Renata Hanae Nagai

**Variações de paleoprodutividade na plataforma interna de Cabo Frio, RJ,
durante o Holoceno.**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica.

Orientadora:

Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa

São Paulo

2009

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

**Variações de paleoprodutividade na plataforma interna de Cabo Frio, RJ,
durante o Holoceno.**

Renata Hanae Nagai

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica.

Julgada em ____/____/____ por

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Prof (a). Dr (a).

Conceito

“Sem caráter e competência não há ciência.”

(Prof. Dr. Ricardo Renzo Brentani)

À minha família, pelo amor e apoio.

Sem a qual seria impossível realizar meus sonhos.

Agradecimentos

À **Prof^a Dr^a Silvia Helena de Melo e Sousa** pelos 4 anos de orientação atenciosa (iniciação, tcc e mestrado...) e estímulo na realização deste e de outros trabalhos. E pela disposição em todos os momentos.

Ao **Prof. Dr. Michel M. de Mahiques**, a segunda pessoa mais legal que conheço nascida em 29 de março (a primeira já sabemos quem é, né?!), por toda ajuda e estímulo para realização deste trabalho e de muitos outros.

À **Dr^a Leticia Burone**, por me inspirar com sua constante busca pelo conhecimento, por toda a atenção e pelos momentos de descontração.

Ao **Prof. Moysés G. Tessler** pelo carinho, conselhos e conversas.

Ao pessoal do Laboratório de Bioindicadores Ambientais (**Calango, Cintia, Poli, Pri e Viviana**) por aguentarem as eventuais reclamações e por sempre estarem dispostos a ajudar.

Aos queridos **Marcelo Rodrigues, Samara Cazzoli Y Goya, Clodoaldo Vieira Tolentino, Edilson Faria**, e **Daniel Pavani Vicente Alves** por sua ajuda na amostragem do sedimento e análises laboratoriais.

Ao meu mais que querido namorado, **Diogo**, por toda compreensão, principalmente nos fins de semana em que ficava no laboratório e nas viagens quando eu precisava de mais um tempinho pra acabar de ler aquele artigo.

Aos **joanelsons**, mais que amigos, irmãos, com quem convivo a mais de 15 anos, que me trazem sanidade e, às vezes, *insanidade* fora do mundo da ciência.

Aos cariocas **Michael R. Martins** e **Simone Barem** que mesmo de longe continuam mais que amigos (a saudade é grande, mas muito menor que a amizade).

Aos mais que companheiros **Hell, JC, Marcus, Minero** e **Tampa** pelos cafés na Didi, palavras de conforto nos momentos de estresse e cervejinhas nos fins de tarde.

E a todos que de algumas forma contribuíram para realização deste trabalho, mas que por um lapso esqueci de mencionar.

Ao **Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica** (em especial a **Prof^a Dr^a Rosalinda C. Montone**) por financiar a expansão de meus horizontes científicos, com auxílio financeiro para participar em congressos.

E por fim, à **CAPES** pelo apoio financeiro durante o mestrado.

Resumo

Análises sedimentológicas, geoquímicas e microfaunísticas realizadas em um testemunho coletado na plataforma interna de Cabo Frio, permitiram a compreensão das variações de produtividade nos últimos 9.300 anos. Quatro fases foram reconhecidas, influenciadas por flutuações do nível relativo do mar e mudanças climáticas que ocorreram na margem continental sudeste Brasileira, durante o Holoceno. Antes de 7,0 kanos cal A.P., os dados apontam para baixa produtividade, sob condições de nível relativo do mar mais baixo e clima úmido. Entre 7,0 e 5,8 kanos cal A.P., há aumento na produtividade oceânica, num cenário de nível do mar em ascensão e condições climáticas mais úmidas. Produtividade similar à fase anterior marca o período de 5,8 a 2,8 kanos cal A.P., em condições de descida do nível do mar e clima mais seco. De 2,8 kanos cal A.P. até o presente, aumento na produtividade oceânica e condições hidrodinâmicas intensas, associados ao estabelecimento do processo de ressurgência em Cabo Frio, quando condições climáticas atuais são estabelecidas. A partir de 2,5 kanos cal A.P., observa-se intensificação do processo de ressurgência, controlada pela ação conjunta de ventos de NE mais intensos (associados a eventos El-niño e/ou a posição da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT), meandramento da Corrente do Brasil – CB - e configuração atual da linha de costa.

Palavras-chave: foraminíferos bentônicos, indicadores geoquímicos, ressurgência costeira, paleoprodutividade, Holoceno, Atlântico Sudoeste.

Abstract

Sedimentological, geochemical and benthic foraminifera analyses carried out on a core sampled from the inner shelf of Cabo Frio, enabled us to identify different four productivity regimes related to sea-level fluctuations and/or climatic changes, that occurred in the southeastern Brazilian continental margin, during the last 9.3 kyr cal BP. Prior to 7.0 kyr cal BP, a lower productivity and less intense hydrodynamic regime occurred at lower sea levels and under drier climatic conditions. Between 7.0 and 5.8 kyr cal BP, relatively stronger local oceanic circulation and relatively high productivity were observed, in a scenario of rising sea levels and more humid conditions. From 5.8 to 2.8 kyr cal BP, bottom currents weakened and input of nutrients increased, with productivity levels similar to the previous phase at lower sea level and in a drier climate. From 2.8 kyr cal BP up to the present, stronger hydrodynamic conditions and a higher productivity regime linked to the establishment of the upwelling process in Cabo Frio. From 2.5 kyr cal BP to the present, upwelling enhancement has been recognized, resulting from the combined action of NE winds (related to El-Niño events and/or the Intertropical Convergence Zone – ITCZ - position), the meandering pattern of the Brazilian Current – BC - and present day coastline configuration.

Keywords – benthic foraminifera, geochemical proxies, coastal upwelling, paleoproductivity, Holocene, southwestern Atlantic.

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de Tabelas	viii
Lista de Figuras	ix
1. Introdução	1
1.1. Considerações iniciais	1
1.2. Produtividade oceânica	3
1.3. Indicadores micropaleontológicos - Foraminíferos	5
1.4. Indicadores geoquímicos	8
2. Objetivos	14
3. Área de estudo	15
3.1. Clima	19
3.1.2. Variações climáticas durante o Holoceno no Brasil	23
3.2. Flutuações relativas do nível do mar durante o Holoceno	26
4. Materiais e métodos	29
4.1. Análises sedimentológicas e geoquímicas	30
4.2. Análises micropaleontológicas	32

4.2.1. Índices ecológicos	33
4.2.2. Índices de produtividade	35
4.3. Análises estatísticas	36
5. Resultados	38
5.1. Dados abióticos	38
5.1.1. Modelo de idade	38
5.1.2. Análises sedimentológicas e geoquímicas	40
5.2. Dados microfaunísticos	46
5.2.1. Densidade de foraminíferos bentônicos	46
5.2.2. Composição taxonômica	47
5.2.3. Classificação de acordo com <i>microhabitat</i> – espécies infaunais/epifaunais	55
5.2.4. Índices ecológicos	63
5.2.5. Índices de produtividade – BFAR e BFHP	69
5.3. Análise estatística	73
5.3.1. Análise de Componentes Principais (ACP)	73
5.3.2. Agrupamento	77
5.3.3. Correlação de Pearson	79
6. Discussão	81
7. Conclusões	91
8. Referências bibliográficas	93

Anexo 1 – Dados de idade estimada (anos cal A.P.); taxa de sedimentação ($\text{cm}\cdot\text{ano}^{-1}$); conteúdos de argila, silte, areia, carbonato de cálcio (CaCO_3), em porcentagem; conteúdo de carbono orgânico (C_{org}) e nitrogênio total (N_{tot}); e razões C/N, Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, B/Al, V/Al. 110

Anexo 2 – Arquivo digital dos dados de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos identificadas em 10cm^3 nas frações $>125\mu\text{m}$ e $63\text{-}125\mu\text{m}$ somadas. 115

Anexo 3 – Prancha com fotomicrografias das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas como representativas (Imagens do acervo digital do Laboratório de Bioindicadores Ambientais). 116

Lista de Tabelas

- Tabela 1- Datações radiométricas e idades calibradas obtidas para o testemunho 7620. 39
- Tabela 2 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica obtidos para o testemunho. Os valores médios referem-se a amostras em que foram realizadas duas medidas. 45
- Tabela 3 – Dados de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas. 49
- Tabela 4 – Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos de acordo com seu *microhabitat* – infauna ou epifauna. 56
- Tabela 5 – Valores obtidos para os descritores biológicos: riqueza das espécies (S), o índice de diversidade de Shannon (H'), a Equitatividade de Pielou (J'). 65
- Tabela 6 – Dados de diversidade média ponderada ($\overline{H'}$), onde H'_k e S_k correspondem à diversidade e riqueza de cada fase de sedimentação estabelecidas para a área de estudo. 68
- Tabela 7 – Dados dos índices de produtividade BFAR (testas•10cm⁻²•kano⁻¹) e BFHP (%). 70
- Tabela 8 – Matriz de correlação de Pearson entre os eixos 1 e 2, os índices de produtividade BFAR e BFHP, e a porcentagem de espécies infaunais e os dados geoquímicos (Corg, CarbAR, coeficientes Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Al e B/Al, considerando como valor significativo $p < 0,05$ (valores em negrito) e $p < 0,10$ (valores sublinhados e em itálico). 80

Lista de Figuras

Figura 1 – Mapa da área de estudo (A); e desenho esquemático do meandramento da Corrente do Brasil na área de estudo. As zonas cinza e cinza claro são separadas pela isóbata de 1000 m (Modificado de: Mahiques *et al.*, 2002). 16

Figura 2 - Imagem de satélite (AVHRR-NOAA) de temperatura da superfície do mar mostrando a ressurgência costeira (tons de azul) na margem continental Sudeste Brasileira. Em branco, cobertura de nuvens; valores de temperatura em °C. (Modificado de: Rodrigues e Lorenzzetti, 2001) 18

Figura 3 - Diagramas esquemáticos (A) das características da circulação atmosférica sobre a América do Sul na baixa troposfera. Onde, Alta Subtropical – AST; Centro de Baixa pressão – B; Zona de Convergência Intertropical – ZCIT; e Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS. (Modificado de: Wainer e Taschetto, 2006); e (B) da distribuição zonal idealizada de pressão no globo terrestre (Modificado de: Grimm, 1999). 20

Figura 4 – Ilustração dos impactos relacionados ao ENOS na circulação atmosférica da América do Sul (Modificado de: Martin *et al.*, 1993). 23

Figura 5– Curvas das flutuações do nível relativo do mar, propostas por: Martin *et al.* (2003), para o litoral de Salvador, BA (c); Angulo *et al.* (2006), para a costa Brasileira em 28°N - linha sólida e 28°S - linha pontilhada (b), e Corrêa (1996), para a plataforma continental do Rio Grande do Sul (a). 28

Figura 6 - Mapa da área de estudo com a localização do testemunho, estação oceanográfica 7620 29

Figura 7– (A) Desenho esquemático da distribuição das idades obtidas pela datação radiométrica, sem calibração, ao longo do testemunho; e (B) Modelo de idade para o testemunho 7620, baseado em 11 datações radiométricas distribuídas ao longo do testemunho. Interpolação obtida através do modelo de efeito misto, descrito por Heegard *et al.* (2005). E indicação das taxas de sedimentação (setas pretas) calculadas a partir do modelo de idade. 40

Figura 8 – Distribuição dos dados de (A) taxa de sedimentação e sedimentológicos (conteúdo de argila, silte e areia); (B) geoquímicos (conteúdo de carbonato de cálcio (CaCO_3), carbono orgânico (Corg), nitrogênio total (Ntot), e razão C/N; e (C) razões Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, B/Al e V/Al, ao longo da coluna sedimentar. 44

Figura 9 – Distribuição da densidade total de foraminíferos bentônicos (indivíduos em 10 cm^3), ao longo do testemunho. 46

Figura 10 – Distribuição das freqüências das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas, ao longo do testemunho. 53

Figura 11 – Distribuição da freqüência das espécies classificadas como infaunais e epifaunais, ao longo do testemunho. 63

Figura 12 – Distribuição dos valores obtidos para os descritores biológicos diversidade de Shannon (H'), equitatividade de Pielou (J') e riqueza (S). 68

Figura 13 – Distribuição dos índices de produtividade BFAR e BFHP, ao longo do testemunho. 73

Figura 14- Diagrama de ACP para as amostras (idades estimadas), a partir da matriz de parâmetros abióticos (conteúdo de areia e carbono orgânico, e razões Fe/Ca, Ba/Ca e V/Ti). 75

Figura 15 – Distribuição os pesos dos fatores dos eixo 1 e 2 obtidos na ACP, ao longo do testemunho. 76

Figura 16 – Dendograma da análise de agrupamento em Modo-R, utilizando o coeficiente de similaridade de Morisitia-Horn e o Unweighted Pair Group Method Using Arithmetic Averages (UPGMA), realizada a partir da matriz de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas. 78

1. Introdução

1.1. Considerações iniciais

Os oceanos atuam como reguladores no ciclo biogeoquímico do carbono, influenciando o balanço deste elemento entre o oceano e a atmosfera. A compreensão da evolução do dióxido de carbono - CO₂ - atmosférico é um dos principais desafios dos estudos ambientais atuais devido a suas implicações sociais e econômicas. Neste contexto de estudos relacionados a mudanças globais, reconstituições de paleoprodutividade e o entendimento dos mecanismos responsáveis por mudanças na paleoprodutividade oceânica são indispensáveis (Jorissen e Rohling, 2000).

As margens continentais (plataformas, taludes continentais) têm papel fundamental no ciclo biogeoquímico marinho do carbono e elementos associados como o nitrogênio (Walsh, 1991, Jorissen *et al.*, 1998). Devido aos grandes aportes de nutrientes tanto continentais como oceânicos, através de rios e processos de ressurgência, observa-se em certas áreas das margens continentais, alta produtividade primária (Martinez *et al.*, 1999). A alta produtividade primária nestas áreas e o subsequente transporte do carbono para o sedimento afetam a trocas de CO₂ entre a atmosfera e o oceano (Jorissen *et al.*, 1998).

De acordo com Scourse e Austin (2002) estudos em áreas de plataforma continental vêm se tornando cada vez mais importantes para estudos de reconstituições ambientais, pois fornecem: (a) registros com alta resolução estratigráfica, por estas áreas apresentarem taxas de sedimentação alta; (b)

bons registros da interação dos processos oceânicos com o continente, fornecendo informações sobre mudanças climáticas e suas interações com processos oceânicos; (c) registros de flutuações do nível do mar, clima, produtividade primária e o ciclo do carbono.

A margem continental do Atlântico sudoeste é pouco conhecida no que se refere a variações temporais na intensidade do processo de produtividade oceânica, dos poucos trabalhos existentes pode-se citar Mahiques *et al.*, 2004, 2005; *in press*; e Nagai *et al.*, *in press*. Estes autores encontraram, durante o Holoceno, flutuações na produtividade oceânica vinculadas a variações climáticas e a variações nos padrões hidrodinâmicos atuantes na margem continental Brasileira.

A região de Cabo Frio é uma das áreas com as maiores taxas de sedimentação da margem continental Sudeste Brasileira (Mahiques *et al.*, 2002), e, devido ao processo de ressurgência que ocorre na região, pode ser considerada como uma exceção ao padrão de águas oligotróficas observado para o Atlântico Sudoeste (Mahiques *et al.*, 2005).

O fenômeno da ressurgência costeira em Cabo Frio desempenha importante papel ecológico e climático na região. Diversos estudos afirmam que o aumento na quantidade de nutrientes na coluna d'água e da produção primária é responsável pela distribuição da megafauna bêntica e manutenção dos estoques pesqueiros locais de peixes e lulas (Rodrigues e Lorenzetti, 2001; DeLéo e Pires-Vanin, 2006). Aparentemente as plumas de água fria resultantes da ressurgência ocasionam intensos processos de interação oceano-

atmosfera, afetando a circulação da brisa do mar e conseqüentemente modulando o clima na região de Cabo Frio (Rodrigues e Lorenzetti, 2001).

Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo principal à compreensão, em escala milenar, das variações de produtividade e hidrodinâmicas que ocorreram na região de Cabo Frio nos últimos milhares de anos, buscando correlacioná-las com flutuações do nível relativo do mar e variações climáticas locais e regionais que afetaram a margem continental Brasileira no Holoceno.

1.2. Produtividade oceânica

A produtividade oceânica pode ser definida como a absorção de carbono inorgânico dissolvido e seu subsequente seqüestro sob a forma de compostos orgânicos por produtores primários marinhos (Paytan, 2006). Assim, variações na produtividade oceânica podem alterar concentrações de CO₂ atmosférico, influenciando conseqüentemente o clima. Mix (1989), por exemplo, atribui o aumento da produtividade biológica nos oceanos durante períodos glaciais, como a principal forçante das mudanças nas concentrações de CO₂ atmosférico, observadas em testemunhos de gelo durante períodos glaciais e interglaciais.

A produtividade primária oceânica pode ser dividida em: (1) produção primária que ocorre na superfície dos oceanos e (2) produção exportada, ou seja parte da produção primária que é exportada da superfície para o assoalho oceânico (Paytan, *op cit.*). Por haver esta relação entre a produtividade nas

águas superficiais e o estoque de carbono orgânico nos sedimentos subjacentes, a produtividade pode ser inferida como fluxo de carbono ($C \cdot \text{área}^1 \cdot \text{tempo}^{-1}$).

Dessa forma, a reconstituição da distribuição espacial e temporal dos sedimentos oceânicos funciona como ferramenta na compreensão da história da circulação oceânica e do clima (Herguera, 2000). Como a distribuição do carbono nos sedimentos oceânicos está relacionada à produtividade biológica, degradação da matéria orgânica e do carbonato de cálcio, e circulação oceânica (Mix, 1989); estudos relacionados à paleoprodutividade são importantes na compreensão de inúmeros fatores, como: padrões de corrente e vento, ciclo do carbono, biogeografia e clima.

Os processos que envolvem mudanças climáticas, produtividade e seu registro nos fundos oceânicos apresentam alta complexidade, e grande dificuldade na interpretação adequada do registro geológico (Vénec-Peyré e Caulet, 2000). Por isso, revisões ou sínteses sobre reconstituições de paleoprodutividade recomendam o desenvolvimento de estudos multidisciplinares integrados, de alta resolução, utilizando vários indicadores ambientais (*multi-proxies*), a fim de eliminar o maior número possível de incertezas (Schmiedl e Mackensen, 1997; Herguera, 2000; Vénec-Peyré e Caulet, 2000; Paytan, 2006).

Como indicadores ambientais utilizados em estudos de paleoprodutividade podem ser citados, os indicadores micropaleontológicos (por exemplo, associações de foraminíferos; índices como o BFAR - taxa de acumulação de testas de foraminíferos bentônicos (Herguera e Berger, 1991) e

o BFHP – número de espécies de foraminíferos bentônicos indicadoras de alta produtividade (Martins *et al.*, 2007); e a aplicação de modelos tróficos como o TROX - modelo de explicação de microhabitats através das condições TRóficas e concentrações de Oxigênio (Jorissen *et al.*, 1995)) e os indicadores geoquímicos (por exemplo, conteúdo de carbono orgânico, carbonato, opala e barita no sedimento; isótopos de carbono; além de alguns parâmetros inorgânicos, tais como razões Ba/Al).

1.3. Indicadores micropaleontológicos - Foraminíferos

Os foraminíferos constituem o grupo mais diverso de microorganismos com testas calcárias dos oceanos modernos e seu registro fóssil mais antigo data da Era Paleozóica (Sen Gupta, 1999). Esses organismos pertencem ao reino Protozoa (Boltovskoy, 1965), formando um grupo de protistas amebóides de extremo sucesso (Sen Gupta, 1999), e com ampla distribuição geográfica. Como indicadores micropaleontológicos, estes organismos são amplamente utilizados em estudos relacionados à paleoprodutividade (Martinez *et al.*, 1999; Herguera, 2000; Vénec-Peyré e Caulet, 2000; Martins *et al.*, 2006, 2007; Nagai *et al.*, *in press*).

Os bentônicos têm sido amplamente utilizados na compreensão de variações ambientais em regiões marinhas atuais, e em reconstituições paleoceanográficas, por apresentarem, em resposta a variações nos parâmetros ambientais, mudanças em suas associações (Murray, 1991), distribuição vertical na coluna de sedimentos (Jorissen *et al.*, 1995) e aspectos morfológicos e de tamanho (Bernhard, 1986; Boltovskoy *et al.*, 1991).

De acordo com Loubere e Fariduddin (1999), a distribuição ambiental dos foraminíferos bentônicos é influenciada pela variabilidade nos fluxos de carbono para o fundo marinho. A variação de produtividade primária é responsável pela quantidade e qualidade da matéria orgânica que chega ao assoalho oceânico, o que influencia a composição e *standing stocks* das comunidades de foraminíferos bentônicos (Herguera e Berger, 1991; Schmiedl *et al.*, 2000; Fontanier *et al.*, 2003). Além de mudanças nas associações, o *microhabitat* desses organismos, é controlado pelo consumo de oxigênio e os limites de redox na coluna sedimentar, que por sua vez controlam o suprimento de matéria orgânica metabolizada para o meio (Fontanier *et al.*, 2002).

Dessa forma, variações na densidade de espécies consideradas como infauna profunda, infauna rasa e epifauna podem ser usadas no entendimento do aporte de nutrientes para o ambiente, de acordo com o modelo TROX. Segundo este modelo proposto por Jorissen *et al.* (1995), a distribuição vertical de foraminíferos bentônicos no sedimento varia de acordo com a disponibilidade de alimento e condições de oxigenação. Em ambientes mais oligotróficos, a comunidade bentônica é predominantemente constituída por espécies epifaunais, e controlada principalmente pela disponibilidade de nutrientes e, em ambientes mais eutróficos, as espécies infaunais são predominantes, sendo o fator oxigênio determinante para a distribuição da comunidade. Atualmente, os modelos de distribuição vertical de foraminíferos bentônicos consideram também as condições de energia do ambiente (Mackensen *et al.*, 1995).

A aplicação de índices de produtividade como o índice BFAR (Herguera e Berger, 1991) e o índice BFHP (Martins *et al.*, 2007) também é utilizada em estimativas do fluxo de carbono orgânico para o fundo oceânico.

Segundo Herguera e Berger (1991) e Herguera (1992), o índice BFAR é diretamente proporcional ao fluxo vertical de matéria orgânica para o assoalho oceânico. A biomassa de foraminíferos bentônicos (produção de testas) aparentemente é co-variável com a produtividade exportada (Jorissen e Rohling, 2000). E, como consequência, o registro de foraminíferos bentônicos pode fornecer uma estimativa independente sobre a quantidade de matéria orgânica introduzida no ecossistema bentônico (Martinez *et al.*, 1999).

A aplicação do índice BFAR está fundamentada no fato de que o número de foraminíferos bentônicos produzido por unidade de área e tempo (número de foraminíferos bentônicos $\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{kano}^{-1}$) depende do fluxo de carbono orgânico que chega no fundo, e isso é um reflexo da produtividade na zona eufótica (Herguera, 1992).

Diversos estudos aplicam o índice BFAR como um indicador quantitativo de produtividade oceânica (p.e. Herguera e Berger, 1991; Herguera, 1992, 2000; Jain *et al.*, 2007), no entanto, este índice apresenta limitações e, em alguns estudos sua aplicação é qualitativa, como indicador do aumento ou decréscimo relativo de produtividade (p.e. Martinez *et al.*, 1999; Wollenburg e Kuhnt, 2000). Martinez *et al.* (*op cit.*) utilizaram o fluxo de foraminíferos bentônicos (índice BFAR) para confirmar variações na paleoprodutividade, indicadas por *proxies* geoquímicos de um testemunho coletado na margem noroeste africana. Entre as limitações da aplicação do índice BFAR podem-se

citar: (a) baseia-se na premissa de que as taxas de sedimentação são constantes (Jorissen *et al.*, 1998); e (b) não assume a ocorrência de suprimento lateral de carbono orgânico para o ecossistema bentônico.

O índice BFHP baseia-se no princípio de que os foraminíferos bentônicos respondem às mudanças no fluxo de carbono orgânico (Martins *et al.*, 2007) e sua aplicação possibilita identificar períodos de elevado fornecimento de C_{org} para o fundo oceânico.

Além destes indicadores, o estudo dos parâmetros populacionais tais como, diversidade de Shannon-Weaver (Shannon e Weaver, 1999), equitatividade (Pielou, 1975), densidade absoluta e diversidade ponderada (Burone e Pires-Vanin, 2006), tem grande importância nos trabalhos paleoecológicos. Estes parâmetros podem sintetizar as respostas da população às variações eutróficas do meio (Burone, 2002; Burone e Pires-Vanin, *op cit.*).

1.4. Indicadores geoquímicos

1.4.1. Caracterização da matéria orgânica sedimentar

A caracterização da matéria orgânica depositada em sedimentos marinhos é amplamente utilizada em estudos de paleoprodutividade, pois fornece informações sobre a contribuição de sedimentos continentais para o oceano, dinâmica de massas d'água, potencial de oxi-redução e taxas de sedimentação (Mahiques *et al.*, 1999). Esta caracterização engloba a análise do conteúdo de carbono orgânico total (C_{org}) e nitrogênio total (N_{tot}) e de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}C$), permitindo a identificação de períodos de

maior produtividade (C_{org} e N_{tot}) e natureza da matéria orgânica (razão C/N, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$).

As variações do conteúdo de C_{org} e de sua taxa de acumulação (CarbAR) nos sedimentos são aplicados em reconstituições de produtividade oceânica, pelo fato do carbono orgânico ser o principal constituinte dos compostos biológicos. Muitos estudos assumem que a quantidade de matéria orgânica que atinge o assoalho oceânico seja proporcional à produtividade exportada da superfície oceânica (Paytan, 2006 e referências nele contidas).

Müller e Suess (1979), por exemplo, apresentaram uma equação empírica para estimar produtividade oceânica como função do peso da matéria orgânica presente no sedimento, aplicando uma correção em função da taxa de sedimentação. Por sua vez, Sarnthein *et al.* (1987) propuseram que a taxa de acumulação do carbono orgânico (CarbAR) nos sedimentos fosse correlacionada com o fluxo de C_{org} para o assoalho oceânico ao invés da produtividade das águas superficiais.

No entanto, a interpretação das flutuações do conteúdo de carbono orgânico em termos de paleoprodutividade é dificultada por processos que afetam, principalmente, a preservação da matéria orgânica nos sedimentos. Em se tratando de ambientes costeiros, o aporte de carbono orgânico de origem continental pode resultar numa superestimação da produtividade oceânica, o que torna a identificação da origem da matéria orgânica (continental ou marinha), presente nos sedimentos marinhos, extremamente importante.

A razão C/N, tem como base o fato de que organismos diferentes produzem matéria orgânica com conteúdos de C e N distintos (Stein, 1991). De acordo com Meyers (1997) a matéria orgânica de origem marinha apresenta valores em torno de 6 para a razão C/N, enquanto que valores próximos a 20 seriam indicativos de origem continental da matéria orgânica; já na margem continental sudeste Brasileira, Mahiques *et al.* (1999) encontraram valores próximos a 24 como indicativos de origem continental da matéria orgânica. Essa diferença ocorre devido à ausência de celulose em algas (menor quantidade de C) e sua abundância em plantas vasculares, e devido a abundância de proteínas em algas (maior quantidade de nitrogênio).

A origem da matéria orgânica nos sedimentos marinhos pode também ser identificada por sua composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$). Esta técnica baseia-se nas diferentes assinaturas destes isótopos em plantas C3 (árvores e arbustos) e C4 (gramíneas), organismos bentônicos, e fitoplankton e zooplankton (Mahiques *et al.*, 1999; Lourenço, 2007). As plantas terrestres assimilam carbono sob a forma de CO_2 atmosférico ($\delta^{13}\text{C}$ [PDB]= -7‰) e nas plantas marinhas o carbono é assimilado sob a forma de HCO_3^- ($\delta^{13}\text{C}$ [PDB] $\approx$ 0‰). Isso faz com que plantas terrestres apresentem valores menores de $\delta^{13}\text{C}$ (-26‰) do que a maior parte do fitoplankton marinho (-20‰) (Roy, 2003).

1.4.2. Elementos

A origem da matéria orgânica sedimentar pode também ser inferida através do conteúdo de outros indicadores geoquímicos elementares (como, ferro - Fe, cálcio - Ca, e titânio - Ti).

O cálcio presente nos sedimentos, por ser componente da calcita e aragonita, reflete o conteúdo de carbonato marinho. De acordo com Arz *et al.* (1998) conteúdos elevados de Ca estariam relacionados a baixos conteúdos de Ti e Fe; pois, estes elementos, estão relacionados a componentes siliciclásticos e especialmente minerais argilosos. Mahiques *et al.* (*in press*), em testemunho coletado na plataforma sudeste brasileira, utilizaram razões Fe/Ca e Ti/Ca para avaliar aporte de sedimentos terrígenos, encontrando correlação significativa entre estas razões e conteúdo de argila nos sedimentos.

Além dos indicadores acima citados, outros indicadores geoquímicos elementares são utilizados em estudos de reconstituição de paleoprodutividade. O bário (Ba), por exemplo, é amplamente utilizado em estimativas de paleoprodutividade, pois a barita marinha (BaSO_4), o principal composto contendo Ba na coluna d'água, está relacionada ao fluxo de carbono (Paytan, 2006).

O bário encontrado no sedimento marinho pode apresentar-se sob duas formas: como silicato, proveniente de aporte continental, e sob a forma de barita, associada ao material orgânico. Dessa forma, para que este indicador seja usado em estimativas de paleoprodutividade, é preciso distinguir o bário biogênico (Ba_{ex}) do bário proveniente do continente no sedimento. De acordo com Paytan (2006), o Ba_{ex} é determinado a partir do bário total presente no sedimento, depois da subtração do bário associado ao material terrígeno, que é calculado através da normalização pelo alumínio (Al), cálcio (Ca) e titânio (Ti), razões Ba/Al, Ba/Ca e Ba/Ti.

No entanto, sua utilização como um indicador de produtividade ainda encontra-se sob discussão (Mahiques *et al.*, *in press*) e apresenta como principais limitações o aporte de Ba terrígeno e sua possível remobilização diagenética (Moreno *et al.*, 2004). Em estudo realizado na plataforma continental sudeste brasileira, Mahiques *et al.* (*in press*) afirmaram que as razões Ba/Ca, Ba/Ti e Ti/Al seriam indicadores confiáveis de produtividade, após encontrarem correlações significativas entre estas razões e o conteúdo de carbono orgânico.

Além das aplicações supracitadas, estudos de reconstituição ambiental utilizam elementos como indicadores de condições redox de águas de fundo. A variação no conteúdo sedimentar de elementos sensíveis a condições redox (p.e. manganês - Mn, cromo - Cr e vanádio - V) fornecem informações sobre o conteúdo de oxigênio na água de fundo no momento da sedimentação (Moreno *et al.*, 2004). O Mn, por exemplo, forma um óxido altamente insolúvel em condições óxicas; já o Cr e V são reduzidos para espécies insolúveis de menor valência sob condições anóxicas (Moreno *et al.*, *op cit.*).

1.4.3. Carbonato de cálcio

O carbonato de cálcio presente nos sedimentos, predominantemente composto por carapaças de organismos marinhos (p.e. foraminíferos e coccolotoforídeos), pode ser utilizado como indicador de paleoprodutividade (Moreno *et al.*, 2004). Rühleman *et al.* (1999), por exemplo, afirmam que, em regiões de baixa produtividade, taxas de acumulação de carbonato de cálcio refletem indiretamente o fluxo de carbono orgânico. No entanto, estes autores

ressaltam a importância de aquisição da relação empírica entre C_{org} e $CaCO_3$ específica para cada área de estudo.

Além disso, ao analisar o registro de variações nas taxas de acumulação do carbonato de cálcio é necessária cautela, pois este indicador representa a resposta de organismos específicos às variações na produtividade primária, e sofre influência de processos de dissolução do carbonato de cálcio (Rühleman *et al.*, 1999; Paytan, 2006).

Em locais como o oceano profundo problemas de dissolução estariam relacionados principalmente à profundidade da camada de compensação do carbonato – CCD, já para águas mais rasas a oxidação da matéria orgânica seria a principal responsável pela dissolução do carbonato. Em áreas altamente produtivas das margens oceânicas, o grande aporte de matéria orgânica acarreta numa elevada produção de CO_2 metabólico, reduzindo, conseqüentemente, a concentração de CO_3^{2-} na água intersticial, ocasionando na dissolução do $CaCO_3$ (Rühleman *et al.*, *op cit.*).

2. Objetivos

Para que o objetivo principal do trabalho fosse alcançado, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

a) identificar as associações de foraminíferos bentônicos e suas variações ao longo do testemunho;

b) avaliar mudanças na estrutura trófica do meio considerando o *microhabitat* das espécies de foraminíferos bentônicos e o modelo TROX, bem como, aplicando índices ecológicos, e os índices BFAR e o BFHP;

c) avaliar mudanças na produtividade através de análises geoquímicas, tais como isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica;

d) compreender a relação entre as variações de paleoprodutividade e mudanças climáticas globais e/ou regionais;

3. Área de estudo

A região de Cabo Frio está localizada na margem continental sudeste Brasileira na porção norte do setor denominado Embaiamento de São Paulo, que se estende de 23°S a 28°S em forma de arco (Figura 1). A plataforma é estreita (50 km), a quebra da plataforma ocorre entre 140 e 160 m de profundidade e possui declive com gradiente elevado (Castro *et al.*, 2006; Zembruski, 1979). A margem continental sudeste é predominantemente deposicional e caracteriza-se por arcabouço tectono-estrutural pretérito, coberto e modificado por intensa sedimentação de natureza progradante (Zembruski, *op cit.*). A topografia de fundo apresenta isóbatas que seguem a linha de costa (Carbonel, 2003) (Figura 1).

Na plataforma continental da região de Cabo Frio, os processos sedimentares são influenciados, principalmente, pela Corrente do Brasil (CB), na sua porção externa e por uma circulação forçada pelo vento, na sua porção interna (Mahiques *et al.*, 2005). No geral, o fundo oceânico da região apresenta sedimentos siliciclásticos, representados por areia muito fina e silte, com quantidades variáveis de carbonato de cálcio e argila. Sedimentos mais grossos e carbonáticos, que representam menos de 5% dos sedimentos do fundo atual, estão relacionados a sedimentos relíquias, depositados em condições de nível do mar mais baixo (Mahiques *et al.*, 2004).

A CB é formada pelo empilhamento de massas de água e transporta a Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (Silveira *et al.*, 2000). A AT flui nos níveis superiores e caracteriza-se como uma água de superfície formada como consequência da intensa radiação e excesso de

evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico Tropical (AT, $T = 25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $S = 37,1$); e a ACAS flui na região da picnoclina, com temperaturas entre 6 e 20°C , e salinidades entre 34,6 e 36, formada pelo afundamento das águas na região da Convergência Subtropical (Silveira *et al.*, 2000). As temperaturas da CB variam entre 25 a 27°C durante o verão e de 22 a 24°C no inverno, com salinidades normalmente entre 36,5 e 37,0 (Rodrigues e Lorenzetti, 2001).

Figura 1 – Mapa da área de estudo (A); e desenho esquemático do meandramento da Corrente do Brasil na área de estudo. As zonas cinza e cinza claro são separadas pela isóbata de 1000 m (Modificado de: Mahiques *et al.*, 2002).

O processo de “upwelling - downwelling” costeiro atual em Cabo Frio é apresentado na literatura como um fenômeno quase-sazonal (Mahiques *et al.*, 2005). O sinal da ressurgência pode ser observado através das anomalias negativas de temperatura (Figura 2).

De acordo com Campos *et al.* (2000), a mudança na orientação da linha de costa em torno de 23° S alinha a margem de Cabo Frio à direção predominante dos ventos de NE durante o verão austral. A combinação destes fatores produz, de acordo com a dinâmica de Ekman, o deslocamento para largo da Água Costeira (AC), prevenindo a AT de penetrar na plataforma. Conseqüentemente, as águas frias da ACAS, que ocupam a região da termoclina, penetram na plataforma junto ao fundo, e eventualmente afloram próximas à costa (Castro *et al.*, 2006). A constância da direção do vento favorece um fenômeno mais efetivo e intenso (Rodrigues e Lorenzzetti, 2001; Castro *et al.*, *op cit.*). O afloramento da ACAS aumenta a produtividade biológica local, e, conseqüentemente, a deposição de matéria orgânica (Gaeta *et al.*, 1994).

Durante o inverno austral, a passagem de frentes frias com ventos predominantemente de SW inibe o processo de ressurgência (Rodrigues e Lorenzzetti, 2001). Os ventos de SW promovem, através do transporte de Ekman de superfície, o deslocamento para costa da AT e para o largo da termoclina, resultando numa fase denominada de “downwelling” (Castro *et al.*, 2006).

Figura 2 - Imagem de satélite (AVHRR-NOAA) de temperatura da superfície do mar mostrando a ressurgência costeira (tons de azul) na margem continental Sudeste Brasileira. Em branco, cobertura de nuvens; valores de temperatura em °C. (Modificado de: Rodrigues e Lorenzzetti, 2001)

Campos *et al.* (2000) propuseram que o meandramento ciclônico da CB influencia a intensidade da ressurgência costeira. O núcleo frio destes meandros elevaria a termoclina próximo ao talude e facilitaria a penetração das ACAS (Mahiques *et al.*, 2005). Segundo Calado *et al.* (2006) há ligação entre meandros ciclônicos bem desenvolvidos na região de Cabo Frio e a intensificação do processo de ressurgência costeira, sob condições de ventos favoráveis. A partir de um modelo numérico, a geomorfologia da linha de costa também foi considerada como fator determinante da magnitude e intensidade do processo de ressurgência em Cabo Frio por Rodrigues e Lorenzzetti (2001).

Na maior parte da zona costeira do Rio de Janeiro, o clima é tropical úmido, quente e chuvoso no verão, com uma estação seca no inverno, denominado Aw na classificação de Köppen (Barbière, 1984). A região de Cabo Frio apresenta um clima particularmente seco, Bsh na classificação de Köppen, que é uma variação de clima quente e semi-árido derivado da ressurgência costeira (Scheel-Ybert, 2000). A penetração da ACAS na costa de Cabo Frio afeta diretamente o clima local, devido ao aumento do gradiente térmico entre oceano, atmosfera e continente (Wainer e Taschetto, 2006); reduzindo a precipitação local (Scheel-Ybert, *op cit.*).

3.1. Clima

O clima na América do Sul sofre a influência topográfica da Cordilheira dos Andes e da presença da Floresta Amazônica, que confere ao continente climas úmidos (Wainer e Taschetto, 2006). A circulação atmosférica regional recebe grande influência do Oceano Atlântico Sul, e na baixa troposfera caracteriza-se pela presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da Alta Subtropical do Atlântico Sul (AST) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 3).

A ZCIT é resultado da circulação e convergência dos ventos alísios de NE, no Hemisfério Norte, e de SE, no Hemisfério Sul, e caracteriza-se por alta precipitação. A ZCIT apresenta deslocamento sazonal, ficando entre 5º e 15ºN (de julho a outubro), e entre 5º e 15ºS no Hemisfério Sul, nos meses de janeiro a abril (Aquino e Setzer, 2006).

A AST é um centro de alta pressão localizado em torno de 20° a 35°S, sobre o Oceano Atlântico Sul, considerada região de subsidência e vento divergente, origina os alísios e os ventos de oeste (Grimm, 1999).

A ZCAS é uma banda de nebulosidade, alimentada pela umidade trazida pelos ventos que contornam o ramo norte da alta subtropical do Atlântico Sul (ventos alísios), caracterizada por intensa precipitação (Taschetto, 2006).

Figura 3 - Diagramas esquemáticos (A) das características da circulação atmosférica sobre a América do Sul na baixa troposfera. Onde, Alta Subtropical – AST; Centro de Baixa pressão – B; Zona de Convergência Intertropical – ZCIT; e Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS. (Modificado de: Wainer e Taschetto, 2006); e (B) da distribuição zonal idealizada de pressão no globo terrestre (Modificado de: Grimm, 1999).

A ZCIT tem importantes efeitos regionais, em particular, na distribuição e intensidade de precipitação e ventos. O deslocamento para sul da ZCIT e a entrada de frentes frias trazem umidade para região SE Brasileira durante o verão e o inverno, respectivamente (Garcia *et al.*, 2004). O padrão dos ventos no Atlântico Sul é também influenciado pela AST que, na média anual, traz ventos de leste-nordeste para a costa brasileira situada entre 15° e 25°S (Wainer e Taschetto, 2006).

Os ventos alísios sopram de leste e nordeste em direção a costa brasileira, ao longo de todo o ano, trazendo umidade para o continente. Durante o verão, devido ao aumento do gradiente zonal de pressão entre continente e oceano, ocorre a intensificação dos ventos alísios de nordeste (Taschetto, 2006). Variações na intensidade e posição da alta subtropical atmosférica, juntamente com a migração da ZCIT, influenciam diretamente o clima e controlam a direção e intensidade de ventos atuantes na costa brasileira; durante o inverno, por exemplo, a AST pode inibir a entrada de frentes frias (Wainer e Taschetto, *op cit.*).

As frentes frias são ciclones de médias latitudes originados no oceano Pacífico, que atravessam os Andes e a Argentina (35°S) (Taschetto, 2006), trazendo ventos de sul-sudeste na costa brasileira (Martin *et al.*, 1993). A penetração dos sistemas frontais nos subtrópicos é um dos mecanismos de geração e manutenção da ZCAS (Taschetto, *op cit.*). De acordo com este autor, a variabilidade da ZCAS é de fundamental importância nos eventos extremos de precipitação no sudeste do Brasil.

A circulação atmosférica e o clima da América do Sul são também afetados por fenômenos de larga escala como, por exemplo, eventos El-Niño e o Dipolo do Atlântico.

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) representa, de forma genérica, um fenômeno de interação atmosfera-oceano, associado a anomalias positivas nos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e enfraquecimento dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial.

As conseqüências de eventos ENOS para o Atlântico Sul ainda não são completamente conhecidas (Taschetto, 2006). No entanto, sabe-se que o ENOS afeta a variabilidade da precipitação da porção sul da América do Sul, que compreende o sul do Brasil, Argentina, Chile, Uruguai, e Paraguai (Grimm *et al.*, 2000), e ocasiona mudanças no padrão de ventos (Martin *et al.*, 1993). Além disso, aparentemente variações na TSM causadas pelo ENOS afetam a variação do gradiente inter-hemisférico da TSM e tem impacto significativo na posição e intensidade da ZCIT, que acompanha o deslocamento das anomalias quentes da superfície do mar (Wainer e Taschetto, 2006). A Figura 4 ilustra as conseqüências de eventos El Niño no padrão de ventos da América do Sul.

O Dipolo do Atlântico se caracteriza por um gradiente de TSM entre as regiões ao norte e ao sul do Equador e apresenta escalas sazonais, interanuais e decadais (Wainer e Taschetto, 2006). De acordo com estes autores, as anomalias de TSM entre os hemisférios estão ligadas a posição e intensidade da ZCIT. Aparentemente há interação entre o ENOS e anomalias da TSM, podendo o ENOS ser associado ao desenvolvimento do Dipolo em ambos os hemisférios do Atlântico tropical (Taschetto, 2006). No entanto, a interação

interpolação de idades de ^{14}C ou a valores de efeito reservatório; ou problemas de diferenças de gradientes de umidade derivados de fatores microclimáticos ou orográficos.

De maneira geral, durante o Holoceno, a região sul/sudeste Brasileira foi submetida a oscilações climáticas importantes, caracterizadas, principalmente, pela alternância entre períodos secos e úmidos, controlada por mudanças nos regimes de ventos (p.e. Ledru *et al.*, 1996, 1998; Behling, 1997, 1998). Essas mudanças no padrão de ventos podem ser associadas a um controle tropical, relacionado à variabilidade na posição da ZCIT; a um controle subtropical, associado à passagem de frentes frias; e/ou ao fortalecimento/enfraquecimento de alísios subtropicais, possivelmente associados ao ENOS (Mahiques *et al.*, *in press*).

Através da análise do conteúdo de grãos de pólen de um registro sedimentar de 55.000 anos, coletado no sudeste brasileiro, Ledru *et al.* (1996) identificaram mudanças climáticas nos últimos 17.000 anos. Nos últimos 10.000 anos, estas mudanças estariam relacionadas à chegada de frentes polares na região de estudo, localizada na latitude de 19° S. De acordo com estes autores, o Holoceno, entre 9.500 e 5.000 anos A.P., foi caracterizado por temperaturas elevadas, seguido de condições mais úmidas entre 4.000 e 3.000 anos A.P.. Estes autores observaram aumento progressivo de umidade, a partir de 7.000 anos A.P. até o presente, derivado de mudanças nos regimes de ventos, relacionadas ao enfraquecimento das frentes polares e oscilações da posição da ZCIT.

Mudanças climáticas associadas à passagem de frentes polares foram também descritas por Behling (1997, 1998), que relatou clima quente e seco para o sul e sudeste Brasileiro, durante o Holoceno Inferior e Médio, associado ao bloqueio das frentes polares mais ao sul. Ainda de acordo com este autor, o avanço para norte das florestas de Araucárias, de 2.850 anos A.P. até o presente, seria produto da intensificação dos ventos, aumento da umidade e diminuição da temperatura atmosférica.

Garcia *et al.* (2004) com base em análises de palinomorfos reconstituíram o clima e a vegetação da floresta tropical, entre 9.720 e 1.950 anos A.P., no litoral do Estado de São Paulo. Dois períodos mais frios e úmidos (entre 9.720 e 8.240 anos A.P., e após 3.500 anos A.P.) intercalados por um intervalo mais seco (entre 5400 e 3500 anos A.P.) foram encontrados. Para esses autores, as variações climáticas seriam decorrentes do deslocamento da ZCIT e de eventos El-Niño. Pessenda *et al.* (2004) também reconheceram um período seco, após 5.400 anos A.P., em registros de carvão do sudeste Brasileiro.

Condições climáticas mais úmidas entre 3.800 e 1.600 ^{14}C anos A.P. foram também relatadas por Barreto *et al.* (2007). Estes autores, a partir de análises palinológicas, reconheceram na Baía de Guanabara (RJ), alternâncias entre condições climáticas úmidas e secas nos últimos 4.200 ^{14}C anos, com clima mais seco nos últimos 700 anos.

Na região de Cabo Frio, Scheel-Ybert (2000) através de estudos antracológicos em sambaquis, identificou dois episódios úmidos (entre 5.500 - 4.900/4.500 ^{14}C anos A.P. e 2.300 - 2.000 ^{14}C anos A.P.), intercalados por dois

períodos mais secos (entre 4.900/4.500 - 2.300 ^{14}C anos A.P. e 2.000 - 1.400 ^{14}C anos A.P.).

Mudanças ambientais para a região de Cabo Frio, durante o Holoceno Médio e Superior, foram também discutidas por Sylvestre *et al.* (2005) e Laslandes *et al.* (2006) com base em variações nas associações de diatomáceas de uma lagoa hipersalina. Sylvestre *et al.* (*op cit.*) relataram condições climáticas mais secas desde 2.200 ^{14}C anos A.P. até o presente. De acordo com estes autores, este cenário estaria relacionado com a intensificação do processo de ressurgência costeira como consequência de ventos de NE mais fortes resultantes de eventos El-Niño. Condições climáticas mais secas derivadas da intensificação do processo de ressurgência em Cabo Frio, nos últimos 2.400 anos, também foram descritas por Laslandes *et al.* (*op cit.*).

3.2. Flutuações relativas do nível do mar durante o Holoceno

A evolução das flutuações relativas do nível médio do mar na costa brasileira durante o Holoceno não é completamente compreendida. As curvas das flutuações relativas do nível médio do mar que ocorreram entre o Último Máximo Glacial (UGM) e 7.000 anos A.P., na plataforma sul/sudeste Brasileira, apresentam-se como modelos baseados em escassos indicadores de pouca confiabilidade.

O trabalho de Corrêa (1996) apresenta-se como uma exceção propondo uma curva do nível do mar na plataforma Sul Brasileira para os últimos 17.500

anos. De acordo com este autor, o nível do mar subiu de -130 m em 17.500 anos A.P. até atingir o nível do mar atual em 6.500 anos A.P., com estabilizações intermediárias em 9.000 anos A.P. (entre -35 e -45 m) e em 8.000 anos A.P. (entre -20 e -25 m) (Figura 3a).

Aparentemente, há um consenso a respeito da progressiva subida do nível relativo do mar do início do Holoceno até atingir o último máximo transgressivo holocênico em aproximadamente 5.800 anos cal. A.P., com subsequente queda até seus níveis atuais, cruzando o nível atual entre 6.900 e 7.800 anos cal. A.P. (Martin *et al.*, 2003; Angulo *et al.*, 2006).

De acordo com Martin *et al.* (2003), após o último máximo transgressivo holocênico o nível relativo do mar abaixou irregularmente, apresentando duas fases transgressivas (3700–3500 e 2300–2100 cal anos A.P.), compreendidas entre três fases regressivas (5600–4200, 3500–2800, e após 2100 anos A.P.) (Figura 3c). Em contrapartida, Angulo e Lessa (1997) propõem uma queda progressiva do nível do mar após o último máximo transgressivo holocênico, sem oscilações, proposta suportada por trabalhos de Ybert *et al.* (2003) e Angulo *et al.* (2006).

Figura 5– Curvas das flutuações do nível relativo do mar, propostas por: Martin *et al.* (2003), para o litoral de Salvador, BA (c); Angulo *et al.* (2006), para a costa Brasileira em 28°N - linha sólida e 28°S - linha pontilhada (b), e Corrêa (1996), para a plataforma continental do Rio Grande do Sul (a).

4. Materiais e métodos

O material utilizado provém de testemunho coletado em 2004, durante cruzeiro realizado com o N/Oc. Professor Wladimir Besnard, do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, através de testemunhador a pistão na região da plataforma interna de Cabo Frio, entre 22°56'31"S e 41°58'48"W (Figura 6), na profundidade de 43 m, com recuperação de 415 cm de sedimento. O testemunho coletado foi sub-amostrado em intervalos regulares de 2 cm, o que perfaz o total de 207 amostras.

Figura 6 - Mapa da área de estudo com a localização do testemunho, estação oceanográfica 7620

4.1. Análises sedimentológicas e geoquímicas

Análises sedimentológicas (granulometria) e geoquímicas (conteúdo de carbonato de cálcio, conteúdo de carbono orgânico e nitrogênio total, e elementos - Ca, Fe, Ti e V) foram realizadas ao longo de todo o testemunho, no âmbito do Projeto “Variações Holocênicas na Paleoprodutividade da Plataforma Continental Sudeste do Brasil” (FAPESP. Processo nº 03/10740-0). A maioria destas análises foi realizada em laboratórios do IOUSP: Laboratório de Geoquímica e Laboratório de Análise de Matéria Orgânica.

Ainda no referido projeto, foram realizadas datações radiométricas por AMS ^{14}C pelo laboratório Beta Analytic Inc. (EUA), em 11 amostras de sedimento distribuídas ao longo do testemunho, utilizadas para o modelo de idade. As idades foram calibradas usando software Calib, versão 5.0.2 html, disponível no site <http://calib.qub.ac.uk/calib>, com a correção marinha padronizada de 408 anos e utilizando o efeito reservatório de $\Delta R = 82.0 \pm 46$, correspondente à média de valores de três amostras de Angulo *et al.* (2005) para a região, com o Marine04 Calibration Dataset (Hughen *et al.*, 2004).

A relação idade-profundidade foi estabelecida através do modelo de regressão de efeito misto, calculado pelas funções Cagedepth e Cagenew descritas por Heegard *et al.* (2005) e disponíveis no site <http://www.uib.no/bot/qeprg/Age-depth.htm>. As taxas de sedimentação foram calculadas levando em consideração a porosidade.

As análises granulométricas foram realizadas em amostras decarbonatadas com o analisador a laser Malvern 2000. O conteúdo de CaCO_3

foi determinado por diferença de peso antes e depois da acidificação de 2 g de cada amostra com HCL 1N.

As análises de conteúdo de carbono orgânico, nitrogênio e enxofre totais foram realizadas com auxílio do analisador LECO CNS2000. Para isto, aproximadamente 0,2 g de sedimento seco foram atacados com 20 mL de HCl 10% para remoção do carbonato de cálcio, e posteriormente secos em estufa.

A análise de elementos Al, Ba, B, Ca, Fe, Ti e V foi realizada através da técnica ICP-OES. Para isso aproximadamente 1g de sedimento seco foi submetido à digestão com 10mL de HNO_3 (1:1) a 95°C por 15min. Após o resfriamento, adicionou-se mais 5mL de HNO_3 concentrado e a solução foi aquecida por 30min. Esta segunda etapa foi repetida até que digestão da amostra estivesse completa. Cerca de 2mL de água e 3mL de H_2O_2 (30%) foram adicionados durante o aquecimento até que a matéria orgânica fosse totalmente eliminada. A solução foi filtrada por um filtro Whatman 41, e 10mL de HCL concentrado foi adicionado. Finalmente, a solução foi filtrada novamente num filtro Whatman 41 e o filtrado recolhido em um frasco volumétrico de 100mL. O volume foi completado e a solução analisada por um equipamento Perkin Elmer Model 2100 DV ICP-OES.

Para a análise de isótopos estáveis $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ na matéria orgânica por EA-IRMS, aproximadamente 2g de sedimento seco de 17 amostras distribuídas ao longo do testemunho foram enviadas para o laboratório Iso-Analytical (Inglaterra).

4.2. Análises micropaleontológicas

A seleção das amostras para análises microfaunísticas respeitou o critério de intervalos regulares de aproximadamente 100 em 100 anos, totalizando 98 amostras de sedimento distribuídas ao longo do testemunho.

A metodologia aplicada na análise de foraminíferos constou de peneiramento úmido de 10 cm³ de volume de sedimento nas frações 63-125 µm e >125 µm, posteriormente seco em estufa com temperatura não superior a 60 °C. As amostras na fração 63-125 µm, foram flotadas em tricloroetileno (C₂HCl₃), carapaças e material terrígeno foram separados por meio de decantação e secos em temperatura ambiente. As amostras da fração >125 µm foram triadas em sua totalidade e a triagem das amostras na fração 63-125 µm foi realizada por área, em placa quadriculada. No mínimo 300 espécimes de foraminíferos bentônicos foram triados, segundo metodologia modificada de Schröder *et al.* (1987) e Schmiel *et al.* (1997).

As testas de foraminíferos bentônicos foram contadas, fornecendo dados de densidade (espécimes de foraminíferos em 10 cm³ de sedimento) ao longo do testemunho, e identificadas com base em literatura específica como Van Morkoven *et al.* (1986), Loeblich & Tappan (1988), Jones (1994) e Barbosa (1998). As espécies identificadas foram classificadas de acordo com o *microhabitat* (infaunal ou epifaunal), com base na classificação de Corliss, (1985), Corliss e Chen (1988), Corliss (1991), Murray (1991) e Fontanier *et al.* (2002), a fim de avaliar a aplicabilidade do modelo TROX.

A frequência de espécies infaunais (I) e epifaunais (E) foi calculada por:

$$I/E = \left(\frac{n_{i/e}}{D_t} \right) \times 100 \quad (\text{eq. 1})$$

Onde, $n_{i/e}$ corresponde à densidade de espécies classificadas como infauna ou epifauna, e D_t ao número de testas de foraminíferos bentônicos em 10 cm³.

A estrutura da comunidade foi analisada a partir dos dados de densidade de espécies de foraminíferos bentônicos obtidos na soma das frações >125 µm e 63-125 µm. Nesta análise, foram consideradas como espécies representativas, as espécies que apresentaram frequência superior a 3% em pelo menos 2% das amostras. Os cálculos dos índices ecológicos, BFAR, BFHP e análises estatísticas também foram realizadas sobre os dados de densidade das frações somadas.

4.2.1. Índices ecológicos

A partir dos dados de densidade foram calculados os seguintes descritores biológicos: riqueza das espécies (S), o índice de diversidade de Shannon (H'), a Equitatividade de Pielou (J') e diversidade média ponderada ($\overline{H'}$).

A riqueza das espécies (S) representa o número total de espécies identificadas em cada amostra.

O H' é amplamente utilizado em estudos ecológicos de populações bentônicas (Odum, 1972), apresentando-se como o mais recomendado para trabalhos com foraminíferos (Burone, 2002). A diversidade de Shannon é definida por :

$$H' = \sum p_i \cdot \ln p_i \quad (\text{eq.2})$$

Onde, p_i é a importância da espécie i na amostra, e n o número de amostras. Os valores são fornecidos em bits·indivíduos⁻¹.

Por outro lado, a J' representa a homogeneidade ou uniformidade da distribuição dos indivíduos entre as espécies, definida como:

$$J' = \frac{H'}{\ln S} \quad (\text{eq.3})$$

Onde, S é o número de espécies da amostra.

A equitatividade varia entre 0 e 1, valores próximos de 1 são indicativos do alto grau de uniformidade.

A diversidade média ponderada, adaptada de Burone e Pires-Vanin (2006), é definida como:

$$\overline{H'} = \sum_{k=1}^n \frac{H'_k S_k}{n} \quad (\text{eq. 4})$$

Onde, a soma em k compreende o número de sub-amostras distribuídas ao longo de intervalos de tempo definidos com base na interpretação dos dados; H_k e S_k correspondem à diversidade e riqueza do intervalo k ; e n é o número total de espécies no intervalo k .

4.2.2. Índices de produtividade

O índice BFAR - taxa de acumulação de testas de foraminíferos bentônicos - foi calculado para cada amostra de sedimento, utilizando o número de testas de foraminíferos bentônicos obtido na soma das frações >125 µm e 63-125 µm, em 10 cm² de superfície, 2 cm de profundidade, e taxas de sedimentação, segundo metodologia modificada de Wollenburg e Kuhnt (2000):

$$\text{BFAR} = D_t \cdot St \quad (\text{eq. 5})$$

Onde, D_t corresponde ao número de testas de foraminíferos bentônicos em 10 cm³, e St corresponde a taxa de sedimentação em cm•ano⁻¹.

Diversos estudos aplicam o índice BFAR como um indicador quantitativo de produtividade oceânica, no entanto, face suas limitações, neste trabalho ele foi aplicado de forma qualitativa.

O cálculo do índice BFHP – espécies de foraminíferos bentônicos indicadoras de alta produtividade foi realizado segundo metodologia modificada de Martins *et al.* (2007), através da porcentagem total de espécies consideradas, na literatura, como indicadoras de alta produtividade tais como: *Bolivina* spp., *Bulimina marginata*, *Brizalina* spp., *Fursenkoina* spp., *Nonionella turgida*, *Uvigerina peregrina* e *Valvulineria* spp.. O índice BFHP foi definido como:

$$\text{BFHP} = \frac{P}{D_t} \times 100 \quad (\text{eq. 6})$$

Onde, P representa a densidade das espécies de foraminíferos bentônicos indicadoras de alta produtividade em 10 cm^3 , e D_t corresponde ao número de testas de foraminíferos bentônicos em 10 cm^3 .

4.3. Análises estatísticas

Como análise estatística multivariada de ordenação foi realizada uma Análise de Componentes Principais (ACP), calculada a partir de uma matriz normalizada de dados abióticos (granulometria e teores de carbono orgânico, enxofre total e carbonato de cálcio). A ACP é uma técnica matemática normalmente aplicada para simplificar um conjunto de dados multidimensional, onde há uma transformação ortogonal linear que transforma os dados em um sistema de coordenadas, no qual a maior variância de qualquer projeção dos dados encontra-se na primeira coordenada (denominado o componente principal ou Componente 1), a segunda maior variância na segunda coordenada (Componente 2), e assim por diante (Parker e Arnold, 1999).

A análise de agrupamento é uma técnica estatística multivariada amplamente aplicada em estudos que utilizam foraminíferos; esta técnica agrupa dados (p.e. amostras, espécies) em grupos e quantifica a relação entre os grupos formados (Parker e Arnold, 1999). As análises podem ser realizadas em Modo-Q (entre amostras) ou Modo-R (entre variáveis) (Valentin, 2000).

Neste trabalho foi realizada uma análise de agrupamento Modo-R, para identificar grupos de espécies associadas, utilizando o coeficiente de similaridade de Morisita-Horn e o Unweighted Pair Group Method Using Arithmetic Averages (UPGMA), de acordo com Sneath e Sokal (1973). A matriz

de dados utilizada foi criada a partir da densidade absoluta das espécies de foraminíferos consideradas representativas nas frações somadas (>125 µm e 63-125 µm).

As análises estatísticas acima citadas foram realizadas utilizando o software Multivariate Statistical Package (MVPS) versão 3.1. de Kovach (1999).

Correlações de Pearson foram realizadas entre os índices de produtividade (taxa de acumulação de testas de foraminíferos bentônicos – BFAR, foraminíferos bentônicos indicadores de alta produtividade – BFHP, e porcentagem de espécies infaunais) e os dados geoquímicos (carbono (C), taxa de acumulação de massa de carbono (CarbAR), coeficientes Ba/Al e Ba/Ca – indicadores de produtividade; Fe/Ca e Ti/Ca – indicadores de aporte terrígeno; e V/Al e B/Al – indicadores de condições redox) considerando como valor significativo $p < 0,05$.

A correlação de Pearson é utilizada na descrição da associação entre variáveis independentes, não implicando em dependência entre as variáveis, nem relação de causa-e-efeito (Zar, 1999). A ocorrência de correlação positiva significativa entre duas variáveis quer dizer que se uma das variáveis apresenta aumento em seus valores, a outra variável também apresentará aumento (Zar, *op cit.*).

A matriz de correlação de Pearson foi calculada o utilizando o software Excel, da Microsoft.

5. Resultados

5.1. Dados abióticos

5.1.1. Modelo de idade

Os resultados obtidos através da datação radiométrica por ^{14}C revelam um testemunho com aproximadamente 9.300 anos (Tabela 1 e Figura 7). O testemunho apresenta na base idade de 9.266 anos cal. A.P, 5.000 anos cal. A.P a 250 cm de profundidade, chega aos 1.964 anos cal. A.P. em 100 cm de profundidade de coluna sedimentar e 407 anos cal. A.P. no topo.

Com base nas datações radiométricas obtidas, foram estimados valores de taxa de sedimentação (Anexo 1 e Figura 8). A taxa de sedimentação apresenta incremento em seus valores rumo ao topo do testemunho, partindo de $0,0370 \text{ cm}\cdot\text{ano}^{-1}$ na base e atingindo $0,0651 \text{ cm}\cdot\text{ano}^{-1}$ no topo do testemunho.

Tabela 1- Datações radiométricas e idades calibradas obtidas para o testemunho 7620.

Profundidade (cm)	Idade	1 σ	$\delta^{13}\text{C}$	Idade	1 σ
	radiométrica conventional (anos A.P.)			radiométrica calibrada (anos A.P.)	
0-2	850	40	-21.7	410	50
2-4	1120	40	-21.4	600	50
50-52	1710	50	-21.5	1190	70
100-102	2260	50	-21.3	1770	80
150-152	3120	40	-21.5	2800	60
200-202	3780	40	-21.5	3610	90
250-252	4380	40	-21.4	4420	90
300-302	5910	40	-21.5	6240	60
350-352	8440	40	-21.9	8910	110
400-402	8740	60	-22.2	9330	90
414-416	8450	50	-22.8	8930	120

Figura 7– (A) Desenho esquemático da distribuição das idades obtidas pela datação radiométrica, sem calibração, ao longo do testemunho; e (B) Modelo de idade para o testemunho 7620, baseado em 11 datações radiométricas distribuídas ao longo do testemunho. Interpolação obtida através do modelo de efeito misto, descrito por Heegard *et al.* (2005). E indicação das taxas de sedimentação (setas pretas) calculadas a partir do modelo de idade.

5.1.2. Análises sedimentológicas e geoquímicas

Os resultados das análises sedimentológicas e geoquímicas encontram-se no Anexo 1 e estão representados na Figura 8.

As análises granulométricas apontam para predominância de lama ao longo do testemunho, com conteúdo de silte oscilando entre 75 e 80% (Figura 8a).

No período de 9.400 a 7.000 anos cal. A.P., são observados os menores valores de conteúdo de areia (de 4 a 8%) e de CaCO_3 (de 25 a 30%). Neste período, observa-se tendência a diminuição no conteúdo de C_{org} passando de 1.3% em 9.266 anos cal. A.P. para 1.2% em 7.000 anos cal. A.P.; esta tendência mantém-se até aproximadamente 5.000 A.P. atingindo, 0.8%. Após 5.000 anos cal. A.P. e até o presente os valores para conteúdo de carbono orgânico tendem a aumentar, com incremento expressivo a partir dos 3.000 anos cal. A.P., de 1.0 para 1.8% em 407 anos cal. A.P. (Figura 8a e b).

Padrão contrário é observado para os conteúdos de areia e carbonato no período de 7.000 a 5.000 anos cal. A.P.. Os conteúdos de areia e carbonato atingem, respectivamente, aproximadamente 13 e 32% em 5.000 anos cal. A.P.. Após este período, o conteúdo de carbonato apresenta oscilações entre 24 e 35%, e o conteúdo de areia aexibe tendência a diminuição até 3.000 anos cal. A.P., onde tem valores próximos a 5%. Após 3.000 até 407 anos cal. A.P. há incremento contínuo no conteúdo de areia que chega a 16% no topo do testemunho (Figura 8a e b).

Os valores encontrados para a razão C/N variam entre 7 e 8 no período compreendido entre 9.400 e 8.100 anos cal A.P., com aumento em seus valores entre 8.100 e 7.000 anos cal A.P. (~12). Entre 7.000 e 5.000 anos cal. A.P., os valores de C/N oscilam entre 4 (em 6.300 anos cal A.P.) e 15 (em 5.000 anos cal A.P.). Maiores valores são observados entre 5.000 e 3.000 anos cal A.P. (média de 14), e a partir de 3.000 anos cal A.P. até o presente há diminuição nos valores da razão C/N (valores entre 13 e 8) (Figura 8b).

Os indicadores geoquímicos elementares e as razões B/Al e V/Al apresentam menores valores entre 9.400 e 7.000 anos cal A.P.. De 7.000 a 5.800 anos cal A.P., observa-se incremento nos valores das razões Fe/Ca e Ti/Ca. Aumento nas razões B/Al e V/Al e diminuição no valores das razões Ba/Al e Ba/Ca também são observados neste período. As razões Fe/Ca, Ti/Ca e Ba/Ca têm menores valores no período entre 5.800 e 3.000 anos cal A.P.. Neste período observa-se também diminuição nos valores das razões B/Al e V/Al. A partir de 3.000 anos cal A.P. até o presente, valores mais altos de Ba/Al, Ba/Ca, B/Al e V/Al são observados (Figura 8c).

Os dados obtidos na análise de isótopos estáveis de carbono na matéria orgânica encontram-se na Tabela 2. A razão $\delta^{13}\text{C}$ apresenta incremento em seus valores da base do testemunho (menores valores (-22,00‰) em 7.900 anos cal A.P.) rumo ao topo (-20,66‰, em 438 anos cal A.P.).

Figura 8 – Distribuição dos dados de (A) taxa de sedimentação e sedimentológicos (conteúdo de argila, silte e areia); (B) geoquímicos (conteúdo de carbonato de cálcio (CaCO_3), carbono orgânico (Corg), nitrogênio total (Ntot), e razão C/N; e (C) razões Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, B/Al e V/Al, ao longo da coluna sedimentar.

Tabela 2 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica obtidos para o testemunho. Os valores médios referem-se a amostras em que foram realizadas duas medidas.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Peso (g)	Carbono (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	Média $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)
0-2	407	1.02	2.02	-20.98	-20.66
2-4	438	1.01	2.28	-20.59	
"	"	"	2.22	-20.73	
4-6	468	1.04	2.29	-21.36	
6-8	499	1.03	2.05	-21.34	-21.26
8-10	530	1.03	2.15	-21.13	
10-12	561	1.05	1.91	-21.09	
12-14	591	1.03	2.18	-21.49	
"	"	"	2.11	-21.02	-21.03
14-16	622	1.02	2.05	-20.97	
16-18	653	1.03	3.52	-21.35	
18-20	684	1.01	2.10	-20.96	
78-80	1610	1.00	1.51	-20.86	-22.00
194-196	3685	1.01	1.30	-20.86	
"	"	"	1.36	-21.20	
252-254	5110	1.02	1.25	-21.28	
284-286	5872	1.10	1.14	-21.17	-21.94
304-306	6399	1.01	1.24	-21.37	
322-324	6881	1.01	1.39	-21.54	
360-362	7912	1.03	1.57	-22.05	
"	"	"	1.59	-21.94	

5.2. Dados microfaunísticos

5.2.1. Densidade de foraminíferos bentônicos

Os dados microfaunísticos de densidade total de foraminíferos bentônicos em 10 cm^3 e de espécies identificadas encontram-se no Anexo 2. De maneira geral, valores de densidade total tendem ao aumento rumo ao topo (Figura 9). O período entre 9.300 e 8.000 anos cal. A.P. é caracterizado pelos menores valores de densidade total (~821 indivíduos). Este período é seguido por aumento expressivo neste parâmetro que atinge valores de 16.755 indivíduos em 5.976 anos cal. A.P.. Aproximadamente entre 5.000 e 2.000 anos cal A.P., baixos valores de densidade total são observados (~ 1.952 indivíduos). Após este período até o presente, ocorre aumento nos valores de densidade, que oscilam entre 990 e 9.051 indivíduos.

Figura 9 – Distribuição da densidade total de foraminíferos bentônicos (indivíduos em 10 cm^3), ao longo do testemunho.

5.2.2. Composição taxonômica

Na fração 125 µm observa-se 79 gêneros e 202 espécies, e a fração 63 µm apresenta 73 gêneros e 196 espécies, totalizando 97 gêneros e 266 espécies identificadas. Entre as espécies identificadas, podem ser consideradas representativas: *Angulogerina angulosa*, *Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *Bulimina marginata*, *Buliminella elegantissima*, *Discorbis williamsoni*, *Fissurina marginata*, *Globocassidulina subglobosa*, *Globocassidulina* spp., *Nonionella turgida*, *Pseudononion atlanticum*., *Pyrgo nasuta*, *Quinqueloculina lamarckiana*, *Sigmoilopsis schlumbergeri* e *Uvigerina peregrina* (Tabela 3, Figura 10). O Anexo 3 apresenta fotomicrografias de algumas das espécies consideradas como representativas.

A espécie *B. marginata* ocorre ao longo de todo testemunho, após atingir frequência máxima (55%) em 8.725 anos cal A.P., estes valores tendem à diminuição rumo ao presente, quando atinge a frequência de 10%. As espécies *N. turgida*, *P. nasuta*, *Q. lamarckiana* e *S. schlumbergeri*, de maneira geral, apresentam padrão similar de distribuição. No entanto, estas espécies, exibem frequências relativamente menores ($\leq 10\%$), e apresentam leve incremento em suas frequências no período entre 5.000 e 2.500 anos cal A.P..

Tendência à diminuição é também observada, rumo ao presente, para a espécie *P. atlanticum*. No período entre 9.300 e 7.000 anos cal. A.P., esta espécie apresenta valores de frequência entre 11 e 66%, exibindo, após este período, diminuição expressiva nos seus valores, observando-se inclusive a ausência da espécie ao longo do testemunho (p.e. em 4.211 anos cal. A.P. e 561 anos cal. A.P.). Padrão similar é observado para as espécies *B.*

elegantíssima e *F. marginata*., que apresentam maiores frequências entre 9.300 e 7.000 anos cal. A.P., com diminuição rumo ao presente.

Padrão contrário é observado na distribuição da espécie *G. subglobosa*, que apresenta aumento na frequência rumo ao topo do testemunho. Esta espécie representa, em média, 40% da população total de foraminíferos bentônicos identificados, tem menores valores de frequência entre 9.200 e 8.700 anos cal A.P. (~ 6%) e incremento rumo ao presente (56% em 407 anos cal A.P.). As espécies *Brizalina* spp., *D. williamsoni* e *U. peregrina* seguem o mesmo padrão, porém com frequências relativamente menores ($\leq 10\%$) do que a *G. subglobosa*.

As espécies *A. angulosa*, *Bolivina* spp. e *Globocassidulina* spp. apresentam padrão similar de distribuição, ocorrendo aumento em suas frequências, entre aproximadamente 9.200 e 8.000 anos cal A.P., e apresentando, a partir desse período, frequências variáveis entre 0 e 4% (*A. angulosa*); entre 0 e 5%, (*Bolivina* spp.); e entre 0 e 12% (*Globocassidulina* spp.).

Tabela 3 – Dados de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas.

		Densidade (testas em 10 cm ³)														
Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	<i>Angulogerina angulosa</i>	<i>Bolivina</i> spp.	<i>Brizalina</i> spp.	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Bulinella elegantissima</i>	<i>Discorbis williamsoni</i>	<i>Fissurina marginata</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globocassidulina</i> spp.	<i>Nonionella turgida</i>	<i>Pseudononion atlanticum</i>	<i>Pyrgo nasuta</i>	<i>Quineloculina lamarckiana</i>	<i>Sigmioilopsis schlumbergeri</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>
407	0	43	20	96	272	32	170	20	1500	0	2	52	17	15	32	57
499	6	28	89	68	272	12	193	8	1419	168	9	50	12	26	25	136
561	10	21	54	63	483	0	230	0	2448	0	13	0	5	11	16	90
591	12	19	56	45	339	24	113	16	1145	68	9	80	17	20	41	104
684	18	10	47	26	253	6	109	10	810	110	9	18	15	19	13	82
714	20	5	21	75	205	24	60	27	492	0	8	51	7	11	0	43
776	24	8	32	17	183	7	105	9	762	104	11	32	6	9	15	30
868	30	16	6	24	310	9	132	18	456	0	12	30	11	13	17	83
899	32	21	56	34	324	10	188	24	1710	371	9	43	8	12	20	126
991	38	20	84	56	266	52	219	16	2296	246	29	23	9	11	37	97
1022	40	9	20	32	270	10	97	28	332	2	6	20	8	14	38	35
1083	44	32	109	52	515	16	271	28	2004	392	45	81	11	12	36	223
1114	46	127	84	68	596	16	286	48	2376	336	21	123	17	15	37	141
1176	50	19	18	61	413	34	149	62	1224	14	14	66	15	17	31	53
1237	54	47	116	84	637	8	337	32	2513	324	33	106	17	20	37	241
1330	60	23	20	60	308	24	205	4	1245	4	9	95	14	16	36	96
1361	62	80	132	84	558	16	350	36	2157	272	55	90	19	28	61	182
1485	70	13	27	75	280	18	114	39	588	0	6	43	10	8	33	24
1610	78	38	46	30	562	12	170	26	742	66	36	30	21	31	62	57
1642	80	5	20	52	357	12	128	24	646	0	13	44	9	17	43	43
1737	86	129	142	532	1095	16	455	60	3324	212	57	112	22	29	93	221
1801	90	21	20	44	448	12	141	20	748	4	9	51	14	14	38	41
1866	94	266	240	228	1190	36	550	0	4656	516	76	137	84	23	88	301
1964	100	26	40	68	339	8	122	32	1217	0	11	54	1	21	37	53
2064	106	11	46	32	190	8	103	10	962	146	9	2	7	6	12	84
2131	112	26	45	13	570	0	186	33	1014	0	16	51	28	21	58	54
2268	118	14	72	24	108	10	96	6	1410	146	8	10	4	4	8	62
2303	120	34	0	44	512	4	81	28	660	0	13	24	5	17	46	40
2338	122	0	38	24	105	8	73	0	416	42	4	11	3	5	12	49
2443	128	46	34	13	372	10	91	18	703	2	18	37	23	24	47	14
2515	132	16	27	32	176	3	53	3	569	94	11	4	4	5	16	90

Tabela 3 – Cont.

		Densidade (testas em 10 cm ³)														
Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	<i>Angulogerina angulosa</i>	<i>Bolivina</i> spp.	<i>Brizalina</i> spp.	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Buliminella elegantissima</i>	<i>Discorbis williamsoni</i>	<i>Fissurina marginata</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globocassidulina</i> spp.	<i>Nonionella turgida</i>	<i>Pseudononion atlanticum</i>	<i>Pyrgo nasuta</i>	<i>Quinqueloculina lamarkiana</i>	<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>
2623	138	5	7	0	271	3	19	0	102	16	14	28	24	14	57	5
2697	142	2	18	16	95	0	56	2	455	86	6	5	8	2	9	82
2808	148	22	78	36	547	12	208	12	1095	216	47	61	31	38	102	144
2846	150	4	8	7	246	0	33	5	123	0	21	10	16	17	58	14
2884	152	10	30	18	172	10	86	4	660	76	6	7	2	3	20	56
2998	158	26	24	6	414	14	83	8	188	44	46	39	28	25	78	21
3115	164	50	204	156	437	108	262	48	3482	300	49	62	45	19	72	314
3234	170	54	8	19	413	8	87	14	440	58	36	34	32	18	57	34
3354	176	16	24	19	60	2	55	2	499	61	9	19	7	1	12	56
3436	180	2	3	6	329	2	26	6	103	0	45	31	14	18	75	17
3477	182	30	246	108	602	54	363	12	4009	372	47	74	49	12	71	558
3601	188	0	32	8	423	4	103	2	579	60	61	40	39	13	80	30
3771	196	8	23	6	96	5	38	3	238	53	5	5	3	1	3	45
3900	202	30	30	15	414	6	27	0	556	80	25	25	15	8	46	20
4076	210	12	12	24	291	0	58	16	868	4	39	49	28	18	33	64
4211	216	9	67	59	152	17	135	13	844	134	4	6	7	5	21	67
4393	224	112	52	32	120	0	140	4	856	140	16	30	34	6	5	36
4532	230	29	22	7	300	2	52	22	420	54	31	29	18	16	51	2
4626	234	11	17	4	44	1	36	1	351	26	4	10	6	3	6	29
4769	240	14	6	14	428	0	75	8	309	0	39	52	15	15	28	35
4914	246	8	30	11	74	5	92	3	682	82	5	7	3	2	2	47
5011	250	28	44	40	314	12	148	12	660	148	39	47	22	11	20	29
5110	254	108	312	216	1224	12	873	36	6013	456	82	71	55	20	58	732
5209	258	12	18	5	76	0	71	2	414	66	5	8	4	2	10	67
5259	260	2	16	6	310	0	25	3	232	0	24	30	15	19	15	19
5359	264	24	54	42	191	18	241	6	1353	201	10	13	2	1	9	111
5410	266	23	64	54	478	0	190	9	1553	243	63	86	41	18	43	8
5511	270	4	20	68	313	0	118	12	876	0	26	55	17	23	7	44
5562	272	36	162	54	523	0	217	0	1803	234	39	24	25	17	50	189
5665	276	48	162	72	422	6	351	30	2275	252	66	50	36	13	15	253
5716	278	91	216	90	493	6	396	78	2796	294	78	40	19	13	15	288
5768	280	17	15	5	241	0	55	23	320	39	21	52	15	15	9	22
5872	284	38	144	108	555	72	654	12	3300	216	38	49	16	17	18	144

Tabela 3 – Cont.

		Densidade (testas em 10 cm ³)														
Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	<i>Angulogerina angulosa</i>	<i>Bolivina</i> spp.	<i>Brizalina</i> spp.	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Buliminella elegantissima</i>	<i>Discorbis williamsoni</i>	<i>Fissurina marginata</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globocassidulina</i> spp.	<i>Nonionella turgida</i>	<i>Pseudononion atlanticum</i>	<i>Pyrgo nasuta</i>	<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>
5924	286	16	88	29	239	20	139	8	745	128	36	31	20	20	29	72
5976	288	180	540	192	980	96	905	36	10368	1057	71	122	28	18	24	780
6028	290	28	28	10	271	6	106	22	820	30	22	53	25	7	10	38
6082	292	25	80	48	363	4	207	36	1100	180	21	103	25	24	3	80
6134	294	176	336	226	836	80	872	64	5888	928	46	279	66	18	6	3
6186	296	96	121	168	657	24	252	0	1515	336	70	76	33	16	54	481
6239	298	36	146	24	325	12	266	42	2748	312	47	98	22	15	24	276
6292	300	2	4	5	229	0	43	13	119	0	15	28	8	25	13	8
6345	302	45	160	44	350	4	284	52	2976	312	24	79	14	21	7	224
6399	304	24	112	32	264	16	266	16	1620	296	23	79	13	29	2	208
6452	306	117	136	36	405	8	288	36	2112	242	41	111	16	13	9	272
6559	310	7	9	2	210	0	35	3	143	37	15	48	9	30	5	0
6612	312	53	104	56	252	8	156	24	1708	152	21	108	25	18	5	152
6666	314	18	46	24	141	0	75	12	366	64	8	42	4	3	2	38
6720	316	37	36	40	218	0	122	12	676	84	5	88	10	11	4	84
6774	318	120	228	168	791	60	481	36	3036	708	6	240	34	11	1	396
6827	320	26	22	0	230	2	25	24	264	28	5	38	7	0	0	8
6881	322	124	108	96	511	18	244	24	1200	205	14	196	23	19	6	318
6935	324	93	118	63	650	42	265	21	1473	201	13	349	20	18	7	249
6989	326	64	120	94	389	20	267	20	1434	220	10	247	6	19	7	276
7044	328	48	68	30	524	20	64	12	592	64	26	142	7	16	6	60
7098	330	2	4	4	282	1	23	6	61	0	3	78	2	12	3	11
7152	332	72	156	156	625	0	216	12	1584	300	28	475	28	9	4	205
7206	334	27	44	67	390	68	70	16	848	58	22	228	12	6	6	98
7260	336	36	68	100	447	60	84	44	684	108	7	351	5	6	2	176
7369	340	19	19	3	273	9	25	32	177	21	1	130	4	3	2	1
7423	342	62	56	100	479	68	89	40	980	136	6	438	3	7	3	101
7477	344	28	68	100	497	60	117	8	784	120	25	349	1	4	8	112
7586	348	36	32	50	410	20	58	30	542	74	17	386	5	8	0	48
7640	350	2	0	0	539	0	3	14	149	18	1	214	5	10	7	0
7749	354	20	44	42	506	30	62	48	548	60	7	232	7	11	2	60
7857	358	15	22	34	351	2	27	36	226	21	8	311	4	13	2	29
7912	360	10	56	36	303	48	33	168	192	0	0	290	7	11	1	12

Tabela 3 – Cont.

		Densidade (testas em 10 cm ³)														
Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	<i>Angulogerina angulosa</i>	<i>Bolivina</i> spp.	<i>Brizalina</i> spp.	<i>Bulimina marginata</i>	<i>Buliminella elegantissima</i>	<i>Discorbis williamsoni</i>	<i>Fissurina marginata</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	<i>Globocassidulina</i> spp.	<i>Nonionella turgida</i>	<i>Pseudononion atlanticum</i>	<i>Pyrgo nasuta</i>	<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>
7966	362	18	29	26	247	22	28	36	412	30	18	413	6	11	1	14
8129	368	4	36	2	302	4	4	26	182	36	18	419	10	11	0	0
8725	390	3	0	0	221	0	0	0	0	0	0	152	8	2	4	0
8779	392	4	7	16	119	18	21	24	124	13	5	466	12	2	1	1
8995	400	2	8	0	133	6	10	4	40	7	3	382	19	1	3	0
9266	410	3	1	11	119	3	0	10	34	0	0	580	42	3	1	0

Figura 10 – Distribuição das freqüências das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas, ao longo do testemunho.

Figura 10 – Cont.

5.2.3. Classificação de acordo com *microhabitat* – espécies infaunais/epifaunais

A partir da literatura foi possível classificar 217 espécies (81%) das 266 espécies identificadas de acordo com seu *microhabitat* (infauna ou epifauna). Algumas espécies não foram classificadas, pois (a) não constam da literatura consultada, e/ou (b) apresentam classificação ambígua (p.e. *Gyroidina altiformis*, classificada como infauna/epifauna por Fontanier *et al.* (2002)). A classificação das espécies de acordo com seu *microhabitat* encontra-se na Tabela 4.

A soma da abundância relativa da fauna classificada como infauna e epifauna corresponde de 98 a 100% da população total de foraminíferos bentônicos. Das espécies classificadas, 123 pertencem a infauna e 97 a epifauna. As espécies infaunais apresentam maiores frequências ao longo de todo o testemunho (de 76 a 97%), já as espécies epifaunais têm frequência média de 12% (Figura 11).

As frequências de espécies infaunais apresentam tendência geral à diminuição da base do testemunho (92% em 9.266 anos cal A.P.) até aproximadamente 3.000 anos cal A.P. (76% em 2.846 anos cal A.P.). A partir desta idade rumo ao presente, ocorre aumento nas frequências das espécies infaunais atingindo 87% em 407 anos cal. A.P.. Padrão contrário é observado para as frequências de espécies epifaunais, menores valores são observados entre 9.300 e 7.200 anos cal A.P. (~ 6%), com tendência a aumento nas frequências entre 7.200 e 2.846 anos cal A.P., onde atinge valor máximo de

24%. A partir de 2.846 anos cal A.P. até o presente, há diminuição nas frequências de espécies epifaunais atingindo 11% (407 anos cal A.P.).

Tabela 4 – Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos de acordo com seu *microhabitat* – infauna ou epifauna.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Alabaminella weddellensis</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Ammonia beccarii</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Ammonia</i>
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Ammonia</i>
<i>Ammonia rolshauseni</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Ammonia</i>
<i>Ammonia</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Ammonidiscus</i> spp.		
<i>Amphycorina catesbyi</i>		
<i>Amphycoryna scalaris</i>		
<i>Amphycoryna</i> spp.		
<i>Angulogerina angulosa</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Astacolus crepidulus</i>		
<i>Bolivina compacta</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina danvilensis</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Bolivina disformis</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina doniezi</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina inflata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina laevigata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina ordinaria</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina pseudoplicata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina pulchella</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina translucens</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivina</i>
<i>Bolivina</i> spp.	infauna	Corliss, 1985
<i>Bolivinella translucens</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Buccella</i>
<i>Buccella peruviana</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Bolivinella</i>
<i>Buccella</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Bulimina acculeata</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina elongata</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina gibba</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina marginata*</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina patagonica</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina pupoides</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina pseudoaffinis</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Bulimina subulata</i>	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Bulimina</i>
<i>Bulimina</i> spp.	infauna	Murray, 1991; Fontanier <i>et al.</i> , 2002
<i>Buliminella elegantissima</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Buliminella</i>
<i>Brizalina alata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina daggarius</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina minima</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina ordinaria</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina pseudogoesii</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina spathulata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina striatula</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Brizalina subaenariensis</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina subspinensis</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Brizalina</i>
<i>Brizalina</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Cancris auriculus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cancris</i>
<i>Cancris sagra</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cancris</i>
<i>Cancris</i> sp1.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cancris</i>
<i>Cancris</i> spp.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cancris</i>
<i>Cassidulina carinata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cassidulina</i>
<i>Cassidulina laevigata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cassidulina</i>
<i>Cassidulina neocarinata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cassidulina</i>
<i>Cassidulina</i> spp.	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cassidulina</i>
<i>Cassidulinoides bradyi</i>		
<i>Cassidulinoides parkerianus</i>		
<i>Cibicides</i> cf. <i>C. fletcheri</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicides</i>
<i>Cibicides dispars</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicides</i>
<i>Cibicides lobatulus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicides</i>
<i>Cibicides refulgens</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicides</i>
<i>Cibicides variabilis</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicides</i>
<i>Cibicides</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991
<i>Cibicidoides incrassatus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicidoides</i>
<i>Cibicidoides io</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Cibicidoides</i>
<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Cibicidoides</i> spp.	epifauna	Murray, 1991
<i>Clavulina</i> spp.		
<i>Cornuspira involvens</i>		
<i>Cornuspira</i> spp.		
<i>Cyclogyra planorbis</i>		
<i>Dentalina adversa</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Dentalina</i>
<i>Dentalina ariena</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Dentalina</i>
<i>Dentalina</i> spp.	infauna	Corliss e Chen, 1988
<i>Discamina</i> spp.		

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Discorbis bertheloti</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Discorbis</i>
<i>Discorbis williamsoni</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Discorbis</i>
<i>Discorbis</i> spp.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Discorbis</i>
<i>Discorbinella</i> spp.		
<i>Ehrenbergina spinea</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Elphidium discoidale</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Elphidium</i>
<i>Elphidium excavatum</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Elphidium</i>
<i>Elphidium galvestonense</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Elphidium</i>
<i>Elphidium</i> spp.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Epistominella</i>
<i>Epistominella exigua</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Elphidium</i>
<i>Eponides</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Evolvocassidulina orientalis</i>		
<i>Fissurina annectens</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina alveolata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina auriculata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina bisulcata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina bradlii</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina earlandi</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina elliptica</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina laevigata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina lagenoides</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina lucida</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina marginata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina parvicarinata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina pulchella</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina quadricostulata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina rizzae</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina</i> sp1.	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina</i> sp2.	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina</i> sp3.	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina semimarginata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Fissurina staphyllearia</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Fissurina</i> spp.	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Fissurina</i>
<i>Flavulina hexagona</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Flavulina</i>
<i>Flavulina melo</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Flavulina squamosa</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Flavulina</i> spp.	infauna	Corliss e Chen, 1988
<i>Fronidicularia</i> sp.		

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Fursenkoina complanata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Fursenkoina</i>
<i>Fursenkoina pauciloculata</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Fursenkoina</i>
<i>Fursenkoina pontoni</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Fursenkoina</i>
<i>Fursenkoina</i> spp.	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Fursenkoina</i>
<i>Gaudryina pyramidata</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gaudryina</i>
<i>Gavelinopsis lobatulus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gavelinopsis</i>
<i>Gavelinopsis translucens</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gavelinopsis</i>
<i>Gavelinopsis umbonatus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gavelinopsis</i>
<i>Gavelinopsis</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Glaphyrammina americana</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Glaphyrammina</i> spp.		
<i>Globocassidulina minuta</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Globocassidulina</i>
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	infauna	Fontanier <i>et al.</i> , 2002
<i>Globocassidulina</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Guttalina communis</i>		
<i>Gyroidina altiformis</i>		
<i>Gyroidina bradyi</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gyroidina</i>
<i>Gyroidina girardana</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gyroidina</i>
<i>Gyroidina umbonata</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Gyroidina</i>
<i>Gyroidina soldanii</i>		
<i>Gyroidina</i> spp.		
<i>Haplophragmoides</i> spp.	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Hanzawaia</i> spp.	epifauna	Murray, 1991
<i>Hoeglundina elegans</i>		
<i>Islandiella norcrossi</i>	infauna	Murray, 1991- gênero <i>Islandiella</i>
<i>Lageammina arenulata</i>	infauna	Murray, 1991- gênero <i>Lagenammina</i>
<i>Lagena aspera</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena clavata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena caudata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena digitale</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena distoma</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena flexa</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena gracilis</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena gracillima</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena hispidula</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena</i> cf. <i>L. interrupta</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena laevis</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena multilatera</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena striata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Lagena striacolis</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena striatopunctata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena sulcata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Lagena</i>
<i>Lagena</i> spp.	infauna	Corliss e Chen, 1988
<i>Lenticulina atlantica</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina cultrata</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Lenticulina nitida</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina rotulata</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina variabilis</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina</i> cf. <i>L. vitrea</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina</i> sp1.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lenticulina</i> spp.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Lenticulina</i>
<i>Lobatula lobatula</i>		
<i>Miliolinella subrotunda</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Neocorbina terquemi</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Neocorbina</i>
<i>Neodiscorbinella</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Neolenticulina chathamensis</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Neolenticulina</i>
<i>Neolenticulina variabilis</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Neolenticulina</i>
<i>Nonion commune</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Nonion</i>
<i>Nonion</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Nonionella bradii</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Nonionella</i>
<i>Nonionella labradorica</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Nonionella</i>
<i>Nonionella turgida</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Nonionella</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Nonionoides grateloupi</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Nonionoides</i>
<i>Nonionoides punctulatus</i>	infauna	Murray, 1991 - gênero <i>Nonionoides</i>
<i>Nonionoides</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Nuttallides umboniferus</i>	infauna rasa	Fontanier <i>et al.</i> (2002)
<i>Oridorsalis tener</i>	epifauna	Corliss (1985)
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Oridorsalis</i>
<i>Oridorsalis</i> spp.	epifauna	Murray, 1991
<i>Osangularia</i> spp.		
<i>Paracasidulina nipponensis</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Paracassidulina</i>
<i>Parafissurina lata</i>	infauna	Corliss e Chen, 1988
<i>Pararotalia</i> spp.	epifauna	Murray, 1991
<i>Parrelloides bradyi</i>		
<i>Parrelloides</i> spp.		
<i>Paliolatella orbigyana</i>		
<i>Percultazonaria antillea</i>		

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Planispirella</i> sp.		
<i>Planulina aereminensis</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991 - gênero <i>Planulina</i>
<i>Planulina costata</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991 - gênero <i>Planulina</i>
<i>Planulina floveolata</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991 - gênero <i>Planulina</i>
<i>Procerolagena gracilis</i>		
<i>Proemassilina arenaria</i>		
<i>Pseudoflintia triquetra</i>		
<i>Pseudononion atlanticum</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988 - gênero <i>Pseudononion</i>
<i>Pseudononion</i> spp.	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988
<i>Pullenia bulloides</i>	infauna	
<i>Pullenia</i> spp.	infauna	
<i>Pyrgo depressa</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo inornata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo nasuta</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo peruviana</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo quadrata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo ringens</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo subsphaerica</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo</i> sp1.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo</i> sp2.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Pyrgo</i>
<i>Pyrgo</i> spp.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991
<i>Pyrgoella irregularis</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Quinqueloculina angulata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina atlantica</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina auberiana</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina brodermanni</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina intricata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina milletti</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina patagonica</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina seminulum</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina</i> sp1.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991 - gênero <i>Quinqueloculina</i>
<i>Quinqueloculina</i> spp.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos ; Murray, 1991
<i>Rectrouvigerina nicoli</i>		
<i>Reophax</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Rosalina bradyi</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Rosalina</i>
<i>Rosalina globularis</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Rosalina</i>

Tabela 4 – Cont.

Espécies de foraminífero	Microhabitat	Referências
<i>Rosalina vilardeboana</i>	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Rosalina</i>
<i>Rosalina</i> sp. nov	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Rosalina</i>
<i>Rosalina</i> spp.	epifauna	Murray, 1991 - gênero <i>Rosalina</i>
<i>Saccamina</i> spp.	infauna	Murray, 1991
<i>Sagrina</i> spp.		
<i>Saracenaria latifrons</i>		
<i>Sigmamiliolinella australis</i>		
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	epifauna	Murray, 1991
<i>Sipholagena hertwigiana</i>		
<i>Siphomarginulina hybrida</i>		
<i>Siphonia tubulosa</i>		
<i>Siphotextullaria curta</i>		
<i>Siphotextullaria</i> spp.		
<i>Siphouvigerina auferiana</i>		
<i>Spirophthalmidium concava</i>		
<i>Spiroculina planulata</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Corliss, 1991
<i>Spiroglutina asperula</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Corliss, 1991
<i>Spiroculina</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Corliss, 1991
<i>Textullaria candeiana</i>	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991 - gênero <i>Textullaria</i>
<i>Textullaria</i> spp.	epifauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991
<i>Trifarina bradyi</i>	infauna	Corliss, 1985; Corliss e Chen, 1988; Murray, 1991 - gênero <i>Trifarina</i>
<i>Triloculina consorbina</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculina cultrata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculina laevigata</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculina oblonga</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculina trigonula</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Trioculina</i> spp.	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculinella chiasocytis</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Triloculinella obliquinodus</i>	epifauna	Corliss, 1991 - Miliolídeos
<i>Uvigerina canariensis</i>	infauna	Murray, 1991 Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Uvigerina</i>
<i>Uvigerina peregrina</i>	infauna	Murray, 1991 Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Uvigerina</i>
<i>Uvigerina</i> sp1.	infauna	Murray, 1991 Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Uvigerina</i>
<i>Uvigerina</i> spp.	infauna	Murray, 1991 Fontanier <i>et al.</i> , 2002 - gênero <i>Uvigerina</i>
<i>Vaginulinopsis tasmanica</i>		
<i>Vaginulinopsis</i> spp.		
<i>Valvuligerina laevigata</i>		
<i>Valvulineria minuta</i>		
<i>Valvulineria</i> spp.	infauna rasa	Fontanier <i>et al.</i> (2002) - <i>Valvulineria bradyana</i>
<i>Vasicostella helophoromarginata</i>

Figura 11 – Distribuição da freqüência das espécies classificadas como infaunais e epifaunais, ao longo do testemunho.

5.2.4. Índices ecológicos

Os descritores biológicos riqueza das espécies (S), índice de diversidade de Shannon (H'), Equitatividade de Pielou (J') e diversidade média ponderada ($\overline{H'}$) encontram-se na Tabela 5 e estão representados na Figura 12.

A diversidade de Shannon apresenta os menores valores entre 9.300 e 8.000 anos cal A.P., e após este período os valores oscilam entre 1,00 e 2,69. Padrão similar é observado para a riqueza, com valores que oscilam entre 8 e 82 espécies, após 8.000 anos cal. A.P.. Por sua vez, os valores de equitatividade exibem tendência de aumento entre 9.300 e 8.000 anos cal A.P., de 0,40 para 0,70, respectivamente, e tendência geral de diminuição rumo ao presente (0,50 em 407 anos cal A.P.).

A distribuição dos dados sedimentológicos, geoquímicos e microfaunísticos permite identificar diferentes fases de sedimentação, que ocorreram nos últimos 9.300 anos na plataforma interna de Cabo Frio (ver item Discussão). Com base nas fases de sedimentação, calculou-se a diversidade ponderada. Maiores valores de diversidade ponderada são observados entre 7.000 e 5.800 anos cal A.P. ($\overline{H'} = 9,62$) e entre 2.800 e 407 anos cal A.P. ($\overline{H'} = 8,19$) (Tabela 5). No período entre 9.300 e 7.000 anos cal A.P., a diversidade ponderada apresenta seu menor valor (5,84).

Tabela 5 – Valores obtidos para os descritores biológicos: riqueza das espécies (S), o índice de diversidade de Shannon (H'), a Equitatividade de Pielou (J').

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	H'	J'	S
0	407	1.956	0.503	49
6	499	2.017	0.501	56
10	561	1.551	0.41	44
12	591	2.222	0.549	57
18	684	2.097	0.521	56
20	714	2.234	0.587	45
24	776	1.979	0.489	57
30	868	2.187	0.571	46
32	899	1.911	0.461	63
38	991	1.87	0.455	61
40	1022	2.167	0.61	35
44	1083	2.172	0.522	64
46	1114	2.019	0.471	73
50	1176	1.874	0.498	43
54	1237	2.04	0.48	70
60	1330	1.967	0.514	46
62	1361	2.185	0.511	72
70	1485	2.087	0.578	37
78	1610	2.298	0.539	71
80	1642	1.976	0.551	36
86	1737	2.121	0.487	78
90	1801	1.992	0.52	46
94	1866	2.06	0.492	66
100	1964	1.814	0.485	42
106	2064	1.97	0.479	61
112	2131	2.047	0.489	66
118	2268	1.563	0.396	52
120	2303	1.861	0.528	34
122	2338	2.284	0.593	47
128	2443	2.067	0.521	53
132	2515	2.245	0.546	61
138	2623	2.35	0.604	49
142	2697	1.966	0.52	44
148	2808	2.674	0.61	80
150	2846	2.142	0.602	35

Tabela 5 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal. A.P.)	H'	J'	S
152	2884	2.045	0.513	54
158	2998	2.579	0.638	57
164	3115	2.05	0.501	60
170	3234	2.369	0.594	54
176	3354	2.091	0.54	48
180	3436	2.06	0.566	38
182	3477	2.029	0.461	82
188	3601	2.298	0.568	57
196	3771	2.558	0.657	49
202	3900	2.039	0.533	46
210	4076	1.895	0.529	36
216	4211	2.133	0.567	43
224	4393	1.964	0.562	33
230	4532	2.253	0.582	48
234	4626	2.022	0.512	52
240	4769	2.15	0.61	34
246	4914	1.876	0.47	54
250	5011	2.385	0.613	49
254	5110	2.07	0.481	74
258	5209	2.051	0.517	53
260	5259	2.185	0.558	50
264	5359	1.898	0.48	52
266	5410	2.275	0.547	64
270	5511	1.838	0.526	33
272	5562	2.193	0.547	55
276	5665	2.266	0.532	71
278	5716	2.174	0.517	67
280	5768	2.413	0.602	55
284	5872	2.051	0.497	62
286	5924	2.688	0.637	68
288	5976	1.778	0.428	64
290	6028	2.041	0.517	52
292	6082	2.303	0.56	61
294	6134	1.929	0.459	67
296	6186	2.669	0.644	63
298	6239	1.976	0.475	64
300	6292	2.141	0.598	36

Tabela 5 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal. A.P.)	H'	J'	S
302	6345	1.788	0.433	62
304	6399	2.156	0.516	65
306	6452	2.189	0.515	70
310	6559	2.331	0.612	45
312	6612	2.062	0.508	58
314	6666	2.591	0.63	61
316	6720	2.246	0.594	44
318	6774	2.27	0.567	55
320	6827	2.05	0.586	33
322	6881	2.551	0.631	57
324	6935	2.338	0.554	68
326	6989	2.38	0.575	63
328	7044	2.491	0.625	54
330	7098	1.798	0.502	36
332	7152	2.438	0.623	50
334	7206	2.295	0.546	67
336	7260	2.467	0.624	52
340	7369	2.075	0.555	42
342	7423	2.403	0.597	56
344	7477	2.512	0.602	65
348	7586	2.35	0.574	60
350	7640	1.576	0.451	33
354	7749	2.282	0.578	52
358	7857	2.285	0.556	61
360	7912	2.542	0.704	37
362	7966	2.29	0.569	56
368	8129	2.13	0.594	36
390	8725	0.997	0.479	8
392	8779	2.044	0.508	56
400	8995	1.474	0.429	31
410	9266	1.454	0.403	37

Tabela 6 – Dados de diversidade média ponderada ($\overline{H'}$), onde H'_k e S_k correspondem à diversidade e riqueza de cada fase de sedimentação estabelecidas para a área de estudo.

Fase estabelecida	H'_k	S_k	$\overline{H'}$
de 9.300 a 7.000 anos cal A.P.	1,095	153	5,84
de 7.000 a 5.800 anos cal A.P.	0,996	193	9,62
de 5.800 e 2.800 anos cal A.P.	0,986	142	6,10
de 2.800 até 407 anos cal A.P.	0,967	214	8,19

Figura 12 – Distribuição dos valores obtidos para os descritores biológicos diversidade de Shannon (H'), equitatividade de Pielou (J') e riqueza (S).

5.2.5. Índices de produtividade – BFAR e BFHP

Os dados obtidos através do cálculo dos índices de produtividade – BFAR e BFHP – encontram-se na Tabela 7 e estão representados na Figura 13. O índice BFAR apresenta menores valores na base do testemunho entre aproximadamente 9.300 e 7.000 anos cal. A.P. ($\sim 62.689 \text{ testas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{kano}^{-1}$), incremento nestes valores é observado no período de 7.000 a 5.000 anos cal A.P., valores médios de $\sim 155.802 \text{ testas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{kano}^{-1}$. Após este período, diminuição nos valores de BFAR é observada até 2.268 anos cal A.P. ($\sim 87.597 \text{ testas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{kano}^{-1}$), e a partir de 2.268 anos cal A.P. até o presente observa-se aumento nos valores do índice BFAR, apresentando valores médios de $185.068 \text{ testas} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{kano}^{-1}$.

O índice BFHP apresenta valores menores entre 9.300 e 8.000 anos cal. A.P. (15% em 9.300 anos cal A.P.). Este período é seguido de aumento nos valores de BFHP entre 8.000 e 5.500 anos cal. A.P. ($\sim 29\%$), ocorrendo valores variáveis entre 1 e 55%, no período de 5.500 a 2.000 anos cal. A.P. . Em aproximadamente 2.000 anos cal A.P., o índice BFHP atinge 24% e tende a manter valores estáveis rumo ao presente.

Tabela 7 – Dados dos índices de produtividade BFAR (testas•10cm⁻²•kano⁻¹) e BFHP (%).

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	BFHP (%)	BFAR (testas•10cm ⁻² •kano ⁻¹)
0	407	17	171635
6	499	22	172473
10	561	20	254127
12	591	24	152091
18	684	25	110722
20	714	32	73788
24	776	19	92558
30	868	35	81141
32	899	18	204530
38	991	14	245552
40	1022	37	63855
44	1083	23	271158
46	1114	20	296055
50	1176	24	155344
54	1237	23	316502
60	1330	21	153317
62	1361	23	287670
70	1485	30	88688
78	1610	35	131500
80	1642	32	94500
86	1737	30	434438
90	1801	33	105323
94	1866	23	548491
100	1964	24	131684
106	2064	2	104346
112	2131	31	135534
118	2268	1	119819
120	2303	38	91931
122	2338	2	51430
128	2443	29	87514
132	2515	3	69439
138	2623	45	35598
142	2697	2	48733
148	2808	27	170266
150	2846	48	32139

Tabela 7 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	BFHP (%)	BFAR (testas•10cm ⁻² •kano ⁻¹)
152	2884	2	67765
158	2998	43	61150
164	3115	20	314366
170	3234	35	72150
176	3354	2	45452
180	3436	55	35331
182	3477	22	354190
188	3601	34	78445
196	3771	3	30230
202	3900	36	63564
210	4076	26	72994
216	4211	2	75267
224	4393	15	72428
230	4532	31	49331
234	4626	2	26075
240	4769	45	48497
246	4914	1	48051
250	5011	27	72257
254	5110	23	468058
258	5209	2	34072
260	5259	46	32680
264	5359	2	97177
266	5410	15	183800
270	5511	28	66914
272	5562	26	148254
276	5665	21	180869
278	5716	21	210518
280	5768	32	37153
284	5872	16	236814
286	5924	24	76307
288	5976	15	645068
290	6028	23	59866
292	6082	24	97790
294	6134	14	409294
296	6186	32	176436
298	6239	17	182506
300	6292	46	21263

Tabela 7 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	BFHP (%)	BFAR (testas•10cm ⁻² •kano ⁻¹)
302	6345	16	182225
304	6399	20	124146
306	6452	21	160564
310	6559	38	23676
312	6612	19	115588
314	6666	26	36186
316	6720	24	58719
318	6774	23	262731
320	6827	36	27491
322	6881	31	129056
324	6935	28	143560
326	6989	25	128820
328	7044	37	73186
330	7098	58	19610
332	7152	27	162430
334	7206	29	78699
336	7260	35	86050
340	7369	39	28416
342	7423	26	106116
344	7477	32	93002
348	7586	29	70337
350	7640	52	37783
354	7749	36	68154
358	7857	36	44481
360	7912	29	53539
362	7966	23	54797
368	8129	29	45214
390	8725	55	14874
392	8779	16	35298
400	8995	23	23791
410	9266	15	32634

Figura 13 – Distribuição dos índices de produtividade BFAR e BFHP, ao longo do testemunho.

5.3. Análise estatística

5.3.1. Análise de Componentes Principais (ACP)

A ACP permitiu identificar dois eixos que explicam aproximadamente 73% da variância total dos dados (Figura 14). O eixo 1 explica 42% da variância dos dados e o eixo 2 explica 31%. O primeiro eixo tem correlação positiva as razões Ba/Ca, Fe/Ca e V/Ti, e negativa com conteúdo de areia; e o

eixo 2 tem correlação positiva com C_{org} e razão Ba/Ca, e negativa com as razões Fe/Ca e V/Ti.

A fim de auxiliar na visualização dos dados, os pesos dos fatores de cada eixo foram plotados em função das idades do testemunho (Figura 15). O eixo 1 pode ser considerado associado ao aporte de sedimentos terrígenos e granulometria, apresenta valores positivos entre 9.200 e 5.800 anos cal A.P., passando a valores negativos entre 5.800 e 3.000 anos cal A.P., com tendência a aumento; a partir desta idade rumo ao presente. O eixo 2 pode ser considerado como indicativo de produtividade. Entre 9.200 e 7.000 anos cal A.P., apresenta valores relativamente baixos que oscilam entre valores positivos e negativos; a partir de 7.000 anos cal A.P. apresenta tendência a diminuição (valores mais negativos) até 6.000 anos cal A.P., quando esta tendência passa a ser de aumento. Esta tendência continua rumo ao presente, passando a valores positivos a partir de 3.000 anos cal A.P..

Figura 14- Diagrama de ACP para as amostras (idades estimadas), a partir da matriz de parâmetros abióticos (conteúdo de areia e carbono orgânico, e razões Fe/Ca, Ba/Ca e V/Ti).

Figura 15 – Distribuição os pesos dos fatores dos eixo 1 e 2 obtidos na ACP, ao longo do testemunho.

5.3.2. Agrupamento

A análise de agrupamento Modo-R revelou três associações, que foram denominadas de acordo com a espécie que possuía maior frequência. As associações encontradas foram: *P. atlanticum*, *B. marginata* e *G. subglobosa* (Figura 16).

A associação *P. atlanticum* composta pelas espécies *P. atlanticum*, *B. elegantissima*, e *F. marginata* (Figura 10), ocorre principalmente nas amostras da base do testemunho, caracterizada por sedimentos mais finos (Figura 8a).

A associação *B. marginata* é composta pelas espécies *B. marginata*, *N. turgida*, *Q. lamarckiana*, *P. nasuta* e *S. schlumbergeri* (Figura 10). Esta associação está presente em sedimentos mais grossos com conteúdo variável de C_{org} (entre 0.89 e 1.12 %) (Figura 8a e b).

A associação *G. subglobosa* composta por *A. angulosa*, *Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *D. williamsoni*, *G. subglobosa*, *Globocassidulina* spp. e *U. peregrina* (Figura 10), presente em sedimentos mais arenosos com alto conteúdo de C_{org} (Figura 8b).

Figura 16 – Dendrograma da análise de agrupamento em Modo-R, utilizando o coeficiente de similaridade de Morisita-Horn e o Unweighted Pair Group Method Using Arithmetic Averages (UPGMA), realizada a partir da matriz de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas.

5.3.3. Correlação de Pearson

A Tabela 8 apresenta os valores encontrados para a matriz de correlação de Pearson realizada. A correlação de Pearson apresentou valores positivos e significativos entre a porcentagem de espécies infaunais e os indicadores geoquímicos de produtividade (C e razão Ba/Ca), e valores negativos e significativos com conteúdo de areia, o indicador de aporte de terrígeno (Ti/Ca), e indicadores de condição redox (B/Al e V/Al).

O índice de produtividade BFHP também apresentou valores negativos e significativos com conteúdo de areia e o indicador de condição redox (B/Al); e valores positivos e significativos com o indicador geoquímico de produtividade (Ba/Ca).

Ao contrário da porcentagem de espécies infaunais e do índice BFHP, a correlação de Pearson apresentou valores positivos e significativos entre o índice de produtividade BFAR e conteúdo de areia, o indicador de aporte de terrígeno (Ti/Ca), os indicadores de condição redox (B/Al e V/Al), e CarbAR.

O eixo 1 apresentou correlação positiva significativa com a razão Ba/Ca, os indicadores de aporte de terrígeno (Fe/Ca e Ti/Ca), e o índice BFHP e a porcentagem de espécies infaunais; e correlação significativa e negativa com conteúdo de areia e o indicador de condição redox B/Al. O eixo 2, por sua vez, apresentou correlação positiva significativa com os indicadores de produtividade (Corg, CarbAR, Ba/Ca, Ba/Al) e com os indicadores de condições redox (B/Al e V/Al) e correlação significativa e negativa o indicadore de aporte terrígeno (Fe/Ca). Os eixos 1 e 2, encontrados na ACP, não apresentaram valores significativos de correlação.

Tabela 8 – Matriz de correlação de Pearson entre os eixos 1 e 2, os índices de produtividade BFAR e BFHP, e a porcentagem de espécies infaunais e os dados geoquímicos (Corg, CarbAR, coeficientes Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Al e B/Al, considerando como valor significativo $p < 0,05$ (valores em negrito) e $p < 0,10$ (valores sublinhados e em itálico).

	CaCO ₃	Corg	CarbAR	Areia	Ba/Al	Ba/Ca	Fe/Ca	Ti/Ca	B/Al	V/Al	Densidade	BFAR	BFHP	% infauna	Eixo 1	Eixo 2
CaCO ₃	1															
Corg	<u>-0.190</u>	1														
CarbAR	0.025	0.910	1													
Areia	0.467	-0.023	0.277	1												
Ba/Al	-0.110	0.823	0.871	<u>0.167</u>	1											
Ba/Ca	-0.394	0.610	0.383	-0.308	0.495	1										
Fe/Ca	-0.093	<u>-0.165</u>	-0.321	-0.308	-0.317	0.484	1									
Ti/Ca	0.163	0.120	0.126	0.117	0.085	0.555	0.709	1								
B/Al	0.373	0.412	0.646	0.577	0.597	0.097	0.085	0.468	1							
V/Al	0.325	0.321	0.504	0.476	0.572	0.282	0.085	0.626	0.869	1						
Densidade	0.064	-0.110	-0.050	0.183	-0.119	-0.070	0.089	<u>0.188</u>	0.125	0.136	1					
BFAR	0.048	0.105	0.209	0.247	0.112	-0.012	-0.039	<u>0.177</u>	0.280	0.259	0.945	1				
BFHP	-0.199	0.020	-0.071	-0.267	0.015	<u>0.193</u>	0.137	-0.036	<u>-0.170</u>	-0.151	-0.209	-0.216	1			
% infauna	-0.503	0.163	-0.093	-0.507	-0.025	0.251	0.037	<u>-0.170</u>	-0.343	-0.306	0.084	0.061	-0.105	1		
Eixo 1	-0.432	<u>0.180</u>	-0.132	-0.672	-0.013	0.788	0.758	0.454	-0.291	-0.024	-0.065	-0.137	0.246	0.379	1	
Eixo 2	-0.120	0.954	0.936	0.110	0.862	0.539	-0.267	0.134	0.495	0.353	-0.097	0.132	-0.008	0.048	0.000	1

6. Discussão

A análise de dados sedimentológicos, geoquímicos e microfaunísticos permitiram a inferência de variações holocênicas de paleoprodutividade na plataforma continental de Cabo Frio. Quatro fases de paleoprodutividade foram reconhecidas nos últimos 9.400 anos na área de estudo, e serão discutidas considerando-se as flutuações do nível relativo do mar e variações climáticas que afetaram a margem continental Brasileira durante o Holoceno.

A primeira fase corresponde ao período entre 9.300 e 7.000 anos cal A.P.. Durante esta fase, a presença da associação *Pseudononion atlanticum*, freqüências relativamente maiores de espécies infaunais, a deposição de sedimentos mais finos e conteúdo relativamente maior de carbono orgânico (C_{org}) sugerem um regime hidrodinâmico pouco intenso e alta disponibilidade de matéria orgânica.

A associação *P. atlanticum* é composta por espécies detritívoras infaunais, que habitam ambientes costeiros rasos na plataforma sul/sudeste Brasileira (Burone e Vanin, 2006; Eichler *et al.*, 2008), evidenciando condições de nível relativo do mar mais baixo em Cabo Frio antes de 7.000 anos A.P., em concordância com a curva proposta por Corrêa (1996). As espécies desta associação ocupam ambientes atuais de baixa energia, com significativo aporte de matéria orgânica de origem continental (Burone e Vanin, *op cit.*; Eichler *et al.*, *op cit.*).

As condições hidrodinâmicas sugeridas para Cabo Frio durante este período podem estar relacionadas a dois principais fatores: variações no nível

relativo do mar e/ou climáticas. De acordo com o modelo proposto por Mahiques *et al.* (2007), condições de nível do mar mais baixo promoveriam um deslocamento para o largo da Corrente do Brasil, resultando numa ação menos intensa da CB na plataforma. O outro fator que pode estar relacionado a este regime hidrodinâmico menos intenso seria o bloqueio de frentes polares mais ao sul que teriam ocorrido no início do Holoceno (Behling, 1997), pois estes sistemas frontais produzem ondas SE, S e SW que afetam a região costeira sudeste Brasileira (Tessler e Goya, 2005).

Entre 8.100 e 7.000 anos cal A.P., a observação de tendência geral de decréscimo na frequência de espécies infaunais, nos conteúdos de carbonato de cálcio e carbono orgânico, e nas razões Ba/Ca e Ba/Al, indicadores de produtividade, sugere diminuição na disponibilidade de matéria orgânica. Esta mudança pode estar relacionada com a mudança no aporte de sedimentos terrígenos.

O aporte de sedimentos terrígenos pode ser decorrente, entre outros fatores, de variações climáticas. Dessa forma, os valores relativamente altos dos indicadores geoquímicos de aporte terrígeno (razão Fe/Ca e Ti/Ca) podem ser interpretados como indicativos de condições climáticas mais úmidas entre 9.300 e 8.100 anos cal A.P.. Já para o período entre 8.100 e 7.000 anos cal A.P., a observação de diminuição na disponibilidade de matéria orgânica é acompanhada por valores menores das razões Fe/Ca e Ti/Ca, indicando menor aporte de sedimentos terrígenos para área de estudo, provavelmente em decorrência de condições climáticas progressivamente mais secas (Araujo *et al.*, 2005 e referências nele contido).

Apesar dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica observados nesta fase não apresentarem valores característicos de origem continental da matéria orgânica na plataforma sudeste Brasileira (-26,00‰ de acordo com Mahiques *et al.*, 1999); o período entre 9.300 e 7.000 anos cal A.P., apresentou os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ no testemunho (-22,00‰), o que contribui para a hipótese da matéria orgânica depositada neste período ter maior influência continental.

No entanto, a determinação da origem continental da matéria orgânica não foi conclusiva, já que a razão C/N não pôde ser utilizada na determinação da origem da matéria orgânica. Pois os valores medidos para o nitrogênio estavam muito próximos dos limites de detecção do equipamento utilizado (LECO CNS2000, cujo intervalo de detecção varia de 0,009 a 100 mg) o que torna os valores da razão C/N pouco confiáveis.

O aumento na frequência de espécies epifaunais e na diversidade de foraminíferos bentônicos observados seria provavelmente reflexo da variação na disponibilidade de matéria orgânica, no período entre 8.100 e 7.000 anos cal A.P., de acordo com o modelo TROX. No entanto, o referido modelo deve ser aplicado com cautela, pois muitas das condições ambientais não são contempladas nesse modelo (Ernst *et al.*, 2005). Além disso, o modelo TROX não considera a complexidade do comportamento dos foraminíferos bentônicos no que se refere à quantidade e qualidade da matéria orgânica (Fontanier *et al.*, 2002, 2003).

Contudo, apesar da variação nas frequências de espécies infaunais e epifaunais apresentarem-se de forma sutil, os resultados obtidos pela correlação de Pearson, entre a porcentagem de espécies infaunais e os parâmetros sedimentológicos e geoquímicos, demonstram que a comunidade de foraminíferos bentônicos responde de fato a variações na disponibilidade de alimento e condições de oxigenação relatadas no modelo TROX.

Apesar das evidências de alto aporte de matéria orgânica de origem continental, baixos valores de densidade de foraminíferos bentônicos e do índice BFAR indicam baixa produtividade para a primeira fase. Estes dados são corroborados por valores relativamente menores de $\delta^{13}\text{C}$ e pela presença da associação *P. atlanticum*.

O aumento na frequência de espécies epifaunais, a presença da associação *G. subglobosa*, maior conteúdo de areia e diminuição de C_{org} sugerem correntes de fundo mais intensas para segunda fase de paleoprodutividade reconhecida entre 7.000 e 5.800 anos cal A.P..

A associação *G. subglobosa* é composta por espécies (*G. subglobosa* e *D. williamsoni*) consideradas oportunistas suspensívoras que habitam ambientes bem oxigenados com baixas concentrações de carbono orgânico, promovidas por correntes de fundo intensas (Murray, 1991; Altenbach, 1992; Linke e Lutze, 1993). Estas mudanças nas condições hidrodinâmicas poderiam estar relacionadas com a subida do nível do mar, entre 7.000 e 5.800 anos cal A.P. (Último Máximo Transgressivo - UMT) (Martin *et al.*, 2003; Angulo *et al.*, 2006), favorecendo uma ação mais intensa da CB na plataforma segundo modelo de Mahiques *et al.* (2007).

Valores relativamente maiores de densidade de foraminíferos bentônicos, do índice de produtividade BFAR e da diversidade ponderada indicam produtividade relativamente maior nesta fase, possivelmente como resultado da penetração das águas mais frias e ricas em nutrientes da ACAS na plataforma. Esta hipótese é corroborada pela presença dos gêneros *Bolivina* spp. e *Brizalina* spp., considerados indicativos de alta produtividade e estratificação da coluna d'água (Martins *et al.*, 2006; Scourse *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2003).

A penetração da ACAS na plataforma e seu subsequente afloramento são principalmente influenciados pelo padrão de ventos de NE (Calado, 2006). No entanto, o aumento de umidade registrado por Ledru *et al.* (1998), entre 7000 e 4000 anos A.P., relacionado com o avanço das frentes polares, não favoreceria ventos de NE, inibindo, conseqüentemente, o processo de ressurgência (Sylvestre *et al.*, 2005; Mahiques *et al.*, 2005).

Em contrapartida às evidências de maior produtividade, observa-se diminuição nos valores dos indicadores geoquímicos de produtividade (C_{org} , Ba/Ca e Ba/Al). Diminuição que pode estar relacionada a um ou mais dos seguintes fatores: (i) re-suspensão da matéria orgânica, devido a correntes de fundo mais intensas, promovendo a deposição de sedimentos mais arenosos; (ii) degradação da matéria orgânica como resultado do aumento na oxigenação; e/ou (iii) diminuição do aporte de matéria orgânica continental, devido a níveis do mar relativamente mais altos.

Aparentemente, os itens (i) e (ii) seriam os principais fatores responsáveis por este decréscimo conteúdo de C_{org} , Ba/Ca e Ba/Al. Pois, nesta

fase, os indicadores de aporte terrígeno evidenciam maior aporte de sedimentos terrígenos (maiores valores de Ti/Ca e Fe/Ca), possivelmente está relacionado com aumento de umidade neste período (Ledru *et al.*, *op cit.*) descartando a hipótese de diminuição do aporte de matéria orgânica continental.

Entre aproximadamente 5.800 e 2.800 anos cal A.P., a presença da associação *Bulimina marginata*, aumento nos conteúdos de lama e de C_{org}, caracterizam a terceira fase, e sugerem aumento no aporte de nutrientes e enfraquecimento das correntes de fundo.

A associação *B. marginata* aponta para maior aporte de nutrientes pela presença de espécies como *B. marginata* e *N. turgida*, consideradas bons marcadores de águas produtivas (Lutze e Coulbourn, 1984; Martins *et al.*, 2006). Este aumento é também evidenciado por maiores valores de C_{org}, ao longo desta fase. Porém os valores encontrados para os índices BFAR e BFHP, diversidade ponderada, freqüência de organismos epifaunais, e baixos valores das razões Ba/Ca e Ba/Al indicam produtividade oceânica menor do que na fase anterior.

Esta associação apresenta, também, a presença de espécies suspensívoras que habitam ambientes bem oxigenados como, *Q. lamarckiana*, *P. nasuta* e *S. schlumbergeri* (Murray, 1991; Martins *et al.*, 2006), sugerindo enfraquecimento relativo das correntes de fundo em comparação com a 2ª fase. Este enfraquecimento, de acordo com Mahiques *et al.* (*in press*), não estaria relacionado com flutuações do nível relativo do mar, pois, durante esta fase, a pequena amplitude da flutuação do nível relativo do mar durante esta

fase (entre 1 e 2 m acima do nível relativo do mar atual (Angulo *et al.*, 2006) não representaria mudança significativa nas condições hidrodinâmicas.

No geral, esta fase é caracterizada por baixo aporte de sedimentos terrígenos (menores valores de Fe/Ca e Ti/Ca), que poderia ser decorrente de condições climáticas mais secas descritas, por vários autores para o período (p.e. Garcia *et al.*, 2004 e Pessenda *et al.*, 2004). De acordo com Garcia *et al.* (*op cit.*), este período seco pode ser explicado pela intensificação do sistema de alta pressão do Atlântico Sul, que produz ventos de E-NE. Tais condições climáticas favoreceriam a ocorrência do processo de ressurgência costeira (Sylvestre *et al.*, 2005), entretanto, nesta fase não foi observado aumento na produtividade.

A baixa produtividade observada nesta fase pode estar relacionada com a intensidade dos ventos, pois, de acordo com Mahiques *et al.* (*in press*), o intervalo entre 5.200 e 3.000 anos cal A.P. é caracterizado por condições mais secas no continente e ventos mais fracos sobre a América do Sul. Dada a dependência da penetração da ACAS e seu subsequente afloramento na plataforma interna à intensidade dos ventos de NE, durante esta fase, possivelmente a penetração da ACAS ficaria restrita à plataforma externa, semelhantemente a situação de inverno no dias atuais reportada por Castro (1996).

A configuração da linha de costa e as condições hidrodinâmicas impostas pela CB seriam outros fatores que poderiam estar associados à baixa produtividade observada para esta fase. Como previamente citado no item 2 (“Área de estudo”), a configuração da linha de costa influencia a magnitude e

intensidade do processo de ressurgência em Cabo Frio. Da mesma forma, a ação de vórtices e meandros da Corrente do Brasil sobre a plataforma continental, influencia a magnitude e intensidade da ressurgência costeira, podendo, também, promover o movimento de ascensão das águas e dispersão de nutrientes (Signorini, 1976; Campos *et al.*, 1995).

No entanto, como citado previamente, a pequena amplitude da flutuação do nível relativo do mar durante esta fase não representaria mudança significativa na linha de costa. Quanto a CB, reconhece-se que atualmente ela é capaz de promover a ascensão de águas mais profundas, todavia, os dados obtidos neste estudo não possibilitam inferir sobre o comportamento da CB no Holoceno Médio.

Este cenário de baixa produtividade muda a partir de 2.800 anos cal. A.P. até o presente, quando se reconhece a quarta fase. Nesta fase, a presença da associação *G. subglobosa* e sedimentos mais arenosos indicam condições hidrodinâmicas mais intensas e maior produtividade.

De acordo com Eichler *et al.* (2008), associações de foraminíferos dominadas por *G. subglobosa* ocorrem na plataforma sudeste Brasileira associadas ao fluxo intenso da CB. Estes autores também encontraram a espécie *U. peregrina*, presente na associação *G. subglobosa*, em regiões de ressurgência, na margem continental Brasileira. Esta espécie infaunal rasa apresenta-se dependente do suprimento de material orgânica fresca, de alto valor nutricional (DeRijk *et al.*, 2000; Fontanier *et al.*, 2002), e pode ser aplicada como um indicador de produtividade primária sazonal (Gupta *et al.*, 2006).

A associação observada nos sedimentos depositados após 2.800 anos cal A.P. apresenta aumento nas freqüências de espécies típicas encontradas

atualmente na plataforma de Cabo Frio (*Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *G. subglobosa* e *U. peregrina*) e que podem ser consideradas como indicadoras do processo de ressurgência na região (Dra. Letícia Burone, *comunicação pessoal*).

A partir de 2.800 anos cal A.P., o aumento nas frequências destas espécies, valores relativamente mais altos de densidade de foraminíferos bentônicos e de diversidade ponderada, e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem incremento na produtividade associado ao estabelecimento do processo de ressurgência em Cabo Frio, quando também são estabelecidas as condições climáticas (Ledru *et al.*, 1998; Barth *et al.*, 2004) e de nível relativo do mar (Angulo *et al.*, 2006) atuais.

A partir de 2.500 anos cal A.P., o contínuo aumento nos valores dos indicadores de produtividade (índices BFAR e BFHP, e conteúdo de C_{org} , e razões Ba/Ca e Ba/Al) sugerem intensificação do processo de ressurgência rumo ao presente. A intensificação do processo de ressurgência costeira em Cabo Frio, nos últimos 2.500 anos, foi também proposta por Mahiques *et al.* (2005), Sylvestre *et al.* (2005) e Laslandes *et al.* (2006). Os dois últimos autores associam a intensificação da ressurgência a condições climáticas mais secas, estabelecendo correlação entre o processo de ressurgência e ventos mais fortes de NE derivados de eventos El-Niño. Mahiques *et al.* (2005), todavia, mencionam além de ventos de NE e o meandramento da CB como fatores determinantes na intensificação da ressurgência costeira de Cabo Frio.

A intensificação dos ventos de NE durante o Holoceno Tardio pode estar relacionada à intensificação na frequência e/ou intensidade do fenômeno

ENOS (Sylvestre *et al.*, 2005; Laslandes *et al.*, 2006). Estudos realizados na América do Sul sustentam a hipótese de aumento de frequência e/ou intensidade de eventos El-Niño durante o Holoceno Tardio (p.e. Colinvaux, 1972; Wells, 1990; Riedinger *et al.*, 2002). Riedinger *et al.* (2002), por exemplo, com base em análises litoestratigráficas e mineralógicas em um lago nas Ilhas Galápagos afirmam que a frequência e intensidade de eventos El-Niño aumentou desde aproximadamente 3.100 anos cal A.P.. Para a costa do Peru, Wells (1990) atribuiu ao aumento nas inundações durante o Holoceno Tardio, à atividade de El-Niño nos últimos 3.400 anos.

Além de eventos ENOS, oscilações na posição da ZCIT influenciaram o padrão de ventos na América do Sul durante o Holoceno. De acordo com Haug *et al.* (2001), condições mais secas sobre o norte da América do Sul, nos últimos 5.400 anos, estariam associadas a mudanças no regime de ventos ligadas a variações na posição da ZCIT. Somam-se a isto registros de aumento de umidade no Brasil no Holoceno Tardio também relacionado a mudanças na posição da ZCIT (Ledru *et al.*, 1996, 1998; Garcia *et al.* 2004).

As variações de paleoprodutividade observadas para plataforma interna de Cabo Frio apresentam-se como resposta a oscilações climáticas holocênicas e mudanças hidrodinâmicas. A complexa interação entre os processos oceânicos e atmosféricos dificulta a interpretação do registro geológico, ressaltando a importância da aplicação de vários indicadores (*multi-proxy*) para um entendimento adequado dos mecanismos relacionados às mudanças de paleoprodutividade.

7. Conclusões

A visão *multi-proxy* aplicada a dados sedimentológicos, geoquímicos e microfaunísticos permitiram a compreensão das variações de paleoprodutividade que ocorreram nos últimos 9.300 anos cal. A.P. na plataforma interna de Cabo Frio.

Os índices de produtividade BFAR e BFHP, e o modelo TROX, normalmente aplicados em estudos de mar profundo, apresentaram-se como bons indicadores de paleoprodutividade, e que podem ser aplicados de forma qualitativa em estudos relacionados à paleoprodutividade na plataforma interna de Cabo Frio. Este estudo também apresenta a diversidade ponderada, índice aplicado em estudos no Recente, como uma nova ferramenta para estudos de paleoprodutividade.

Quatro fases de produtividade foram identificadas: de 9.300 a 7.000 anos cal A.P.; entre 7.000 e 5.800 anos cal A.P.; entre 5.800 e 2.800 anos cal A.P.; e após 2.800 anos cal A.P.; estas fases foram influenciadas por flutuações relativas do nível do mar e variações climáticas. A última fase, entre 2.800 anos cal A.P. até o presente, representa o estabelecimento do processo de ressurgência em Cabo Frio.

A hipótese de Sylvestre *et al.* (2005) e Laslandes *et al.* (2006), de dependência exclusiva de ventos para ocorrência do processo de ressurgência em Cabo Frio, não foi observada neste trabalho. Dessa forma, pode-se afirmar que o processo de ressurgência em Cabo Frio e sua intensificação, são controlados pela ação conjunta de ventos de NE mais intensos (associados a

eventos El-niño e/ou a variações na posição da ZCIT), meandramento da Corrente do Brasil e a configuração atual da linha de costa.

8. Referências bibliográficas

Altenbach, A.V., 1992. Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates. *Marine Micropaleontology*, 19:119–129.

Angulo, R.J. e Lessa, G.C., 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*. 140:141–166.

Angulo, R.J., Souza, M.C., Reimer, P.J., and Sasaoka, S.K., 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon* 47, 67–73.

Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25:486–506.

Aquino, F.E. e Setzer, A.. 2006. O clima da Amazônia Azul. *In*: Serafim, C.F.S. e Chaves, P.T. (eds.). *Geografia: ensino fundamental e ensino médio: o mar no espaço geográfico brasileiro*. Ministério da Educação, Brasília. v8. pp.226-230.

Araujo, A.G.M., Neves, W.A., Piló, L.B., Atui, J.P.V..2005. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the “Archaic Gap”. *Quaternary Research*, 64:298–307.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G. .1998. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. *Quaternary Research*, 50:157-166.

- Barbière, E.B., 1984. Cabo Frio e Iguaba Grande, dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. *In*: Lacerda, L.D., Araujo, D.S.D., Cerqueira, R., Turcq, B. (eds.). Restingas, Origem, Estrutura, Processos. CEUFF, Niterói, Brazil, pp. 3–14.
- Barbosa, V. P., 1998. Foraminíferos Bentônicos Quaternários do Talude Continental da Bacia de Santos: Sistemática, Paleobatimetria e Paleoecologia. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 427p.
- Barreto, C.F., Luz, C.F.P., Batista-Neto, J.A., Vilela, C.G., Brth, O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 79(2): 223-234
- Barth, O.M., Barreto, C.F., Coelho, L.G., Luz, C.F.P.. 2004. Pollen record and paleoenvironment of a 4210 years B.P. old sediment in the Bay of Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 76(3): 549-551
- Behling, H., 1997. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129:407–422.
- Behling, H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99:143–156.
- Bernhard, J.M.. 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16 (3): 207-215.

Boltovskoy, E. 1965. Los Foraminíferos recientes. Biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica. Eudeba Editorial Universitaria de Buenos Aires. Buenos Aires. 510p.

Boltovskoy, E, Scott, D.B, Medioli, F.S.. 1991. Morphological variations of benthic foraminiferal tests in response to changes in ecological parameters: a review. *Journal of Paleontology*, 65 (2):175-185.

Burone, L. 2002. Foraminíferos bentônicos e parâmetros físico-químicos da Enseada de Ubatuba, São Paulo: estudo ecológico em uma área com poluição orgânica. Tese de doutorado . Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 279p.

Burone, L., Pires-Vanin, A.M.S., 2006. Foraminiferal assemblages in Ubatuba Bay, south-eastern Brazilian coast. *Scientia Marina*, 70(2):203–217.

Calado, L. 2006. Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Dissertação de doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 184p

Calado,L., Gangopadhyay, A., Silveira, I. C. A. 2006. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, 33: L12602.

Campos, E.J.D., Gonçalves, J.E., Ikeda, Y.. 1995. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100(C9):18537–18550.

Campos, E.J.D., Velhote, D, Silveira, I.C.A. 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6):751-754.

Carbonel, C.A.A.H.. 2003. Modelling of upwelling–downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. *Continental Shelf Research*, 23:1559–1578.

Castro, B.M.. 1996. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. Tese de livre-docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 248p.

Castro, B. M., Lorenzzetti, J.A., Silveira, I.C.A., Miranda, L.B.. 2006. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). *In*: Rossi-Wongtshowski, C.L.D.B. e Madureira, L.S-P. (organizadores). O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região Sul/Sudeste do Brasil/ Edusp. pp.11-120.

Colinvaux, P.A. 1972: Climate and the Galapagos Islands. *Nature*, 240:17-20.

Corrêa, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul – Brésil. *Marine Geology*, 130:163–178.

Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within the deep-sea sediments. *Nature*, 314:435–438.

Corliss, B.H. e Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16:716–719.

Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 17, 195–236.

De Léo, F.C. e Pires-Vanin, A.M.S..2006. Benthic megafauna communities under the influence of the South Atlantic Central Water intrusion onto the Brazilian SE shelf: A comparison between an upwelling and a non-upwelling ecosystem. *Journal of Marine Systems*, 60: 268–284.

DeRijk,S., Jorissenb,F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R.. 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminífera. *Marine Micropaleontology*, 40:151-166.

Eichler, P.P.B., Sen Gupta, B.K., Eichler, B.B., Braga, E.S., Campos, E.J., 2008. Benthic foraminiferal assemblages of the South Brazil: Relationship to water masses and nutrient distributions. *Continental Shelf Research*, 28(13):1674–1686.

Ernst, S., Bours, R, Duijnste, I., Van Der Zwaan, B.2005. Experimental effects of an organic matter pulse and oxygen Depletion on a benthic foraminiferal shelf community. *Journal of Foraminiferal Research*, 35(3): 177–197.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, Carbonel, P. 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research I*. 49:751–785.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research. I*, 50: 457–494.

Gaeta, S.A., Brino, O.L., Ribeiro, S.M.M.S. 1994. Distributions of NO_3^- , chlorophyll α and primary productivity in the south-western region of the South Atlantic during summer. *In: South-western Atlantic Physical Oceanography Workshop Report*. IOUSP, São Paulo, pp. 57–60.

Garcia, M.J.; Oliveira, P.E.; Siqueira, E.; Fernandes, R.S. 2004. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 131:181–199.

Grimm, A.M. 1999. Meteorologia básica – Notas de aula. Universidade Federal do Paraná. Disponível em <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo>>. Acesso em fevereiro de 2009.

Grimm, A.M., Barros, V.R., Doyle, M.E. 2000. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13:35-58.

Gupta, A.K., Sarkar, S., Mukherjee, B., 2006. Paleooceanographic changes during the past 1.9 Myr at DSDP Site 238, Central Indian Ocean Basin: Benthic foraminiferal proxies. *Marine Micropaleontology*, 60:157–166.

Haug, G., Hughen, K.A., Sigman, D., Peterson, L., Rohl, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293:1304–1308.

Heegard, E., Birks, H.J.B. and Telford, R.J., 2005. Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression. *The Holocene*, 15:612–618.

Herguera, J.C. e Berger, W.H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance; glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19: 1173–1176.

Herguera, J.C.. 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 18:79–98.

Herguera, J.C. 2000. Last glacial paleoproductivity patterns in the eastern equatorial Pacific: benthic foraminifera records. *Marine Micropaleontology*. 40:259-275.

Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M, Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46:1059–1086.

Jain, S., Collins, L.S., Hayek, L.C.. 2007. Relationship of benthic foraminiferal diversity to paleoproductivity in the Neogene Caribbean Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 255:223–245.

Jones, R.W. 1994. *The Challenger foraminifera*. Oxford Science Publications. The Natural History Museum. Oxford University Press, London. 149p.

Jorissen, F.J.; Stigter, H.C. & Widmark, J.G.V.. 1995. A conceptual model explainin benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.

Jorissen, F.J., Wittling, I., Peypouquet, J., Rabouille, C., Relexans, J.C.. 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cap Blanc, NW Africa: community structure and microhabitats. *Deep-sea Research*, 45: 2157–2188.

Jorissen, F.J., Rohling, E. J.. 2000. Faunal perspectives on paleoproductivity. *Marine Micropaleontology*, 40:131-134.

Kovach, W.L., 1999. MVSP – A multivariate statistical package for windows, ver. 3.1. Kovach Computing Services, Pentraeth, Wales.

Laslandes, B., Sylvestre, F., Sifeddine, A., Turcq, B., Albuquerque, A.L.S., Abrão, J., 2006. Enregistrement de la variabilité hydroclimatique au cours des 6500 dernières années sur lê littoral de Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brésil). *Comptes Rendus Geoscience*, 338:667–675.

Ledru, M.P., Braga, P.I.S., Soubiés, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 239–257.

Ledru, M.; Salgado-Labouriau, M.L.; Lorscheitter, M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99:131 142.

Linke, P. e Lutze, G.F., 1993. Microhabitat preferences of benthic foraminifera - a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20:215–234.

Loeblich Jr., A.R. & Tappan, H. 1988. Foraminiferal genera and their classification – PLATES. Van Nostrand Reinhold, New York, 2 vol., 970p.

Loubere, P. & Fariduddin, M.. 1999. Benthic Foraminifera and the Flux of Organic Carbon to the Seabed. *In*: Sen Gupta, B. K. (ed.). *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Press, London. pp. 181-200.

Lourenço, R.A. 2007. Aplicação de marcadores orgânicos moleculares em estudos oceanográficos e paleoceanográficos: estudo de caso na margem continental superior do sudeste do Brasil. Tese de doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 142p.

Lutze, G.F., Coulbourn, W.T., 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community, structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8:361–401.

Mackensen, A., Schmied, G., Harloff, J., Giese, M.. 1995. Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation. *Marine Micropaleontology*, 41:342-358.

Mahiques, M.M., Mishima Y., Rodrigues, M. 1999. Characteristics of the sedimentary organic matter on the inner and middle continental shelf between Guanabara Bay and São Francisco do Sul, eastern Brazilian margin. *Continent Shelf Research*, 19: 775– 798.

Mahiques, M.M., Silveira, I.C.A., Sousa, S.H.M., Rodrigues, M.. 2002. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of São Paulo Bight, southeastern Brazil. *Marine Geology*, 181:387-400.

Mahiques, M.M.; Tessler, M.G.; Ciotti, A.M.; Silveira, I.C.A.; Sousa, S.H.M.; Figueira, R.L.; Tassinari, C.C.G.; Furtado, V.V.; Passos, R.F. 2004. Hydrodynamically-driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24: 1685-1697.

Mahiques, M.M., Bicego, M.C., Silveira, I.C.A., Sousa, S.H.M., Lourenço, R.A., Fukumoto, M.M.. 2005. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern. Brazilian shelf. *Annais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(3):535-548.

Mahiques, M.M., Fukumoto, M.M., Silveira, I. C.A., Figueira R.C.L. Bicego, M. C., Lourenço, R.A., Sousa S. H. M. . 2007. Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. *Annais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(1):171-181.

Mahiques, M.M.; Wainer, I.K.C.; Burone, L.; Nagai, R.; Sousa, S.H.M.; Figueira, R.C.L.; Silveira, I.C.A.; Bicego, M.C.; Alves, D.P.V.; Hammer, Ø. *in press*. A high-resolution Holocene Record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* (2009), doi:10.1016/j.quaint.2008.09.010.

Martin, L., Fournier, M., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Turcq, B., Absy, M.L., Flexor, J.M.. 1993. Southern oscillation signal in South American Palaeoclimatic data of the Last 7000 Years. *Quaternary Research*, 39: 338–346.

Martin, L., Dominguez J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101–124.

Martinez, P., Bertrand, P., Schmiel, G.B., Cochrane, K., Jorissen, F.J., Foster, J., Dignan, M., 1999. Upwelling intensity and ocean productivity changes off Cape Blanc (northwest Africa) during the last 70,000 years: geochemical and micropalaeontology evidence. *Marine Geology*, 158:57-74.

Martins, V., Jouanneau, J., Weber, O., Rocha, F., 2006. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Marine Micropalaeontology*, 59:35-55.

Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J., Weber, O., Silva, E.F., Patinha, C., Dias, J. M.A., Rocha, F., 2007. A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf–slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. *Marine Geology* 239: 1–18.

Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27: 213-250.

Mix, A.C., 1989. Influence of productivity variations on long-term atmospheric CO₂. *Nature*, 337:541-544.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Vidal, A., 2004.

Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 205– 219.

Müller, P. e Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans: I. Organic carbon preservation. Deep-Sea Research. Part 1. Oceanographic Research Papers, 26(A): 1347–1362.

Murray, J.W.. 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific & Technical, New York. 397p.

Nagai, R.H.; Sousa, S.H.M.; Burone, L.; Mahiques, M.M.. *in press*. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. Quaternary International (2009), doi:10.1016/j.quaint.2008.10.014.

Odum, E. P. 1972. Ecologia. Ed. Nueva Editorial Interamericana, S.A., México. 639p.

Parker, W.C. e Arnold, A.J. 1999. Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. *In*: Gupta, B.K.S. (ed). Modern Foraminifera. Inglaterra: Kluwer Academic Publishers, pp. 71-89.

Paytan, A.. 2006. Ocean Paleoproductivity. *In*: Gornitz, V. (ed). Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Science Series. Kluwer Academic Publishers. pp. 644-651.

Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Valencia, E.P.E., 2004. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. Quaternary International, 114:35–43.

Pielou, E.C. 1975. Ecological diversity. John Wiley, New York. 165p.

Riedinger, M.A., Steinitz-Kannan, M., Last, W.M., Brenner, M. 2002. A ~6100 ^{14}C yr record of El Niño activity from the Galapagos Islands. *Journal of Paleolimnology*, 27:1-7.

Rodrigues, R.R. e Lorenzzetti, J.A.. 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21:371-394.

Roy, C.. 2003. *Marine Geochemistry*. 2^a ed. Blackwell Publishing. Malden, US. 506p.

Rühleman, C.; Müller, P.J.; Schneider, R.R. 1999. Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: examples from high and low productivity areas of the Tropical Atlantic. *In*: Fischer, G. & Wefer, G. (eds.), *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. pp. 315 - 344.

Sarnthein, M., Winn, K., Zahn, R., 1987. Paleoproductivity of ocean upwelling and the effect on atmospheric CO_2 and climate change during deglaciation times. *In*: Berger, W.H., Labeyrie, L.D. (eds.), *Abrupt Climate Change*. Reidel, Dordrecht, pp. 311-337.

Scheel-Ybert, R..2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 110:111-138.

Scheel-Ybert, R., Gouveia, S.E.M., Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Coutinho, L.M., Boulet, R., 2003. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São

Paulo state (Brazil), based on anthracology and soil $d^{13}C$ analysis. *The Holocene*, 13:73–81.

Schmiedl, G. e Mackensen, A..1997. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130:43-80.

Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P. 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40(3):167-188.

Schröder, C.J., Scott, D.B., Medioli, F.S. 1987. Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analyses? *Journal of Foraminiferal Research*, 17(2):101-105.

Scott, G.A., Scourse, J.D., Austin, W.E.N., 2003. The distribution of benthic foraminifera in the Celtic Sea: the significance of seasonal stratification. *Journal of Foraminiferal Research*, 33:32–61.

Scourse, J.D., Austin, W.E.N., 2002. Quaternary shelf sea palaeoceanography: recent developments in Europe. *Marine Geology*. 191(02): S0025-3227.

Scourse, J.D., Austin, W.E.N., Long, B.T., Assinder, D.J., Huws, D., 2002. Holocene evolution of seasonal stratification in the Celtic Sea: refined age model, mixing depths and foraminiferal stratigraphy. *Marine Geology*, 191:119–145.

Sen Gupta, B. K.. 1999. Modern Foraminifera. Kluwer Academic Press, London, 371p.

Shannon, C., Weaver, W., 1999. The Mathematical Theory of Communication, 5th Ed. University of Illinois Press. 144 p.

Silveira, I.C.A.; Schimidt, A.C.K.; Campos, E.J.D.; Godoi, S.S.; Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa Leste Brasileira. Revista Brasileira de Oceanografia, 48(2): 171- 183.

Signorini, S.R.. 1976. Contribuição ao estudo da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. Bolm. Inst. Oceanogr.,25: 157-220.

Sneath, P.H., Sokal, R.R., 1973. Numerical Taxonomy. The Principles and Practice of Numerical Classification. W.H. Freeman & Co., San Francisco, 573p.

Stein, R. 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Lecture, notes in Earth Sciences. Berlin, Springer-Verlag. 217p.

Sylvestre, F., Sifeddine, A., Turcq, B., Gil, I.M., Albuquerque, A.L.S., Lallier-Vergès E., Abrão, J., 2005. Hydrological changes related to the variability of tropical South American climate from the Cabo Frio lagoonal system (Brazil) during the last 5000 years. The Holocene, 15:625–630.

Taschetto, A.S. 2006. O impacto do Oceano Atlântico Sul no clima regional. Tese de doutorado .Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo.128p.

Tessler, M.G., Goya, S.C., 2005. Processos costeiros condicionantes do litoral Brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia* 17, 11–23.

Valentin, J-L.. 2000. *Ecologia numérica: Uma introdução à análise multivariada de dados ecológicos*. Editora interciência. Rio de Janeiro, RJ. 117p.

Van Morkhoven, F.P.C.M.; Berggren, W.A.; Edwards, A.S. 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull Centres Rech Explor-Prod, Elf Aquitaine*. 421p.

Vénec-Peyré, M.-T. e Caulet., J-P. 2000. Paleoproductivity changes in the upwelling system of Socotra (Somali Basin, NW Indian Ocean) during the last 72,000 years: evidence from biological signatures. *Marine Micropaleontology* 40: 321-344.

Wainer, I. e Taschetto, A.S.. 2006. Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do Programa REVIZEE. *In: O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região Sul/Sudeste do Brasil/ organizadores: Rossi-Wongtshowski, C.L.D.B. e Madureira, L.S-P. Edusp. pp.121-160.*

Walsh, J.J. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350: 53-55.

Wells, L.E.. 1990. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in flood deposits of northern coastal Peru. *Geology*, 18:1134-1137.

Wollenburg, J.E. e Kuhnt, W.. 2000. The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 40:189-231.

Ybert, J.-P.; Bissa, W.M.; C., E.L.M.; K.M., 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189:11–24.

Zar, J.H.. 1999. *Biostatistical analysis*. 4^a ed. Prentice Hall. New Jersey. 663p.

Zembruski, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *In*: Chaves, H.A.F. (ed), *Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes*, Série Projeto REMAC, PETROBRAS-CENPES-DINTEP, Rio de Janeiro. 7:129-177.

Sites:

<http://calib.qub.ac.uk/calib> (Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.. CALIB Radiocarbon Calibration, versão 5.0.2.html, última atualização: 02/01/2009. Acesso em fevereiro de 2009)

<http://www.uib.no/bot/qeprg/Age-depth.htm>, Acesso em fevereiro de 2009.

Anexo 1 – Dados de idade estimada (anos cal A.P.); taxa de sedimentação (cm•ano⁻¹); conteúdos de argila, silte, areia, carbonato de cálcio (CaCO₃), em porcentagem; conteúdo de carbono orgânico (C_{org}) e nitrogênio total (N_{tot}); e razões C/N, Ba/Al, Ba/Ca, Fe/Ca, Ti/Ca, B/Al, V/Al.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Taxa de sedimentação (cm•ano ⁻¹)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg	Ntot	razão C/N	razão Ba/Al	razão Ba/Ca	razão Fe/Ca	razão Ti/Ca	razão B/Al	razão V/Al
0	407	0.065	10	74	16	31	1.790	0.209	8.6	0.0014	0.0003	0.2747	0.004	0.0032	0.0018
6	499	0.065	11	77	12	30	1.802	0.174	10.3	0.0013	0.0003	0.2983	0.004	0.0032	0.0020
10	561	0.067	10	78	12	31	1.611	0.157	10.3	0.0015	0.0002	0.2612	0.004	0.0046	0.0026
12	591	0.065	10	80	10	30	1.610	0.151	10.7	0.0015	0.0002	0.2452	0.004	0.0045	0.0024
18	684	0.067	10	79	11	31	1.557	0.147	10.6	0.0013	0.0002	0.2666	0.004	0.0039	0.0021
20	714	0.065	12	77	12	29	1.504	0.139	10.8	0.0012	0.0002	0.2673	0.004	0.0035	0.0019
24	776	0.065	12	78	10	27	1.545	0.143	10.8	0.0011	0.0002	0.2711	0.003	0.0030	0.0018
30	868	0.065	11	75	14	32	1.612	0.156	10.4	0.0013	0.0002	0.2524	0.004	0.0043	0.0021
32	899	0.065	13	77	10	32	1.545	0.149	10.4	0.0013	0.0002	0.2447	0.004	0.0041	0.0022
38	991	0.065	13	74	13	30	1.566	0.148	10.6	0.0012	0.0002	0.2626	0.004	0.0037	0.0020
40	1022	0.065	10	75	15	31	1.534	0.144	10.7	0.0015	0.0002	0.2492	0.004	0.0033	0.0024
44	1083	0.065	13	75	11	31	1.491	0.137	10.9	0.0015	0.0002	0.2351	0.004	0.0033	0.0025
46	1114	0.065	15	76	9	29	1.571	0.143	11.0	0.0015	0.0002	0.2704	0.004	0.0030	0.0023
50	1176	0.067	13	77	9	30	1.534	0.135	11.4	0.0015	0.0002	0.2581	0.004	0.0030	0.0023
54	1237	0.065	12	75	13	29	1.557	0.140	11.1	0.0013	0.0002	0.2567	0.004	0.0027	0.0020
60	1330	0.065	11	77	12	35	1.422	0.129	11.0	0.0014	0.0002	0.2259	0.003	0.0029	0.0022
62	1361	0.065	11	78	11	31	1.411	0.171	8.3	0.0013	0.0002	0.2423	0.004	0.0026	0.0021
70	1485	0.065	12	77	11	31	1.331	0.141	9.4	0.0013	0.0002	0.2405	0.004	0.0026	0.0020

Anexo 1 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Taxa de sedimentação (cm•ano ⁻¹)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg	Ntot	razão C/N	razão Ba/Al	razão Ba/Ca	razão Fe/Ca	razão Ti/Ca	razão B/Al	razão V/Al
78	1610	0.063	13	75	12	31	1.262	0.115	11.0	0.0014	0.0002	0.2388	0.004	0.0030	0.0023
80	1642	0.063	13	79	8	27	1.544	0.136	11.3	0.0012	0.0002	0.2397	0.004	0.0032	0.0020
86	1737	0.063	12	80	8	30	1.272	0.128	9.9	0.0012	0.0002	0.2130	0.003	0.0032	0.0021
90	1801	0.061	12	79	9	32	1.337	0.136	9.9	0.0013	0.0002	0.2404	0.003	0.0036	0.0023
94	1866	0.061	12	78	10	23	1.377	0.149	9.3	0.0011	0.0002	0.2489	0.004	0.0029	0.0020
100	1964	0.061	13	76	11	24	1.279	0.143	8.9	0.0013	0.0002	0.2399	0.004	0.0033	0.0022
106	2064	0.059	10	79	11	33	1.340	0.133	10.1	0.0012	0.0002	0.2028	0.003	0.0030	0.0020
112	2131	0.059	9	82	8	34	1.305	0.124	10.5	0.0013	0.0002	0.2345	0.004	0.0039	0.0024
118	2268	0.057	11	80	9	31	1.372	0.134	10.2	0.0012	0.0002	0.2449	0.004	0.0032	0.0021
120	2303	0.057	10	81	9	33	1.505	0.149	10.1	0.0012	0.0002	0.2436	0.003	0.0033	0.0021
122	2338	0.057	12	78	9	32	1.477	0.149	9.9	0.0012	0.0002	0.3025	0.004	0.0028	0.0018
128	2443	0.056	11	79	10	34	1.337	0.125	10.7	0.0013	0.0002	0.2718	0.003	0.0031	0.0022
132	2515	0.056	11	79	10	35	1.348	0.125	10.8	0.0012	0.0002	0.2558	0.003	0.0031	0.0019
138	2623	0.054	12	76	12	30	1.214	0.116	10.5	0.0011	0.0002	0.2850	0.004	0.0025	0.0017
142	2697	0.054	11	80	9	32	1.314	0.135	9.7	0.0013	0.0002	0.2634	0.004	0.0033	0.0023
148	2808	0.053	12	76	13	31	1.206	0.089	13.6	0.0011	0.0002	0.2757	0.003	0.0025	0.0018
150	2846	0.053	13	76	11	31	1.234	0.096	12.9	0.0011	0.0002	0.2959	0.004	0.0024	0.0017
152	2884	0.053	14	77	10	32	1.171	0.084	13.9	0.0012	0.0002	0.2752	0.004	0.0029	0.0020
158	2998	0.051	10	77	13	30	1.075	0.082	13.1	0.0013	0.0002	0.2678	0.004	0.0031	0.0022
164	3115	0.051	13	78	8	28	1.083	0.076	14.2	0.0007	0.0001	0.2111	0.002	0.0020	0.0012
170	3234	0.050	13	82	6	32	1.119	0.097	11.6	0.0005	0.0001	0.3819	0.003	0.0017	0.0008
176	3354	0.049	12	79	9	31	1.001	0.074	13.5	0.0005	0.0001	0.2165	0.002	0.0012	0.0009

Anexo 1 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Taxa de sedimentação (cm•ano ⁻¹)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg	Ntot	razão C/N	razão Ba/Al	razão Ba/Ca	razão Fe/Ca	razão Ti/Ca	razão B/Al	razão V/Al
180	3436	0.049	15	78	8	33	1.102	0.074	14.8	0.0005	0.0001	0.3819	0.003	0.0017	0.0008
182	3477	0.049	14	79	8	31	1.200	0.072	16.7	0.0006	0.0001	0.2295	0.002	0.0019	0.0008
188	3601	0.048	12	80	9	38	1.061	0.059	18.1	0.0005	0.0001	0.2208	0.002	0.0013	0.0008
196	3771	0.047	13	78	10	30	1.114	0.064	17.5	0.0008	0.0001	0.2113	0.002	0.0019	0.0012
202	3900	0.045	11	78	11	30	0.999	0.076	13.1	0.0008	0.0001	0.2184	0.002	0.0021	0.0010
210	4076	0.044	13	78	8	29	1.021	0.072	14.3	0.0008	0.0001	0.2351	0.002	0.0022	0.0012
216	4211	0.044	12	76	12	31	0.916	0.075	12.1	0.0009	0.0001	0.3107	0.003	0.0026	0.0017
224	4393	0.043	12	77	10	33	0.966	0.071	13.6	0.0008	0.0001	0.2242	0.003	0.0027	0.0018
230	4532	0.043	12	77	11	32	*	*	*	0.0007	0.0001	0.2330	0.002	0.0023	0.0015
234	4626	0.042	11	77	12	31	1.028	0.073	13.0	0.0006	0.0001	0.2271	0.002	0.0019	0.0013
240	4769	0.042	11	77	12	32	0.891	0.063	13.3	0.0008	0.0001	0.1900	0.002	0.0033	0.0021
246	4914	0.042	10	75	14	30	0.791	0.043	18.9	0.0005	0.0001	0.1934	0.002	0.0018	0.0011
250	5011	0.041	12	75	13	32	0.822	0.054	15.2	0.0006	0.0001	0.2001	0.002	0.0026	0.0017
254	5110	0.041	10	75	15	36	0.904	0.067	13.2	0.0006	0.0001	0.1930	0.002	0.0027	0.0017
258	5209	0.040	10	76	13	32	0.852	0.066	13.4	0.0007	0.0001	0.2088	0.002	0.0024	0.0018
260	5259	0.040	12	78	10	31	0.882	0.068	13.4	0.0006	0.0001	0.2002	0.002	0.0021	0.0016
264	5359	0.039	11	76	13	33	0.931	0.196	5.0	0.0005	0.0001	0.1914	0.002	0.0020	0.0014
266	5410	0.040	10	78	12	30	0.982	0.166	6.5	*	*	*	*	*	*
270	5511	0.039	10	77	13	33	1.044	0.140	7.8	0.0006	0.0001	0.1788	0.002	0.0022	0.0016
272	5562	0.039	10	79	10	31	1.092	0.147	7.5	0.0006	0.0001	0.2100	0.002	0.0021	0.0015
276	5665	0.039	10	77	13	32	0.972	0.138	7.1	0.0005	0.0001	0.1924	0.002	0.0019	0.0012
278	5716	0.038	11	79	11	34	0.975	0.118	8.3	0.0007	0.0001	0.1989	0.003	0.0023	0.0018

Anexo 1 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Taxa de sedimentação (cm•ano ⁻¹)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg	Ntot	razão C/N	razão Ba/Al	razão Ba/Ca	razão Fe/Ca	razão Ti/Ca	razão B/Al	razão V/Al
280	5768	0.038	12	79	9	33	0.991	0.125	7.9	0.0006	0.0001	0.2087	0.002	0.0021	0.0015
284	5872	0.038	11	80	9	33	1.017	0.117	8.7	0.0006	0.0002	0.5047	0.006	0.0024	0.0016
286	5924	0.038	13	80	8	34	1.087	0.127	8.6	0.0007	0.0002	0.4726	0.007	0.0027	0.0019
288	5976	0.038	10	78	12	33	0.996	0.122	8.1	0.0006	0.0002	0.4362	0.005	0.0029	0.0020
290	6028	0.037	11	78	11	33	0.995	0.115	8.6	0.0006	0.0002	0.3790	0.005	0.0030	0.0021
292	6082	0.038	11	77	12	32	0.949	0.106	8.9	0.0006	0.0001	0.3199	0.004	0.0029	0.0021
294	6134	0.038	11	78	11	32	0.986	0.113	8.7	0.0006	0.0002	0.4524	0.005	0.0024	0.0019
296	6186	0.038	16	75	9	33	1.043	0.121	8.7	0.0006	0.0002	0.7235	0.005	0.0022	0.0023
298	6239	0.038	14	76	10	30	1.006	0.109	9.2	0.0006	0.0002	0.4278	0.005	0.0028	0.0017
300	6292	0.038	12	78	10	32	0.906	0.218	4.2	0.0006	0.0002	0.4523	0.005	0.0026	0.0020
302	6345	0.037	12	80	8	33	1.004	0.134	7.5	0.0006	0.0002	0.4239	0.005	0.0028	0.0021
304	6399	0.038	14	76	10	34	1.062	0.246	4.3	0.0007	0.0002	0.4341	0.006	0.0027	0.0020
306	6452	0.038	15	76	9	32	1.002	0.138	7.3	0.0006	0.0002	0.4080	0.005	0.0025	0.0019
310	6559	0.038	12	77	10	32	1.015	0.120	8.5	0.0006	0.0002	0.4639	0.006	0.0024	0.0018
312	6612	0.037	12	79	9	31	1.026	0.119	8.6	0.0007	0.0002	0.4648	0.006	0.0026	0.0019
314	6666	0.037	12	80	9	30	1.069	0.117	9.1	0.0007	0.0002	0.8403	0.006	0.0028	0.0021
316	6720	0.037	13	78	9	30	1.125	0.109	10.3	0.0006	0.0002	0.5341	0.006	0.0028	0.0020
318	6774	0.038	11	80	8	25	1.069	0.109	9.8	0.0007	0.0002	0.4325	0.005	0.0027	0.0020
320	6827	0.037	12	79	9	28	1.103	0.112	9.8	0.0007	0.0003	0.5234	0.007	0.0025	0.0020
322	6881	0.037	11	78	11	28	1.068	0.097	11.0	0.0007	0.0003	0.5338	0.007	0.0025	0.0021
324	6935	0.037	12	80	8	27	1.076	0.095	11.3	0.0009	0.0001	0.2709	0.001	0.0016	0.0010
326	6989	0.036	14	79	7	26	1.126	0.104	10.9	0.0009	0.0002	0.2955	0.002	0.0015	0.0008

Anexo 1 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade estimada (anos cal A.P.)	Taxa de sedimentação (cm•ano ⁻¹)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg	Ntot	razão C/N	razão Ba/Al	razão Ba/Ca	razão Fe/Ca	razão Ti/Ca	razão B/Al	razão V/Al
328	7044	0.037	15	79	7	27	1.200	0.097	12.3	0.0008	0.0002	0.2980	0.002	0.0013	0.0009
330	7098	0.037	14	79	7	28	1.176	0.099	11.8	0.0009	0.0002	0.2599	0.001	0.0016	0.0007
332	7152	0.037	15	78	7	24	1.175	0.096	12.2	0.0007	0.0002	0.3404	0.002	0.0011	0.0008
334	7206	0.037	15	80	6	27	1.259	0.108	11.7	0.0010	0.0003	0.3349	0.003	0.0014	0.0013
336	7260	0.036	14	82	4	27	1.293	0.119	10.9	0.0010	0.0003	0.3471	0.003	0.0014	0.0013
338	7315	0.037	13	83	4	26	1.338	0.116	11.5	0.0009	0.0002	0.3442	0.003	0.0015	0.0012
340	7369	0.037	15	80	5	24	1.312	0.108	12.1	0.0009	0.0003	0.3553	0.003	0.0014	0.0014
342	7423	0.037	13	81	6	27	1.375	0.126	10.9	0.0007	0.0002	0.3442	0.002	0.0011	0.0009
344	7477	0.036	12	82	6	26	1.218	0.103	11.8	0.0011	0.0003	0.3511	0.003	0.0016	0.0016
348	7586	0.037	14	81	5	25	1.223	0.099	12.4	0.0012	0.0002	0.3171	0.002	0.0017	0.0017
350	7640	0.036	14	80	6	25	1.230	0.099	12.4	0.0008	0.0002	0.3449	0.003	0.0013	0.0011
354	7749	0.037	12	80	8	24	1.137	0.100	11.3	0.0009	0.0002	0.3228	0.002	0.0014	0.0011
358	7857	0.036	13	80	7	26	1.183	0.092	12.8	0.0008	0.0002	0.3470	0.002	0.0013	0.0009
360	7912	0.037	13	81	6	26	1.195	0.094	12.7	0.0010	0.0002	0.3040	0.002	0.0013	0.0013
362	7966	0.037	14	79	6	25	1.162	0.092	12.7	0.0008	0.0002	0.3434	0.002	0.0013	0.0011
368	8129	0.037	13	81	6	26	1.341	0.192	7.0	0.0011	0.0003	0.3137	0.003	0.0015	0.0014
376	8346	0.037	14	81	5	29	1.442	0.184	7.9	0.0010	0.0002	0.2693	0.002	0.0015	0.0012
390	8725	0.037	13	82	5	31	1.320	0.164	8.0	0.0008	0.0002	0.3234	0.003	0.0012	0.0011
392	8779	0.037	13	82	5	29	1.392	0.162	8.6	0.0008	0.0002	0.3085	0.002	0.0012	0.0011
400	8941	0.037	15	79	6	27	1.321	0.164	8.1	0.0008	0.0002	0.3432	0.002	0.0012	0.0009
400	8995	0.037	13	80	6	29	1.319	0.164	8.0	0.0008	0.0002	0.3576	0.003	0.0011	0.0010
410	9266	0.037	11	82	7	28	1.317	0.193	6.8	0.0008	0.0002	0.3471	0.003	0.0012	0.0012

Anexo 2 – Arquivo digital dos dados de densidade das espécies de foraminíferos bentônicos identificadas em 10cm³ nas frações >125µm e 63-125 µm somadas.

Anexo 3 – Prancha com fotomicrografias das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas como representativas (Imagens do acervo digital do Laboratório de Bioindicadores Ambientais).

Prancha: (1) *Bolivina compacta*, representando o gênero *Bolivina* spp.; (2) *Brizalina striatula*, representando o gênero *Brizalina* spp.; (3) *Bulimina marginata*; (4) *Discorbis williamsoni*; (5) *Globocassidulina subglobosa*; (6) *Globocassidulina* spp.; (7) *Nonionella turgida*; (8) *Quinqueloculina lamarckiana*; (9) *Pyrgo nasuta*; (10) *Sigmioilopsis schlumbergeri*; (11) *Uvigerina peregrina*.