Poliana Carvalho de Andrade

Variações de paleoprodutividade na plataforma continental interna ao largo de Itajaí-SC (26°59'16.8''S - 048°04'33.6''W) durante o Holoceno: uma abordagem de multi-indicadores.

- VERSÃO CORRIGIDA -

A versão original encontra-se na biblioteca do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

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

Orientadora:

Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa

São Paulo

2011

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Variações de paleoprodutividade na plataforma continental interna ao largo de Itajaí-SC
(26°59'16.8''S - 048°04'33.6''W) durante o Holoceno: uma abordagem de
multi-indicadores.

Poliana Carvalho de Andrade

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

À minha família,
Meus pais Luiz e Mirian,
Meus irmão Grace, Luís e Guilherme.
Que sempre acreditaram e torceram por mim.

“Só o que está morto não muda!
Repito por pura alegria de viver:
A salvação é pelo risco,
Sem o qual a vida não vale a pena!”
Clarice Lispector

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract.....	iv
1. Introdução	1
1.1 Foraminíferos	3
1.2 Parâmetros Geoquímicos	6
1.2.1 <i>Matéria Orgânica</i>	6
1.2.2 <i>Carbonato de Cálcio</i>	8
1.2.3 <i>Elementos Menores e Traços</i>	9
1.2.4 <i>Isótopo Estável de oxigênio ($\delta^{18}O$)</i>	11
2. Objetivos.....	14
3. Área de Estudo	15
3.1 Bacia do Rio da Prata	18
3.2 Clima na América do Sul.....	24
3.2.1 <i>Climatologia na Bacia do Rio da Prata</i>	27
3.3 Clima na América do Sul durante o Holoceno	29
3.4 Mudanças no nível relativo do mar durante o Holoceno.....	33
4. Metodologia.....	36
4.1 Análises de Dados Abióticos	36
4.2 Análise Microfaunística.....	37
4.2.1 <i>Índices foraminíferos bentônicos (BFAR, BFHP e BFOI)</i>	38
4.2.2 <i>Índices ecológicos (S, H' e J')</i>	40
4.3 Análise de Isótopos Estáveis	41
4.4 Análises Estatísticas	43
4.4.1 <i>Análise de Agrupamento</i>	43
4.4.2 <i>Análises de Componentes Principais (ACP)</i>	44
5. Resultados.....	46
5.1 Dados Abióticos	46
5.2 Dados Microfaunísticos	54
5.2.1 <i>Densidade absoluta de foraminíferos bentônicos</i>	54
5.2.2 <i>Composição Taxonômica</i>	56

5.2.3 Classificação dos foraminíferos bentônicos.....	63
5.2.3.1 De acordo com o microhabitat.....	63
5.2.3.2 De acordo com o hábito alimentar.....	70
5.2.4 Índices dos Foraminíferos Bentônicos (BFAR, BFHP, BFOI)	74
5.2.5 Índices Ecológicos (S, H' e J')	78
5.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio.....	82
5.4 Análises Estatísticas	86
5.4.1. Análise de Agrupamento.....	86
5.4.1.1 Modo-Q.....	86
5.4.1.2 Modo-R	89
5.4.2. Análise de Componentes Principais (ACP).....	91
6. Discussão.....	94
6.1 Holoceno Médio	94
6.1.1 Primeira Fase (7.600 – 5.000 anos cal. A.P.).....	94
6.2 Holoceno Tardio.....	100
6.2.1 Segunda Fase (5.000 – 3.000 anos cal. A.P.).....	100
6.2.2 Terceira Fase (3.000 – 900 anos cal. A.P.).....	103
6.2.3 Pluma do Rio da Prata	106
7. Conclusões.....	109
8. Referências	112
9. Anexos.....	129

Lista de Tabelas

Tabela 1: Datações radiométricas e idades calibradas obtidas para o testemunho 7606 (Extraído de Mahiques <i>et al.</i> , 2009).....	47
Tabela 2: Dados de densidade absoluta de foraminíferos bentônicos na fração > 0,063 mm, ao longo da coluna sedimentar.....	55
Tabela 3: Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos de acordo com o seu microhabitat.....	65
Tabela 4: Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos segundo o hábito alimentar, baseado em Murray (1991).....	71
Tabela 5: Dados dos índices de foraminíferos bentônicos BFAR (n° testas/10cm ² .kano), BFHP (%) e BFOI (%).....	75
Tabela 6: Valores calculados para os descritores biológicos riqueza (S), índice de diversidade de Shannon (H') e equitatividade de Pielou (J').....	78
Tabela 7: Valores de $\delta^{18}\text{O}_c$, medido em <i>Globigerinoides ruber</i> (pink), $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VPDB), $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VSMOW), $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ e paleo-salinidade.....	82
Tabela 8: Dados de idade (anos cal. A.P.) dos 3 grupos obtidos na análise de agrupamento Modo-Q.....	87

Lista de Figuras

- Figura 1: Área de estudo e localização da estação oceanográfica 7606 (26°59'16,8''S - 048°04'33,6''W).....15
- Figura 2: Mapa batimétrico da área de estudo com a localização do testemunho 7606. Em azul a Corrente Costeira do Brasil (CCB), fluindo para nordeste (NE) até 25°S, paralela à costa em profundidades abaixo de 200 m. Em vermelho a Corrente do Brasil (CB), fluindo para sul (S), paralela à costa em profundidades acima de 200 m (Modificada de Nagai *et al.*, 2010).....17
- Figura 3: Drenagem da bacia do Rio da Prata cobre aproximadamente 20% da América do Sul, abrangendo porções significativas da Argentina, Bolívia, Brasil, Uruguai e Paraguai. Termina em um dos maiores estuários do oceano (220 km de largura na sua foz), onde descarrega uma média de 23.000 m³/s de água e 57.000.000 m³/anos de sedimentos para o oceano Atlântico. A pluma de baixa salinidade se espalha para norte ao longo da plataforma continental, chegando por vezes a latitude de Cabo Frio (22°S) (Modificado de Campos *et al.*, 2008b).....19
- Figura 4: Porcentagem de mistura para o inverno (esquerda) e verão (direita) na superfície (a, b) e 50 m (c, d). Em verde está a Água da Pluma do rio da Prata (APP), em vermelho Água Tropical (AT), em azul Água Subantártica (ASA). No verão a região próxima ao Cabo de Santa Marta apresenta intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na superfície (fenômeno de ressurgência) (Modificado de Möller *et al.*, 2008).....21
- Figura 5: Distribuição climatológica de clorofila-a (mg.m⁻³) em janeiro (a) e julho (b) derivada de imagens SeaWiFS com médias mensais e resolução espacial de 9 km (1998-2005). As setas indicam a distribuição climatológica do vento derivada do QuikSCAT com médias mensais de julho de 1999 a dezembro de 2005. A linha branca é a posição climatológica da isohalina de 33,5 derivada de dados hidrográficos (Modificado de Piola *et al.*, 2008).....22
- Figura 6: Média mensal da descarga do Rio da Prata (Modificado de Möller *et al.*, 2008).....23

Figura 7: Vetores e velocidade (m/s) dos ventos de reanálise para a região do Cabo de Santa Marta (a) e <i>Mar del Plata</i> (b). Valores positivos em (a) e (b) indicam ventos de S/SW. Linhas tracejadas horizontais (inverno) indicam a velocidade do vento de 5m/s, que estão associadas com inversões significativas do vento no inverno (Möller <i>et al.</i> , 2008).....	23
Figura 8: Média anual da altitude da superfície geopotencial 850 hPa (aproximadamente 1.500 metros de altitude acima do nível do mar) a partir de dados de reanálise NCEP/NCAR (Kalnay <i>et al.</i> , 1996). ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), JBN (Jato de Baixos Níveis), A (centros de alta pressão) e B (centros de baixa pressão). O centro de alta pressão localizado no Atlântico é a Alta Subtropical do Atlântico Sul. A linha branca delimita a Bacia do Rio da Prata.....	25
Figura 9: a) Média de precipitação de toda a bacia do Rio da Prata em mm/dia, b) Média da região de monção, barras: análise CACP em mm/dia, e linhas: dados de observações, c) barras: média em mm/dia (CACP) de Misiones (nordeste da Argentina), representativa da região central da bacia do Rio da Prata e linhas: dados de observações (Caffera & Berbery, 2006).....	29
Figura 10: Curva da insolação para o mês de fevereiro a 30°S, nos últimos 11.000 anos (Berger & Loutre, 1991).....	30
Figura 11: Curvas da variação do nível relativo do mar plotadas na mesma escala de idade (anos cal. A.P.) e elevação (em metros) (Modificada de Gyllencreutz <i>et al.</i> , 2010). (A) curva da região do Rio da Prata, baseado em Cavallotto <i>et al.</i> (2004) e modificada por Gyllencreutz <i>et al.</i> (2010). (B) curva para Salvador proposta por Martin <i>et al.</i> (2003) e (C) curva para a costa brasileira em 28°N (linha sólida) e 28°S (linha pontilhada) proposta por Angulo <i>et al.</i> (2006).....	35
Figura 12: Modelo de idade para o testemunho 7606, baseado em 11 datações radiométricas distribuídas ao longo do testemunho (Extraído de Mahiques <i>et al.</i> , 2009).....	48

Figura 13: Taxa de sedimentação (cm/ano) e granulometria (porcentagem de silte, argila, lama e areia), ao longo do testemunho (Baseado em Mahiques <i>et al.</i> , 2009).....	50
Figura 14: Distribuição dos dados geoquímicos (conteúdo de carbonato de cálcio (CaCO_3), carbono orgânico (C_{org}), carbono orgânico normalizado ($\text{C}_{\text{orgnormalizado}}$), nitrogênio (N), enxofre (S) e razões C/N e C/S) (Baseado em Mahiques <i>et al.</i> , 2009) e porcentagem de piritita, ao longo do testemunho.....	51
Figura 15: Distribuição das razões Ferro/Cálcio (Fe/Ca), Titânio/Cálcio (Ti/Ca), Bário/Alumínio (Ba/Al), Bário/Cálcio (Ba/Ca), Bário/Titânio (Ba/Ti) e Vanádio/Titânio(V/Ti),ao longo do testemunho (Baseado em Mahiques <i>et al.</i> , 2009).....	53
Figura 16: Distribuição da densidade absoluta de foraminíferos bentônicos (número de testas em 10 cm^3), ao longo do testemunho.....	54
Figura 17: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos consideradas representativas, ao longo do testemunho. Pontos (cruz) são dados de frequência, linha preta representa a média móvel de 3 frequências e linha cinza a média das frequências.....	59
Figura 18: Porcentagem de fragmentos de foraminíferos bentônicos, ao longo do testemunho.....	62
Figura 19: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos bentônicos classificadas como epifauna, infauna rasa, infauna intermediária e infauna profunda, ao longo do testemunho.....	68
Figura 20: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos bentônicos classificadas como epifauna e infauna, ao longo do testemunho.....	69
Figura 21: Distribuição das frequências dos foraminíferos bentônicos classificados segundo o hábito alimentar (herbívoros, suspensívoros e detritívoros).....	73
Figura 22: Distribuição dos índices de foraminíferos bentônicos BFAR (n° testas/ 10 cm^2 .kano), BFHP (%) e BFOI (%).....	77

Figura 23: Distribuição dos valores obtidos para os descritores biológicos diversidade de Shannon (H'), equitatividade de Pielou (J') e riqueza (S).....	81
Figura 24: Distribuição dos dados de TSM ($^{\circ}\text{C}$) (Segundo Bicego, 2008), $\delta^{18}\text{O}_c$ (medido em carapaças de foraminíferos planctônicos da espécie <i>Globigerinoides ruber</i> (pink)), $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ (VSWOW) (calculado para a água do mar) e paleo-salinidade, ao longo do testemunho. Triângulo em vermelho representa os dados atuais para TSM, $\delta^{18}\text{O}_c$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ (VSWOW) e salinidade.....	85
Figura 25: Dendrograma da análise de agrupamento Modo-Q, utilizando o método por agrupamentos hierárquicos com estratégia de agrupamento WPGMA e coeficiente de similaridade de Bray Curtis, realizada a partir de uma matriz de frequência das espécies de foraminíferos bentônicas consideradas representativas.....	87
Figura 26: Dendrograma da análise de agrupamento Modo-R, utilizando o método por agrupamentos hierárquicos com estratégia de agrupamento WPGMA e coeficiente de similaridade de Bray Curtis.....	90
Figura 27: Gráfico <i>biplot</i> , no qual, os pontos representam as amostras da base (azul claro), intermediário (verde) e do topo (azul escuro) e os vetores representam as variáveis, ou seja, os parâmetros abióticos (areia, $\text{C}_{\text{orgnormalizado}}$, CaCO_3 , Ba/Ca, Fe/Ca e V/Ti) e bióticos (índices BFHP e BFOI).....	92
Figura 28: Distribuição dos pesos dos fatores dos eixos 1 e 2, ao longo do testemunho.....	93
Figura 29: Distribuição dos dados de densidade absoluta de foraminíferos bentônicos e das espécies <i>G. subglobosa</i> , <i>Globocassidulina</i> spp. e <i>Uvigerina peregrina</i> , ao longo do testemunho.....	98

Agradecimentos

À Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa pela orientação, dedicação, paciência, atenção que teve durante os 5 anos que estive no Laboratório de Bioindicadores Ambientais.

Ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques pela concessão dos dados sedimentológicos e geoquímicos.

Ao Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi pelas análises isotópicas realizadas no Departamento de Geociências da Universidade de Bremen, mas principalmente pela atenção e disponibilidade que sempre teve ao tirar as várias dúvidas que surgiam ao longo desse trabalho.

Às meninas do LBA, mais conhecido como lab, Thaisa, Renata, Cintia, Liz, Carlinha, Nancy, Juliana, Viviana, Clarissa, Márcia, Joana pelo prazer de ter convivido esse tempo com vocês. Agradeço a cada uma pelos almoços, cafés, festinhas, conversas, desabafos, palavras de apoio, enfim por estarem sempre presentes. Obrigada em especial a Thaisa, Cintia e Renata por estarem sempre dispostas e disponíveis a ajudar, independente do assunto ou do dia. Obrigada Carlinha e Juliana pela companhia até altas horas no lab (lembram do Alpha by Night?). Obrigada Liz, que apesar do pouco tempo de convívio se tornou uma grande amiga, pela palavras sempre amáveis.

Aos meus queridos amigos da Turma III, em especial aos que continuaram no IO Augusto, Camilla, Maria, Hermínio, Thaisa e Coelho pela convivência estendida por 2 anos e também aos que infelizmente estiveram longe, mas que eu sei que posso sempre contar, não é Camilinha!!! Obrigada!!!

Ao Luiz Fernando “Rozzinha” Campos Furlan, meu amado namorado, pelos 5 anos de companhia, paciência, apoio e amor incondicional. Obrigada pela compreensão e ajuda nos momentos mais difíceis e principalmente por estar sempre ao meu lado. Como eu sempre digo: obrigada por me fazer feliz!!

Aos meus queridos sogros Tadeu e Aracy, por me acolherem com tanto amor e carinho e por me aturarem na casa de vocês em quase todos os finais de semana.

À minha família pelo apoio e amor incondicional e que apesar da distância sempre será meu porto seguro.

Às minhas companheiras de apto e amigas, Eli e Virna, pela força nos momentos difíceis e pela companhia nos shows, sushis, corridas, idas ao cepe...e principalmente por tirar todas as minhas dúvidas de oceanografia física!!! Obrigada meninas!!! Acho que nunca mais terei a sorte de encontrar pessoas tão boas, verdadeiras e cuja convivência seja tão fácil. Obrigada também a Talitha, vizinha de apto e amiga, pelas conversas, apoio e por ser uma ótima companhia nos vários programas e passeios por São Paulo.

Ao pessoal da biblioteca, Dona Rai, Cidinha, Claudinha e Wagner, pela ajuda e carinho de sempre.

As meninas da secretaria de pós graduação, Silvana e Ana Paula, pela ajuda com os tramites burocráticos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica pelo aprendizado e oportunidade de realizar o mestrado.

À FAPESP pelo apoio financeiro através da bolsa de estudo (2009/01976-6) durante o mestrado. Agradeço também à CAPES pelo apoio financeiro inicial.

Resumo

Análises microfaunísticas, sedimentológicas e geoquímicas realizadas em testemunho coletado na plataforma interna ao largo de Itajaí, SC, (26°59'16,8''S -048°04'33,6''W) permitiram reconhecer nos últimos 7.600 anos, três fases com distintas condições de fluxos de matéria orgânica e hidrodinâmicas. A primeira fase (7.600 – 5.000 anos cal. A.P.) é caracterizada por baixa produtividade, constatada pelos baixos valores dos indicadores de produtividade (C_{org} , $CaCO_3$ e índice Benthic Foraminífera High Productivity - BFHP), condições hidrodinâmicas mais intensas (predomínio de areia e alta frequência de *Globocassidulina subglobosa*) e águas mais oxigenadas (valores elevados do índice Benthic Foraminífera Oxic Index – BFOI e porcentagens relativamente altas de espécies epifaunais). O clima nesse período era relativamente mais seco e o nível médio do mar estava aproximadamente 3 m acima do atual. A segunda fase (5.000 – 3.000 anos cal. A.P.) é marcada pelo relativo incremento na paleoprodutividade (aumento de C_{org} , $CaCO_3$ e índice BFHP), condições hidrodinâmicas menos intensas (baixa frequência de *G. subglobosa* e aumento no conteúdo de lama) e diminuição na disponibilidade de oxigênio nas águas de fundo (valores relativamente baixos do índice BFOI). O clima aparentemente torna-se progressivamente mais úmido e há diminuição progressiva do nível relativo do mar. A terceira fase (3.000 – 900 anos cal. A.P.) é caracterizada por aumento expressivo na produtividade (maiores porcentagens de C_{org} , $CaCO_3$ e do índice BFHP e altas frequências de espécies infaunais e detritívoras), provavelmente as correntes de fundo são menos intensas (predomínio de sedimentos lamosos e baixa frequência de *G. subglobosa*) e com conteúdo de oxigênio mais restritivo (valores relativamente baixos do índice BFOI). Nesse período, há aumento significativo no aporte de material terrígeno, evidenciado por acentuado incremento na frequência de *Buliminella elegantissima* e das razões Fe/Ca e Ti/Ca. O aumento na produtividade poderia estar relacionado ao aumento da umidade ao longo do Holoceno, devido à intensificação do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) ocasionada por variações no ciclo de precessão e possivelmente aumento na frequência de *El Niño*, que corroboram para o aumento de chuvas no sul do Brasil. O clima mais úmido e o fortalecimento de frentes frias (ventos de S/SW) poderiam ter favorecido à penetração de águas frias e ricas em nutrientes vindas do sul, relacionada à descarga do Rio da Prata.

Palavras-chaves: Foraminíferos bentônicos; isótopos estáveis de oxigênio; paleoprodutividade; Holoceno; margem continental sul Brasileira; Atlântico Sudoeste.

Abstract

Microfaunal, sedimentological and geochemical analyses from a core collected on the inner shelf off Itajaí, SC, allowed us to recognize, in the last 7,600 years, three phases with different organic matter fluxes and hydrodynamic conditions. The first phase (7,600 – 5,000 years cal. B.P.) is characterized by low productivity, evidenced by low values of productivity proxies (organic carbon (C_{org}), calcium carbonate ($CaCO_3$) and Benthic Foraminifera High Productivity index - BFHP), more intense hydrodynamic regime (dominance of coarser sediments and higher frequencies of *Globocassidulina subglobosa*) and waters with more oxygen availability (higher values of the Benthic Foraminifera Oxidation Index – BFOI and relatively high percentages of epifaunal species). The climate during this period was relatively dry and sea-level was approximately 3 m above the present. The second phase (5,000 – 3,000 years cal. B.P.) is marked by a relative increase in productivity (increase of C_{org} , $CaCO_3$ and BFHP), hydrodynamical conditions were probably less intense (lower frequencies of *G. subglobosa* and muddy sediments), and oxygen availability decreased (lower BFOI index values). The climate apparently became progressively more humid and a progressive decline of the sea-level occurred. The third phase (3,000 – 900 years cal. B.P.) is characterized by a significant increase of productivity (higher percentages of C_{org} , $CaCO_3$, infaunal and detritivores species, and increase of BFHP index values), probably bottom currents were less intense (muddy sediments and lower frequencies of *G. subglobosa*) and oxygen contents more restrictive (lower BFOI values). A significant increase in the input of continental material occurs during this period, as highlighted by an increase of *Buliminella elegantissima* frequencies and increase of the Fe/Ca and Ti/Ca ratios. The increase of productivity could be related to moisture increase throughout the Holocene, due to the intensification of the South American Monsoon system (SAMS) caused by variations in the precession cycle and possibly increased El Niño frequency, which corroborates the increase in rainfall in southern Brazil. The wetter climate and strengthening cold front may have favored the penetration of cold water rich in nutrients from the south, related to the discharge of the Rio de La Plata.

Key words: Benthic foraminifera; oxygen stable isotopes; paleoproductivity; Holocene; Southern Brazilian continental margin; Southwestern Atlantic.

1. Introdução

Produtividade oceânica pode ser definida como a absorção de carbono inorgânico dissolvido e sua fixação em compostos orgânicos por produtores primários marinhos. Pode ser dividida em dois componentes: (1) produção primária que ocorre na superfície do oceano; (2) produção exportada, fração da produção primária, que é exportada para o oceano profundo. Enquanto o primeiro é de interesse para a aprendizagem sobre os ecossistemas oceânicos e a ciclagem de carbono e nutrientes o último é mais relevante para o sequestro de carbono e as alterações climáticas (Paytan, 2006).

A produtividade oceânica desempenha um papel importante no controle do fluxo de carbono entre oceano e atmosfera. Flutuações na produtividade podem, portanto, influenciar o clima, alterando as concentrações atmosféricas de CO₂ (Broecker, 1982). Além disso, mudanças na produtividade marinha têm influência sobre a biogeoquímica de alguns elementos traço, tais como, fósforo (P), nitrogênio (N), silício (Si) e Bário (Ba) e gases, como por exemplo o dimetil sulfeto (Paytan, 2006).

No cenário atual de mudanças globais, reconstruções passadas de paleoprodutividade são indispensáveis. Para que a relação entre o fluxo de carbono orgânico e mudanças climáticas seja entendida é necessário desenvolver métodos satisfatórios para quantificar os vários aspectos da produtividade marinha, tais como, produção primária, produção exportada e o destino do carbono orgânico que chega ao assoalho oceânico. Vários indicadores ambientais (*multi-proxies*) têm sido desenvolvidos para reconstruções de paleoprodutividade marinha e muitos deles utilizam os fósseis de foraminíferos. O uso de foraminíferos bentônicos e planctônicos como indicadores de paleoprodutividade seguem duas abordagens: 1) baseado na composição química das carapaças de carbonato (por exemplo, $\delta^{13}\text{C}$, Cd/Ca, etc); ou 2) baseado nas variações de abundância e características gerais da fauna das associações fósseis (Jorissen & Rohling, 2000). No presente estudo os foraminíferos planctônicos serão utilizados baseado na primeira abordagem ($\delta^{18}\text{O}$), porém como indicadores de paleosalinidade, enquanto os foraminíferos bentônicos serão utilizados como indicadores de paleoprodutividade adotando a segunda abordagem.

As margens continentais têm um papel importante no ciclo biogeoquímico marinho do carbono e elementos associados como o nitrogênio (Walsh, 1991). Devido

aos grandes aportes de nutrientes tanto continentais como oceânicos, através de rios e processos de ressurgência, observa-se nessas regiões alta produtividade primária e grandes quantidades de carbono particulado. A alta produtividade primária nestas áreas e o subsequente transporte do carbono para o sedimento afetam a trocas de dióxido de carbono (CO₂) entre a atmosfera e o oceano (Martinez *et al.*, 1999).

A margem continental do Atlântico sudoeste é pouco conhecida no que se refere às mudanças na intensidade do processo de produtividade oceânica no Holoceno. Trabalhos como os de Mahiques *et al.* (1999, 2004, 2009), Nagai *et al.* (2009) e Burone *et al.* (2011) são os primeiros a investigar tais mudanças. 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.

Segundo Mahiques *et al.* (1999) a distribuição da matéria orgânica sedimentar na plataforma continental interna e média da região sul/sudeste do Brasil apresenta um padrão de distribuição fortemente condicionado pelas diferenças dos fatores geomorfológicos, oceanográficos e sedimentológicos predominantes, ao norte e ao sul da Ilha de São Sebastião. Ao sul da ilha, os processos de deposição estariam relacionados com a interação entre a penetração sazonal de águas provenientes do Rio da Prata e das lagoas do sul do Brasil, o meandramento da Corrente do Brasil, e a morfologia da plataforma, que favoreceriam o estabelecimento de zonas de alta produtividade (Mahiques *et al.*, 2004).

O presente trabalho trata-se de um estudo inédito no Brasil e, portanto importante para a pesquisa científica. A área de estudo escolhida foi a plataforma interna do estado de Santa Catarina, nas proximidades da região de Itajaí. Tal escolha deve-se às evidências sedimentológicas e hidrodinâmicas constatadas por Mahiques *et al.* (2004; 2009), que indicam alta produtividade na referida área, advinda entre outros fatores da penetração de águas frias, pouco salinas e ricas em nutrientes provenientes do Rio da Prata. Segundo Ciotti *et al.* (1995), a região entre as latitudes 28° e 34° sul (próxima à área de estudo) apresenta variabilidade na biomassa fitoplanctônica, que estaria também relacionada à disponibilidade de nutrientes provenientes das descargas do Rio da Prata e Lagoa dos Patos, bem como, pelo deslocamento da Confluência Brasil-Malvinas.

O propósito principal deste estudo é avaliar, através de análises *multi-proxies*, as variações de paleoprodutividade oceânica no Holoceno, na plataforma interna da região de Itajaí, SC, e procurar entender as principais causas dessas mudanças. Além dos dados microfaunísticos (foraminíferos bentônicos) dados sedimentológicos, geoquímicos, tais como, granulometria, conteúdos de carbonato, carbono orgânico, nitrogênio e enxofre total, alguns elementos (por exemplo, cálcio, bário, ferro, vanádio, titânio) e datações radiométricas por ^{14}C serão também utilizadas na obtenção da proposta do projeto. Serão ainda utilizados dados de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) obtidos em carapaças de foraminíferos planctônicos, a fim de verificar possíveis mudanças na salinidade da água superficial do mar e tentar correlacionar com variações na pluma do Rio da Prata.

No presente estudo não foi possível diferenciar a origem da matéria orgânica que chega ao assoalho oceânico, ou seja, se é de origem continental (transporte lateral de matéria orgânica) ou oceânica (produção exportada). Dessa forma, o termo paleoprodutividade será usado como aporte de matéria orgânica, ou seja, quantidade de matéria orgânica que chega ao fundo do oceano (transporte lateral de matéria orgânica + produção exportada).

1.1 Foraminíferos

Os foraminíferos representam um dos grupos ecológicos mais importantes dos protistas heterotróficos marinhos. Os primeiros registros fósseis aparecem no início do Cambriano (há aproximadamente 545 Ma), no entanto, devido à má preservação de desses registros fósseis e dificuldades na sua identificação, o início da evolução dos foraminíferos não é bem compreendida (Pawlowski *et al.*, 2003). Ao longo do Fanerozóico, os foraminíferos invadiram o ambiente marinho, ocorrendo explosão na diversidade e em seu modo de vida (Goldstein, 1999).

São organismos unicelulares eucariontes, pertencentes ao Reino Protista, Filo Granuloreticulosa, Classe Foraminifera (Sen Gupta, 1999). Nos oceanos modernos são abundantes e ocorrem desde a região costeira até habitats de águas profundas, podendo ser tanto bentônicos como planctônicos. Esses organismos podem ser epifaunais (vivem sobre sedimento) ou infaunais (vivem dentro do sedimento) e utilizam diversos

mecanismos tróficos para se estabelecerem e sobreviverem no ambiente (Goldstein, 1999).

Vários estudos têm demonstrado que é possível determinar relações entre os foraminíferos e parâmetros ambientais. Muitas espécies de foraminíferos respondem prontamente às mudanças nas condições ambientais (por exemplo, salinidade, temperatura, teor de oxigênio e de alimento no sedimento, etc.), quer seja através de variações na densidade, no tamanho ou na morfologia de suas carapaças (Boltovskoy *et al.*, 1991). Dessa forma, os foraminíferos têm sido utilizados como *proxies* de diversos parâmetros oceanográficos, tais como: temperatura da superfície do mar, salinidade, estrutura de massas de água, paleoprodutividade, batimetria, cobertura de gelo, etc (Jorissen & Rohling, 2000).

Os foraminíferos planctônicos, devido o grande tamanho de suas populações, produzem uma quantidade significativa de carbonato. Os controles ambientais sobre as espécies planctônicas são mais compreendidas do que sobre as espécies bentônicas, porque as variáveis importantes são apenas temperatura, salinidade e produtividade da camada superficial da água do mar (principalmente acima dos 100 m) (Sen Gupta, 1999).

Com relação à paleoprodutividade, as características da fauna têm sido utilizadas fundamentalmente de duas maneiras diferentes:

1. *Proxies* utilizando valores de fluxo de foraminíferos (BFAR - Benthic Foraminiferal Accumulation Rates - ou taxa de acumulação de foraminíferos bentônicos, PFAR - Planktonic Foraminiferal Accumulation Rates - ou taxa de acumulação de foraminíferos planctônicos) são baseadas na suposição de que a produção de testas de foraminíferos (e a conservação em sedimentos) covariam com a produção primária (no caso de foraminíferos planctônicos) ou com a produção exportada (no caso de foraminíferos bentônicos) (Jorissen & Rohling, 2000).

Além do índice BFAR, os índices BFHP (Benthic Foraminifera High Productivity) e o BFOI (Benthic Foraminiferal Oxygen Index) têm sido utilizados para avaliar as condições de produtividade e de oxigênio no ambiente, respectivamente. A utilização desses indicadores baseia-se no princípio de que os foraminíferos bentônicos respondem às mudanças no fluxo de carbono orgânico, na oxigenação e na velocidade das correntes de fundo (Martins *et al.*, 2006). A aplicação do índice BFHP (índice de

Foraminíferos Bentônicos indicadores de Alta Produtividade) possibilita identificar períodos de elevado fornecimento de C_{org} para o fundo oceânico. Esse índice é baseado na frequência de foraminíferos considerados indicadores de maior fluxo de matéria orgânica para o assoalho oceânico. O BFOI (índice de Foraminíferos Bentônicos indicadores de alta concentração de oxigênio), por sua vez, fornece indicações de alterações no teor de oxigênio da água intersticial (Martins *et al.*, 2007), baseado na frequências de foraminíferos indicadores de condições óxicas e disóxicas.

2. *Proxies* baseados na composição faunística podem seguir várias abordagens. Nos casos mais simples, estimativas de paleoprodutividade são baseadas na presença, ausência, abundância relativa ou absoluta de determinadas espécies indicadoras de fluxo de carbono orgânico. Métodos mais elaborados concentram-se em grupos de espécies típicas de determinadas condições, com base em analogias morfológicas, ou melhor, em observações diretas em ecossistemas recentes. Finalmente, as melhores estimativas de paleoprodutividade podem ser baseadas em métodos estatísticos multivariados, tais como análise de componentes principais, análise fatorial, ou análise de correspondência. Estes métodos exigem um profundo conhecimento da ecologia recente das espécies utilizadas (Jorissen & Rohling, 2000).

Corliss (1985) foi o primeiro autor a descrever a sucessão vertical de *taxa* no sedimento. Desde então, muitos trabalhos confirmaram a presença de espécies com preferências específicas de microhabitats (Schmiedl *et al.*, 2000; Jorissen, 1999; Fontanier *et al.*, 2002, 2003). A distribuição vertical na coluna de sedimento parece ser determinada principalmente por dois fatores: disponibilidade de alimento e conteúdo de oxigênio no fundo oceânico (Jorissen, 1999), entretanto há divergências sobre qual dos dois fatores é o mais importante. Um grande aporte de matéria orgânica para o assoalho oceânico frequentemente causa um elevado consumo de oxigênio resultando em um rápido decréscimo de oxigênio nas águas intersticiais e de fundo. Consequentemente, em estudos *in situ*, é difícil separar a influência do alimento e do oxigênio na distribuição vertical de foraminíferos bentônicos (Geslin *et al.*, 2004).

No modelo TROX, que considera as condições Tróficas e concentrações de Oxigênio no ambiente, a distribuição vertical de foraminíferos bentônicos no sedimento é determinada, em ambientes oligotróficos, por um nível crítico de alimento, enquanto que em áreas eutróficas é limitada por um nível crítico de oxigênio (Jorissen *et al.*, 1995). Em regiões oligotróficas, os foraminíferos se concentram na parte mais

superficial do sedimento, pois há pouca matéria orgânica disponível ao longo da coluna sedimentar, exceto quando ocorre bioturbação (Thomas, 2007). Quando o fornecimento de alimento aumenta, os organismos epifaunais e infaunais rasos utilizam apenas parte do alimento, o restante é soterrado e espécies infaunais mais profundas podem se alimentar (Thomas, 2007). Dessa maneira, a profundidade de ocorrência dos foraminíferos nos sedimentos pode ser limitada pela disponibilidade de alimento (profundidade máxima onde a matéria orgânica está disponível) ou ainda pelos baixos níveis de oxigênio.

Em escalas espaciais pequenas e temporais de curta duração, a situação é muito mais complexa do que consta no modelo TROX (por exemplo, Linke & Lutze, 1993). Espécies de foraminíferos têm diferentes preferências alimentares (e.g., Heinz *et al.*, 2002; Suhr *et al.*, 2003). Se considerarmos que o aporte de alimentos ocorre em “pulsos”, aparentemente algumas espécies reagem rapidamente e de forma oportunista (altas taxas de assimilação de carbono), especialmente espécies que se alimentam de fitodetritos lábeis (Suhr *et al.*, 2003), enquanto outras espécies possuem baixas taxas de assimilação de carbono, principalmente espécies de foraminíferos infaunais profundos (Nomaki *et al.*, 2005).

Muitas espécies não vivem permanentemente na mesma profundidade, mas podem se mover verticalmente nos sedimentos (Linke & Lutze, 1993; Geslin *et al.*, 2004), quer reagindo diretamente ao aporte de alimento em “pulsos” (Heinz *et al.*, 2002), ou de acordo com o gradiente de oxigênio na água intersticial, que define diferentes níveis redox (Geslin *et al.*, 2004). De acordo com Linke & Lutze (1993), os microhabitats podem ser considerados como adaptações dinâmicas para otimizar a aquisição de alimento. Entretanto, sob condições estáveis de alimento, os microhabitats parecem ser controlados pela demanda de oxigênio de cada espécie (Geslin *et al.*, 2004).

1.2 Parâmetros Geoquímicos

1.2.1 Matéria Orgânica

As características da matéria orgânica depositada nos sedimentos marinhos têm sido amplamente utilizadas na correlação com diversos processos oceanográficos, tais como, produtividade de águas superficiais, aporte de materiais continentais, dinâmica

das massas de água, potencial de oxi-redução e taxas de sedimentação (Mahiques *et al.*, 1999).

O carbono orgânico (C_{org}) é o principal constituinte dos compostos biológicos, assim a avaliação de seu teor no sedimento pode ser aplicada na reconstituição da produtividade oceânica. Em algumas áreas do oceano foi assumido que o fluxo de C_{org} que chega ao sedimento é proporcional à sua produção exportada da superfície dos oceanos. No entanto, há uma forte dependência da profundidade, devido aos processos de degradação na coluna de água. Além disso, apenas uma pequena fração da matéria orgânica, que chega ao sedimento, é soterrada (Paytan, 2006).

Interpretações das flutuações do teor de carbono orgânico em termos de paleoprodutividade são complicadas por processos que afetam a preservação da matéria orgânica, tais como, taxas de acúmulo de sedimentos, conteúdo de oxigênio em águas profundas e tempo de exposição (Keil *et al.*, 1994). Em ambientes costeiros a entrada de C_{org} continental pode resultar em superestimação da produtividade oceânica (Goni *et al.*, 1998). Apesar dos problemas citados acima a relação entre teor de matéria orgânica e a produtividade tem sido aplicado para reconstituir a produtividade oceânica no passado em várias bacias oceânicas e em várias escalas de tempo (Paytan, 2006).

Razões C/N e C/S, baseadas nos dados de carbono orgânico (C_{org}), nitrogênio total (N) e enxofre total (S), permitem fazer inferências sobre a origem da matéria orgânica e o estado redox do ambiente, respectivamente.

A razão entre o carbono e nitrogênio (razão C/N) pode ser considerada com indicadora da fonte dos compostos orgânicos em sedimentos marinhos. Neste sentido, a razão C/N tem sido usada para distinguir entre matéria orgânica sedimentar cuja origem está associada a plantas terrestres ou a algas marinhas. Algas geralmente têm razão C/N entre 4 e 10, enquanto que plantas vasculares terrestres têm razão C/N maiores ou igual a 20 (Meyers, 1997). Tal diferença ocorre porque os organismos marinhos são ricos em proteínas, enquanto as plantas terrestres possuem grandes quantidades de celulose. Para a margem continental sudeste Brasileira valores da razão C/N próximo de 24 é uma boa estimativa de matéria orgânica de origem continental, entretanto não foi possível determinar um valor aproximado para a matéria orgânica de origem marinha para a mesma região (Mahiques *et al.*, 1999).

Sulfeto de ferro tem sido utilizado como um indicador de condições anóxicas nos sedimentos de fundo. Berner & Raiswell (1983) demonstraram uma relação direta entre as porcentagens em peso de enxofre total (principalmente dissulfeto de ferro (FeS_2), mais conhecido como pirita) e carbono orgânico dos sedimentos marinhos. Berner & Raiswell (1984) usaram a razão C/S para discriminar ambientes deposicionais marinhos normais (oxigenados) de condições marinhas anóxicas ou semi-anóxicas. Os autores consideram o valor 2,8 como o limite entre condições óxicas e anóxicas/semi-óxicas.

Em ambiente redutor bactérias anaeróbicas reduzem sulfato para metabolizar a matéria orgânica do sedimento e com isso produzem ácido sulfídrico (H_2S). Óxidos e/ou hidróxidos de ferro (por exemplo, lepidocrocita, goethita e hematita) reagem rapidamente com ácido sulfídrico para formar monossulfetos de ferro insolúveis (Berner, 1984). Os monossulfetos transformam-se em pirita se permanecerem em ambiente redutor com altos teores de enxofre elementar. Entretanto, o tempo necessário à completa transformação do monossulfeto de ferro em pirita é da ordem de anos, sendo a pirita, portanto, o sulfeto característico de sedimentos mais antigos (Berner *et al.*, 1979).

1.2.2 Carbonato de Cálcio

Mais de 95% do carbono dos oceanos é transferido para o sedimento através da decantação de esqueletos de carbonato de cálcio (CaCO_3), produzido nas águas superficiais. Estes esqueletos de CaCO_3 carregam o sinal da produtividade e são melhores preservados nos sedimentos do que o carbono orgânico refratário que o acompanha (Brummer & van Eijden, 1992).

O CaCO_3 nos sedimentos marinhos são compostos predominantemente pelas partes duras dos organismos marinhos (Paytan, 2006). Em ambientes próximos à costa e nas plataformas continentais as principais fontes de acumulação de carbonato são os organismos bentônicos, tais como, moluscos, briozoários, algas, equinodermas e corais. Em contrapartida, a produção de carbonato no talude e no ambiente pelágico dos oceanos é feita quase que exclusivamente por organismos planctônicos, principalmente cocolitoforídeos, foraminíferos e em menor dimensão por pterópodos e dinoflagelados calcários (Rühleman *et al.* 1999). Dessa forma, o carbonato que atinge o fundo oceânico

representa mudanças apenas na produção exportada de organismos específicos que precipitam esse mineral, portanto é preciso assumir uma relação previsível entre a produção total exportada e a produção desses grupos específicos de organismos (Paytan, 2006).

O teor de CaCO_3 nos sedimentos é dependente de processos físicos, químicos e oceanográficos e não apenas da produtividade. O CaCO_3 nos sedimentos marinhos também pode sofrer grandes alterações diagenéticas (por exemplo, dissolução), modificando assim o sinal original de produtividade (Paytan, 2006). A intensidade da dissolução do carbonato depende: (1) do estado de saturação da água do mar em relação à calcita e aragonita, (2) do tempo que as partículas de carbonato são expostas a águas do mar (depende da taxa de sedimentação), (3) da quantidade de carbono orgânico soterrado com o carbonato, e (4) da ocorrência de revestimento orgânico nas partículas de carbonato (Le & Shackleton, 1992).

A dissolução do carbonato é controlada principalmente pela concentração do íon carbonato ($[\text{CO}_3^{2-}]$) da água do mar. A concentração de saturação, que é diferente para calcita e aragonita, aumenta com a pressão. Com isso, os oceanos são supersaturados em profundidades rasas e subsaturados em grandes profundidades (Rühleman *et al.*, 1999). Dessa forma, o processo de dissolução ocorre predominantemente nas regiões mais profundas do oceano, principalmente abaixo da lisoclina, profundidade na qual a maioria do carbonato é dissolvido (Paytan, 2006).

Outro fator importante que controla a dissolução do CaCO_3 é a oxidação da matéria orgânica que é enterrada junto com o carbonato. Em regiões altamente produtivas das margens continentais, o grande suprimento de matéria orgânica gera uma elevada produção de CO_2 , que aumenta a dissolução do carbonato através da redução da concentração de CO_3^{2-} na água intersticial (Rühleman *et al.*, 1999).

1.2.3 Elementos Menores e Traços

Elementos como cálcio (Ca), ferro (Fe) e titânio (Ti) podem indicar a origem do sedimento. O Ca componente da calcita e aragonita, reflete principalmente o conteúdo de carbonato marinho no sedimento. Titânio e ferro, entretanto, estão relacionados a componentes siliciclásticos e especialmente minerais argilosos. Esses elementos variam diretamente com a fração terrígena dos sedimentos (Arz *et al.*, 1998).

Dessa forma, as razões Fe/Ca e Ti/Ca são utilizadas como indicadoras de aporte de material continental.

O bário (Ba) encontrado no sedimento marinho pode estar relacionado a processos biológicos (por exemplo, matéria orgânica, sílica biogênica e carbonato biogênico) ou outros processos não relacionados diretamente com a exportação de carbono (por exemplo, silicatos terrígenos, óxido-hidróxidos de Fe e Mn) (Paytan, 2006). Dessa forma, para que este indicador seja usado em estimativas de paleoprodutividade, é preciso distinguir o bário biogênico ($Ba_{(bio)}$) do bário proveniente do continente no sedimento.

Vários estudos têm demonstrado que a barita ($BaSO_4$) e o bário (Ba) estão fortemente associados com a produtividade das águas superficiais, por isso tem sido utilizados como *proxies* de produtividade. Bário ocorre na forma de microcristais de barita na coluna de água, alguns dos quais são transportados e preservados nos sedimentos (Gingele *et al.*, 1999). Por ser um mineral altamente refratário, com preservação acima de 30% em sedimentos óxicos a barita pode ser considerada como um bom *proxy* (Paytan *et al.*, 1996).

Precipitação de barita na coluna de água está associada com a degradação da matéria orgânica. Isso resulta em uma correlação positiva entre a barita e $Ba_{(bio)}$ e fluxos de carbono orgânico (Dehairs *et al.*, 1980). Dymond *et al.* (1992) propuseram um algoritmo que correlaciona o fluxo de Ba e o carbono exportado. Essa correlação foi inferida através da razão Corg/ $Ba_{(bio)}$ em estudo com armadilhas de sedimento.

De acordo com Paytan (2006), o $Ba_{(bio)}$ 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) e titânio (Ti), razões Ba/Al e Ba/Ti. Segundo a seguinte equação (por exemplo, para o Al):

$$Ba_{(bio)} = Ba_{(total)} - (Al \times Ba/Al_{aluminossilicatos})$$

Este cálculo pressupõe que: (1) todas as partículas de Ba, desconsiderando a fração associada a aluminossilicatos terrígenos, estão relacionadas com a exportação de carbono, (2) todos os Al (Ti) estão associados com material terrígeno e (3) a razão Ba/ $Al_{aluminossilicatos}$ pode ser estimada independentemente e é constante no tempo Paytan, (2006).

A utilização do $Ba_{(bio)}$ como um indicador de produtividade ainda possui opiniões controversas. O problema relatado é a impossibilidade de calcular o $Ba_{(bio)}$ a partir da razão Ba/Al (Moreno *et al.*, 2004), devido a reatividade do Al , utilizado como elemento “normalizador”, a ausência de valores regionais de Ba/Al , ou mesmo a inconsistência dos algoritmos usados para as estimativas de produtividade (Mahiques *et al.*, 2009). Entretanto, em estudo realizado no mesmo testemunho do presente trabalho Mahique *et al.*, (2009) sugerem que as razões Ba/Ca , Ba/Ti e Ti/Al seriam indicadores confiáveis de produtividade, pelo menos qualitativamente, após encontrarem correlações significativas entre estas razões e o conteúdo de carbono orgânico.

A distribuição de alguns elementos menores e traços em sedimentos marinhos podem fornecer informações para determinação das condições redox das águas de fundo no momento da deposição (Calvert & Pedersen, 1993). Variações no teor de elementos sensíveis a condição redox nos sedimentos, por exemplo, Mn , Cr , V , Zn , Ni e Cu poderá indicar o conteúdo de oxigênio nas águas profundas (Moreno *et al.*, 2004). Calvert & Pedersen (1993) sugerem que o vanádio pode ser removido do oceano para sedimentos anóxicos devido à propensão da forma reduzida desse elemento em precipitar como óxidos/hidróxidos ou ser fortemente adsorvido nas partículas superficiais. Mahiques *et al.* (2009) utiliza a razão V/Ti como indicadora de condições redox, o aumento dessa razão indica condições mais anóxicas.

1.2.4 Isótopos Estáveis de oxigênio ($\delta^{18}O$)

Dados de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}O$) obtidos em testas de foraminíferos bentônicos e planctônicos têm sido amplamente utilizados como indicadores geoquímicos (por exemplo, de temperatura, salinidade, volume de gelo) em estudos paleoceanográficos (Ruddiman, 2001). Este *proxy* baseia-se no fato de que os foraminíferos registram, em suas testas, o sinal isotópico da água do mar existente no local de sua calcificação (Rohling & Cooke, 1999). Após a morte, os foraminíferos tornar-se parte do registro geológico permanente no fundo do mar, assim eles formam um histórico de alterações na abundância relativa dos dois isótopos de oxigênio (^{18}O e ^{16}O) nos oceanos (Ruddiman, 2001).

A composição isotópica do oxigênio da água do mar registrado em carapaças de foraminíferos sofre alterações ao longo do tempo, principalmente em resposta a dois

importantes fatores relacionados ao clima: o gelo, presente no continente e a temperatura local da água do oceano em que as carapaças foram formadas. Os foraminíferos planctônicos vivem principalmente na camada acima de 100 metros de profundidade, e suas carapaças contêm oxigênio retirado das águas superficiais (Ruddiman, 2001).

O oxigênio possui três isótopos estáveis (^{18}O , ^{17}O e ^{16}O) e o hidrogênio possui dois isótopos (^1H e ^2H). Assim, as moléculas de água apresentam diferentes configurações isotópicas. O fracionamento isotópico baseia-se no fato de que a pressão de vapor da molécula H_2^{16}O é maior do que a molécula H_2^{18}O . Portanto, o vapor de água formado pela evaporação de um corpo de água é empobrecido em ^{18}O (e enriquecido em ^{16}O), enquanto a água remanescente se torna enriquecida em ^{18}O (Ruddiman, 2001). Dessa forma, durante períodos glaciais o isótopo ^{16}O , por ser mais leve, é preferencialmente evaporado e no continente é aprisionado no gelo, portanto o oceano fica enriquecido com ^{18}O (altos valores de $\delta^{18}\text{O}$). O inverso ocorre em períodos interglaciais, ou seja, baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são encontrados nas águas dos oceanos.

A temperatura da água dos oceanos está diretamente relacionada ao valor de $\delta^{18}\text{O}$ registrado nas carapaças dos foraminíferos: para cada aumento de aproximadamente 4,2 °C na temperatura da água, a razão $\delta^{18}\text{O}$ diminui em 1‰ (isto é, o isótopo ^{18}O torna-se menos abundante em relação ao isótopo ^{16}O na calcita). Esta relação foi inicialmente determinada por experimentos em laboratório, no qual os organismos com carapaças de calcita foram cultivados em diferentes temperaturas. A relação também é consistente com as observações atuais no oceano tropical (Ruddiman, 2001).

A salinidade tem um papel importante na circulação oceânica global e, portanto, no clima global, uma reconstituição paleoceanográfica deve incluir estimativas de temperatura e salinidade (Toledo *et al.*, 2007). Entretanto, ao contrário da paleotemperatura, que pode ser estimada por uma série de análises de *proxies* geoquímicos e/ou faunais não há um *proxy* que possa ser diretamente aplicado na estimativa de paleosalinidade (Wolff *et al.*, 1999).

Dessa forma, um método que tem sido utilizado para estimar paleosalinidade é baseado na composição isotópica do oxigênio na calcita das testas de foraminíferos planctônicos, que depende da temperatura e composição isotópica das massas de água.

Esse método baseia-se na variação residual da composição isotópica do oxigênio em foraminíferos. O conteúdo isotópico no carbonato reflete principalmente mudanças na temperatura e na composição isotópica da água do mar. Sempre que um *proxy* da temperatura da superfície do mar estiver disponível, é possível excluir o efeito da temperatura do sinal isotópico e, portanto, obter a composição isotópica da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$) (Wolff *et al.*, 1999).

Estimativas $\delta^{18}\text{O}_w$ podem ser transformadas em estimativas de salinidade da superfícies do mar baseada na relação existente entre $\delta^{18}\text{O}_w$ e salinidade. Tal relação é quase linear e depende da relação entre evaporação e precipitação da região investigada. O método residual possui várias limitações e provavelmente a mais polêmica é o fato de que ela depende do pressuposto de que a relação entre $\delta^{18}\text{O}_w$ e salinidade manteve-se constante no espaço e no tempo. A confiança das estimativas de paleosalinidade é igualmente limitada pela precisão das estimativas de paleotemperatura (Toledo *et al.*, 2007).

Toledo *et al.* (2007) testou três equações, em diferentes latitudes, para o Atlântico: a) 40°N - 40°S, b) 25°N - 25°S, e c) 0°- 45°S e a relação entre $\delta^{18}\text{O}_w$ e salinidade encontrada foi respectivamente: (a) a cada aumento de 0,5‰ no $\delta^{18}\text{O}_w$ a salinidade aumenta em 1,17, (b) a cada aumento de 0,5‰ no $\delta^{18}\text{O}_w$ a salinidade aumenta em 1,22 e (c) a cada aumento de 0,5‰ no $\delta^{18}\text{O}_w$ a salinidade aumenta em 0,93.

2. Objetivos

Para que o propósito principal do projeto seja alcançado, alguns objetivos específicos deverão ser atingidos:

a) identificar e aplicar os indicadores micropaleontológicos na reconstituição da produtividade e na disponibilidade de oxigênio na área de estudo, tais como os índices BFAR, BFHP e BFOI, modelo TROX e a estrutura da comunidade de microfauna bentônica (densidade total de espécimes de foraminíferos e composição específica);

b) aplicar os dados sedimentológicos e geoquímicos visando subsidiar a interpretação das variações na paleoprodutividade oceânica obtida através dos dados microfaunísticos;

c) aplicar os dados de isótopos de oxigênio (^{18}O), obtidos em carapaças de foraminíferos planctônicos, a fim de identificar possíveis mudanças na salinidade da água do mar e dessa forma, verificar possíveis aportes continentais na área de estudo;

d) relacionar as variações de paleoprodutividade às mudanças climáticas globais e/ou regionais e às condições hidrodinâmicas, que ocorreram no Holoceno na área de estudo;

e) reconhecer e documentar com fotos em microscopia eletrônica de varredura (MEV) as espécies de foraminíferos bentônicos do Holoceno presentes na área de estudo.

3. Área de Estudo

A área de estudo (Figura 1) localiza-se no extremo sul do setor morfológico conhecido como Embaimento de São Paulo, que se estende de 23° a 28° de latitude Sul (Zembruski, 1979). O assoalho oceânico desse Embaimento mostra morfologia bastante complexa, incluindo canais, *canyons* e variações no talude. A quebra da plataforma é encontrada na profundidade de aproximadamente 140 m, com inclinação média de 1° no talude superior (Mahiques *et al.*, 2009).

Figura 1: Área de estudo e localização da estação oceanográfica 7606 (26°59'16,8''S - 048°04'33,6''W).

Em geral, no assoalho oceânico atual ocorrem siltes e areias siliciclásticas muito finas, com quantidades variáveis de argila e carbonato de cálcio. Sedimentos mais grossos e carbonáticos presentes na plataforma externa representam menos de 5% dos sedimentos dos fundos atuais e estão relacionados geralmente a sedimentos relíquias, depositados sob condições de nível do mar mais baixo (Rocha *et al.*, 1975).

No litoral da área de estudo, está presente o rio Itajaí-açú (26° 54,7'S e 048° 38,1'W), cuja pluma é uma feição oceanográfica proeminente na linha de costa

regional. Tal feição é um fenômeno efêmero, resultado dos pulsos de descarga fluvial, tendo sua dimensão e evolução controladas pelo regime hidrológico do rio. Todavia, estudos têm demonstrado que mesmo com aumento no regime das chuvas a evolução da pluma sobre a plataforma continental ocorre invariavelmente para norte/nordeste (N/NE), atingindo regiões 20 km ao norte da desembocadura do rio (Schettini, 2002). Segundo Noernberg *et al.* (2007) no verão ocorre um aumento no regime de chuvas e as águas da plataforma, na região de Itajaí, apresentam elevadas concentrações de clorofila nas proximidades da costa até aproximadamente 40 km da costa (isóbata de 40 m). Estas concentrações podem estar associadas à fertilização direta das águas costeiras pela drenagem continental, devido às chuvas de verão.

A sedimentação atual na margem continental sudeste do Brasil é fortemente dominada pela dinâmica de massas de água e circulação na plataforma devido à falta de rios competentes. Esses processos hidrodinâmicos controlam a produtividade primária e a redistribuição de sedimentos na área. A área ao largo da Ilha de São Sebastião, aproximadamente 24°S, marca a fronteira entre duas principais zonas de sedimentação caracterizadas por diferenças nas frações orgânica e inorgânica do sedimento e por processos ambientais controlados por forçantes hidrodinâmicas distintas (Mahiques *et al.*, 2004).

Processos deposicionais ao sul de 24°S estariam associados com a penetração sazonal de águas de baixa salinidade e temperatura relacionadas a descarga do Rio da Prata (Mahiques *et al.*, 2004). A água da pluma é carregada para norte, ao longo da plataforma continental sul Brasileira, pela Corrente Costeira do Brasil (CCB). A CCB (Figura 2) é descrita como uma corrente costeira relativamente lenta, mas energética, que flui em direção oposta a Corrente do Brasil (CB). A corrente ocorre na plataforma continental sul Brasileira na primavera e no inverno, atingindo o ponto mais ao norte (~25°S) em agosto de cada ano (Souza & Robinson, 2004). Correntes presentes na plataforma interna e média no Embaiamento de São Paulo (incluindo a CCB), a partir da superfície até 10 m do fundo, são aparentemente barotrópicas e fortemente correlacionadas com o vento (Dottori & Castro, 2009).

Figura 2: Mapa batimétrico da área de estudo com a localização do testemunho 7606. Em azul a Corrente Costeira do Brasil (CCB), fluindo para nordeste (NE) até 25°S, paralela à costa em profundidades menores do que 200 m. Em vermelho a Corrente do Brasil (CB), fluindo para sul (S), paralela à costa em profundidades maiores do que 200 m (Modificada de Nagai *et al.*, 2010).

A estrutura da massa de água no Atlântico Sudoeste é complexa, especialmente na região onde a CB encontra a Corrente das Malvinas (CM). Essa região, conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM), é considerada uma das regiões oceânicas mais complexas do mundo. Existem sete diferentes massas de água subsuperficiais na região da CBM, com suas origens no Atlântico Norte, Pacífico Sul, Oceano Antártico e na própria CBM. Na superfície a CB carrega a Água Tropical (AT) e a CM carrega Água Subantártica (ASA) (Souza & Robinson, 2004).

As latitudes médias onde a CB encontra com a CM na região da CBM estão entre 36°S e 39°S (Reid *et al.*, 1977), dependendo da época do ano. A oscilação da região da CBM está diretamente ligada à oscilação da Frente Subtropical (FST). Ao longo da FST, na região da CBM, a mistura entre a AT e a ASA produz a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Aporte de águas continentais, particularmente do Rio da Prata (36°S, 56°W) e da Lagoa dos Patos (32°S, 52°W), contribuem para tornar a

estrutura vertical e horizontal da região da CBM mais complexa, com a adição da Água Costeira (AC) (Souza & Robinson, 2004).

Na Plataforma Continental Sudeste (PCSE), região que compreende desde Cabo Frio (RJ) até o Cabo da Santa Marta (SC) e consequentemente a região próxima a Itajaí, em geral, as massas de água presentes são resultados da mistura entre:

- Água Tropical, quente e salina ($T > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $S > 36,40$; Miranda 1982), transportada para o sul-sudoeste na camada superficial (0-200m) da Corrente do Brasil (CB), sobre o talude continental, nas proximidades da quebra da plataforma continental (Castro *et al.*, 2006).

- Água Central do Atlântico Sul, relativamente fria ($T < 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $S < 36,40$; Miranda 1982), transportada também para o sul-sudoeste ao longo do talude continental na camada inferior da CB (200-500m), próximos à quebra da plataforma continental (Castro *et al.*, 2006).

- Água Costeira, resultante da mistura da descarga continental de água doce com águas da plataforma continental, sendo que a menor salinidade ($S < 34$) das águas da plataforma continental sudeste deve-se, principalmente ao efeito combinado de vários rios pequenos e médios existentes na região (Castro *et al.*, 2006).

3.1 Bacia do Rio da Prata

A bacia do Rio da Prata está localizada na América do Sul entre as latitudes 16°S e 34°S (Figura 3). Limita-se a oeste pela serra dos Pampas e a pré-cordilheira dos Andes, e a nordeste e leste pelo Planalto Brasileiro e pelas Serra do Mar, respectivamente (Coronel & Menéndez, 2006).

Com uma extensão em torno de 3,1 milhões de km^2 , a bacia é a segunda em área de drenagem na América do Sul e a quinta no mundo. Ela se estende por cinco países, incluindo nelas, 50% de sua população. A distribuição da superfície da bacia é aproximadamente a seguinte: 46% estão no Brasil, 30% na Argentina, 13% no Paraguai, 7% na Bolívia e 5% no Uruguai. A bacia do Prata é composta basicamente por três grandes sub-bacias, correspondentes aos rios Paraná, Paraguai e Uruguai (Coronel & Menéndez, 2006).

Figura 3: Drenagem da bacia do Rio da Prata cobre aproximadamente 20% da América do Sul, abrangendo porções significativas da Argentina, Bolívia, Brasil, Uruguai e Paraguai. Termina em um dos maiores estuários do oceano (220 km de largura na sua foz), onde descarrega uma média de 23.000 m³/s de água e 57.000.000 m³/ano de sedimentos para o oceano Atlântico. A pluma de baixa salinidade se espalha para norte ao longo da plataforma continental, chegando por vezes a latitude de Cabo Frio (22°S) (Modificado de Campos *et al.*, 2008b).

O vento nessa região pode influenciar dois processos: ressurgência no Cabo de Santa Marta (CSM) e deslocamento da pluma do Rio da Prata para o norte (Figura 4) (Möller *et al.*, 2008). A ocorrência da ressurgência do CSM, assim como em Cabo Frio, depende da duração e intensidade dos ventos de nordeste/norte (NE/N), assim sendo tais eventos ocorrem predominantemente no verão, pois é a época onde os ventos de NE/N são mais frequentes. A ação de Coriolis, que no Hemisfério Sul é para esquerda, faz com que os ventos de NE direcionem o transporte de Ekman para o oceano aberto, forçando a subida de água das camadas subsuperficiais, nesse caso a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Uma dificuldade encontrada por Möller *et al.* (2008) foi definir o quão persistente é a ressurgência, porém sabe-se que a ressurgência no CSM ocorre em menor intensidade, ou seja, o afloramento da ACAS é limitado a uma área bem menor que a ressurgência de Cabo Frio.

Já o deslocamento da pluma do Rio da Prata depende da ação de ventos de sudoeste/sul (SW/S). Durante o outono e o inverno, quando predominam tais ventos, as águas de baixa salinidade decorrentes da descarga do Rio da Prata e em menor extensão das lagoas do sul do Brasil (Patos e Mirim) se estendem por mais de 1.200 km, até o norte da ilha de Florianópolis, podendo chegar excepcionalmente até o litoral paulista. Por outro lado, na primavera e no verão, quando predominam ventos de NE/N, a pluma costeira se retrai até a latitude de Rio Grande (32°S) (Piola *et al.*, 2005b). Esse comportamento sazonal pode ser observado na Figura 4, além disso, nota-se que a pluma do Rio da Prata, por possuir salinidade mais baixa, se desloca na superfície do oceano, enquanto que a 50 metros de profundidade, à semelhança na distribuição das massas de água, entre inverno e verão, pode estar relacionada à dissociação entre o vento e o fluxo de água abaixo da picnoclina (Möller *et al.*, 2008).

Figura 4: Porcentagem de mistura para o inverno (esquerda) e verão (direita) na superfície (a, b) e 50 m (c, d). Em verde está a Água da Pluma do Rio da Prata (APP), em vermelho Água Tropical (AT), em azul Água Subantártica (ASA). No verão a região próxima ao Cabo de Santa Marta apresenta intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na superfície (fenômeno de ressurgência) (Modificado de Möller *et al.*, 2008).

Os ventos de verão (NE) embora induzam eventos de ressurgência costeira, também conduzem o transporte costa afora e o desenvolvimento de uma corrente costeira para o sul, transferindo materiais continentais para o sul e para o oceano profundo, criando um ambiente substancialmente menos produtivo (Figura 5a). O transporte de Ekman, associado aos ventos de inverno (SW), concentra águas de baixa salinidade próxima à costa, inibe circulação lateral e impede a dispersão costa afora de águas costeiras ricas em nutrientes, matéria orgânica e inorgânica derivada de rios e

larvas de peixes. Assim, apesar de os ventos dominantes de SW limitarem fortemente a ressurgência costeira, pode contribuir para formar um ambiente costeiro produtivo (Figura 5b) (Möller *et al.*, 2008).

Figura 5: Distribuição climatológica de clorofila-a (mg.m^{-3}) em janeiro (a) e julho (b) derivada de imagens SeaWiFS com médias mensais e resolução espacial de 9 km (1998-2005). As setas indicam a distribuição climatológica do vento derivada do QuikSCAT com médias mensais de julho de 1999 a dezembro de 2005. A linha branca é a posição climatológica da isohalina de 33,5 derivada de dados hidrográficos (Modificado de Piola *et al.*, 2008).

A Figura 6 apresenta a média da descarga do Rio da Prata para o ano de 2003 e para os meses de janeiro e fevereiro de 2004. Vale ressaltar que apesar da descarga ser maior no verão ($\sim 33.000 \text{ m}^3/\text{s}$ em janeiro de 2003 e $\sim 27.000 \text{ m}^3/\text{s}$ em janeiro de 2004) a descarga no inverno não é desprezível ($\sim 18.000 \text{ m}^3/\text{s}$). Outro dado importante é referente à direção do vento, na Figura 7 nota-se que durante o verão nas regiões ao sul da área de estudo (Cabo de Santa Marta, que fica próximo a Itajaí e Mar Del Plata na Argentina, que fica ao sul da desembocadura do Rio da Prata) os ventos predominantes são de NE/N, entretanto ocasionalmente os ventos de SW/S podem ocorrer. No inverno ocorre uma sequência típica de ventos de SW/S e NE/N associados à passagem de sistemas frontais sobre a área (Möller *et al.*, 2008).

Figura 6: Média mensal da descarga do Rio da Prata para o ano de 2003 e para os meses de janeiro e fevereiro de 2004 (Modificado de Möller *et al.*, 2008).

Figura 7: Vetores e velocidade (m/s) dos ventos de reanálise para a região do Cabo de Santa Marta (a) e *Mar del Plata* (b). Valores positivos em (a) e (b) indicam ventos de S/SW. Linhas tracejadas horizontais (inverno) indicam a velocidade do vento de 5m/s, que estão associadas com inversões significativas do vento no inverno (Modificado de Möller *et al.*, 2008).

A descarga fluvial do Rio da Prata também apresenta flutuações significativas, e essas variações não têm um caráter sazonal bem definido. Estudos realizados levam a concluir que a descarga do Rio Paraná, principal afluente do Rio da Prata, apresenta variações associadas ao *El Niño*, ou seja, nesses períodos aumentam as precipitações na bacia do Rio da Prata e, consequentemente, a vazão do rio. Portanto, espera-se que em anos de *El Niño* a salinidade superficial das águas costeiras no sul do Brasil diminua,

entretanto ocorre o inverso, a salinidade aumenta. Esse comportamento aparentemente contraditório se deve ao fato de que na bacia Rio da Prata, nos períodos de grandes descargas fluviais, geralmente no verão, o vento de nordeste sopra com maior frequência e intensidade na zona costeira (Piola *et al.*, 2005b).

Durante anos de *La Niña* a descarga do Rio da Prata é substancialmente menor, entretanto os ventos de sudeste fortalecem a penetração das águas de baixa salinidade para norte (Piola *et al.*, 2005a). A vazão anual do Rio da Prata varia entre 22.000 e 28.000 m³/s durante anos normais e apresenta valores menores que 20.000 m³/s e maiores que 30.000 m³/s durante anos secos e chuvosos, possivelmente associada a eventos de *La Niña* e *El Niño*, respectivamente (Nagy *et al.*, 2008).

3.2 Clima na América do Sul

O clima na América do Sul está intimamente ligado à: topografia e a forma cônica do continente combinado com a localização meridional dos Andes, células atmosféricas de circulação global, correntes oceânicas e a proximidade com os oceanos Atlântico e Pacífico. As regiões fonte de vapor de água e as circulações atmosféricas dominantes no sul da América do Sul são: (a) o Oceano Pacífico e o cinturão de circulação oeste na Patagônia e sul do Chile, (b) circulação dos ventos alísios de sudeste associado com a alta subtropical do Atlântico Sul que leva umidade para regiões subtropicais a leste dos Andes, e (c) transporte meridional de vapor de água dos trópicos (do Brasil e da Bolívia) para o subtropical (Piovano *et al.*, 2009).

A circulação atmosférica na América do Sul apresenta algumas características, como a circulação de alta pressão localizada sobre o oceano Atlântico (Alta Subtropical do Atlântico Sul), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 8) (Wainer & Taschetto, 2006).

Figura 8: Média anual da altitude da superfície geopotencial 850 hPa (aproximadamente 1.500 metros de altitude acima do nível do mar) a partir de dados de reanálise NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996). ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), JBN (Jato de Baixos Níveis), A (centros de alta pressão) e B (centros de baixa pressão). O centro de alta pressão localizado no Atlântico é a Alta Subtropical do Atlântico Sul. A linha branca delimita a Bacia do Rio da Prata (Modificada de Nagai *et al.*, 2010).

A ZCIT é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. Esse sistema é visualizado em imagens de satélite como uma banda de nuvens convectivas que se estendem em uma faixa ao longo da região equatorial. Considerando a região do Atlântico Equatorial, a ZCIT migra sazonalmente, em anos considerados normais, de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N), durante agosto-setembro, para sua posição mais ao sul (em torno de 2°S), durante março-abril (Melo *et al.*, 2009).

Uma das características mais marcantes do clima tropical da América do Sul durante o verão é a presença de uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o oceano Atlântico Subtropical. Essa característica climatológica

que se associa a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera é denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho & Jones, 2009).

Outra característica importante é a presença da Alta Subtropical localizada em torno de 30°S sobre o oceano Atlântico. É um sistema de alta pressão e está associado à circulação média meridional da atmosfera pela célula de Hadley. Variações de intensidade e posição da alta subtropical têm influência direta no clima da região costeira do Brasil e da América do Sul. No inverno, a alta subtropical pode inibir a entrada de frentes e favorecer a formação de nevoeiros e geadas no sul-sudeste do Brasil, afetando o sistema de ventos na região costeira. No verão, com o aumento do transporte de umidade ao longo da ZCAS, a alta subtropical exerce uma forte influência sobre a distribuição de chuvas, já que a convergência de umidade no Atlântico tem grande impacto sobre o ramo oceânico da ZCAS (Wainer & Taschetto, 2006).

As frentes frias afetam o tempo sobre a América do Sul durante todo o ano. Durante o inverno, esses sistemas são acompanhados de massas de ar de latitudes altas que, muitas vezes, causam geadas e friagens no sul e sudeste do Brasil. Durante o verão, quando as frentes frias avançam para norte, algumas vezes elas interagem com o ar úmido e quente tropical produzindo convecção profunda e chuvas fortes sobre o continente. Existe uma sazonalidade na ocorrência de passagens de frentes frias, que são mais frequentes de maio a setembro e menos frequentes durante o verão no Hemisfério Sul (dezembro a fevereiro). As frentes frias ocorrem em maior número e durante todo o ano entre 25°S e 30°S e são raras ao norte de 20°S durante o verão (Cavalcanti & Kousky, 2009).

Uma característica importante da variabilidade climática sazonal na América do Sul é o desenvolvimento de um sistema semelhante ao de monção (Piovano *et al.*, 2009). Uma região está sob circulação de monção quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos. Tal fato ocorre devido o aquecimento diferenciado entre continentes e oceanos, por causa da diferente capacidade que ambos têm de armazenar calor. O aquecimento diferencial entre o oceano e o continente contribui para a formação de um sistema de baixa pressão estabelecido sobre o continente nos meses mais quentes do ano, criando um gradiente horizontal no sentido oceano-continente. O ar úmido oriundo do oceano, ao entrar em contato com o continente quente, é aquecido e ascende. Durante sua ascensão, resfria-se adiabaticamente e condensa, formando nuvens e causando precipitação. O ar ao

alcançar os altos níveis, diverge e desce sobre o oceano, em uma superfície relativamente fria, completando, desse modo, a circulação leste-oeste de monção (Gan *et al.*, 2009).

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) compreende uma estrutura de um anticiclone em altos níveis e de um ciclone em baixos níveis. A distribuição da massa continental, orografia e temperatura da superfície do mar (TSM) contribuem para definir as características do SMAS. Esse sistema caracteriza-se por precipitação intensa sobre o Brasil central e sobre a Bolívia. Os ventos alísios provenientes do oceano Atlântico tropical fornecem a umidade para o sistema de monção. O transporte de umidade intensifica-se a leste dos Andes, onde o Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul desenvolve-se com ventos mais fortes sobre a Bolívia. O JBN exerce um importante papel no transporte de umidade da Amazônia aos subtrópicos, produzindo um aumento de chuva (Mechoso *et al.*, 2005).

O desenvolvimento do SMAS começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o Sudeste, até atingir 48°W em novembro. A precipitação máxima ocorre durante o verão (dezembro a fevereiro), com o desenvolvimento de convecção profunda sobre a maior parte da região tropical da América do Sul. O transporte de umidade do oceano Atlântico, associado à sua reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil Central, favorecendo a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante os meses de verão. A fase de decaimento da monção começa no final do verão, quando a convecção desloca-se gradualmente para o equador. Durante o outono, o transporte de umidade em baixos níveis, proveniente do oeste da Amazônia, enfraquece devido às frequentes incursões de ar seco e frio proveniente das latitudes médias sobre o interior da região subtropical da América do Sul (Gan *et al.*, 2009).

3.2.1 Climatologia na Bacia do Rio da Prata

O ciclo hidrológico da bacia do Rio da Prata é governado pelo anticiclone do Atlântico Sul (ou Alta Subtropical) que alcança intensidade maior no inverno. Este sistema é responsável pelo fluxo de umidade do Oceano Atlântico para a costa do

Brasil. No meio do continente, em baixos níveis, a umidade flui da região Amazonas (Caffera & Berbery, 2006), como citado anteriormente.

A chuva dentro da bacia do Rio da Prata está associada a configurações atmosféricas regionais importantes da América do Sul, tais como, a alta subtropical, a alta da Bolívia e a ZCAS associada às monções. Uma parte da circulação associada à alta subtropical é responsável pela advecção de umidade sobre as serras costeiras no Brasil onde estão localizadas as nascentes dos mais importantes afluentes do sistema Prata, com exceção do Rio Paraguai (Caffera & Berbery, 2006). A alta da Bolívia é um padrão de circulação que aparece na alta troposfera durante a estação quente. Ela se estabelece a cada ano em setembro, junto com o deslocamento de núcleos de convecção tropical da Amazônia para o sul. Seu fluxo divergente nos altos níveis se liga à chuva abundante no próprio Altiplano e na região nordeste da bacia do Prata, no contraforte do Rio Paraguai (Lenters & Cook 1997). O SMAS juntamente com a formação da ZCAS causam grandes precipitações na maior parte pertencente à bacia do Prata (Barros *et al.*, 2002).

Em grande escala, podem ser reconhecidos dois ciclos anuais bem definidos: chuvas de verão associadas ao sistema de monção predominam ao norte de 20°S, enquanto ao sul desta latitude, há uma chuva mais regularmente distribuída ao longo do ano. A Figura 9a apresenta a média do ciclo anual sobre a área total da bacia do Rio da Prata. A série de dados inclui o chamado CACP (Centro de Previsão Climática - CPC - Análise Combinada de Precipitação) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) cuja validade foi discutida em Xie & Arkin (1997). A precipitação da ordem de 5,5mm/dia durante a estação quente é uma indicação clara da região com predominância de monção, onde a máxima ao redor de 9mm/dia é alcançada, na média da região (Figura 9b). Isto contrasta com o que acontece na parte central da bacia (Figura 9c) onde se nota uma variação irregular intra-anual marcante (Caffera & Berbery, 2006).

Figura 9: a) Média de precipitação de toda a bacia do Rio da Prata em mm/dia, b) Média da região de monção, barras: análise CACP em mm/dia, e linhas: dados de observações, c) barras: média em mm/dia (CACP) de Misiones (nordeste da Argentina), representativa da região central da bacia do Rio da Prata e linhas: dados de observações (Modificado de Caffera & Berbery, 2006).

3.3 Clima na América do Sul durante o Holoceno

A história do clima na América do Sul durante o Holoceno ainda não é totalmente compreendida, embora o número de estudos e registros, tanto continentais como marinhos, tenha aumentado. Em geral, parece que o clima passou de condições mais secas para condições mais úmidas (Mahiques *et al.*, 2009). Segundo esses autores o principal fator que afetaria a variabilidade climática na América do Sul seria mudanças no regime de ventos. Essas mudanças no padrão de ventos podem estar associadas a controles tropicais, como variações na posição da ZCIT, impactos subtropicais associados com a passagem de frentes ou ainda pelo fortalecimento/enfraquecimento dos ventos de oeste, possivelmente associado ao ENOS (*El Niño-Oscilação Sul*).

Durante o Holoceno, a distribuição sazonal da insolação no topo da atmosfera variou consideravelmente devido a ciclos de precessão e obliquidade. Durante os últimos 7.000 anos, esses ciclos causaram um deslocamento do periélio de setembro ($\lambda = 164^\circ$) para janeiro ($\lambda = 282^\circ$) e uma diminuição na inclinação do eixo da Terra de $24,2^\circ$ para $23,4^\circ$. As mudanças na radiação solar mais pronunciadas foram uma diminuição da insolação de inverno (verão) austral (boreal) (Junho-Julho-Agosto) nas latitudes médias e altas, acompanhado por um aumento da insolação de verão (inverno)

austral (boreal) (Figura 10) (Dezembro-Janeiro-Fevereiro) nas latitudes mais baixas (Lorenz *et al.*, 2006).

Figura 10: Curva da insolação para o mês de fevereiro a 30°S, nos últimos 11.000 anos (Berger & Loutre, 1991).

De acordo com Haug *et al.* (2001) mudanças na sazonalidade da insolação associada com a precessão (componente do ciclo de Milankovitch com ciclicidade de ~ 21.000 anos), durante o Holoceno, possivelmente provocou a migração da ZCIT para sul. No Holoceno tardio, a insolação no hemisfério sul tornou-se mais sazonal, enquanto no hemisfério norte a insolação tornou-se menos sazonal (Berger & Loutre, 1991). Esse fato, provavelmente diminuiu a capacidade máxima da insolação de verão, no hemisfério norte e com isso ela migrou para sul, reduzindo as chuvas de verão próximas à bacia de Cariaco (Venezuela) e aumentando sobre a Amazônia (Mayle *et al.*, 2000).

A posição da ZCIT sobre o norte da América do Sul também é influenciada pelas condições da superfície do mar. O Dipolo do Atlântico se caracteriza por um gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) entre as regiões ao norte e ao sul do Equador e apresenta escalas sazonais, interanuais e decadais. Anomalias na TSM entre os hemisférios estão ligadas a posição e intensidade da ZCIT, pois a zona de convergência acompanha o deslocamento das anomalias quentes da superfície do mar, ou seja, em um evento de dipolo quente ao norte e frio ao sul a ZCIT se intensifica mais ao norte de sua posição normal e vice-versa (Wainer & Taschetto, 2006).

A migração da ZCIT para sul pode ter sido a causa do aumento na frequência e amplitude dos eventos de ENOS após 3.800 anos cal. A.P., proposto por Haug *et al.* (2001) baseado em *proxies* hidrológicos da Bacia de Cariaco. Entretanto, segundo esses autores não há uma certeza de que a variabilidade de alta frequência no registro após 3.800 anos seja resultado da migração da ZCIT, mas uma boa correlação entre os dados de Cariaco e registros de anéis de árvores na Tasmânia (Cook *et al.*, 2000) sugere uma ligação dinâmica entre a variabilidade nas duas regiões, melhor explicada pela resposta acoplada de parâmetros climáticos que são sensíveis ao ENOS, como a posição latitudinal da ZCIT.

O aumento na frequência e amplitude nos eventos ENOS é suportado por vários outros estudos. Sandweiss *et al.* (1996), com base em evidências geoarqueológicas do norte do Peru, sugerem uma importante mudança climática em 5.000 anos, e aumento da atividade do ENOS após esse período; Rodbell *et al.* (1999), analisaram depósitos de tempestade em um lago no Equador, e sugerem que a periodicidade moderna do ENOS foi estabelecida depois de 5.000 anos e com maiores frequências entre 3.500 e 2.600 anos; e Conroy *et al.* (2008) com base em dados sedimentológicos de um lago na Ilha Galápagos inferiram aumento de precipitação após 4.200 anos cal. A.P., provavelmente associada a mudanças sazonais na precipitação e frequência do ENOS.

Grande parte dos trabalhos sobre a história climática no Brasil durante o Holoceno concentra-se em estudos palinológicos de registros sedimentares continentais. Ledru *et al.* (1998) em trabalho realizado na região central e sul do Brasil encontraram três fases climáticas: de 12.000 – 8.000 anos cal. A.P., as condições climáticas observadas no continente eram secas; de 8.000 – 4.500 anos cal. A.P., o clima se tornou mais sazonal, com aumento da umidade; e de 4.500 anos cal. A.P. até o presente, houve aumento da umidade, com estabelecimento das condições climáticas atuais após 2.500 anos cal. A.P. Segundo os autores o aumento gradual de umidade ocorreu em virtude de mudanças no regime de ventos, dominado pelo avanço de massas polares.

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. Os autores acreditam que o aumento de umidade no Holoceno não foi gradual e contínuo, mas sim interrompido por períodos secos. Foram encontrados 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.). Diferenças nas interpretações climáticas podem ser explicadas por vários fatores, tais como, problemas na comparação de dados de pólen devido utilização de métodos diferentes; problemas cronológicos relacionados à interpolação de dados de ^{14}C ou valores de efeito reservatório, ou ainda variações de umidade derivados de fatores microclimáticos ou orográficos (Araujo *et al.*, 2005).

Behling (2002) através de estudos palinológicos constatou vegetação de campos, típico do Pleistoceno, nos altiplanos do sul do Brasil no Holoceno inferior e médio, o que refletiria condições climáticas secas. Tal característica pode ser explicada pela forte influência de massas de ar tropical do continente, que pode ter bloqueado as frentes frias polares. Após esse período condições mais úmidas e frias foram estabelecidas, e comprovadas pela expansão das florestas de Araucárias durante os últimos 3.000 anos A.P. e, sobretudo após os últimos 1.500 anos A.P.. Essas condições mais frias e úmidas podem ser explicadas pela forte influência de frentes frias e o enfraquecimento da massa de ar seca do continente (Behling, 1998 e 2002).

Estudos baseados em análises de isótopos de oxigênio e elementos traços (por exemplo, razão Mg/Ca) em espeleotemas da caverna Botuverá, sul do Brasil, realizados por Cruz *et al.* (2005, 2007, 2009), sugerem que mudanças no padrão de chuvas no sul do Brasil teriam sido liderada pela atividade convectiva associada ao sistema de monção da América do Sul. Cruz *et al.* (2009) observaram uma relação positiva entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em espeleotemas da caverna de Botuverá com $\delta^{18}\text{O}$ da chuva. Os valores empobrecidos em $\delta^{18}\text{O}$ ocorrem durante o verão austral e são causados por uma intensificação do ciclo hidrológico, onde a convecção profunda de pequena escala leva à remoção preferencial de moléculas enriquecidas isotopicamente (^{18}O), deixando assim o vapor de água remanescente cada vez mais leves (^{16}O), assim quanto mais intensa a natureza convectiva de um evento, maior a quantidade de chuva e mais empobrecido sua composição isotópica (Vuille *et al.*, 2003).

A região sul/sudeste do Brasil apresenta chuva quase de forma constante ao longo do ano, porém com características isotópicas diferentes dependendo da fonte de umidade. Durante o verão, a composição isotópica da chuva é mais empobrecida (dezembro-fevereiro, $\delta^{18}\text{O}$ médio $\approx -7\text{‰}$), pois a principal fonte de umidade é a região tropical e através dos JBN essa umidade chega a regiões subtropicais. O baixo sinal isotópico é observado devido à grande distância da fonte de umidade (bacia Amazônica

e o Atlântico Norte tropical). No inverno o sinal isotópico é mais enriquecido (julho-setembro, $\delta^{18}\text{O}$ médio $\approx -3 \text{ ‰}$) devido à proximidade da fonte de umidade que é o oceano Atlântico Sul (Cruz *et al.*, 2009).

Registros de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas revelaram que as variações na intensidade convectiva dentro da área afetada pelo SMAS/ZCAS são dominadas por mudanças na insolação impulsionadas pela precessão (Cruz *et al.*, 2005). Insolação determina o deslocamento Norte-Sul da convecção continental na América do Sul favorecendo a convergência de umidade sobre o continente durante os períodos de aumento do contraste de temperatura terra-mar. Durante as fases de alta insolação o SMAS é reforçado na sua fronteira sudeste, assim como a célula Hadley do hemisfério sul é fortalecida e deslocada para o sul aumentando a contribuição relativa de chuvas de monções para a região (Cruz *et al.*, 2009). Dessa forma, o aumento da insolação de verão durante o Holoceno (Figura 10), fortaleceu o SMAS e consequentemente aumentou a quantidade de chuva para a região centro-sul do Brasil.

3.4 Mudanças no nível relativo do mar durante o Holoceno

As curvas da variação do nível relativo do mar no Holoceno médio e tardio na costa Brasileira ainda é uma questão em debate. A principal controvérsia relativa a essas curvas está associada com a magnitude das oscilações do nível do mar durante este período (Mahiques *et al.*, 2009). 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. (Martin *et al.*, 2003; Angulo *et al.*, 2006) ou 6.500 anos cal. A.P. (Gyllencreutz *et al.*, 2010) com subsequente queda até seus níveis atuais (Angulo *et al.*, 2006; Cavallotto *et al.*, 2004).

Martin *et al.* (2003) construíram a primeira curva, calibrada astronomicamente e com correção do efeito reservatório, do nível do mar para a costa brasileira na região de Salvador. Seus resultados indicaram que após o último máximo transgressivo holocênico ($\sim 4 \text{ m}$ acima do nível atual) o nível relativo do mar desceu irregularmente, tendo sido intercalado por três eventos de submersão da costa (7800–5600, 3700–3500 e 2300–2100 anos cal. A.P.). Angulo *et al.* (2006) propuseram um modelo para as mudanças do nível do mar no Holoceno, baseado exclusivamente em tubos de

vermetídeos. Esses autores encontram evidências de uma queda progressiva do nível do mar após o último máximo transgressivo holocênico (~ 3 m acima do atual) (Figura 11).

Gyllencreutz *et al.* (2010) realizaram a calibração da curva apresentada por Cavallotto *et al.* (2004) para o estuário do Rio da Prata. A curva calibrada do nível do mar para a região do estuário do Rio da Prata (Figura 11) apresenta um nível máximo de 6,5 m acima do atual em aproximadamente 6.500 anos cal. A.P., seguido por uma queda de 1,5 m entre 6.500 e 6.000 anos cal. A.P.. Após esse período, o nível do mar fica relativamente constante até sofrer uma queda de 2 m em aproximadamente 3.000 anos cal. A.P., seguido por uma descida suave até atingir o nível atual.

Independentemente de qual curva for adotada, pode-se concluir que a região do Rio da Prata teve um nível do mar máximo em pelo menos 3 m acima do atual entre 7.000 e 5.000 anos cal. A.P. (Gyllencreutz *et al.*, 2010). Segundo Mahiques *et al.* (2009) um aumento do nível relativo do mar em 3 m representa menos do que a média das alturas das ondas na plataforma do sul do Brasil e não indicam uma mudança significativa da linha de costa da região, com exceção do desenvolvimento de alguns sistemas lagunares. Assim sendo, as mudanças oceanográficas que teriam ocorrido no Holoceno na plataforma da região de Itajaí não seriam decorrentes de variações do nível do mar nesse período, portanto, fatores condicionantes como variações climáticas e na circulação oceânica devem ser considerados.

Figura 11: Curvas da variação do nível relativo do mar plotadas na mesma escala de idade (anos cal. A.P.) e elevação (em metros) (Modificada de Gyllencreutz *et al.*, 2010). (A) curva da região do Rio da Prata, baseado em Cavallotto *et al.* (2004) e modificada por Gyllencreutz *et al.* (2010). (B) curva para Salvador proposta por Martin *et al.* (2003) e (C) curva para a costa brasileira ao norte (linha sólida) e ao sul de 28°S (linha pontilhada) proposta por Angulo *et al.* (2006).

4. Metodologia

O material utilizado provém de testemunho coletado com testemunhador a pistão na plataforma continental da região de Itajaí, SC, localizado nas coordenadas 26°59'16.8''S e 048°04'33.6''W, na profundidade de 60 m, e com recuperação de 506 cm de comprimento. Após a descrição quanto aos parâmetros de litologia, cor, estruturas e contatos sedimentares, o testemunho foi subamostrado em intervalos de 2 cm. Todavia, no presente projeto serão analisadas amostras em intervalos de aproximadamente 100 anos, estimados segundo o modelo de idade adotado, totalizando 68 amostras.

4.1 Análises de Dados Abióticos

Os dados sedimentológicos e geoquímicos e as datações radiométricas foram obtidos nos projetos de pesquisa “Variações Holocênicas na Produtividade da Plataforma Continental Sudeste do Brasil” (Processo FAPESP n° 03/10740-0), e “Mudanças na Produtividade e na Circulação Oceânica na Margem Sul-Sudeste Brasileira Durante o Holoceno: Evidências Micropaleontológicas e Geoquímicas” (Processo FAPESP n° 07/54657-0), desenvolvido no IOUSP, respectivamente nos laboratórios de Análise de Matéria Orgânica (LMO) e de Bioindicadores Ambientais (LBA).

A datação radiométrica por AMS ^{14}C foi realizada na matéria orgânica de 11 amostras (intervalo regular de 50 cm), devido à falta de material carbonático mais adequado, como por exemplo, foraminíferos e moluscos. Aproximadamente 7g de sedimento total foi enviado para a análise no laboratório Beta Analytic (EUA). Idades calibradas foram calculadas usando o *software* Calib, versão 5.0.2html, disponível em <http://calib.qub.ac.uk/calib/>, com a correção marinha padrão de 408 anos e efeito reservatório regional 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 análises granulométricas foram realizadas em amostras decarbonatadas com o analisador a laser Malvern 2000. E 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 (C_{org}), 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.

Os dados de C_{org} no presente estudo foram normalizados pela lama ($C_{\text{org}}/\text{lama}$) com a finalidade de tirar o efeito da granulometria nesses valores, pois o conteúdo orgânico nos sedimentos das margens continentais geralmente aumenta quando os grãos que os constituem tornam-se mais finos (Tyson, 1995). A correlação entre o carbono orgânico e granulometria dos sedimentos pode ser parcialmente explicado pela semelhança entre a velocidade de deposição dos constituintes orgânicos particulados e das partículas minerais finas (Tyson, 1995). Outra razão seria devido à adsorção de matéria orgânica na superfície do mineral, principalmente em sedimentos finos, que apresentam uma grande área de superfície (Hedges & Keil, 1995).

A análise de elementos Al, Ba, 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.

4.2 Análise Microfaunística

A metodologia utilizada na análise de foraminíferos constou de peneiramento úmido de 10 cm^3 (ou 10 cc) de volume de sedimento, na fração $> 0,063$ mm, sendo posteriormente seco em estufa com temperatura não superior a 60 °C. A triagem foi

realizada com o auxílio de uma placa retangular, subdividida em quadrados menores, realizou-se a triagem parcial, ou seja, a amostra foi dividida em quadrados iguais, tendo-se analisado apenas os quadrados suficientes para coletar no mínimo 300 espécimes. O número de indivíduos triados foi então extrapolado para a amostra total.

As testas triadas foram contadas, fornecendo dados de densidade total (espécimes de foraminíferos bentônicos em 10 cm³ de sedimento) e identificadas, fornecendo dados de densidade específica ao longo do testemunho, e acondicionadas em lâminas micropaleontológicas. As espécies de foraminíferos bentônicos foram identificadas, baseadas na literatura específica de Boltovskoy *et al.* (1980), Loeblich & Tappan (1988) e Barbosa (1998).

Além dos foraminíferos bentônicos, foram triadas esferas de piratas encontradas em cada amostra, não sendo contabilizadas as piratas presente dentro das carapaças dos foraminíferos bentônicos, fornecendo assim dados da porcentagem de pirita ao longo do testemunho.

4.2.1 Índices foraminíferos bentônicos (BFAR, BFHP e BFOI)

No presente trabalho o índice BFAR foi calculado, para cada amostra de sedimento, utilizando a densidade dos foraminíferos bentônicos (número de testas de foraminíferos bentônicos em 10 cm³) e taxas de sedimentação, segundo metodologia modificada de Wollenburg e Kuhnt (2000).

$$\text{BFAR} = \text{densidade (números testas/10cm}^3\text{)} \times \text{taxa de sedimentação (cm/Kanos)}$$

$$\text{BFAR} = \text{testas/10cm}^2 \cdot \text{Kanos}$$

Para o cálculo do BFHP, foi utilizada a seguinte equação:

$$\text{BFHP} = (\text{P/T}) \times 100$$

Onde: P é a densidade das espécies consideradas de alta produtividade e T é a densidade absoluta de espécimes.

A separação das espécies indicadoras de alta produtividade baseou-se em Martins *et al.* (2007). São elas: *Bolivina compacta*, *Bolivina doniezi*, *Bolivina pulchella*, *Bolivina translucens*, *Bolivina* spp., *Brizalina cochei*, *Brizalina daggarius*, *Brizalina* spp., *Bulimina marginta*, *Bulimina* spp., *Buliminella elegantissima*, *Fursenkoina* spp.,

Nonionella turgida, *Nonionella* spp., *Stainforthia complanata*, *Uvigerina peregrina* e *Uvigerina* spp..

Para o cálculo do índice BFOI, é necessário primeiramente definir as espécies indicadoras de condições óxicas e disóxicas, e em seguida aplicar a seguinte equação:

$$\text{BFOI} = [\text{O}/(\text{O}+\text{D})] \times 100$$

Onde: O e D são o número de espécimes indicadores de condições óxicas e disóxicas, respectivamente (Kaiho, 1994).

Utilizando a equação acima os valores de BFOI variam de 0 a 100, no qual valores entre 0 e 50 refletem ambientes óxicos, com níveis de oxigênio dissolvido entre 1,5 a 3,0 mL/L e valores entre 50 e 100 indicam ambientes altamente óxicos com níveis de oxigênio entre 3,0 e 6,0 mL/L (Kaiho, 1994).

Em caso de não ocorrência de espécies óxicas, uma nova equação deve ser utilizada e os foraminíferos bentônicos devem ser separados em subóxicos e disóxicos.

$$\text{BFOI} = \{[\text{I}/(\text{I}+\text{D})]-1\} \times 50$$

Onde: I e D são o número de espécimes indicadores de condições subóxicas e disóxicas, respectivamente (Kaiho, 1994).

Para a segunda equação os valores de BFOI variam entre -55 e 0, no qual ambientes anóxicos apresentam valores do índice de -55 e concentrações de oxigênio dissolvido entre 0,0 e 0,1 mL/L, ambientes disóxicos os valores do índice variam de -50 a -40 e o oxigênio dissolvido entre 0,1 e 0,3 mL/L e ambientes subóxicos o BFOI varia de -40 a 0 e os níveis de oxigênio ficam entre 0,3 e 1,5 mL/L (Kaiho, 1994).

A separação em espécies óxicas e disóxicas baseou-se em Martins *et al.* (2007). São elas:

- Óxicas: *Angulogerina angulosa*, *Cibicides* sp., *Discorbis williansoni*, *Elphidium discoidale*, *Elphidium* spp., *Globocassidulina subglobosa*, *Hanzawaia* spp., *Quinqueloculina lamarckiana* e *Quinqueloculina* spp..

- Disóxicas: *Bolivina compacta*, *Bolivina doniezi*, *Bolivina pulchella*, *Bolivina translucens*, *Bolivina* spp., *Brizalina cochei*, *Brizalina daggarius*, *Brizalina* spp.,

Bulimina marginta, *Bulimina* spp., *Buliminella elegantissima*, *Fursenkoina* spp., *Nonionella turgida*, *Nonionella* spp. e *Stainforthia complanata*.

4.2.2 Índices ecológicos (S , H' e J')

Os descritores da comunidade de foraminíferos bentônicos utilizados foram: (1) densidade absoluta (número de indivíduos/10cm³); (2) riqueza específica (S : número de espécies presentes numa certa área ou volume); (3) diversidade de espécies de Shannon (H' : nats/indivíduo); e (4) equitatividade de Pielou (J').

O índice de diversidade de espécies de Shannon foi calculado com logaritmo na base natural ($\log_e$), conforme recomendam Martins & Santos (1999), pois quando se usa a base de logaritmos naturais, as propriedades matemáticas de H' apresentam maior consistência e coerência (Hutcheson, 1970), e com isso há uma tendência mundial ao uso da base natural.

A diversidade de Shannon (H') é definida por:

$$H' = -\sum_{i=1}^s p_i \log p_i$$

Onde: p_i é a porcentagem relativa da espécie “i” no total amostrado e S é o número total de espécies.

A equitatividade de Pielou indica se as espécies possuem abundâncias iguais entre todas as espécies da comunidade ($J'=1$) ou se apenas uma ou relativamente poucas espécies de uma comunidade tem grande número de indivíduos (J' próximo a zero) (Martins & Santos 1999).

A equitatividade de Pielou (J') é definida como:

$$J' = \frac{H'}{\log S}$$

Onde: H' é o índice de diversidade de espécies e S é o número de espécies na amostra.

4.3 Análise de Isótopos Estáveis

Análises de isótopos estáveis de oxigênio foram realizadas em foraminíferos planctônicos da espécie *Globigerinoides ruber* (pink), na fração > 0,250 mm, ao longo de todo o testemunho. A composição dos isótopos estáveis foi determinada no Departamento de Geociências da Universidade de Bremen (Alemanha) usando um espectrômetro de massa Finnigan MAT 252 acoplado a um sistema automático de obtenção do CO₂ do carbonato analisado. O desvio-padrão do laboratório foi 0,07‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

Os valores obtidos na análise dos isótopos estáveis são expressos em ‰ em relação ao padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) (Eq. 1), calibrado pelo padrão NBS 18, 19 e 20.

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}}) - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}})] \times 1000 \quad (1)$$

Para a estimativa do $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$), a partir do dado de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita ($\delta^{18}\text{O}_c$), presente na carapaça dos foraminíferos, alguns cálculos e correções precisam ser realizados.

1. Transformação do $\delta^{18}\text{O}_c$ da calcita em $\delta^{18}\text{O}_w$ da água do mar.

Para essa transformação foi utilizada a equação de Schmidt & Mülitz (2002) (Eq. 2) que é a mais apropriada para a espécie *G. ruber* (pink).

$$T_{\text{iso}} = 14,3 - 4,34 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,05 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2 \quad (2)$$

Onde: T_{iso} é a temperatura isotópica.

A Eq. (2) é utilizada para estimar temperaturas do passado e pode ser reformulada, se obtivermos medidas de paleotemperatura independentes, ou seja, obtidas através de outros indicadores, assim obtemos o $\delta^{18}\text{O}_w$. Entretanto, primeiramente é necessário calibrar o conjunto de dados de $\delta^{18}\text{O}_c$ da espécie escolhida com a temperatura da superfície do oceano atual (Toledo *et al.*, 2007). Wang *et al.* (1995) encontraram a relação, apresentada na equação 3, para a espécie *Globigerinoides*

ruber (white) em baixas latitudes do Atlântico. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ refletem temperatura e salinidade do verão na camada entre 0 e 50 m de profundidade.

$$T_{\text{iso}} = 3,147 + 0,963 * T_m \quad (3)$$

Onde: T_m é a temperatura (real) medida.

Os dados de T_m (temperatura medida) utilizados no presente trabalho foram calculados com base em análises de alquenonas realizada por Bicego (2008) no mesmo testemunho do presente estudo.

Reescrevendo as Eqs. (2) e (3) obtemos a Eq. (4), na qual, o $\delta^{18}\text{O}_w$ poderá ser calculado.

$$\delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O}_c - 43,40 + \frac{\sqrt{16,60 + 0,19 * T_m}}{0,10} \quad (4)$$

O valor do $\delta^{18}\text{O}_w$ encontrado é expresso em VPDB, porém o VPDB é usado como padrão para carbonatos ($\delta^{18}\text{O}_c$), enquanto o padrão *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) é usado como padrão para a água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$). Para isso, os valores foram convertidos, utilizando a equação $\delta_{\text{VPDB}} = \delta_{\text{VSMOW}} - 0,27$ (Schmidt & Mulitza, 2002).

2. Correção do $\delta^{18}\text{O}_w$ para as variações relativas no nível médio do mar.

Nos últimos 7.600 anos o nível relativo do mar não variou significativamente, entretanto utilizamos os dados referentes ao trabalho de Lambeck & Chappell (2001)¹ para excluir o efeito do volume do gelo no dado de $\delta^{18}\text{O}_w$ e obtermos o $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ (*ice volume corrected seawater*).

¹ Dados tabelados disponibilizados pelos autores (Lambeck, K. & Chappell, J.. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292: 679-686).

3. *Cálculo da paleo-salinidade da superfície do mar.*

Obtidos os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ os valores da paleo-salinidade podem ser calculados a partir da Eq. (5), utilizada para latitudes entre 0° e 45°S (Schmidt *et al.*, 1999).

$$\text{SSM} = 1,863 * \delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}} + 34,95 \quad (5)$$

Como citado anteriormente a composição isotópica da *G. ruber* (white) reflete principalmente águas de profundidade entre 0-50 m durante o verão (Wang *et al.*, 1995), entretanto a espécie utilizada no presente estudo foi *G. ruber* (pink), devido a falta de quantidade suficiente de *G. ruber* (white) para a análise isotópica. Aparentemente a espécie de *G. ruber* (pink) vive em profundidade mais rasas (~ 20 m) (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1995; Rohling *et al.*, 2004). Dessa forma, sua assinatura isotópica estaria relacionada á águas mais superficiais do que a *G. ruber* (white).

4.4 Análises Estatísticas

4.4.1 Análise de Agrupamento

Análise de agrupamento é um termo usado para descrever diversas técnicas numéricas cujo propósito fundamental é classificar valores de uma matriz de dados em grupos discretos. A técnica classificatória multivariada da análise de agrupamentos pode ser utilizada quando deseja explorar as similaridades entre indivíduos ou amostras (modo Q) ou entre variáveis (modo R) (Landim, 2010).

Neste trabalho foram realizados duas análises de agrupamento, modo-Q e modo-R, a partir de uma matriz de frequência de foraminíferos bentônicos representativos, ou seja, as espécies que aparecem em pelo menos 10% das amostras e com frequência acima de 2%. A análise em modo-Q foi realizada com a finalidade de identificar e agrupar as amostras que apresentam similaridade, enquanto a análise em modo-R buscou identificar grupos de espécies associadas. Em ambas as análises foram utilizadas o método por agrupamentos hierárquicos com estratégia de agrupamento WPGMA (*Weighted Pair-Group Average*) ou agrupamento pareado proporcionalmente ponderado e coeficiente de similaridade de *Bray Curtis*.

No método de agrupamento hierárquico, a partir de uma matriz inicial de dados, obtém-se uma matriz simétrica de similaridade e inicia-se a detecção de pares de casos com a mais alta similaridade ou a mais baixa distância. Na estratégia de agrupamento adotada (WPGMA) para cada agrupamento é dado um peso proporcional ao número de objetos que o constitui, de tal modo que a incorporação de um novo elemento a um grupo baseia-se no nível médio de similaridade desse elemento com todos os que fazem parte do grupo. Por fim, o coeficiente de similaridade de *Bray Curtis* expressa o grau de similaridade como distância em um espaço multidimensional, dessa forma, quanto maior a distância, menor o grau de similaridade e vice-versa (Landim, 2000).

Para a análise de agrupamento no presente trabalho utilizou-se o software *Multivariate Statistical Package* (MVSP) versão 3.2 e a representação gráfica foi realizada através de um dendrograma, forma gráfica mais usada para representar o resultado final de diversos agrupamentos.

4.4.2 Análises de Componentes Principais (ACP)

A ACP é o método de ordenação mais antigo e conhecido, trata-se de uma técnica para encontrar componentes lineares de variáveis correlacionadas por meio de cálculos dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Tradicionalmente o coeficiente de correlação é o mais usado, pois elimina o efeito de escala, ou seja, uma variável que oscile entre 0 e 1 não tem peso maior que uma que varie entre 0 e 1000 (Landim, 2010).

A ACP consiste numa transformação linear de “n” variáveis originais, normalmente correlacionadas entre si, em “n” novas variáveis não correlacionadas. Essas novas variáveis são denominadas componentes principais, de tal modo que a primeira nova variável computada seja responsável pela maior variação possível existente no conjunto de dados, a segunda pela maior variação possível restante e assim por diante até que toda a variação do conjunto tenha sido explicada (Landim, 2010).

No presente estudo foi realizada uma ACP a partir de uma matriz não normalizada e não padronizada de dados abióticos (conteúdo de areia, CaCO_3 , Corg e razões Ba/Ca, Fe/CA e V/Ti) e bióticos (índices BFHP e BFOI). Inicialmente foi

realizado um teste de normalidade (Teste W - Shapiro-Wilk), utilizando o software STATISTICA 7, para as sete variáveis escolhidas. Concluiu-se que apenas três variáveis eram normais, dessa forma, foi realizada a normalização por logratio. Entretanto, após a normalização apenas uma variável tornou-se normal, com isso decidiu-se usar os dados brutos, ou seja, sem normalização uma vez que o esforço para tornar os dados normais não era compensado pela normalização de apenas uma variável. Outro fator que corroborou para a utilização de dados não normais foi o “n” amostral (68 amostras) considerado relativamente grande. Em geral, espera-se que para cada variável existam 10 “n” amostrais, no presente estudo foram utilizadas 8 variáveis para 68 amostras. Não foi necessário padronizar os dados, pois todas as variáveis já são adimensionais (razões ou porcentagens).

O software utilizado para a ACP foi o *Multivariate Statistical Package* (MVSP) versão 3.2 e a representação gráfica foi realizada através de um gráfico *biplot*, no qual, em um mesmo gráfico estão dispostos espacialmente as amostras (casos) e as variáveis que condicionaram tal distribuição. No gráfico *biplot* gerado pelo software MVSP há uma legenda com o *vector scaling*, que representa a distorção do gráfico, pois para uma melhor visualização os vetores são dimensionados de modo que caibam ao alcance da nuvem de pontos (amostras). Dessa forma, quanto mais próximo de 1 menor é a distorção e quanto mais longe de 1 maior a distorção. No presente estudo o *vector scaling* encontrado foi 1,03, ou seja, não houve grandes distorções na representação gráfica.

5. Resultados

5.1 Dados Abióticos

Os dados obtidos através de datação radiométrica por ^{14}C revelam que o testemunho representa o registro geológico dos últimos 7.660 anos. Datações de ^{14}C por AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) foram realizadas no sedimento total, em intervalos de 50 cm, totalizando 11 amostras (Tabela 1).

Reconhece-se que um dos problemas que advém da datação radiométrica em sedimento total é a mistura temporal, que consiste basicamente na mistura de restos de esqueletos ou de registros de eventos não-contemporâneos, em um mesmo estrato ou concentração fossilífera (Holz & Simões, 2002). Dessa maneira, o procedimento mais adequado seria a realização da datação de conchas inteiras e não retrabalhadas de organismos em cada intervalo amostrado. Entretanto, a pequena quantidade de carapaças de foraminíferos presentes em cada intervalo amostrado no testemunho foi insuficiente para a realização da referida datação radiométrica, assim como, conchas de moluscos maiores e não fragmentadas não foram encontradas. O número razoável de datações obtidas e o fato de não terem sido observadas inversões nas idades calculadas são fatores que levaram-nos a considerar que não houve processos que possam ter ocasionado mistura temporal pelo menos nos intervalos de 50 cm.

A base do testemunho (504-506 cm de profundidade) apresenta idade de 7.645 anos cal. A.P. e no topo (0-2 cm de profundidade) sua idade é de 857² anos cal. A.P. Os resultados dos parâmetros abióticos, realizados por Mahiques *et al.*, (2009), serão apresentados de 2 em 2 cm, totalizando 253 amostras analisadas. Por sua vez, os dados microfaunísticos apresentam resolução de aproximadamente 100 anos, totalizando 68 amostras. Para análise microfaunística do presente trabalho, serão consideradas como topo e base do testemunho, as amostras situadas, respectivamente, nas profundidades de 14-16 cm (931 anos cal. A.P.) e 502-504 cm (7.568 anos cal. A.P.). Isto deve-se à utilização de metodologias diferentes realizadas por Andrade (2008) e no estudo atual, inviabilizando dessa maneira, a utilização no presente trabalho das amostras situadas no topo (0-2 cm) e na base (504-506 cm) do testemunho.

² O topo do testemunho apresenta a idade de 857 anos cal. A.P., pois as camadas mais superficiais do sedimento são perdidas na coleta com testemunhador a pistão.

Andrade (2008) realizou a flotação, após o peneiramento a úmido, das amostras em tricloroetileno (C_2HCl_3). Este líquido de alta densidade colocado em contato com o sedimento faz com que as partículas mais leves fiquem em suspensão, inclusive as testas de foraminíferos, facilitando assim sua separação do material terrígeno. Entretanto, devido a grande quantidade de material terrígeno no resíduo as carapaças ficaram diluídas, e dessa forma a densidade de espécimes de foraminíferos ficou subestimada. Dessa forma, as 30 amostras realizadas por Andrade (2008) não serão utilizadas no presente trabalho e por isso o intervalo entre algumas amostras possuem idade superior a 100 anos.

Mahiques *et al.* (2009), com base nas datações radiométricas estabeleceram modelo de idade (Figura 12) e estimaram os valores de taxas de sedimentação para a área de estudo nos últimos 7.600 anos (Anexo I e Figura 13). Os menores valores são encontrados da base do testemunho até 320 cm (ou 3.168 anos cal. A.P.) onde a taxa de sedimentação não ultrapassa 0,100 cm/ano. Após esse período, observa-se aumento muito acentuado na taxa de sedimentação, que alcança seu máximo (0,250 cm/ano), a uma profundidade de 264 cm (ou 2.808 anos cal. A.P.). Em seguida, há um decréscimo nos valores até aproximadamente 74 cm (ou 1.358 anos cal. A.P.), e posterior incremento, a partir dessa profundidade, até o topo, no qual a taxa de sedimentação é de aproximadamente 0,180 cm/ano.

Tabela 1: Datações radiométricas e idades calibradas obtidas para o testemunho 7606 (Extraído de Mahiques *et al.*, 2009).

Profundidade (cm)	Idade radiométrica conventional (anos A.P.)	1σ	$\delta^{13}C$	Idade radiométrica calibrada (anos cal. A.P.)	1σ
0-2	1410	40	-19,6	860	70
50-52	1680	40	-19,8	1160	70
98-100	2080	50	-19,8	1560	90
148-150	2560	50	-20,3	2120	90
198-200	2750	40	-20,9	2370	80
248-250	3090	50	-20,6	2780	70
298-300	3230	50	-20,2	2930	100
352-354	3770	40	-19,6	3600	80
398-400	4490	40	-19,9	4550	100
448-450	5340	40	-20,3	5630	60
504-506	7290	40	-20,4	7660	60

Figura 12: Modelo de idade para o testemunho 7606, baseado em 11 datações radiométricas distribuídas ao longo do testemunho (Extraído de Mahiques *et al.*, 2009).

Dados granulométricos revelam que, há de forma geral, predominância de lama (silte + argila) ao longo do testemunho. A lama é constituída em grande parte pela fração silte, cujas porcentagens variam de 52 a 88%, enquanto a fração argila contribui com no máximo 12%. Da base para o topo ocorre um decréscimo significativo da porcentagem de areia. Os valores encontrados variam de 41% próximo a base para 9% no topo, chegando a algumas profundidades a 4% (Anexo I e Figura 13).

Em geral, os dados de CaCO_3 , Corg, $\text{Corg}_{\text{normalizado}}$ e N (Anexo I e Figura 14) apresentam o mesmo padrão de distribuição, aumentam da base rumo ao topo. A menor porcentagem (0%), ou ausência de CaCO_3 é encontrada próximo a base, enquanto valores altos (~18%) são encontrados no topo. A principal diferença entre a distribuição vertical do Corg e $\text{Corg}_{\text{normalizado}}$ é que o aumento do Corg é mais acentuado. Valores mínimos (0,5%) de Corg estão distribuídos próximo a base, enquanto valores mais elevados (1,3%) são encontrados próximo ao topo. O nitrogênio (N) também apresenta valor mínimo (0,041%) na base e máximo (0,168%) no topo.

A distribuição do enxofre (S) é marcada por valores menores que 0,4% da base até aproximadamente 300 cm de profundidade (ou 2.995 anos cal. A.P.). Entre 300 e 140 cm de profundidade (3.000 e 2.000 anos cal. A.P., respectivamente) são encontrados os maiores valores de enxofre (~ entre 0,4 e 0,5%). Dessa profundidade até o topo os valores tendem a diminuir até aproximadamente 0,2%. A razão C/N apresenta, em geral, valores mais baixos da base até 300 cm (3.000 anos cal. A.P.), cujos valores oscilam de 7 a 10. Dessa profundidade até o topo, os valores tendem a ser maiores atingindo o valor máximo de 13. Já a razão C/S, da base para o topo, apresenta incremento nos valores, com mínimo de 1 e máximo de 6. As menores porcentagens de pirita são encontradas da base até 134 cm de profundidade (ou 1.950 anos cal. A.P.), cujo máximo não passa de 3,1%. Após esse período há um rápido incremento chegando a 10,3% a 86 cm de profundidade (ou 1.472 anos cal. A.P.) (Anexo I e Figura 14).

As razões baseadas nos indicadores geoquímicos (Fe/Ca, Ti/Ca, Ba/Al, Ba/Ca, Ba/Ti e V/Ti) apresentam, de forma geral, incremento nos últimos 3.000 anos cal. A.P.. Algumas razões possuem incremento mais acentuado (Fe/Ca, Ti/Ca, Ba/Al e Ba/Ca), enquanto outras exibem aumento menos acentuado (Ba/Ti e V/Ti). Entre 7.568 e aproximadamente 3.000 anos cal. A.P., os valores das razões oscilam, porém são menores se comparados aos últimos 3.000 anos (Anexo I e Figura 15).

Os dados de idades estimadas, taxa de sedimentação, granulometria, Corg, CaCO_3 , Nitrogênio (N), Enxofre (S), razão C/N e C/S e razões dos elementos traços (Fe/Ca, Ti/Ca, Ba/Al, Ba/Ca, Ba/Ti e V/Ti) estão contidos no Anexo I.

Figura 13: Taxa de sedimentação (cm/ano) e granulometria (porcentagem de silte, argila, lama e areia), ao longo do testemunho (Baseado em Mahiques *et al.*, 2009).

Figura 14: Distribuição dos dados geoquímicos (conteúdo de carbonato de cálcio (CaCO₃), carbono orgânico (Corg), carbono orgânico normalizado (Corg_{normalizado}), nitrogênio (N), enxofre (S) e razões C/N e C/S) (Baseado em Mahiques *et al.*, 2009) e porcentagem de pirita, ao longo do testemunho.

Figura 14 – cont.

Figura 15: Distribuição das razões Ferro/Cálcio (Fe/Ca), Titânio/Cálcio (Ti/Ca), Bário/Alumínio (Ba/Al), Bário/Cálcio (Ba/Ca), Bário/Titânio (Ba/Ti) e Vanádio/Titânio (V/Ti), ao longo do testemunho (Baseado em Mahiques *et al.*, 2009).

5.2 Dados Microfaunísticos

5.2.1 Densidade absoluta de foraminíferos bentônicos

A distribuição da densidade absoluta (testas de foraminíferos bentônicos em 10 cm³), da base rumo ao topo, apresenta tendência geral de diminuição. Da base até aproximadamente 430 cm de profundidade (ou 5.000 anos cal. A.P.) os valores encontrados são da ordem de 30.000 indivíduos. Dessa profundidade até o topo a tendência de decréscimo continua, com valores próximos de 10.000 indivíduos (Tabela 2 e Figura 16).

A Tabela contendo a densidade absoluta de todas as espécies de foraminíferos bentônicos encontradas ao longo do testemunho encontra-se no Anexo II.

Figura 16: Distribuição da densidade absoluta de foraminíferos bentônicos (número de testas em 10 cm³), ao longo do testemunho.

Tabela 2: Dados de densidade absoluta de foraminíferos bentônicos na fração > 0,063 mm, ao longo da coluna sedimentar.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Densidade Absoluta (n° testas em 10 cm³)
14-16	931	4270
40-42	1086	8059
50-52	1156	6340
74-76	1358	12608
86-88	1472	11424
96-98	1571	8167
106-108	1673	12040
116-118	1774	12565
126-128	1874	9683
134-136	1950	11124
146-148	2057	13640
156-158	2137	13589
168-170	2223	11176
182-184	2315	15444
196-198	2405	10624
224-226	2591	13440
258-260	2781	14238
296-298	2968	10648
308-310	3056	11088
318-320	3148	8885
326-328	3234	15795
334-336	3331	11286
340-342	3412	9638
346-348	3501	12744
352-354	3597	11905
356-358	3666	14928
364-366	3811	13104
368-370	3888	14967
372-374	3967	15456
376-378	4047	13160
380-382	4129	13140
384-386	4212	12936
388-390	4295	13832
392-394	4379	15064
396-398	4463	14606
404-406	4629	14196
408-410	4712	23903
412-414	4796	20020
416-418	4881	23328
424-426	5056	37800
428-430	5148	27693
432-434	5243	21125

Tabela 2 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Densidade Absoluta (n° testas em 10 cm ³)
436-438	5341	29153
440-442	5443	21576
444-446	5551	18746
448-450	5663	22477
452-454	5781	28928
454-456	5842	29835
456-458	5904	27576
458-460	5967	34400
460-462	6032	30690
462-464	6098	29070
464-466	6164	28557
466-468	6232	26480
468-470	6301	28690
472-474	6441	31721
474-476	6512	30210
476-478	6584	24872
478-480	6657	29120
482-484	6805	23940
484-486	6879	31500
486-488	6955	31140
488-490	7030	40133
492-494	7182	34755
494-496	7259	34230
496-498	7336	33285
498-500	7413	32519
502-504	7568	36015

5.2.2 Composição Taxonômica

Considerando a fração > 0,063 mm foram encontrados 39 gêneros e 67 espécies de foraminíferos bentônicos. As espécies consideradas representativas são aquelas que aparecem em pelo menos 10% das amostras, como o presente estudo possui 68 amostras, são consideradas as espécies encontradas em pelo menos 7 amostras e com frequência acima de 2%. Dessa forma, os grupos de espécies considerados representativos são: *Angulogerina angulosa*, *Bolivina* spp., *Brizalina* spp., *Buccella peruviana*, *Bulimina marginata*, *Bulimina* spp., *Buliminella elegantissima*, *Globocassidulina subglobosa*, *Globocassidulina* spp., *Gyroidina umbonata*, *Nonionella* spp., *Nonionoides* spp., *Seabrookia earlandi*, *Uvigerina peregrina* e *Uvigerina* spp.

Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura das espécies consideradas mais representativas estão no Anexo III.

Dentre as espécies de foraminíferos bentônicos mais representativas apenas seis apresentam frequência acima de 10% em alguma das amostras analisadas do testemunho. São elas: *Globocassidulina subglobosa* (frequência média de ~25%), *Globocassidulina* spp. (~13%), *Uvigerina peregrina* (~9%), *Bulimina marginata* (~7%), *Bulimina* spp. (~7%) e *Buliminella elegantissima* (~5%).

A frequência da espécie *Angulogerina angulosa* sofre decréscimo, no período entre 7.600 a 6.000 anos cal. A.P., atingindo frequências mínimas próximas a 2%. Desse período até aproximadamente 900 anos cal. A.P. a tendência é de aumento, com valores máximos de ~7%. A espécie *Bolivina* spp. não apresenta um padrão de distribuição bem definido, as maiores frequências (~ 3%) são encontradas entre aproximadamente 5.000 e 2.500 anos cal. A.P.. As frequências encontradas para a espécie *Brizalina* spp., da base rumo ao topo, aumentam entretanto, os valores em geral são baixos, com máximo de ~2%. *Buccella peruviana* também é uma espécie com baixas frequências, sua distribuição é marcada pela ausência ou frequências muito baixas (< 0,5%) entre 7.600 e 4.000 anos cal. A.P. e após esse período são encontradas as maiores frequências (~1%) (Figura 17).

Bulimina marginata apresenta um padrão de distribuição bem definido com incremento de 4 para 12% na frequência, entre 7.600 e 4.000 anos cal. A.P.. Desse período até aproximadamente 900 anos cal. A.P. a tendência inverte e as frequências voltam a diminuir atingindo mínimo de ~6%. *Bulimina* spp. também apresenta um incremento na frequência entre 7.600 e 4.500 anos cal. A.P., os valores aumentam de 5 para 11%. Nos últimos 4.500 anos cal. A.P., a frequência apresenta uma leve diminuição e os valores ficam em torno de 8%, com exceção das amostras próximas a 1.000 anos cal. A.P., que apresentam frequências máximas de 13%. A distribuição da espécie *Buliminella elegantissima* é marcada por duas fases bem definidas: entre 7.600 e 3.000 anos cal. A.P. a frequência sofre um leve incremento, porém com valores abaixo de 5%, e nos últimos 3.000 anos cal. A.P. há um aumento acentuado atingindo valores próximos a 15% (Figura 17).

Globocassidulina subglobosa é a espécie que apresenta as maiores frequências em todo o testemunho. De 7.600 a 6.000 anos cal. A.P. são encontradas frequências

próximas a 30% (frequências máximas). Entre aproximadamente 6.000 e 4.700 há um decréscimo de 30 para 20%. Desse período até 2.000 anos cal. A.P. as frequências oscilam, porém ficam próximas a 20%. E nos últimos 2.000 anos cal. A.P. a frequência aumenta para valores próximos a 25%. Por sua vez, *Globocassidulina* spp., apresenta entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P., tendência de diminuição com decréscimo de 18 para 11%. O período entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P. é marcado por oscilações, porém sem uma tendência definida e com valores próximos a 13%. Nos últimos 3.000 anos cal. A.P., a frequência volta a diminuir e atinge valores de 7% próximo a 1.000 anos cal. A.P. (Figura 17).

A frequência da espécie *Gyroidina umbonata* aumenta de 1 para 4% entre 7.600 e aproximadamente 4.700 anos cal. A.P.. Desse período até aproximadamente 900 anos cal. A.P., a tendência inverte e as frequências decrescem para valores abaixo de 1%. As espécies *Nonionella* spp. e *Nonionoides* spp. não apresentam um padrão de distribuição definido e suas frequências ficam, em geral, abaixo de 2% e 3%, respectivamente. As maiores frequências da espécie *Seabrookia earlandi* são encontradas entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P., com máximo de 3% em aproximadamente 6.500 anos cal. A.P.. Entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P., a frequência fica em torno de 1%, e após esse período a espécie praticamente desaparece (Figura 17).

Entre o período de 7.600 e aproximadamente 4.200 anos cal. A.P. são encontrados as maiores frequências (~13%) da espécie *Uvigerina peregrina*. Desse período até aproximadamente 900 anos cal. A.P., em geral, há tendência de decréscimo e as frequências ficam próximas a 7%. A frequência da espécie *Uvigerina* spp. não varia muito ao longo do testemunho e, em geral, ficam próximas a 4%. Os maiores valores (~6%) são encontrados entre aproximadamente 4.100 e 3.200 anos cal. A.P. (Figura 17).

Figura 17: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos consideradas representativas, ao longo do testemunho. Pontos (cruz) são dados de frequência, linha preta representa a média móvel de 3 frequências e linha cinza a média das frequências.

Figura 17 – Cont.

Figura 17 – Cont.

Não foi possível a identificação de alguns espécimes de foraminíferos bentônicos, devido principalmente ao tamanho reduzido e a processos de fragmentação. Foram considerados como fragmentos apenas os indivíduos que possuíam mais de 50% da testa preservada, visto que fragmentos muito pequenos de carapaças podem ser originários de mais de um espécime.

A porcentagem de fragmentos, entre 7.600 e 5.000 anos, fica por volta de 12%. Entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P., são encontradas as maiores porcentagens, com máximo de 18% próximo a 5.000 anos cal. A.P. Após esse período a tendência é de diminuição, atingindo o mínimo de 6,7% a aproximadamente 2.300 anos cal. A.P. (Figura 18). A densidade de fragmentos e de indivíduos não identificados encontra-se no Anexo II.

Figura 18: Porcentagem de fragmentos de foraminíferos bentônicos, ao longo do testemunho. Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.2.3 Classificação dos foraminíferos bentônicos

5.2.3.1 De acordo com o *microhabitat*

As espécies de foraminíferos bentônicos foram classificadas de acordo com o *microhabitat*, segundo literatura (Tabela 3). Dentre as 67 espécies identificadas apenas 8 não foram classificadas devido ausência de bibliografia, entretanto se somada as frequências dessas 8 espécies o valor não ultrapassa 2%.

A classificação em *microhabitats* muitas vezes pode gerar dados ambíguos, ou seja, uma mesma espécie ou gênero pode ser classificado em *microhabitats* diferentes. Tal fato ocorre porque os foraminíferos bentônicos podem migrar no substrato, além disso, os trabalhos que realizam esse tipo de classificação são feitos em diferentes regiões do mundo e outros fatores, tais como, localização fisiográfica (região costeira, margem continental, oceanos profundos), quantidade de alimento e oxigênio, circulação oceânica entre outros, também influenciam a profundidade que o foraminífero vive no substrato.

Observa-se na Tabela 3 que as espécies consideradas epifaunais por alguns autores são consideradas infaunais rasas por outros, o que é de se esperar dado a proximidade desses dois *microhabitats*. Outra classificação dúbia pode ocorrer entre espécies consideradas infaunais rasas e intermediárias. Esse tipo de problema também pode ocorrer devido à classificação feita por cada autor, por exemplo, Jorissen *et al.* (1998) considera infauna rasa aquelas espécies que vivem até 1 cm de profundidade, infauna intermediária as que vivem entre 1 e 2 cm e infauna profunda aquelas que vivem abaixo de 2 cm. Fontanier *et al.* (2002) classifica como infauna rasa espécies que vivem até 1 cm de profundidade, infauna intermediária entre 1 e 3 cm e infauna profunda abaixo de 3 cm. Por sua vez, Bubenshchikova *et al.* (2008) denomina infauna rasa espécies que vivem entre 0,5 e 1,7 cm, infauna intermediária as que vivem entre 1,8 e 3,1 cm e infauna profunda entre 3,6 e 5,2 cm de profundidade.

As espécies *Uvigerina peregrina* e *Uvigerina* spp. não foram classificadas de acordo com o *microhabitat*, pois dependendo do autor, foram classificadas em todas as categorias, ou seja, epifauna, infauna rasa, infauna intermediária e infauna profunda.

Considerando apenas as espécies que possuem classificação de epifauna, infauna rasa, infauna intermediária e infauna profunda e desconsiderando as espécies

com classificação apenas em infauna foram construídos os perfis verticais apresentados na Figura 19. Nota-se uma diminuição, da base para o topo, das espécies epifaunais, aumento de infauna rasa e profunda e diminuição da infauna intermediária. Entretanto, essa classificação é fortemente influenciada pelas espécies mais frequentes, ou seja, o perfil vertical da infauna rasa segue o mesmo padrão de distribuição da *Buliminella elegantissima*, da infauna intermediária segue o perfil da *Globocassidulina subglobosa* e a infauna profunda é influenciada pela *Bulimina marginata*.

Como a classificação acima não apresentou um resultado satisfatório decidiu-se classificar as espécies apenas em epifauna/infauna (Figura 20). Das espécies classificadas, 19 são consideradas epifaunais e 38 infaunais. Nota-se que ao longo de todo o testemunho as espécies infaunais são dominantes (frequências variam de 58 a 81%), enquanto a frequência das espécies epifaunais não ultrapassam 11%.

As maiores frequências (5-11%) das espécies epifaunais são encontradas entre 7.600 e 5.500 anos cal. A.P.. Após esse período ocorre um forte decréscimo atingindo o mínimo (~1%) próximo a 1.000 anos cal. A.P. Padrão contrário é observado para as espécies infaunais, entre 7.600 e 4.000 anos cal. A.P. são encontradas as menores frequências (próximas a 64%). Nos último 4.000 anos há um aumento acentuado com máximo de 81% aproximadamente a 2.300 anos cal. A.P. (Figura 20).

Tabela 3: Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos de acordo com o seu *microhabitat*.

Espécies	Microhabitats
<i>Angulogerina angulosa</i>	infauna profunda (Burone <i>et al.</i> , 2011)
<i>Ammonia rolshauseni</i>	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Ammonia</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Amphicoryna scalaris</i>	infauna rasa (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Amphicoryna</i> spp.	infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bolivina compacta</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bolivina doniezi</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bolivina pulchella</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bolivina translucens</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bolivina</i> spp.	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Brizalina cochei</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Brizalina daggarius</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa/intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Brizalina</i> spp.	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna intermediária/profunda - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Buccella peruviana</i>	infauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Bulimina marginta</i>	infauna - gênero (Murray, 1991), infauna (Corliss & Chen, 1988), infauna profunda (Jorissen <i>et al.</i> , 1998) infauna rasa (Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Bulimina</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Buliminella elegantissima</i>	infauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Cancris sagra</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002)
<i>Cibicides</i> sp.	epifauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Dentalina</i> sp.	-
<i>Discorbis williansoni</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Elphidium discoidale</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Elphidium</i> spp.	epifauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Favulina hexagona</i>	-
<i>Fissurina laevigata</i>	infauna (Corliss & Chen, 1988)
<i>Fissurina lucida</i>	infauna (Corliss & Chen, 1988)
<i>Fissurina semimarginata</i>	infauna (Corliss & Chen, 1988)
<i>Fissurina</i> spp.	infauna (Corliss & Chen, 1988)

Tabela 3 – Cont.

Espécies	Microhabitats
<i>Fursenkoina</i> spp.	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991), infauna profunda - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	infauna - gênero (Murray, 1991), infauna (Corliss & Chen, 1988), infauna intermediária (Burone <i>et al.</i> , 2011)
<i>Globocassidulina</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Gyroidina umbonata</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; 2003), epifauna (Fontanier <i>et al.</i> , 2008)
<i>Gyroidina</i> spp.	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988)
<i>Hanzawaia boueana</i>	epifauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991)
<i>Hanzawaia</i> spp.	epifauna - gênero (Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991)
<i>Hopkinsina pacifica</i>	-
<i>Islandiella norcrossi</i>	infauna - gênero (Murray, 1991), infauna (Corliss & Chen, 1988), infauna rasa (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Lagena caudata</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagena hispidula</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagena laevis</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagena striata</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagena sulcata</i>	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagena</i> spp.	infauna - gênero (Corliss & Chen, 1988)
<i>Lagenamina</i> sp.	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Lenticulina gibba</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; 2003)
<i>Lenticulina vítrea</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; 2003)
<i>Marginulina</i> spp.	-
<i>Melonis</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002), infauna intermediária - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Fontanier <i>et al.</i> , 2002; 2003)
<i>Nonion</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002)
<i>Nonionella turgida</i>	infauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988)
<i>Nonionella</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988)
<i>Nonionoides</i> spp.	infauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Procerolagena gracilis</i>	-
<i>Pseudononion atlanticum</i>	-

Tabela 3 – Cont.

Espécies	Microhabitats
<i>Pseudononion</i> spp.	-
<i>Pyrgo nasuta</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Pyrgo ringens</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Pyrgo</i> spp.	epifauna - gênero (Murray, 1991; Corliss & Chen, 1988), infauna rasa - gênero (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	epifauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002)
<i>Quinqueloculina</i> spp.	epifauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002)
<i>Rosalina</i> spp.	epifauna - gênero (Murray, 1991)
<i>Seabrookia earlandi</i>	epifauna (Heinz <i>et al.</i> , 2004)
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	epifauna - gênero (Di Stefano <i>et al.</i> , 2010; Pippèr & Reichenbacher, 2010), infauna rasa (Jorissen & Wittling, 1999)
<i>Siphonina</i> spp.	-
<i>Stainforthia complanata</i>	infauna rasa (Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008)
<i>Uvigerina peregrina</i>	infauna (Corliss & Chen, 1988), infauna rasa (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Fontanier <i>et al.</i> , 2003)
<i>Uvigerina</i> spp.	epifauna/infauna - gênero (Murray, 1991), infauna rasa - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; Bubenshchikova <i>et al.</i> , 2008), infauna intermediária - gênero (Fontanier <i>et al.</i> , 2002), infauna profunda - gênero (Burone <i>et al.</i> , 2011)

Figura 19: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos bentônicos classificadas como epifauna, infauna rasa, infauna intermediária e infauna profunda, ao longo do testemunho. Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

Figura 20: Distribuição das frequências das espécies de foraminíferos bentônicos classificadas como epifauna e infauna, ao longo do testemunho. Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.2.3.2 De acordo com o hábito alimentar

Outra classificação que pode ser realizada para os foraminíferos bentônicos é segundo o tipo de alimentação. Baseado em Murray (1991) as espécies foram classificadas em herbívoras, detritívoras e suspensívoras. Das espécies classificadas 12 foram consideradas herbívoras, 5 suspensívoras e 26 detritívoras (Tabela 4). Vale ressaltar que a classificação foi baseada em gêneros (Murray, 1991) e que devido à falta de referência algumas espécies não puderam ser classificadas.

Entre o período de 7.600 e 6.000 anos cal. A.P., a frequência encontrada para os herbívoros diminui de 2,4% para 0%. Entre 6.000 e 4.000 anos cal. A.P., as frequências oscilam entre 0% e 1,5%. Após esse período há um incremento nos valores e próximo a 2.000 anos cal A.P. atinge o máximo de 3,6%. Os suspensívoros apresentam tendência de diminuição nas frequências entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P., com máximo de 52,7% aproximadamente a 7.000 anos cal A.P.. Após 5.000 anos cal A.P., as frequências não variam muito e ficam próximas a 35%. A frequência dos detritívoros apresentam tendência geral de aumento, entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P., com mínimo de 23% e máximo de 50% aproximadamente a 6.800 e 4.800 anos cal. A.P., respectivamente. Após esse período as frequências não oscilam significativamente e as frequências ficam próximas a 45% (Figura 21).

Tabela 4: Classificação das espécies de foraminíferos bentônicos segundo o hábito alimentar, baseado em Murray (1991).

Espécies	Hábito Alimentar
<i>Angulogerina angulosa</i>	-
<i>Ammonia rolshauseni</i>	herbívoro
<i>Ammonia</i> spp.	herbívoro
<i>Amphicoryna scalaris</i>	-
<i>Amphicoryna</i> spp.	-
<i>Bolivina compacta</i>	detritívoro
<i>Bolivina doniezi</i>	detritívoro
<i>Bolivina pulchella</i>	detritívoro
<i>Bolivina translucens</i>	detritívoro
<i>Bolivina</i> spp.	detritívoro
<i>Brizalina cochei</i>	detritívoro
<i>Brizalina daggarius</i>	detritívoro
<i>Brizalina</i> spp.	detritívoro
<i>Buccella peruviana</i>	detritívoro
<i>Bulimina marginta</i>	detritívoro
<i>Bulimina</i> spp.	detritívoro
<i>Buliminella elegantissima</i>	detritívoro
<i>Cancris sagra</i>	detritívoro
<i>Cibicides</i> sp.	suspensívoro
<i>Dentalina</i> sp.	-
<i>Discorbis williansoni</i>	herbívoro
<i>Elphidium discoidale</i>	herbívoro
<i>Elphidium</i> spp.	herbívoro
<i>Favulina hexagona</i>	-
<i>Fissurina laevigata</i>	-
<i>Fissurina lucida</i>	-
<i>Fissurina semimarginata</i>	-
<i>Fissurina</i> spp.	-
<i>Fursenkoina</i> spp.	detritívoro
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	suspensívoro ³
<i>Globocassidulina</i> spp.	suspensívoro
<i>Gyroidina umbonata</i>	detritívoro
<i>Gyroidina</i> spp.	detritívoro
<i>Hanzawaia boueana</i>	suspensívoro
<i>Hanzawaia</i> spp.	suspensívoro
<i>Hopkinsina pacifica</i>	-

³ O gênero *Globocassidulina* segundo Murray, (1991) é classificado como detritívoro, entretanto *G. subglobosa* será considerada suspensívora baseada em Martins *et al.*, (2007).

Tabela 4 – Cont.

Espécies	Hábito Alimentar
<i>Islandiella norcrossi</i>	detritívoro
<i>Lagen caudata</i>	-
<i>Lagen hispidula</i>	-
<i>Lagen laevis</i>	-
<i>Lagen striata</i>	-
<i>Lagen sulcata</i>	-
<i>Lagen spp.</i>	-
<i>Lagenammia sp.</i>	detritívoro
<i>Lenticulina gibba</i>	detritívoro
<i>Lenticulina vítrea</i>	detritívoro
<i>Marginulina spp.</i>	-
<i>Melonis spp.</i>	detritívoro
<i>Nonion spp.</i>	herbívoros
<i>Nonionella turgida</i>	detritívoro
<i>Nonionella spp.</i>	detritívoro
<i>Nonionoides spp.</i>	detritívoro
<i>Procerolagena gracilis</i>	-
<i>Pseudononion atlanticum</i>	-
<i>Pseudononion spp.</i>	-
<i>Pyrgo nasuta</i>	herbívoros
<i>Pyrgo ringens</i>	herbívoros
<i>Pyrgo spp.</i>	herbívoros
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	herbívoros
<i>Quinqueloculina spp.</i>	herbívoros
<i>Rosalina spp.</i>	herbívoros
<i>Seabrookia earlandi</i>	-
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	-
<i>Siphonina spp.</i>	-
<i>Stainforthia complanata</i>	-
<i>Uvigerina peregrina</i>	detritívoro
<i>Uvigerina spp.</i>	detritívoro

Figura 21: Distribuição das frequências dos foraminíferos bentônicos classificados segundo o hábito alimentar (herbívoros, suspensívoros e detritívoros). Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.2.4 Índices dos Foraminíferos Bentônicos (BFAR, BFHP, BFOI)

Os dados obtidos através dos cálculos dos índices BFAR, BFHP e BFOI estão apresentados na Tabela 5 e Figura 22. O índice BFAR apresenta distribuição marcada por dois picos, o menor a aproximadamente 5.000 anos cal. A.P. com valores próximos a 1,6 milhões de testas/10cm².kano e outro maior a 2.700 anos cal. A.P. com aproximadamente 3,1 milhões de testas.cm⁻².kano⁻¹. Fora esses dois picos os valores do índice BFAR oscilam entre 0,6 e 1 milhão de testas/10cm².kano.

O índice BFHP possui tendência de aumento entre 7.600 e 4.700 anos cal. A.P., com valores variando entre 19% (~7.000 anos cal. A.P.) e 44% (~5.000 anos cal. A.P.). Após esse período os valores oscilam, porém sem um padrão de distribuição definido, observando-se os maiores valores, com máximo de 48% próximo a 1.000 anos cal. A.P. Padrão inverso é encontrado para o índice BFOI entre 7.600 e 4.800 anos cal. A.P., sendo que a tendência é de diminuição, com máximo de 83% aproximadamente a 7.000 anos cal. A.P. e mínimo de 45% próximo a 4.800 anos cal. A.P.. De 4.800 anos até o aproximadamente 900 anos cal. A.P. não há tendência de diminuição nem aumento e os valores encontrados ficam próximos a 45%.

Tabela 5: Dados dos índices de foraminíferos bentônicos BFAR (n° testas/10cm².kano), BFHP (%) e BFOI (%).

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	BFAR (n° testas/ 10cm².kano)	BFHP (%)	BFOI (%)
14-16	931	776364	46	49
40-42	1086	1239897	48	43
50-52	1156	845333	48	44
74-76	1358	1327158	46	48
86-88	1472	1142400	46	48
96-98	1571	816667	43	51
106-108	1673	1204000	41	49
116-118	1774	1256500	43	51
126-128	1874	1019298	39	54
134-136	1950	1170947	43	45
146-148	2057	1604706	42	47
156-158	2137	1811911	40	49
168-170	2223	1719385	44	42
182-184	2315	2376000	42	48
196-198	2405	1634462	48	37
224-226	2591	2067692	40	51
258-260	2781	3163926	36	52
296-298	2968	1638154	44	46
308-310	3056	1304471	39	47
318-320	3148	888525	30	61
326-328	3234	1373478	42	51
334-336	3331	868154	44	44
340-342	3412	664703	42	51
346-348	3501	822161	41	49
352-354	3597	700279	37	47
356-358	3666	853029	42	37
364-366	3811	689684	35	54
368-370	3888	767556	43	46
372-374	3967	772800	41	42
376-378	4047	641951	41	48
380-382	4129	640963	37	49
384-386	4212	616000	41	44
388-390	4295	658667	48	46
392-394	4379	717321	46	42
396-398	4463	695500	44	47
404-406	4629	676000	42	51
408-410	4712	1138222	39	50
412-414	4796	953333	38	48
416-418	4881	1085023	44	45

Tabela 5 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	BFAR (n° testas/ 10cm².kano)	BFHP (%)	BFOI (%)
424-426	5056	1643478	25	76
428-430	5148	1178426	35	50
432-434	5243	880208	33	61
436-438	5341	1143235	33	66
440-442	5443	814176	36	58
444-446	5551	681673	36	58
448-450	5663	775069	32	62
452-454	5781	948459	32	64
454-456	5842	962419	32	71
456-458	5904	875429	28	74
458-460	5967	1058462	30	65
460-462	6032	930000	28	73
462-464	6098	880909	27	70
464-466	6164	839912	31	69
466-468	6232	767536	30	71
468-470	6301	819714	28	71
472-474	6441	893535	31	64
474-476	6512	839167	26	77
476-478	6584	681436	24	75
478-480	6657	787027	27	71
482-484	6805	647027	30	77
484-486	6879	828947	22	79
486-488	6955	830400	20	83
488-490	7030	1056140	26	77
492-494	7182	902727	26	77
494-496	7259	889091	26	78
496-498	7336	864545	23	82
498-500	7413	844636	25	77
502-504	7568	935455	25	78

Figura 22: Distribuição dos índices de foraminíferos bentônicos BFAR (n° testas/10cm².kano), BFHP (%) e BFOI (%). Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.2.5 Índices Ecológicos (S , H' e J')

Os descritores biológicos riqueza das espécies (S), índice de diversidade de Shannon (H') e equitatividade de Pielou (J') encontram-se na Tabela 6 e estão representados na Figura 23.

Os menores valores da diversidade de Shannon (H') são encontrados entre 7.600 e 6.000 anos cal. A.P., com mínimo de 1,991 nats/indivíduo próximo a 6.800 anos cal. A.P.. Após esse período há tendência de aumento até aproximadamente 4.700 anos cal. A.P.. Entre 4.700 e 2.000 anos cal A.P. são encontrados os maiores valores de H' , com máximo de 2,662 nats/indivíduo próximo a 3.600 anos cal. A.P.. Nos últimos 2.000 anos, ocorre um leve decréscimo atingindo valores próximos a 2,2 no topo.

A equitatividade de Pielou (J') apresenta tendência de aumento entre 7.600 e 3.500 anos cal. A.P., com mínimo de 0,620 próximo a 7.000 anos e máximo de 0,799 próximo a 3.600 anos cal. A.P.. Nos últimos 3.500 anos, o padrão se inverte, ou seja, há tendência de diminuição, atingindo 0,702 em aproximadamente 1.300 anos cal. A.P.. A riqueza (S), por sua vez, oscila ao longo de todo o testemunho com mínimo de 20 e máximo de 31 espécies.

Tabela 6: Valores calculados para os descritores biológicos riqueza (S), índice de diversidade de Shannon (H') e equitatividade de Pielou (J').

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	S (número de espécies)	H' (nats/indivíduo)	J'
14-16	931	22	2,274	0,736
40-42	1086	22	2,398	0,776
50-52	1156	22	2,301	0,745
74-76	1358	25	2,261	0,702
86-88	1472	23	2,281	0,728
96-98	1571	24	2,256	0,71
106-108	1673	25	2,363	0,734
116-118	1774	25	2,364	0,734
126-128	1874	31	2,496	0,727
134-136	1950	26	2,393	0,734
146-148	2057	23	2,279	0,727
156-158	2137	27	2,481	0,753
168-170	2223	23	2,367	0,755
182-184	2315	28	2,425	0,728
196-198	2405	27	2,477	0,752
224-226	2591	24	2,415	0,76
258-260	2781	20	2,350	0,785
296-298	2968	28	2,580	0,774
308-310	3056	26	2,470	0,758
318-320	3148	26	2,398	0,736
326-328	3234	26	2,470	0,758
334-336	3331	25	2,412	0,749
340-342	3412	20	2,434	0,813
346-348	3501	27	2,563	0,778
352-354	3597	24	2,473	0,778
356-358	3666	28	2,662	0,799
364-366	3811	26	2,524	0,775
368-370	3888	27	2,564	0,778
372-374	3967	24	2,502	0,787
376-378	4047	23	2,407	0,768
380-382	4129	24	2,442	0,768
384-386	4212	24	2,516	0,792
388-390	4295	22	2,388	0,773
392-394	4379	23	2,390	0,762
396-398	4463	24	2,405	0,757
404-406	4629	30	2,407	0,708

Tabela 6 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	S (número de espécies)	H' (nats/indivíduo)	J'
408-410	4712	27	2,470	0,749
412-414	4796	26	2,445	0,751
416-418	4881	27	2,542	0,771
424-426	5056	24	2,171	0,683
428-430	5148	29	2,447	0,727
432-434	5243	28	2,424	0,728
436-438	5341	26	2,247	0,69
440-442	5443	29	2,419	0,718
444-446	5551	29	2,351	0,698
448-450	5663	23	2,216	0,707
452-454	5781	26	2,308	0,708
454-456	5842	27	2,165	0,657
456-458	5904	22	2,104	0,681
458-460	5967	22	2,132	0,69
460-462	6032	24	2,128	0,67
462-464	6098	24	2,264	0,712
464-466	6164	22	2,065	0,668
466-468	6232	25	2,269	0,705
468-470	6301	22	2,124	0,687
472-474	6441	26	2,275	0,698
474-476	6512	24	2,175	0,684
476-478	6584	27	2,179	0,661
478-480	6657	31	2,319	0,675
482-484	6805	27	2,160	0,655
484-486	6879	23	1,991	0,635
486-488	6955	27	2,043	0,62
488-490	7030	29	2,286	0,679
492-494	7182	26	2,285	0,701
494-496	7259	25	2,162	0,672
496-498	7336	29	2,174	0,646
498-500	7413	25	2,266	0,704
502-504	7568	27	2,240	0,68

Figura 23: Distribuição dos valores obtidos para os descritores biológicos diversidade de Shannon (H'), equitatividade de Pielou (J') e riqueza (S). Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.3 Isótopos Estáveis de Oxigênio

Dados referentes a isótopo de oxigênio medido na calcita ($\delta^{18}\text{O}_c$) presente nas testas dos foraminíferos planctônicos da espécie *Globigerinoides ruber* (pink), isótopo de oxigênio calculado para a água do mar ($\delta^{18}\text{O}_{w(\text{VPDB})}$, $\delta^{18}\text{O}_{w(\text{VSWOW})}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}(\text{VSWOW})}$) e paleo-salinidade estão contidos na Tabela 7. A distribuição dos valores de temperatura da superfície do mar (TSM), obtidos por Bicego (2008) através da análise de alquenonas, $\delta^{18}\text{O}_c$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}(\text{VSWOW})}$ e paleo-salinidade estão apresentados na Figura 24.

Segundo Bicego (2008), a TSM apresenta tendência de aumento, entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P., cujos valores são aproximadamente 24,5°C e 26,8°C, respectivamente. Padrão contrário é observado para os últimos 5.000 anos, onde os valores sofrem decréscimo e o mínimo de 23,7°C é encontrado a aproximadamente 900 anos cal. A.P. Os valores medidos de $\delta^{18}\text{O}_c$, entre 7.600 e 6.500 anos cal. A.P., apresentam leve incremento de -1,27‰ para -0,35‰. Após esse período a tendência se inverte e os valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ diminuem ou ficam mais negativos. O valor menos negativo (-0,3‰) é encontrado próximo a 6.500 anos cal. A.P., enquanto o mais negativo (-1,5‰) encontra-se a aproximadamente 2.200 anos cal. A.P.. O dado de $\delta^{18}\text{O}_c$ encontrado na profundidade de 0-2 cm possui valor muito mais negativo (-2,5‰) que o restante dos dados e, dessa forma, pode ser considerado um dado espúrio, por isso foi retirado do gráfico (Figura 24).

Entre 7.600 e 5.500 anos cal. A.P., o $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ calculado apresenta incremento de aproximadamente 1‰, variando de 1,8‰ (~ 7.200 anos) a 2,8‰ (~ 5.500 anos). Após esse período os valores tendem a diminuir, atingindo 1,4‰ próximo a 900 anos cal. A.P.. O padrão de distribuição da paleo-salinidade é exatamente o mesmo do $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ calculado, pois as estimativas de paleo-salinidade são realizadas a partir de uma fórmula (equação de 1º grau) que utiliza os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$.

Os triângulos vermelhos apresentados na Figura 24 representam dados atuais, no qual a TSM de 23,01°C representa a temperatura média a 0m medida durante o verão de 2004 para a região entre Itajaí e Mal del Plata (Argentina) (Braga *et al.*, 2008). Os espécimes de *G. ruber* (pink) foram obtidos através de amostras da superfície do sedimento coletadas com *box corer* nas mesmas coordenadas geográficas que o testemunho 7606.

Tabela 7: Valores de $\delta^{18}\text{O}_c$, medido em *Globigerinoides ruber* (pink), $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VPDB), $\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VSMOW), $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ e paleo-salinidade.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	$\delta^{18}\text{O}_c$ (‰, VPDB) G. ruber (pink)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ (‰, VSMOW)	Paleo- salinidade
Box corer	0	-1,19	1,20	1,47	1,47	37,70
0-2	857	-2,57	-0,02	0,25	0,25	35,42
2-4	868	-1,41	1,15	1,42	1,42	37,60
6-8	889	-1,32	1,26	1,53	1,53	37,80
8-10	899	-1,15	1,44	1,71	1,71	38,13
10-12	910	-1,33	1,27	1,54	1,54	37,82
20-22	964	-0,96	1,68	1,95	1,95	38,58
22-24	975	-1,30	1,36	1,63	1,63	37,98
38-40	1072	-0,74	1,88	2,15	2,15	38,96
76-78	1377	-1,07	1,65	1,92	1,92	38,53
86-88	1472	-0,94	1,81	2,08	2,08	38,83
116-118	1774	-1,03	1,69	1,96	1,96	38,60
134-136	1950	-1,06	1,81	2,08	2,07	38,81
146-148	2057	-1,29	1,45	1,72	1,71	38,14
156-158	2137	-1,04	1,88	2,15	2,15	38,95
168-170	2223	-1,57	1,16	1,43	1,43	37,61
182-184	2315	-0,75	2,21	2,48	2,47	39,56
224-226	2591	-1,25	1,60	1,87	1,86	38,42
258-260	2781	-1,14	2,05	2,32	2,32	39,27
296-298	2968	-1,26	1,56	1,83	1,82	38,34
318-320	3148	-1,24	1,70	1,97	1,97	38,61
326-328	3234	-1,30	1,62	1,89	1,88	38,46
368-370	3888	-1,07	1,87	2,14	2,13	38,92
372-374	3967	-1,27	1,74	2,01	2,00	38,68
376-378	4047	-0,77	2,35	2,62	2,61	39,81
396-398	4463	-0,95	1,93	2,20	2,19	39,03
408-410	4712	-1,04	1,81	2,08	2,07	38,80
412-414	4796	-0,97	2,07	2,34	2,32	39,28
416-418	4881	-1,16	2,03	2,30	2,28	39,20
424-426	5056	-1,34	1,83	2,10	2,08	38,83
428-430	5148	-1,08	2,09	2,36	2,34	39,31
432-434	5243	-1,05	2,12	2,39	2,37	39,37
436-438	5341	-1,56	1,47	1,74	1,73	38,17
444-446	5551	-0,83	2,23	2,50	2,48	39,57
448-450	5663	-0,67	2,56	2,83	2,81	40,19
452-454	5781	-1,16	2,07	2,34	2,32	39,27
456-458	5904	-1,28	1,86	2,13	2,11	38,88
458-460	5967	-0,87	2,27	2,54	2,52	39,64
462-464	6098	-0,93	2,28	2,55	2,53	39,66

Tabela 7 – Cont.

Profundidade no testemunho (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	$\delta^{18}\text{O}_c$ (‰, VPDB) G. ruber (pink)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰, VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ (‰, VSMOW)	Paleo- salinidade
468-470	6301	-1,20	1,83	2,10	2,07	38,81
472-474	6441	-0,35	2,64	2,91	2,88	40,31
474-476	6512	-0,88	2,05	2,32	2,29	39,22
476-478	6584	-0,72	2,17	2,44	2,41	39,44
482-484	6805	-0,81	2,15	2,42	2,38	39,39
484-486	6879	-1,00	2,05	2,32	2,28	39,19
486-488	6955	-0,89	2,10	2,37	2,33	39,28
492-494	7182	-0,73	2,14	2,41	2,35	39,33
494-496	7259	-1,27	1,59	1,86	1,80	38,30
496-498	7336	-1,22	1,53	1,80	1,72	38,16
498-500	7413	-1,27	1,69	1,96	1,89	38,47
502-504	7568	-0,69	2,02	2,29	2,21	39,06

Figura 24: Distribuição dos dados de TSM (°C) (Segundo Bicego, 2008), $\delta^{18}\text{O}_c$ (medido em carapaças de foraminíferos planctônicos da espécie *Globigerinoides ruber* (pink)), $\delta^{18}\text{O}_{ivc-sw}$ (VSWOW) (calculado para a água do mar) e paleo-salinidade, ao longo do testemunho. Triângulo em vermelho representa os dados atuais para TSM, $\delta^{18}\text{O}_c$, $\delta^{18}\text{O}_{ivc-sw}$ (VSWOW) e salinidade. Pontos (cruz) são dados, linha preta representa a média móvel de 3 amostras e linha cinza a média das amostras.

5.4 Análises Estatísticas

5.4.1. *Análise de Agrupamento*

5.4.1.1 *Modo-Q*

A análise de agrupamento Modo-Q foi realizada através de uma matriz da frequência das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas, ou seja, espécies que aparecem em pelo menos 10% das amostras e com frequência acima de 2%. O corte em aproximadamente 0,23 permitiu identificar três grupos, denominados segundo a posição no testemunho: Grupo Base, Grupo Intermediário e Grupo Topo (Tabela 8 e Figura 25).

O Grupo Base compreende o período entre 7.568 anos cal. A.P. e 5.056 anos cal. A.P.. No Grupo Intermediário há 27 amostras e destas apenas 6 apresentam idade acima de 5.000 anos. Esse grupo é representado por amostras, em geral, entre 5.000 e 3.000 anos, com idade máxima de 5.663 anos cal. A.P. e mínima de 2.968 anos cal. A.P.. O Grupo Topo, por sua vez, apresentam as menores idades e dentre as 18 amostras apenas 1 possui idade superior a 3.000 anos. Dessa forma, esse grupo representa as amostras com idades inferiores a 3.000 anos, a idade máxima encontrada foi de 3.234 cal anos A.P. e a mínima de 931 anos cal. A.P..

Figura 25: Dendrograma da análise de agrupamento Modo-Q, utilizando o método por agrupamentos hierárquicos com estratégia de agrupamento WPGMA e coeficiente de similaridade de Bray Curtis, realizada a partir de uma matriz de frequência das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas representativas.

Tabela 8: Dados de idade (anos cal. A.P.) dos 3 grupos obtidos na análise de agrupamento Modo-Q.

Grupo Base	Grupo Intermediário	Grupo Topo
7568	4881	2405
7336	4463	2223
6955	5663	2781
6657	5551	3234
6032	5443	2591
6805	5341	2137
6164	5243	2315
5842	4629	1950
6512	4295	1874
6301	3811	1673
6232	3148	1156
6584	4212	1086
5904	4379	1472
6441	3967	2057
6098	3666	1571
5967	4047	1358
5781	3412	1774
6879	5148	931
7182	4712	-
7030	4796	-
7413	3888	-
7259	4129	-
5056	3597	-
-	3331	-
-	3056	-
-	3501	-
-	2968	-

5.4.1.2 Modo-R

A análise de agrupamento Modo-R foi realizada através da matriz Modo-Q transposta, ou seja, também utilizou a matriz da frequência das espécies de foraminíferos bentônicos consideradas como representativas. O corte em 0,50 permitiu identificar quatro associações e uma espécie isolada. As associações foram denominadas segundo as espécies com maior frequência. São elas: *Gyroidina umbonata*, *Nonionoides* spp., *Globocassidulina subglobosa* e *Bulimina marginata* (Figura 26).

A associação *Gyroidina umbonata* é composta por *Gyroidina umbonata* e *Seabrookia earlandi*. Tais espécies ocorrem principalmente próxima à base do testemunho e suas frequências não ultrapassam 6% (Figura 17).

A associação *Nonionoides* spp., composta por *Nonionoides* spp., *Nonionella* spp., *Bolivina* spp. e *Brizalina* spp., também apresenta espécies com baixas frequências, em geral, menores que 4%. Exceto pela espécie *Brizalina* spp, que apresenta tendência de aumento, da base rumo ao topo, as demais espécies não possuem um padrão de distribuição bem definido (Figura 17).

A associação *Globocassidulina subglobosa*, composta por *Globocassidulina subglobosa*, *Globocassidulina* spp. e *Uvigerina peregrina*, possui padrão de distribuição das espécies semelhantes, com as maiores frequências encontradas entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P. para as espécies *Globocassidulina subglobosa* e *Globocassidulina* spp. e entre 7.600 e 4.000 anos cal. A.P. para a espécie *Uvigerina peregrina* (Figura 17).

Por fim a associação *Bulimina marginata*, composta pelas espécies *Bulimina marginata*., *Buliminella elegantissima*, *Angulogerina angulosa*, *Bulimina* spp. e *Uvigerina* spp., apresentam, em geral, maiores frequências nos últimos 3.000 anos, no caso de *Buliminella elegantissima*, e nos últimos 5.000 anos para as demais espécies.

Figura 26: Dendrograma da análise de agrupamento Modo-R, utilizando o método por agrupamentos hierárquicos com estratégia de agrupamento WPGMA e coeficiente de similaridade de Bray Curtis.

5.4.2. Análise de Componentes Principais (ACP)

A ACP permitiu identificar dois eixos principais que juntos explicam aproximadamente 79% da variância total, sendo que o primeiro eixo contribui com 45,8% e o segundo com 33,3% (Figura 27). O primeiro eixo correlaciona-se positivamente com o conteúdo de areia e com o índice BFOI e negativamente com o $Corg_{normalizado}$, $CaCO_3$ e o índice BFHP. Por sua vez, o segundo eixo correlaciona-se apenas positivamente com as razões V/Ti, Fe/Ca e Ba/Ca.

As amostras, nesse caso idades, foram divididas em 3 grupos baseada no resultado da análise de agrupamento Modo-Q (Base: 7.600 – 5.000 anos cal. A.P., Intermediário: 5.000 a 3.000 anos cal. A.P. e Topo: 3.000 – 900 anos cal. A.P.) e na ACP mostraram-se bem distintas. A base apresentou boa correlação com valores positivos do eixo 1 (areia e BFOI), o intermediário apresentou correlação com valores negativos do eixo 2 (razões V/Ti, Fe/Ca e Ba/Ca) e o topo possui boa correlação tanto com valores negativos do eixo 1 ($Corg_{normalizado}$, $CaCO_3$ e BFHP) como valores positivos do eixo 2 (razões V/Ti, Fe/Ca e Ba/Ca).

Os dois eixos principais foram plotados em perfis verticais para uma melhor visualização ao longo tempo (Figura 28). O eixo 1 apresenta tendência de diminuição da base rumo ao topo. Valores positivos são encontrados entre 7.600 e 4.500 anos cal. A.P. e após esse período praticamente todos os valores são negativos. Tal fato mostra que nos últimos 7.600 anos o conteúdo de areia e o índice BFOI tornaram-se cada vez menos importantes, enquanto a produtividade ($Corg_{normalizado}$, $CaCO_3$ e o índice BFHP) teve aumento expressivo.

O eixo 2 pode ser dividido em três fases: de 7.600 a 5.000 anos cal. A.P., são encontrados valores positivos indicando condições redutoras (V/Ti) e aporte de material terrígeno (Fe/Ca); entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P., apenas valores negativos são observados, indicando assim condições mais oxidantes e pouco aporte terrígeno; e nos últimos 3.000 anos cal. A.P., o valores tornam a ser positivos, porém com valores maiores que na primeira fase e com tendência de aumento até o presente.

Figura 27: Gráfico *biplot*, no qual, os pontos representam as amostras da base (azul claro), intermediário (verde) e do topo (azul escuro) e os vetores representam as variáveis, ou seja, os parâmetros abióticos (areia, $Corg_{normalizado}$, $CaCO_3$, Ba/Ca , Fe/Ca e V/Ti) e bióticos (índices BFHP e BFOI).

Figura 28: Distribuição dos pesos dos fatores dos eixos 1 e 2, ao longo do testemunho.

6. Discussão

Análises micropaleontológicas, sedimentológicas e geoquímicas permitiram reconhecer variações de paleoprodutividade na plataforma interna da região de Itajaí, nos últimos 7.600 anos. Três fases foram identificadas na área de estudo, decorrentes de mudanças nas condições hidrodinâmicas, aporte de matéria orgânica (continental e marinha) e variações climáticas. Essas fases são descritas a seguir.

6.1 Holoceno Médio

6.1.1 Primeira Fase (7.600 – 5.000 anos cal. A.P.)

A primeira fase compreende o período entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P. e é marcada aparentemente por baixa paleoprodutividade, constatada pelos baixos valores dos indicadores de produtividade (C_{org} , $CaCO_3$ e índice BFHP), condições hidrodinâmicas mais intensas (alta frequência de *G. subglobosa*) e água de fundo mais oxigenadas (valores elevados do índice BFOI). Os altos valores de *G. subglobosa* corroboram com os dados granulométricos, ou seja, com o alto conteúdo de areia presente nesse período, uma vez que essa espécie vive preferencialmente em substratos arenosos (Mackensen *et al.*, 1995).

No presente trabalho o índice BFAR não se mostrou eficaz como um indicador de paleoprodutividade, pois o cálculo do BFAR é feito multiplicando a densidade dos foraminíferos bentônicos pela taxa de sedimentação e uma das premissas para esse cálculo é que a taxa de acumulação sedimentar seja constante. Tal fato não ocorreu, e em algumas profundidades a taxa de sedimentação apresentou valores com até uma ordem de grandeza de diferença. Dessa forma, os altos valores encontrados próximos a 5.000 anos reflete a alta densidade dos foraminíferos bentônicos e em 3.000 anos reflete as altas taxas de sedimentação (Figura 22).

Aparentemente essas condições de paleoprodutividade mais baixa e condições hidrodinâmicas mais intensas são refletidas nas espécies de foraminíferos bentônicos. Nessa fase são encontradas as associações *G. subglobosa* e *G. umbonata*, alta densidade de foraminíferos bentônicos, baixa diversidade e equitatividade e frequências relativamente maiores das espécies epifaunais e suspensívoras.

Globocassidulina subglobosa é uma espécie cosmopolita infaunal, associadas com fitodetrítos e com estilo de vida oportunista (Gooday, 1994). Entretanto trabalhos mais recentes relacionam essa espécie com ambientes com baixo fluxo de matéria orgânica e correntes de fundo mais intensas (Schmiedl *et al.*, 1997). Mackensen *et al.* (1995) encontraram essa espécie associada a sedimentos arenosos em ambientes influenciados por correntes de fundo vigorosas no Atlântico Sul. Fariduddin & Loubere (1997), por sua vez, observaram *G. subglobosa* associada com a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e classificaram-na como uma espécie de regiões de baixa produtividade.

A associação *G. subglobosa* possui ainda a espécie *Uvigerina peregrina* que é considerada por muitos autores indicadora de ambientes enriquecidos em carbono orgânico e com baixas concentrações de oxigênio (Schmiedl *et al.*, 1997; Fontanier *et al.* 2002; Soma De, 2010). Entretanto, Jannink *et al.* (1998) em estudo na margem continental do Paquistão (norte do Mar da Arábia) sugerem que *U. peregrina* tolera níveis mais baixos de alimento e/ou matéria orgânica mais degradada e não apresenta relação com a deficiência de oxigênio. Burone *et al.* (2011), em estudo realizado com a fauna viva, na mesma estação de coleta do testemunho 7606, encontram densidades elevadas de espécimes vivos de *Uvigerina* spp. desde a superfície do sedimento até 6 cm de profundidade, podendo indicar que esta espécie consegue assimilar matéria orgânica mais degradada.

Eichler *et al* (2008) realizaram um estudo sazonal utilizando foraminíferos bentônicos vivos na margem continental sul Brasileira, sendo que um dos transectos analisados está localizado ao largo de Itajaí, onde um dos pontos de coleta (27°12'4.68''S e 048°05'15.72''W e profundidade de 60,9 e 65m inverno e verão, respectivamente) fica muito próximo ao do presente estudo. Os autores sugerem que durante o verão a presença da espécie *U. peregrina* estaria relacionada regiões altamente produtivas, relacionadas com o enriquecimento de nitrato (presença da ACAS) nas áreas costeiras próximas a Itajaí e ao Cabo de Santa Marta. Entretanto, no ponto de coleta citado acima a frequência de *U. peregrina* encontrada foi maior no inverno (11,13%) do que no verão (9,09%), dessa forma, aparentemente a espécie *U. peregrina* também consegue assimilar matéria orgânica mais degradada (inverno).

Nesse mesmo estudo, os autores sugerem que a espécie *G. subglobosa* estaria relacionada à Água de Plataforma Subtropical (APST) e apresentam altas frequências

durante o inverno (42,12% para o ponto de coleta citado acima). Porém durante o verão *G. subglobosa* foi à espécie com maior frequência encontrada (21,59%), os autores atribuem esse fato a alternância da ACAS e APST nesse período. Entretanto, aparentemente a espécie *G. subglobosa* também se aproveita do alimento que é exportado das águas superficiais produtivas para o fundo oceânico. Vale ressaltar que as quatro espécies mais frequentes encontradas no estudo de Eichler *et al.* (2008) para o transecto de Itajaí, tanto no inverno quanto no verão, são: *Globocassidulina subglobosa*, *Buliminella elegantissima*, *Bulimina marginata* e *Uvigerina peregrina* exatamente as mesmas e mais frequentes espécies encontradas no presente estudo.

A outra associação presente na primeira fase (7.600 – 5.000 anos cal. A.P.) é a *G. umbonata*, composta pelas espécies *G. umbonata* e *S. earlandi*. *G. umbonata* exhibe hábito epifaunal ou infaunal raso, com ocorrência entre 0 e 0,5 cm de profundidade no sedimento (Fontanier *et al.*, 2008). As espécies do gênero *Gyroidina* são típicas de regiões profundas do mar Mediterrâneo e são capazes de viver em ambientes extremamente oligotróficos (De Rijk *et al.*, 2000; Rasmussen *et al.*, 2002). Por sua vez, a espécie *S. earlandi* é considerada por Heinz *et al.* (2001) como epifaunal a infaunal raso, com máximo no número de indivíduos nos primeiros centímetros e decréscimo com o aumento da profundidade no sedimento.

Nessa primeira fase, a presença de *G. subglobosa*, *G. umbonata* e *S. earlandi*, indicativas de ambientes mais oligotróficos e *U. peregrina*, espécie indicadora de ambiente com maior disponibilidade de alimento, revela a priori condições ambientais contraditórias. De maneira geral, o ambiente nesse período parece ter sido relativamente mais oligotrófico com presença de pulsos de alimentos, onde espécies oportunistas como *G. subglobosa* conseguiram se reproduzir e atingiram altas densidades. Entretanto, o alimento não deve ter sido um fator restritivo, pois a espécie *U. peregrina* também é encontrada em densidades consideráveis. Uma explicação para a presença de *U. peregrina* seria a utilização de matéria orgânica mais degradada como forma de alimento, fato observado por Burone *et al.* (2011) na mesma área de estudo. Nesse período o conteúdo de C_{org} é baixo, entretanto, aparentemente as condições das águas de fundo eram mais oxigenadas com correntes mais intensas, o que possivelmente favoreceu a degradação da matéria orgânica. Dessa forma, a matéria orgânica que conseguiu ser soterrada era provavelmente de uma qualidade mais baixa e talvez pudesse ter sido aproveitada pela espécie *U. peregrina*.

Com a finalidade de avaliar a origem da matéria orgânica foi analisada a razão C/N. Todavia, tal metodologia não apresentou resultado satisfatório, pois os valores encontrados variam de aproximadamente 7 a 13, ou seja, valores intermediários representando uma mistura de matéria orgânica de origem marinha e intermediário entre marinha e continental. Aparentemente os valores da razão C/N estão mais próximos de matéria orgânica marinha (segundo Meyers (1997) a razão C/N para algas ficam entre 4 e 10), porém com oscilações cujos valores fogem do intervalo considerado de origem marinha. Outro aspecto que poderia estar interferindo nessa razão são os baixos valores obtidos de nitrogênio. O limite de detecção do equipamento utilizado para a análise de nitrogênio (LECO CNS2000), que varia de 0,009 a 100 mg, e os valores medidos para o nitrogênio ficaram muito próximos o que prejudica ou poderia até inviabilizar a utilização da razão C/N.

Nessa fase são encontradas relativamente as maiores frequências de espécies epifaunais e suspensívoras, tal fato está de acordo com ambientes mais oligotróficos, pois segundo o modelo TROX em ambientes mais oligotróficos os foraminíferos se concentram na parte mais superficial do sedimento para conseguir alimento. Além disso, os organismos suspensívoros necessitam ficar na superfície do sedimento, uma vez que, retiram o alimento da água.

Uma característica interessante dessa fase é a alta densidade de foraminíferos bentônicos encontradas. Em um primeiro momento é de se esperar que ambientes mais produtivos apresentem maiores densidades de foraminíferos bentônicos, já que aparentemente a produção das carapaças covariam com a produção exportada. Entretanto, não é o que ocorre no presente estudo, as maiores densidade são encontradas em um ambiente aparentemente menos produtivo. Na Figura 29 observa-se que apenas 3 espécies representam mais de 50% da densidade absoluta de foraminíferos bentônicos entre 7.600 e 5.000 anos cal A.P.. Os valores de diversidade e equitatividade nesse período são baixos, evidenciando a dominância de poucas espécies, em especial a *G. subglobosa*, que por ser oportunista e melhor adaptada a condições hidrodinâmicas mais intensas e substrato arenoso, atingiu altas densidades nesse período.

Figura 29: Distribuição dos dados de densidade absoluta de foraminíferos bentônicos e das espécies *Globocassidulina subglobosa*, *Globocassidulina* spp. e *Uvigerina peregrina*, ao longo do testemunho.

O clima durante o Holoceno médio aparentemente era mais seco que o atual (Mahiques *et al.*, 2009). Araujo *et al.* (2005) resumiu as variações climáticas no Holoceno inferior e médio na região centro-sudeste Brasil, segundo os autores, alguns trabalhos (tais como, Barberi *et al.*, 2000; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Salgado-Labouriau *et al.*, 1997, 1998), mostraram que houve um aumento na umidade por volta de 6.850-5.710 anos cal. A.P. Ledru *et al.* (1998) observa condições mais secas até 8.000 anos cal. A.P. e após esse período as condições começam a ficar mais sazonais com aumento de umidade devido a mudanças no regime de ventos, dominado pelo avanço de massas polares. Behling (2002), por sua vez, encontra vegetação de clima seco no Holoceno inferior e médio. Tal fato pode ser explicado pelo bloqueio das frentes frias polares devido a forte influência de massas de ar tropical no continente.

Uma possível explicação para o clima no Holoceno inferior e médio ser mais seco é que nesse período tanto o SMAS (Cruz *et al.*, 2009) como o *El Niño* (Haug *et al.*, 2001), ambos responsáveis pelo incremento de chuvas no centro-sul do Brasil, estavam enfraquecidos, devido principalmente a variações nas forçantes orbitais relacionadas ao ciclo de precessão (Lorenz *et al.*, 2006).

O nível do mar nesse período estava no mínimo 3 m acima do atual (Angulo *et al.*, 2006; Martin *et al.*, 2003; Cavallotto *et al.*, 2004) e embora Mahiques *et al.* (2009) não consideram como um fator significativo para mudanças na linha de costa algumas observações devem ser consideradas. Segundo Gyllencreutz *et al.* (2010) com o nível do mar acima do atual durante o Holoceno médio (antes de 5.000 anos cal. A.P) a capacidade de transporte de sedimentos pelas correntes fluviais para a plataforma continental teria diminuído (a água do mar invadiu a foz do Rio da Prata dificultando a dispersão da pluma). Considerando que atualmente durante o inverno a posição mais ao norte da ZCIT favorece ventos de SW ao longo da plataforma Argentina e Brasileira e que durante o verão padrão contrário é observado (Möller *et al.*, 2008) no Holoceno médio a posição mais ao norte da ZCIT (Haug *et al.*, 2001) teria favorecido ventos de S/SW mais intensos, e consequentemente correntes para norte também mais intensas que teriam possivelmente transportado os sedimentos mais grossos originários da plataforma Argentina. Tal evidência estaria de acordo com os sedimentos encontrados na base do testemunho 7606, que é constituído em grande parte por areia.

Aparentemente não houve aporte continental, via pluma do Rio da Prata, para a região próxima a Itajaí durante esse período. Uma possível fonte de alimento para os

organismos bentônicos poderia ser a produção exportada das águas superficiais, pois a região próxima ao Cabo de Santa Marta apresenta, em pequenas magnitudes, ressurgência costeira, conforme observado em Eichler *et al.* (2008). Entretanto, tais eventos provavelmente foram de baixa intensidade e não foram capazes de produzir um ambiente altamente produtivo.

Além da ressurgência costeira no Cabo de Santa Marta outro processo, relacionado ao meandramento da CB, poderia causar a intrusão da ACAS na plataforma continental sudeste. Campos *et al.* (1995) atribuem a ocorrência de meandros e vórtices à mudança de orientação da costa e ao gradiente da topografia de fundo (plataforma estreita e abrupta ao norte de Cabo Frio, mais extensa e suave na Bacia de Santos). Dessa forma, espera-se que a CB, fluindo ao longo da quebra de plataforma, dirija-se por inércia às águas mais profundas na latitude de Cabo Frio, devido à mudança de direção da linha de costa. Por conservação de vorticidade, espera-se que a CB meandre dentro da Bacia de Santos. Os autores propõem ainda que ciclones da CB induzem "ressurgência de quebra de plataforma", trazendo ACAS para regiões da plataforma da Bacia de Santos.

6.2 Holoceno Tardio

6.2.1 Segunda Fase (5.000 – 3.000 anos cal. A.P.)

A segunda fase é marcada pelo aumento no conteúdo de lama (principalmente da fração silte) e consequente diminuição da porcentagem de areia, relativo incremento na paleoprodutividade indicada pelo aumento de C_{org} e $CaCO_3$ e diminuição na intensidade das correntes (baixa frequência de *G. subglobosa*) e na oxigenação (valores relativamente baixos do índice BFOI) das águas de fundo.

Campos *et al.* (2008a) sugerem que a Frente Subtropical atuaria como uma barreira ao transporte para norte de sedimentos grossos provenientes do Rio da Prata, e dessa forma, tais sedimentos predominariam regiões ao sul de 33°S. Por sua vez, a concentração de sedimentos finos aumentaria ao norte da Frente Subtropical, tal fato, está provavelmente relacionado com a competência de transporte da pluma do Rio da Prata, que conseguiria transportar junto as águas superficiais e de baixa salinidade apenas as menores frações de sedimentos. Gyllencreutz *et al.* (2010) propõem que os

sedimentos finos depositados próximos a desembocadura do Rio da Prata estariam relacionados as altas descargas durante eventos de *El Niño*, sendo provavelmente ressuspensos por fortes correntes geradas pelos ventos de S/SW durante a *La Niña* subsequente, e consequentemente transportados pela pluma do Rio da Prata para norte. No presente estudo a partir de 5.000 anos cal. A.P. observa-se aumento da fração lama que pode estar relacionado a uma maior influência da pluma do Rio da Prata na região próxima a Itajaí, uma vez que sedimentos finos conseguem ser transportados por maiores distâncias. Além disso, o aumento dos eventos ENOS nos últimos 5.000 anos corroborariam com a colocação de Gyllencreutz *et al.* (2010) citada acima.

Os dados bióticos refletem, a exemplo dos dados sedimentológicos e geoquímicos, condições de relativo incremento na paleoprodutividade na fase compreendida entre 5.000 – 3.000 anos cal. A.P.. Nesse período ocorre aumento das espécies consideradas infaunais e detritívoras, geralmente associadas a sedimentos enriquecidos em matéria orgânica e baixas concentrações de oxigênio (Teodoro *et al.*, 2010), incremento do índice BFHP e presença das associações *B. marginata* e *Nonionoides* spp..

As associações *B. marginata* e *Nonionoides* spp. são compostas por espécies consideradas infaunais e detritívoras (Murray, 1991). As espécies pertencentes aos gêneros *Bolivina*, *Brizalina* (Bolivinídeos), *Bulimina*, *Buliminella* (Buliminídeos), *Nonionella* e *Uvigerina* aparentemente são adaptadas a altos fluxos de matéria orgânica e baixas concentrações de oxigênio (Lutze & Coulbourn, 1984; Mackensen *et al.*, 1995; Rathburn *et al.*, 1996; Schmiedl *et al.*, 1997; Donnici & Barbero, 2002). Vale ressaltar que as espécies que apresentam as maiores frequências especificamente entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P. são *Bulimina marginata* e *Uvigerina* spp. ambas relacionadas com suprimento do carbono orgânico provavelmente oriundo da produtividade oceânica (Martins *et al.*, 2006).

Segundo Mackensen *et al.* (1993), a espécie *Angulogerina angulosa* é encontrada em ambientes com correntes de fundo intensas e associadas a sedimentos arenosos no talude do Atlântico Sudeste. Tal fato, é corroborado com dados obtidos por Harloff & Mackensen (1997) que encontram associações compostas de *Angulogerina angulosa* vivas e mortas sob fortes correntes de fundo ao longo do talude superior Argentino. Entretanto, Burone *et al.* (2011) encontraram *Angulogerina angulosa* associado a sedimentos finos (conteúdo de lama superior a 70%) em *box corer* coletado

nas mesmas coordenadas do testemunho 7606. Esses autores encontraram *A. angulosa* viva até 6 cm de profundidade, ou seja, infauna profunda indicando possivelmente um ambiente com maior disponibilidade de alimento, segundo modelo TROX (Jorissen *et al.*, 1995).

Segundo a análise de agrupamento, a espécie *Buccella peruviana* não integraria nenhuma das associações de espécies identificadas. Entre 7.600 e 4.000 anos cal A.P, essa espécie é praticamente ausente, após esse período é encontrada, porém com baixas frequências (~ 1%). *B. peruviana* é uma espécie infaunal, que vive em sedimentos lamosos (Murray, 1991) e está amplamente distribuída na plataforma continental da Argentina (Boltovskoy *et al.*, 1980). Eichler *et al.* (2008) associaram a presença de *B. peruviana*, nas proximidades do Cabo de Santa Marta, durante o inverno, ao transporte de espécimes por correntes costeiras que fluem para norte. A presença dessa espécie após 4.000 anos no presente estudo pode ser um indicativo de que águas da região da Argentina estariam chegando à região sul do Brasil próximo a Itajaí.

A densidade absoluta de foraminíferos bentônicos diminui consideravelmente em relação à fase anterior. Tal fato é acompanhado pelo aumento da diversidade de Shannon e equitatividade. Nessa segunda fase o ambiente aparentemente tornou-se menos estressante (diminuição das correntes de fundo) e com maior quantidade de alimento (aumento no conteúdo de C_{org}), dessa forma, outras espécies conseguiram adaptar-se a esse novo ambiente, fato comprovado pelo aumento da diversidade e equitatividade, entretanto o sucesso na reprodução não foi acompanhado, como visto na diminuição na densidade absoluta, causada possivelmente pelo aumento da competição entre as espécies. Outro fator que poderia explicar a diminuição na densidade dos foraminíferos bentônicos seria o aumento na porcentagem de carapaças fragmentadas, observada nesse período (Figura 18), porém os fragmentos considerados nesse estudo apresentam mais de 50% da carapaça e, portanto são contabilizados na densidade absoluta. Condições de dissolução não foram observadas nas carapaças dos foraminíferos bentônicos.

6.2.2 Terceira Fase (3.000 – 900 anos cal. A.P.)

A terceira fase é marcada por uma intensificação na produtividade e condições hidrodinâmicas relativamente iguais à fase anterior. São encontrados os maiores conteúdos de lama (~95%) e as maiores porcentagens de C_{org} e $CaCO_3$. As correntes de fundo apresentam características semelhantes à segunda fase, ou seja, são relativamente mais fracas (baixa frequência de *G. subglobosa*) e com baixa oxigenação (valores relativamente baixos do índice BFOI).

Além dos baixos valores do índice BFOI outros indicadores corroboram com condições mais redutoras nesse período, tais como, maiores porcentagens de pirita, enxofre e vanádio. O Vanádio é removido do oceano para sedimentos sob condições anóxicas (Calvert & Pedersen, 1993), dessa forma, o aumento na razão V/Ti (Figura 15) também é um indicador de condições mais anóxicas ou semi-anóxicas. Aparentemente a diminuição na concentração do oxigênio pode ser causada pela degradação do C_{org} , que consome oxigênio, encontrado em grandes quantidades nesse período.

A razão C/S, indicadora da condição redox, não se mostrou um bom indicador no presente estudo. Em geral, apresenta valores abaixo de 2,8, até aproximadamente 1.000 anos cal. A.P, indicando condições anóxicas ou semi-anóxicas, fato que não é observado, por exemplo, para a primeira fase (7.000 – 5.000 anos cal. A.P.) e próximo a 900 anos cal. A.P. apresenta rápido aumento, indicando condições mais oxigenadas, fato que também não é observado por outros indicadores (pirita e vanádio).

Nessa fase ocorre aumento no aporte de material continental, indicado pelo forte incremento nas razões Fe/Ca e Ti/Ca (Figura 15), pois os elementos Fe e Ti são componentes dos minerais argilosos de origem terrígena (Arz *et al.*, 1998). As razões Ba/Al, Ba/Ca e Ba/Ti, indicadoras de paleoprodutividade segundo Mahiques *et al.* (2009), também apresentam forte incremento. Entretanto, como discutido anteriormente o problema da utilização do bário como *proxy* de paleoprodutividade é separar o bário biogênico ($Ba_{(bio)}$) do bário proveniente do continente. Como aparentemente nos últimos 3.000 anos cal. A.P. houve grande aporte terrígeno as razões Ba/Al, Ba/Ca e Ba/Ti podem conter grande parte de bário de origem continental. Dessa forma, os teores de Ba devem ser interpretados de maneira qualitativa.

Os dados bióticos corroboram com o incremento da paleoprodutividade, marcado pelos maiores valores do índice BFHP e maioria das espécies infaunais (~80%)

e detritívoras indicando assim o período possivelmente com maior produtividade em todo o testemunho. As associações de foraminíferos bentônicos são as mesmas do período anterior, ou seja, *B. marginata* e *Nonionoides* spp., entretanto dentro da associação *B. marginata* destaca-se o acentuado incremento na frequência da espécie *Buliminella elegantissima*.

Buliminella elegantissima geralmente está associada a altos níveis de matéria orgânica em ambientes costeiros (Burone, 2002), e condições hidrodinâmicas menos intensas (Bonetti, 2000). Harmon (1972, *apud* Patterson *et al.*, 2000) encontrou *B. elegantissima* correlacionada com máxima abundância de restos vegetais em amostras coletadas na desembocadura do Rio Columbia. Além disso, em um experimento realizado por Moodley *et al.* (1998) indivíduos adultos de *Buliminella* (principalmente *B. elegantissima*) mostram certa resistência a presença de ácido sulfídrico (ou sulfeto de hidrogênio H₂S). O experimento foi realizado com sedimentos do mar Adriático, que constou primeiramente em induzir o sedimento a condições anóxicas, e para aumentar a produção de H₂S foi adicionada matéria orgânica lábil. Nos 42 primeiros dias de experimento, no qual a concentrações de ácido sulfídrico chegou a $11,90 \pm 0,40 \mu\text{M}$, a proporção de *Buliminella* aumentou, e somente após 66 dias de experimento que a proporção de *Buliminella* adulta diminuiu. Segundo o autor o efeito não letal da exposição de curta duração sugere que os indivíduos dessa espécie podem ser capazes de migrar através das camadas de sedimento enriquecidas em ácido sulfídrico.

A alta frequência da espécie *B. elegantissima* coincide com as maiores porcentagens de pirita encontradas no testemunho 7606. Tal relação pode estar ligada ao fato da espécie *B. elegantissima* apresentar certa resistência à presença de ácido sulfídrico, pois para a formação de monossulfetos de ferros é necessário que óxidos-hidróxidos de ferro reajam com o ácido sulfídrico que bactérias anaeróbicas liberam na degradação da matéria orgânica. Os monossulfetos de ferro transformam-se em pirita se permanecerem em ambiente redutor com altos teores de enxofre elementar. Aparentemente esse processo ocorreu em maior intensidade nos últimos 3.000 anos, período onde são encontradas as maiores concentrações de enxofre elementar (Figura 14).

A terceira fase é marcada pela diminuição dos índices de diversidade e equitatividade e baixas densidades de foraminíferos bentônicos, fato que em um primeiro momento pode parecer contraditório, pois é o período provavelmente mais

produtivo, segundo os indicadores de paleoprodutividade (C_{org} , $CaCO_3$, BFHP). Entretanto, com o aumento da produtividade outros parâmetros ambientais podem ser alterados, tais como, a diminuição na concentração de oxigênio e aumento na concentração de ácido sulfídrico no sedimento devido provavelmente a degradação da matéria orgânica realizada por bactérias anaeróbicas. Dessa forma, muitos espécimes da comunidade de foraminíferos não conseguiriam adaptar-se a esse novo ambiente, ocorrendo assim tanto a diminuição da densidade absoluta como da diversidade e equitatividade. Essas condições ficam bem evidenciadas na dominância de algumas espécies que conseguem sobreviver nesse ambiente, como é o caso de *B. elegantissima*. Fato semelhante é observado por Martins *et al.* (2007) na plataforma continental Ibérica, no qual um forte incremento no fluxo de carbono orgânico causou decréscimo acentuado nas concentrações de oxigênio. Dessa forma, apenas espécies tolerantes a baixas concentrações de oxigênio conseguiram sobreviver, e consequentemente tanto a abundância como a diversidade de Shannon apresentaram baixos valores.

O clima no Holoceno tardio, após 5.000 anos cal. A.P., aparentemente tornou-se progressivamente mais úmido, principalmente devido mudanças no ciclo de precessão, que causaram o aumento na insolação de verão no hemisfério sul, aumentando o contraste de temperatura continente-oceano e fortalecendo o SMAS provocando, dessa forma, aumento de chuvas no centro-sul do Brasil (Cruz *et al.*, 2009). Outro fator que possivelmente corroborou com o aumento de umidade nesse período foi o aumento na frequência e amplitude dos eventos de ENOS, após 5.000 anos segundo alguns autores (Sandweiss *et al.*, 1996; Conroy *et al.*, 2008) ou 3.000 anos segundo outros (Haug *et al.*, 2001; Rodbell *et al.*, 1999). É importante mencionar que o fortalecimento do ENOS promove o fortalecimento de *El Niños* e *La Niñas* mais fortes e que apenas o *El Niño* corrobora com aumento de chuvas no sul do Brasil.

O aumento de umidade pode ainda estar relacionado a mudanças nos sistemas de frentes frias polares que afetam fortemente o clima no sul/sudeste do Brasil. Segundo Ledru *et al.* (1998) após 4.500 anos cal. A.P. houve intensificação da umidade, observada pelo aumento de florestas de Araucária. Os autores relacionaram essa maior umidade ao aumento de frentes frias polares que atingiram a região sul do Brasil (entre 25 e 30°S). Behling (2002) também sugere que condições climáticas mais úmidas foram estabelecidas quando florestas de Araucária substituíram as grandes áreas de vegetação de gramíneas, nas terras altas do sul do Brasil, após 3.000 anos cal. A.P. e

especialmente após 1.500 anos cal. A.P., devido principalmente a fortes influências de frentes frias.

As análises microfaunísticas realizadas no presente trabalho não possui resolução suficiente para inferir variações no clima relacionadas com mudanças climáticas abruptas (escala milenar), como por exemplo, eventos *Bond* (eventos frios que ocorrem no Atlântico Norte com ciclos de aproximadamente 1.470 ± 500 anos) (Bond *et al.*, 1997), e/ou mudanças climáticas de curto prazo, tais como o ENOS (escala subdecadais), Oscilação Interdecadal do Pacífico (ODP), Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA). Entretanto, algumas considerações podem ser feitas, tais como, o fortalecimento ENOS pode ter favorecido o aumento de umidade do Holoceno médio para o tardio, pois com a intensificação do fenômeno do *El Niño* progressivamente maiores quantidades de chuvas atingiriam o sul do Brasil. Individualmente os eventos de *El Niño* não estão registrados testemunho 7606, porém ao longo de 5.000 anos esse efeito pode ter corroborado para o aumento de umidade e consequentemente maior aporte de água doce para o oceano Atlântico.

O fortalecimento do ENOS produz também *La Niña* mais intensa, e em anos sob esse fenômeno a região do sul do Brasil sofre com secas. Porém, somente uma parte da região da Bacia do Rio da Prata fica sob condições mais secas, enquanto as regiões sudeste e centro-oeste do Brasil, que também fazem parte da Bacia do Rio da Prata, não sofrem com tais eventos. Dessa forma, o volume de água que o Rio da Prata desagua no oceano apenas diminui.

6.2.3 Pluma do Rio da Prata

A partir de dados de isótopos de oxigênio medidos nas carapaças dos foraminíferos planctônicos ($\delta^{18}\text{O}_c$) da espécie *Globigerinoides ruber* (pink) e da temperatura da superfície do mar (TSM) pode-se, através de cálculos, inferir os valores de isótopos de oxigênio da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_{\text{IVC-SW}}$). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{IVC-SW}}$ são correlacionados positivamente com a salinidade e para o Atlântico Sul aproximadamente cada aumento de 0,5‰ no $\delta^{18}\text{O}_{\text{IVC-SW}}$ a salinidade aumenta em 1 (Toledo *et al.*, 2007).

Observa-se na Figura 24, da base rumo ao topo, tendência geral de diminuição para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{IVC-SW}}$, com isso houve também uma diminuição da salinidade. Os triângulos

vermelhos apresentados na mesma figura são valores atuais medidos de TSM e $\delta^{18}\text{O}_c$ e calculados para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ e salinidade. Os valores atuais estimados ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc-sw}}$ e salinidade) aparentemente concordam com os dados obtidos para o Holoceno tardio (principalmente para os valores próximos a 1.000 anos cal. A.P.), ou seja, acompanham a tendência de decréscimo de ambos os parâmetros.

Baseado em equações é possível fazer uma estimativa da paleo-salinidade, entretanto os valores absolutos não são muito precisos uma vez que são baseados em diversos cálculos e algumas equações utilizadas no presente estudo são para a espécie *G. ruber* (white) (Equação 3). Nesse caso os dados de paleo-salinidade serão utilizados de forma qualitativa, ou seja, com enfoque no padrão de distribuição. Uma possível explicação para a diminuição da salinidade ao longo do Holoceno seria uma maior contribuição da pluma do Rio da Prata para a região sul do Brasil causada tanto pela diminuição do nível relativo do mar, que apesar de ter apresentado uma variação pequena (~3m) poderia ter auxiliado o transporte costa a fora de águas fluviais, quanto pelo aumento de umidade (chuvas), que favoreceriam maior descarga do Rio da Prata.

Vale ressaltar que o deslocamento para norte da pluma do Rio da Prata depende do volume de água doce que chega ao oceano e também das condições de ventos favoráveis (S/SW). Dessa forma, durante o verão e sob eventos de *El Niño* o volume de água doce despejado no oceano é maior, porém os ventos nesses períodos são predominantemente de N/NE. No inverno e durante eventos de *La Niña*, embora o volume da descarga do Rio da Prata seja menor os ventos de S/SW conseguem transportar a pluma até regiões próximas à área de estudo (Piola *et al.*, 2005a).

Aparentemente os ventos são mais importantes, que o volume de água doce que chega ao oceano, para o deslocamento da pluma do Rio da Prata para a região próxima a Itajaí. Artigos especificamente sobre ventos no sul do Brasil durante o Holoceno são escassos e os trabalhos que relacionam o clima com os ventos não explicam as causas para a variação na intensidade e direção dos ventos na região. Ledru *et al.* (1998) sugerem que no Holoceno médio posições mais ao norte da ZCIT favoreceriam a entrada de frentes até regiões tropicais e no Holoceno tardio, a partir de 4.500 anos, as frentes atingiriam apenas regiões entre 25 e 30°S corroborando com o aumento de umidade, Behling (2002) afirma que condições mais úmidas poderiam ser explicadas por uma forte influência de frentes frias durante os últimos 1.000/1.500 anos e Araujo *et al.* (2005) sugerem que o aumento de umidade pode estar relacionado a

mudanças nas frentes polares Antárticas, uma vez que o clima no sul/sudeste do Brasil é fortemente afetado por esses sistemas.

7. Conclusões

Dados microfaunísticos juntamente com sedimentológicos e geoquímicos permitiram a identificação e compreensão das variações na paleoprodutividade durante os últimos 7.600 anos cal. A.P. para a plataforma interna da região de Itajaí.

De acordo com os resultados obtidos é possível concluir que:

a) Três fases, com diferentes aportes de matéria orgânica e condições hidrodinâmicas, podem ser observadas nos últimos 7.600 anos cal. A.P.:

- Período entre 7.600 e 5.000 anos cal. A.P.: aporte de matéria orgânica baixo ou em pulsos, maior disponibilidade de oxigênio e condições hidrodinâmicas mais intensas indicados por: altas frequências da espécie oportunista *G. subglobosa*, porcentagens relativamente maiores de espécies epifaunais e suspensívoras, valores relativamente baixos do índice BFHP e altos do índice BFOI, maiores porcentagens de areia e menores conteúdos de C_{org} nos sedimentos. As altas densidades de foraminíferos bentônicos e os baixos valores de diversidade de Shannon (H') e equitatividade de Pielou (J') indicariam um ambiente com dominância de poucas espécies, principalmente as mais adaptadas a ambientes com menores quantidade de alimento (*G. subglobosa*) e/ou alimento de baixa qualidade, ou seja, matéria orgânica mais degradada (*U. peregrina*) e condições hidrodinâmicas mais intensas (*G. subglobosa*).

- Período entre 5.000 e 3.000 anos cal. A.P.: aumento no aporte de matéria orgânica, diminuição relativa na disponibilidade de oxigênio e condições hidrodinâmicas menos intensas, indicados por: frequências altas de *B. marginata*, decréscimo na frequência de *G. subglobosa*, valores relativamente altos do índice BFHP e baixo do índice BFOI, incremento no conteúdo de C_{org} , nas frequências de espécies infaunais e detritívoras e no conteúdo de sedimentos finos. A diminuição na densidade de foraminíferos bentônicos e o aumento da diversidade (H') e equitatividade (J') indicam uma mudança no ambiente, no qual, espécimes oportunistas (*G. subglobosa*) diminuíram e o aumento na quantidade de alimento (C_{org}) permitiu o incremento de outras espécies, principalmente as mais adaptadas a altas concentrações de matéria orgânica (*B. marginata*, *B. elegantissima*, *Uvigerina* spp., *Brizalina* spp. e *Bolivina* spp.).

- Período entre 3.000 anos cal. A.P. até o presente: aumento no aporte de matéria orgânica, principalmente de origem continental, evidenciado pelo acentuado

incremento na frequência de *B. elegantissima* e nas razões Fe/Ca e Ti/Ca, além de valores relativamente altos do índice BFHP, nas frequências de espécies infaunais e detritívoras e aumento no conteúdo de C_{org} . As condições hidrodinâmicas e disponibilidade de oxigênio aparentemente teriam atingido os menores índices neste período evidenciado pelo decréscimo na frequência de *G. subglobosa*, valores relativamente baixos do índice BFOI, aumento na razão V/Ti e na porcentagem de pirita. A presença de pirita indicaria possível redução na concentração de oxigênio e aumento nas concentrações de ácido sulfídrico (H_2S) liberados para o ambiente, durante a degradação da matéria orgânica, por bactérias anaeróbicas. As menores densidade de foraminíferos bentônicos são encontradas nesse período, juntamente com o decréscimo da diversidade (H') e equitatividade (J'). Tal fato ocorreu possivelmente pelo elevado incremento na produtividade exportada (aumento de C_{org}), no qual, a degradação dessa matéria causou a diminuição na concentração de oxigênio e até o aumento de ácido sulfídrico, como citado acima. Dessa forma, poucas espécies são adaptadas a esse ambiente e por isso houve diminuição na densidade, diversidade e equitatividade.

b) Dados isotópicos ($\delta^{18}O$) obtidos da carapaça da espécie de foraminífero planctônico *G. ruber* (pink) permitiram inferir o dado de isótopo de oxigênio da água do mar ($\delta^{18}O_{ivc-sw}$) e este é diretamente correlacionado com a salinidade do oceano. Os dados isotópicos mostram que houve diminuição no $\delta^{18}O_{ivc-sw}$ e consequentemente decréscimo na salinidade. A espécie *G. ruber* (pink) vive nas primeiras camadas de água do oceano e com isso poderiam ter registrado o aumento de águas de baixa salinidade possivelmente provenientes do Rio da Prata.

c) O aparentemente aumento de produtividade nos últimos 7.600 anos, na plataforma interna da região de Itajaí, pode estar relacionado à maior penetração de águas frias e ricas em nutrientes, relacionada à descarga do Rio da Prata. O deslocamento da pluma para norte possivelmente está relacionado à:

- Aumento de umidade: ao longo do Holoceno houve a intensificação da insolação de verão nas baixas latitudes do hemisfério sul relacionadas a variações no ciclo de precessão (componente do ciclo de Milankovitch com ciclicidade de ~ 21.000 anos), que causou aquecimento diferencial entre continente-oceano e intensificou o

sistema de monção da América do Sul. O fortalecimento do SMAS teria promovido maiores quantidade de chuvas para a região centro-sul do Brasil, inclusive para a área da Bacia do Rio da Prata. A intensificação de eventos de *El Niño* também poderia colaborar no aumento de umidade, uma vez que umas das consequências desse fenômeno é o aumento de chuvas no sul do Brasil.

- Aumento na intensidade de ventos de S/SW: aparentemente no Holoceno tardio houve aumento na frequência de frentes frias e consequentemente de ventos de S/SW que são responsáveis pelo deslocamento da pluma do Rio da Prata para latitudes menores. Além disso, com a possível intensificação do ENOS ocorreu também o fortalecimento de *La Niña*, períodos onde os ventos predominantes são de S/SW. Aparentemente o deslocamento da pluma do Rio da Prata é dependente mais dos ventos de S/SW, do que a descarga do Rio da Prata no oceano. Os ventos favoráveis ao deslocamento para norte da pluma ocorrem predominantemente no inverno e durante os eventos de *La Niña*, considerados períodos mais secos.

8. Referências

- Andrade, P.C. 2008. Foraminíferos bentônicos e planctônicos como indicadores de paleoprodutividade na plataforma interna da região de Itajaí, SC, nos últimos 7.600 anos cal. A.P.. Monografia. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. São Paulo, 59 p.
- 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.
- Angulo, R.J.; Souza, M.C.; Reimer, P.J.; Sasaoka, S.K.. 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, 47: 67-73.
- Araujo, A.G.M.; Neves, W.A.; Pilo, 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.
- Barberi, M.; Salgado-Laboriau, M.L.; Suguio, K.. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 241-254.
- Barbosa, V. P. 1998. Foraminíferos Bentônicos Quaternários do Talude Continental da Bacia de Santos: Sistemática, Paleobatimetria e Paleoecologia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barros, V.; Doyle, M.; González, M.; Camilloni, I.; Bejarán, R.; Caffera, R. M.. 2002. Climate Variability over Subtropical South America and the South American Monsoon: a Review. *Meteorológica*, 27: 33-57.
- Behling, H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 143-156.
- Behling, H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 19-27.

- Berger, A. & Loutre, M.F.. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*, 10: 297-317. Data archived at the World Data Center for Paleoclimatology, Boulder, Colorado, USA.
- Berner, R.A.. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 605-615.
- Berner, R.A.; Baldwin, T.; JR-Holdren, G.R.. 1979. Authigenic iron sulfides as paleosalinity indicators. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1345-1350.
- Berner, R.A. & Raiswell, R.. 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 855-862.
- Berner, R.A. & Raiswell, R.. 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology* 12: 365-368.
- Bícego, M.C. 2008. Reconstrução paleoceanográfica dos últimos 7.500 anos na Plataforma Continental do Atlântico Sudoeste baseada em marcadores geoquímicos orgânicos. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 129p.
- Bond, G.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; De Menocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I.; Bonani, G.. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Bonetti, C. 2000. Foraminíferos como bioindicadores dos gradientes de estresse ecológico em ambientes costeiros poluídos. Estudo aplicado ao sistema estuarino de Santos-São Vicente (SP, Brasil). Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 229p.
- Boltovskoy, E.; Giussani, G.; Watanabe, S.; Wright, R. 1980. Atlas of benthic shelf foraminifera of the southwest Atlantic. The Hague, Dr. W. Junk by Publishers, 147 p.
- Boltovskoy, E.; Scott, D.B.; Medioli, F. S. 1991. Morphological variations of benthic foraminiferal test in response to changes in ecological parameters: a review. *Journal of Paleontology*, 65: 175-185.
- Braga, E.S.; Chiozzini, V.C.; Berbel, G.B.B.; Maluf, J.C.C.; Aguiar, V.M.C.; Charo, M.; Molina, D.; Romero, S.I.; Eichler, B.B.. 2008. Nutrient distributions over

- the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to Itajaí (Brazil): Winter-summer aspects. *Continental Shelf Research*, 28: 1649-1661.
- Broecker, W.S.. 1982. Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Progress In Oceanography*, 11: 151-197.
- Brummer, G.J.A. & Van Eijden, A.J.M.. 1992. "Blue ocean" paleoproductivity estimates from pelagic carbonate mass accumulation rates. *Marine Micropaleontology*, 19: 99-117.
- Bubenshchikova, N.; Nürnberg, D.; Lembke-Jene, L.; Pavlova, G.. 2008. Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: Faunal composition, standing stocks and microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 69: 314-333.
- 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.; Sousa, S.H.M.; Mahiques, M.M.; Valente. P.; Ciotti, A.; Yamashita, C.. 2011. Benthic foraminiferal distribution on the southeastern Brazilian shelf and upper slope. *Marine Biology*, 158: 159-179.
- Caffera, R.M & Berbery, E.H.. 2006. La Plata Basin Climatology. In: Barros, V., Clarke, R. and Dias, P.S. (eds) *Climate Change in the La Plata Basin*, Publication of the Inter-American Institute for Global Change Research project SGP II 057, 16-34p.
- Calvert, S.E & Pedersen, T.F.. 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology*, 113: 67-88.
- Campos, E.J.D.; Gonçalves, J.E.; Ikeda, Y.. 1995. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100: 18537-18550.
- Campos, E.J.D.; Mulkherjee, S.; Piola, A.R.; Carvalho, F.M.S. 2008a. A note on a mineralogical analysis of the sediments associated with the Plata River and Patos Lagoon outflows. *Continental Shelf Research*, 28: 1687-1691.

- Campos, E.J.D.; Piola, A.R.; Matano, R.P.; Miller, J.L.. 2008b. Editorial: PLATA: A synoptic characterization of the southwest Atlantic shelf under influence of the Plata River and Patos Lagoon outflows. *Continental Shelf Research*, 28: 1551-1555.
- Carvalho, L.M.V & Jones, C.. 2009. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti, I.F.A., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J., Dias, M.A.F.S. (eds) *Tempo e Clima no Brasil. Oficina de textos*, São Paulo, 95-109p.
- 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-Wongtschowski, C. L. D. B. & Madureira, L. S. P. (eds). *O Ambiente Oceanográfico da plataforma continental e do talude na Região Sudeste-Sul do Brasil*. São Paulo: EDUSP, 11-120p.
- Cavalcanti, I.F.A. & Kousky, V.E.. 2009. Frentes Frias sobre o Brasil. In: Cavalcanti, I.F.A., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J., Dias, M.A.F.S. (eds) *Tempo e Clima no Brasil. Oficina de textos*, São Paulo, 95-109p.
- Cavallotto, J.L.; Violante, R.A.; Parker, G.. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 yrs in the de la Plata River, Argentina. *Quaternary International*, 114: 155–165.
- Ciotti, A. M.; Odebrecht, C.; Filman, G.; Möller Jr. O.. 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 15: 1737-1756.
- Conroy, J.L.; Overpeck, J.T.; Cole, J.E.; Shanahan, T.M.; Steinitz-Kannan, M.. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1166-1180.
- Cook, E. R.; Buckley, B. M.; D'Arrigo, R. D.; Peterson, M. J.. 2000. Warm season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *Climate Dynamics*, 16: 79-91.
- Corliss, B.H.. 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435-438.

- Corliss, B.H & Chen, C.. 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716-719.
- Coronel, G. & Menéndez, A.. 2006. Physiography and Hydrology. In: Barros, V., Clarke, R. and Dias, P.S. (eds) *Climate Change in the La Plata Basin*, Publication of the Inter-American Institute for Global Change Research project SGP II 057, 44-59p.
- Cruz Jr., F. W.; Burns, S.J.; Jercinovic, M.; Karmann, I.; Sharp, W. D.; Vuille, M.. 2007. Evidence of rainfall variations in southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a late Pleistocene stalagmite, *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 2250-2263.
- Cruz Jr., F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434: 63-66.
- Cruz, F.W.; Wang, X.; Auler, A.; Vuille, M.; Burns, S.J; Edwards, L.R.; Karmann, I.; Cheng, H.. 2009. Orbital and Millennial-Scale Precipitation Changes in Brazil from Speleothem Records. In: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (eds) *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Springer, 29-60p.
- Dehairs, F.; Chesselet, R.; Jedwab, J.. 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 528-550.
- De Rijk, S.; Jorissen, F.J.; Rohling, E.J.; Troelstra, S.R.. 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40: 151-166.
- Di Stefano, A.; Verducci, M.; Lirer, F.; Ferraro, F.; Iaccarino, S.M.; Hüsing, S.K.; Hilgen, F.J.. 2010. Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 37-53.
- Donnici, S. & Barbero, R.S.. 2002. The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf. *Marine Micropaleontology*, 44: 93-123.

- Dottori, M. & Castro, B.M.. 2009. The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. *Ocean Dynamics* 59: 603-614.
- Dymond, J.; Suess, E.; Lyle, M..1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7: 163-181.
- 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: 1674-1686.
- Fariduddin, M. & Loubere, P.. 1997. The surface ocean productivity response of deep water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 32: 289-310.
- Ferraz-Vicentini, K.R. & Salgado-Laboriau, M.L.. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 207-219.
- Fontanier, C.; Jorissen, F.J.; Chailloua, G.; Davida, C.; Anschutz, P.; Lafona, V.. 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research I*, 50: 457-494.
- Fontanier, C.; Jorissen, F.J.; Licari, L.; Alexandre, A.; Anschutz, P.; Carbonel, P.. 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research I* 49: 751-785.
- Gan, M.A; Rodrigues, L.R.; Rao, V. B.. 2009. Monção na América do Sul. In: Cavalcanti, I.F.A., Ferreira, N.J., Silva, M.G.A.J., Dias, M.A.F.S. (eds) *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de textos, São Paulo, 297-316p.
- Garcia, M.J; Oliveira, P.E.; Siqueira, E.; Fernandes, R.S. 2004. 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.
- Geslin, E.; Heinz, P.; Jorissen, F.; Hemleben, C. 2004. Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: Laboratory investigations. *Marine Micropaleontology*, 53: 227-243.
- Gingele, F., Zabel, M., Kasten, S., Bonn, W.J., Nürnberg, C.C., 1999. Biogenic barium as a proxy for paleoproductivity: methods and limitations of application. In:

- Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 345-364p.
- Goldstein, S.T. 1999. Foraminifera: A biological overview. In: Sen Gupta, B.K (ed.) Modern Foraminifera. Kluwer Academic Press, London, 37-55p.
- Goni, M. A.; Ruttenberg, K. C.; Eglinton, T. I. 1998. A reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 3055-3075.
- Gooday, A.J.. 1994. The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advances and their applications in paleoceanography. *Palaios*, 9: 14-31.
- Gyllencreutz, R.; Mahiques, M.M.; Alves, D.V.P.; Wainer, I.K.C.. 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene*, 20: 863-875.
- Harloff, J. & Mackensen, A.. 1997. Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Marine Micropaleontology*, 31: 1-29.
- Harmon, R. A. 1972. The distribution of microbiogenic sediment near the mouth of the Columbia River. In: Pruter, A. T., & Alverson, D. L. (eds.) *The Columbia River Estuary and Adjacent Ocean Waters*: University of Washington Press, Seattle, Washington, 265-277p.
- Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Sigman, D.M.; Peterson, L.C.; Röhl, U.. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293: 1304-1308.
- Hedges, J.I. & Keil, R.G.. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*, 49: 81-115.
- Heegard, E., Birks, H.J.B., Telford, R.J., 2005. Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression. *Holocene*, 15: 612-618.
- Heinz, P.; Hemleben, CH.; Kitazato, H. 2002. Response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algal diets. *Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers*, 49: 517-537.

- Heinz, P.; Kitazato, H.; Schmiedl, G.; Hemleben, C.. 2001. Response of deep-sea benthic foraminifera from the Mediterranean Sea to simulated phytoplankton pulses under laboratory conditions. *Journal of Foraminiferal Research*, 31: 210-227.
- Heinz, P.; Ruepp, D.; Hemleben, C.. 2004. Benthic foraminifera assemblages at Great Meteor Seamount. *Marine Biology*, 144: 985-998.
- Holz, M. & SIMÕES, M.G. 2002. Elementos Fundamentais de Tafonomia. Porto Alegre, Ed.Universidade/UFRGS, 231p.
- Hughen, K.A.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; 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, F.G.; Manning, S.W.; Bronk Ramsey, C.; 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, 26–0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- Hutcheson, K. 1970. A test for comparing diversities based on the Shannon formula. *Journal of Theoretical Biology*, 29:151-154.
- Jannink, N.T.; Zachariasse, W.J.; Van Der Zwaan, G.J.. 1998. Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep-Sea Research*, 45: 1483-1513.
- Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment–water interface. In: Gupta, S. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, 161-179p.
- Jorissen, F.J.; De Stigter, H.C.; Widmark, J.G.V.. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.
- Jorissen, F.J. & Rohling, E.J. 2000. Faunal perspectives on paleoproductivity. *Marine Micropaleontology*, 40: 131-134.
- Jorissen, F.J. & Wittling, I.. 1999. Ecological evidence from live–dead comparisons of benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc (Northwest Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 151-170.

- Jorissen, F.J.; Wittling, I.; Peypouquet, J.P.; Rabouille, C.; Relexans, J.C.. 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cap Blanc, NW Africa: Community structure and microhabitats: Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers, 45: 2157-2188.
- Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22: 719-722.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Wollen, J.; Zhu, Y.; Letman, A.; Reynolds, R.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Moo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Jenne, R; Josepf, D.. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-470.
- Keil, R.G.; Tsamakis, E.; Fuh, C.B.; Giddings C.A.; Hedges, J.. 1994. Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 879-893.
- Lambeck, K. & Chappell, J.. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679-686.
- Landim, P.M.B.. 2010. Introdução à análise estatística de dados geológicos multivariados. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Texto Didático 15, 229p. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/iqce/aplicada/textodi.html>>. Acessado em: janeiro de 2010.
- Le, J. & Shackleton, N.J.. 1992. Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 7: 21-42.
- Ledru, M.P.; Salgado-Laboriau, 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.
- Lenters, J.D. & Cook, K.H.. 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54: 656-678.

- Linke, P. & 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 Júnior., A.R. & Tappan, H. 1988. Foraminiferal genera and their classification - PLATES. Van Nostrand Reinhold, New York, 2: 970p.
- Lorenz, S.J.; Kim, J-H.; Rimbu, N.; Schneider, R.R.; Lohmann, G.. 2006. Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: Evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography*, 21: 1002.
- 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., Fütterer, D.K., Grobe, H., Schmiedl, G. 1993. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Marine Micropaleontology*, 22: 33-69.
- Mackensen. A.; Schmiedl. G.; Harloff, J.; Giese. M.. 1995. Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: Ecology and assemblage generation. *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. *Continental Shelf Research*, 19: 775-798.
- 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; 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, O.. 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenviromental implications. *Quaternary International*, 206: 52-61.

- 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.; Shimmield, 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 micropaleontological evidence. *Marine Geology*, 158: 57-74.
- Martins, F.R. & Santos, F.A.M.. 1999. Técnicas usuais de estimativa da biodiversidade. *Holos Environment*, 1: 236-267.
- 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.
- Martins, V.; Jouanneau, J.; Webwer, O.; Rocha, F.. 2006. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Marine Micropaleontology*, 59: 35-55.
- Mayle, F.E.; Burbridge, R.; Killeen, T.J.. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rainforests. *Science*, 290: 2291-2294.
- Mechoso, C. R.; Robertson, A. W.; Ropelewski, C. F.; Grimm, A. M.. 2005. The American Monsoon Systems: An Introduction. In: C.-P. Chang, B. Wang e N.-C. G. Lau, (Eds.) *The Global Monsoon System: Research And Forecast*. WMO/TD n. 1266 - TMRP Report n°. 70, p. 197-206. Disponível em <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf> Acesso em: janeiro de 2011.
- Melo, A.B.C.; Cavalcanti, I.F.A.; Souza, P.P.. 2009. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: Cavalcanti, I.F.A.; Ferreira, N.J.; Silvia, M.G.A.J.; Dias, M.A.F.S. (eds) *Tempo e Clima no Brasil*. Oficina de Textos, São Paulo, 25-41p.
- Meyers, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanography, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27: 213-250.

- Miranda, L. B. 1982. Propriedades e variáveis físicas das águas da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 194p.
- Möller, O.O. Jr.; Piola, A.R.; Freitas, A.C.; Campos, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28: 1607-1624.
- Moodley, L; Schaub, B.E.M.; Van der Zwaan, G.J.; Herman, P.M.J.. 1998. Tolerance of benthic foraminifera (Protista: Sarcodina) to hydrogen sulphide. *Marine Ecology Progress Series*, 169: 77-86.
- 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.
- Murray, J.W. 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific & Technical, Harlow, U.K, 397 p.
- Nagai, R. H. ; Andrade, P. C. ; Chiessi, C. M. ; Bícago, M. C. ; Sousa, S. H. M. E. ; Mahiques, M. M.. 2010. Salinity changes in the Southeastern Brazilian shelf during the Holocene: impact of the La Plata River discharge. In: FORAMS 2010 - The International Symposium on Foraminifera, Bonn.
- Nagai, R.H.; Sousa, S.H.M.; Burone, L.; Mahiques, M.M.. 2009. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quaternary International*, 206: 62–71.
- Nagy, G.J ; Severov, D.N.; Pshennikov, V.A.; De los Santos, M.; Lagomarsino, J.J; Sans, K.; Morozov, E.G.. 2008. Rio de la Plata estuarine system: Relationship between river flow and frontal variability. *Advances in Space Research*, 41: 1876-1881.
- Noernberg, M. A.; Kampel, M.; Brandini, F.P. 2007 . Estudo da variabilidade temporal da concentração de clorofila estimada por satélite na plataforma continental catarinense: latitude 26 46' S.. In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento

- Remoto, 2007, Florianópolis. Anais do XIII Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. São José dos Campos : INPE, 2007. 4635-4642p.
- Nomaki, H.; Heinz, P.; Nakatsuka, T.; Shimanaga, M.; Kitazato, H. 2005. Species-specific ingestion of organic carbon by deep-sea benthic foraminifera and meiobenthos: In situ tracer experiments. *Limnology and Oceanography*, 50: 134-146.
- Patterson, R.T.; Guilbault, J-P.; Thomson, R.E.. 2000. Oxygen level control on foraminiferal distribution in Effingham Inlet, Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 321-335.
- Pawlowski, J.; Holzmann, M.; Berney, C.; Fahrni, J.; Gooday, A.J.; Cedhagen, T.; Habura, A.; Bowser, S.S.. 2003. The evolution of early Foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 100: 11494-11498.
- Paytan, A.; Kastner, M.; Chavez, F.. 1996. Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the Equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science*, 274: 1355-1357.
- Paytan, A.. 2006. Ocean Paleoproductivity. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Gornitz, V. (Ed). *Encyclopedia of Earth Science Series*. Kluwer Academic Publishers.
- Piola, A.R.; Matano, R.P.; Palma, E.D.; Möller Jr., O.O.; Campos, E.J.D.. 2005a. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32: L01603.
- Piola, A.R.; Möller, O.O.; PalmA, E. 2005b. O impacto do Prata sobre o oceano Atlântico. *Ciência Hoje*, 36: 30-37.
- Piola, A.R.; Romero, S.I.; Zajaczkovski, U.. 2008. Space-time variability of the Plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research*, 28: 1556-1567.
- Piovano, E.L.; Ariztegui, D.; Córdoba, F.; Cioccale, M.; Sylvestre, F.. 2009. Hydrological Variability in South America Below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) During the Last 13.0 Ka. In: Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M. (eds) *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Springer, 323-351p.

- Pippèrr, M. & Reichenbacher, B.. 2010. Foraminifera from the borehole Altdorf (SE Germany): Proxies for Oligocene (early Miocene) palaeoenvironments of the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 289: 62-80.
- Pujol, C. & Vergnaud Grazzini, C.. 1995. Distribution patterns of live planktic foraminifera as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 25: 187-217.
- Rasmussen, T.L.; Thomsen, E.; Troelstra, S.R.; Kuijpers, A.; Prins, M.A.. 2002. Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60,000 years. *Marine Micropaleontology*, 47: 143-176.
- Rathburn, A.E.; Corliss, B.H.; Tappa, K.D.; Lohmann, K.C.. 1996. Comparisons of the ecology and stable isotopic compositions of living (stained) benthic foraminifera from the Sulu and South China Seas. *Deep-Sea Research I*, 43: 1617-1646.
- Reid, J.L.; Nowlin Jr. W.D.; Patzer, W.C.. 1977. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7: 62-91.
- Rocha, J.; Milliman, J.D.; Santana, C.I.; Vicalvi, M.A. 1975. Southern Brazil. Upper continental margin sedimentation off Brazil. *Contributions to Sedimentology*, 4: 117-150.
- Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Anderson, D.M.; Abbott, M.B.; Enfield, D.B.; Newman, J.H.. 1999. An 15000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283: 516-520.
- Rohling, E.J & Cooke, S.. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: Sen Gupta, B.K (ed.) *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Press, London, 239-258p.
- Rohling, E.J.; Sprovieri, M.; Cane, T.; Casford, J.S.L.; Cooke, S.; Bouloubassi, I.; Emeis, K.C.; Schiebel, R.; Rogerson, M.; Hayes, A.; Jorissen, F.J.; Kroon, D.. 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine Micropaleontology*, 50: 89-123.

- Ruddiman, W. F., 2001. *Earth's Climate: past and future*. W.H. Freeman & Co Ltd, New York, 465p.
- 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, 315-344p.
- Salgado-Labouriau, M.L.; Barberi, M.; Ferraz Vicentini, K.R.; Parizzi, M.G.. 1998. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Review of Paleobotany and Palinology*, 99: 115-129.
- Salgado-Laboriau, M.L.; Casetti, V.; Ferraz-Vicentini, K.R.; Martin, L.; Soubies, F.; Suguio, K.; Turcq, B.. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 215-226.
- Sandweiss, D.H.; Richardson, J.B.; Reitz, E.J.; Rollins, H.B.; Maasch, K.A.. 1996. Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science*, 273: 1531-1533.
- Schettini, C.A.F.. 2002. Caracterização Física do Estuário do Rio Itajaí-açu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 7: 123-142.
- Schmidt, G.A.; Bigg, G.R.; Rohling, E.J.. 1999. Global Seawater Oxygen-18 Database - v1.20. Disponível em <<http://data.giss.nasa.gov/o18data/>>
- Schmidt, G.A. & Mulitza, S.. 2002. Global calibration of ecological models for planktic foraminifera from coretop carbonate oxygen-18. *Marine Micropaleontology*, 44: 125-140.
- 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*, 40:167-188.
- Schmiedl, G.; Mackensen, A.; Müller, P.J.. 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32: 239-287.

- Sen Gupta, B. K. 1999. Modern Foraminifera. Kluwer Academic Press, London, 371p.
- Soma De, A.K.G.. 2010. Deep-sea faunal provinces and their inferred environments in the Indian Ocean based on distribution of Recent benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 429-442.
- Souza, R.B. & Robinson, I.S.. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24: 241–262.
- Suhr, S.B.; Pond, D.W.; Gooday, A.J.; Smith, C.R.. 2003. Selective feeding by benthic foraminifera on phytodetritus on the western Antarctic Peninsula shelf: Evidence from fatty acid biomarker analysis. *Marine Ecology Progress Series*, 262: 153-162.
- Teodoro, A.C.; Duleba, W.; Gubitoso, S.; Prada, S.M.; Lamparelli, C.C.; Bevilacqua, J.E.. 2010. Analysis of foraminifera assemblages and sediment geochemical properties to characterise the environment near Araçá and Saco da Capela domestic sewage submarine outfalls of São Sebastião Channel, São Paulo State, Brazil. *Marine Pollution Bulletin*, 60: 536-553.
- Thomas, E.. 2007. Cenozoic mass extinctions in the deep sea: What perturbs the largest habitat on Earth? In: Monechi, S., Coccioni, R., and Rampino, M.R., (eds.). *Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences*. Geological Society of America Special Paper, 424: 1-23.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B; Pivel, M.A.G.. 2007. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary change*, 57: 383-395.
- Tyson, R. V.. 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. London, Chapman & Hall. 615p.
- Vuille, M.; Bradley, R. S.; Healy, R.; Werner, M.; Hardy, D. R.; Thompson, L. G.; Keimig, F..2003. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, 108: (D6) 4174.
- Wainer, I. & 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: Rossi-Wongtschowski, C. L. D. B. &

- Madureira, L. S. P. (eds). O Ambiente Oceanográfico da plataforma continental e do talude na Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo: EDUSP, 121-160p.
- Walsh, J.J. 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350: 53-55.
- Wang, L.; Pflaumann, U.; Sarnthein, M.. 1995. Paleo sea surface salinities in low latitude Atlantic: the $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white). *Paleoceanography*, 10: 749-761.
- Wolff, T.; Grieger, B.; Hale, W.; Dürkoop, A.; Mulitza, S.; Pätzold, J.; Wefer, G.. 1999. On the reconstruction of paleosalinities. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, 207–228p.
- Wollenburg, J.E. & Kuhnt, W.. 2000. The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 40: 189-231.
- Xie, P. & Arkin, P.A.. 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimations and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 2539-2558.
- Zembruski, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: H.A.F. CHAVES (ed.). *Geomorfologia da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes*. REMAC Project Series, Rio de Janeiro, Petrobrás, 7: 129-177.

9. Anexos

- Anexo I: Tabela com os dados abióticos.
- Anexo II: Tabela com os dados microfaunísticos (densidade absoluta de foraminíferos bentônicos).
- Anexo III: Prancha com imagens de foraminíferos bentônicos obtida em MEV (microscópio eletrônico de varredura).

ANEXO I: TABELA DOS DADOS ABIÓTICOS.

Anexo I: Dados de idade estimada (anos cal. A.P.), taxa de sedimentação (cm/ano), granulometria, Corg, CaCO₃, Nitrogênio (N), Enxofre (S), razão C/N e C/S e razões dos elementos traços (Fe/Ca, Ti/Ca, Ba/Al, Ba/Ca, Ba/Ti e V/Ti) ao longo do testemunho.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
0-2	857	0,182	6,5	84,2	90,7	9,3	15	1,311	0,014	0,221	0,168	7,803	5,921	-	-	-	-	-	-
2-4	868	0,200	7,2	84,1	91,2	8,8	14	1,154	0,013	0,280	0,142	8,145	4,123	2,1814	0,0271	0,0018	0,0011	0,0671	0,1151
4-6	878	0,182	7,3	84,6	91,9	8,1	14	1,125	0,012	0,274	0,131	8,603	4,107	2,0346	0,0219	0,0017	0,0011	0,0789	0,1322
6-8	889	0,200	7,6	85,8	93,3	6,7	15	1,095	0,012	0,283	0,123	8,900	3,866	1,9746	0,0263	0,0017	0,0011	0,0651	0,1122
8-10	899	0,182	8,0	83,9	91,9	8,1	14	1,107	0,012	0,259	0,122	9,102	4,274	2,0788	0,0277	0,0018	0,0011	0,0656	0,1167
10-12	910	0,182	7,2	87,2	94,5	5,5	16	1,142	0,012	0,278	0,120	9,488	4,107	2,2145	0,0304	0,0020	0,0011	0,0647	0,1120
12-14	921	0,200	7,6	84,4	92,0	8,0	15	1,089	0,012	0,273	0,110	9,880	3,987	1,9282	0,0251	0,0017	0,0011	0,0676	0,1188
14-16	931	0,182	8,0	85,6	93,5	6,5	15	1,185	0,013	0,285	0,124	9,519	4,150	2,0994	0,0290	0,0019	0,0010	0,0647	0,1113
16-18	942	0,182	7,4	82,8	90,2	9,8	16	1,118	0,012	0,264	0,118	9,496	4,228	2,2700	0,0316	0,0020	0,0012	0,0630	0,1104
18-20	953	0,182	6,7	86,0	92,6	7,4	10	1,364	0,015	0,353	0,134	10,181	3,860	2,2942	0,0336	0,0021	0,0011	0,0635	0,1081
20-22	964	0,182	7,1	84,4	91,5	8,5	15	1,076	0,012	0,284	0,104	10,313	3,787	2,1485	0,0296	0,0018	0,0011	0,0616	0,1065
22-24	975	0,167	7,1	85,5	92,7	7,3	15	1,037	0,011	0,283	0,104	10,008	3,660	2,1868	0,0318	0,0019	0,0011	0,0604	0,1050
24-26	987	0,167	7,3	86,7	94,0	6,0	16	1,063	0,011	0,325	0,109	9,757	3,270	2,0748	0,0282	0,0017	0,0011	0,0613	0,1091
26-28	999	0,182	6,8	87,5	94,3	5,7	12	1,113	0,012	0,347	0,113	9,840	3,206	2,3885	0,0374	0,0020	0,0010	0,0547	0,0959
28-30	1010	0,167	6,3	86,4	92,7	7,3	11	1,065	0,011	0,299	0,109	9,777	3,556	2,1358	0,0292	0,0018	0,0010	0,0611	0,1091
30-32	1022	0,167	6,3	86,2	92,5	7,5	12	1,049	0,011	0,338	0,107	9,811	3,099	2,2714	0,0322	0,0018	0,0010	0,0561	0,0981
32-34	1034	0,154	6,3	86,4	92,6	7,4	12	1,046	0,011	0,347	0,104	10,071	3,018	1,9446	0,0252	0,0017	0,0011	0,0656	0,1132
34-36	1047	0,154	7,4	84,1	91,5	8,5	12	1,090	0,012	0,319	0,107	10,170	3,412	2,1161	0,0287	0,0018	0,0011	0,0616	0,1111
36-38	1060	0,167	6,3	85,3	91,6	8,4	9	1,082	0,012	0,312	0,109	9,964	3,466	2,2063	0,0312	0,0019	0,0011	0,0603	0,1070
38-40	1072	0,143	5,4	84,4	89,8	10,2	10	1,023	0,011	0,327	0,101	10,099	3,127	2,1110	0,0292	0,0018	0,0011	0,0634	0,1081
40-42	1086	0,154	6,1	77,2	83,3	16,7	15	1,004	0,012	0,360	0,120	8,338	2,784	1,9456	0,0296	0,0017	0,0011	0,0559	0,0965
42-44	1099	0,143	6,5	79,6	86,0	14,0	15	1,138	0,013	0,345	0,161	7,046	3,295	2,2231	0,0327	0,0018	0,0010	0,0557	0,0973
44-46	1113	0,143	7,3	81,7	89,1	10,9	17	1,045	0,012	0,386	0,131	7,994	2,706	2,0300	0,0339	0,0018	0,0011	0,0531	0,0903
46-48	1127	0,143	7,9	82,2	90,1	9,9	13	1,077	0,012	0,384	0,131	8,203	2,805	2,1740	0,0331	0,0018	0,0011	0,0543	0,0947
48-50	1141	0,133	7,5	81,5	89,0	11,0	12	1,380	0,016	0,398	0,167	8,254	3,468	2,1519	0,0318	0,0018	0,0010	0,0566	0,1008
50-52	1156	0,133	8,2	87,3	95,6	4,4	11	1,085	0,011	0,380	0,107	10,104	2,856	-	-	-	-	-	-
52-54	1171	0,125	6,4	87,5	93,9	6,1	14	1,032	0,011	0,367	0,101	10,230	2,814	1,4515	0,0219	0,0013	0,0012	0,0594	0,0993
54-56	1187	0,125	6,0	84,4	90,4	9,6	12	1,004	0,011	0,302	0,100	10,031	3,322	0,9427	0,0138	0,0008	0,0011	0,0589	0,0997
56-58	1203	0,125	6,7	88,0	94,7	5,3	8	1,067	0,011	0,311	0,103	10,321	3,434	1,6439	0,0241	0,0014	0,0011	0,0573	0,0986
58-60	1219	0,125	6,5	85,5	92,0	8,0	9	1,104	0,012	0,277	0,104	10,654	3,981	1,7063	0,0259	0,0015	0,0012	0,0571	0,0963
60-62	1235	0,118	6,8	87,7	94,6	5,4	7	1,079	0,011	0,329	0,108	9,999	3,280	1,7305	0,0219	0,0015	0,0012	0,0665	0,1158
62-64	1252	0,118	7,4	85,2	92,6	7,4	10	1,153	0,012	0,357	0,118	9,765	3,231	1,9461	0,0315	0,0017	0,0011	0,0526	0,0927

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
64-66	1269	0,118	8,9	85,5	94,4	5,6	15	1,044	0,011	0,384	0,102	10,266	2,720	2,0200	0,0217	0,0017	0,0012	0,0770	0,1283
66-68	1286	0,111	6,8	87,5	94,3	5,7	12	1,058	0,011	0,381	0,105	10,036	2,778	1,2679	0,0164	0,0011	0,0013	0,0684	0,1144
68-70	1304	0,111	7,8	84,9	92,7	7,3	8	1,063	0,011	0,366	0,104	10,220	2,905	1,7023	0,0193	0,0014	0,0012	0,0731	0,1203
70-72	1322	0,111	8,0	84,8	92,7	7,3	18	1,071	0,012	0,416	0,099	10,847	2,576	1,0058	0,0134	0,0009	0,0014	0,0675	0,1176
72-74	1340	0,111	8,9	83,9	92,8	7,2	10	1,076	0,012	0,427	0,101	10,610	2,519	1,4370	0,0167	0,0012	0,0011	0,0740	0,1272
74-76	1358	0,105	8,0	83,8	91,8	8,2	18	1,053	0,011	0,437	0,102	10,326	2,411	1,4675	0,0188	0,0013	0,0012	0,0665	0,1132
76-78	1377	0,111	6,8	84,9	91,7	8,3	11	1,141	0,012	0,454	0,110	10,348	2,514	1,9555	0,0219	0,0016	0,0011	0,0728	0,1215
78-80	1395	0,105	6,9	85,8	92,7	7,3	15	1,094	0,012	0,359	0,110	9,985	3,045	1,4163	0,0192	0,0012	0,0014	0,0637	0,1035
80-82	1414	0,105	6,9	83,7	90,5	9,5	8	1,043	0,012	0,442	0,103	10,127	2,362	1,7417	0,0201	0,0015	0,0012	0,0745	0,1219
82-84	1433	0,100	5,9	84,8	90,7	9,3	10	1,035	0,011	0,378	0,105	9,840	2,741	1,5335	0,0193	0,0013	0,0013	0,0666	0,1117
84-86	1453	0,105	6,6	85,3	91,9	8,1	10	0,996	0,011	0,388	0,101	9,889	2,569	1,8747	0,0200	0,0015	0,0011	0,0758	0,1302
86-88	1472	0,100	7,0	83,9	90,8	9,2	7	0,977	0,011	0,380	0,096	10,174	2,569	1,4614	0,0177	0,0012	0,0013	0,0706	0,1233
88-90	1492	0,105	6,7	85,3	92,0	8,0	9	0,994	0,011	0,428	0,097	10,293	2,325	1,8218	0,0114	0,0015	0,0012	0,1307	0,2128
90-92	1511	0,100	5,9	86,2	92,1	7,9	11	1,023	0,011	0,399	0,100	10,266	2,563	1,5718	0,0169	0,0013	0,0012	0,0773	0,1300
92-94	1531	0,100	6,3	86,0	92,3	7,7	9	1,031	0,011	0,425	0,095	10,896	2,427	1,4251	0,0171	0,0013	0,0015	0,0789	0,1242
94-96	1551	0,100	8,1	84,5	92,6	7,4	10	0,990	0,011	0,397	0,094	10,568	2,495	1,6133	0,0215	0,0014	0,0012	0,0656	0,1160
96-98	1571	0,100	8,3	85,8	94,1	5,9	11	1,127	0,012	0,419	0,108	10,464	2,690	1,8247	0,0181	0,0016	0,0011	0,0882	0,1435
98-100	1591	0,095	7,2	85,9	93,1	6,9	10	0,987	0,011	0,402	0,094	10,452	2,457	-	-	-	-	-	-
100-102	1612	0,100	8,0	87,7	95,7	4,3	10	0,991	0,010	0,450	0,092	10,726	2,201	1,7935	0,0188	0,0015	0,0011	0,0790	0,1395
102-104	1632	0,100	9,2	85,2	94,4	5,6	10	1,008	0,011	0,411	0,096	10,542	2,451	1,6692	0,0204	0,0015	0,0010	0,0712	0,1219
104-106	1652	0,095	6,5	81,5	87,9	12,1	11	0,981	0,011	0,412	0,089	11,066	2,382	1,9510	0,0226	0,0019	0,0012	0,0822	0,1228
106-108	1673	0,100	7,4	84,8	92,1	7,9	12	0,963	0,010	0,391	0,085	11,263	2,461	2,2823	0,0171	0,0015	0,0011	0,0879	0,1493
108-110	1693	0,095	7,4	86,3	93,7	6,3	11	1,082	0,012	0,454	0,105	10,266	2,380	1,7969	0,0183	0,0015	0,0011	0,0829	0,1401
110-112	1714	0,100	8,2	83,6	91,8	8,2	12	1,069	0,012	0,436	0,106	10,136	2,454	1,7670	0,0253	0,0015	0,0011	0,0598	0,0995
112-114	1734	0,100	7,1	86,0	93,1	6,9	12	1,046	0,011	0,475	0,102	10,208	2,201	1,9405	0,0229	0,0016	0,0010	0,0693	0,1233
114-116	1754	0,100	8,8	86,1	94,9	5,1	12	1,060	0,011	0,463	0,095	11,214	2,287	1,9386	0,0250	0,0017	0,0010	0,0675	0,1166
116-118	1774	0,100	7,0	85,6	92,6	7,4	9	0,988	0,011	0,431	0,091	10,843	2,293	1,8501	0,0203	0,0014	0,0010	0,0695	0,1246
118-120	1794	0,095	7,9	85,6	93,5	6,5	12	1,074	0,011	0,466	0,102	10,510	2,302	1,9847	0,0310	0,0020	0,0010	0,0642	0,0997
120-122	1815	0,105	6,4	86,6	93,0	7,0	11	1,019	0,011	0,432	0,093	10,933	2,360	1,6169	0,0174	0,0014	0,0012	0,0798	0,1353
122-124	1834	0,100	8,8	84,6	93,4	6,6	11	1,021	0,011	0,443	0,100	10,254	2,305	1,9301	0,0258	0,0017	0,0010	0,0666	0,1167
124-126	1854	0,100	6,0	87,6	93,5	6,5	12	1,123	0,012	0,472	0,109	10,335	2,382	2,1606	0,0268	0,0018	0,0011	0,0684	0,1170
126-128	1874	0,105	7,4	87,7	95,1	4,9	11	1,092	0,011	0,474	0,106	10,295	2,303	1,8416	0,0198	0,0015	0,0011	0,0761	0,1340
128-130	1893	0,105	6,7	87,8	94,5	5,5	12	1,024	0,011	0,458	0,094	10,914	2,235	1,8585	0,0240	0,0016	0,0011	0,0662	0,1141
130-132	1912	0,105	6,3	88,1	94,4	5,6	11	1,023	0,011	0,448	0,097	10,498	2,284	1,7724	0,0193	0,0015	0,0010	0,0762	0,1350

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
132-134	1931	0,105	8,5	85,0	93,5	6,5	12	1,082	0,012	0,452	0,094	11,567	2,395	1,8240	0,0235	0,0015	0,0009	0,0633	0,1129
134-136	1950	0,105	5,8	86,1	91,9	8,1	13	0,964	0,010	0,404	0,086	11,218	2,387	1,7868	0,0205	0,0016	0,0010	0,0795	0,1371
136-138	1969	0,111	7,2	79,5	86,8	13,2	11	1,011	0,012	0,462	0,090	11,181	2,189	1,9260	0,0278	0,0017	0,0010	0,0613	0,1030
138-140	1987	0,111	8,6	80,6	89,2	10,8	14	0,993	0,011	0,447	0,094	10,564	2,222	1,8712	0,0263	0,0017	0,0010	0,0635	0,1078
140-142	2005	0,111	9,8	83,2	93,1	6,9	12	1,036	0,011	0,470	0,100	10,370	2,204	1,7914	0,0172	0,0014	0,0010	0,0819	0,1464
142-144	2023	0,118	6,7	83,4	90,0	10,0	13	0,991	0,011	0,438	0,099	10,056	2,263	1,8350	0,0243	0,0015	0,0010	0,0624	0,1099
144-146	2040	0,118	8,6	79,7	88,3	11,7	10	0,994	0,011	0,467	0,094	10,608	2,129	1,7610	0,0220	0,0014	0,0010	0,0655	0,1135
146-148	2057	0,118	8,5	82,4	90,8	9,2	14	0,989	0,011	0,435	0,094	10,483	2,275	1,7627	0,0240	0,0016	0,0010	0,0649	0,1111
148-150	2074	0,125	5,2	81,8	87,0	13,0	12	0,968	0,011	0,428	0,087	11,100	2,259	-	-	-	-	-	-
150-152	2090	0,125	5,6	83,0	88,6	11,4	8	0,935	0,011	0,410	0,080	11,701	2,282	1,7441	0,0170	0,0014	0,0010	0,0809	0,1387
152-154	2106	0,133	7,2	84,1	91,3	8,7	13	0,951	0,010	0,407	0,085	11,177	2,333	1,5896	0,0154	0,0013	0,0010	0,0857	0,1410
154-156	2121	0,125	9,1	80,6	89,7	10,3	11	0,974	0,011	0,403	0,091	10,669	2,417	1,8187	0,0264	0,0016	0,0010	0,0613	0,0995
156-158	2137	0,133	8,9	85,5	94,3	5,7	14	0,951	0,010	0,414	0,090	10,554	2,300	2,0221	0,0212	0,0015	0,0011	0,0701	0,1211
158-160	2152	0,143	10,6	80,2	90,7	9,3	12	0,972	0,011	0,429	0,089	10,951	2,268	1,8888	0,0257	0,0016	0,0010	0,0636	0,1088
160-162	2166	0,133	8,3	82,5	90,7	9,3	15	1,017	0,011	0,453	0,095	10,707	2,247	1,4206	0,0163	0,0011	0,0011	0,0679	0,1196
162-164	2181	0,143	8,7	83,9	92,6	7,4	13	1,055	0,011	0,489	0,114	9,249	2,159	1,7416	0,0205	0,0015	0,0010	0,0709	0,1269
164-166	2195	0,143	7,2	78,0	85,2	14,8	13	1,021	0,012	0,432	0,094	10,899	2,361	1,5946	0,0200	0,0013	0,0011	0,0673	0,1189
166-168	2209	0,143	-	-	-	-	-	0,943	-	0,421	0,116	8,104	2,241	1,5567	0,0194	0,0012	0,0010	0,0643	0,1180
168-170	2223	0,154	7,6	86,9	94,5	5,5	12	1,010	0,011	0,417	0,094	10,689	2,424	1,5469	0,0200	0,0014	0,0011	0,0676	0,1171
170-172	2236	0,143	8,5	82,9	91,4	8,6	13	1,014	0,011	0,421	0,095	10,655	2,408	2,0419	0,0236	0,0015	0,0011	0,0630	0,1164
172-174	2250	0,167	8,0	83,2	91,2	8,8	12	1,001	0,011	0,439	0,093	10,814	2,281	2,0623	0,0279	0,0016	0,0010	0,0582	0,1058
174-176	2262	0,143	9,1	83,0	92,1	7,9	13	1,040	0,011	0,481	0,112	9,275	2,159	1,6001	0,0221	0,0014	0,0011	0,0635	0,1201
176-178	2276	0,154	9,9	82,0	91,9	8,1	12	1,044	0,011	0,505	0,118	8,816	2,069	1,3530	0,0171	0,0012	0,0013	0,0712	0,1335
178-180	2289	0,154	12,1	82,9	95,0	5,0	14	1,011	0,011	0,493	0,117	8,680	2,053	1,3409	0,0176	0,0011	0,0012	0,0651	0,1242
180-182	2302	0,154	5,2	86,3	91,5	8,5	12	0,943	0,010	0,421	0,079	11,947	2,241	1,4102	0,0194	0,0013	0,0012	0,0650	0,1285
182-184	2315	0,154	10,2	83,9	94,1	5,9	14	1,064	0,011	0,460	0,116	9,142	2,312	1,4015	0,0189	0,0012	0,0011	0,0637	0,1189
184-186	2328	0,167	6,9	87,0	93,9	6,1	12	0,968	0,010	0,435	0,089	10,899	2,224	1,6429	0,0207	0,0014	0,0011	0,0675	0,1279
186-188	2340	0,154	9,6	82,9	92,5	7,5	15	1,014	0,011	0,466	0,116	8,750	2,175	1,3846	0,0171	0,0012	0,0013	0,0698	0,1315
188-190	2353	0,154	10,7	83,4	94,1	5,9	12	1,052	0,011	0,485	0,115	9,110	2,170	1,5810	0,0226	0,0014	0,0011	0,0622	0,1171
190-192	2366	0,154	6,9	87,2	94,0	6,0	12	0,944	0,010	0,466	0,081	11,637	2,025	1,3294	0,0141	0,0012	0,0012	0,0845	0,1535
192-194	2379	0,154	6,3	86,3	92,6	7,4	10	0,943	0,010	0,449	0,079	12,004	2,101	1,2867	0,0177	0,0011	0,0013	0,0632	0,1105
194-196	2392	0,154	7,9	84,8	92,7	7,3	13	0,952	0,010	0,433	0,087	10,960	2,201	1,3629	0,0211	0,0012	0,0013	0,0580	0,1063
196-198	2405	0,154	8,3	86,5	94,8	5,2	11	0,965	0,010	0,436	0,090	10,681	2,217	1,4362	0,0174	0,0013	0,0012	0,0750	0,1343
198-200	2418	0,154	8,2	85,8	94,0	6,0	11	0,974	0,010	0,439	0,086	11,276	2,218	-	-	-	-	-	-

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
200-202	2431	0,154	8,9	83,5	92,4	7,6	11	0,981	0,011	0,434	0,090	10,849	2,261	1,5072	0,0215	0,0014	0,0011	0,0639	0,1170
202-204	2444	0,143	9,6	84,8	94,3	5,7	11	0,991	0,011	0,444	0,092	10,799	2,232	1,2935	0,0167	0,0011	0,0011	0,0638	0,1195
204-206	2458	0,154	5,8	85,2	91,0	9,0	11	0,930	0,010	0,386	0,095	9,749	2,412	1,1832	0,0153	0,0009	0,0012	0,0599	0,1151
206-208	2471	0,154	8,5	84,8	93,3	6,7	12	0,846	0,009	0,367	0,070	12,010	2,304	1,5501	0,0186	0,0012	0,0012	0,0629	0,1247
208-210	2484	0,143	7,6	83,8	91,4	8,6	14	0,833	0,009	0,358	0,068	12,344	2,330	1,1279	0,0158	0,0009	0,0012	0,0583	0,1090
210-212	2498	0,154	5,8	79,1	84,9	15,1	16	0,861	0,010	0,351	0,084	10,303	2,451	0,9408	0,0127	0,0007	0,0011	0,0577	0,1135
212-214	2511	0,143	6,7	85,0	91,6	8,4	12	0,868	0,009	0,352	0,085	10,240	2,466	1,0187	0,0138	0,0008	0,0011	0,0577	0,1127
214-216	2525	0,154	6,2	84,9	91,2	8,8	15	0,980	0,011	0,412	0,097	10,113	2,380	0,8484	0,0123	0,0007	0,0011	0,0559	0,1086
216-218	2538	0,154	6,3	84,8	91,1	8,9	17	1,001	0,011	0,404	0,097	10,291	2,477	0,5801	0,0089	0,0005	0,0013	0,0533	0,1000
218-220	2551	0,143	5,9	84,3	90,3	9,7	16	1,038	0,011	0,412	0,098	10,610	2,521	1,0850	0,0149	0,0009	0,0010	0,0593	0,1123
220-222	2565	0,154	5,8	84,6	90,3	9,7	15	1,029	0,011	0,443	0,101	10,177	2,324	1,2622	0,0193	0,0010	0,0010	0,0543	0,0990
222-224	2578	0,154	6,5	86,0	92,5	7,5	15	1,044	0,011	0,451	0,097	10,709	2,315	1,2849	0,0147	0,0010	0,0010	0,0701	0,1303
224-226	2591	0,154	6,9	84,5	91,4	8,6	14	1,034	0,011	0,474	0,098	10,583	2,182	1,2986	0,0194	0,0011	0,0010	0,0553	0,1036
226-228	2604	0,154	5,6	83,8	89,4	10,6	13	1,043	0,012	0,444	0,102	10,189	2,350	1,1644	0,0162	0,0009	0,0010	0,0558	0,1073
228-230	2617	0,167	5,6	84,7	90,4	9,6	15	1,021	0,011	0,446	0,101	10,140	2,287	1,1321	0,0156	0,0009	0,0011	0,0568	0,1077
230-232	2629	0,154	5,8	84,5	90,3	9,7	14	1,071	0,012	0,438	0,105	10,211	2,445	1,1183	0,0144	0,0009	0,0011	0,0609	0,1173
232-234	2642	0,167	-	-	-	-	-	0,931	-	0,436	0,093	9,999	2,134	-	-	-	-	-	-
234-236	2654	0,167	6,5	84,2	90,6	9,4	15	0,989	0,011	0,407	0,098	10,075	2,431	1,0901	0,0145	0,0008	0,0011	0,0583	0,1098
236-238	2666	0,167	5,6	82,1	87,7	12,3	14	1,019	0,012	0,447	0,112	9,106	2,281	1,2045	0,0181	0,0010	0,0010	0,0525	0,0992
238-240	2678	0,167	6,0	83,3	89,2	10,8	14	1,007	0,011	0,422	0,100	10,054	2,387	1,1273	0,0162	0,0009	0,0011	0,0559	0,1052
240-242	2690	0,182	5,6	85,1	90,7	9,3	14	1,030	0,011	0,439	0,095	10,847	2,346	0,9691	0,0137	0,0008	0,0012	0,0552	0,1045
242-244	2701	0,182	5,0	81,7	86,6	13,4	14	1,012	0,012	0,408	0,092	10,992	2,481	0,7788	0,0096	0,0006	0,0012	0,0623	0,1192
244-246	2712	0,182	5,4	81,8	87,2	12,8	14	1,004	0,012	0,424	0,090	11,214	2,370	1,2646	0,0187	0,0010	0,0010	0,0524	0,1020
246-248	2723	0,200	5,9	83,0	88,9	11,1	14	1,028	0,012	0,409	0,087	11,748	2,510	1,2984	0,0189	0,0010	0,0010	0,0541	0,1024
248-250	2733	0,200	5,7	83,4	89,1	10,9	14	1,065	0,012	0,384	0,087	12,243	2,771	-	-	-	-	-	-
250-252	2743	0,200	6,0	82,3	88,3	11,7	13	1,109	0,013	0,461	0,092	12,006	2,406	1,1785	0,0166	0,0009	0,0010	0,0540	0,1017
252-254	2753	0,200	5,6	84,0	89,6	10,4	10	1,104	0,012	0,446	0,092	11,960	2,477	1,2737	0,0183	0,0010	0,0010	0,0539	0,1059
254-256	2763	0,222	6,8	82,1	88,9	11,1	10	1,103	0,012	0,446	0,096	11,490	2,473	1,2271	0,0155	0,0009	0,0010	0,0606	0,1177
256-258	2772	0,222	6,4	86,3	92,7	7,3	10	1,091	0,012	0,489	0,094	11,632	2,232	1,1649	0,0176	0,0009	0,0010	0,0515	0,1013
258-260	2781	0,222	5,6	82,2	87,8	12,2	13	1,020	0,012	0,436	0,084	12,097	2,340	1,0751	0,0157	0,0009	0,0011	0,0545	0,1030
260-262	2790	0,222	5,7	84,2	89,9	10,1	13	0,993	0,011	0,421	0,085	11,711	2,360	0,9099	0,0111	0,0013	0,0022	0,1170	0,1165
262-264	2799	0,222	6,1	77,3	83,4	16,6	12	1,031	0,012	0,472	0,106	9,746	2,186	0,9438	0,0124	0,0007	0,0011	0,0574	0,1049
264-266	2808	0,250	5,9	80,9	86,7	13,3	10	1,028	0,012	0,386	0,084	12,281	2,661	0,9199	0,0130	0,0007	0,0012	0,0564	0,1035
266-268	2816	0,222	5,9	82,0	87,8	12,2	11	0,989	0,011	0,425	0,085	11,592	2,328	1,0690	0,0160	0,0008	0,0011	0,0516	0,1000

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
268-270	2825	0,222	4,8	79,4	84,2	15,8	15	0,938	0,011	0,411	0,078	12,054	2,281	1,0423	0,0151	0,0008	0,0010	0,0523	0,1009
270-272	2834	0,222	4,8	80,4	85,2	14,8	13	0,970	0,011	0,446	0,079	12,297	2,177	1,1098	0,0156	0,0008	0,0010	0,0539	0,1082
272-274	2843	0,222	5,3	83,1	88,3	11,7	12	1,004	0,011	0,395	0,085	11,815	2,545	1,1389	0,0171	0,0009	0,0010	0,0510	0,0996
274-276	2852	0,222	5,3	81,8	87,0	13,0	14	1,080	0,012	0,404	0,093	11,631	2,671	0,9998	0,0136	0,0007	0,0011	0,0550	0,1109
276-278	2861	0,222	6,0	81,9	87,9	12,1	10	1,027	0,012	0,393	0,079	13,072	2,611	0,9993	0,0133	0,0008	0,0011	0,0569	0,1121
278-280	2870	0,222	6,7	84,9	91,5	8,5	12	1,053	0,012	0,455	0,086	12,188	2,315	1,0697	0,0160	0,0008	0,0010	0,0500	0,1065
280-282	2879	0,200	6,3	84,7	91,1	8,9	13	0,826	0,009	0,383	0,065	12,751	2,157	1,0292	0,0134	0,0008	0,0010	0,0576	0,1188
282-284	2889	0,200	6,9	84,8	91,7	8,3	12	1,072	0,012	0,558	0,088	12,167	1,921	1,1985	0,0169	0,0009	0,0010	0,0510	0,1111
284-286	2899	0,182	5,9	79,6	85,5	14,5	10	1,060	0,012	0,471	0,086	12,278	2,249	1,0855	0,0152	0,0008	0,0010	0,0527	0,1132
286-288	2910	0,200	7,9	83,7	91,6	8,4	13	1,026	0,011	0,390	0,088	11,715	2,627	1,0146	0,0144	0,0008	0,0011	0,0534	0,1081
288-290	2920	0,167	7,2	83,2	90,4	9,6	9	0,950	0,011	0,382	0,074	12,868	2,486	0,9994	0,0151	0,0008	0,0011	0,0500	0,0996
290-292	2932	0,182	8,9	83,8	92,7	7,3	1	1,027	0,011	0,421	0,080	12,782	2,438	1,0722	0,0173	0,0008	0,0010	0,0450	0,0961
292-294	2943	0,167	9,3	82,6	91,9	8,1	12	1,060	0,012	0,420	0,087	12,229	2,525	0,9990	0,0143	0,0007	0,0010	0,0520	0,1108
294-296	2955	0,154	9,2	84,4	93,6	6,4	2	1,037	0,011	0,432	0,084	12,312	2,399	0,9588	0,0143	0,0007	0,0011	0,0511	0,1080
296-298	2968	0,154	7,9	82,1	90,1	9,9	3	1,011	0,011	0,516	0,079	12,849	1,961	1,1336	0,0182	0,0008	0,0010	0,0463	0,0986
298-300	2981	0,143	9,9	82,7	92,6	7,4	9	1,025	0,011	0,485	0,089	11,552	2,115	-	-	-	-	-	-
300-302	2995	0,143	6,5	79,6	86,1	13,9	12	0,889	0,010	0,386	0,112	7,909	2,304	1,0008	0,0167	0,0008	0,0011	0,0468	0,0960
302-304	3009	0,133	6,3	80,3	86,5	13,5	12	0,732	0,008	0,342	0,075	9,745	2,140	1,1741	0,0150	0,0009	0,0010	0,0583	0,1201
304-306	3024	0,125	6,9	81,2	88,1	11,9	10	0,797	0,009	0,375	0,086	9,259	2,127	1,1065	0,0162	0,0008	0,0010	0,0504	0,1060
306-308	3040	0,125	7,4	82,2	89,6	10,4	10	0,833	0,009	0,387	0,099	8,396	2,155	1,0943	0,0155	0,0008	0,0010	0,0522	0,1077
308-310	3056	0,118	6,8	80,5	87,3	12,7	11	0,790	0,009	0,360	0,082	9,691	2,192	0,9604	0,0158	0,0008	0,0011	0,0487	0,0946
310-312	3073	0,111	6,9	80,6	87,5	12,5	14	0,827	0,009	0,400	0,094	8,789	2,065	1,1984	0,0156	0,0009	0,0010	0,0562	0,1162
312-314	3091	0,111	7,0	81,6	88,6	11,4	11	0,721	0,008	0,346	0,077	9,388	2,083	1,1743	0,0185	0,0009	0,0010	0,0490	0,0990
314-316	3109	0,105	6,9	82,9	89,8	10,2	12	0,811	0,009	0,373	0,103	7,888	2,176	1,0763	0,0156	0,0008	0,0011	0,0519	0,1092
316-318	3128	0,100	7,3	81,6	88,9	11,1	11	0,850	0,010	0,353	0,099	8,589	2,410	1,2377	0,0199	0,0009	0,0009	0,0462	0,0982
318-320	3148	0,100	6,9	80,0	86,9	13,1	11	0,794	0,009	0,375	0,082	9,717	2,118	1,0660	0,0155	0,0008	0,0011	0,0508	0,1024
320-322	3168	0,095	6,6	80,9	87,5	12,5	11	0,774	0,009	0,362	0,078	9,956	2,140	1,0359	0,0148	0,0008	0,0010	0,0526	0,1111
322-324	3189	0,091	6,7	79,6	86,3	13,7	12	0,873	0,010	0,367	0,104	8,394	2,377	1,0062	0,0148	0,0007	0,0010	0,0504	0,1038
324-326	3211	0,087	7,2	81,0	88,2	11,8	13	0,801	0,009	0,373	0,083	9,646	2,149	1,1076	0,0175	0,0009	0,0009	0,0487	0,0987
326-328	3234	0,087	9,8	82,1	92,0	8,0	7	0,830	0,009	0,381	0,085	9,789	2,180	1,0703	0,0157	0,0008	0,0010	0,0522	0,1061
328-330	3257		9,6	82,5	92,2	7,8	7	0,853	0,009	0,404	0,091	9,408	2,112	1,2469	0,0176	0,0009	0,0010	0,0510	0,1090
330-332	3261	0,044	8,8	79,8	88,6	11,4	17	0,920	0,010	0,397	0,088	10,467	2,320	1,2529	0,0179	0,0009	0,0010	0,0511	0,1071
332-334	3306	0,080	9,7	82,0	91,7	8,3	4	0,884	0,010	0,408	0,091	9,670	2,165	1,3454	0,0211	0,0010	0,0010	0,0462	0,0993
334-336	3331	0,077	5,9	80,2	86,0	14,0	10	0,894	0,010	0,365	0,096	9,281	2,452	1,3492	0,0183	0,0010	0,0010	0,0558	0,1155

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
336-338	3357	0,074	8,3	81,7	90,0	10,0	15	0,761	0,008	0,338	0,069	10,971	2,251	1,2519	0,0192	0,0009	0,0010	0,0476	0,1000
338-340	3384	0,071	8,3	77,5	85,9	14,1	8	0,740	0,009	0,346	0,069	10,718	2,138	1,4038	0,0244	0,0011	0,0009	0,0438	0,0926
340-342	3412	0,069	7,5	77,7	85,3	14,7	6	0,770	0,009	0,363	0,070	11,029	2,124	1,3345	0,0170	0,0010	0,0010	0,0570	0,1194
342-344	3441	0,067	8,2	77,7	85,9	14,1	4	0,726	0,008	0,332	0,067	10,852	2,186	1,2550	0,0184	0,0009	0,0010	0,0500	0,1060
344-346	3471	0,067	9,0	77,8	86,9	13,1	11	0,747	0,009	0,328	0,074	10,081	2,278	1,3749	0,0242	0,0011	0,0010	0,0441	0,0897
346-348	3501	0,065	7,9	81,2	89,2	10,8	5	0,705	0,008	0,344	0,069	10,210	2,051	1,3278	0,0231	0,0010	0,0009	0,0428	0,0905
348-350	3532	0,063	7,2	78,9	86,2	13,8	11	0,723	0,008	0,351	0,065	11,070	2,062	1,2538	0,0196	0,0009	0,0010	0,0468	0,0973
350-352	3564	0,061	6,6	79,3	85,9	14,1	22	0,747	0,009	0,343	0,074	10,043	2,180	1,2727	0,0189	0,0009	0,0010	0,0479	0,1007
352-354	3597	0,059	5,9	80,4	86,3	13,7	10	0,785	0,009	0,339	0,080	9,784	2,314	-	-	-	-	-	-
354-356	3631	0,057	5,2	73,0	78,2	21,8	8	0,765	0,010	0,326	0,086	8,922	2,348	1,1315	0,0184	0,0008	0,0011	0,0452	0,0924
356-358	3666	0,057	6,8	81,3	88,1	11,9	8	0,845	0,010	0,335	0,099	8,514	2,524	1,2538	0,0198	0,0010	0,0011	0,0487	0,1000
358-360	3701	0,056	6,8	80,2	87,0	13,0	9	0,827	0,010	0,347	0,099	8,318	2,386	1,0139	0,0167	0,0008	0,0012	0,0457	0,0974
360-362	3737	0,054	5,9	76,8	82,7	17,3	5	0,737	0,009	0,312	0,086	8,540	2,362	1,2472	0,0172	0,0009	0,0011	0,0545	0,1121
362-364	3774	0,054	6,3	74,0	80,2	19,8	9	0,764	0,010	0,359	0,087	8,739	2,126	1,2766	0,0233	0,0010	0,0010	0,0417	0,0894
364-366	3811	0,053	7,0	74,6	81,6	18,4	10	0,758	0,009	0,401	0,077	9,803	1,892	1,2353	0,0236	0,0009	0,0010	0,0370	0,0913
366-368	3849	0,051	6,9	76,1	83,0	17,0	10	0,788	0,009	0,371	0,083	9,476	2,122	1,1790	0,0214	0,0009	0,0011	0,0415	0,0930
368-370	3888	0,051	6,7	77,7	84,4	15,6	9	0,748	0,009	0,367	0,075	9,964	2,034	1,2867	0,0242	0,0010	0,0010	0,0416	0,0929
370-372	3927	0,050	5,8	70,9	76,7	23,3	9	0,721	0,009	0,341	0,072	10,031	2,117	1,1555	0,0196	0,0009	0,0011	0,0447	0,0949
372-374	3967	0,050	6,6	77,7	84,3	15,7	10	0,750	0,009	0,353	0,079	9,528	2,121	1,1271	0,0190	0,0008	0,0011	0,0438	0,0977
374-376	4007	0,050	6,6	76,7	83,3	16,7	9	0,747	0,009	0,354	0,076	9,825	2,112	1,1255	0,0188	0,0008	0,0011	0,0440	0,0980
376-378	4047	0,049	6,0	72,0	78,0	22,0	9	0,739	0,009	0,375	0,084	8,854	1,974	1,0960	0,0182	0,0008	0,0011	0,0433	0,0907
378-380	4088	0,049	6,0	73,3	79,3	20,7	8	0,727	0,009	0,359	0,075	9,652	2,028	1,1012	0,0168	0,0008	0,0011	0,0482	0,1078
380-382	4129	0,049	6,2	74,2	80,3	19,7	7	0,704	0,009	0,324	0,072	9,824	2,175	1,0581	0,0170	0,0008	0,0011	0,0469	0,0956
382-384	4170	0,048	5,8	70,3	76,2	23,8	7	0,681	0,009	0,313	0,074	9,181	2,176	1,2399	0,0222	0,0009	0,0011	0,0422	0,0863
384-386	4212	0,048	6,6	75,2	81,8	18,2	8	0,709	0,009	0,362	0,065	10,890	1,958	1,1858	0,0215	0,0009	0,0010	0,0416	0,0940
386-388	4254	0,049	7,3	77,0	84,3	15,7	7	0,725	0,009	0,336	0,070	10,339	2,157	1,1725	0,0203	0,0009	0,0010	0,0440	0,0970
388-390	4295	0,048	5,9	72,0	77,9	22,1	6	0,629	0,008	0,349	0,066	9,485	1,803	1,2061	0,0209	0,0009	0,0011	0,0425	0,0938
390-392	4337	0,048	6,2	70,8	77,0	23,0	6	0,617	0,008	0,290	0,063	9,735	2,129	1,1430	0,0198	0,0008	0,0010	0,0412	0,0854
392-394	4379	0,048	5,3	67,8	73,1	26,9	8	0,610	0,008	0,319	0,059	10,402	1,909	1,2875	0,0204	0,0009	0,0010	0,0462	0,0975
394-396	4421	0,048	6,3	71,8	78,1	21,9	9	0,720	0,009	0,374	0,071	10,087	1,927	1,3957	0,0208	0,0010	0,0010	0,0467	0,1031
396-398	4463	0,048	6,4	73,3	79,7	20,3	8	0,642	0,008	0,333	0,063	10,229	1,927	1,2334	0,0214	0,0009	0,0010	0,0421	0,0879
398-400	4505	0,049	5,8	69,9	75,7	24,3	8	0,644	0,009	0,313	0,069	9,319	2,057	-	-	-	-	-	-
400-402	4546	0,048	6,1	72,0	78,0	22,0	7	0,620	0,008	0,278	0,080	7,742	2,229	0,9666	0,0170	0,0007	0,0012	0,0421	0,0855
402-404	4588	0,049	5,2	68,6	73,9	26,1	9	0,602	0,008	0,302	0,077	7,837	1,993	0,9987	0,0170	0,0007	0,0011	0,0440	0,0909

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
404-406	4629	0,048	5,9	68,9	74,8	25,2	8	0,658	0,009	0,340	0,081	8,129	1,933	1,0232	0,0162	0,0007	0,0011	0,0452	0,0922
406-408	4671	0,049	6,2	70,2	76,4	23,6	9	0,604	0,008	0,297	0,071	8,527	2,036	0,9623	0,0147	0,0007	0,0012	0,0491	0,0958
408-410	4712	0,048	6,4	69,4	75,8	24,2	8	0,616	0,008	0,280	0,073	8,423	2,199	0,8519	0,0124	0,0007	0,0012	0,0528	0,1025
410-412	4754	0,048	6,0	69,0	75,0	25,0	8	0,569	0,008	0,282	0,066	8,652	2,015	0,8741	0,0146	0,0007	0,0012	0,0453	0,0882
412-414	4796	0,048	6,6	67,4	74,0	26,0	8	0,597	0,008	0,289	0,060	9,910	2,064	0,8851	0,0138	0,0007	0,0012	0,0472	0,0949
414-416	4838	0,047	6,1	70,0	76,1	23,9	9	0,594	0,008	0,312	0,058	10,193	1,901	0,9505	0,0137	0,0007	0,0011	0,0508	0,1082
416-418	4881	0,047	6,0	66,0	72,0	28,0	8	0,466	0,006	0,271	0,049	9,608	1,719	0,9335	0,0166	0,0007	0,0012	0,0425	0,0824
418-420	4924	0,045	5,0	66,1	71,1	28,9	11	0,573	0,008	0,309	0,056	10,235	1,855	0,9274	0,0150	0,0007	0,0012	0,0452	0,0895
420-422	4968	0,045	6,2	70,9	77,1	22,9	10	0,581	0,008	0,313	0,059	9,855	1,856	0,9917	0,0189	0,0007	0,0010	0,0375	0,0761
422-424	5012	0,045	4,9	64,8	69,7	30,3	9	0,623	0,009	0,328	0,062	10,030	1,902	1,0287	0,0182	0,0008	0,0011	0,0418	0,0831
424-426	5056	0,043	5,9	65,1	71,0	29,0	9	0,535	0,008	0,329	0,054	9,952	1,629	1,4494	0,0209	0,0011	0,0011	0,0538	0,1124
426-428	5102	0,043	5,1	60,6	65,7	34,3	10	0,649	0,010	0,357	0,062	10,483	1,818	1,6175	0,0214	0,0012	0,0010	0,0541	0,1195
428-440	5148	0,043	5,4	65,0	70,4	29,6	11	0,580	0,008	0,306	0,060	9,604	1,895	1,3768	0,0207	0,0010	0,0010	0,0493	0,1075
430-432	5195	0,042	5,4	62,1	67,5	32,5	10	0,569	0,008	0,299	0,058	9,806	1,904	1,4159	0,0211	0,0011	0,0011	0,0512	0,1026
432-434	5243	0,042	7,7	69,5	77,2	22,8	9	0,593	0,008	0,331	0,056	10,582	1,790	1,4459	0,0206	0,0011	0,0011	0,0523	0,1086
434-436	5291	0,040	8,3	70,2	78,5	21,5	9	0,587	0,007	0,315	0,054	10,800	1,863	1,3488	0,0194	0,0010	0,0011	0,0503	0,1089
436-438	5341	0,039	9,9	73,4	83,4	16,6	10	0,588	0,007	0,343	0,060	9,776	1,714	1,6251	0,0242	0,0012	0,0010	0,0498	0,1077
438-440	5392	0,039	6,8	68,0	74,8	25,2	10	0,611	0,008	0,355	0,057	10,767	1,722	1,3290	0,0186	0,0010	0,0012	0,0526	0,1162
440-442	5443	0,038	7,5	70,2	77,7	22,3	11	0,663	0,009	0,331	0,061	10,878	2,006	1,4867	0,0225	0,0011	0,0010	0,0487	0,1066
442-444	5496	0,036	6,2	66,2	72,4	27,6	10	0,643	0,009	0,361	0,064	10,035	1,778	1,4814	0,0235	0,0011	0,0011	0,0468	0,1046
444-446	5551	0,036	5,4	63,8	69,2	30,8	10	0,626	0,009	0,362	0,060	10,490	1,730	1,2815	0,0205	0,0010	0,0011	0,0486	0,1045
446-448	5606	0,035	5,2	64,4	69,6	30,4	9	0,630	0,009	0,348	0,064	9,878	1,808	1,5211	0,0217	0,0011	0,0010	0,0522	0,1114
448-450	5663	0,034	7,4	71,5	79,0	21,0	9	0,597	0,008	0,337	0,053	11,166	1,772	-	-	-	-	-	-
450-452	5721	0,033	5,9	70,8	76,7	23,3	7	0,646	0,008	0,338	0,059	10,903	1,908	1,4269	0,0212	0,0011	0,0010	0,0507	0,1086
452-454	5781	0,033	6,6	68,9	75,5	24,5	9	0,627	0,008	0,325	0,061	10,288	1,932	1,3425	0,0203	0,0010	0,0011	0,0510	0,1071
454-456	5842	0,032	5,4	63,7	69,2	30,8	8	0,581	0,008	0,351	0,066	8,794	1,656	1,4537	0,0218	0,0012	0,0010	0,0561	0,1175
456-458	5904	0,032	6,5	68,0	74,6	25,4	9	0,558	0,007	0,336	0,057	9,870	1,662	1,5635	0,0255	0,0014	0,0010	0,0537	0,1097
458-460	5967	0,031	5,1	63,4	68,5	31,5	9	0,548	0,008	0,300	0,055	9,981	1,827	1,6115	0,0204	0,0013	0,0010	0,0622	0,1317
460-462	6032	0,030	6,5	70,4	76,8	23,2	8	0,615	0,008	0,339	0,055	11,243	1,817	1,8030	0,0253	0,0013	0,0009	0,0530	0,1205
462-464	6098	0,030	6,3	70,8	77,1	22,9	8	0,599	0,008	0,394	0,054	11,046	1,519	1,7887	0,0261	0,0014	0,0009	0,0531	0,1162
464-466	6164	0,029	6,4	70,1	76,5	23,5	8	0,580	0,008	0,351	0,053	10,976	1,652	1,8004	0,0251	0,0014	0,0010	0,0552	0,1151
466-468	6232	0,029	4,8	62,6	67,4	32,6	7	0,520	0,008	0,324	0,046	11,416	1,605	1,6976	0,0235	0,0014	0,0010	0,0583	0,1229
468-470	6301	0,029	6,8	67,1	73,9	26,1	9	0,531	0,007	0,340	0,045	11,895	1,558	1,4413	0,0208	0,0011	0,0010	0,0552	0,1175
470-472	6371	0,029	6,0	66,6	72,6	27,4	3	0,543	0,007	0,309	0,048	11,269	1,758	1,5104	0,0213	0,0012	0,0010	0,0540	0,1134

Anexo I – Cont.

Profundidade (cm)	Idade (anos cal. A.P.)	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Argila (%)	Silte (%)	Lama (%)	Areia (%)	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Corg _{norm} (%)	S (%)	N (%)	C/N	C/S	Fe/Ca	Ti/Ca	Ba/Ca	Ba/Al	Ba/Ti	V/Ti
472-474	6441	0,028	6,7	74,6	81,3	18,7	6	0,561	0,007	0,301	0,054	10,310	1,862	1,4898	0,0176	0,0011	0,0010	0,0634	0,1317
474-476	6512	0,028	5,4	75,9	81,3	18,7	11	0,554	0,007	0,331	0,057	9,788	1,672	1,5624	0,0197	0,0012	0,0010	0,0624	0,1254
476-478	6584	0,027	6,3	69,6	75,9	24,1	5	0,538	0,007	0,330	0,052	10,432	1,629	1,4431	0,0193	0,0011	0,0010	0,0575	0,1188
478-480	6657	0,027	7,1	65,8	72,9	27,1	4	0,511	0,007	0,327	0,045	11,291	1,564	1,6110	0,0238	0,0012	0,0011	0,0524	0,1107
480-482	6731	0,027	5,5	67,0	72,5	27,5	0	0,521	0,007	0,346	0,048	10,901	1,505	1,4008	0,0179	0,0011	0,0011	0,0599	0,1209
482-484	6805	0,027	8,1	66,8	74,8	25,2	9	0,497	0,007	0,316	0,048	10,309	1,573	1,5639	0,0209	0,0012	0,0010	0,0558	0,1178
484-486	6879	0,026	5,3	68,5	73,8	26,2	0	0,492	0,007	0,296	0,045	10,952	1,662	1,5815	0,0233	0,0012	0,0009	0,0502	0,1110
486-488	6955	0,027	6,4	66,7	73,1	26,9	9	0,475	0,006	0,351	0,043	10,928	1,354	1,6707	0,0257	0,0013	0,0010	0,0517	0,1090
488-490	7030	0,026	5,1	58,5	63,6	36,4	9	0,462	0,007	0,314	0,042	11,045	1,472	1,6844	0,0295	0,0014	0,0009	0,0460	0,0968
490-492	7106	0,026	10,2	70,2	80,4	19,6	5	0,500	0,006	0,326	0,045	11,038	1,532	1,5346	0,0244	0,0012	0,0009	0,0494	0,1059
492-494	7182	0,026	6,3	74,5	80,8	19,2	5	0,516	0,006	0,340	0,052	9,979	1,517	1,5944	0,0245	0,0012	0,0009	0,0488	0,1020
494-496	7259	0,026	5,4	65,2	70,6	29,4	3	0,483	0,007	0,299	0,043	11,260	1,613	1,6115	0,0232	0,0012	0,0009	0,0533	0,1131
496-498	7336	0,026	6,6	66,0	72,6	27,4	4	0,529	0,007	0,357	0,053	9,942	1,481	1,4782	0,0232	0,0011	0,0009	0,0491	0,1100
498-400	7413	0,026	7,5	51,9	59,4	40,6	1	0,516	0,009	0,361	0,044	11,631	1,428	1,1842	0,0138	0,0009	0,0010	0,0642	0,1359
500-502	7490	0,026	9,0	73,2	82,2	17,8	1	0,533	0,006	0,318	0,048	11,055	1,674	1,5342	0,0207	0,0012	0,0009	0,0573	0,1193
502-504	7568	0,026	6,0	57,6	63,6	36,4	1	0,470	0,007	0,312	0,041	11,600	1,504	1,2934	0,0137	0,0010	0,0009	0,0709	0,1473
504-506	7645	0,026	5,4	53,4	58,8	41,2	1	0,482	0,008	0,267	0,045	10,679	1,803	-	-	-	-	-	-

ANEXO II: TABELA COM OS DADOS MICROFAUNÍSTICOS (DENSIDADE ABSOLUTA DE FORAMINÍFEROS BENTÔNICOS).

Anexo II: Densidade absoluta dos foraminíferos bentônicos, na fração > 0,063 mm, ao longo do testemunho.

Profundidade (cm)	14-16	40-42	50-52	74-76	86-88	96-98	106-108	116-118	126-128	134-136	146-148	156-158	168-170	182-184	196-198	224-226	258-260
<i>Angulogerina angulosa</i>	210	590	440	992	864	537	840	980	607	576	704	971	880	1089	416	939	726
<i>Ammonia rolshauseni</i>	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna scalaris</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0	0	0
<i>Amphicoryna</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina compacta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina doniezi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina pulchella</i>	14	26	20	32	32	47	35	0	93	144	44	104	29	149	32	213	242
<i>Bolivina translucens</i>	0	0	0	32	32	70	0	0	23	0	0	0	0	99	32	43	81
<i>Bolivina</i> spp.	14	77	20	32	64	0	140	210	0	36	44	104	59	198	128	128	0
<i>Brizalina cochei</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	99	0	0	0
<i>Brizalina daggarius</i>	0	26	80	0	32	47	0	0	70	72	0	0	0	0	32	43	0
<i>Brizalina</i> spp.	42	231	40	128	128	0	35	35	70	144	132	104	205	50	96	128	323
<i>Buccella peruviana</i>	28	51	0	64	128	47	35	105	70	36	88	35	29	50	224	85	81
<i>Bulimina marginata</i>	266	539	320	896	928	887	735	770	560	684	1452	693	1115	1139	768	597	605
<i>Bulimina</i> spp.	434	719	800	1632	1504	630	770	1015	327	1044	1232	1213	1232	1238	864	896	1129
<i>Buliminella elegantissima</i>	532	1412	820	1600	1216	1003	1820	1750	1330	1368	1584	1629	1291	1881	1664	1493	1210
<i>Cancris sagra</i>	14	51	0	0	0	0	140	70	47	72	44	0	29	50	0	43	161
<i>Cibicides</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Dentalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discorbis williansoni</i>	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	69	29	50	0	0	0
<i>Elphidium discoidale</i>	0	0	0	32	0	0	0	0	0	36	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> spp.	14	51	0	32	0	47	0	70	47	0	0	0	0	50	32	0	0
<i>Favulina hexagona</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina laevigata</i>	0	0	20	0	0	23	0	70	0	36	44	0	0	0	0	43	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina semimarginata</i>	0	0	0	0	0	0	35	35	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina</i> spp.	14	51	20	0	0	70	0	0	0	36	0	0	29	50	32	0	0

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	14-16	40-42	50-52	74-76	86-88	96-98	106-108	116-118	126-128	134-136	146-148	156-158	168-170	182-184	196-198	224-226	258-260
<i>Fursenkoina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	1064	1643	1260	3008	2912	2193	2800	3080	2357	2376	3388	2600	1877	3564	1696	2773	3307
<i>Globocassidulina</i> spp.	308	488	520	1152	512	747	1400	1050	1143	1404	1584	1456	1584	2228	1472	1536	2460
<i>Gyroidina umbonata</i>	56	51	40	32	160	93	140	245	117	108	264	312	176	149	160	128	242
<i>Gyroidina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Hanzawaia boueana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Hanzawaia</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44	35	0	0	0	0	0
<i>Hopkinsina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Islandiella norcrossi</i>	0	103	20	0	64	70	70	0	93	0	0	69	0	0	0	0	0
<i>Lagena caudata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena hispidula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	0	0	0	50	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena striata</i>	0	0	0	0	32	0	0	35	0	0	0	35	0	0	32	0	0
<i>Lagena sulcata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena</i> spp.	14	0	0	0	0	0	0	0	70	36	0	0	29	50	0	0	0
<i>Lagenamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	32	0	0
<i>Lenticulina gibba</i>	0	0	0	0	0	0	35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40
<i>Lenticulina vítrea</i>	0	0	0	0	0	23	0	35	0	0	44	0	0	50	0	0	0
<i>Marginulina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Melonis</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonion</i> spp.	0	77	60	160	96	23	105	35	117	36	132	208	29	149	128	128	161
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	20	96	0	0	140	70	23	72	0	0	0	0	32	0	0
<i>Nonionella</i> spp.	0	0	20	0	64	0	35	0	140	0	88	35	59	149	96	43	0
<i>Nonionoides</i> spp.	28	128	20	64	32	23	175	105	187	180	88	208	147	149	96	213	242
<i>Procerolagena gracilis</i>	0	0	0	0	0	0	35	0	0	0	0	35	0	0	32	0	0
<i>Pseudononion atlanticum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudononion</i> spp.	0	0	0	0	0	23	0	0	23	0	0	69	0	0	64	43	40
<i>Pyrgo nasuta</i>	0	0	0	32	32	0	0	70	47	0	44	0	0	0	0	43	0

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	14-16	40-42	50-52	74-76	86-88	96-98	106-108	116-118	126-128	134-136	146-148	156-158	168-170	182-184	196-198	224-226	258-260
<i>Pyrgo ringens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo</i> spp.	0	0	0	0	0	0	35	35	0	0	0	35	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	0	0	0	32	0	0	35	0	23	0	0	35	59	0	32	0	0
<i>Quinqueloculina</i> spp.	0	0	20	32	0	0	0	0	70	0	0	69	0	0	0	0	0
<i>Rosalina</i> spp.	0	0	0	0	0	23	0	0	0	0	44	0	59	0	0	0	0
<i>Seabrookia earlandi</i>	0	0	0	32	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	85	0
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	28	26	0	64	64	23		35	23	36	132	69	59	149	32	43	81
<i>Siphonina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Stainforthia complanata</i>	28	51	40	64	32	23	70	105	47	36	0	35	0	99	0	0	161
<i>Uvigerina peregrina</i>	378	513	440	1120	800	653	770	1015	723	864	968	901	499	990	800	1152	928
<i>Uvigerina</i> spp.	266	282	400	192	416	140	420	385	350	324	176	659	469	347	512	640	484
Não identificado	42	0	120	0	128	0	105	175	47	144	88	104	88	50	64	128	0
Fragmentos	448	873	780	1056	1152	700	1085	980	770	1152	1188	1699	1115	1040	1024	1835	1533
Nº total de testas	4270	8059	6340	12608	11424	8167	12040	12565	9683	11124	13640	13589	11176	15444	10624	13440	14238

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	296-298	308-310	318-320	326-328	334-336	340-342	346-348	352-354	356-358	364-366	368-370	372-374	376-378	380-382	384-386	388-390	392-394
<i>Angulogerina angulosa</i>	763	469	792	780	561	572	732	644	624	1209	667	768	735	465	693	319	926
<i>Ammonia rolshauseni</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	48	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna scalaris</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina compacta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina doniezi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina pulchella</i>	176	88	0	244	66	57	193	107	336	156	143	144	105	85	154	137	293
<i>Bolivina translucens</i>	29	0	25	146	66	0	39	0	144	117	95	48	35	0	39	91	49
<i>Bolivina</i> spp.	117	88	74	0	33	0	0	0	0	0	95	192	0	42	193	46	49
<i>Brizalina cochei</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina daggarius</i>	0	0	0	0	33	0	0	0	48	0	0	0	35	85	0	0	49
<i>Brizalina</i> spp.	147	147	0	244	132	86	193	143	96	273	286	0	140	169	154	228	49
<i>Buccella peruviana</i>	59	147	25	98	66	0	154	72	96	78	238	144	0	42	0	228	49
<i>Bulimina marginta</i>	704	909	792	1024	1056	944	1001	1108	1968	1482	1764	2016	1260	1268	1386	1638	1901
<i>Bulimina</i> spp.	1056	1027	495	1024	1419	858	963	1144	1104	663	1239	1536	1400	930	1040	1456	1706
<i>Buliminella elegantissima</i>	469	381	149	1414	264	372	693	465	480	585	286	336	455	338	193	319	439
<i>Cancris sagra</i>	59	117	149	98	0	86	154	143	144	78	191	144	70	42	0	91	49
<i>Cibicides</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Dentalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	48	0	0	0	0	42	0	0	0
<i>Discorbis williansoni</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium discoideale</i>	0	0	0	49	0	0	39	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> spp.	0	29	0	49	0	0	77	0	48	0	48	0	0	0	0	0	0
<i>Favulina hexagona</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina laevigata</i>	0	0	0	49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	77	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	39	0	0
<i>Fissurina semimarginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	48	0	0	0	0	0	0	0	0

Anexo II – Cont.

[illegible]

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	296-298	308-310	318-320	326-328	334-336	340-342	346-348	352-354	356-358	364-366	368-370	372-374	376-378	380-382	384-386	388-390	392-394
<i>Pseudononion</i> spp.	29	59	50	0	0	57	0	0	96	78	0	144	35	0	77	137	0
<i>Pyrgo nasuta</i>	0	29	0	0	0	0	0	0	0	0	48	0	0	0	39	0	49
<i>Pyrgo ringens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	36	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	36	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	39	0	0	0	0	0	0	0
<i>Seabrookia earlandi</i>	88	59	0	98	0	0	39	179	96	117	238	48	70	169	193	91	146
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	59	29	25	49	33	0	39	72	48	39	0	96	35	42	0	0	49
<i>Siphonina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Stainforthia complanata</i>	147	29	25	98	33	114	154	36	144	39	48	96	35	0	39	182	49
<i>Uvigerina peregrina</i>	1261	1056	644	1365	1155	744	1348	787	1008	663	1335	1104	1155	930	886	1684	1316
<i>Uvigerina</i> spp.	469	469	421	878	627	658	347	465	816	546	763	624	630	845	1001	683	780
Não identificado	0	88	0	49	132	0	0	36	48	0	48	0	0	0	39	91	49
Fragmentos	1144	1437	1188	1609	1188	972	1348	1966	2544	1521	1239	2304	1820	1986	1810	1320	2291
Nº total de testas	10648	11088	8885	15795	11286	9638	12744	11905	14928	13104	14967	15456	13160	13140	12936	13832	15064

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	396-398	404-406	408-410	412-414	416-418	424-426	428-430	432-434	436-438	440-442	444-446	448-450	452-454	454-456	456-458	458-460	460-462
<i>Angulogerina angulosa</i>	728	364	1456	650	1440	1320	842	1070	1606	789	501	789	768	459	936	800	270
<i>Ammonia rolshauseni</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia</i> spp.	0	0	0	65	0	120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna scalaris</i>	0	0	0	0	0	0	77	113	0	113	46	0	0	77	0	0	0
<i>Amphicoryna</i> spp.	0	46	0	0	0	0	0	0	0	0	46	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina compacta</i>	0	0	0	65	0	0	77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina doniezi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	77	0	100	0
<i>Bolivina pulchella</i>	182	46	61	195	216	0	0	56	0	56	46	0	0	77	0	0	0
<i>Bolivina translucens</i>	46	0	61	0	216	240	0	0	85	169	0	56	171	77	0	0	90
<i>Bolivina</i> spp.	228	0	61	130	288	600	536	225	169	56	273	169	341	306	216	600	450
<i>Brizalina cochei</i>	0	0	0	65	0	0	0	0	0	0	0	56	171	0	72	0	90
<i>Brizalina daggarius</i>	46	46	182	0	72	0	0	0	0	56	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> spp.	91	91	243	325	360	120	230	169	338	169	91	56	0	153	144	300	90
<i>Buccella peruviana</i>	0	46	0	0	72	0	0	0	0	113	46	56	85	0	72	0	180
<i>Bulimina marginta</i>	1547	1547	2305	2080	2592	360	2142	2253	2704	1746	1547	1859	1536	1454	1512	2500	1890
<i>Bulimina</i> spp.	1547	1502	2366	1235	2376	1560	2601	1127	1437	1465	1138	1239	1963	1224	1152	1600	990
<i>Buliminella elegantissima</i>	46	410	667	390	360	840	689	225	169	451	273	282	256	306	0	200	540
<i>Cancris sagra</i>	46	137	0	260	72	0	230	394	254	169	91	0	427	0	72	200	450
<i>Cibicides</i> sp.	0	0	0	0	72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Dentalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discorbis williansoni</i>	0	0	0	0	0	0	0	56	0	0	0	0	85	0	0	0	0
<i>Elphidium discoideale</i>	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> spp.	0	46	182	0	72	120	77	0	0	0	0	0	0	0	72	0	0
<i>Favulina hexagona</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina laevigata</i>	0	0	0	65	0	240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina semimarginata</i>	0	0	0	65	144	0	77	0	0	56	46	0	0	77	0	0	0
<i>Fissurina</i> spp.	91	137	61	65	144	0	230	0	85	0	0	56	171	0	0	0	90

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	396-398	404-406	408-410	412-414	416-418	424-426	428-430	432-434	436-438	440-442	444-446	448-450	452-454	454-456	456-458	458-460	460-462
<i>Fursenkoina</i> spp.	0	46	0	0	0	0	0	0	85	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	2457	3458	4611	3705	3960	11760	5432	5690	8788	4845	4323	5577	8363	9716	8640	9300	11520
<i>Globocassidulina</i> spp.	956	1502	3155	2990	1656	6600	3825	2310	3042	2422	3049	3887	4181	4055	4608	7000	3960
<i>Gyroidina umbonata</i>	228	228	1031	1105	1080	960	842	676	1352	732	819	1183	853	1071	1296	600	1530
<i>Gyroidina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Hanzawaia boueana</i>	0	0	61	0	0	0	0	0	0	113	0	0	0	77	0	0	0
<i>Hanzawaia</i> spp.	46	91	61	0	0	360	153	169	254	225	182	113	85	77	216	300	270
<i>Hopkinsina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Islandiella norcrossi</i>	46	0	121	0	0	240	77	56	254	56	0	0	0	0	0	0	180
<i>Lagena caudata</i>	0	0	0	0	0	0	0	56	0	0	0	0	0	77	0	100	0
<i>Lagena hispidula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	72	100	0
<i>Lagena striata</i>	0	182	121	0	72	0	0	0	85	0	91	0	0	77	72	0	0
<i>Lagena sulcata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena</i> spp.	0	0	182	65	0	0	77	56	0	0	0	0	85	0	0	100	0
<i>Lagenammia</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina gibba</i>	46	0	0	0	0	120	77	0	0	56	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina vítrea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Marginulina</i> spp.	0	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Melonis</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	56	46	56	0	0	0	0	0
<i>Nonion</i> spp.	46	46	182	65	0	0	77	169	0	0	46	0	171	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	46	182	130	0	0	0	169	85	0	182	113	85	77	144	100	0
<i>Nonionella</i> spp.	0	46	303	0	216	0	77	169	254	113	46	56	256	230	144	100	90
<i>Nonionoides</i> spp.	455	46	0	195	288	240	153	338	254	169	46	225	256	306	360	300	270
<i>Procerolagena gracilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	56	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudononion atlanticum</i>	0	0	0	0	0	120	77	0	85	0	46	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudononion</i> spp.	182	91	121	65	216	0	153	56	85	0	0	0	171	536	0	0	180
<i>Pyrgo nasuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	56	0	0	0	0	0	0	0

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	396-398	404-406	408-410	412-414	416-418	424-426	428-430	432-434	436-438	440-442	444-446	448-450	452-454	454-456	456-458	458-460	460-462
<i>Pyrgo ringens</i>	0	0	0	0	0	120	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina</i> spp.	0	46	0	0	0	0	0	56	0	0	0	113	0	0	0	0	0
<i>Seabrookia earlandi</i>	137	182	121	130	432	360	230	225	507	225	228	732	341	536	432	700	720
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	0	91	61	0	72	360	77	169	85	56	137	0	85	77	0	100	0
<i>Siphonina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Stainforthia complanata</i>	0	46	0	65	72	600	77	113	85	0	46	56	341	230	72	0	270
<i>Uvigerina peregrina</i>	2093	1638	2002	1950	3024	3480	2448	1915	3887	2760	2321	2817	2987	4514	3240	3700	3240
<i>Uvigerina</i> spp.	637	455	789	975	504	1560	918	563	254	789	728	451	1195	842	1080	1200	720
Não identificado	91	46	0	0	72	120	77	0	0	113	46	113	0	0	0	200	0
Fragmentos	2548	1456	3155	2925	3168	5280	5049	2479	2873	3324	2184	2366	3499	3060	2952	4200	2520
Nº total de testas	14606	14196	23903	20020	23328	37800	27693	21125	29153	21576	18746	22477	28928	29835	27576	34400	30690

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	462-464	464-466	466-468	468-470	472-474	474-476	476-478	478-480	482-484	484-486	486-488	488-490	492-494	494-496	496-498	498-500	502-504
<i>Angulogerina angulosa</i>	630	513	480	380	698	570	529	800	456	900	990	1200	1470	1365	1050	1197	1995
<i>Ammonia rolshauseni</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia</i> spp.	90	0	0	95	0	95	151	80	0	100	90	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna scalaris</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0
<i>Amphicoryna</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina compacta</i>	0	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina doniezi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina pulchella</i>	0	0	0	95	0	0	0	80	76	100	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina translucens</i>	0	0	80	95	100	190	0	0	0	0	90	133	0	210	210	200	315
<i>Bolivina</i> spp.	180	513	320	665	200	95	151	240	76	0	180	133	105	210	105	399	525
<i>Brizalina cochei</i>	0	0	0	0	299	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina daggarius</i>	0	0	80	0	0	95	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> spp.	270	0	160	95	399	0	227	320	152	0	0	0	105	105	105	100	105
<i>Buccella peruviana</i>	0	86	0	0	0	0	76	0	0	0	90	0	210	0	105	0	105
<i>Bulimina marginta</i>	1710	1881	1040	950	1297	665	756	1280	684	1300	810	1067	1260	1050	840	1097	1470
<i>Bulimina</i> spp.	1260	1197	1200	1235	1397	855	983	1120	760	900	990	2133	1575	1365	735	998	1050
<i>Buliminella elegantissima</i>	180	342	400	475	698	475	302	800	228	300	180	533	420	420	210	499	315
<i>Cancris sagra</i>	90	86	480	95	200	95	151	160	152	0	180	0	210	210	315	399	315
<i>Cibicides</i> sp.	0	0	0	95	0	0	0	80	0	0	0	0	105	0	0	0	0
<i>Dentalina</i> sp.	0	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Discorbis williansoni</i>	90	0	0	95	0	0	76	80	152	100	0	133	630	315	105	299	0
<i>Elphidium discoideale</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	133	0	0	0	0	0
<i>Elphidium</i> spp.	0	0	80	0	0	95	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	105
<i>Favulina hexagona</i>	0	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina laevigata</i>	0	86	0	95	0	0	0	80	76	0	90	133	0	210	105	100	105
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina semimarginata</i>	0	0	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	105	105	0	0	0
<i>Fissurina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	76	80	0	100	0	0	0	0	210	0	0

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	462-464	464-466	466-468	468-470	472-474	474-476	476-478	478-480	482-484	484-486	486-488	488-490	492-494	494-496	496-498	498-500	502-504
<i>Fursenkoina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	8190	8978	8080	9025	8978	8835	8392	9440	7372	9600	11340	11600	9450	11025	12180	9676	11655
<i>Globocassidulina</i> spp.	5040	4788	3840	5130	5187	5700	4234	3920	3648	6800	4860	7733	5985	6195	5145	5287	5460
<i>Gyroidina umbonata</i>	900	684	1040	1330	798	1330	1210	880	304	500	540	933	735	525	210	499	315
<i>Gyroidina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	0	0	0	0	0	0
<i>Hanzawaia boueana</i>	0	0	0	0	100	0	0	0	0	200	0	400	315	210	210	0	420
<i>Hanzawaia</i> spp.	450	257	0	190	0	0	0	240	76	0	360	400	0	105	105	100	0
<i>Hopkinsina pacifica</i>	0	0	80	0	100	0	0	0	0	100	0	133	0	0	0	0	0
<i>Islandiella norcrossi</i>	360	86	80	0	0	0	0	80	152	100	270	133	210	105	210	599	0
<i>Lagen a caudata</i>	0	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	133	0	0	0	0	0
<i>Lagen a hispidula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	105	0	0	0	0
<i>Lagen a laevis</i>	0	0	0	0	0	0	76	0	76	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagen a striata</i>	90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	133	0	0	105	100	105
<i>Lagen a sulcata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagen a</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	90	0	0	0	0	0	0
<i>Lagenamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina gibba</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina vítrea</i>	0	86	0	0	0	0	0	0	76	0	90	0	0	0	0	0	0
<i>Marginulina</i> spp.	0	0	0	0	100	95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Melonis</i> spp.	0	0	0	0	100	0	76	0	0	0	0	133	105	105	0	0	0
<i>Nonion</i> spp.	0	0	0	0	100	0	76	0	76	0	90	267	105	0	105	200	210
<i>Nonionella turgida</i>	90	171	0	0	100	0	0	80	0	200	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella</i> spp.	90	86	0	95	698	190	378	0	152	0	0	0	0	210	315	0	0
<i>Nonionoides</i> spp.	630	171	240	0	299	380	151	80	76	100	180	1067	210	525	210	399	105
<i>Procerolagen a gracilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	105
<i>Pseudononion atlanticum</i>	180	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	133	0	0	0	0	105
<i>Pseudononion</i> spp.	0	171	160	0	0	95	0	160	228	0	90	267	0	0	420	200	105
<i>Pyrgo nasuta</i>	0	0	0	0	0	0	151	80	76	0	0	0	0	0	0	100	0

Anexo II – Cont.

Profundidade (cm)	462-464	464-466	466-468	468-470	472-474	474-476	476-478	478-480	482-484	484-486	486-488	488-490	492-494	494-496	496-498	498-500	502-504
<i>Pyrgo ringens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrgo</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	0	0	0	0	0	95	0	0	0	0	0	133	0	0	105	0	0
<i>Quinqueloculina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina</i> spp.	0	0	0	0	100	95	0	80	0	0	0	0	105	210	0	0	105
<i>Seabrookia earlandi</i>	810	428	880	855	599	1425	454	960	684	500	630	800	1365	315	1050	399	1155
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	90	0	80	0	0	95	0	480	152	300	90	133	210	0	315	499	525
<i>Siphonina</i> spp.	0	0	0	0	0	0	76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Stainforthia complanata</i>	270	171	320	380	299	380	151	320	228	100	270	267	105	210	525	100	315
<i>Uvigerina peregrina</i>	2790	3933	2880	3040	3791	3040	1890	2800	3876	3200	2790	4400	3885	3255	3360	3392	3255
<i>Uvigerina</i> spp.	900	428	1520	950	698	1805	983	720	1064	800	810	1600	1575	1785	1365	1197	1575
Não identificado	180	0	0	0	100	190	0	0	152	0	180	0	420	0	105	200	0
Fragmentos	3510	3420	2720	3230	4190	3230	2948	3360	2660	5000	4590	3733	3675	3885	3150	4289	4095
Nº total de testas	29070	28557	26480	28690	31721	30210	24872	29120	23940	31500	31140	40133	34755	34230	33285	32519	36015

ANEXO III: PRANCHA COM IMAGENS DE FORAMINÍFEROS BENTÔNICOS
OBTIDA EM MEV (MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA).

Prancha 1

Prancha 1

Figura a. *Bolivina translucens*

Figura b. *Brizalina daggarius*

Figura c. *Buccella peruviana* (vista dorsal ou espiral)

Figura d. *Buccella peruviana* (vista ventral ou umbilical)

Figura e. *Bulimina marginata*

Figura f. *Bulimina* spp.

Figura g. *Buliminella elegantissima*

Figura h. *Globocassidulina subglobosa*

Figura i. *Gyroidina umbonata* (vista dorsal ou espiral)

Figura j. *Gyroidina umbonata* (vista ventral ou umbilical)

Figura l. *Nonionella turgida* (vista ventral ou umbilical)

Figura m. *Nonionella turgida* (vista dorsal ou espiral)

Figura n. *Nonionoides* spp.

Figura o. *Seabrookia earlandi*

Figura p. *Uvigerina peregrina*