

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
CAMPUS DO LITORAL PAULISTA
UNIDADE DE SÃO VICENTE**

**INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS COM BASE EM FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS EM UM TESTEMUNHO DA BACIA DE SANTOS**

Fabiane Sayuri Iwai

**São Vicente - SP
2008**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
CAMPUS DO LITORAL PAULISTA
UNIDADE DE SÃO VICENTE**

**INFERÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS COM BASE EM FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS EM UM TESTEMUNHO DA BACIA DE SANTOS**

Fabiane Sayuri Iwai

**Orientador: Prof. Dr. Felipe Antonio de Lima Toledo
Supervisor: Prof. Dr. Francisco Sekiguchi C. e Buchmann**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Campus do Litoral
Paulista – UNESP, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Bacharel em Ciências Biológicas,
modalidade Biologia Marinha.

**São Vicente – SP
2008**

Iwai, Fabiane Sayuri.

Inferências paleoclimáticas com base em foraminíferos planctônicos em um testemunho da Bacia de Santos / Fabiane Sayuri Iwai. - São Vicente: 48, 2008.

Trabalho de conclusão (bacharelado – Ciências Biológicas) - Universidade Estadual Paulista, Campus do Litoral Paulista – Unidade São Vicente, 2008.

Orientador: Felipe Lima Toledo.

Supervisor: Francisco Sekiguchi C.e Buchmann.

1. Paleoclimatologia 2. Paleoceanografia

CDD 551.69

Palavras-chave: foraminíferos planctônicos, bioestratigrafia, isótopos de oxigênio, Bacia de Santos.

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho a todas as pessoas que fazem parte da minha vida e que
tem me apoiado esse tempo todo

ΕΠÍΓΡΑΦΕ

A stubborn heart remains unchanged.

Nothing is gonna stop me but divine intervention.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar ao meu orientador Felipe pela dedicação, paciência e orientação;

À Karen, minha segunda orientadora, por toda ajuda, dúvidas tiradas e atenção;

Ao professor Francisco que tem acompanhado minha busca há bastante tempo, e mesmo deixando de ser meu orientador continuou a me orientar;

À Maria Alejandra, pela atenção e pelos conselhos;

Aos professores da banca, pela leitura do meu trabalho;

Às meninas do LaPAS, principalmente Ana Cláudia e Hell, pela ajuda, pela companhia no lab e nos almoços, pelas risadas e pelos empréstimos de chave;

À todos meus amigos (em especial, Bruno, Mayumi, Tuf, Tati Bolha, Ju, Tritri, Mar, Ademon, Fabiano, Biel), que apesar de não participarem diretamente do trabalho (Biano sim XD valeu pela ajuda no abstract e no painel) sempre estiveram por perto para me apoiar. Obrigada pelas conversas, pelos conselhos, pelos e-mails, pelas mensagens de celular, pelas risadas, pelos desabafos, pela companhia, pelos passeios, pelo incentivo, pela torcida e pelas discussões (né, Ademon?); todos sempre presentes mesmo com a distância (agora cada vez menor), todos muito especiais e essenciais para mim; todos únicos e insubstituíveis;

À minha família, apesar de encontrar pouco, sei que está sempre torcendo por mim, agradecimentos especiais à prima Déia e aos padrinhos, nossa reaproximação esse ano foi muito boa para mim e me deu muita força;

À Conceição pela companhia de noite na biblioteca e pelas renovações de livro (inclusive pra eu estudar pro mestrado!), pelas conversas entre meus estudos e pelos sorrisos e simpatia;

Ao pessoal da biblioteca do IO, obrigada pela atenção e pelos sorrisos pela manhã;

Aos funcionários da UNESP e USP, pela ajuda, atenção e simpatia;

À minha vó, minhas tias e minha prima Dá que cuidaram de mim e me agüentaram durante esse ano; muito obrigada pelo carinho, pelas conversas, pelas comidas e doces gostosos e pela hospedagem;

Aos meus pais por agüentarem meu mau humor quase que eterno e meu quarto trancado e mesmo assim continuarem me amando; por continuarem me apoiando do jeitinho deles mesmo quando não compreendem as coisas que faço; pelo amor incondicional mesmo eu nem sempre retribuindo à altura, mas saibam que sempre vou amá-los e que estão acima de todas as coisas do mundo; vocês também são muito especiais e essenciais à minha vida, preciso SIM de pai e mãe na minha vida;

À minha irmã, afinal, é a única que eu tenho, então tenho que gostar dela, né? Hehehe (mesmo ela não querendo fazer as fotos dos foraminíferos pra mim =P);

A todas as pessoas que fizeram parte da minha vida na faculdade e

A todas as oportunidade que tenho na vida.

MUITO OBRIGADA!!! ^^

RESUMO

A lenta e constante sedimentação nos fundos marinhos proporciona um ótimo registro para a investigação paleoclimática. Neles podemos encontrar organismos fósseis como foraminíferos planctônicos que são bem preservados devido à presença de uma testa de carbonato de cálcio. Os foraminíferos planctônicos são uma das ferramentas mais utilizadas na investigação paleoclimática, uma vez que as mudanças climáticas são registradas sobre suas testas e ocorrência. As testas de foraminíferos são depositadas nos fundos oceânicos e podem ser recuperadas junto aos sedimentos. A partir da análise do conteúdo de foraminíferos planctônicos no testemunho KF-H da Bacia de Santos foi possível identificar um período glacial (Y) e um período interglacial (Z) através da utilização do biozoneamento proposto por Ericson & Wollin (1968). Os dados obtidos a partir da ocorrência de espécies de foraminíferos possibilitaram a inferência de variação de temperatura e produtividade. Foi possível identificar uma clara divisão baseada na variação da frequência de *Globorotalia inflata* e na mudança do sentido de enrolamento de *Globorotalia truncatulinoides*. O limite das zonas identificadas pelas duas espécies encontra-se em profundidade próxima ao limite interglacial/glacial identificado por *G. menardii*. Os dados obtidos a partir destas três espécies apresentaram boa correlação com os dados de isótopos de oxigênio obtidos em testas de foraminíferos planctônicos, sendo elas de significado paleoclimático já conhecido. Através da razão *bulloides/ruber*, abundância de *Neoglobobulimina dutertrei* e o padrão de enrolamento de *Globorotalia truncatulinoides* podemos observar um incremento da produtividade durante a transição para o Holoceno. Estes indicadores apresentaram boa correlação com a curva de isótopos de carbono, também adquiridos a partir de foraminíferos planctônicos.

Palavras-chave: foraminíferos planctônicos, bioestratigrafia, isótopos de oxigênio, Bacia de Santos.

ABSTRACT

The slow and constant process of marine sedimentation represents a great record to paleoclimatic investigations. In marine sediments we can find well preserved fossil organisms such as planktonic foraminifera. Their preservation is attributed to the presence of a test de calcium carbonate. Planktonic foraminifers are one of the most used paleoclimatic tools since the assemblage of planktonic foraminifera present on the water column reflects the climatic changes occurred. The foraminiferal tests are sedimented in the ocean floor and can be recovered by coring methods. Through the analysis of the foraminiferal content of the piston core KF-H from Santos Basin it was possible to identify one glacial period (Y) and one interglacial period (Z) using the biozoneament proposed by Ericson & Wollin (1968). The data obtained from the occurrence of planktonic foraminifer species make it possible to infer temperature and productivity variations. It was possible to identify a clear division between zones based on *Globorotalia inflata*'s frequency and on *Globorotalia truncatulinoides*'s coiling direction changes. The divisions observed in this two species are located approximately in the same depth as the interglacial/glacial limit identified by *G. menardii*. The data gathered from this species presents good correlation with oxygen isotope's data obtained from planktonic foraminiferal tests. All of them were already known for their paleoclimatic significance. The ratio *bulloides/ruber*, abundance of *Neogloboquadrina dutertrei* and *Globorotalia truncatulinoides*'s coiling pattern indicates increasing productivity during the transition to the Holocene. The indicators present good correlation with the carbon isotope curve also obtained from planktonic foraminiferal tests.

Key-words: planktonic foraminifera, biostratigraphy, oxygen isotopes, Santos Basin.

ÍNDICE

DEDICATÓRIA	II
EPÍGRAFE	III
AGRADECIMENTOS.....	IV
RESUMO.....	V
ABSTRACT	VI
INTRODUÇÃO	1
OBJETIVOS	4
MATERIAIS E MÉTODOS.....	5
ÁREA DE ESTUDO.....	5
MÉTODOS.....	5
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS UTILIZADOS NO ESTUDO	8
- <i>GLOBIGERINOIDES RUBER</i>	8
- <i>GLOBIGERINA BULLOIDES</i>	9
-Razão <i>bulloides/ruber</i>	10
- <i>GLOBOROTALIA MENARDII</i>	10
- <i>GLOBOROTALIA INFLATA</i>	11
- <i>GLOBOROTALIA TRUNCATULINOIDES</i>	11
- <i>NEOGLOBOQUADRINA DUTERTREI</i>	13

BIOZONEAMENTO ESTRATIGRÁFICO DE ERICSON & WOLLIN (1968).....	13
ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÊNIO E CARBONO	14
DATAÇÃO RELATIVA	16
RESULTADOS	18
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS	18
ZONEAMENTO DE ERICSON & WOLLIN E DATAÇÃO RELATIVA	21
DISCUSSÃO	22
CONCLUSÕES	29
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	33

INTRODUÇÃO

O Quaternário, em particular, o Pleistoceno, é marcado por várias mudanças climáticas (Vicalvi, 1997). Os sedimentos marinhos representam uma ótima forma de registro desses eventos por possuir deposição mais contínua em comparação aos sedimentos continentais (Ericson & Wollin, 1968; Sanjinés, 2006; Shackleton, 2006) que estão sujeitos a interrupção da sedimentação durante os períodos de expansão e derretimento das calotas de gelo, sendo cada glaciação responsável pela destruição parcial dos registros deixados pela glaciação anterior.

Junto à contínua deposição marinha de partículas finas minerais são também depositados restos de organismos calcários que são úteis para a paleoceanografia. Os foraminíferos são utilizados a um longo tempo na investigação paleoceanográfica e paleoclimática através dos sedimentos marinhos. Inicialmente era dada ênfase na identificação de zonas de foraminíferos (*foraminiferal zones*) (Shackleton, 2006). Porém, a falta de compreensão de como as comunidades microplactônicas respondem a rápidas mudanças climáticas fez com que os paleoceanógrafos deixassem de considerar as comunidades de microfósseis como um conjunto e passassem a realizar reconstruções paleoclimáticas baseadas em espécies individuais (Martinez *et al.*, 2006). Dessa forma, passaram a ser adotados indicadores (*proxies*) como a primeira aparição, última aparição e mudanças na direção de enrolamento de espécies de foraminíferos e outros organismos de carapaça calcária como nanofósseis (Shackleton, *op. cit.*).

A base para esse tipo de estudo é o conhecimento das preferências ecológicas de cada espécie através da análise de foraminíferos presentes em sedimentos de testemunhos e em redes de plâncton. Nos testemunhos é possível observar variações na distribuição temporal dos foraminíferos, sendo consenso de que essas variações são decorrentes de mudanças climáticas (Ericson *et al.*, 1964). Atualmente, as preferências ecológicas e distribuição geográfica das espécies de foraminíferos planctônicos já são suficientemente conhecidas (Ericson *et al.*, 1964) para que se possam ser feitas inferências

paleoceanográficas confiáveis a partir de sua ocorrência nos sedimentos recuperados em testemunhos.

A utilização de foraminíferos planctônicos se torna vantajosa porque eles são organismos muito abundantes, sensíveis a variações ambientais e de ampla distribuição geográfica (Siesser, 1974). Dessa forma, o estudo baseado em foraminíferos planctônicos abrange uma grande escala temporal e espacial, possibilitando correlação entre estudos em escala global.

A sensibilidade dos foraminíferos às variações de temperatura permitiu os micropaleontólogos reconstruir o registro de variações climáticas no Pleistoceno (Frerichs, 1971). A abundância das espécies depende principalmente da temperatura e da produtividade das águas superficiais que eles habitam (Wefer *et al.*, 1996). No trabalho pioneiro de Schott (1954 *apud* Ericson & Wollin, 1968) a variação vertical da espécie *Globorotalia menardii* foi identificada como provável correspondência com as variações climáticas da última era do gelo, sugerindo que a partir dos sedimentos de oceano profundo é possível recuperar registros de eventos climáticos. Atualmente *G. menardii* é apontada por diversos autores (Ericson *et al.*, 1964; Ericson & Wollin, 1968; Toledo *et al.*, 2007b) como foraminífero planctônico mais sensível a variações climáticas em águas equatoriais e de médias latitudes em sedimentos do Pleistoceno Superior. A ausência/presença dessa espécie foi utilizada por Ericson & Wollin (*op. cit.*) como base para o zoneamento de testemunhos correspondentes ao Pleistoceno/Holoceno, no qual foram definidas zonas de Q a Z, sendo Z a mais recente. Outras espécies também podem ser utilizadas em estudos paleoclimáticos refinando e corroborando os dados obtidos a partir de *G. menardii*.

Os foraminíferos são também utilizados para inferências de outras características paleoceanográficas como as propriedades da água do mar. A temperatura é o parâmetro mais freqüentemente associado à ocorrência de foraminíferos planctônicos. Porém, outras variáveis físicas como a salinidade, nutrientes, oxigênio dissolvido e profundidade da termoclina podem influenciar a sua ocorrência (Bé & Hutson, 1977). Essas informações podem ser acessadas não apenas pela variação da distribuição e abundância das

diferentes espécies de foraminíferos planctônicos, mas também através da composição da testa desses organismos.

Os isótopos estáveis presentes na testa de foraminíferos são amplamente adotados tanto na estratigrafia continental como na marinha (Shackleton, 2006). A partir da variação da composição isotópica de oxigênio é possível inferir variações climáticas e paleotemperaturas (Emiliani, 1955). A variação da composição isotópica de carbono pode refletir o conteúdo de carbono inorgânico dissolvido nos oceanos (Toledo *et al.*, 2007b). Porém, as causas que levam a variação isotópica do carbono ainda são menos compreendidas em relação ao oxigênio (Peeters *et al.*, 2002; Naidu & Niitsuma, 2004).

Há uma grande quantidade de estudos de testemunhos dos oceanos Atlântico Norte, Pacífico e Índico, porém um número reduzido de estudos para o Atlântico Sul. A obtenção de conhecimento sobre o Atlântico Sul durante o Quaternário é de grande importância, pois além de interligar os oceanos Índico e Pacífico e ser o local de origem de importantes massas d'água de fundo que participam da circulação termohalina, essa área é a principal fornecedora de calor para a porção setentrional do Atlântico (Gordon, 1996). Enquanto a maior parte dos oceanos apresenta circulação em direção aos pólos, o Atlântico Sul apresenta circulação dos pólos para o equador, possuindo importante função de transporte de calor para o oceano Atlântico Norte (Wefer *et al.*, 1996).

O presente trabalho irá utilizar a espécie *G. menardii* para a datação do biozoneamento proposto por Ericson & Wollin (1968) de um testemunho da Bacia de Santos. Também foram utilizados indicadores baseados em outras espécies de foraminíferos planctônicos para complementar as informações obtidas a partir do zoneamento sendo dada ênfase a dados relativos à temperatura e produtividade.

OBJETIVOS

Objetivo geral

Estimar, a partir da análise de seis espécies de foraminíferos planctônicos (*Globorotalia menardii*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia inflata* e *Neogloboquadrina dutertrei*), as possíveis variações paleoclimáticas ao longo de um testemunho da Bacia de Santos.

Objetivos específicos

- inferir a variação da paleoprodutividade a partir da razão da abundância de duas espécies de foraminíferos planctônicos, *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber*;

- identificar períodos glaciais (frios) e interglaciais (quentes) a partir da presença/ausência da espécie *Globorotalia menardii*, como proposto por Ericson & Wollin (1968);

- identificar mudanças no sentido de enrolamento da testa da espécie *Globorotalia truncatulinoides*;

- inferir características paleoceanográficas ao longo do testemunho segundo a frequência das espécies de foraminíferos planctônicos utilizados no presente estudo;

- relacionar os resultados obtidos a partir desses indicadores com dados de isótopos de carbono (relacionados às variações na produtividade) e oxigênio (relacionado às variações da temperatura) previamente obtidos a partir de foraminíferos planctônicos (Toledo, 2000).

MATERIAL E MÉTODOS

Área de Estudo

O testemunho KF-H foi coletado na Bacia de Santos, localizada na margem continental sudeste-sul brasileira (Figura 1), sob as coordenadas 24°31'48"S; 42°32'24"W; a uma profundidade de 1.695 metros de lâmina d'água. A Bacia de Santos tem extensão de 275.000 km² (Portilho-Ramos *et al.*, 2006), com seu limite norte com a Bacia de Campos marcado pelo Alto do Cabo Frio e seu limite sul com a Bacia de Pelotas marcado pelo Alto de Florianópolis (Gibbons *et al.*, 1983).



Figura 1 – Localização do testemunho KF-H na Bacia de Santos.

Métodos

O testemunho foi obtido através de testemunhagem a pistão durante uma campanha de prospecção geoquímica visando à detecção de “seeps” de hidrocarbonetos em bacias da costa brasileira, coordenado pelo Centro de Pesquisas da PETROBRAS. Foram coletados 331 testemunhos a pistão a

bordo do R/V Powell. No testemunho utilizado houve a recuperação de 4,13 metros de sedimento, sendo ele subamostrado em 40 amostras. As distâncias entre as amostras foram determinadas com base na litologia identificada no testemunho, variando entre 3 a 25 centímetros; o testemunho apresenta dois tipos de sedimentos (Figura 2). As amostras encontram-se depositadas no Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul (LaPAS) do Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo (IO/USP).

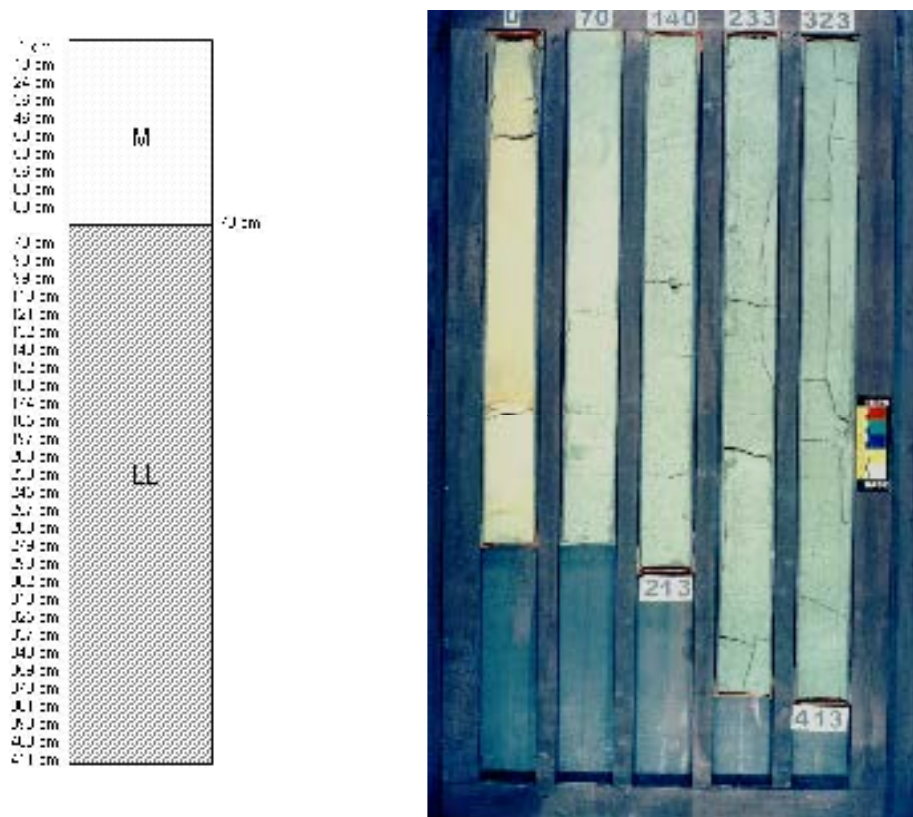


Figura 2 – Litologia do testemunho KF-H. Da base até 70 centímetros os sedimentos são classificados como lama levemente carbonática (LL); e de 70 centímetros ao topo do testemunho os sedimentos são caracterizados como marga (M). À esquerda estão representadas as profundidades das 40 amostras do testemunho (fora de escala); à direita encontra-se a foto do testemunho durante sua descrição.

As amostras utilizadas foram submetidas à metodologia padrão para estudos paleoceanográficos baseados em microfósseis calcários. Os sedimentos das amostras foram secados em estufa para desagregação do material. As amostras foram então peneiradas em água corrente, utilizando-se uma malha de 63µm e após secagem em estufa (~50°C) foram novamente

peneiradas em malha de 150µm, sendo essas frações pesadas e armazenadas em pequenos frascos devidamente identificados. Em sedimentos de oceano profundo o material mais grosso que 74µm consiste quase que inteiramente de testas de foraminíferos planctônicos. Para análise deste estudo foi utilizada a fração de 150µm das amostras, pois nesta malha ficam retidas as espécies de foraminíferos planctônicos importantes para estudos bioestratigráficos e paleoclimáticos excluindo das amostras indivíduos juvenis e de tamanho muito reduzido que possam dificultar o processo de identificação das espécies (Vicalvi, 1997). Cada amostra foi quarteada até que fosse obtida uma parcela da amostra contendo aproximadamente 300 foraminíferos planctônicos, sendo a contagem de um número maior que esse considerada desnecessária, já que o erro a partir desse número é muito reduzido.

A partir das amostras quarteadas foram contadas as espécies *Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides* em microscópio estereoscópico. Para a espécie *G. truncatulinoides* foi discriminado também o sentido do enrolamento da testa (dextral ou sinistral). Foi realizada a contagem apenas destas seis espécies devido a sua conhecida importância para inferências paleoclimáticas. A seleção de espécies mais significativas para o estudo torna as análises mais rápidas, visto que algumas das espécies mais abundantes nos sedimentos marinhos podem proporcionar pouca ou nenhuma informação de interesse paleoclimático (Ericson & Wollin, 1968). A identificação taxonômica foi baseada principalmente em Hemleben *et al.* (1989). A fração quarteada para as análises foi conservada em lâminas para microfósseis que encontram-se no LaPAS (lâminas nº1580 a 1618).

A partir dos dados obtidos foi estabelecido o biozoneamento estratigráfico proposto por Ericson & Wollin (1968), baseado na frequência da espécie *G. menardii*, que é uma espécie bastante sensível a variações na temperatura. A abundância das espécies *G. inflata* e *N. dutertrei* auxiliam na identificação dos limites entre períodos glaciais/interglaciais. A razão dos sentidos de enrolamento (dextral/sinistral) da espécie *G. truncatulinoides* também pode ser utilizada como indicador de variações de temperatura, sendo os valores altos indicativo de temperaturas altas e vice-versa. O limite entre as

zonas foi considerado como sendo o ponto médio entre a temperatura máxima e a mínima.

As espécies *G. bulloides* e *G. ruber* além de terem sua distribuição afetada pela temperatura das massas d'água, também são espécies sensíveis a variações de disponibilidade de nutrientes, sendo *G. bulloides* mais freqüente em regiões ricas em nutrientes e *G. ruber* em regiões oligotróficas. A razão entre essas duas espécies também é utilizada então para inferências sobre a paleoprodutividade.

Os resultados obtidos a partir da razão *G. ruber*/*G. bulloides* e da ocorrência e abundância de *G. menardii*, *G. inflata*, *N. dutertrei* e razão do sentido de enrolamento da testa de *G. truncatulinoides* foram relacionados aos dados disponíveis de isótopos de carbono e oxigênio obtidos a partir da testa de foraminíferos planctônicos (*G. ruber*). Os dados de isótopos de oxigênio e carbono fazem parte da tese de doutorado de Toledo (2000), sendo as análises isotópicas realizadas no laboratório do Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), usando Finnigan MAT 252 com um dispositivo automatizado KIEL. Segundo o "National Bureau of Standards" (NBS), o desvio padrão dos valores isotópicos do carbonato padrão NBS-19 é $\pm 0.08\text{‰}$. Os valores isotópicos de NBS-19 foram calibrados de acordo com o Pee Dee Belemnite ($\delta^{18}\text{O} = -2.2$ Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)).

Foraminíferos planctônicos utilizados no estudo

Para o presente estudo foram contadas apenas as espécies consideradas relevantes para os objetivos deste estudo (*G. ruber*, *G. bulloides*, *G. menardii*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei*). Abaixo se encontra uma breve descrição de cada uma delas e dos indicadores baseados nessas seis espécies planctônicas utilizadas no trabalho.

-Globigerinoides ruber

G. ruber é considerada uma espécie indicadora de águas quentes e oligotróficas (Peeters *et al.*, 2002), é uma espécie simbiote, presente principalmente nas camadas mais rasas da coluna d'água (Martinez *et al.*, 1998). *G. ruber* é o foraminífero de água quente mais bem sucedido em termos

de distribuição e abundância no Oceano Atlântico, sendo a espécie mais numerosa em regiões subtropicais (Tolderlund, 1979). Existem duas variedades de *G. ruber*, uma branca (*white*) (Figuras 3A e 3B) e outra rosa (*pink*) (Figura 3C e 3D), sendo a variedade *pink* restrita às populações do Atlântico Sul e Norte (Tolderlund, *op. cit.*). O pigmento da testa da *G. ruber pink* foi identificada como feofitina, estando relacionada provavelmente com a flora simbiótica presente em seu citoplasma. A variedade colorida dessa espécie tem maior abundância próxima à plataforma continental externa e ao talude superior (Or, 1969) e em águas mais rasas do que a forma *white* (Lynts, 1971), o que deve ser provavelmente ligado à presença de simbiontes na forma *pink*.

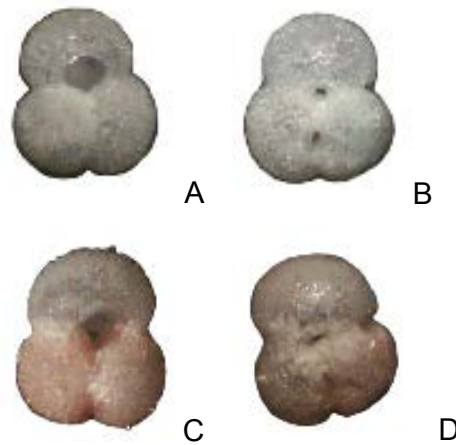


Figura 3 – Vista umbilical (A) e dorsal (B) da variedade *white* da espécie *G. ruber* e vista umbilical (C) e dorsal (D) de sua variedade *pink*.

-Globigerina bulloides

A espécie *G. bulloides* (Figura 4) é uma espécie característica de águas polares a subpolares (entre 10 e 18°C) (Bé & Hutson, 1977) ou também de regiões de ressurgência em latitudes mais baixas (Hemleben *et al.*, 1989; Feldberg & Mix, 2002), sendo muito utilizada no estudo dessas regiões (Martinez *et al.*, 1998; Conan & Brummer, 2000; Peeters *et al.*, 2002). Apesar de representar uma espécie indicativa de águas frias, ela pode ser encontrada em águas mais quentes em menor número (Toledo *et al.*, no prelo).

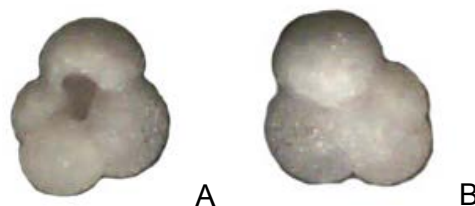


Figura 4 – Vista umbilical (A) e dorsal (B) da espécie *G. bulloides*.

-Razão bulloides/ruber

Devido a sua ampla distribuição nos oceanos do mundo, essas duas espécies são bastante utilizadas como indicadoras de mudanças ambientais em águas superficiais, particularmente em reconstruções paleoceanográficas relativas à intensidade e variação do sistema de ressurgência associado a monções (Peeters *et al.*, 2002). A espécie *G. bulloides* é dominante em períodos de ressurgência e *G. ruber* abundante em períodos sem ressurgência. Dessa forma os valores da razão entre essas duas espécies acompanham a variação na intensidade da ressurgência (Conan & Brummer, 2000).

A razão *bulloides/ruber* é um parâmetro confiável para traçar mudanças passadas relacionadas à temperatura e produtividade (Toledo *et al.*, no prelo). A razão de espécies de água fria/espécies de água quente sempre foi muito utilizada (Lynts, 1971). Valores baixos dessa razão indicam influência de água quente e oligotrófica e valores altos indicam influência de água fria e rica em nutrientes.

-Globorotalia menardii

A espécie *G. menardii* (Figura 5) é apontada por vários estudos como a espécie mais sensível a variações climáticas (Ericson & Wollin, 1956; Ericson *et al.*, 1964; Ericson & Wollin, 1968; Toledo *et al.*, 2007b). *G. menardii* é uma espécie de águas tropicais a subtropicais (latitudes médias) (Hemleben *et al.*, 1989). Essa espécie é encontrada em abundância em sedimentos de períodos interglaciais, estando ligada a períodos de temperaturas mais quentes, e tem sua abundância reduzida ou nula em períodos glaciais (Xu *et al.*, 2005). Dessa forma, através de sua ausência/presença são feitas inferências de períodos glaciais/interglaciais.



Figura 5 – Vista umbilical (A) e dorsal (B) de *G. menardii*.

-*Globorotalia inflata*

G. inflata (Figura 6) é uma espécie característica de águas temperadas a subpolares (Boltovskoy, 1965; Hemleben *et al.*, 1989), sendo então sua ocorrência inversa à das espécies *G. menardii* e *N. dutertrei*. Possui maior abundância em locais onde a temperatura das águas superficiais se encontra entre 13 e 19°C; sua abundância nos sedimentos pode ser atribuída a sua resistência a dissolução (Bé & Hutson, 1977). A abundância dessa espécie é utilizada para auxiliar na determinação dos limites entre períodos glaciais e interglaciais.

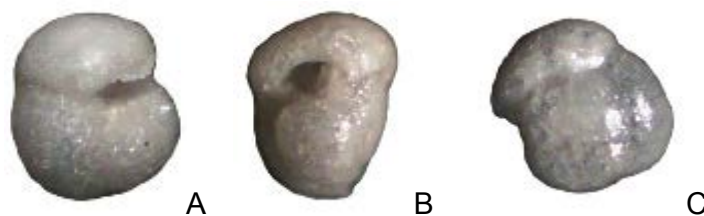


Figura 6 – Vista umbilical (A), lateral (B) e dorsal (C) de *G. inflata*.

-*Globorotalia truncatulinoides*

G. truncatulinoides (Figura 7) é uma espécie de águas temperadas (Boltovskoy, *op. cit.*; Siesser, 1974), sendo o padrão de enrolamento de sua testa influenciado pela temperatura da água na qual o organismo se desenvolve, em águas mais quentes o enrolamento que apresenta maior frequência é o dextral (Figura 7A) e em águas com temperaturas mais frias o sentido de enrolamento predominante é o sinistral (Figura 7B) (Bé & Hutson, *op. cit.*). Apesar da influência da temperatura sobre o enrolamento da testa

dessa espécie já ter sido confirmada, ainda não se conhece a forma exata de atuação da temperatura sobre esse processo.

Mesmo antes de seu significado paleoclimático ser conhecido, a mudança da direção de enrolamento da testa dessa espécie já era utilizada para correlação entre testemunhos e cálculo de taxas de sedimentação em testemunhos do Pleistoceno (Ericson *et al.*, 1954). Esta é uma espécie relativamente jovem, sendo esperada a “indecisão” quanto à direção de seu enrolamento, enquanto espécies mais antigas como *G. menardii* possuem uma razão de direção de enrolamento mais definido (Ericson *et al.*, *op. cit.*).

Em um estudo de Renaud & Schmidt (2003) foi observada correlação significativa entre mudanças morfológicas (direção de enrolamento e formato da testa) da espécie e outros parâmetros paleoclimáticos. *G. truncatulinoides* responde principalmente a flutuações de períodos glaciais e interglaciais. Nesse caso, porém, não há modificações morfológicas nos indivíduos da população, o que ocorre é um processo de “*habitat tracking*”, no qual as espécies mudam seu padrão de distribuição a fim de evitar estresse climático. O que observamos, portanto, não se trata de mudanças morfológicas, mas de alternância de populações ao longo de um testemunho.

Aparentemente, a direção de enrolamento também pode ser afetada pela disponibilidade de nutrientes. O enrolamento para esquerda é observado nos centros de giros subtropicais (deficientes em nutrientes), enquanto o enrolamento para a direita ocorre na margem dos giros (regiões mais produtivas) (Renaud & Schmidt, *op. cit.*).

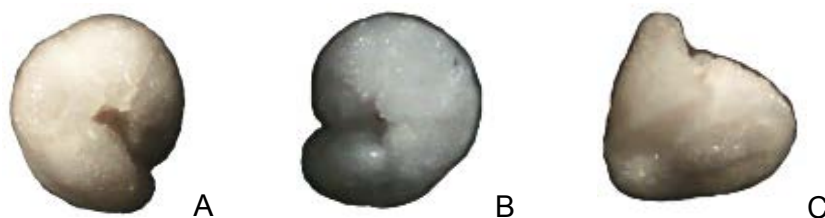


Figura 7 – Vista umbilical de um indivíduo com enrolamento dextrógiro (A) e levógiro (B) e vista lateral de *G. truncatulinoides*.

-Neogloboquadrina dutertrei

N. dutertrei (Figura 8) é uma espécie distribuída em regiões oceânicas tropicais, com preferência por temperaturas entre 21 e 22°C (Hilbrecht, 1997). Ela apresenta um padrão de ocorrência similar ao de *G. bulloides*, sendo ele relacionado principalmente à disponibilidade de nutrientes (Tolderlund, 1979; Conan & Brummer, 2000).

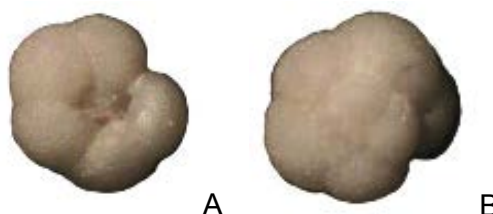


Figura 8 – Vista umbilical (A) e dorsal (B) de *N. dutertrei*.

Biozoneamento Estratigráfico de Ericson & Wollin (1968)

A época do Pleistoceno foi marcada por drásticas mudanças climáticas nas quais ocorreram repetidos ciclos glaciais/interglaciais. Ericson & Wollin (1968) propuseram o zoneamento de testemunhos de sedimentos do Pleistoceno/Holoceno em oceano profundo baseado na variação da frequência da espécie *G. menardii*, que é apontada como a espécie de foraminífero planctônico mais sensível a mudanças climáticas. Nos sedimentos utilizados nesse estudo, foram observadas zonas bem definidas nas curvas de frequência da *G. menardii* ao longo de um período de aproximadamente 2.000.000 anos, onde foi definido por pelos autores como o limite inferior do Pleistoceno. O zoneamento proposto por Ericson & Wollin (*op. cit.*) é ainda muito utilizado em estudos bioestratigráficos como os de Vicalvi (1997) e Sanjinés (2006).

Os períodos em que o complexo menardiforme (*G. menardii*, *G. m. flexuosa*, *G. m. tumida*) é abundante podemos afirmar que corresponda a um período quente, e quando o complexo é encontrado com frequência baixa ou nula o período é frio. Dessa forma, os sedimentos do Pleistoceno e recentes são classificados de Q a Z, sendo Q a base do Pleistoceno e Z a camada mais recente (Holoceno).

Isótopos Estáveis de Oxigênio e Carbono

O uso de isótopos de oxigênio na estratigrafia é amplamente adotado atualmente por muitos pesquisadores tanto na estratigrafia continental como na marinha (Shackleton, 2006), tanto pela sua importância estratigráfica como pelo seu significado paleoclimático (Prell *et al.*, 1986). Sua utilização proporciona um registro contínuo das variações oceânicas em uma escala temporal entre 10^3 e 10^5 anos e melhor resolução estratigráfica do que outros métodos como o de biohorizontes (Prell *et al.*, 1986). Além disso, as maiores mudanças isotópicas são sincrônicas no mundo todo, enquanto os níveis dos indicadores bióticos geralmente não são (Prell *et al.*, *op. cit.*).

As mudanças isotópicas em testas de foraminíferos planctônicos estão mais relacionadas à alteração da composição isotópica da água (presença de gelo e alteração da salinidade) do que com a temperatura (Shackleton & Opdyke, 1973), podendo ainda refletir mudanças na salinidade (Prell *et al.*, *op. cit.*).

A formação de gelo nas altas latitudes durante intervalos glaciais aprisionou um montante de água enriquecida em ^{16}O , o que provocou um aumento da razão isotópica do ^{18}O nos oceanos. Durante intervalos interglaciais, o aporte de água doce rica em ^{16}O no sistema oceânico, proveniente principalmente do derretimento na razão isotópica do ^{18}O nos oceanos, diminuiu essa razão (Shackleton, 1967). Isso ocorre, pois a energia vibracional de uma molécula é inversamente proporcional à massa de seus átomos, logo uma dada molécula que contenha o isótopo mais leve de um mesmo elemento tem maior frequência vibracional. Isso significa que ligações químicas envolvendo isótopos mais leves são mais fracas, tendendo a se quebrar mais rapidamente, logo são mais reativas do que sua similar composta por isótopos mais pesados (Faure, 1986).

A razão entre isótopos leves e pesados é então utilizada para inferência de presença de períodos glaciais e interglaciais. Valores negativos representam baixa razão na amostra, menos ^{18}O do que ^{16}O (mais leve). De acordo com Emiliani (1955), valores positivos indicam intervalos glaciais enquanto negativos correspondem a intervalos interglaciais e interestaduais. A

partir da razão O^{18}/O^{16} encontrada é possível inclusive realizar inferências das paleotemperaturas (Equação 1), para isso é utilizado um valor padrão (Equação 2). A equação citada foi modificada por Emiliani (1955) a partir da equação de Epstein *et al.* (1953), a qual foi acrescentada o fator A, que representa a diferença entre a composição da água marinha atual e da água na qual o organismo foi formado. Esse valor foi estimado por Emiliani (1955) em 0.4‰. Sendo amplamente aceito que o oceano foi cerca de 1‰ mais positivo no último glacial do que hoje (Shackleton & Opdyke, 1973).

$$T = 16.5 - 4.3 (D - A) + 0.14 (D - A)^2$$

(Equação 1)

$$D = 1000 \frac{O^{18}/O^{16} (\text{amostra}) - O^{18}/O^{16} (\text{padrão})}{O^{18}/O^{16} (\text{padrão})} - 1$$

(Equação 2)

Enquanto os isótopos de oxigênio podem oferecer dados referentes a glaciações e variação de temperatura, a variação da composição isotópica de carbono reflete o conteúdo de carbono inorgânico dissolvido nos oceanos (Toledo *et al.*, 2007b), o que é controlado por processos como fotossíntese, respiração e equilíbrio entre o carbono inorgânico dissolvido do oceano e o gás carbônico atmosférico (Newton & Bottrell, 2007). Assim como os isótopos de oxigênio, os isótopos leves de carbono (^{12}C) possuem um pouco mais de facilidade em ser processados pela fotossíntese do que os isótopos pesados (^{13}C) (Newton & Bottrell, *op. cit.*). Baixos valores de $\delta^{13}C$ são indicativos de massas d'água ricas em nutrientes. O aumento de produtividade primária leva a valores mais positivos devido à fixação preferencial de ^{12}C na fotossíntese (Renaud & Schmidt, 2003). A razão $\delta^{13}C$ é considerada um importante traçador de fluxo de nutrientes pelos oceanos (Kennett, 1982).

A comparação entre testemunhos de locais diferentes permite a construção de um registro global médio, podendo ser utilizada para diferenciar variações isotópicas locais e globais (Prell *et al.*, 1986). A única limitação entre correlações inter-oceânicas é o tempo de mistura dos oceanos (*ocean mixing*

time) (estimado em menos de 1000 anos) e mistura de sedimentos gerada por processos físicos e biológicos, como correntes e bioturbação (Shackleton & Opdyke, 1973; Bé & Hutson, 1977).

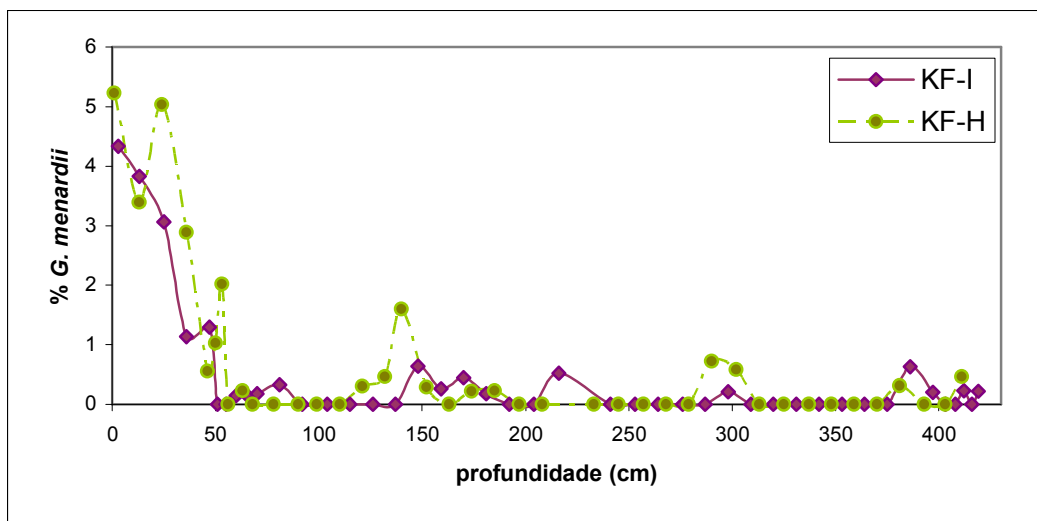
Emiliani (1955) e Shackleton e Opdyke (1973 e 1976) propuseram estágios estratigráficos baseados nos isótopos de oxigênio encontrados em fósseis carbonáticos (*Marine Isotope Stages* – MIS). Em testemunhos estudados por Emiliani (*op. cit.*) foram identificados 15 estágios de isótopos de oxigênio (em testemunhos que atingiram até ~600.000 anos), Shackleton e Opdyke (*op. cit.*) indicaram 22 estágios (ao longo de ~870.000 anos), sendo os 15 primeiro coincidentes com os de Emiliani (*op. cit.*).

Porém, em muitos foraminíferos é observada a deposição da testa em desequilíbrio com a água do mar (Volkman & Mensch, 2001; Peeters *et al.*, 2002; Naidu & Niituma, 2004; Wilke *et al.*, 2006), e isso se deve a processos biológicos, físicos e químicos. Esse conjunto de processos é denominado Efeito Vital. É fundamental saber se a testas de cada espécie de foraminífero é precipitada em equilíbrio com a água do mar ou se há variações previsíveis, já que elas podem reagir de formas diferentes pelo fato de possuírem atividade metabólica diferente entre si (Volkman & Mensch, *op. cit.*). Para as análises isotópicas também devemos assumir que a profundidade habitada pelas diferentes espécies de foraminíferos não foi alterada ao longo do tempo. Porém, existem evidências de que algumas espécies tenham sofrido importantes mudanças na profundidade preferencial (Van Eijden & Ganssen, 1995).

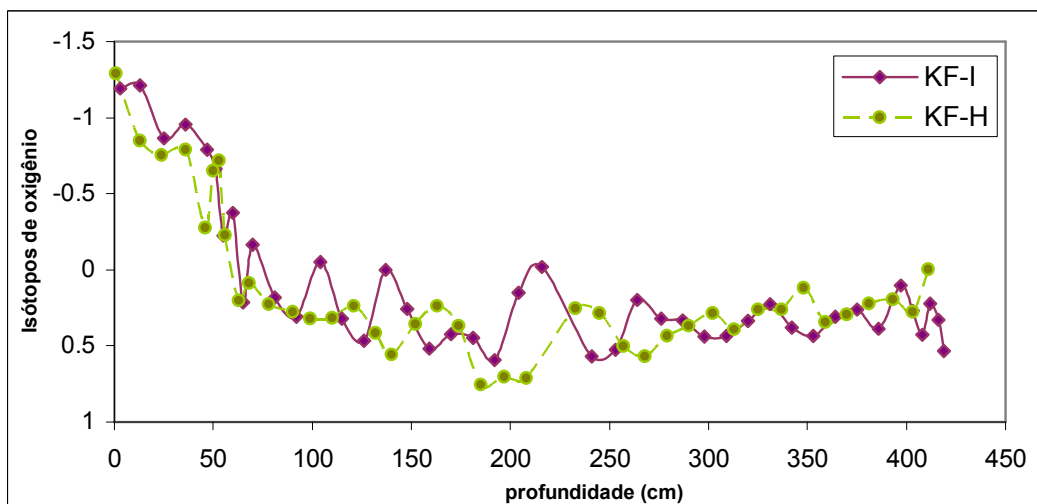
Datação Relativa

Embora não tenha sido realizada a datação absoluta através do método do carbono 14 para os sedimentos do testemunho KF-H, foi realizada a interpolação das idades com os valores de profundidade a partir da datação do testemunho KF-I da Bacia de Santos, para o qual foi realizada a datação absoluta a partir do método do carbono 14. Esse testemunho encontra-se próximo ao KF-H, sob as coordenadas 24°26'24"S; 42°18'00"W; a uma profundidade de 1.682 metros de lâmina d'água e com extensão semelhante a do testemunho KF-H (4,19 m). As curvas observadas nos gráficos da variação

da frequência da espécie *G. menardii* e de isótopos de oxigênio dos dois testemunhos apresentaram grande similaridade, sendo provavelmente a datação dos dois testemunhos muito próxima também (Figura 9). Os dados citados foram extraídos da tese de doutorado de Toledo (2000).



A



B

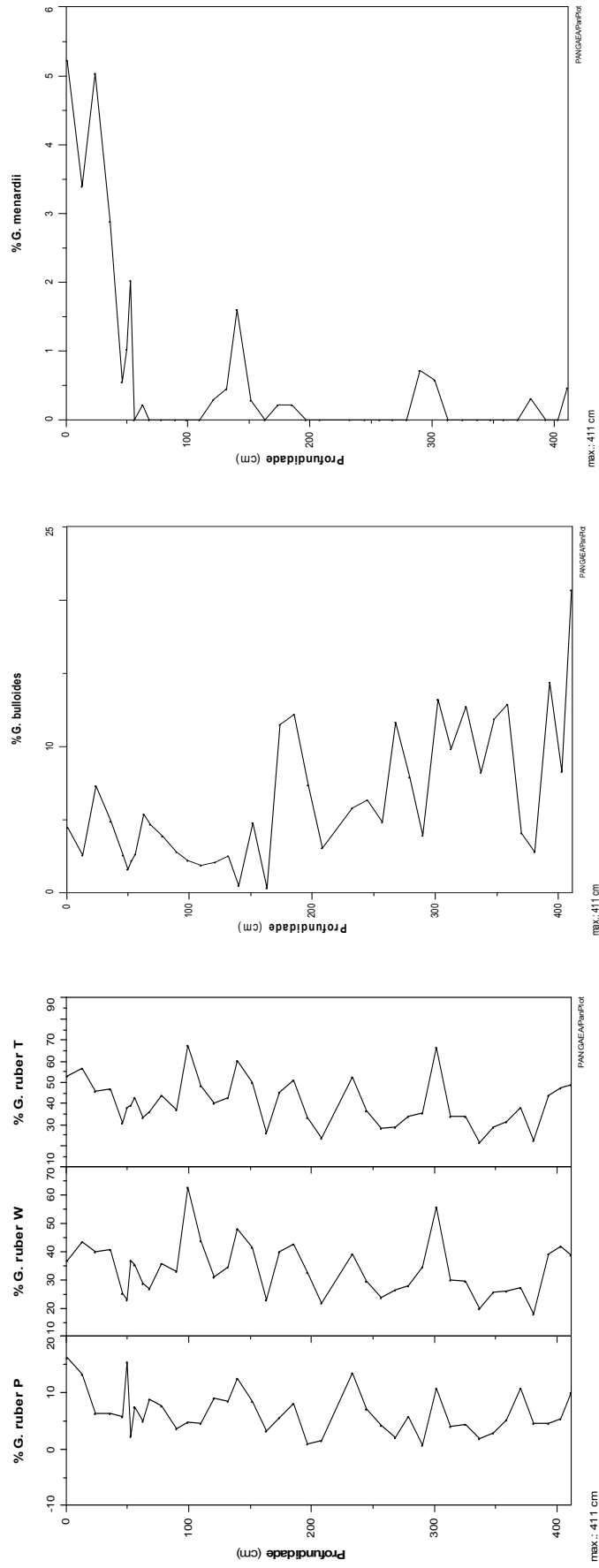
Figura 9 – **A.** Variação da frequência da espécie *G. menardii*, o limite entre o Holoceno e Pleistoceno nos dois testemunhos encontra-se em profundidades similares; **B.** Sinal isotópico de ambos os testemunhos.

RESULTADOS

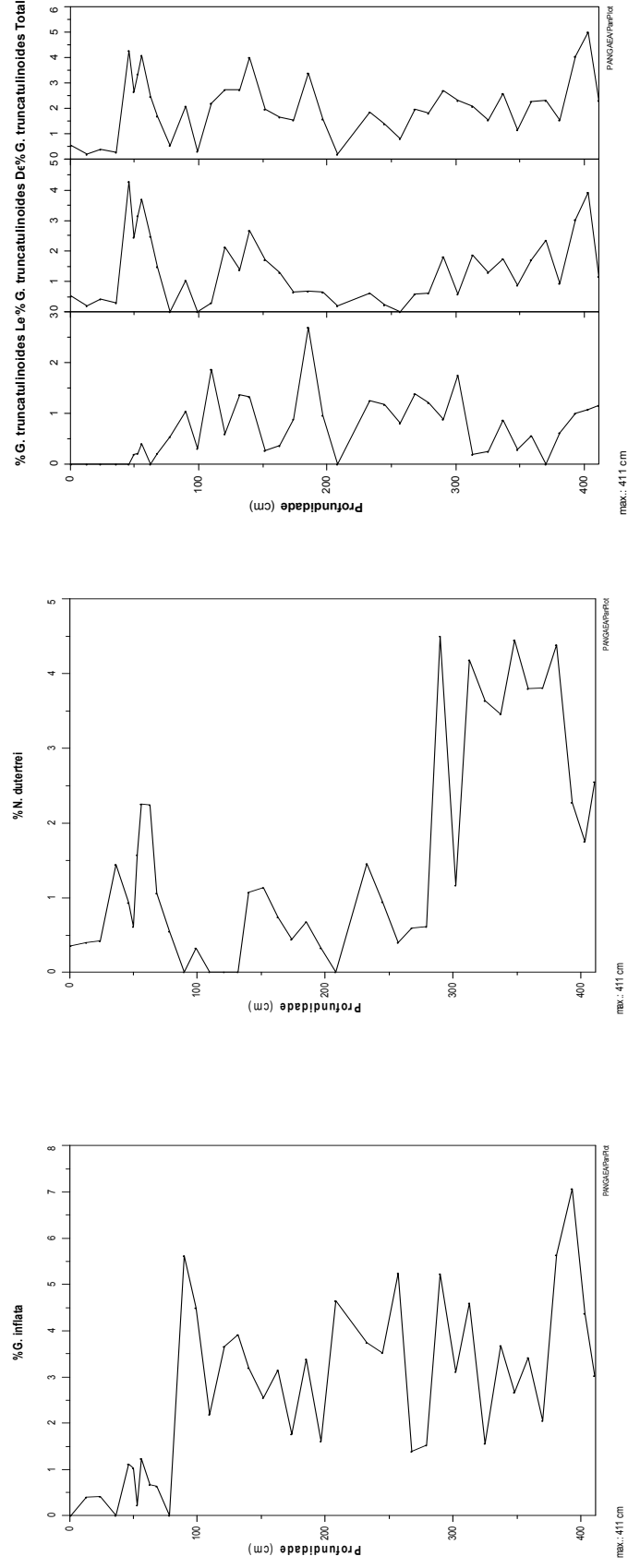
A partir dos sedimentos recuperados no testemunho KF-H foi possível realizar inferências relativas aos últimos 30.000 anos. Nele é possível identificar claramente o limite entre o Pleistoceno/Holoceno, sendo no Pleistoceno representado apenas parte do último glacial, porém abrangendo o último máximo glacial (UMG). Foram encontrados nas amostras organismos de esqueleto calcário e silicoso, como foraminíferos (planctônicos e bentônicos), ostracodes e radiolários, havendo a predominância de foraminíferos planctônicos.

Foraminíferos planctônicos

Nas 40 amostras do testemunho o foraminífero planctônico *G. ruber* foi o organismo predominante. Essa espécie possui a variedade *white* e *pink*; a variedade *white* é mais abundante variando de 17,8% a 62,8% (Figura 10A). As espécies *G. bulloides* (Figura 10B) e *G. menardii* (Figura 10C) também apresentam quantidades significativas nas amostras, variando de 0,4% a 20,7%, e 0% a 5,2%, respectivamente. *G. menardii* possui uma brusca queda em sua frequência (entre 46 e 56cm), marcando o limite entre um período quente e frio. As outras espécies estudadas, *G. inflata* (Figura 11A), *N. dutertrei* (Figura 11B) e *G. truncatulinoides* (Figura 11C) apresentam frequências menores de 6% em todas as amostras. *G. inflata* e *N. dutertrei* também apresentam uma grande alteração em sua frequência aproximadamente no mesmo ponto em que ocorre a queda de *G. menardii*. As contagens das amostras encontram-se na tabela 1 em Anexo.



A Abundância total (21,9% a 67,6%) e das variedades *pink* (0,7% a 16,2%) e *white* (17,8% a 62,8%) da espécie *Globigerinoides ruber*; **B.** Variação da frequência das espécies *Globigerina bulloides* (0,4% a 20,7%); **C.** e *Globorotalia menardii* (0% a 5,2%), à direita, ao longo do testemunho KF-H. Entre 46-56 cm é possível observar o limite entre um período quente e frio.



A Frequência das espécies *Globorotalia inflata* (0% a 7%); **B** *Neogloboquadrina dutertrei* (0 a 4,5%); **C** *Globorotalia truncatulinoides* com enrolamento para a esquerda, à esquerda, com enrolamento para a direita, ao centro, e total (ambos enrolamentos) (0,2% a 5%), à direita, ao longo do testemunho KF-H. Entre 46-56 cm também é possível observar a transição da temperatura nas espécies *G. inflata* e *N. dutertrei*, assim como na *G. menardii*.

Zoneamento de Ericson & Wollin e Datação Relativa

A base da zona Z (Holoceno) vai até aproximadamente 46 cm (~8 k.a.), abaixo desse nível encontra-se a zona Y (último glacial), porém o testemunho não recuperou o registro completo do último período glacial, sendo observada apenas a subdivisão Y1 como definido por Vicalvi (1999). Na Figura 12 e na Tabela 2 (em anexo) é apresentada a idade estimada para o testemunho KF-H a partir da datação do testemunho KF-I junto aos limites das zonas definidas por Ericson & Wollin (1968) e Vicalvi (1999). Segundo Vicalvi (1999) a zona Z pode ainda ser subdividida em Z1 e Z2 baseando-se na abundância de *G. menardii*. Esse limite encontra-se aproximadamente em 30 cm (~5,08 k.a.). A recuperação total do testemunho foi de ~30 k.a.

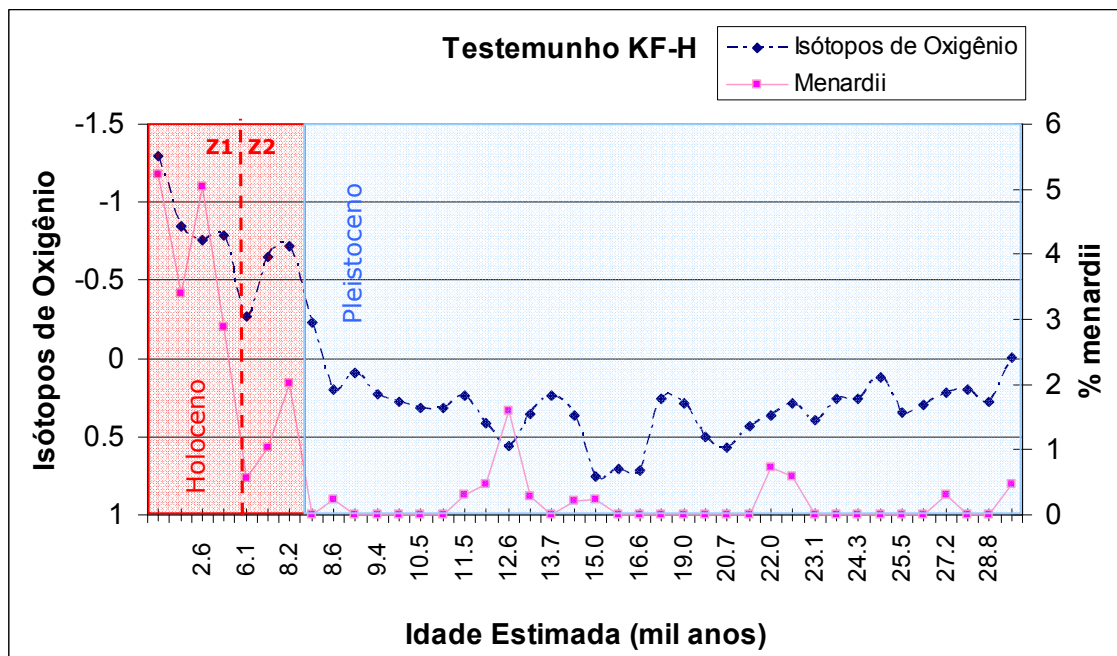


Figura 12 – Neste gráfico encontra-se representadas as curvas da razão de isótopos de oxigênio e a abundância da espécie *G. menardii*. Encontra-se representados o limite Pleistoceno/Holoceno determinado pelo zoneamento de Ericson & Wollin (1968) e o limite entre as zonas Z2/Z1, pela linha pontilhada.

DISCUSSÃO

No testemunho KF-H são encontrados sedimentos que correspondem ao último glacial (Pleistoceno) e ao Holoceno, correspondentes às zonas Y e Z do zoneamento de Ericson & Wollin (1968) e aos estágios 2 e 1 dos MIS (*Marine Isotopic Stages*) propostos por Emiliani (1955) e Shackleton & Opdyke (1973, 1976). A zona Y não se encontra completa, mas pode se observar o último máximo glacial (UMG) nas curvas de frequências dos foraminíferos (Figura 13). A taxa de acumulação de sedimentos no testemunho KF-H resultante da idade estimada a partir do testemunho KF-I é de aproximadamente 11,0 cm/k.a. durante o Pleistoceno, havendo uma redução para 6,6 cm/k.a. no Holoceno. Apesar dos valores serem distintos da taxa de sedimentação observada por Toledo (no prelo) para o testemunho KF-I, observa-se a mesma tendência de redução de acumulação de sedimentos para o Holoceno. Essa redução é relacionada por Toledo (no prelo) às variações do nível do mar ocorridas no Pleistoceno. É sugerido por Emiliani (*op. cit.*) que os sedimentos que podem ser alcançados pelos métodos de testemunhagem a pistão não estejam sujeitos a grande compactação, dessa forma, a taxa de acumulação de sedimentos observada seja bem próxima a taxa de sedimentação real (Emiliani, *op. cit.*).

A resolução das inferências climáticas realizadas é influenciada principalmente pelo intervalo de amostragem ao longo do testemunho; quanto mais espaçadas as amostras, menor a resolução da reconstrução obtida. A partir do intervalo entre as amostras, obteve-se uma resolução temporal de aproximadamente 800 anos (baseado na estimativa de idade relativa obtida a partir do KF-I). Essa resolução é considerada boa considerando-se a escala temporal dos ciclos glaciais/interglaciais, sendo possível observar tanto as variações drásticas na abundância de foraminíferos como a encontrada entre o limite Pleistoceno/Holoceno como variações de menor escala.

Nesse estudo o limite foi definido pela curva de freqüência da espécie *G. menardii*, porém é possível identificar a distinção das duas zonas nos *datums* *G. inflata* e razão dextral/sinistral da espécie *G. truncatulinoides* (Figura 13). Ericson & Wollin (1956) já apontavam *G. menardii*, *G. truncatulinoides* e *G. inflata* como as espécies com maior significado paleoclimático. Apesar da freqüência da espécie *N. dutertrei* não apresentar uma curva paleoclimática semelhante à das outras espécies e do sinal isotópico de oxigênio, a curva apresenta a mesma tendência de redução que a espécie *G. inflata* (Figura 13).

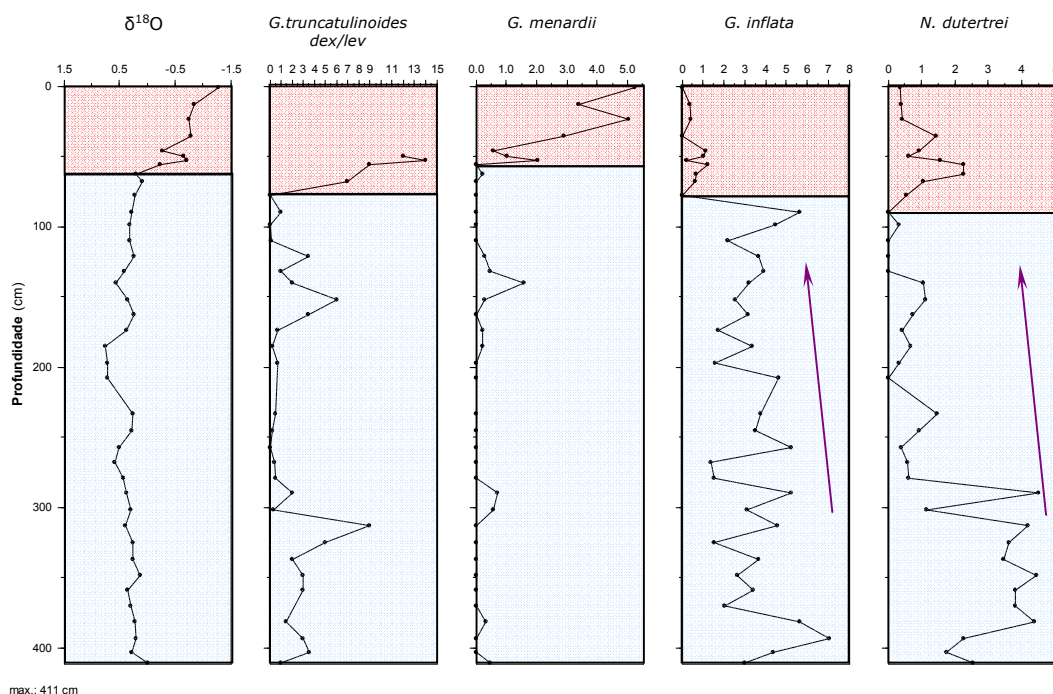


Figura 13- Representação dos gráficos relacionados à variação de temperatura. Da direita para a esquerda: razão isotópica de oxigênio; razão de enrolamento dextrógiro/levógiro da espécie *G. truncatulinoides*, a descontinuidade observada no gráfico da razão enrolamento dextral/sinistral da espécie *G. truncatulinoides* representam camadas em que o número de indivíduos encontrados com enrolamento sinistral é zero; abundância da espécie *G. menardii*; abundância de *G. inflata*; e abundância da espécie *N. dutertrei*.

Portilho-Ramos (2006) observou aumento da espécie *N. dutertrei* ao longo da zona Y, sendo proposto pelo autor que essa espécie seja indicativa de águas moderadas e não quentes como apontado por outros autores. Como citado anteriormente, essa espécie pode ser fortemente influenciada pela disponibilidade de nutrientes (Tolderlund, 1979; Conan & Brummer, 2000). Porém, em alguns testemunhos *N. dutertrei* apresenta claro padrão paleoclimático, coincidindo com as

abundâncias da espécie *G. inflata* (Huang *et al.* 2002). No testemunho KF-H apesar da curva da frequência das duas espécies não serem idênticas é observada a mesma tendência para as duas, indicando o aumento da temperatura do Atlântico Sul.

O limite observado pelo *datum* *G. inflata* no presente trabalho, também é observado por Portilho-Ramos (2006) e Sanjinés (2006) em testemunhos da Bacia de Campos nesse mesmo intervalo. A divisão marcada das duas zonas de *G. inflata* (espécie de águas frias) enfatiza sua utilização junto a *G. menardii* para delimitação mais precisa entre períodos quentes e frios. No trabalho de Sanjinés também é possível observar uma divisão na frequência de *G. truncatulinoides* que coincide com os limites de *G. menardii* e *G. inflata*, porém no estudo não é discriminado o sentido de enrolamento dessa espécie.

A partir da presença/frequência das espécies contadas, foi possível resgatar informações sobre a variação da temperatura na Bacia de Santos, porém esse método é sujeito a incertezas já que a ocorrência das espécies é dependente de muitas variáveis físicas como temperatura, salinidade, disponibilidade de nutrientes, pH, oxigênio etc, sendo quase impossível separar a interação entre esses fatores. De fato, para Bacia de Santos foi identificada uma pequena variação de temperatura (~2°C), sendo sugerido que as oscilações observadas no sinal isotópico de oxigênio sejam resultado de variações na salinidade (Toledo *et al.*, 2007a) e as mudanças na abundância relativa de foraminíferos seja resultado principalmente de disponibilidade de nutrientes (Toledo *et al.*, 2007b). Além disso, o aumento da abundância em uma espécie pode ser resultado tanto de condições mais apropriadas ao seu próprio desenvolvimento como pode ser resultado da redução na abundância relativa de outra espécie por outras razões (Toledo *et al.*, 2007b), como é observado para as espécies *G. ruber* e *G. bulloides*.

Apesar de *G. menardii* ser a espécie mais utilizada e a mais sensível para estudos paleoclimáticos, essa espécie possui a desvantagem de ocorrer em pequeno número nos sedimentos (Siesser *et al.*, 1974). Sendo assim, é interessante utilizar outras espécies sensíveis a mudanças climáticas como *G. bulloides*, *G. truncatulinoides* e *G. inflata* para inferências de variações climáticas mais confiáveis.

Tanto a temperatura como a produtividade parecem influenciar a direção de enrolamento de *G. truncatulinoides*. Renaud & Schmidt (2003) observaram que o

aumento da produtividade primária leva a um aumento na proporção de indivíduos de enrolamento dextrógiro e temperaturas menores levam a uma redução de indivíduos dextrógiros. A correlação entre testemunhos baseada na mudança de direção de enrolamento da *G. truncatulinoides* deve ser feita com cautela visto que as variações espaciais podem se dar pela presença de províncias como observado no Atlântico Norte (Ericson *et al.*, 1954).

Os indicadores biológicos representam bons indicadores, porém é pouco provável que sejam eventos sincrônicos em escala global (Prell *et al.*, 1986). Já as mudanças na composição de isótopos de oxigênio da testa de foraminíferos são sincrônicas, havendo apenas atrasos relativos ao tempo de mistura das águas dos oceanos, estimado em aproximadamente 1000 anos (Shackleton & Opdyke, 1973). O limite entre os estágios isotópicos 2 e 1 é localizado a uma profundidade de 26,6 cm, estimado em 16.500 anos, em testemunhos do Atlântico Norte (Emiliani, 1955) e em testemunhos do Pacífico o limite se encontra em 25 cm, estimado em 13.000 anos (Shackleton & Opdyke, 1976). Ambos os estudos foram baseados na variação isotópica de oxigênio. No testemunho KF-H a datação encontrada é muito menor (8.000 anos). A profundidade em que o limite é encontrado é semelhante à profundidade observada em um dos poços da Bacia de Campos estudados por Sanjinés (2006). No poço do estudo de Sanjinés o limite é encontrado a uma profundidade de 54 cm (com taxa de acumulação de 6,75 cm/k.a. para o Pleistoceno e Holoceno). No testemunho KF-H a profundidade encontrada foi 40 cm (com taxa de acumulação de 6,6 cm/k.a. para o Holoceno e de 11 cm/k.a. para o Pleistoceno).

A divergência entre a datação encontrada para o testemunho KF-H e as datações encontradas por Emiliani (*op. cit.*) e Shackleton & Opdyke (*op. cit.*) pode ser explicada tanto pela utilização de um indicador biológico (*G. menardii*) que nem sempre é sincrônico com as variações climáticas como pela datação obtida para o testemunho KF-H ter sido estimada a partir de outro testemunho. No KH-I datação encontrada se aproxima mais da datação amplamente aceita (~9,5 k.a.). Os limites encontrados a partir das outras espécies de foraminíferos também se aproximam mais à datação proposta para o limite Pleistoceno/Holoceno.

No presente testemunho é observada boa correlação entre a variação de temperatura inferida a partir dos *datums* baseados nos foraminíferos planctônicos e da razão isotópica de oxigênio. A utilização da composição de isótopos estáveis das

testas de foraminíferos para inferências paleoceanográficas parte da premissa que a testa é secretada em equilíbrio com a água na qual o organismo viveu. Porém, foi constatado na fauna atual que *Neogloboquadrina pachyderma* e *Turborotalita quinqueloba* não secretam suas testas em equilíbrio com a água do mar. Volkmann & Mensch (2001) observaram que o sinal isotópico de oxigênio de *N. pachyderma* apresentou relação com as medidas de salinidade, porém não apresentou nenhuma relação com a temperatura da água. Apesar da estratigrafia e inferências paleoceanográficas baseadas em isótopos de oxigênio serem amplamente utilizadas ainda são necessários estudos relativos à composição isotópica de cada espécie. É necessário que os fatores que controlam a razão de isótopos sejam identificados e quantificados possibilitando a realização de correções em estudos futuros. Dessa forma, será possível determinar quais espécies são consideradas mais adequadas a cada tipo de estudo.

Para investigar mudanças relativas na temperatura o ideal é realizar análises de isótopos de várias espécies planctônicas (de diferentes profundidades) bem como bentônicas, sendo possível dessa forma distinguir mudanças isotópicas que ocorreram na coluna d'água toda ou em parte da coluna e alterações de habitat das espécies (Van Eijden & Ganssen, 1995). Em locais em que não há grandes oscilações da temperatura ao longo do ano, o sinal isotópico representa a temperatura média anual, enquanto em regiões tropicais onde as variações da temperatura são mais significantes, o sinal isotópico se aproxima mais da média de temperatura no verão (Emiliani, 1955). As análises isotópicas do presente estudo são baseadas em uma espécie que habita águas superficiais (*G. ruber*); e sendo a região estudada subtropical, havendo considerável variação da temperatura, as variações de temperatura observadas no sinal isotópico do oxigênio representa a média da temperatura superficial do mar (SST – *sea surface temperatures*).

Os fatores que controlam a composição isotópica de carbono nas testas de foraminíferos ainda são pouco compreendidas em comparação à composição isotópica de oxigênio (Peeters *et al.*, 2002; Naidu & Niitsuma, 2004). Sendo necessário ser estimulado seu estudo já que através dele podemos obter importantes informações paleoceanográficas como produtividade e mistura das águas superficiais (van Eijden & Ganssen, 1995). Sugere-se que os valores encontrados em testas de foraminíferos representem o carbono inorgânico

dissolvido da água (DIC – *dissolved inorganic carbon*) onde ela foi formada. Porém, assim como ocorre com os isótopos de oxigênio, a composição de isótopos de carbono das testas de foraminíferos freqüentemente se desvia do equilíbrio (Peeters *et al.*, *op. cit.*; Naidu & Niitsuma, *op. cit.*; Wilke *et al.*, 2006). A razão de isótopos de carbono em *N. pachyderma* apresenta grande correlação com os valores de carbono inorgânico dissolvido (Volksmann & Mensch, 2001). Porém, foi observado que em *G. inflata* (Wilke *et al.*, *op. cit.*), *G. bulloides* e *G. ruber* (Peeters *et al.*, *op. cit.*) o conteúdo de isótopos de carbono de suas testas difere da composição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ da água do mar. A tendência é que os valores de DIC decaiam com o aumento da profundidade, porém em Wilke *et al.* (2006) foi observada a tendência inversa. É sugerido pelos mesmos autores que possam ser realizadas correções para se derivar os valores corretos de DIC da água do mar a partir dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ das testas de foraminíferos planctônicos.

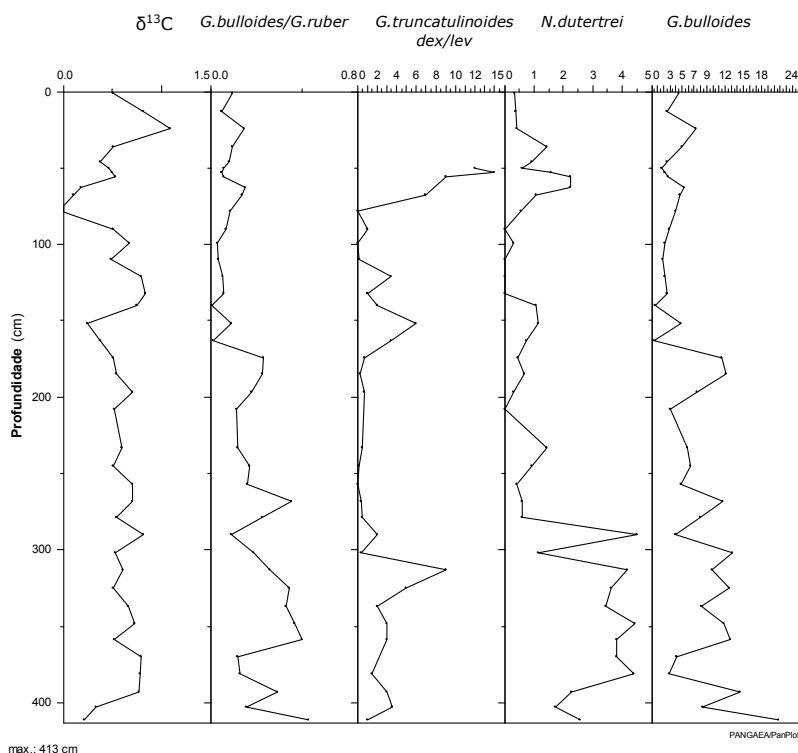


Figura 14 – Comparação entre a curva isotópica de carbono e espécies indicadoras de produtividade. Da direita para a esquerda: razão isotópica de carbono; razão entre as espécies *G. bulloides* e *G. ruber*; padrão de enrolamento da testa da espécie *G. truncatulinoides*; abundância da espécie *N. dutertrei*; e abundância da espécie *G. bulloides*.

Foram observadas correlações entre os *datums* de *G. bulloides*, *G. ruber*, *G. truncatulinoides* e *N. dutertrei* e a curva isotópica de carbono das testas de *G. ruber* (Figura 14). A espécie *N. dutertrei* possui maior correlação com a produtividade do que com a temperatura, confirmando sua dependência de disponibilidade de nutrientes. A curva apresentada para a abundância da espécie *G. bulloides* se assemelha bastante com a curva da razão *bulloides/ruber*. Isso se deve a baixa variação da abundância de *G. ruber* ao longo do testemunho. Porém, isso não exclui a utilização da razão entre as duas espécies, pois a abundância de *G. ruber* pode nem sempre seguir o mesmo padrão. No padrão de enrolamento da espécie *G. truncatulinoides* também é confirmada a influência de disponibilidade de nutrientes. Ainda assim, em todos os *datums* podemos observar a influência de outros fatores, não tornando a correlação entre eles tão clara.

Tanto para o oxigênio como para o carbono, o desequilíbrio pode ser explicado por fatores metabólicos/ontogenéticos; pela química dos carbonatos da água do mar; para espécies simbióticas, pelo efeito da atividade fotossintética das algas (Peeters *et al.*, 2002); e pelas trocas ocorridas entre a testa e a água percolante após sua secreção (Emiliani, 1955).

A utilização de foraminíferos planctônicos além de possuir vantagens como abundância, grande sensibilidade e ampla distribuição geográfica dos organismos (Siesser, 1974), pode oferecer um grande número de informações a partir de análises simples e que não demandam tempo excessivo.

CONCLUSÕES

A partir do biozoneamento proposto por Ericson & Wollin (1968) podemos observar o limite entre o Pleistoceno (Y) e Holoceno (Z) no testemunho KF-H. O limite é localizado a uma profundidade de aproximadamente 46 centímetros, correspondente a cerca de 8000 anos.

A ocorrência das espécies de foraminíferos planctônicos escolhidos para o estudo apresentou correlação com a variação de temperatura e produtividade. As espécies *G. truncatulinoides*, *N. dutertrei*, *G. ruber* e *G. bulloides* tem sua frequência controlada tanto pela variação de temperatura como de nutrientes. Os limites definidos pela frequência de *G. menardii*, *G. inflata*, *N. dutertrei* e *G. truncatulinoides* encontram-se bastante próximos e apresentaram boa correlação com a curva isotópica de oxigênio. Para o período mais quente do Holoceno observa-se a predominância de indivíduos com enrolamento dextral, enquanto durante o Pleistoceno o enrolamento dextral é mais reduzido. A frequência das espécies também indica o progressivo aquecimento do Atlântico Sul ao longo do Holoceno.

A espécie *N. dutertrei* apresentou forte dependência da variação de nutrientes, havendo boa correlação com a curva isotópica de carbono. É indicado que durante a transição para o Holoceno houve um incremento da produtividade da região.

ANEXO

Tabela 1 - Contagem das espécies de foraminíferos planctônicos utilizados no estudo. Valores apresentados em frequência relativa.

AMOSTRA	<i>G. ruber (pink)</i> (%)	<i>G. ruber (white)</i> (%)	<i>G. ruber T</i> (%)	<i>G. bulloides</i> (%)	<i>G. menardi</i> (%)	<i>iG. inflata</i> (%)	<i>N. dutertrei</i> (%)	<i>G. truncatulinoides (L)</i> (%)	<i>G. truncatulinoides (D)</i> (%)
KF-H 1cm	16.22	36.94	53.15	4.50	5.23	0.00	0.36	0.00	0.54
KF-H 13cm	13.37	43.31	56.69	2.59	3.39	0.40	0.40	0.00	0.20
KF-H 24cm	6.29	39.83	46.12	7.34	5.03	0.42	0.42	0.00	0.42
KF-H 36cm	6.36	40.75	47.11	4.91	2.89	0.00	1.45	0.00	0.29
KF-H 46cm	5.77	25.14	30.91	2.61	0.56	1.12	0.93	0.00	4.28
KF-H 50cm	15.37	22.95	38.32	1.64	1.02	1.02	0.61	0.20	2.46
KF-H 53cm	2.25	37.08	39.33	2.25	2.02	0.22	1.57	0.22	3.15
KF-H 56cm	7.58	35.25	42.83	2.66	0.00	1.23	2.25	0.41	3.69
KF-H 63cm	4.94	28.76	33.71	5.39	0.22	0.67	2.25	0.00	2.47
KF-H 68cm	8.94	27.02	35.96	4.68	0.00	0.64	1.06	0.21	1.49
KF-H 78cm	7.73	35.91	43.65	3.87	0.00	0.00	0.55	0.55	0.00
KF-H 90cm	3.69	33.22	36.91	2.81	0.00	5.62	0.00	1.05	1.05
KF-H 99cm	4.81	62.82	67.63	2.24	0.00	4.49	0.32	0.32	0.00
KF-H 110cm	4.70	43.89	48.59	1.88	0.00	2.19	0.00	1.88	0.31
KF-H 121cm	9.15	31.10	40.24	2.13	0.30	3.66	0.00	0.61	2.13
KF-H 132cm	8.51	34.48	42.99	2.53	0.46	3.91	0.00	1.38	1.38
KF-H 140cm	12.53	48.00	60.53	0.53	1.60	3.20	1.07	1.33	2.67
KF-H 152cm	8.50	41.36	49.86	4.82	0.28	2.55	1.13	0.28	1.70
KF-H 163cm	3.34	23.01	26.35	0.37	0.00	3.15	0.74	0.37	1.30
KF-H 174cm	5.53	40.04	45.58	11.50	0.22	1.77	0.44	0.88	0.66
KF-H 185cm	8.13	42.66	50.79	12.19	0.23	3.39	0.68	2.71	0.68
KF-H 197cm	0.96	32.48	33.44	7.40	0.00	1.61	0.32	0.96	0.64
KF-H 208cm	1.55	21.90	23.45	3.10	0.00	4.65	0.00	0.00	0.22
KF-H 233cm	13.54	39.17	52.71	5.83	0.00	3.75	1.46	1.25	0.63
KF-H 245cm	7.06	29.65	36.71	6.35	0.00	3.53	0.94	1.18	0.24
KF-H 257cm	4.24	23.84	28.08	4.85	0.00	5.25	0.40	0.81	0.00
KF-H 268cm	2.18	26.53	28.71	11.68	0.00	1.39	0.59	1.39	0.59
KF-H 279cm	5.79	28.05	33.84	7.93	0.00	1.52	0.61	1.22	0.61

KF-H 290cm	0.72	34.59	35.32	3.96	0.72	5.23	4.50	0.90	1.80
KF-H 302cm	10.89	55.84	66.73	13.23	0.58	3.11	1.17	1.75	0.58
KF-H 313cm	3.97	30.13	34.10	9.83	0.00	4.60	4.18	0.21	1.88
KF-H 325cm	4.42	29.61	34.03	12.73	0.00	1.56	3.64	0.26	1.30
KF-H 337cm	1.95	19.91	21.86	8.23	0.00	3.68	3.46	0.87	1.73
KF-H 348cm	2.97	25.82	28.78	11.87	0.00	2.67	4.45	0.30	0.89
KF-H 359cm	5.13	26.05	31.18	12.93	0.00	3.42	3.80	0.57	1.71
KF-H 370cm	10.85	27.27	38.12	4.11	0.00	2.05	3.81	0.00	2.35
KF-H 381cm	4.70	17.87	22.57	2.82	0.31	5.64	4.39	0.63	0.94
KF-H 393cm	4.55	39.39	43.94	14.39	0.00	7.07	2.27	1.01	3.03
KF-H 403cm	5.47	42.01	47.48	8.32	0.00	4.38	1.75	1.09	3.94
KF-H 411cm	10.00	38.84	48.84	20.70	0.47	3.02	2.56	1.16	1.16

Tabela 2 – Idades estimadas para o testemunho KF-H. As cores destacadas correspondem às idades (picos e vales) selecionados para realizar a interpolação das idades para o testemunho KF-H.

KF-I			KF-H		
Profundidade	Idade	<i>G. menardii</i>	Profundidade	Idade Estimada	<i>G. menardii</i>
3	0.2	4.33	1	0.2	5.23
13	2.5	3.83	13	2.6	3.39
25	4.0	3.06	24	4.0	5.03
36	5.4	1.14	36	6.1	2.89
47	6.8	1.3	46	7.9	0.56
51	7.3	0	50	8.2	1.02
55	7.9	0	53	8.4	2.02
60	8.5	0.14	56	8.6	0.00
65	9.1	0.16	63	9.1	0.22
70	9.5	0.18	68	9.4	0.00
81	10.3	0.33	78	9.9	0.00
92	11.0	0	90	10.5	0.00
104	11.9	0	99	11.0	0.00
115	12.7	0	110	11.5	0.00
126	13.4	0	121	12.1	0.30
137	14.2	0	132	12.6	0.46
148	15.0	0.64	140	13.0	1.60
159	15.7	0.26	152	13.7	0.28
170	16.5	0.45	163	14.2	0.00
181	17.3	0.18	174	15.0	0.22
192	18.0	0	185	15.7	0.23
204	18.8	0	197	16.6	0.00
216	19.7	0.52	208	17.3	0.00
241	21.4	0	233	19.0	0.00
253	21.9	0	245	19.8	0.00
264	22.4	0	257	20.7	0.00
276	23.0	0	268	21.4	0.00
287	23.5	0	279	22.0	0.00
298	24.0	0.21	290	22.5	0.72
309	24.5	0	302	23.1	0.58
320	25.0	0	313	23.7	0.00
331	25.5	0	325	24.3	0.00
342	26.0	0	337	24.9	0.00
353	26.5	0	348	25.5	0.00
364	27.3	0	359	26.4	0.00
375	28.1	0	370	27.2	0.00
386	28.9	0.63	381	28.0	0.31
397	29.7	0.2	393	28.8	0.00
403	30.2	0	403	29.5	0.00
408	30.6	0	411	29.7	0.47
412	30.9	0.23			
416	31.2	0			
419	31.5	0.22			

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BÉ, A. W. H. & HUTSON, W. H. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. **Micropaleontology**, v. 23, n. 4, p. 369-414, 1977.
- BOLTOVSKOY, W. **Los foraminíferos recientes – Biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica**. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 1965, 510pp.
- CONAN, S. M.-H. & BRUMMER, G.-J. A. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on Somalia Basin margin. **Deep-Sea Research II**, 47, p. 2207-2227, 2000.
- EMILIANI, C. Pleistocene Temperatures. **Journal of Geology**, v. 63, p. 538-578, 1955.
- ERICSON, D. B.; EWING, M.; WOLIN, G. The Pleistocene Epoch in Deep-Sea Sediments. **Science**, v.146, n. 3645, p. 723- 732, 1964.
- ERICSON, D. B.; WOLLIN, G. & WOLLIN, J. Coiling Direction of *Globorotalia truncatulinoides* in deep-sea cores. **Deep-Sea Research**, v. 2, p. 152-158, 1954.
- ERICSON, D. B. & WOLLIN, G. Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates. **Micropaleontology**, v. 2, n. 3, p. 257-270, 1956.
- ERICSON, D. B. & WOLLIN, G. Pleistocene Climates and Chronology in Deep-Sea Sediments. **Science**, v. 162, n. 3859, p. 1277-1234, dez. 1968.
- EPSTEIN, S.R., BUCHSBAUM, R., LOVENSTAM, H.A. e UREY, H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. **Geological Society of America Bulletin**, 64, 1315-1325, 1953.

- FAURE, G. **Principles of isotope geology**. New York, John Wiley & Sons. 1986. 589p.
- FELDBERG, M. J. & MIX, A. C. Sea-surface temperature estimates in the Southeast Pacific based on planktonic foraminiferal species; modern calibration and Last Glacial Maximum. **Marine Micropaleontology**, 44, p. 1-29, 2002.
- FRERICHS, W. E. Evolution of Planktonic Foraminifera and Paleotemperatures. **Journal of Paleontology**, v. 45, n. 6, p. 963-968, 1971.
- GIBBONS, M. J.; WILLIAMS, A. K.; PIGGOTT, N. & WILLIAMS, G. M. Petroleum geochemistry of the Southern Santos Basin, offshore Brazil. **Journal of Geological Society London**, v. 140, p. 423-430, 1983.
- GORDON, A. L. Comment on the South Atlantic's role in the global circulation. *In*: WEFER, G. *et al.* (eds). **The South Atlantic: Present and Past Circulation**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996, p. 121-124.
- HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, O. R. **Modern planktonic foraminifera**. Springer-Verlag, New York, 1989, 363p.
- HILBRECHT, H. Morphologic gradation and ecology in *Neoglobobulimina* *pachyderma* and *N. dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments. **Marine Micropaleontology**, 31, p. 31-43, 1997.
- HUANG, B.; JIAN, Z.; CHENG, X.; WANG, P. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220000 years. **Marine Micropaleontology**, 47, p. 1-15, 2002.
- KENNETT, J. P. **Marine Geology**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1982, 813 p.
- LYNTS, G. W. Analysis of the Planktonic Foraminiferal Fauna of Core 6275, Tongue of the Ocean, Bahamas. **Micropaleontology**, v. 17, n. 2, p. 125-166, 1971.
- MARTINEZ, I; RINCON, D.; YOKOYAMA, Y.; BARROWS, T. Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: Response to sea-surface productivity induced by a transient

- climate change. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 234, p. 114-126, 2006.
- MARTINEZ, J. I.; TAYLON, L.; DE DECKKER, P.; BARROWS, T. Planktonic foraminífera from the eastern Indian Ocean: distribution and ecology in relation to the Western Pacific Warm Pool (WPWP). **Marine Micropaleontology**, 34, p. 121-151, 1998.
- NAIDU, P. D. & NIITSUMA, N. Atypical $\delta^{13}\text{C}$ signature in *Globigerina bulloides* at the ODP site 723A (Arabian Sea): implications of environmental changes caused by upwelling. **Marine Micropaleontology**, 53, p. 1-10, 2004.
- NEWTON, R. & BOTTRELL, S. Stable isotopes of carbon and sulphur as indicators of environmental change: past and present. **Journal of the Geological Society**, v. 164, p. 691-708, 2007.
- ORR, W. N. Variations and Distribution of *Globigerinoides ruber* in the Gulf of Mexico. **Micropaleontology**, v. 15, n.3, pp. 373-379, jul., 1969.
- PEETERS, F. J. C.; BRUMMER, G.-J.; GANSSEN, G. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. **Global and Planetary Change**, 34, pp. 269-291, 2002.
- PRELL, W. L.; IMBRIE, J.; MARTINSON, D. G.; MORLEY, J. J.; PISIAS, N. G.; SHACKLETON, N. J.; STREETER, H. F. Graphic Correlation of Oxygen Isotope Stratigraphy Application to the Late Quaternary. **Paleoceanography**, v. 1, n. 2, p. 137-163, 1986.
- PORTILHO-RAMOS, R. C. **Caracterização Paleoceanográfica do Testemunho JPC-95, Margem Continental Sul Brasileira, com Base em Foraminíferos Planctônicos e Isótopos Estáveis de Oxigênio**. 2006. 84f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói.

- RENAUD, S. & SCHMIDT, D. N. Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. **Marine Micropaleontology**, 49, p. 97-122, 2003.
- SANJINÉS, A, E, S. **Biocronoestratigrafia e Correlação Gráfica de Três Testemunhos a Pistão do Talude Continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil**. 2006. 156f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SHACKLETON, N. J. Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-assessed. **Nature**, v. 215, p. 15- 17, 1967.
- SHACKLETON, N. J. Formal Quaternary stratigraphy – What do we expect and need? **Quaternary Science Reviews**, 25, p. 3458-3462, 2006.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10⁵ Year and 10⁶ Year Scale. **Quaternary Research**, 3, p. 39-55, 1973.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. Oxygen-Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239 Late Pliocene to Latest Pleistocene. **Geological Society of America Memoir**, 145, p. 449-464, 1976.
- SIESSER, W. G. Micropalaeontological Techniques Used in Pleistocene Climatology. Goodwin Series, **Progress in Later Cenozoic Studies in South Africa**, n. 2, pp. 29-36. 1974.
- TOLDERLUND, D. S. & BÉ, A. W. H. Seasonal Distribution of Planktonic Foraminifera in the Western North Atlantic. **Micropaleontology**, v. 17, n. 13, p. 297-329, 1979.
- TOLEDO, F. A. L. **Variações Paleoceanográficas nos últimos 30.000 anos no oeste do Atlântico Sul: Isótopos de Oxigênio, Assembléia de Foraminíferos Plantônicos e Nanofósseis Calcários**. 2000. Dissertação (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- TOLEDO, F. A. L.; CACHÃO, M.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. G. Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? **Marine Micropaleontology**, 64, p. 67-79, 2007.
- TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. G. Salinity Changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. **Global and Planetary Change**, 57, p. 383-398, 2007.
- TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. G. (no prelo) Tracing Past Environmental Changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera.
- VAN EIJDEN, A. J. M. & GANSSSEN, G. M. An Oligocene multi-species foraminiferal oxygen and carbon isotope record from ODP Hole 758A (Indian Ocean): paleoceanographic and pale-ecologic implications. **Marine Micropaleontology**, 25, p. 47-65, 1995.
- VICALVI, M. A. Zoneamento Bioestratigráfico e Paleoclimático dos Sedimentos do Quaternário Superior do Talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. **Boletim de Geociências**. Petrobrás, Rio de Janeiro, 11(1/2), p. 132-165, jan./dez. 1997.
- VICALVI, M.A., 1999, 183 p. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- VOLKMANN, R. & MENSCH, M. Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait. **Marine Micropaleontology**, 42, p. 163-188, 2001.
- XU, J.; WANG, P.; HUANG, B.; LI, Q.; JIAN, Z. Response of planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea. **Marine Micropaleontology**, 54, pp. 89-105, 2005.

WEFER, H.; BERGER, W. H.; BICKERT, T.; DONNER, B.; FISCHER, G.; KEMLE-VON MÜCKE, S.; MEINECKE, G.; MÜLLER, P. J.; MULITZA, S.; NIEBLER, H. -S.; PÄTZOLD, J.; SCHMIDT, H.; SCHNEIDER, R. R.; SEGL, M. Late Quaternary Surface Circulation of the South Atlantic: The Stable Isotope Record and Implication for Heat Transport and Productivity. *In*: WEFER, G. *et al.* (eds). **The South Atlantic**: Present and Past Circulation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996, p.461-502.

WILKE, I.; BICKERT, T.; PEETERS, F. J. C. The influence of seawater carbonate ion concentration [CO_3^{2-}] on the stable carbon isotope composition of the planktic foraminifera species *Globorotalia inflata*. **Marine Micropaleontology**, 58, p. 243-258, 2006.