

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PALEOCEANOLOGIA DO QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS
COM BASE EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Sandro Monticelli Petró

Porto Alegre, 2011

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

PALEOCEANOLOGRAFIA DO QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS
COM BASE EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores: Profa. Dra. Ana Maria Mizusaki e
Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Supervisora: Dra. María Alejandra Gómez Pivel

Porto Alegre, 2011

Petró, Sandro Monticelli

Paleoceanografia do Quaternário Tardio da Bacia de Campos com Base em Foraminíferos Planctônicos E Isótopos Estáveis. / Sandro Monticelli Petró. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011.

[57 f]. il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Geologia. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientador: Prof. Dr. Ana Maria Mizusaki

Co-Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

1. Paleoceanografia. 2. Bacia de Campos. 3. Foraminífero Planctônico. 4. Isótopo Estável. I. Ana Maria Mizusaki. II. João Carlos Coimbra. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências – UFRGS
Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “Paleoceanografia do Quaternário tardio da Bacia de Campos com base em foraminíferos planctônicos e isótopos estáveis”, elaborado por “Sandro Monticelli Petró”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Adriana Leonhardt

Prof. Dr. Rualdo Menegat

“Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser. Que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver.”

Amyr Klink

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores, Ana Maria Mizusaki e João Carlos Coimbra, pela paciência e conhecimento passado.

À supervisora, María Alejandra Gómez Pivel, pelo suporte e constante apoio.

Ao colega Fernando Erthal, pelo apoio técnico.

À toda equipe do Laboratório de Microfósseis Calcários da UFRGS, pelos momentos de descontração no café do Flávio e a filosofia do Protásio.

Aos colegas de geologia, por todos esses anos e pela a Hora Feliz.

Aos colegas da Casa do Estudante, pelos anos de convivência.

E, finalmente, aos meus pais e irmão, pelo incentivo e apoio ao estudo.

RESUMO

Os foraminíferos são amplamente utilizados no estudo das alterações oceanográficas e climáticas registradas no planeta desde o Cambriano. Em especial, os foraminíferos planctônicos são aplicados à análise de bacias, incluindo a datação relativa (biozoneamentos internacionais), variações do nível do mar e reconstrução de paleoambientes (profundidade, temperatura e salinidade das águas superficiais e de fundo). Neste trabalho, são utilizados foraminíferos planctônicos como *proxy* para elaboração de uma proposta de reconstrução paleoceanográfica do intervalo Pleistoceno-Holoceno na Bacia de Campos, contemplando o último ciclo Glacial-Interglacial (Biozonas Y e Z). O testemunho estudado foi coletado no talude continental da Bacia de Campos, sob uma lâmina d'água de 1.287 m, com recuperação de 18,15 m descontínuos, estando o período de interesse contido nos 7,95 m superiores, de onde foram retiradas 38 amostras. Nestas amostras foram conduzidas análises de fauna total e de isótopos estáveis de oxigênio e carbono, em carapaças de foraminíferos planctônicos, para a obtenção de estimativas de variações de paleoprodutividade e paleotemperatura da água superficial. A partir da composição faunística de foraminíferos planctônicos, utilizou-se o programa *Past* para agrupar as amostras por método estatístico, de modo a permitir melhor interpretação do significado ambiental das espécies e dos grupos amostrais. As estimativas de paleotemperatura superficial da água do mar foram obtidas a partir de cálculos baseados na composição isotópica do oxigênio do carbonato e da água do mar, segundo método proposto por Kim & O'Neil na década de noventa. Para as estimativas de variações de paleoprodutividade foram consideradas as variações nas abundâncias relativas de espécies associadas à alta produtividade, tais como *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro), *Neogloboquadrina dutertrei*, a razão entre *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca), assim como a abundância de foraminíferos bentônicos. Foram considerados também os isótopos de carbono, os quais constituem, na realidade, indicadores de paleofertilidade. Um modelo de idade preliminar foi proposto através da correlação dos dados de isótopos de oxigênio com a curva padrão do SPECMAP. A análise de fauna mostrou uma relação temporal entre a ocorrência da espécie *Globigerinita glutinata* com o UMG. Antes do UMG foi identificado um aumento de paleoprodutividade associado a um aumento da taxa de sedimentação e do sinal isotópico do oxigênio, interpretados como uma regressão marinha forçada. Os resultados de paleotemperatura mostraram valores mínimos antes do UMG, ou seja, os isótopos de oxigênio apresentam um reflexo tardio em relação a mudança de temperatura. Entre o UMG e o início do Holoceno, também ocorre um aumento na paleoprodutividade, na taxa de sedimentação e na paleotemperatura.

Palavras-chave: paleoceanografia, Bacia de Campos, foraminífero planctônico, isótopo estável.

ABSTRACT

The foraminifera are widely used in the study of oceanographic and climatic changes recorded on the planet since the Cambrian. In particular, planktonic foraminifera are applied to basin analysis, including relative dating (international biozone), sea level variations and reconstruction of paleoenvironments (depth, temperature and salinity of surface and bottom). In this study, planktonic foraminifera are used as a proxy for developing paleoceanographic model of the Pleistocene-Holocene interval in the Campos Basin, covering the last glacial-interglacial cycle (Biozones Y and Z). The studied core was collected on the continental slope of Campos Basin, under a water depth of 1,287 m, with discontinuous recovery of 18.15 m, being the period of interest contained in the upper 7.95 m, from where 38 samples were withdrawn. Analysis of total fauna and stable isotopes of oxygen and carbon in the shells of planktonic foraminifera were performed to estimate changes in paleoproductivity and paleotemperature of surface water. Based on the faunal composition of planktonic foraminifera, was used the program *Past* to group the samples by statistical method, to allow better interpretation of the environmental significance of species and sample groups. The estimates of paleotemperature of surface sea water based on calculations the oxygen isotopic composition of the carbonate and sea water, according to the method proposed by Kim & O'Neil in the nineties. For estimates of changes in paleoproductivity were considered variations in relative abundances of species associated with high productivity, such as *Globorotalia truncatulinoides* (right-coiling), *Neogloboquadrina dutertrei*, the *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white) ratio, as well the abundance of benthic foraminifera. It was also considered the carbon isotopes, which is actually an indicator of paleofertility. A preliminary age model was proposed by the correlation of oxygen isotope data with the SPECMAP standard curve. The faunal analysis showed a temporal correlation between the occurrence of *Globigerinita glutinata* and LGM. Before the LGM was identified a increase in paleoproductivity associated with an increased rate of sedimentation and oxygen isotopic signal, interpreted as a forced marine regression. The results of paleotemperature showed minimum values before the LGM, i.e., the oxygen isotopes have a late reflection in relation to the temperature change. Between LGM and early Holocene, there is also an increase in paleoproductivity, sedimentation rate and paleotemperature.

Keywords: paleoceanography, Campos Basin, planktonic foraminifera, stable isotope.

Lista de Siglas e Símbolos

ACAS: Água Central do Atlântico Sul

ACP: Análise de Componentes Principais

AIA: Água Intermediária Antártica

APAN: Água Profunda do Atlântico Norte

AT: Água Tropical

CB: Corrente do Brasil

CLIMAP: *Climate: Long range Investigation, Mapping, and Prediction*

PDB: *Pee Dee Belemnite*

SPECMAP: *Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*

T_{iso} : temperatura isotópica

T_m : temperatura real (medida)

UMG: Último Máximo Glacial

$\delta^{18}O$: sinal isotópico do oxigênio na calcita

$\delta^{18}O_w$: sinal isotópico do oxigênio da água do mar

Índice de tabelas

Tabela 1. Espécies e morfotipos classificados nas amostras e suas respectivas abundâncias relativas máximas, médias e mínimas.	27
Tabela 2. Correlação dos valores isotópicos com as idades do SPECMAP.....	36

Índice de figuras

Figura 1. Biozoneamento do testemunho, baseado em Ericson & Wollin, 1968 (Modif. Sanjinés, 2006), com destaque para o intervalo em estudo.....	4
Figura 2. Principais correntes oceânicas do Atlântico Sul (Modif. de Peterson & Stramma, 1991). No detalhe o diagrama T-S, com as razões temperatura/salinidade para cada massa d'água (de acordo com Evans <i>et al.</i> , 1983), com destaque para as massas d'água superficiais, de maior interesse neste estudo.....	9
Figura 3. Mapa de localização da sondagem geológica estudada na Bacia de Campos (Modif. Sanjinés, 2006).....	12
Figura 4. Esquema simplificado do funcionamento de um espectrômetro de massas.....	16
Figura 5. Comportamento dos isótopos de oxigênio nos períodos glaciais e interglaciais. Extraído e modificado de < http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/climatec >.....	19
Figura 6. Diagrama com o sinal isotópico do ^{18}O , mostrando a curva relativa, a identificação de picos e a respectiva associação com períodos glaciais e interglaciais. Extraído e modificado de < http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/climatec >.....	20
Figura 7. Esquema simplificado mostrando a sequência de eventos que possibilita a interpretação de paleoprodutividade a partir do fracionamento isotópico do carbono.	21
Figura 8. Curva de alta resolução do SPECMAP (<i>Mapping Spectral Variability in Global Climate Project</i>), associando a idade a um sinal isotópico de oxigênio, (Modif. Martinson <i>et al.</i> , 1987).....	24
Figura 9. 1 - <i>Globigerinoides ruber</i> (branca); 2 - <i>Globigerinoides ruber</i> (rosa); 3 - <i>Globigerinita glutinata</i> ; 4 - <i>Globorotalia crassaformis</i> ; 5 - <i>Globigerinoides sacculifer</i> (morfotipo sem saco); 6 - <i>Globorotalia inflata</i> ; 7 - <i>Globorotalia menardii</i> ; 8 - <i>Globigerina bulloides</i> ; 9 - <i>Globoturborotalita tenella</i> ; 10 - <i>Globigerinoides conglobatus</i> ; 11 - <i>Globorotalia truncatulinoides</i> (morfotipo dextrógiro). Onde 'a' – vista umbilical (frontal), 'b' – vista lateral, 'c' – vista espiral. Escala: 100 μm	28

Figura 10. Diagrama gerado pela Análise de Componentes Principais (ACP), onde as amostras (pontos) estão agrupadas por semelhança nos grupos 'A', 'B' e 'C'. Os vetores concêntricos refletem o comportamento ambiental das espécies. Gerado com o programa <i>Past</i> (Hammer <i>et al.</i> , 2001).....	30
Figura 11. Dendrograma de análise de similaridade, gerado com o programa <i>Past</i> (Hammer <i>et al.</i> , 2001).....	32
Figura 12. Isótopos de oxigênio.	33
Figura 13. Isótopos de carbono.	33
Figura 14. Correlação gráfica dos dados de isótopos de oxigênio em <i>Globigerinoides ruber</i> (branca) e a curva padrão do SPECMAP (Martinson <i>et al.</i> , 1987) realizada com o programa <i>AnalySeries 1.1</i> (Paillard <i>et al.</i> , 1996).	35
Figura 15. Taxa de sedimentação estimada em função da profundidade do testemunho e do modelo de idade.	38
Figura 16. Paleotemperaturas calculadas pelo método residual de isótopos de oxigênio. ...	39
Figura 17. Padrão 1 de paleoprodutividade, observado no sinal isotópico do carbono.	40
Figura 18. Padrão 2 de paleoprodutividade, obtido pela abundância relativa das espécies <i>Neogloboquadrina dutertrei</i> e <i>Globorotalia truncatulinoides</i> (dextrógira).	41
Figura 19. Padrão 3 de paleoprodutividade, observado na razão entre as abundâncias relativas das espécies <i>Globigerina bulloides</i> e <i>Globigerinoides ruber</i> (branca) e na abundância relativa de foraminíferos bentônicos.	41
Figura 20. Diagrama da Análise de Componentes Principais (ACP) gerado com o programa <i>Past</i> (Hammer <i>et al.</i> , 2001). A seta cinza indica a direção de variação entre um ambiente glacial e um interglacial em função dos grupos amostrais e dos vetores das espécies.....	43
Figura 21. Correlação do testemunho com os gráficos de paleoprodutividade, paleotemperaturas, isótopos de oxigênio e taxa de sedimentação. O biozoneamento e as descrições faciológicas foram extraídas de Sanjinés (2006), sendo as últimas fornecidas ao autor pela Unidade de Serviços Submarinos/Geologia Marinha (US/SUB-GM) da Petrobras.	50

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. PREMISSAS E HIPÓTESE	2
1.2. OBJETIVOS E METAS.....	3
2. ÁREA DE ESTUDO	5
2.1. SEDIMENTOLOGIA	6
2.2. OCEANOGRAFIA	6
2.3. ESTADO DA ARTE	8
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	11
3.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	13
3.2. ANÁLISE DE FAUNA	14
3.3. ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO	15
3.3.1. Isótopos de Oxigênio	17
3.3.2. Isótopos de Carbono.....	18
3.4. PALEOTEMPERATURAS	21
3.6. PALEOPRODUTIVIDADE	23
3.7. MODELO DE IDADE PRELIMINAR	23
3.8. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	25
4. RESULTADOS	26
4.1. CENSO DE FAUNA.....	26
4.2. ANÁLISES ESTATÍSTICAS.....	29
4.2.1. Análise de Componentes Principais (ACP)	29
4.2.2. Análise de Similaridade.....	31
4.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS	32
4.3. MODELO DE IDADE	34
4.4. TAXA DE SEDIMENTAÇÃO.....	37
4.5. PALEOTEMPERATURAS	38
4.7. PALEOPRODUTIVIDADE	39
5. DISCUSSÃO.....	42
5.1. FAUNA.....	42
5.2. MODELO DE IDADE E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	44
5.3. PALEOTEMPERATURAS	46
5.4. PALEOPRODUTIVIDADE	47
5.5. CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS.....	48

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	52
APÊNDICE A.....	55
APÊNDICE B.....	56
APÊNDICE C.....	57

1. INTRODUÇÃO

Foraminíferos são protozoários rizópodes que secretam uma carapaça calcária ou quitinosa ou a constroem a partir da aglutinação de fragmentos minerais ou biogênicos. Estes organismos em sua maioria são marinhos e apresentam hábito de vida planctônico ou bentônico. As formas planctônicas têm a capacidade de se locomover na coluna d'água, e devido a sua abundância, alto potencial de preservação e alta taxa de evolução, constituem-se em importantes indicadores de idade, sendo amplamente utilizadas na datação relativa e na correlação das rochas sedimentares.

Os foraminíferos são também usados como *proxy* no estudo das alterações oceanográficas e climáticas registradas no planeta desde o Cambriano. Seus fósseis são aplicados à análise de bacias desde os primórdios da indústria do petróleo, na primeira metade do século XX, incluindo a datação relativa (biozoneamentos internacionais), a reconstrução de paleoambientes e a identificações de variações do nível do mar. O estudo dos foraminíferos fósseis permite estimar a profundidade, temperatura e salinidade das águas superficiais e de fundo dos mares em que viveram.

Os foraminíferos planctônicos fazem parte de um grupo de microfósseis calcários encontrados no ambiente marinho, que tem sua ocorrência restringida por certas condições ecológicas da massa d'água onde vivem, tais como: temperatura, salinidade, profundidade da camada de mistura e disponibilidade de alimento. Dessa forma, ao encontrarmos determinadas espécies em um testemunho, podemos estimar as condições paleoclimáticas do ambiente onde o organismo vivia, uma vez que não é possível fazer medições diretas nos ambientes do passado.

Os *proxies* utilizados neste trabalho são análise de fauna e isótopos estáveis de carbono e oxigênio em foraminíferos planctônicos, objetivando a elaboração de uma proposta de reconstrução paleoceanográfica do intervalo Pleistoceno-Holoceno na Bacia de Campos. O período de tempo correspondente ao Holoceno é contemplado na totalidade, porém o intervalo em estudo não abrange todo o Pleistoceno, de forma que não foi possível refiná-lo estratigraficamente, por isso optou-se pela designação de Quaternário tardio.

1.1. PREMISSAS E HIPÓTESE

Este trabalho tem como premissa que as condições ambientais controlam a distribuição da fauna. As mudanças de condições ambientais geram um desequilíbrio na razão entre isótopos estáveis (carbono e oxigênio), princípio conhecido como fracionamento isotópico, cujas razões são preservadas em microfósseis de organismos que assimilam carbonato em sua carapaça. Desta forma, as razões preservadas nas carapaças dos foraminíferos planctônicos constituem um *proxy* para interpretações paleoambientais.

O fenômeno ambiental que ocorre em maior escala é a variação entre períodos glaciais e interglaciais. Este tipo de mudança climática é a mais evidente, e é ocasionada principalmente por parâmetros astronômicos, como oscilações na inclinação do eixo da Terra e pela variação da distância ao Sol. Mas outros tipos de mudanças ambientais também ocorrem em escala de detalhe, regulados por outros fatores.

1.2. OBJETIVOS E METAS

O objetivo principal deste trabalho é elaborar uma proposta de reconstrução paleoceanográfica na Bacia de Campos para o último ciclo Glacial-Interglacial (Biozonas Y e Z de Ericson & Wollin, 1968), a partir de análise de composição faunística e isótopos estáveis de oxigênio e carbono em foraminíferos planctônicos, em um testemunho coletado no talude da Bacia de Campos (Fig. 1).

A escolha dos foraminíferos planctônicos como ferramenta de estudo se deve ao fato de ser o grupo mais utilizado em bioestratigrafia, e também por serem considerados os principais portadores de informação aplicada à paleoceanografia. Os foraminíferos são os que apresentam mais aplicações à análise de bacias sedimentares dentre todos os grupos de microfósseis, tendo sido utilizados em bioestratigrafia e paleoecologia desde os primórdios da indústria petrolífera.

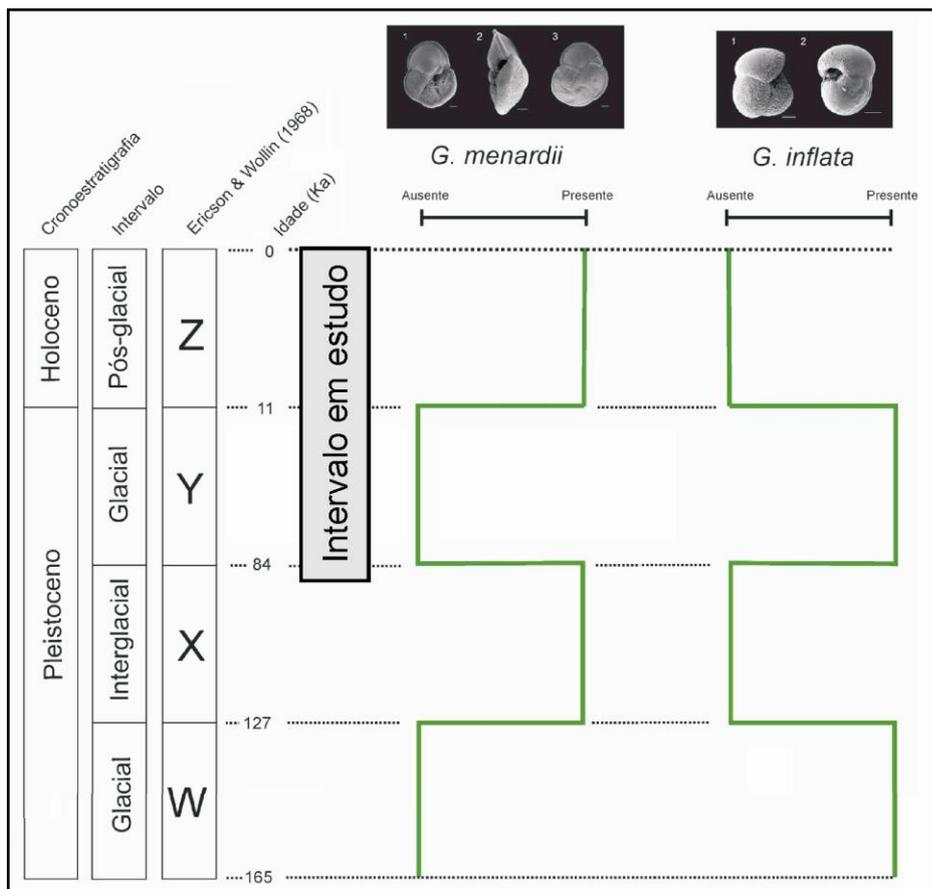


Figura 1. Biozoneamento do testemunho, baseado em Ericson & Wollin, 1968 (Modif. Sanjinés, 2006), com destaque para o intervalo em estudo.

2. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos localiza-se na Margem Continental Sudeste Brasileira, na costa do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° S. A bacia é limitada ao norte pelo Alto de Vitória, com a Bacia do Espírito Santo, e ao sul pelo Alto de Cabo Frio, com a Bacia de Santos, e abrange uma área de aproximadamente 100.000 km².

A gênese da bacia envolve um contexto do tipo margem passiva, formada por uma tectônica distensiva durante o Meso-Cenozóico. Sob o embasamento econômico constituído de rochas vulcânicas básicas com datação em torno de 120-130 Ma, são reconhecidas as sequências continentais, de transição, de plataforma rasa e plataforma profunda. Estas sequências são associadas com eventos vulcânicos característicos e datadas, em média, de 90 e 60-30 Ma.

A sequência de interesse para este trabalho corresponde aos sedimentos do Holoceno e Pleistoceno, e inclui as formações Ubatuba (Membro Geribá), Carapebus e Emboré (Membros São Tomé e Grussaí). Possui como limite inferior a discordância de 1,6 Ma que se relaciona com a queda eustática global. O limite superior são os sedimentos atuais do fundo marinho.

A faciologia dominante na porção de plataforma está representada por areias e, próximo à quebra de plataforma, por corpos de calcário. Apenas na região de Cabo Frio (RJ) ocorrem lamas depositadas na plataforma. Na porção do talude predominam lamas, lamitos de denudação e corais de águas profundas. Cânions lamosos e arenosos cortam o talude. Na região do sopé do talude predominam

cunhas de diamictitos e lamias que ocorrem também nas áreas mais distais cortadas por raros cânions arenosos (Winter *et al.*, 2007).

2.1. SEDIMENTOLOGIA

A Bacia de Campos possui uma plataforma arenosa e um talude argiloso, assim como uma grande quantidade de sedimento arenoso no talude superior. Os sedimentos do Pleistoceno-Holoceno são compostos por lamias siliciclásticas, com baixo teor carbonático e matéria orgânica, intercaladas com areias turbidíticas. A plataforma interna e média é composta por areias siliciclásticas e bioclásticas, enquanto a plataforma externa é dominada por sedimentação siliciclástica e carbonática. O talude superior é composto por areias siliciclásticas e bioclásticas provenientes da plataforma, o talude médio apresenta intercalações de areia-lama com sedimento hemipelágico, e o talude inferior é coberto por uma marga pelágica (Caddah *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 2004).

2.2. OCEANOGRAFIA

A área da Bacia de Campos está sob influência da Corrente do Brasil (CB). A CB é uma corrente de contorno oeste, com origem na bifurcação da Corrente Sul Equatorial, próximo à costa nordeste do Brasil, deslocando-se ao longo da costa para o sul, até se encontrar com a Corrente das Malvinas, na costa sul do Brasil

(Silveira *et al.*, 2000) (Fig. 2). A CB está estratificada em quatro diferentes massas d'água: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

A AT ocupa a superfície do Oceano Atlântico Sul e é transportado para sul pela CB (Emilson, 1961), com temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36‰ (Silveira *et al.*, 2000). A ACAS ocorre com temperaturas entre 06 e 20°C e salinidade entre 34,6 e 36‰ (Silveira *et al.*, 2000), e circula em dois sentidos distintos: um para sul e outro para norte, cuja bifurcação ocorre próximo ao Cabo de São Tomé, 22°S (Cirano *et al.*, 2006). O limite entre estas duas massas d'água coincide com a termoclina, profundidade onde ocorre uma queda brusca na temperatura da água.

A AIA não apresenta um movimento bem definido, com temperaturas entre 3° e 6°C e salinidade entre 34,2 a 34,6‰ (Sverdrup, *et al.*, 1942 *apud* Silveira, 2000), valores mínimos observados no diagrama T-S (Fig. 2). A APAN ocupa a porção basal da coluna, entre 1500 e 3000 m com temperaturas entre 3° e 4°C e salinidade entre 34,6 e 35‰, deslocando-se para o sul, até aproximadamente 32°S (Silveira *et al.*, 2000).

A extensão vertical da CB é um ponto discutível entre os autores, pois ela foi definida originalmente por Würst (1935) como a corrente com fluxo para o sul, embora se observe a ACAS fluindo para o norte em alguns trechos, assim como a AIA não tem um movimento bem definido.

Na área correspondente à Bacia de Campos ocorrem importantes fenômenos de ressurgência, próximos à cidade de Cabo Frio (RJ), devido a dois fenômenos:

- ressurgência costeira;
- ressurgência de quebra de plataforma.

A ressurgência costeira é condicionada principalmente pelo regime de ventos na costa que empurra a massa de água superficial para o interior do oceano, fazendo com que aflore a água logo abaixo. A ressurgência de quebra de plataforma

é associada aos vórtices e meandros ciclônicos da CB, cujo movimento provoca a subida da ACAS para a plataforma (Campos *et al.*, 1995 *apud* Silveira *et al.*, 2000).

De um modo geral, ao longo do oeste do Oceano Atlântico Sul a termoclina se encontra mais profunda, em relação ao leste. Este fenômeno ocorre devido à dinâmica da Corrente Sul Equatorial, que se movimenta para oeste, fazendo com que aflorem águas profundas no leste do Atlântico. A ocorrência da zona de ressurgência de Cabo Frio quebra esse padrão, e eleva localmente a profundidade da termoclina.

Além da termoclina, a zona de ressurgência influencia na nutriclina, profundidade onde há uma mudança brusca da produtividade, de modo a aumentar a produtividade superficial da água do mar. Este fator faz com que ocorra uma mudança local em relação ao padrão para águas tropicais, que geralmente são oligotróficas, ou seja, pobres em nutrientes.

2.3. ESTADO DA ARTE

De um modo geral estudos sobre paleoceanografia do Quaternário no Atlântico Sul são recentes, e abrangem principalmente três grupos de microfósseis: foraminíferos, ostracodes e nanofósseis. As pesquisas com microfósseis na Bacia de Campos possuem enfoque maior na bioestratigrafia do Cretáceo e Terciário, com aplicação direta na indústria petrolífera, por se tratar da maior área produtora no Brasil.

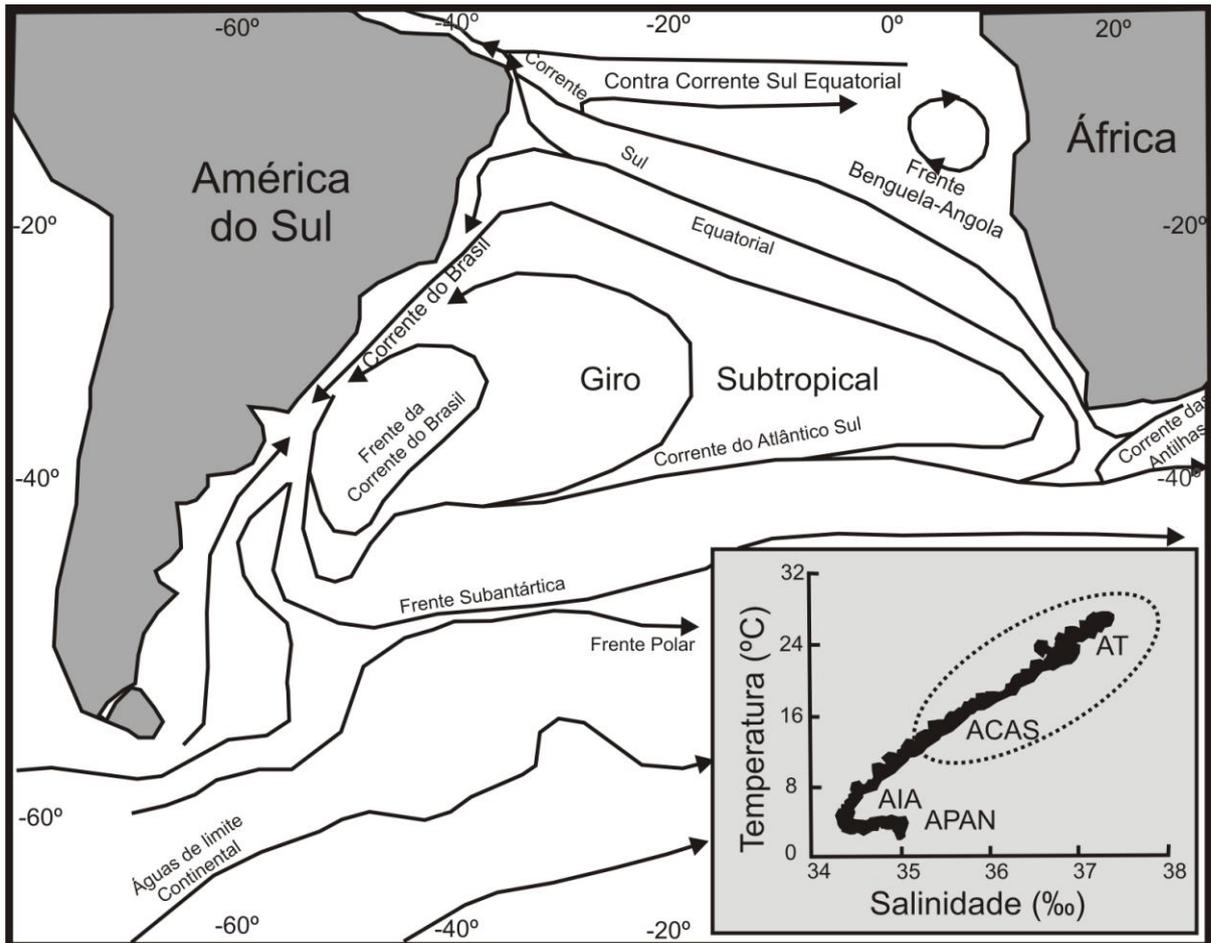


Figura 2. Principais correntes oceânicas do Atlântico Sul (Modif. de Peterson & Stramma, 1991). No detalhe o diagrama T-S, com as razões temperatura/salinidade para cada massa d'água (de acordo com Evans *et al.*, 1983), com destaque para as massas d'água superficiais, de maior interesse neste estudo.

A última década foi marcada por grandes avanços mundiais nas pesquisas paleoceanográficas. Embora tenha havido alguns avanços nesta área também no Brasil, em comparação ao resto do mundo as pesquisas podem ser consideradas incipientes, principalmente levando em consideração a extensão da Margem Continental Brasileira a ser explorada. Atualmente, o volume de dados disponíveis para o Atlântico Norte é imensamente maior do que para o Atlântico Sul, e a margem ocidental desta bacia oceânica é menos explorada do que a margem oriental.

Como já mencionado acima, na Bacia de Campos os estudos com foraminíferos têm se voltados para a bioestratigrafia, inclusive no intervalo

correspondente ao Quaternário. Vicalvi (1997) estudando um testemunho, baseando-se na ocorrência ou ausência de algumas espécies de foraminíferos planctônicos, propôs uma subdivisão em zonas e subzonas bioestratigráficas, seguindo o esquema de Ericson & Wollin (1968).

Sanjinés (2006) estudou três testemunhos da Bacia de Campos, resultando em uma carta biocronoestratigráfica e uma análise de estratigrafia de sequências no intervalo Pleistoceno-Holoceno da bacia.

Do ponto de vista paleoceanográfico, os estudos têm se limitado à plataforma continental, ou então têm se baseado em indicadores sedimentológicos (e.g. Viana & Faugères, 1998).

3. MATERIAL E MÉTODOS

Foram analisados os 7,95 m superiores do testemunho a pistão GL-77, coletado no talude continental da Bacia de Campos, na altura das coordenadas 40°02'50"O, 21°12'22"S, sob uma lâmina d'água de 1.287 m, com recuperação de 18,15 m descontínuos (Fig. 3). O material encontra-se depositado no Laboratório de Microfósseis Calcários do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da UFRGS, sob número tombo M06306 (amostra 1) ao M06343 (amostra 38).

O testemunho foi anteriormente estudado do ponto de vista bioestratigráfico por Sanjinés (2006). O intervalo de interesse contempla o último ciclo glacial-interglacial, que consiste em 38 amostras, abrangendo completamente as zonas Y e Z e o topo da zona X (Fig. 1). Nestas amostras, foram conduzidas análises de fauna total e de isótopos estáveis de oxigênio e carbono, em carapaças de foraminíferos planctônicos, para a obtenção de estimativas de variações de paleotemperatura e paleoprodutividade das águas superficiais.

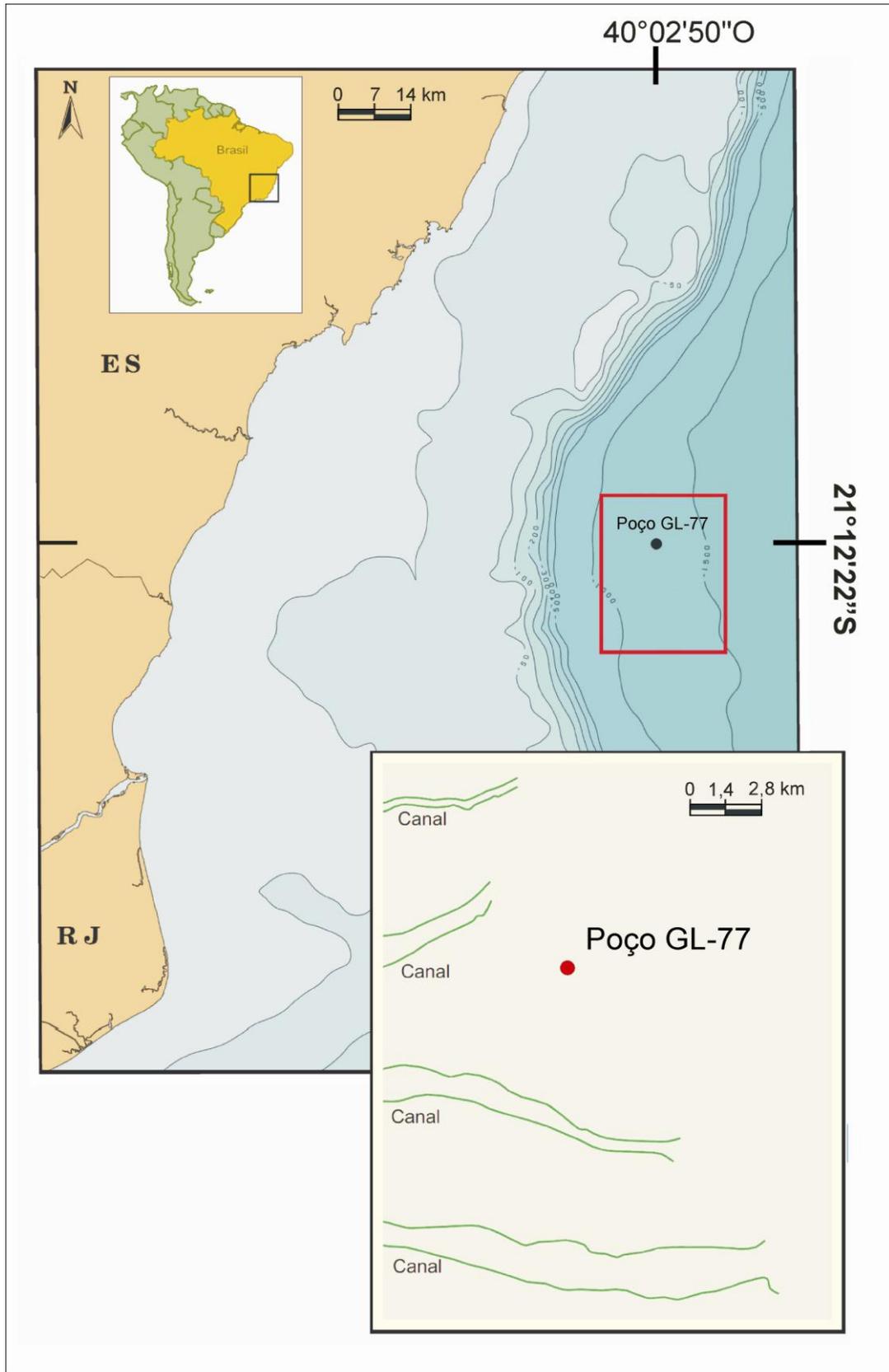


Figura 3. Mapa de localização da sondagem geológica estudada na Bacia de Campos (Modif. Sanjinés, 2006).

3.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras de sedimento disponibilizadas já se encontravam lavadas e peneiradas na fração 62 μm , e a malha foi refinada para a fração 150 μm , pois é onde se encontram as testas em estágio adulto. Este procedimento facilita a identificação correta das espécies devido à melhor visualização de detalhes morfológicos. As amostras com grande volume de sedimento foram quarteadas até a quantidade de espécimes presentes estarem entre 300 e 600. Este valor é considerado como a quantidade significativa para a realização da análise de fauna. As amostras continham impurezas, como grãos de areia (quartzo), além de foraminíferos bentônicos, fragmentos bioclásticos (inclusive de foraminíferos planctônicos) e raras continham mica.

Obtendo-se de 300 a 600 espécimes por amostra iniciou-se a triagem e classificação das testas, com auxílio de um pincel umedecido e lupa binocular com aumento de até 40 vezes. Após a classificação as testas foram colocadas em lâminas de células múltiplas (mais conhecida como lâminas *plummer*).

Todos os exemplares selecionados foram triados e classificados em nível específico, aplicando a metodologia do CLIMAP - *Climate: Long range Investigation, Mapping, and Prediction* (1976, 1981). A quantidade de foraminíferos bentônicos em cada amostra foi contabilizada a fim de se estabelecer parâmetros de paleoprodutividade e paleobatimetria.

Para as análises isotópicas de carbono e oxigênio foram separadas de 15 a 20 exemplares da espécie *Globigerinoides ruber* (branca) (ver imagens nos Resultados, Cap. 4.1) por amostra, retirados da fração 150 μm , e lavadas no ultrassom com água destilada, a fim de evitar contaminação por impurezas contidas no material. As amostras foram enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade da Califórnia, Santa Cruz-CA (SIL-UCSC), para análises dos isótopos de carbono e oxigênio.

Paralelamente, foram selecionados exemplares das espécies mais significativas sob o aspecto paleoceanográfico para serem observados e fotografados ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

3.2. ANÁLISE DE FAUNA

Os valores de abundância faunística absoluta e relativa das amostras classificadas foram analisados estatisticamente, a fim de agrupar as amostras por um padrão de variação da ocorrência das espécies. Esta variação reflete parâmetros ambientais, pois a distribuição das espécies é regulada principalmente pela temperatura, e secundariamente pela salinidade e disponibilidade de nutrientes.

Os diagramas estatísticos foram gerados com a utilização do programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001). Este programa funciona com uma série de dados de entrada, que consistem em uma planilha contendo a abundância das espécies (relativa ou absoluta) cruzadas com cada amostra, e os dados de saída gerados são gráficos ou dendrogramas, de acordo com a ferramenta utilizada no programa. Foram realizadas análise de principais componentes (ACP) e análise de similaridade.

A ACP age de modo a reduzir os dados, eliminando pontos em sobreposição e escolhe os dados mais representativos, a partir das combinações lineares dos dados originais. Esta análise cria parâmetros para comparação, e os dois mais significativos são utilizados para gerar um gráfico, nos eixos X e Y, de modo a plotar as amostras e vetores com as espécies utilizadas (Corrar *et al.*, 2009).

A análise de similaridade gera um dendrograma, utilizando o índice Bray Curtis, que avalia principalmente a ocorrência ou não das espécies em cada amostra, agrupando as amostras por grau de similaridade faunística. Esta

ferramenta mostra a distância cladística entre as amostras e os agrupamentos (Corrar *et al.*, 2009).

3.3. ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E CARBONO

Para este trabalho, uma das ferramentas auxiliares utilizadas foi a análise de isótopos estáveis de carbono e de oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente). As análises isotópicas feitas pelo Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade da Califórnia, Santa Cruz-CA (SIL-UCSC), foram realizadas com o espectrômetro de massas *Dual Inlet Isotope Ratio*, que utiliza o padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*). Inicialmente, as carapaças são dissolvidas gerando CO_2 (gás), purificado pela passagem em catalisadores especiais. O CO_2 assim gerado e purificado é inserido no espectrômetro e imediatamente ionizado. O gás ionizado, em alto vácuo, é acelerado através do acelerador de íons. Esta corrente de gás ionizado, ao passar pelo magneto na porção central do espectrômetro, sofre um desvio de trajetória, em direção aos coletores de íons. Em função das diferenças de massa, cada isótopo caracteriza-se por um desvio característico e, por isto, atinge o coletor de íons em uma área distinta, gerando um espectro no qual se pode medir essas massas (Fig. 4).

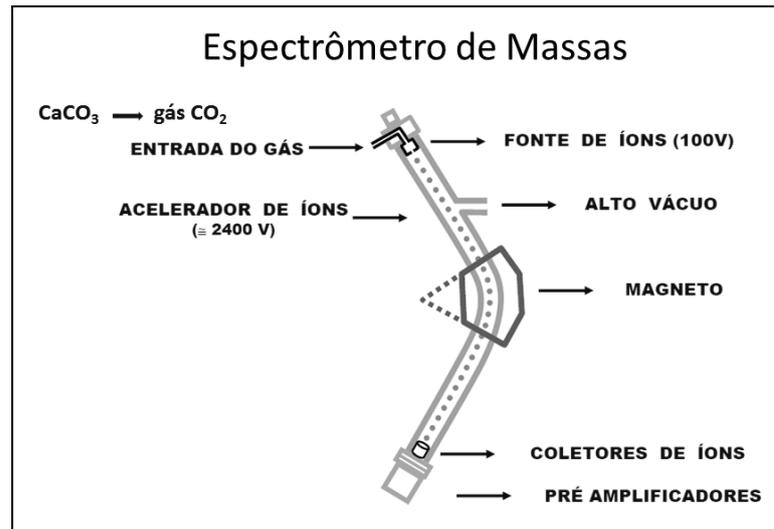


Figura 4. Esquema simplificado do funcionamento de um espectrômetro de massas.

As amostras analisadas devem ser perfeitamente selecionadas, pois a determinação das razões isotópicas de C e de O é sensível a processos, tais como recristalizações e contaminações. As recristalizações promovem uma re-homogeneização dos isótopos, imprimindo então a assinatura isotópica deste evento posterior de recristalização no material que está sendo analisado. Neste sentido, teve-se o máximo de cuidado na seleção do material para as análises isotópicas. A eventual contaminação de amostras pode ocasionar erros na precisão do resultado (sinal de \pm). Para evitar este problema, as carapaças foram previamente descontaminadas com auxílio de banho de ultrassom. Eventuais contaminações podem ocorrer no laboratório, mas são facilmente detectadas com a análise do resultado do padrão PDB (este padrão é colocado junto com as amostras no espectrômetro e seus resultados servem de controle da análise).

A interpretação das relações isotópicas se baseou no fracionamento isotópico. Esta propriedade é característica dos isótopos estáveis e pode ser descrita como a variação da proporção entre o isótopo leve e o pesado, de acordo com fatores físicos, químicos e biológicos que, em última análise, indicam parâmetros ambientais.

3.3.1. Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é encontrado na natureza sob a forma de três isótopos, onde o mais comum é o ^{16}O (99,76%), seguido pelo ^{18}O (0,1995%) e finalmente o ^{17}O (0,0375%). Pela pouca abundância o ^{17}O é desconsiderado, e para análises paleoambientais são consideradas as razões isotópicas entre o ^{16}O e o ^{18}O .

O ^{16}O , isótopo considerado mais leve, quando do processo de evaporação de águas, associa-se a fase de vapor. O isótopo ^{18}O , por sua vez, associa-se mais facilmente com a fase líquida. O enriquecimento relativo no isótopo mais leve faz com que a fase vapor seja considerada como depletada em relação ao padrão de referência. A fase líquida torna-se então enriquecida no isótopo pesado também com relação ao padrão. Na figura 5 pode-se ver que este processo leva à formação de nuvens depletadas e águas residuais enriquecidas no isótopo pesado. Como as geleiras são alimentadas por água proveniente desse vapor, em períodos glaciais o avanço das calotas polares aprisiona esta água nos polos, tornando a água do mar desta época enriquecida no isótopo pesado. Fenômeno oposto ocorre em períodos interglaciais, pois o degelo retorna a água depletada ao oceano, equilibrando a razão isotópica da água do mar.

Com este processo, verifica-se que os isótopos de oxigênio constituem uma excelente ferramenta para reconstruções paleoceanográficas, pois as testas carbonáticas precipitam em equilíbrio isotópico com a água do mar da época em que se formam. Assim, as carapaças registram as proporções entre o ^{18}O (isótopo pesado) e o ^{16}O (isótopo leve), segundo estudos realizados por Urey (1947, 1948), e, desta forma, se pode reconstruir a variação entre períodos glaciais e interglaciais.

O sinal isotópico da amostra é obtido por uma equação que compara a razão isotópica da carapaça analisada com a razão isotópica de uma amostra padrão, que pode ser o SMOW (*Viena Standard-Mean-Ocean-Water*) ou o PDB (Pee Dee Belemnite). Neste trabalho foi utilizado o padrão PDB e o sinal é obtido pela seguinte equação (Faure, 1986):

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{ amostra} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{ padrão} \right] / \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{ padrão} \right] \right\} \times 10^3$$

O valor é dado em unidades por mil (‰), e expressa o enriquecimento isotópico da amostra em relação ao padrão. Valores mais positivos indicam enriquecimento no ^{18}O e os valores mais negativos indicam empobrecimento de ^{18}O , sempre em relação ao padrão. Nesta análise o principal fator não é o valor absoluto do sinal isotópico, mas a identificação de picos positivos ou negativos e, conseqüentemente, a forma relativa da curva gerada (Fig. 6).

3.3.2. Isótopos de Carbono

O carbono também ocorre na natureza sob a forma de três isótopos (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C), mas o ^{14}C é radiogênico e não tem influência neste tipo de estudo. O ^{12}C é de origem orgânica e o ^{13}C é inorgânico, e sua razão isotópica preservada no CaCO_3 das testas dos foraminíferos representa índices de paleoprodutividade.

Em períodos de alta produtividade orgânica primária, na camada fótica do mar, ocorre uma maior atividade fotossintética, o ^{12}C é consumido principalmente por algas e plâncton. Se este material orgânico enriquecido no isótopo leve do carbono (^{12}C) decantar e for rapidamente preservado da oxidação, são formadas rochas enriquecidas no carbono orgânico. Assim, a água superficial do mar fica pobre em ^{12}C e rica em ^{13}C , ou seja, enriquecida em relação ao padrão (Fig. 7). Em períodos com baixa produtividade, a matéria orgânica rica em ^{12}C não consegue se preservar e o carbono orgânico retorna à coluna d'água, homogeneizando as razões e tornando a água do mar relativamente depletada em ^{13}C . Assim, carapaças que se formam conseguem também registrar a razão isotópica do carbono presente na água à época de sua cristalização.

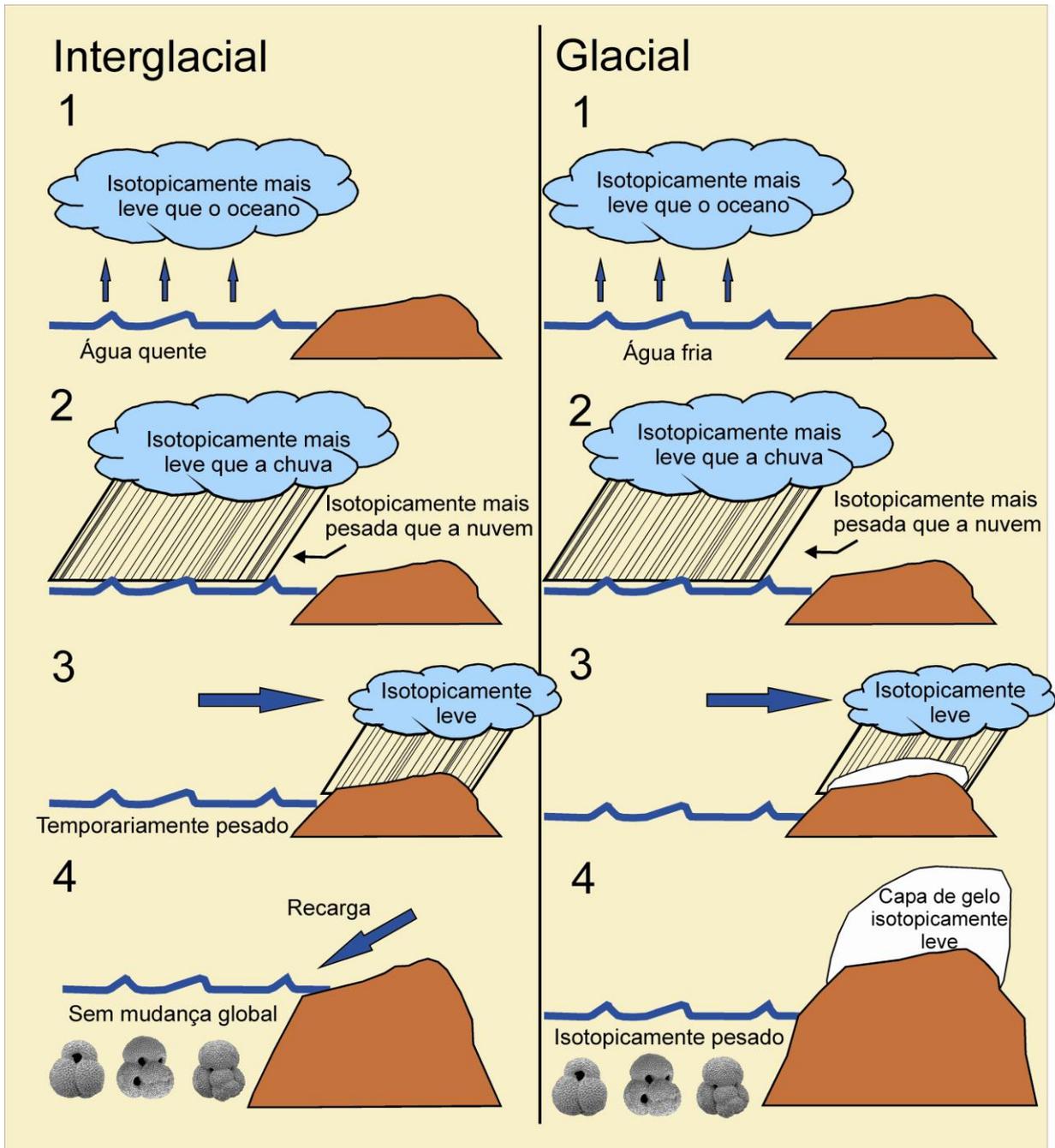


Figura 5. Comportamento dos isótopos de oxigênio nos períodos glaciais e interglaciais. Extraído e modificado de <<http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/climatec>>.

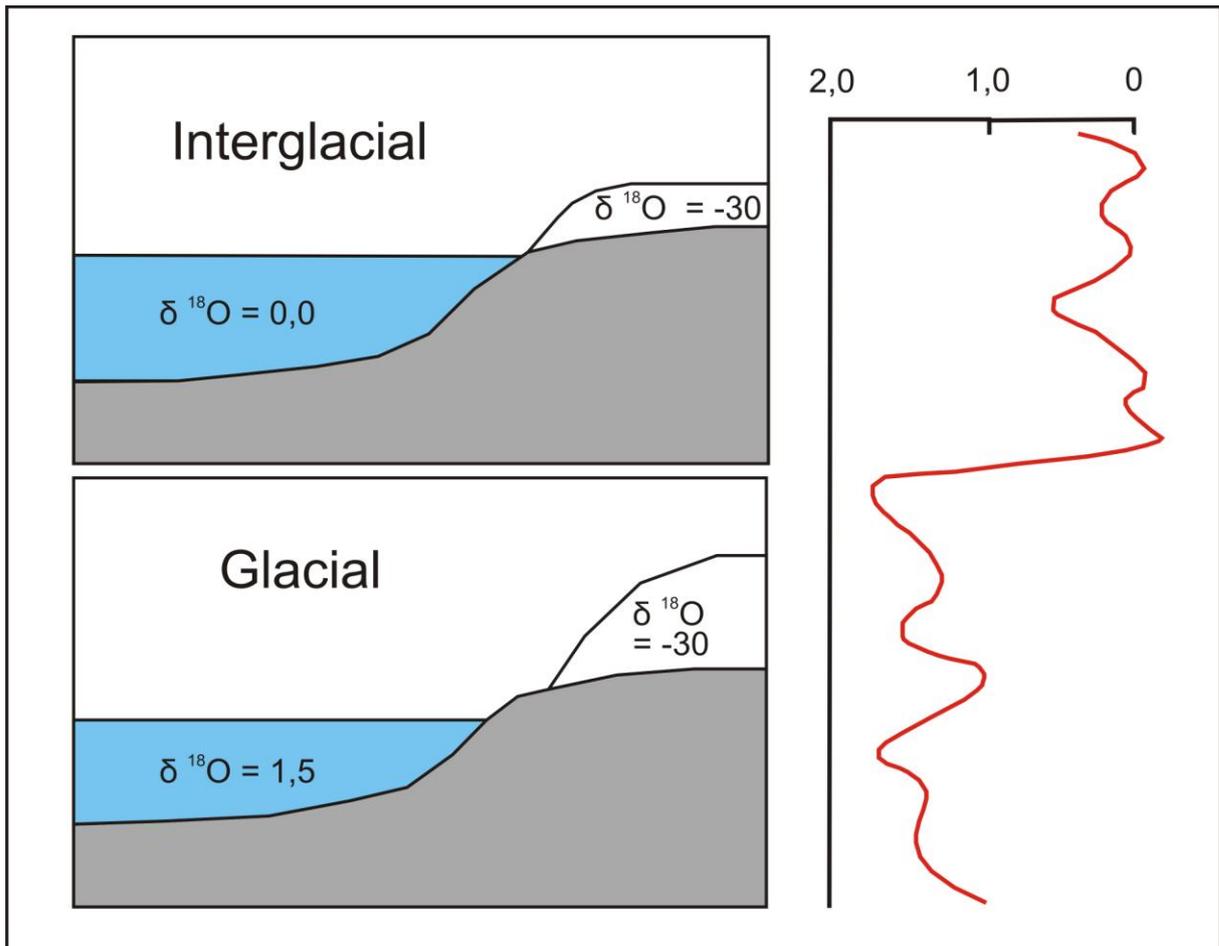


Figura 6. Diagrama com o sinal isotópico do ^{18}O , mostrando a curva relativa, a identificação de picos e a respectiva associação com períodos glaciais e interglaciais. Extraído e modificado de <<http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/climatec>>.

Deve-se ter cuidado na interpretação dos isótopos de carbono, pois a produtividade orgânica do mar pode ser favorecida pela ressurgência de águas sub-superficiais. Estas águas se encontram numa profundidade onde provavelmente já ocorreu a remineralização da matéria orgânica e, portanto é rica em nutrientes, fazendo o sinal isotópico do ^{13}C decrescer. Outro problema com os isótopos de carbono é a dependência ao estágio ontogenético da carapaça, pois o carbonato pode ou não estar em equilíbrio isotópico com a água do mar. Testas menores tendem a diminuir o sinal isotópico, e as testas maiores se aproximam do sinal em equilíbrio isotópico (Fraguas, 2009). Para minimizar este erro são selecionadas as testas maiores para as análises isotópicas, conforme realizado neste trabalho.

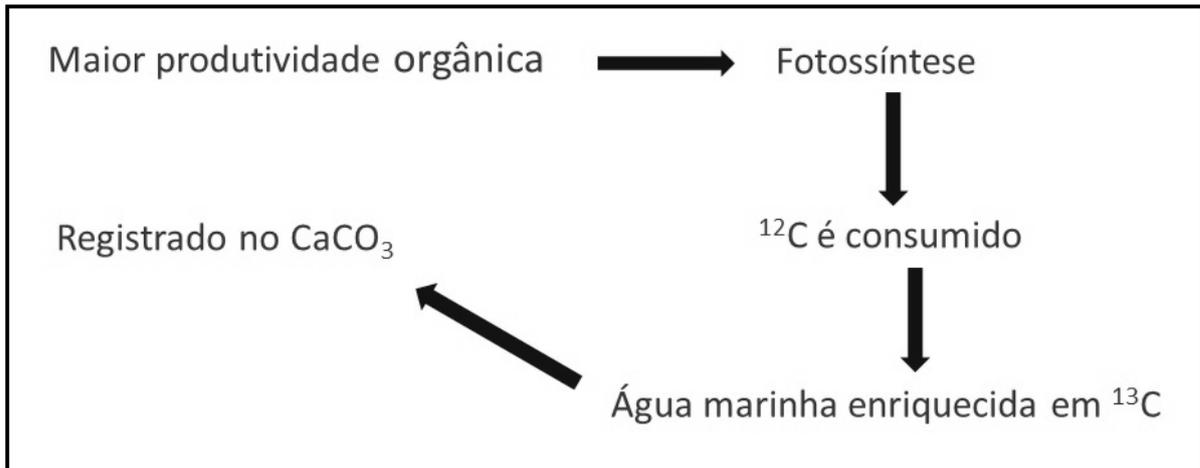


Figura 7. Esquema simplificado mostrando a sequência de eventos que possibilita a interpretação de paleoprodutividade a partir do fracionamento isotópico do carbono.

3.4. PALEOTEMPERATURAS

A temperatura dos oceanos varia de acordo com a posição geográfica, mais quente no Equador, esfriando em direção aos polos, e à medida que aumenta a profundidade na coluna d'água. A área em estudo é influenciada pelas massas de água mais superficiais da CB: a AT e a ACAS, uma vez que os foraminíferos planctônicos vivem em suspensão na coluna d'água, mais precisamente na zona fótica.

Os cálculos de paleotemperatura foram realizados pela aplicação de uma série de fórmulas matemáticas em função dos valores isotópicos do oxigênio na calcita e do sinal isotópico da água do mar ($\delta^{18}\text{O}_w$). O sinal isotópico da calcita foi obtido por análise nas testas de *Globigerinoides ruber* (branca). O sinal isotópico da água do mar é uma variável em função de vários fatores, como por exemplo, o volume global de gelo que oscila ao longo do tempo. Este valor foi estimado através

de uma interpolação das idades modeladas neste trabalho com os valores propostos por Lea *et al.* (2002), onde o autor define um valor de $\delta^{18}\text{O}_w$ de acordo com a idade.

As estimativas de paleotemperatura foram obtidas através da equação proposta por Kim & O'Neil (1997):

$$(a) \quad T_{\text{iso}} = 16,1 - 4,64 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,09 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

onde:

T_{iso} é a temperatura isotópica;

$\delta^{18}\text{O}_c$ é o sinal isotópico da calcita;

$\delta^{18}\text{O}_w$ é o sinal isotópico da água do mar.

Ainda é preciso uma correção da temperatura isotópica (estimada de acordo com a composição da calcita) para a temperatura real (medida). Esta correção é calculada pela calibração proposta por Wang *et al.* (1995):

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

Isolando-se a temperatura medida, tem-se que:

$$(c) \quad T_m (\text{°C}) = (3,147 - T_{\text{iso}}) / 0,963$$

Onde T_m é a temperatura real (medida).

De acordo com os autores, os valores do $\delta^{18}\text{O}$ em *Globigerinoides ruber* (branca) refletem principalmente a temperatura e salinidade de verão no intervalo de 0 a 50 m de profundidade.

3.6. PALEOPRODUTIVIDADE

A produtividade das águas de um oceano é regulada pela entrada de luz na zona fótica, necessária para a fotossíntese, e principalmente pela disponibilidade de nutrientes. As águas superficiais tendem a apresentar uma produtividade menor, pois os organismos fotossintetizantes retiram e armazenam o carbono orgânico durante o processo. Índices altos de produtividade ocorrem principalmente em águas mais profundas, onde já ocorreu a remineralização da matéria orgânica, e também em zonas de ressurgência, onde afloram águas profundas.

Para as estimativas de paleoprodutividade foram considerados como indicadores as variações nas abundâncias relativas de espécies comumente associadas à alta produtividade, tais como *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro), *Neogloboquadrina dutertrei* e a razão entre *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca). Também foi utilizada a abundância de foraminíferos bentônicos. Finalmente os isótopos de carbono foram utilizados como indicadores de paleofertilidade (Wefer *et al.*, 1999).

3.7. MODELO DE IDADE PRELIMINAR

O modelo de idade preliminar foi construído para o intervalo representado pelo testemunho a partir da correlação do registro de isótopos de oxigênio em *Globigerinoides ruber* (branca) com a curva de alta resolução do SPECMAP (*Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*), de Martinson *et al.* (1987). Os dados do SPECMAP consistem em uma série de valores de $\delta^{18}\text{O}$ associados às

idades, desde 291 ka AP até o Recente, e podem ser utilizados para correlações globais (Fig. 8).

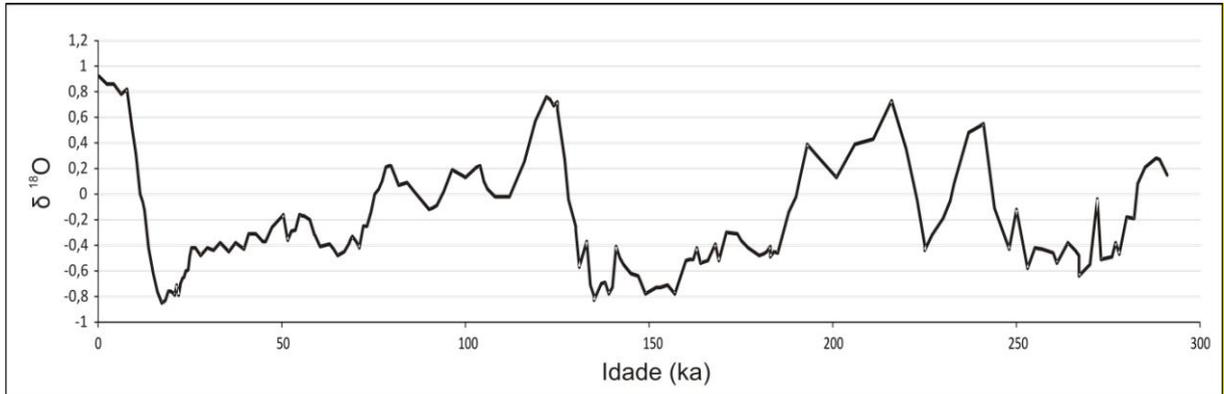


Figura 8. Curva de alta resolução do SPECMAP (*Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*), associando a idade a um sinal isotópico de oxigênio, (Modif. Martinson *et al.*, 1987).

A correlação entre estes dados foi gerada utilizando o programa *AnalySeries 1.1* (Paillard *et al.*, 1996). O programa não gera uma margem de erro da idade, pois não se trata de um mecanismo de datação, ele apenas compara os valores isotópicos deste trabalho aos dados do SPECMAP, gerando um coeficiente de correlação. Porém é necessário estimar a idade da base do intervalo, e para tal foi considerada a bioestratigrafia do testemunho.

Para melhorar o coeficiente de correlação são interpolados alguns pontos no meio do gráfico, através da observação de alguns picos nos valores dos isótopos.

3.8. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Alguns exemplares das espécies mais significativas para as interpretações paleoceanográficas foram fotomicrografados ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), e posteriormente colocadas em um banco de imagens com a correta identificação das espécies pelos critérios morfológicos.

O MEV é um microscópio especial que tem uma profundidade de foco superior aos microscópios comuns, atingindo um aumento de milhares ou mesmo milhões de vezes, com uma excelente resolução.

As carapaças selecionadas são coladas em porta-amostras especiais e posteriormente metalizadas. O processo de metalização é a cobertura da amostra por uma fina película carbono, que auxiliará na condução do feixe de elétrons evitando a queima da amostra. Os espécimes de foraminíferos são observados em aumentos variando de 50 a 500 vezes e fotomicrografados (ver imagens nos Resultados, Cap. 4.1).

As fotomicrografias foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), com a utilização do Microscópio Eletrônico de Varredura da marca JEOL, modelo JSM 6060. Durante o processo foi utilizada uma voltagem de aceleração de 10 kV.

4. RESULTADOS

4.1. CENSO DE FAUNA

Dentre as 38 amostras analisadas apenas uma é estéril (amostra 25), contendo apenas sedimento na fração areia. No conjunto das demais amostras foi identificado um total de 28 espécies de foraminíferos planctônicos, onde 4 delas apresentam variações em dois morfotipos (Tab. 1).

A espécie *Globigerinoides ruber* (branca) é a mais abundante em todas as 37 amostras, com uma ocorrência mínima de 27,2% e máxima de 62,2%. A espécie *Globigerinoides ruber* (rosa) é a segunda mais abundante, com mais de 10% na metade das amostras (19 amostras), e ocorre em todas as amostras, com mínimo de 1,2% e máximo de 18,5%. Outras espécies também ocorrem com mais de 10% em algumas amostras: *Globigerinita glutinata* (até 28%), *Globorotalia crassaformis* (até 16,2%), *Globigerinoides sacculifer* (morfotipo sem saco) (até 15,4%), *Globorotalia inflata* (até 13,6%), *Globorotalia menardii* (até 13,0%), *Globigerina bulloides* (até 13,6%), *Globoturborotalita tenella* (até 11,0%), *Globigerinoides conglobatus* (até 10,79%) e *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro) (até 10,0%). As fotomicrografias das espécies mais abundantes estão na figura 9.

Tabela 1. Espécies e morfotipos classificados nas amostras e suas respectivas abundâncias relativas máximas, médias e mínimas.

	Espécie	Máxima	Média	Mínima
1	<i>Globigerinoides ruber</i> (branca)	62,17	49,38	27,16
2	<i>Globigerinoides ruber</i> (rosa)	18,51	10,38	1,23
3	<i>Globigerinita glutinata</i>	28,89	9,43	1,44
4	<i>Globigerina bulloides</i>	13,58	4,95	0,95
5	<i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco)	15,38	4,51	1,35
6	<i>Globoturborotalita tenella</i>	11,03	2,99	0,59
7	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (dextrógira)	10,00	2,50	0,00
8	<i>Globorotalia inflata</i>	13,58	2,26	0,00
9	<i>Globigerinella calida</i>	6,29	2,12	0,00
10	<i>Globorotalia crassaformis</i>	16,18	1,93	0,00
11	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	4,97	1,25	0,00
12	<i>Globorotalia menardii</i>	13,04	1,15	0,00
13	<i>Globigerinoides sacculifer</i> (com saco)	3,27	1,06	0,00
14	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	7,91	1,03	0,00
15	<i>Globoturborotalita rubescens</i>	4,15	0,95	0,00
16	<i>Globigerinoides conglobatus</i>	10,79	0,83	0,00
17	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (levógira)	3,35	0,63	0,00
18	<i>Globigerina falconensis</i>	3,70	0,55	0,00
19	<i>Globorotalia scitula</i>	1,56	0,50	0,00
20	<i>Orbulina universa</i>	2,38	0,39	0,00
21	<i>Globigerinella siphonifera</i>	2,16	0,34	0,00
22	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (dextrógira)	0,97	0,20	0,00
23	<i>Globorotalia hirsuta</i>	1,44	0,17	0,00
24	<i>Globorotalia tumida</i>	1,26	0,13	0,00
25	<i>Candeina nítida</i>	1,59	0,13	0,00
26	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (levógira)	0,72	0,07	0,00
27	<i>Globigerinita uvula</i>	0,79	0,07	0,00
28	<i>Turborotalita quinqueloba</i>	0,46	0,04	0,00
29	<i>Dentagloborotalia anfracta</i>	0,30	0,02	0,00
30	<i>Globorotalia menardii flexuosa</i>	0,75	0,02	0,00
31	<i>Tenuitella iota</i>	0,27	0,01	0,00
32	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	0,70	0,01	0,00

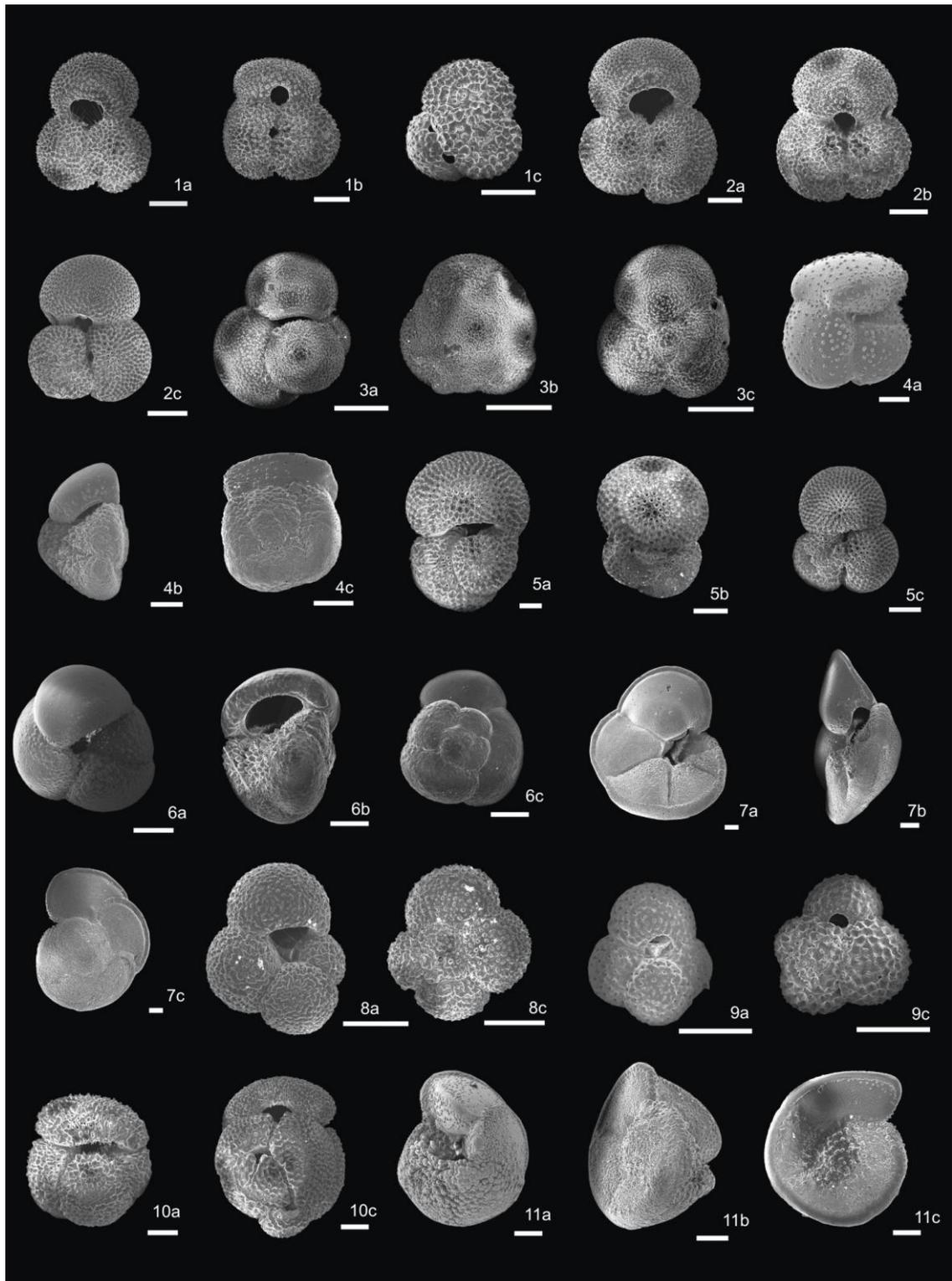


Figura 9. 1 - *Globigerinoides ruber* (branca); 2 - *Globigerinoides ruber* (rosa); 3 - *Globigerininita glutinata*; 4 - *Globorotalia crassaformis*; 5 - *Globigerinoides sacculifer* (morfotipo sem saco); 6 - *Globorotalia inflata*; 7 - *Globorotalia menardii*; 8 - *Globigerina bulloides*; 9 - *Globoturborotalita tenella*; 10 - *Globigerinoides conglobatus*; 11 - *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro). Onde 'a' – vista umbilical (frontal), 'b' – vista lateral, 'c' – vista espiral. Escala: 100 μ m.

4.2. ANÁLISES ESTATÍSTICAS

O tratamento dos dados de composição faunística realizado com o programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001) gerou dois diagramas: um construído pela ACP e outro pela análise de similaridade.

4.2.1. Análise de Componentes Principais (ACP)

Através da ACP se pode agrupar as amostras de acordo com as espécies predominantes. O teste foi realizado com a abundância absoluta (Apêndice A) de apenas algumas espécies (ou grupos taxonômicos) mais comuns e/ou com comportamento ambiental conhecido.

Os valores dos eixos X e Y do gráfico correspondem a dois componentes gerados pelo programa, cujos eixos têm maior valor de significância. O que significa dizer que, na figura 10, uma variação ao longo do eixo X tem 26,9% de significância, e uma variação ao longo do eixo Y tem 18,3% de significância estatística. Além da posição de cada amostra, as espécies utilizadas geraram um grupo de vetores radiais, a partir da origem do gráfico. Três associações de amostras foram previamente delimitadas ('A', 'B', 'C') e posteriormente agrupadas espacialmente no gráfico (Fig. 10).

A associação 'A' é formada pelas amostras 1 a 7, e foi bem diferenciada pela abundância da espécie *Globorotalia menardii*, e baixa frequência de *Globorotalia inflata*, que têm preferências ambientais distintas. Estas amostras estão representadas na parte superior do testemunho, correspondente ao Holoceno.

A associação 'B', composta pelas amostras 8 a 11, foi previamente agrupada por ocorrer em um período após o Último Máximo Glacial (UMG), em direção ao Holoceno, onde há uma inflexão na curva de isótopos, seguido por uma redução do sinal.

A associação 'C' é composta pelas amostras 12 a 15, as quais são marcadas por um aumento expressivo da espécie *Globigerinita glutinata*, temporalmente associado à estabilização do clima glacial, próximo ao UMG.

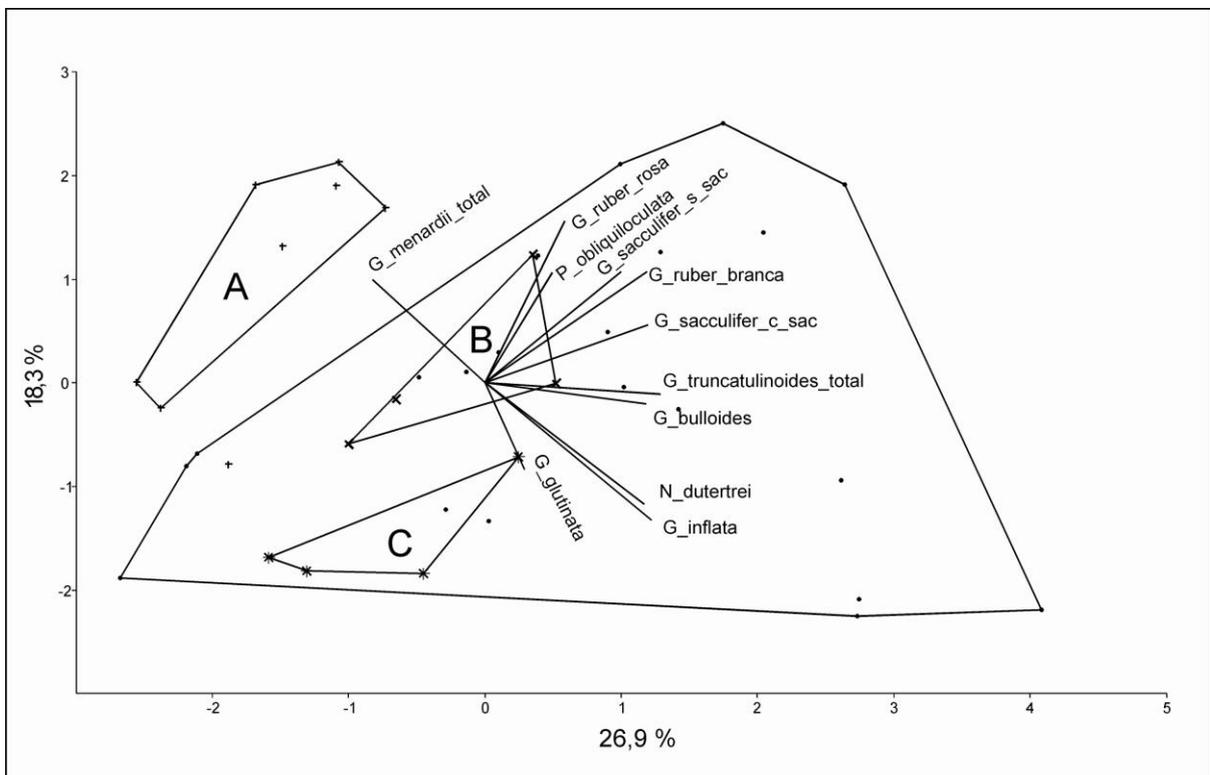


Figura 10. Diagrama gerado pela Análise de Componentes Principais (ACP), onde as amostras (pontos) estão agrupadas por semelhança nos grupos 'A', 'B' e 'C'. Os vetores concêntricos refletem o comportamento ambiental das espécies. Gerado com o programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001).

4.2.2. Análise de Similaridade

Para a análise de similaridade foi avaliada a abundância relativa (Apêndice B) das espécies presentes nas amostras. O programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001) analisa principalmente a ocorrência ou ausência das espécies, gerando um dendrograma, onde se observa a distância cladística das amostras, agrupadas por grau de similaridade. O eixo vertical indica o grau de similaridade, onde índices próximos a zero são mais similares, diminuindo o grau de similaridade à medida que o índice fica mais negativo (Fig. 11).

No dendrograma gerado foram plotadas as mesmas associações da ACP ('A', 'B', 'C'). A associação 'A' ficou bem separada, exceto pela amostra 7, que apresentou comportamento distinto. A amostra 38 apesar de pertencer a um intervalo interglacial, com a ocorrência de espécies de mesma preferência ambiental, principalmente *Globorotalia menardii*, que delimita este estágio (Sanjinés, 2006), não pode ser incluída neste grupo.

As associações 'B' e 'C' também estão bem delimitadas, de modo que a 'A' e 'B' são mais similares entre si do que 'A' e 'C'. Algumas amostras não mostraram boa correlação, provavelmente devido à baixa quantidade de espécimes classificados, cujo número está abaixo do limite de significância pré-estabelecido (300), como, por exemplo, as amostras 31 e 33 (Apêndice A).

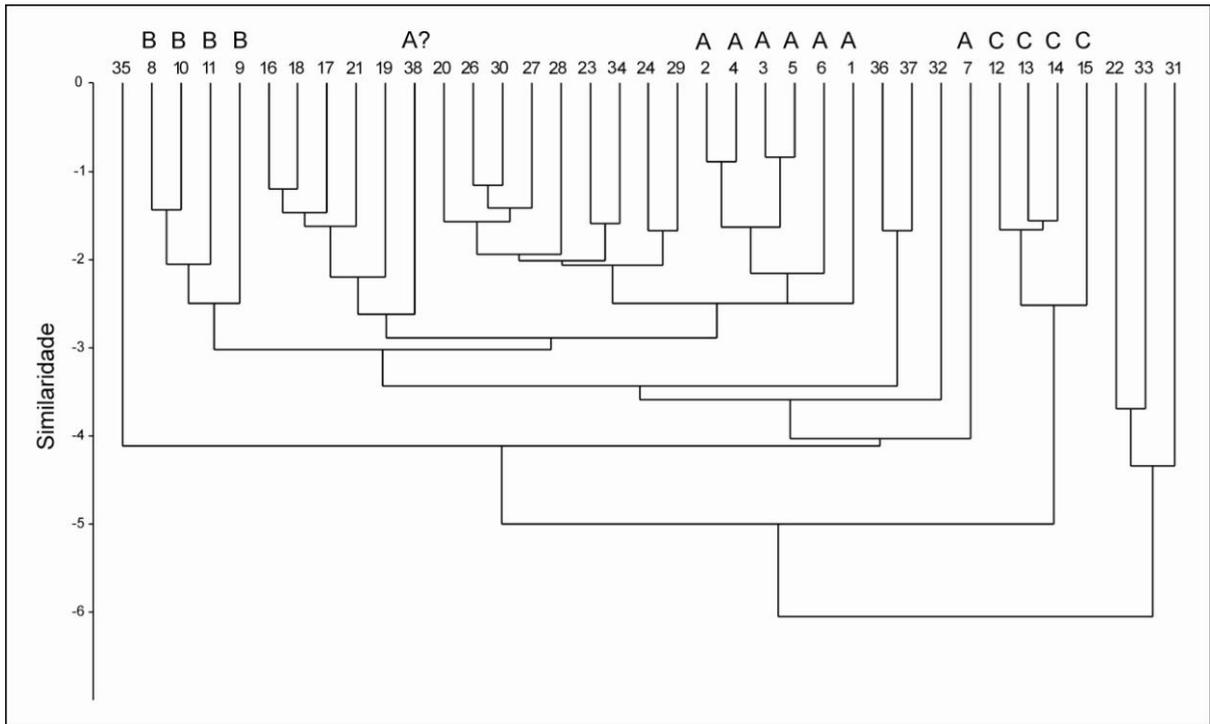


Figura 11. Dendrograma de análise de similaridade, gerado com o programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001).

4.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Os gráficos gerados com os valores do sinal isotópico do oxigênio e do carbono, obtido pelas análises nas carapaças de *Globigerinoides ruber* (branca), estão nas figuras 12 e 13, respectivamente.

A curva dos isótopos de oxigênio pode ser subdividida em dois padrões de variação: inicialmente um gradual e lento aumento no sinal isotópico da amostra 38 até a amostra 12, e uma redução do sinal mais acentuada da amostra 12 até a amostra 1, no topo do intervalo (Fig.12).

A curva dos isótopos de carbono mostra uma sutil redução do sinal da amostra 38 até a amostra 27, seguido por um aumento do sinal até a amostra 5, e posterior redução até o topo do testemunho (Fig. 13).

Os valores numéricos dos sinais isotópicos de oxigênio e carbono para cada amostra estão no Apêndice C.

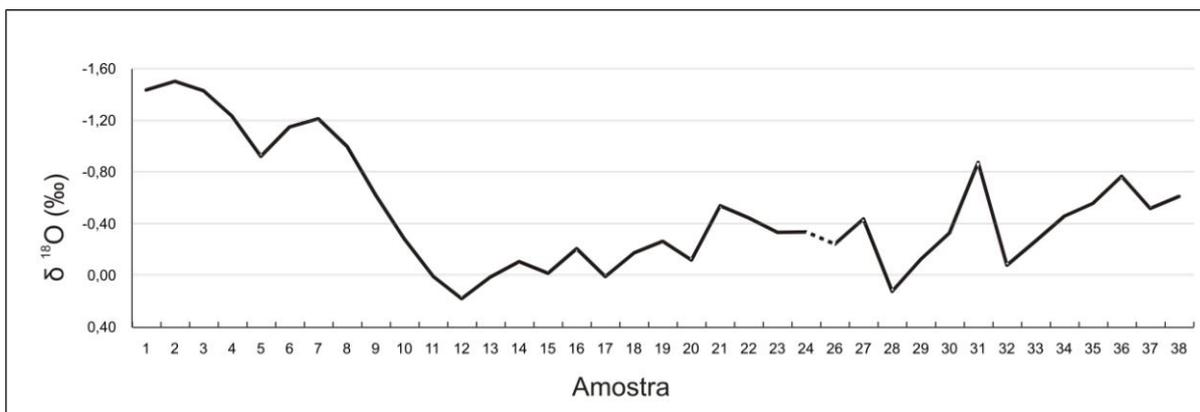


Figura 12. Isótopos de oxigênio.

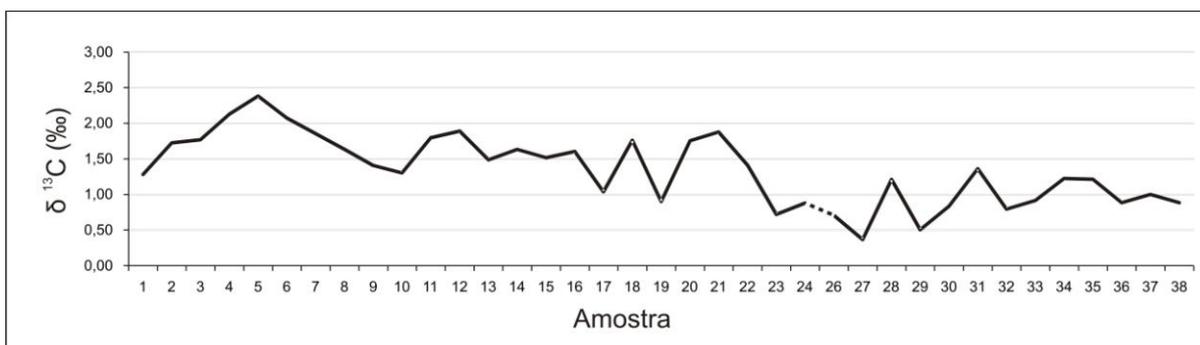


Figura 13. Isótopos de carbono.

4.3. MODELO DE IDADE

Em nenhuma amostra foi realizada datação, mas um modelo preliminar de idade foi obtido através da correlação entre a curva de isótopos de oxigênio em *Globigerinoides ruber* (branca) com a curva padrão de isótopos de oxigênio do SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987) (Fig. 14).

Para realizar o modelamento o programa interpola, primeiramente, os pontos iniciais e finais de ambas as curvas. A amostra do topo naturalmente é associada à menor idade do SPECMAP, mas para a amostra da base foi preciso estimar um valor de idade.

Segundo Sanjinés (2006), que estudou todo o testemunho do ponto de vista bioestratigráfico, este intervalo amostral (amostras 1 a 38) abrange completamente as biozonas Y e Z (Ericson & Wollin, 1968), e apenas a amostra da base do intervalo em estudo (amostra 38) está na biozona X. Assim, o autor propôs o limite entre as biozonas X e Y entre as amostras 37 e 38, inferindo uma idade de 84 ka AP, de acordo com estudos realizados por Damuth (1975). Deste modo foram considerados os dados do SPECMAP até 84,1 ka, pois esta é a idade presente neste banco de dados cujo valor situa-se imediatamente abaixo do limite X/Y.

Além dos pontos iniciais e finais que obrigatoriamente se interpolam, outros pontos devem ser associados, a fim de melhorar o coeficiente de correlação. Inicialmente foi considerado um aparecimento significativo da espécie *Globorotalia menardii* (amostra 7), correlacionado a uma estabilização no sinal isotópico, com valores mais negativos, tanto nos dados do SPECMAP quanto nos dados deste trabalho. Em um segundo momento, foi observado que a amostra 12 tem o valor mais positivo do $\delta^{18}\text{O}$, e então foi interpolada com a idade 17,3 ka, cujos dados do SPECMAP também registram um pico positivo de $\delta^{18}\text{O}$, podendo estar associado ao Último Máximo Glacial. E, finalmente, a amostra 36 foi interpolada por um pico negativo do $\delta^{18}\text{O}$ na base do testemunho. Os demais pontos são interpolados automaticamente pelo programa *AnalySeries 1.1* (Tab. 2).

O modelo de idade obteve um bom coeficiente de correlação: -0,907. Esta escala varia de 0 a -1, onde os valores menores (próximos de -1) indicam uma melhor correlação.

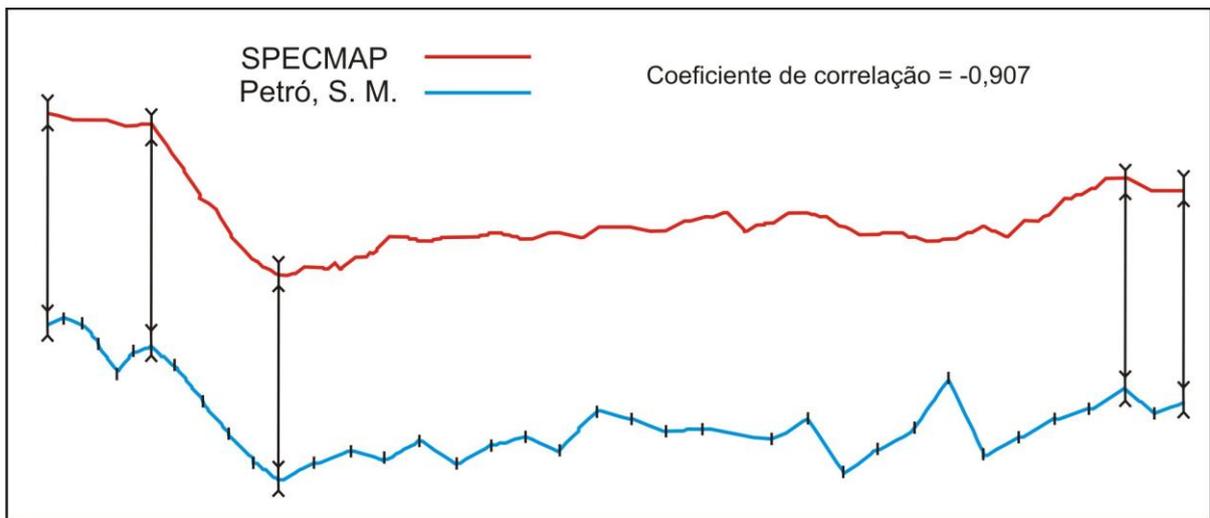


Figura 14. Correlação gráfica dos dados de isótopos de oxigênio em *Globigerinoides ruber* (branca) e a curva padrão do SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987) realizada com o programa *AnalySeries 1.1* (Paillard *et al.*, 1996).

Tabela 2. Correlação dos valores isotópicos com as idades do SPECMAP.

Amostra	Idade (ka)	$\delta^{18}\text{O}$	Amostra	Idade (ka)	$\delta^{18}\text{O}$
1*	0,21	-1,44	20	38,1	-0,12
2	1,48	-1,5	21	40,7	-0,54
3	3,0	-1,43	22	43,3	-0,45
4	4,01	-1,23	23	45,9	-0,33
5	5,0	-0,92	24	48,5	-0,34
6	7,0	-1,15	26	53,7	-0,24
7*	7,81	-1,21	27	56,3	-0,44
8	10	-1,00	28	58,9	0,12
9	11,6	-0,62	29	61,5	-0,13
10	14,0	-0,28	30	64,1	-0,33
11	15,0	0,00	31	66,7	-0,88
12*	17,3	0,18	32	69,3	-0,08
13	19,9	0,01	33	71,9	-0,27
14	22,5	-0,11	34	74,5	-0,46
15	25,1	-0,02	35	77,1	-0,56
16	27,7	-0,21	36*	79,7	-0,77
17	30,3	0,01	37	81,9	-0,52
18	32,9	-0,18	38*	84,1	-0,61
19	35,5	-0,27			

* Amostras correlacionadas diretamente pelos picos da curva de isótopos. As demais amostras têm idade estimada automaticamente pelo programa *AnalySeries 1.1* (Paillard *et al.*, 1996).

4.4. TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

A correlação dos isótopos de oxigênio com as idades e respectivos valores isotópicos do SPECMAP permitiu uma estimativa de taxa de sedimentação em torno de $73 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$, com máxima de $95,2$ e mínima de $44,9 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$ (Fig. 15).

São observados 5 segmentos distintos de comportamento no gráfico da taxa de sedimentação. No primeiro deles, da base até 310 cm de profundidade, a taxa de sedimentação tem um máximo de $94,5 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$ e segue em uma redução uniforme até atingir $70 \text{ mm}/10^3$.

O segundo segmento ocorre entre 280 e 220 cm , com os valores oscilando em torno de $70 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$. O terceiro segmento é observado entre 220 e 148 cm de profundidade, onde a taxa de sedimentação volta a cair de forma uniforme, iniciando com taxa de $72,6$ e terminando com $59,0 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$.

O quarto segmento ocorre entre 70 e 148 cm de profundidade, com taxas constantes em torno de $60 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$.

No quinto e último segmento, na parte superior do testemunho, a taxa de sedimentação volta e oscilar e registra os extremos máximo e mínimo do intervalo, com $95,2$ e $44,9 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$, respectivamente.

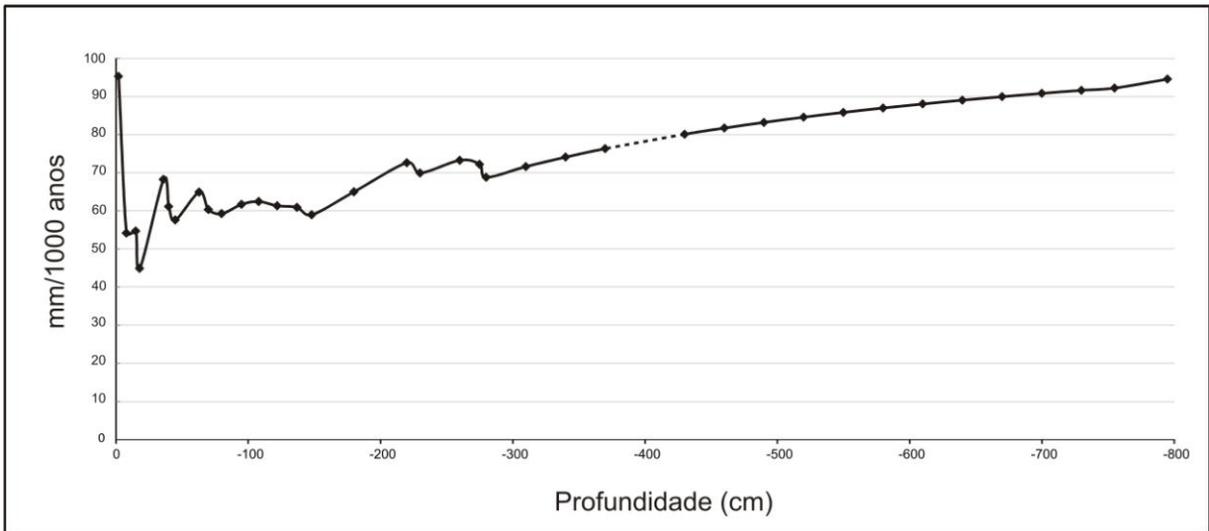


Figura 15. Taxa de sedimentação estimada em função da profundidade do testemunho e do modelo de idade.

4.5. PALEOTEMPERATURAS

Os valores das paleotemperaturas, para cada amostra, gerados pelos cálculos segundo a equação de Kim & O'Neil (1997), estão no Apêndice C. Na figura 16 podemos observar o comportamento geral das paleotemperaturas. Inicialmente ocorre um aumento da temperatura a partir da base do testemunho, com pico positivo em 580 cm de profundidade (amostra 31), onde se registra uma paleotemperatura de 21,7°C. Após segue um rápido resfriamento, até atingir o valor mínimo em 490 cm de profundidade (amostra 28), com 16,0°C.

Entre as amostras 28 e 17 (220 cm de profundidade) ocorre um padrão em parábola, com pico positivo de temperatura em 19,9°C, aos 310 cm (amostra 22), voltando a esfriar, chegando à segunda menor paleotemperatura calculada (16,1°C). A partir deste ponto ocorre um aquecimento progressivo até o topo do testemunho,

com pico máximo aos 8 cm de profundidade (amostra 2), estimado em 20,6°C de paleotemperatura.

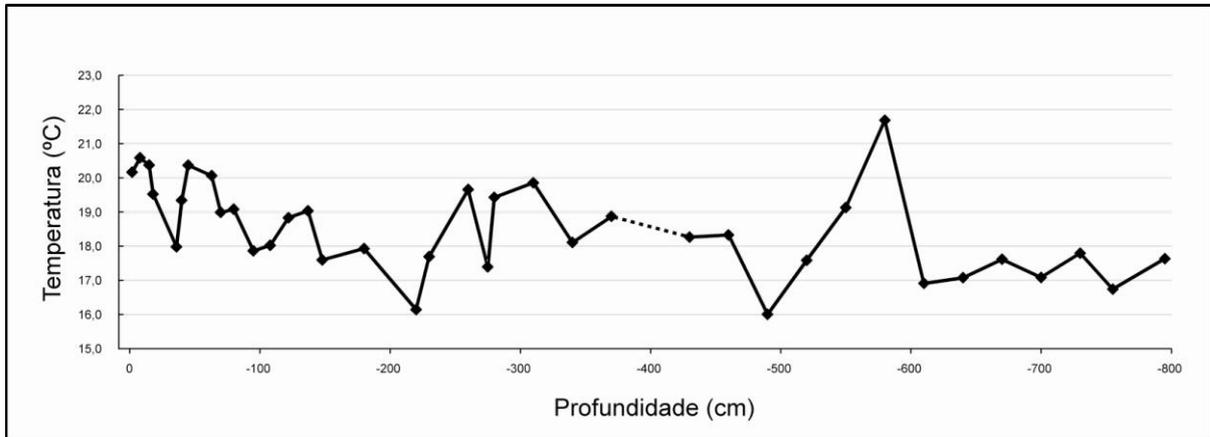


Figura 16. Paleotemperaturas calculadas pelo método residual de isótopos de oxigênio.

4.7. PALEOPRODUTIVIDADE

As estimativas de variações de paleoprodutividade foram baseadas nas abundâncias relativas de espécies associadas à alta produtividade, como *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro) e *Neogloboquadrina dutertrei*, a razão entre *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca), na abundância de foraminíferos bentônicos e nos valores isotópicos do carbono.

Foram identificados três padrões distintos de paleoprodutividade, como segue abaixo.

O padrão 1 foi observado nas razões isotópicas do carbono (Fig. 17), e indica uma redução sutil da paleoprodutividade na base do testemunho (795 cm) até 460

cm (amostra 27), seguido por um aumento gradual da produtividade até o Holoceno, com leve redução a partir da amostra 5, a 36 cm de profundidade.

O padrão 2 (Fig.18) é observado nas abundâncias relativas das espécies *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextrógiro). Estes dados mostram um aumento da produtividade a partir da base do testemunho, com valores máximos entre 180 e 310 cm de profundidade. Após este pico a paleoprodutividade é reduzida até o topo, apresentando um pico positivo local entre o UMG e início do Holoceno.

O padrão 3 (Fig. 19) é observado nas razões das abundâncias relativas entre as espécies *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca) e na abundância relativa de foraminíferos bentônicos. A combinação destes dados mostra um aumento de paleoprodutividade a partir da base, atingindo o ápice entre 610 e 640 cm de profundidade. Após ocorre uma progressiva redução da paleoprodutividade em padrões “serrilhados”, com picos locais, onde as quedas são mais bruscas e as subidas são mais lentas, finalizando no Holoceno com o aumento de paleoprodutividade em um destes picos locais.

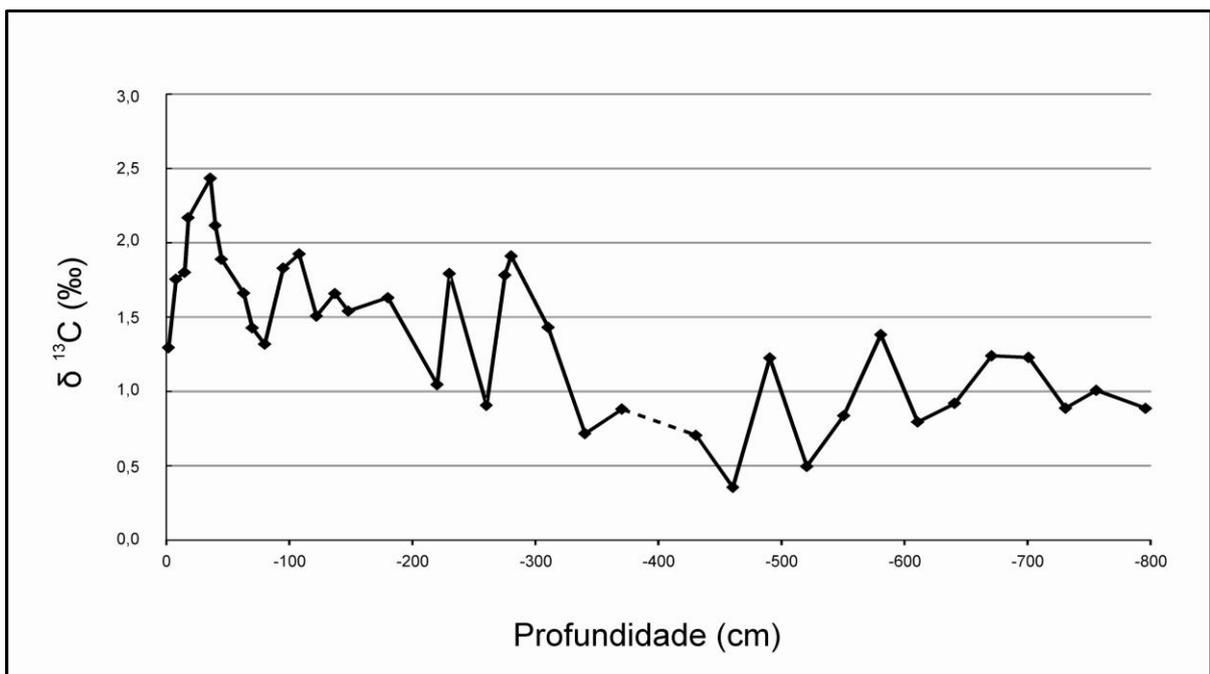


Figura 17. Padrão 1 de paleoprodutividade, observado no sinal isotópico do carbono.

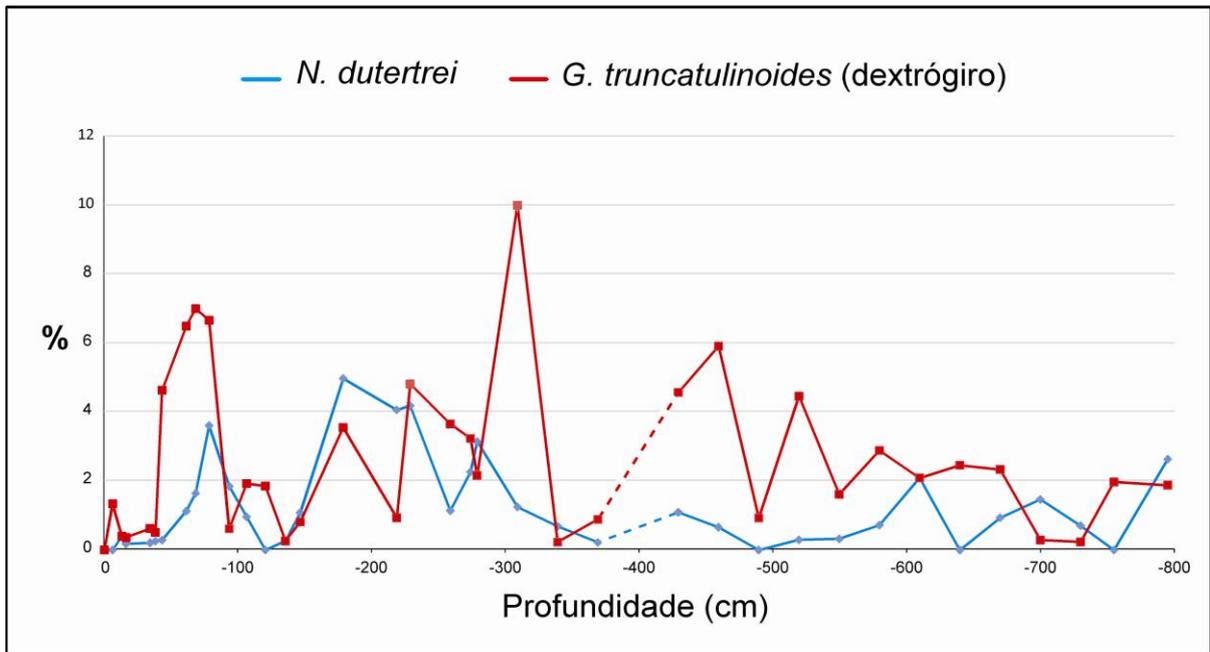


Figura 18. Padrão 2 de paleoprodutividade, obtido pela abundância relativa das espécies *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides* (dextrógiro).

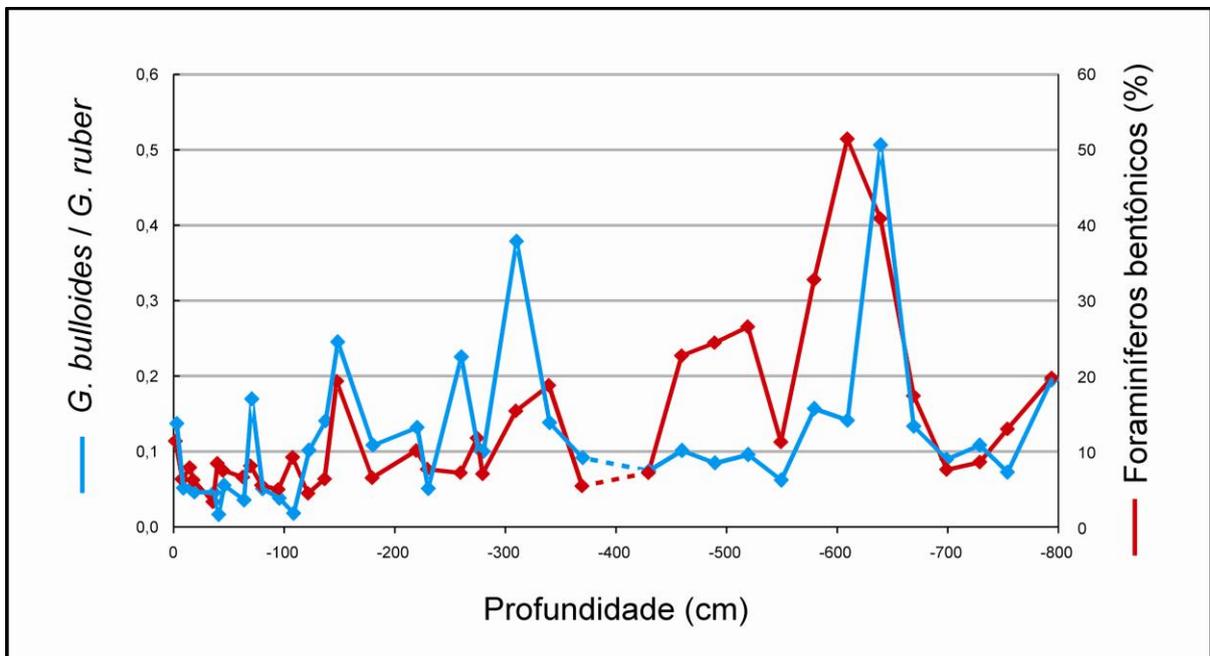


Figura 19. Padrão 3 de paleoprodutividade, observado na razão entre as abundâncias relativas das espécies *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca) e na abundância relativa de foraminíferos bentônicos.

5. DISCUSSÃO

5.1. FAUNA

A Análise de Componentes Principais (ACP) mostrou os melhores resultados entre as análises estatísticas. Com o auxílio de outras ferramentas, como a presença de algumas espécies índice e os valores do sinal isotópico do oxigênio, foi possível delimitar três associações bem características nas amostras superficiais (1 a 15).

A ACP mostrou uma dependência a algumas espécies índices, típicas de períodos interglaciais, como *Globorotalia menardii*, e glaciais, como *Globorotalia inflata* e *Neogloboquadrina dutertrei*. A partir dos vetores gerados por estas três espécies foi demarcado um vetor direcional, onde seus extremos correspondem à direção de variação glacial-interglacial (Fig. 20).

Os sentidos dos vetores estão orientados de forma significativa, pois espécies como *Globorotalia menardii* é indicadora ambiental para períodos quentes, e a espécie *Globorotalia inflata* pode marcar bio-horizontes de clima frio, como proposto no zoneamento bioestratigráfico deste testemunho por Sanjinés (2006). Neste mesmo trabalho o autor utiliza a espécie *Pulleniatina obliquiloculata* para indicar oscilações frias dentro de um período quente, e a análise estatística posicionou esta espécie num vetor equidistante de indicadores de frio e de indicadores de período quente. Outras espécies comuns em todas as amostras se posicionaram em áreas intermediárias, como por exemplo, *Globigerinoides ruber* (branca).

A associação 'C', dentre os três conjuntos das amostras agrupadas, é a que se localiza mais próximo ao vetor de período glacial. Este agrupamento ocorre pela presença das espécies *Globorotalia inflata* e *Neogloboquadrina dutertrei*. Mas se observou que a espécie *Globigerinita glutinata* está em grande quantidade em todas as amostras desta associação, sempre com abundância maior que 20%, e foi a principal responsável por esta relação, sugerindo uma preferência ambiental da espécie a períodos mais frios.

Espécies muito abundantes, como *Globigerinoides ruber* (branca), ou aquelas sensíveis a variações climáticas menores, como no caso da *Pulleniatina obliquiloculata*, não deram resultados significativos e são observados nos vetores intermediários.

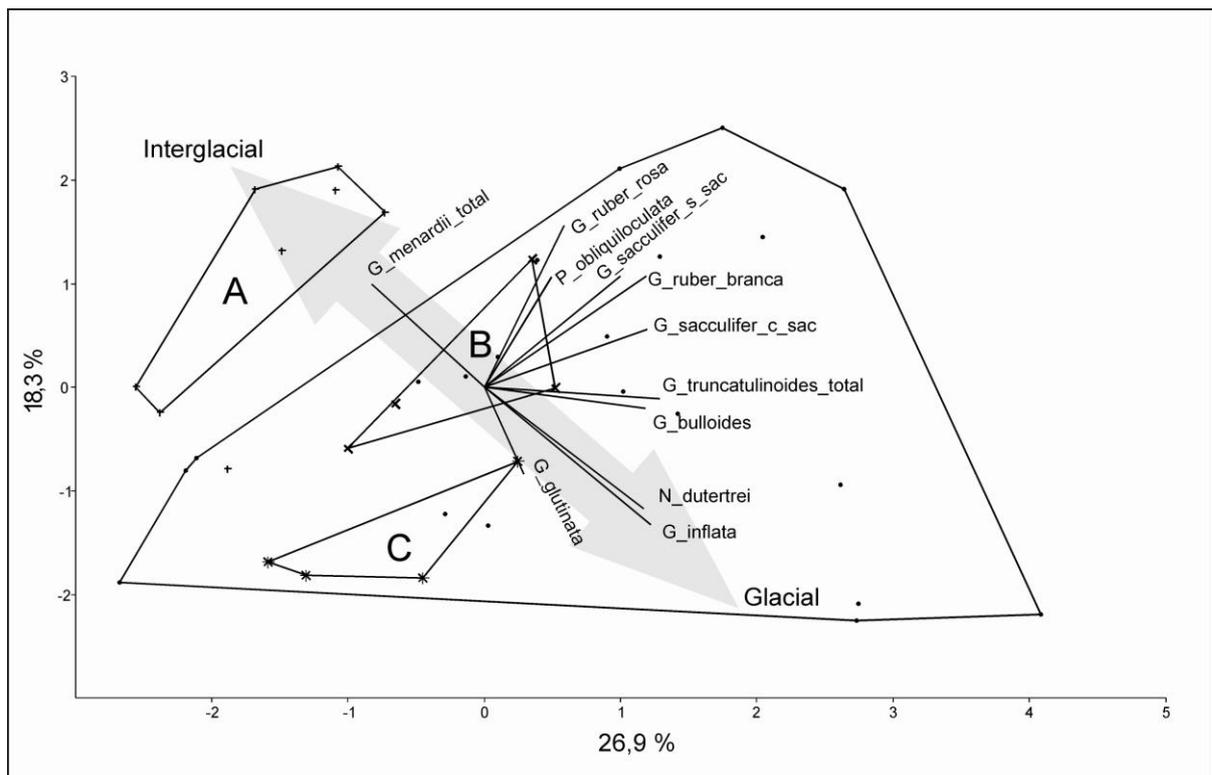


Figura 20. Diagrama da Análise de Componentes Principais (ACP) gerado com o programa *Past* (Hammer *et al.*, 2001). A seta cinza indica a direção de variação entre um ambiente glacial e um interglacial em função dos grupos amostrais e dos vetores das espécies.

Na análise de similaridade se tentou agrupar a amostra 38 com a associação 'A', devido a ambas pertencerem a um intervalo interglacial, mas o dendrograma gerado não mostrou uma boa correlação.

5.2. MODELO DE IDADE E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

O modelo de idade apresenta algumas limitações devido principalmente aos poucos dados que identifiquem corretamente a base do intervalo, sendo estabelecida apenas pela bioestratigrafia já conhecida no testemunho. A idade da base foi estimada em 84,1 ka, pois é a idade presente nos dados do SPECMAP com valor imediatamente abaixo de 84 ka, idade estabelecida como limite X/Y (Damuth, 1975).

Os dados de bioestratigrafia plotam o início do Holoceno na amostra 7 (Sanjinés, 2006), baseados na ocorrência da espécie *Globorotalia menardii*. Porém, neste modelo de idade a mesma amostra corresponde à idade 7,81 ka, diferindo da idade real do limite Pleistoceno/Holoceno estabelecida em 11,7 ka.

Geralmente para uma espécie ser indicativa de uma biozona não é necessário apenas a ocorrência dela, mas é preciso um grau de abundância significativo. Podemos observar que nas amostras 1 a 7 a abundância sempre é maior que 3% (Apêndice B), porém se incluíssemos as amostras 8 e 9, mesmo apresentando um valor baixo de ocorrência (menor que 1%), o início do Holoceno estaria na amostra 9, com 11,6 ka.

O UMG geralmente é associado ao último pico positivo de isótopos de oxigênio, mas esse padrão por vezes sofre variações locais. A fim de se padronizar o UMG, este período foi estabelecido em um intervalo de 4 ka, com idades entre 19 e 23 ka, por ser um intervalo cronológico com maior estabilidade no clima glacial

(Mix *et al.*, 2001). Na amostra 12 ocorre um pico positivo no sinal isotópico do carbono, com idade modelada em 17,3 ka, posterior ao UMG, concordando com esse padrão de variação local. As amostras 13 e 14 são as únicas deste trabalho com idade modelada dentro deste intervalo, com 19,9 e 22,5 ka, respectivamente.

A taxa de sedimentação de modo geral apresenta uma significativa redução ao longo do tempo. Neste item é importante destacar a amostra 25 (400 cm de profundidade), cujo conteúdo é um sedimento arenoso, estéril de material fossilífero. Neste ponto não ocorre nenhuma alteração no padrão geral da taxa de sedimentação, sugerindo que este sedimento pode ter sido depositado em um evento episódico, de natureza turbidítica.

Entre a amostra 1 e o topo do testemunho a taxa de sedimentação é elevada, sendo a máxima para todo o intervalo ($95,2 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$). Este aumento significativo da sedimentação pode estar associado à influência do delta do Rio Paraíba do Sul, que durante o Holoceno aumentou significativamente o aporte de sedimento na Bacia de Campos (Riccomini & Assumpção, 1999).

Outra possibilidade para esta taxa elevada é um erro no modelo de idade, pois esta estimativa é baseada na correlação com os valores isotópicos e as idades do SPECMAP, cuja primeira amostra obteve uma idade de 0,21 Ka, valor que pode estar subestimado, uma vez que o topo do testemunho pode ter sido erodido. Nas demais amostras da parte superior do testemunho a taxa de sedimentação oscila entre $44,9$ e $70 \text{ mm}/10^3 \text{ anos}$, até este possível erro ser diluído, e os valores oscilarem menos.

5.3. PALEOTEMPERATURAS

Para interpretar as paleotemperaturas podemos estipular o valor 20°C como referência, pois este valor é o limite da interface AT-ACAS. Esta mudança de massa d'água também coincide com a termoclina, profundidade onde há uma queda brusca de temperatura. As paleotemperaturas indicaram em média valores menores que 20°C, exceto nas amostras 1, 2, 3, 7, 8 e 31.

Deste modo há uma predominância da ACAS na maior parte do testemunho, isto é, esta massa d'água aflorava na superfície do oceano. A AT aflora em superfície apenas no topo do intervalo, no Holoceno. Isto significa que houve uma descida da termoclina na coluna d'água ao longo do tempo.

É importante considerar a existência do fenômeno de ressurgência na região de Cabo Frio, que pode alterar este padrão e justificar a ocorrência apenas tardia da AT.

As paleotemperaturas mínimas não correspondem ao UMG. Como o UMG é considerado a período de máximo avanço da camada de gelo nos polos, se observa que essa dinâmica da acumulação de gelo teve um reflexo tardio, em relação à mudança de temperatura. Observamos que a temperatura começa a aumentar antes dos isótopos indicarem o ponto de máximo avanço da calota de gelo nos polos.

Porém é importante destacar que as paleotemperaturas estimadas correspondem à estação do verão, de acordo com o observado por Wang *et al.*, deste modo, no UMG podem ter ocorrido maiores oscilações sazonais de temperatura ao longo do ano, com a temperatura do inverno mais fria, porém sem o devido registro isotópico.

É importante ressaltar um possível erro nas estimativas de paleotemperatura, pois estes cálculos dependem da composição isotópica da água do mar, que varia ao longo do tempo. Como as amostras não foram datadas, mas as idades foram

estimadas em função da correlação com os dados do SPECMAP, um erro pode ter se perpetuado, e diminuindo a precisão do resultado.

5.4. PALEOPRODUTIVIDADE

Os indicadores de paleoprodutividade não são indicadores totalmente independentes, e podem sofrer influência de outros fatores, por isso os padrões divergem em determinados intervalos.

O sinal isotópico do carbono (padrão 1) é o *proxy* menos confiável para estimativas de paleoprodutividade, e tem comportamento diferente dos padrões 2 e 3. A abundância relativa das espécies é um ponto crítico, uma vez que a alta razão de uma espécie pode ser, na verdade, a baixa quantidade de outra espécie, já que cada espécie pode responder de forma diferente às condições ambientais.

Os três padrões de paleoprodutividade identificados aparentemente são bem heterogêneos, mas fragmentando algumas partes se observa algumas similaridades. Um intervalo com comportamento bem definido, observado nos padrões 2 e 3, ocorre a partir de 310 cm de profundidade em direção ao UMG, com uma tendência de redução de paleoprodutividade. Após segue um intervalo com a melhor homogeneização dos padrões, inclusive nos valores isotópicos do carbono, entre o UMG e o início do Holoceno, onde há um aumento de paleoprodutividade, com pico de alta produtividade oscilando entre fim do Pleistoceno e o início do Holoceno.

5.5. CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS

Sobrepondo os gráficos foi possível identificar uma relação significativa em alguns trechos (Fig. 21). Na base do testemunho não se tem uma correlação bem visível, exceto entre os gráficos de isótopos de oxigênio e de paleotemperaturas, mas estes apresentam uma relação de dependência, uma vez que as paleotemperaturas foram calculadas em função do $\delta^{18}\text{O}$.

Ainda na base do intervalo, o gráfico de paleoprodutividade baseado nos foraminíferos bentônicos e na razão entre *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* (branca) apresenta um pico entre 600 e 700 cm de profundidade que pode ser associado a uma oscilação nos isótopos de oxigênio e nas paleotemperaturas próximo aos 600 cm. Devido à pouca precisão do modelo de idade, neste trecho do intervalo, não se pode fazer interpretações mais detalhadas.

No centro do intervalo, o evento episódico registrado na amostra 25 (linha inferida da figura 21) não gerou nenhuma mudança significativa no padrão de todas as curvas. Este evento de natureza sedimentológica não acarreta em nenhum evento observável nesta escala, bem evidenciado pela uniformidade da taxa de sedimentação.

Na parte superior os gráficos são mais similares. Próximo aos 300 cm de profundidade (entre as amostras 21 e 22) se observa uma quebra no padrão de todas as curvas, bem marcado pelo aumento no sinal isotópico do oxigênio e por um aumento na taxa de sedimentação. Picos positivos de paleoprodutividade são marcados pela ocorrência de *Globorotalia truncatulinoides*, pelos foraminíferos bentônicos e pela razão *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber* (branca). A variação na quantidade de foraminíferos bentônicos é um indicador de paleoambiente, e neste caso, o aumento na quantidade relativa desses organismos é associada a uma mudança de um ambiente distal para um ambiente mais proximal, ou seja, uma regressão marinha. Da mesma forma que muda o ambiente, aumenta a taxa de sedimentação, pois a área fonte localiza-se mais próxima.

Também se observam reflexos nos demais indicadores de paleoprodutividade, pois a área passa a receber maior influência de águas provenientes do continente.

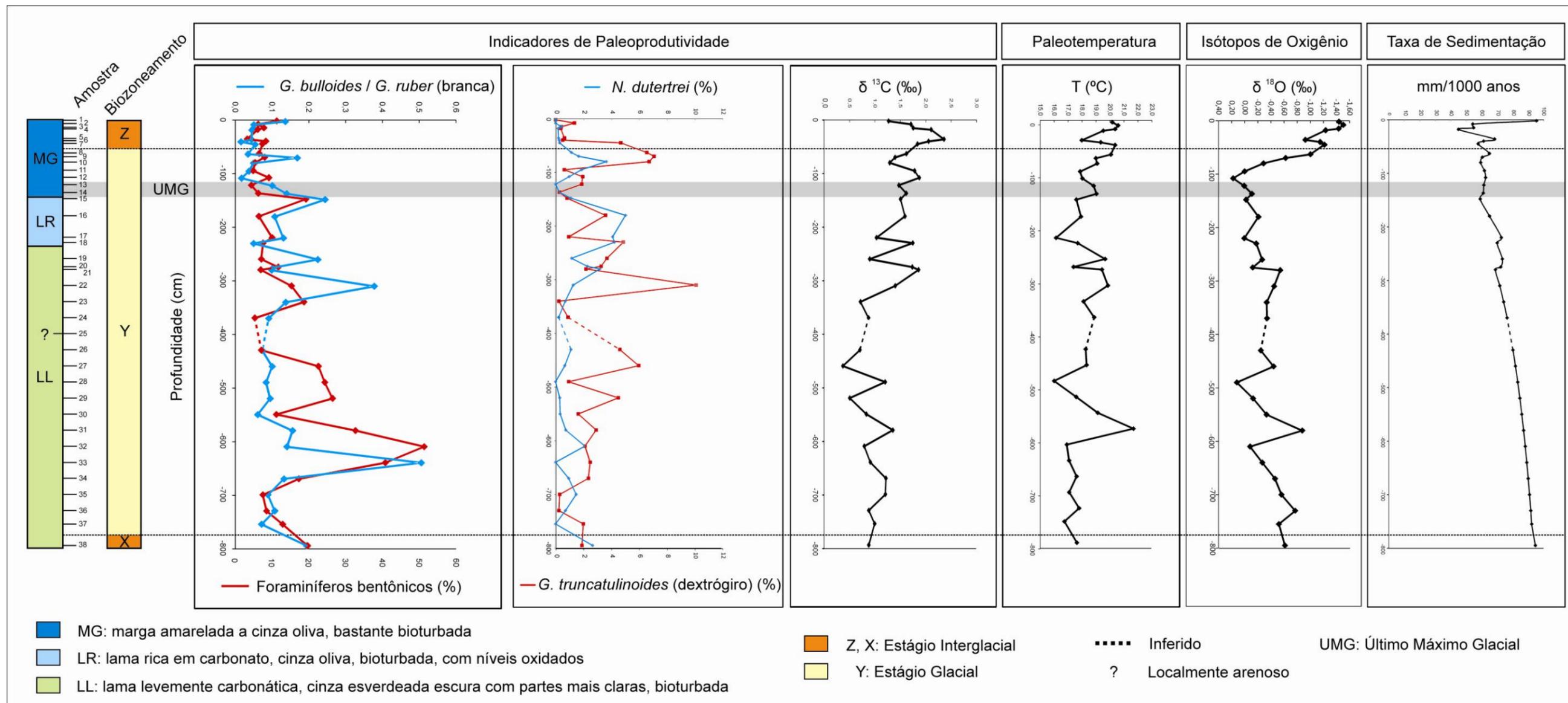


Figura 21. Correlação do testemunho com os gráficos de paleoprodutividade, paleotemperaturas, isótopos de oxigênio e taxa de sedimentação. O biozoneamento e as descrições faciológicas foram extraídas de Sanjinés (2006), sendo as últimas fornecidas ao autor pela Unidade de Serviços Submarinos/Geologia Marinha (US/SUB-GM) da Petrobras.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise de fauna mostrou uma relação entre a espécie *Globigerinita glutinata* com o período de ocorrência do UMG. Apesar deste período estar limitado às amostras 13 e 14, esta espécie ocorre com abundância relativa maior que 24% entre as amostras 12 a 15.

O modelo de idade obteve bons resultados entre o UMG e o Presente. Na base do intervalo a correlação não é muito confiável devido à ausência de datação e de picos isotópicos mais expressivos.

Os isótopos de oxigênio têm um reflexo tardio em relação às paleotemperaturas, e estas não mínimas durante o auge do período glacial. Ou seja, o clima começa a esquentar, mas ainda ocorre acúmulo de gelo nos polos, de forma “inercial”, até que este processo responda as alterações de paleotemperaturas, e se inicia o degelo, dando fim ao UMG.

Antes do UMG a paleoprodutividade tem um aumento associado a uma regressão marinha de caráter isostático, causada pelo máximo glacial, que aumenta a influência de sedimentação continental e de águas com alta produtividade, assim como aumenta a taxa de sedimentação.

Entre o UMG e o início do Holoceno, também ocorre elevação da paleotemperatura, da produtividade e da taxa de sedimentação, porém com redução do sinal isotópico do oxigênio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Caddah, L. F. G., Kowsmann, R. O. & Viana, A. R. 1998. Slope sedimentar facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 115: 159-174.

Cirano M., Mata, M. M., Campos, E. J. D. & Deiró, N. F.R. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24 (2): 209-230.

CLIMAP, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191 (4232): 1131-1137.

CLIMAP 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America. Map and Chart Series*. MC-36:1-18.

Corrar, L. J., Paulo, E. & Filho, J. M. D. 2009. Análise Multivariada. São Paulo, Atlas, 541 p.

Damuth, J. E. 1975. Quaternary climate changes as revealed by calcium-carbonate fluctuations in western equatorial Atlantic sediments. *Deep-Sea Research*, 22: 725-743.

Emiliani, E. 1954. Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. *American Journal of Science*, 252: 149-158.

Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology of deep-sea sediments. *Science*, 162 (3859): 1227-1234.

Evans, D. L., Signorini, S. R. & Miranda, L. B. 1983. A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 13 (9): 1732-1738 .

Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons, 587 p.

Fraguas, P. F. 2009. *Relação entre o sinal isotópico de oxigênio e carbono e o tamanho de testa de foraminíferos em amostras de topo de dois testemunhos da Margem Continental Brasileira*. São Paulo, 105p. Dissertação de mestrado, Programa de Oceanografia Química e Geológica, Instituto de Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Hammer, Ø., Harper, D.A.T. & Ryan, P. D. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 1-9.

Kim, S.-T. & O'Neil, J.R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 3461-3475.

Lea D. W., Martin P. A., Pak D. K., & Spero H. J. 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotopic records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 283-293.

Machado, L. C. R., Kowsmann, R. O., Almeida-Jr, W., Murakami, C. Y., Schreiner, S., Miller, D. J. & Piauilino, P. O. V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo de heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12 (2): 287-315.

Martinson, D. G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. 1987. Age dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.

Mix, A. C., Bard, E. & Schneider, R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20: 627-657.

Paillard, D., Labeyrie, L., & Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos*, 77: 379.

Riccomini, C. & Assumpção, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*. 22(3):221-225.

Sanjinés, A.E.S. 2006. *Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil*. Rio de Janeiro 119p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

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

Urey, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Geochemical Society*, 152:190-219.

Urey, H. C. 1948. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science*, 108: 489-496.

Viana, A. R. & Faugères, J.-C. 1998. Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. *In*: Stoker, M. S., Evans, D. & Cramp, A. (Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 129: 287-316.

Vicalvi, M. A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11 (1/2): 132-165.

Wang, L., Pflaumann, U. & Sarnthein, M. 1995. Paleo sea surface salinities in the low latitude Atlantic: the $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white). *Paleoceanography*, 10(4): 749-761.

Wefer, G., Berger, W. H., Bijma, J. & Fischer, G. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *In*: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.) *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 1-68.

Winter, W. R., Jahnert, R. J. & França, A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 511-529.

APÊNDICE A

Tabela de triagem e classificação das espécies (abundâncias absolutas).

Amostra	Profundidade (cm)	<i>O. universon</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. ruber</i> (branca)	<i>G. ruber</i> (rosa)	<i>G. tenella</i>	<i>G. sacculifer</i> (sem saco)	<i>G. sacculifer</i> (com saco)	<i>G. siphonifera</i>	<i>G. calida</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. falconensis</i>	<i>G. rubescens</i>	<i>G. quinqueloba</i>	<i>N. pachyderma</i> (levógira)	<i>N. pachyderma</i> (dextrógira)	<i>N. dutreirei</i>	<i>P. obliquiloculata</i>	<i>G. inflata</i>	<i>G. truncatulinoides</i> (levógira)	<i>G. truncatulinoides</i> (dextrógira)	<i>G. crassaformis</i>	<i>G. hirsuta</i>	<i>G. scitula</i>	<i>G. anfracta</i>	<i>G. tumida</i>	<i>G. menardii</i>	<i>G. m. flexuosa</i>	<i>C. nitida</i>	<i>G. glutinata</i>	<i>T. iota</i>	<i>G. uvula</i>	<i>S. dehiscens</i>	Foraminíferos bentônicos	Fragmentos	Total (foraminíferos planctônicos)	Total
01 (M06306)	-2		2	123	13	3	10	2	2	5	17	3	3				2						2				13		1	20				29	42	221	292
02 (M06307)	-8		2	164	37	12	4		6	15	9						1				4					1	12			30				21	49	297	367
03 (M06308)	-15		5	261	92	17	14		6	15	14	1	4		1	2			1	2	2		1			2	16		41				44	143	497	684	
04 (M06309)	-18	5	5	301	58	21	17	3	1	23	15	1	13			1	2	1		2		1	2		1	20		1	54				38	112	548	698	
05 (M06310)	-36	7	2	245	79	20	13	5	7	19	12		4			1		1		3		1			6	20		1	31		1		18	71	478	567	
06 (M06311)	-40	3	3	195	41	43	21	5	2	17	4					1	1			2		2	1	1	2	15	1	1	29				37	62	390	489	
07 (M06312)	-45	1	2	137	41	14	19	6	6	9	8		4	1		1	3			16		1	2		1	45			28				29	65	345	439	
08 (M06313)	-63			178	56	8	27	6	1	8	7	1	7			4	1			23	1		3		1	1			20				26	42	353	421	
09 (M06314)	-70			94	39	5	8	4	1	7	16		4		2	4	1			17			2		1	1			36				22	74	242	338	
10 (M06315)	-80			167	57	5	20	4	1	9	9		5		1		13			24	3		4						37				22	55	359	436	
11 (M06316)	-95	4	2	143	47	7	20	4	2	14	6	2	2		1		6		5	4	2	6						1	46		1		18	54	325	397	
12 (M06317)	-108		1	136	19	13	11	2		4	3	1		1		1	3		11	2	6	3	1	1				5	91				33	58	315	406	
13 (M06318)	-122		1	154	12	10	8			8	16	2	2		1		1		6	6	10								85				16	70	322	408	
14 (M06319)	-137	1	2	169	32	10	13	10		1	24	4	3		1		1		7	2	1	1		1				1	93		3		27	57	380	464	
15 (M06320)	-148		4	131	29	13	14		3	1	32	5	9		1	4		9	1	3	2	1	2						##	1		1		89	107	368	564
16 (M06321)	-180	1	5	272	33	14	19	10	1	18	30	4	6	1	2	28		26	20	5		1	1						65	1			41	105	563	709	
17 (M06322)	-220		3	150	27	16	18	3		7	20	5	4		2	13		12	3	3		3						1	30				37	72	320	429	
18 (M06323)	-230		4	221	39	10	19	7		4	12	8	3		1	2	20		31	23	7		1						64		1		41	94	477	612	
19 (M06324)	-260		1	200	23	6	29	6		10	45		7	2	1	3	5		26	3	16	20	1	4					28				35	113	436	584	
20 (M06325)	-275		1	178	30	2	10	1		2	19	4	1		3	7		14	3	10	2		3						18				42	43	308	393	
21 (M06324)	-280		1	254	53	6	9	2		12	26	3	3			16		37	17	11	9		2					1	46				40	90	508	638	
22 (M06327)	-310	1	1	96	37	20	19	3		2	36	3	8			4	9	8	7	32	3		5					1	25				59	110	320	489	
23 (M06328)	-340	1	6	222	55	8	19	1		15	31	1	3		2	3	15	5	2	1	8	1	3					1	32		2		102	119	437	658	
24 (M06329)	-370	9	4	244	55	8	41	3			23				1	1	19	14	4	4	2	1	2						13				27	87	448	562	
25 (M06330)	-400																																				
26 (M06331)	-430	13	2	299	60	7	19	10		7	23		1			6	16	5		25	3	2	4						2	43				44	86	547	677
27 (M06332)	-460	1	1	251	36	21	31	6		1	26					3	10	2	4	27	1		2						32		1		135	82	456	673	
28 (M06333)	-490		13	309	86	12	20	5		7	27	7		1			3	4	1	5	3		3						29				174	107	535	816	
29 (M06334)	-520		5	163	39	10	31	11		4	16	3		1		1	6	9	2	15	3		3	1				13					122	77	336	535	
30 (M06335)	-550		2	169	31	14	11	5		3	11	1	5		2	1	9	11	4	5	2		1						21				40	61	308	409	
31 (M06336)	-580		15	38	14	3	11	1	3	1	6	1		1	1	1	11	9	2	4	11	2	1					1	2				68	28	139	235	
32 (M06337)	-610		1	70	6	8	22			9	10		1			3		1		3	1	1							6			1	151	37	143	331	
33 (M06338)	-640		1	22	1	8	6			1	11	3	2				3	11	2	2	1								7				56	18	81	155	
34 (M06339)	-670	2	2	215	46	5	9	3	1	5	29	2	3		1	4	15	10	9	10	28	5	2					21				91	105	427	623		
35 (M06340)	-700	1		152	40	2	18	5	2	7	14		4		1	5	6	13	3	1	55		4					7				29	61	340	430		
36 (M06341)	-730	2	1	263	19	8	20	6	1	5	29	2				3	4	16	5	1	23	1						14				41	107	423	571		
37 (M06342)	-755		6	266	27	14	10	6	1	12	20	2	8			1	3	9	9	42			1					17				69	93	454	616		
38 (M06343)	-795	2	8	118	14	7	9			3	23	7	11		1	1	7	2	3	5	4	2	2		3	14	2		17				66	47	265	378	

APÊNDICE B

Tabela de triagem e classificação das espécies (abundâncias relativas).

Amostra	<i>O. universa</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. ruber</i> (branca)	<i>G. ruber</i> (rosa)	<i>G. tenella</i>	<i>G. sacculifer</i> (sem saco)	<i>G. sacculifer</i> (com saco)	<i>G. siphonifera</i>	<i>G. calida</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. falconensis</i>	<i>G. rubescens</i>	<i>G. quinqueloba</i>	<i>N. pachyderma</i> (levógira)	<i>N. pachyderma</i> (dextrógira)	<i>N. dutertrei</i>	<i>P. obliquiloculata</i>	<i>G. inflata</i>	<i>G. truncatulinoides</i> (levógira)	<i>G. truncatulinoides</i> (dextrógira)	<i>G. crassaformis</i>	<i>G. hirsuta</i>	<i>G. scitula</i>	<i>G. anfracta</i>	<i>G. tumida</i>	<i>G. menardii</i>	<i>G. m. flexuosa</i>	<i>C. nitida</i>	<i>G. glutinata</i>	<i>T. iota</i>	<i>G. uvula</i>	<i>S. dehiscens</i>
01 (M06306)	0,0	0,9	55,7	5,9	1,4	4,5	0,9	0,9	2,3	7,7	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	5,9	0,0	0,5	9,0	0,0	0,0	0,0	
02 (M06307)	0,0	0,7	55,2	12,5	4,0	1,3	0,0	2,0	5,1	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	4,0	0,0	0,0	10,1	0,0	0,0	0,0	
03 (M06308)	0,0	1,0	52,5	18,5	3,4	2,8	0,0	1,2	3,0	2,8	0,2	0,8	0,0	0,2	0,4	0,0	0,0	0,2	0,4	0,4	0,0	0,2	0,0	0,4	3,2	0,0	0,0	8,2	0,0	0,0	0,0	
04 (M06309)	0,9	0,9	54,9	10,6	3,8	3,1	0,5	0,2	4,2	2,7	0,2	2,4	0,0	0,0	0,2	0,4	0,2	0,0	0,4	0,0	0,2	0,4	0,0	0,2	3,6	0,0	0,2	9,9	0,0	0,0	0,0	
05 (M06310)	1,5	0,4	51,3	16,5	4,2	2,7	1,0	1,5	4,0	2,5	0,0	0,8	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	1,3	4,2	0,0	0,2	6,5	0,0	0,2	0,0	
06 (M06311)	0,8	0,8	50,0	10,5	11,0	5,4	1,3	0,5	4,4	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,5	0,0	0,5	0,3	0,3	0,5	3,8	0,3	0,3	7,4	0,0	0,0	0,0	
07 (M06312)	0,3	0,6	39,7	11,9	4,1	5,5	1,7	1,7	2,6	2,3	0,0	1,2	0,3	0,0	0,3	0,9	0,0	0,0	4,6	0,0	0,3	0,6	0,0	0,3	13,0	0,0	0,0	8,1	0,0	0,0	0,0	
08 (M06313)	0,0	0,0	50,4	15,9	2,3	7,6	1,7	0,3	2,3	2,0	0,3	2,0	0,0	0,0	1,1	0,3	0,0	0,0	6,5	0,3	0,0	0,8	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	5,7	0,0	0,0	0,0	
09 (M06314)	0,0	0,0	38,8	16,1	2,1	3,3	1,7	0,4	2,9	6,6	0,0	1,7	0,0	0,0	1,7	0,4	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0	14,9	0,0	0,0	0,0	
10 (M06315)	0,0	0,0	46,5	15,9	1,4	5,6	1,1	0,3	2,5	2,5	0,0	1,4	0,0	0,3	0,0	3,6	0,0	0,0	6,7	0,8	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,3	0,0	0,0	0,0	
11 (M06316)	1,2	0,6	44,0	14,5	2,2	6,2	1,2	0,6	4,3	1,8	0,6	0,6	0,0	0,3	0,0	1,8	0,0	1,5	1,2	0,6	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	14,2	0,0	0,3	0,0	
12 (M06317)	0,0	0,3	43,2	6,0	4,1	3,5	0,6	0,0	1,3	1,0	0,3	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	3,5	0,6	1,9	1,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	28,9	0,0	0,0	0,0	
13 (M06318)	0,0	0,3	47,8	3,7	3,1	2,5	0,0	0,0	2,5	5,0	0,6	0,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	1,9	0,0	1,9	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	26,4	0,0	0,0	0,0	
14 (M06319)	0,3	0,5	44,5	8,4	2,6	3,4	2,6	0,0	0,3	6,3	1,1	0,8	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	1,8	0,5	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	24,5	0,0	0,8	0,0	
15 (M06320)	0,0	1,1	35,6	7,9	3,5	3,8	0,0	0,8	0,3	8,7	1,4	2,4	0,0	0,0	1,1	0,0	2,4	0,3	0,8	0,5	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	27,7	0,3	0,0	0,3	
16 (M06321)	0,2	0,9	48,3	5,9	2,5	3,4	1,8	0,2	3,2	5,3	0,7	1,1	0,2	0,0	4,1	0,0	4,6	0,0	3,6	0,9	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	11,5	0,2	0,0	0,0	
17 (M06322)	0,0	0,9	46,9	8,4	5,0	5,6	0,9	0,0	2,2	6,3	1,6	1,3	0,0	0,0	0,6	4,1	0,0	3,8	0,0	0,9	0,9	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,3	9,4	0,0	0,0	0,0	
18 (M06323)	0,0	0,8	46,3	8,2	2,1	4,0	1,5	0,0	0,8	2,5	1,7	0,6	0,0	0,2	0,4	4,2	0,0	6,5	0,0	4,8	1,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	13,4	0,0	0,2	0,0	
19 (M06324)	0,0	0,2	45,9	5,3	1,4	6,7	1,4	0,0	2,3	10,3	0,0	1,6	0,5	0,2	0,7	1,1	0,0	6,0	0,7	3,7	4,6	0,2	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	6,4	0,0	0,0	0,0	
20 (M06325)	0,0	0,3	57,8	9,7	0,6	3,2	0,3	0,0	0,6	6,2	1,3	0,3	0,0	0,0	1,0	2,3	0,0	4,5	1,0	3,2	0,6	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	
21 (M06324)	0,0	0,2	50,0	10,4	1,2	1,8	0,4	0,0	2,4	5,1	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	3,1	0,0	7,3	3,3	2,2	1,8	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,2	9,1	0,0	0,0	0,0	
22 (M06327)	0,3	0,3	30,0	11,6	6,3	5,9	0,9	0,0	0,6	11,3	0,9	2,5	0,0	0,0	0,0	1,3	2,8	2,5	2,2	10,0	0,9	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	7,8	0,0	0,0	0,0
23 (M06328)	0,2	1,4	50,8	12,6	1,8	4,3	0,2	0,0	3,4	7,1	0,2	0,7	0,0	0,0	0,5	0,7	3,4	1,1	0,5	0,2	1,8	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	7,3	0,0	0,5	0,0	
24 (M06329)	2,0	0,9	54,5	12,3	1,8	9,2	0,7	0,0	0,0	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	4,2	3,1	0,9	0,9	0,4	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	
25 (M06330)																																
26 (M06331)	2,4	0,4	54,7	11,0	1,3	3,5	1,8	0,0	1,3	4,2	0,0	0,2	0,0	0,0	1,1	2,9	0,9	0,0	4,6	0,5	0,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	7,9	0,0	0,0	0,0	
27 (M06332)	0,2	0,2	55,0	7,9	4,6	6,8	1,3	0,0	0,2	5,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	2,2	0,4	0,9	5,9	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	0,0	0,2	0,0	
28 (M06333)	0,0	2,4	57,8	16,1	2,2	3,7	0,9	0,0	1,3	5,0	1,3	0,0	0,0	0,2	0,0	0,6	0,7	0,2	0,9	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	
29 (M06334)	0,0	1,5	48,5	11,6	3,0	9,2	3,3	0,0	1,2	4,8	0,9	0,0	0,0	0,3	0,0	1,8	2,7	0,6	4,5	0,9	0,0	0,9	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	
30 (M06335)	0,0	0,6	54,9	10,1	4,5	3,6	1,6	0,0	1,0	3,6	0,3	1,6	0,0	0,6	0,3	2,9	3,6	1,3	1,6	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	0,0	0,0	0,0	
31 (M06336)	0,0	10,8	27,3	10,1	2,2	7,9	0,7	2,2	0,7	4,3	0,7	0,0	0,0	0,7	0,7	7,9	6,5	1,4	2,9	7,9	1,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,4	0,0	0,0	0,0	
32 (M06337)	0,0	0,7	49,0	4,2	5,6	15,4	0,0	0,0	6,3	7,0	0,0	0,7	0,0	0,0	2,1	0,0	0,7	0,0	2,1	0,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0	0,7	
33 (M06338)	0,0	1,2	27,2	1,2	9,9	7,4	0,0	0,0	1,2	13,6	3,7	2,5	0,0	0,0	0,0	3,7	13,6	2,5	2,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,6	0,0	0,0	0,0	
34 (M06339)	0,5	0,5	50,4	10,8	1,2	2,1	0,7	0,2	1,2	6,8	0,5	0,7	0,0	0,0	0,2	0,9	3,5	2,3	2,1	2,3	6,6	1,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,9	0,0	0,0	0,0	
35 (M06340)	0,3	0,0	44,7	11,8	0,6	5,3	1,5	0,6	2,1	4,1	0,0	1,2	0,0	0,0	1,5	1,8	3,8	0,9	0,3	16,2	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	
36 (M06341)	0,5	0,2	62,2	4,5	1,9	4,7	1,4	0,2	1,2	6,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,7	0,9	3,8	1,2	0,2	5,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	
37 (M06342)	0,0	1,3	58,6	5,9	3,1	2,2	1,3	0,2	2,6	4,4	0,4	1,8	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	2,0	2,0	9,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	
38 (M06343)	0,8	3,0	44,5	5,3	2,6	3,4	0,0	0,0	1,1	8,7	2,6	4,2	0,0	0,4	0,4	2,6	0,8	1,1	0,0	1,9	1,5	0,8	0,8	0,0	1,1	5,3	0,8	0,0	6,4	0,0	0,0	0,0

APÊNDICE C

Tabela de profundidade, valores isotópicos, modelo de idade, taxas de sedimentação e paleotemperaturas.

Amostra	Prof. (cm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Idade	Taxa de sedimentação	$\delta^{18}\text{O}$ (w)	Tm
1	2	-1,44	1,28	0,21	95,24	-0,08	20,2
2	8	-1,50	1,72	1,48	54,18	-0,06	20,6
3	15	-1,43	1,77	3	54,68	-0,03	20,4
4	18	-1,23	2,13	4,01	44,89	0,00	19,5
5	36	-0,92	2,38	5	68,22	0,00	18,0
6	40	-1,15	2,08	7	61,13	0,04	19,3
7	45	-1,21	1,86	7,81	57,62	0,18	20,4
8	63	-1,00	1,63	10	64,89	0,34	20,1
9	70	-0,62	1,41	11,6	60,31	0,50	19,0
10	80	-0,28	1,30	14	59,24	0,86	19,1
11	95	0,00	1,80	15	61,68	0,90	17,9
12	108	0,18	1,89	17,3	62,43	1,11	18,0
13	122	0,01	1,48	19,9	61,31	1,10	18,8
14	137	-0,11	1,63	22,5	60,89	1,03	19,0
15	148	-0,02	1,52	25,1	58,96	0,83	17,6
16	180	-0,21	1,61	27,7	64,98	0,70	17,9
17	220	0,01	1,04	30,3	72,61	0,56	16,1
18	230	-0,18	1,76	32,9	69,91	0,69	17,7
19	260	-0,27	0,90	35,5	73,24	0,99	19,7
20	275	-0,12	1,75	38,1	72,18	0,68	17,4
21	280	-0,54	1,88	40,7	68,80	0,67	19,4
22	310	-0,45	1,41	43,3	71,59	0,85	19,9
23	340	-0,33	0,72	45,9	74,07	0,61	18,1
24	370	-0,34	0,88	48,5	76,29	0,76	18,9
25	400						
26	430	-0,24	0,71	53,7	80,07	0,74	18,3
27	460	-0,44	0,37	56,3	81,71	0,55	18,3
28	490	0,12	1,21	58,9	83,19	0,65	16,0
29	520	-0,13	0,50	61,5	84,55	0,72	17,6
30	550	-0,33	0,83	64,1	85,80	0,82	19,1
31	580	-0,88	1,36	66,7	86,96	0,78	21,7
32	610	-0,08	0,79	69,3	88,02	0,63	16,9
33	640	-0,27	0,91	71,9	89,01	0,47	17,1
34	670	-0,46	1,23	74,5	89,93	0,39	17,6
35	700	-0,56	1,21	77,1	90,79	0,18	17,1
36	730	-0,77	0,88	79,7	91,59	0,12	17,8
37	755	-0,52	1,00	81,9	92,19	0,15	16,7
38	795	-0,61	0,88	84,1	94,53	0,24	17,6