

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA COM  
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO QUATERNÁRIO TARDIO DA  
BACIA DE CAMPOS

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

Orientador – Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Coorientadora – Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

Porto Alegre – 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA COM  
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO QUATERNÁRIO TARDIO DA  
BACIA DE CAMPOS

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

ORIENTADOR – Prof. Dr. João Carlos Coimbra

COORIENTADORA – Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Adriana Leonhardt – Instituto de Oceanografia, Universidade  
Federal do Rio Grande

Profa. Dra. Ana Luisa Carreño – Instituto de Geología, Universidad Nacional  
Autónoma de México

Profa. Dra. Karen Badaraco Costa – Instituto Oceanográfico, Universidade de  
São Paulo

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para obtenção do Título de Mestre  
em Geociências.

Porto Alegre - 2013

Petró, Sandro Monticelli

Evolução Paleoceanográfica e Estratigrafia Isotópica com Foraminíferos Planctônicos no Quaternário Tardio da Bacia de Campos. / Sandro Monticelli Petró. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.

[60 f]. il.

Dissertação de Mestrado. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Geologia. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra  
Co-Orientadora: Profa. Dra. Ana Maria Mizusaki

1. RNA's. 2. <sup>14</sup>C. 3. MIS. 4. Glacial. 5. Interglacial. 6. Quaternário. I. João Carlos Coimbra. II. Ana Maria Mizusaki. Título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao PRH-PB-215 pelo apoio financeiro na forma de bolsa, de custeio das análises e de viagens a congressos e visitas técnicas.

Ao Prof. Dr. Kucera, da Universidade de Bremen, Alemanha, pelos cálculos de paleotemperaturas.

À Petrobras pela doação das amostras ao Laboratório de Microfósseis Calcários do IGeo/UFRGS.

À Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel, da PUC-RS, pelo incentivo e inúmeras discussões fundamentais para a realização desta dissertação

À toda equipe do Laboratório de Microfósseis Calcários da UFRGS.

## RESUMO

Os foraminíferos são o grupo de microfósseis mais utilizado em bioestratigrafia, são considerados os principais portadores de informações paleoceanográficas e apresentam aplicações à análise de bacias sedimentares. O objetivo principal deste trabalho é propor um modelo de reconstrução paleoceanográfica na Bacia de Campos, analisando 61 amostras retiradas do testemunho GL-77, coletado no talude inferior, *offshore* da bacia. O intervalo contempla os dois últimos ciclos Glacial-Interglacial, correspondentes às biozonas de foraminíferos planctônicos W (parcialmente), X, Y e Z. Por meio das análises de fauna total, datações em  $^{14}\text{C}$  e análises isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  nas carapaças de foraminíferos planctônicos, obtiveram-se estimativas de variações de paleoprodutividade, paleossalidade e paleotemperatura superficiais do mar; foi elaborado um modelo de idade e, posteriormente, as estimativas de taxas de sedimentação. O modelo de idade identificou o Último Máximo Glacial (UMG) e estimou as idades de alguns eventos bioestratigráficos, como o *datum* YP.2, o limite MIS 3/4 (coincidente com o limite Y2/Y3), o limite Y1/Y2 e o *datum* YP.4. As taxas de sedimentação estão estranhamente elevadas na Biozona X (intervalo glacial) onde se esperaria taxas menores. No Holoceno há uma elevada taxa de sedimentação, associada à influência do delta do Rio Paraíba do Sul, na porção norte da bacia. As paleotemperaturas reagem sazonalmente no intervalo glacial, onde a amplitude entre verão e inverno é maior que a registrada nos períodos interglaciais. Foi observada uma correlação das paleotemperaturas com as condições ambientais marcadas pelas subzonas quentes e frias na Biozona X. Baseado na razão P/B pode ser identificado um limite de sequências junto ao limite MIS 4/5. A paleossalidade reduz em intervalos de degelo. A paleoprodutividade diminui de 29 ka (limite MIS 2/3) ao UMG e aumenta próximo ao limite Pleistoceno/Holoceno. Finalmente, se observou que a transição Pleistoceno/Holoceno ocorre dentro da Biozona Y, e não é relacionada temporalmente ao início da Biozona Z.

**Palavras chave:** RNA's,  $^{14}\text{C}$ , MIS, Glacial, Interglacial, Quaternário.

## ABSTRACT

Planktonic foraminifera is the most useful microfossil group for biostratigraphic studies, being considered the main carriers of paleoceanographic information and being applicable to the analysis of sedimentary basins. The main aim of this work is to propose a paleoceanographic reconstruction model in the Campos Basin, by analyzing 61 samples taken from the GL-77 core, collected at the lower continental slope, in the offshore part of the basin. The interval comprises the last two Glacial-Interglacial cycles, corresponding to the planktonic foraminifera biozones W (partially), X, Y and Z. By means of analysis of the total fauna, datings in  $^{14}\text{C}$  and isotopic analyses of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in shells of planktonic foraminifera estimates of variations of paleoproductivity, paleosalinity and sea surface paleotemperature were obtained; an age model and, posteriorly, the sedimentation rates were calculated. The age model identified the Last Glacial Maximum (LGM) and estimated the ages of a few biostratigraphic events, such as YP.2 datum, the MIS 3/4 boundary (which coincides with the Y2/Y3 boundary), the Y1/Y2 boundary and the YP.4 datum. The sedimentation rates are strangely elevated in Biozone X (glacial period) where lower rates would be expected. In the Holocene there is an elevated sedimentation rate, associated to the influence of the Paraíba do Sul River delta, at the northern portion of the basin. The paleotemperatures oscillate seasonally in the glacial periods, when the amplitude between summer and winter is larger than the one registered in the interglacial periods. A correlation was observed between the paleotemperatures and the environmental conditions characterized by the warm and cold subzones in Biozone X. Based on the P/B ratio a limit of sequences can be identified next to the MIS 4/5 boundary. Paleosalinity is reduced in deglaciation periods. Paleoproductivity is reduced to 29 ka (MIS 2/3 boundary) by the LGM and increases near the Pleistocene/Holocene boundary. Finally, it was observed that the Pleistocene/Holocene transition occurs inside Biozone Y, and is not temporally related to the beginning of Biozone Z.

**Key words:** ANN's,  $^{14}\text{C}$ , MIS, Glacial, Interglacial, Quaternary.

## Índice de Figuras

Figura 1. Mapa da localização do testemunho GL-77, no talude inferior da Bacia de Campos. ....	10
Figura 2. Principais correntes oceânicas do Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991). No detalhe o diagrama T-S, com os índices termohalinos para cada massa d'água (de acordo com Evans <i>et al.</i> , 1983). ....	13
Figura 3. Arquitetura geral de uma rede neural artificial (modificado de Malmgren & Nordlund, 1997; Kucera, 2003).....	17
Figura 4. Esquema simplificado mostrando o comportamento dos isótopos de oxigênio em função de variantes ambientais e o respectivo registro, durante a alternância de períodos glaciais e interglaciais, observado em carbonatos marinhos (modificado de White (2013) e < <a href="http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology_OxygenBalance/">http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology_OxygenBalance/</a> >). ....	21

## Índice de Tabelas

Tabela 1. Lista de espécies e grupos taxonômicos do banco de dados para calibração das RNA's para o Oceano Atlântico Sul. Análise com base em Kucera (2004).....	18
--	----

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS.....	7
2. ÁREA DE ESTUDO .....	9
2.1. Sedimentologia .....	10
2.2. Oceanografia.....	11
2.3. Estado da Arte .....	13
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	15
3.1. Paleotemperaturas .....	15
3.2. Isótopos de Oxigênio .....	18
3.3. Isótopos de Carbono.....	20
3.4. Paleoprodutividade e paleossalidade .....	22
4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	24
5. MANUSCRITO SUBMETIDO À QUATERNARY INTERNATIONAL.....	28



## 1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Foraminíferos são protozoários rizópodes que secretam uma carapaça calcária ou quitinosa ou a constroem a partir da aglutinação de fragmentos minerais ou biogênicos. A carapaça é segmentada em uma série de câmaras que vão sendo construídas ao longo da vida do organismo. Vivem, em sua grande maioria, em ambiente marinho e apresentam hábito de vida planctônico ou bentônico. As formas bentônicas habitam o fundo oceânico, junto ao sedimento, são abundantes na plataforma e bons indicadores de variação paleoambiental. As formas planctônicas têm a capacidade de se locomover na coluna d'água e, devido à sua abundância, têm alto potencial de preservação e alta taxa de evolução, e assim 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 Paleozoico. 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 identificação 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.

Em particular, 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.

Os *proxies* utilizados neste trabalho correspondem à análise de fauna (com aplicação de redes neurais artificiais), datações de  $^{14}\text{C}$  e isótopos estáveis de carbono e oxigênio em foraminíferos planctônicos, com o objetivo de elaborar uma

proposta de evolução paleoceanográfica e correlação por estratigrafia isotópica no 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. Em termos biestratigráficos, foram estudadas as biozonas de foraminíferos planctônicos W (parcialmente), X, Y e Z, de Ericson & Wollin (1968).

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 precipitam carbonato em sua carapaça. Desta forma, as razões isotópicas nas carapaças dos foraminíferos planctônicos constituem um *proxy* para interpretações paleoambientais. Em outro aspecto, sabendo-se que a ocorrência ou abundância de determinadas espécies reage às mudanças climáticas, as variações nas associações fósseis ao longo do tempo refletem uma mudança ambiental, principalmente de temperatura, que pode ser estimada por métodos computacionais, neste caso as redes neurais artificiais (RNA's) de Kucera (2004).

O objetivo principal desta pesquisa é elaborar um modelo de evolução paleoceanográfica e correlação por estratigrafia isotópica para os dois últimos ciclos Glacial-Interglacial, contemplando as biozonas W (parcialmente), X, Y e Z de Ericson & Wollin (1968) na Bacia de Campos. Foram elaborados um modelo de idade, correlação por estratigrafia isotópica, estimativas de taxa de sedimentação e paleoprodutividade, além de cálculos de paleotemperatura e paleossalinidade. Para tanto, é aqui realizada uma análise conjunta de composição faunística por RNA's, das razões isotópicas do oxigênio e carbono e das datações pelo método *Accelerator Mass Spectrometry* - AMS  $^{14}\text{C}$  em foraminíferos planctônicos obtidos do testemunho GL-77, coletado no talude inferior desta bacia.

## 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 aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup> de área (Fig.1).

A gênese da bacia envolve um contexto do tipo margem passiva, formada por tectônica distensiva durante o Meso-Cenozóico. Sobre 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 parte do 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 corresponde aos sedimentos atuais do fundo marinho.

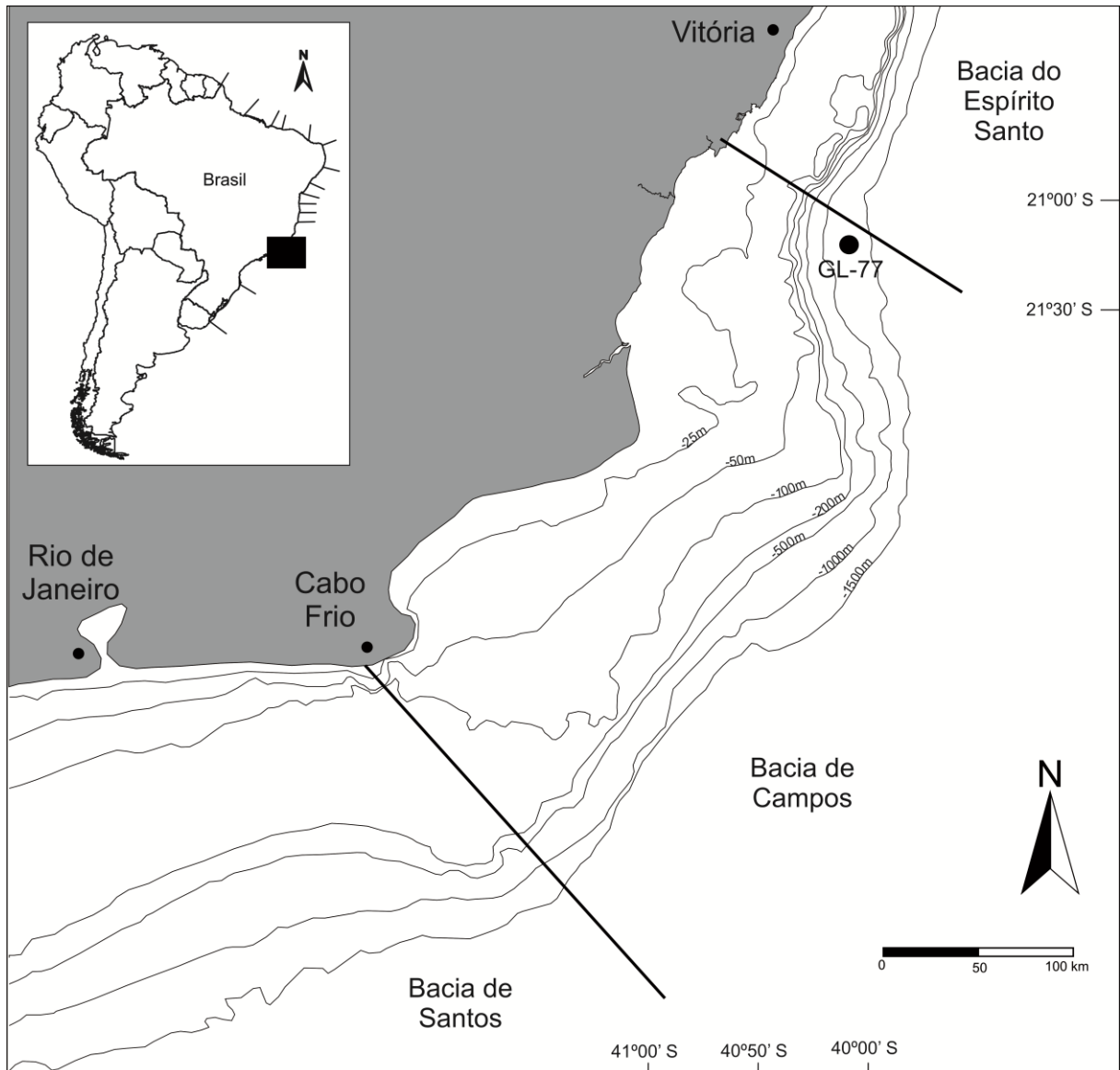


Figura 1. Mapa da localização do testemunho GL-77, no talude inferior da Bacia de Campos.

## 2.1. Sedimentologia

A faciologia dominante na porção da plataforma está representada por areias e, próximo à quebra de plataforma, por corpos de calcário. Na plataforma interna e média as areias são siliciclásticas e bioclásticas, enquanto na plataforma externa ocorre sedimentação siliciclástica e carbonática. Apenas na região de Cabo Frio (RJ) surgem lamas depositadas na plataforma. No talude superior ocorre grande

quantidade de sedimento arenoso, de natureza siliciclástica e bioclástica, proveniente da plataforma. No talude médio e inferior predominam lamas, lamitos de denudação e corais de águas profundas. O talude médio apresenta intercalações de areia-lama com sedimento hemipelágico, e o talude inferior é coberto por marga pelágica. Cânions lamosos e arenosos cortam o talude. Na região do sopé do talude predominam cunhas de diamictitos e lamas que ocorrem também nas áreas mais distais cortadas por raros cânions arenosos. Os sedimentos do Pleistoceno-Holoceno são compostos por lamas siliciclásticas, com baixo teor carbonático e matéria orgânica, intercaladas com areias turbidíticas (Caddah *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 2004; Winter *et al.*, 2007).

## 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 (**CM**), na costa sul do Brasil (Silveira *et al.*, 2000) (Fig. 2).

A CB transporta, em superfície, Água Tropical (**AT**) com temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36‰ (Silveira *et al.*, 2000). Abaixo dela flui a Água Central do Atlântico Sul (**ACAS**) com temperaturas entre 6° e 20°C e salinidade entre 34,6 e 36‰ (Silveira *et al.*, 2000). Esta massa d'água circula em dois sentidos distintos: um para sul e outro para norte, sendo a bifurcação 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.

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 e 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 localizada 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 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 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.

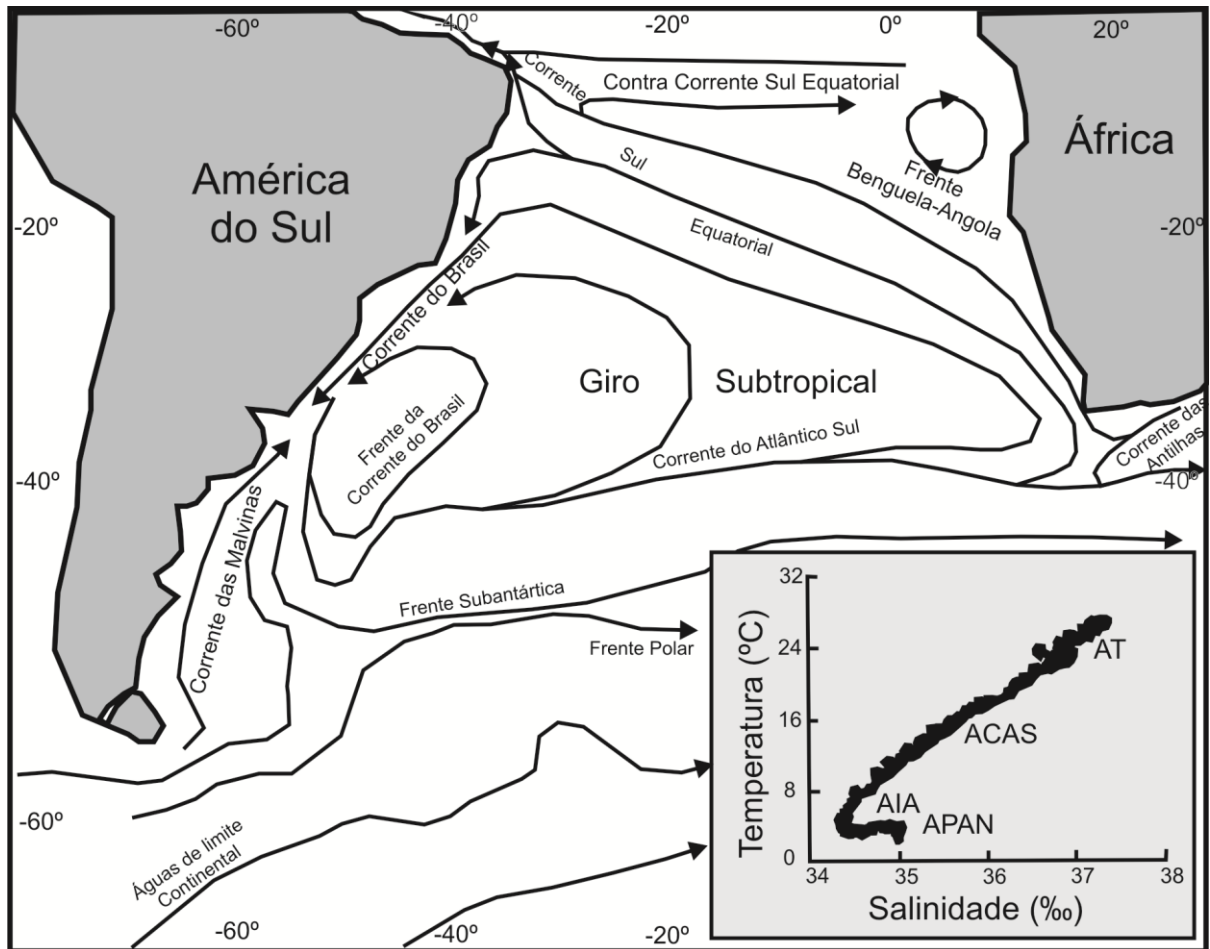


Figura 2. Principais correntes oceânicas do Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991). No detalhe o diagrama T-S, com os índices termohalinos para cada massa d'água (de acordo com Evans *et al.*, 1983).

### 2.3. Estado da Arte

Estudos sobre paleoceanografia do Quaternário no Atlântico Sul são recentes e abrangem principalmente três grupos de microfósseis: foraminíferos, ostracodes e nanofósseis calcários. A última década foi marcada por grandes avanços mundiais nas pesquisas paleoceanográficas e, embora tenha havido alguns avanços nesta área também no Atlântico Sul, em comparação aos demais oceanos as pesquisas podem ser consideradas incipientes, principalmente levando-se em consideração a extensão da margem continental brasileira e áreas adjacentes a serem exploradas. 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, do ponto de vista paleoceanográfico.

Mesmo em estudos do Quaternário, o enfoque maior tem se voltado para a bioestratigrafia. Vicalvi (1997, 1999), estudando a Bacia de Campos, propôs uma subdivisão em zonas e subzonas bioestratigráficas, seguindo o modelo de Ericson e Wollin (1968), baseando-se na ocorrência ou ausência de algumas espécies de foraminíferos planctônicos. Sanjinés (2006) analisou três testemunhos coletados na Bacia de Campos, cujos resultados constam em uma carta biocronoestratigráfica, tendo o autor aplicado a metodologia da estratigrafia de sequências no intervalo Pleistoceno-Holoceno. Tokutake (2005) e Maciel (2012) realizaram estudos bioestratigráficos utilizando nanofósseis calcários. Ferreira *et al.* (2012) propuseram um zoneamento paleoclimático com foraminíferos planctônicos para o Quaternário da Bacia de Santos, bacia esta adjacente à Bacia de Campos.

Pelo fato dos foraminíferos planctônicos viverem em suspensão na coluna d'água eles apresentam uma grande distribuição geográfica, o que nos permite aqui extrapolar os limites da Bacia de Campos, relacionando outros trabalhos para o Quaternário do Atlântico Sul. Toledo (2000) estudou as variações paleoceanográficas no oeste do Atlântico Sul para os últimos 30 ka, baseado em isótopos de oxigênio, foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários. Toledo *et al.* (2007a) desenvolveram pesquisa sobre paleoprodutividade, enquanto Toledo *et al.* (2007b) desenvolveram estudos sobre mudanças de salinidade superficial do mar no oeste do Atlântico Sul. Pivel (2009) fez uma reconstrução da hidrologia superficial do oeste do Atlântico Sul desde o Último Máximo Glacial (**UMG**) ao Recente. Leonhardt (2011) elaborou uma reconstituição paleoceanográfica no Atlântico Sudoeste, enfatizando as mudanças de paleoprodutividade, utilizando coccolitoforídeos e isótopos.



### 3. MATERIAL E MÉTODOS

Foram analisadas 61 amostras do testemunho GL-77, coletado no talude continental da Bacia de Campos, nas coordenadas 40°02'50"O e 21°12'22"S, sob uma lâmina d'água de 1.287 m (Fig. 1). Todo o testemunho tem recuperação de 18,15 m descontínuos, porém neste trabalho foram utilizados os 14,65 m superiores. 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 01) ao M06366 (amostra 61). Nestas amostras foram conduzidas classificação de fauna total, análises de isótopos estáveis de oxigênio e carbono e seis datações pelo método do  $^{14}\text{C}$  nas carapaças de foraminíferos planctônicos. O processamento inicial das amostras tem maior detalhamento no Capítulo 5 (MS submetido à QI). A partir destas análises foram obtidas estimativas de variação de paleotemperatura, paleoprodutividade e paleossalinidade superficiais da água do mar, além da elaboração de um modelo de idade com as taxas de sedimentação.

#### 3.1. Paleotemperaturas

A temperatura dos oceanos varia de acordo com a latitude, de um modo geral, mais quente no equador, esfriando em direção aos polos e também 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, principalmente em ou próximo à zona fótica.

As paleotemperaturas foram estimadas por um método computacional que utiliza redes neurais artificiais (RNA's) a partir dos valores de abundância relativa das espécies em cada amostra (Malmgren & Nordlund, 1997). Os dados para os cálculos consistem em uma tabela no Microsoft Excel em formato padrão, onde

constam as espécies ou grupos taxonômicos e as respectivas abundâncias relativas (percentual) de cada amostra. Os cálculos foram realizados pelo Prof. Dr. Michal Kucera, no *Marum (Center for Marine Environmental Sciences)*, na Universidade de Bremen, Alemanha.

A técnica das RNA's (Malmgren & Nordlund, 1997) é considerada atualmente a mais precisa das ferramentas disponíveis para cálculo de paleotemperaturas baseadas na fauna de foraminíferos. Todas as técnicas existentes se baseiam no fato da temperatura constituir a principal variável responsável pela distribuição das espécies. As principais vantagens das RNA's sobre as demais técnicas são a capacidade de detectar padrões diferentes da dependência linear (Pozzi *et al.*, 2000), a menor dependência ao banco de dados de calibração e a capacidade de extrapolação, ou seja, a estimativa de valores fora do espectro contido no banco de dados de calibração.

A técnica das RNA's (Malmgren & Nordlund, 1997) funciona com uma série de unidades de processamento interligadas, onde há uma camada de entrada, uma camada escondida e outra de saída (Fig. 3). Em um primeiro momento, na camada de entrada é colocada a abundância relativa da composição faunística do banco de dados de calibração, cujos parâmetros ambientais são conhecidos; estes dados são recebidos pelas unidades de processamento (camada escondida); e na camada de saída é gerado um valor de temperatura. Esta temperatura será comparada com a temperatura real conhecida, gerando uma estimativa de erro. Este erro é colocado no sistema para uma nova calibração das redes, então é efetuada nova estimativa de temperatura. O processo se repete até o erro ser mínimo e constante. Após a calibração da rede foi realizado o cálculo das paleotemperaturas com as abundâncias de fauna das amostras deste trabalho. O método gera uma temperatura de verão, uma de inverno e uma média anual.

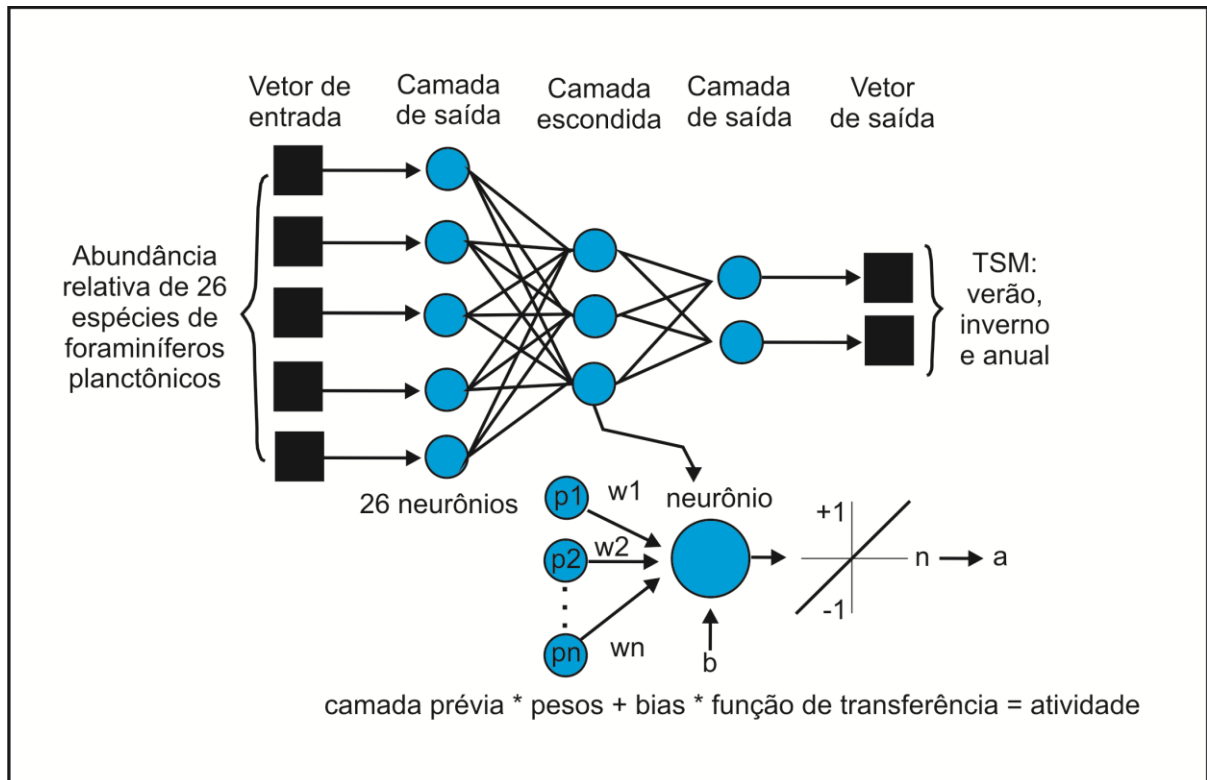


Figura 3. Arquitetura geral de uma rede neural artificial (modificado de Malmgren & Nordlund, 1997; Kucera, 2003).

O cálculo das paleotemperaturas pelo método das RNA's pode conter um erro devido à ocorrência de espécies crípticas, que são morfologicamente semelhantes, mas diferem pela genética e pelas preferências ambientais. Para minimizar esse erro, o método prevê um banco de dados para calibração específico para cada oceano (Kucera, 2004). Na tabela 1 estão listadas as espécies utilizadas para calibração do Oceano Atlântico Sul.

Tabela 1. Lista de espécies e grupos taxonômicos do banco de dados para calibração das RNA's para o Oceano Atlântico Sul. Análise com base em Kucera (2004).

---

1	<i>Globigerina bulloides</i>
2	<i>Globigerina digitata</i>
3	<i>Globigerina falconensis</i>
4	<i>Globigerina rubescens</i>
5	<i>Globigerinella calida</i>
6	<i>Globigerinella siphonifera</i>
7	<i>Globigerinita glutinata</i>
8	<i>Globigerinoides conglobatus</i>
9	<i>Globigerinoides ruber</i> (branca)
10	<i>Globigerinoides ruber</i> (rosa)
11	<i>Globigerinoides sacculifer</i> (com saco)
12	<i>Globigerinoides sacculifer</i> (sem saco)
13	<i>Globorotalia crassaformis</i>
14	<i>Globorotalia hirsuta</i>
15	<i>Globorotalia inflata</i>
16	<i>Globorotalia menardii</i> e <i>tumida</i> (plexo menardiforme)
17	<i>Globorotalia scitula</i>
18	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (levógira e dextrógira)
19	<i>Globoturborotalia tenella</i>
20	Gradação <i>Neogloboquadrina pachyderma/dutertrei</i> + <i>N. pachyderma</i> (dextrógira)
21	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>
22	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sinistral)
23	<i>Orbulina universa</i>
24	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
25	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>
26	<i>Turborotalita quinqueloba</i>

---

### 3.2. Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é encontrado na natureza sob a forma de três isótopos, onde o mais comum é o  $^{16}\text{O}$  (99,76%), seguido pelo  $^{18}\text{O}$  (0,1995%) e finalmente o  $^{17}\text{O}$  (0,0375%). Pela pouca abundância o  $^{17}\text{O}$  é desconsiderado, e para análises paleoambientais são consideradas as razões isotópicas entre  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  (White, 2013).

O  $^{16}\text{O}$ , isótopo considerado mais leve, quando do processo de evaporação de águas, associa-se à fase de vapor. O isótopo  $^{18}\text{O}$ , 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 empobrecida em relação ao padrão de referência. A fase líquida torna-se então enriquecida no isótopo pesado, também com relação ao padrão. Na figura 4-A pode-se ver que o processo de evaporação leva à formação de nuvens empobrecidas e águas residuais enriquecidas no isótopo pesado. À medida em que as nuvens se afastam do local de formação e vão perdendo volume por precipitação, estas se tornam progressivamente mais enriquecidas no isótopo leve. Desta forma, a precipitação nos polos é fortemente empobrecida no isótopo pesado (Fig. 4-B). Como as geleiras são alimentadas por água proveniente da atmosfera, em períodos glaciais, o avanço das calotas polares aprisiona esta água empobrecida nos polos, tornando a água do mar desta época enriquecida no isótopo pesado, enquanto um fenômeno oposto ocorre em períodos interglaciais, pois o degelo retorna a água empobrecida ao oceano, equilibrando a razão isotópica da água do mar (Fig. 4-C). Finalmente, esta variação na razão isotópica fica registrada nas carapaças carbonáticas dos organismos, marcando uma mudança climática ao longo do tempo, caracterizada por períodos glaciais e interglaciais (Fig. 4-D) (White, 2013).

Com este processo, verifica-se que os isótopos de oxigênio constituem excelente ferramenta para reconstruções paleoceanográficas, pois as testas carbonáticas precipitam em equilíbrio isotópico com a água do mar da época em que se formaram. As carapaças registram as proporções entre o  $^{18}\text{O}$  (isótopo pesado) e o  $^{16}\text{O}$  (isótopo leve), segundo estudos realizados por Urey (1947), 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 das carapaças analisadas com a razão isotópica de uma amostra padrão, no caso deste trabalho o PBD (Pee Dee Belemnite). O sinal isotópico 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  $^{18}\text{O}$  e valores mais negativos empobrecimento de  $^{18}\text{O}$ , 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. 4-D).

### 3.3. Isótopos de Carbono

O carbono também ocorre na natureza sob a forma de três isótopos ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ), mas o  $^{14}\text{C}$  é radiogênico e não tem influência em análise de isótopos estáveis. O  $^{12}\text{C}$  é assimilado preferencialmente pela atividade orgânica, enquanto o  $^{13}\text{C}$ , mais abundante, é mais facilmente assimilado em minerais de natureza inorgânica, e sua razão isotópica preservada no  $\text{CaCO}_3$  das testas dos foraminíferos representa índices de paleoprodutividade orgânica (White, 2013).

Em períodos de alta produtividade orgânica primária, na camada fótica do mar, ocorre uma maior atividade fotossintética, e o  $^{12}\text{C}$  é consumido principalmente por algas e plâncton. Se este material orgânico enriquecido no isótopo leve do carbono ( $^{12}\text{C}$ ) decantar e for rapidamente preservado da oxidação, são formadas rochas enriquecidas no carbono orgânico. Assim, a água superficial do mar fica pobre em  $^{12}\text{C}$  e rica em  $^{13}\text{C}$ , ou seja, enriquecida em relação ao padrão. Em períodos com baixa produtividade, a matéria orgânica rica em  $^{12}\text{C}$  não consegue se preservar e o carbono orgânico retorna à coluna d'água, homogeneizando as razões e tornando a água do mar relativamente empobrecida em  $^{13}\text{C}$ . Assim, carapaças de foraminíferos conseguem também registrar a razão isotópica do carbono presente na água à época de sua cristalização (White, 2013).

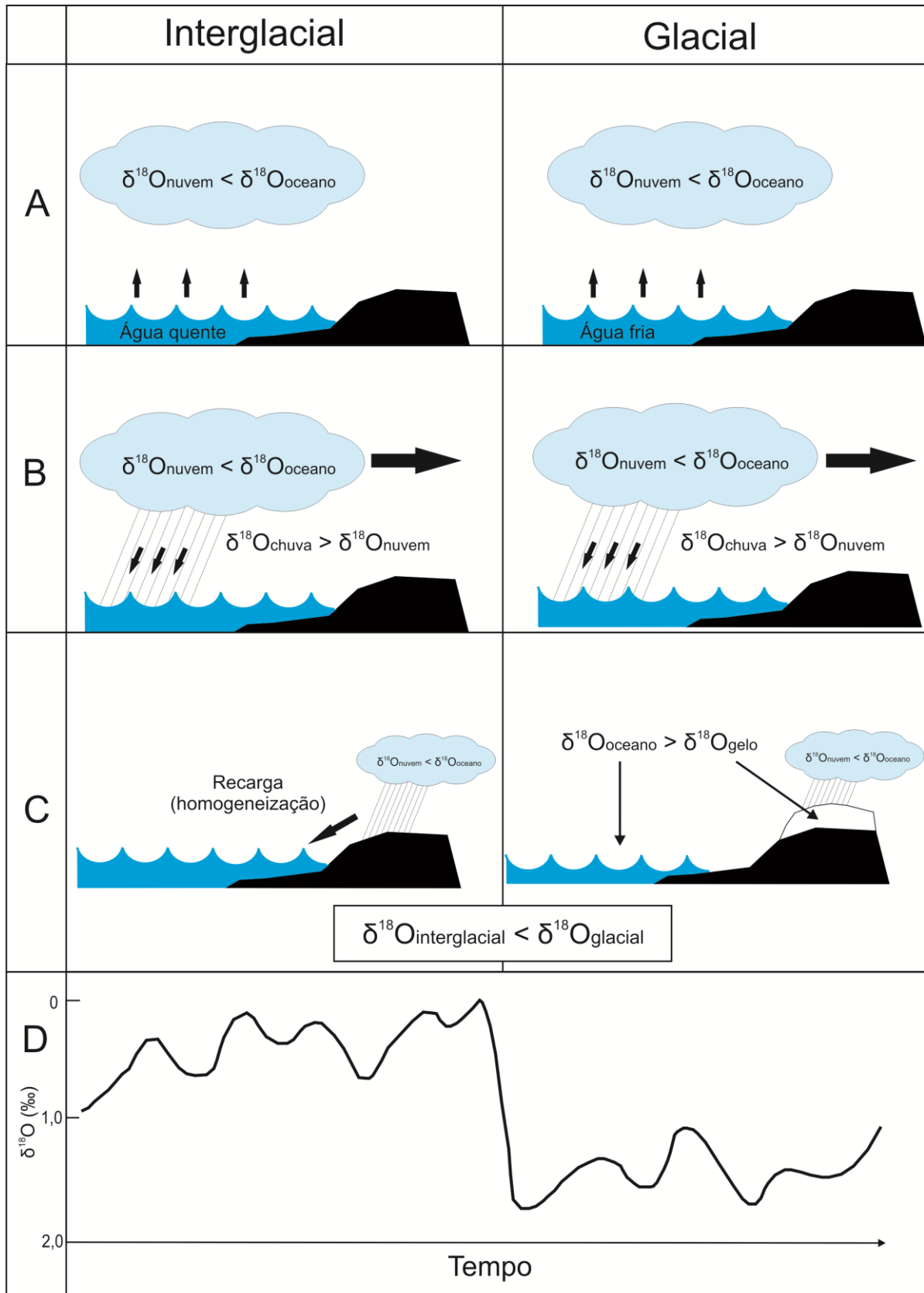


Figura 4. Esquema simplificado mostrando o comportamento dos isótopos de oxigênio em função de variantes ambientais e o respectivo registro, durante a alternância de períodos glaciais e interglaciais, observado em carbonatos marinhos (modificado de White, 2013 e [http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology\\_OxygenBalance/](http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology_OxygenBalance/)).

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  $^{13}\text{C}$  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 foram aqui selecionadas as testas maiores para as análises isotópicas.

#### **3.4. Paleoprodutividade e paleossalinidade**

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. Os *proxies* utilizados para as estimativas de paleoprodutividade estão mais detalhados no Capítulo 5 (MS submetido à QI).

A salinidade superficial média dos oceanos está em torno de 35‰ e sofre alterações sazonais devido a vários fatores, como por exemplo, os diferentes balanços entre evaporação e precipitação, e também sofre alterações pela influência dos continentes (aporte de água doce) e das correntes oceânicas. Os menores valores encontram-se nos polos e próximo ao equador, e os maiores estão próximos à latitude 25°, em ambos os hemisférios. A salinidade dos oceanos também sofre alterações ao longo do tempo, e pode ser estimada com a utilização de alguns *proxies*, como é realizado neste trabalho.



Para as estimativas de paleossalinidade foi aplicado o método residual de isótopos de oxigênio em *Globigerinoides ruber* (branca) como realizado por Toledo *et al.*, (2007b) para as bacias de Santos, Espírito Santo e Camamu. O método se baseia no fato da composição isotópica do carbonato refletir principalmente a temperatura e a composição isotópica da água do mar onde precipita (Emiliani, 1954). Existindo um indicador de temperatura independente da composição de isótopos de oxigênio é possível excluir o efeito da temperatura do sinal isotópico para obter a composição isotópica de oxigênio da água do mar. Neste caso, as estimativas de paleotemperaturas independentes são fundamentadas na aplicação das RNA's, baseadas nas assembleias de foraminíferos planctônicos. Conhecendo a relação existente entre a composição isotópica da água do mar e a salinidade, é possível transformar as estimativas da composição isotópica de oxigênio da água em estimativas de paleossalinidade. Os cálculos de paleossalinidade estão mais detalhados no Capítulo 5 (MS submetido à QI).

#### 4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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.

Ferreira, F., Leipnitz, I.I., Vicalvi, M.A., Sanjinés, A.E.S. 2012. Zoneamento Paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Rev. Bras. Paleontol.*, 15 (2), 173-188.

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. Programa de Oceanografia Química e Geológica, Instituto de Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 105p. Dissertação de Mestrado.

Kucera, M. 2003. Numerical approach to microfossil proxy data. Lecture notes for Summer school Paleoceanography: Theory and field evidence. IAMC Geomare, pp. 66-90.

Kucera, M. 2004. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews*, 24 (2005), 813–819.

Leonhardt, A. 2001. Reconstituição Paleoceanográfica no Atlântico Sudoeste com base em coccolitoforídeos durante o Quaternário tardio. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 161p. Tese de Doutorado.

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.

Maciel, D.M., Alves, C.F., Ferreira, E.P. 2012. Bioestratigrafia com base em Nanofósseis Calcários do testemunho GL-77, Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15 (2), 164-172.

Malmgren, B.A., Nordlund, U. 1997. Application of Artificial Neural Networks to Paleooceanographic Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136, 359-373.

Peterson, R.G., Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 26 (1), 1-73.

Pivel, M.A.G. 2009. Reconstrução da hidrografia superficial do Atlântico Sul Ocidental desde o Último Máximo Glacial a partir do estudo de foraminíferos planctônicos. Programa de Oceanografia Química e Geológica, Instituto de Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 164p. Tese de Doutorado.

Pozzi, M., Malmgren, B.A., Monechi, S. 2000. Sea surface water temperature and isotopic reconstructions from nannoplankton data using Artificial Neural Networks. *Paleontologia Electronica*. 3 (2), 4-14.

Sanjinés, A.E.S. 2006. Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil.

Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 119p. Dissertação de Mestrado.

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.

Tokutake, L.R. 2005. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e estratigrafia de isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 97p. Dissertação de Mestrado.

Toledo, F.A.L. 2000. Variações Paleoceanográficas nos Últimos 30.000 anos no Oeste do Atlântico Sul: Isótopos Estáveis, Assembléias de Foraminíferos Planctônicos e Nanofósseis Calcários. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 245 p. Tese de Doutorado.

Toledo, F.A.L., Cachão, M., Costa, K.B., Pivel, M.A.G. 2007a. Planktonic foraminífera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, 64, 67-79.

Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G. 2007b. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57, 383-395.

Urey, H. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances, *J. Chem. Soc.*, 1947: 562-581.

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

Vicalvi, M.A. 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base

em foraminíferos planctônicos. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 183p. Tese de Doutorado.

White, W.M. 2013. Geochemistry. Oxford, Wiley-Blackwell, 660p.

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

## 5. MANUSCRITO SUBMETIDO À QUATERNARY INTERNATIONAL

### TÍTULO

# **PALEOCEANOGRAPHIC EVOLUTION AND ISOTOPIC STRATIGRAPHY WITH PLANKTONIC FORAMINIFERA (LATE QUATERNARY, CAMPOS BASIN)**

### **AUTORES**

Sandro Monticelli Petró<sup>a</sup>, María Alejandra Gómez Pivel<sup>b</sup>, João Carlos Coimbra<sup>c</sup> & Ana Maria Pimentel Mizusaki<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

<sup>b</sup> Laboratório PaleoProspec, Faculdade de Informática, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

<sup>c</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.

12/12/13

Chasque Webmail :: Submission Confirmation

**Assunto** Submission Confirmation  
**Remetente** Norm Catto, Editor, Quaternary International  
<ncatto@mun.ca>  
**Para** <sandro.petro@ufrgs.br>  
**Data** 2013-12-10 14:02



Dear Prof. Sandro M Petró,

Your submission entitled "PALEOCEANOGRAPHIC EVOLUTION AND ISOTOPIC STRATIGRAPHY WITH PLANKTONIC FORAMINIFERA (LATE QUATERNARY, CAMPOS BASIN)" has been received by Quaternary International

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <http://ees.elsevier.com/quatint/>.

Your username is: sandro.petro@ufrgs.br

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System  
Quaternary International

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

**PALEOCEANOGRAPHIC EVOLUTION AND ISOTOPIC  
STRATIGRAPHY WITH PLANKTONIC FORAMINIFERA  
(LATE QUATERNARY, CAMPOS BASIN)**

Sandro Monticelli Petró<sup>a</sup>, María Alejandra Gómez Pivel<sup>b</sup>, João Carlos Coimbra<sup>c</sup>,  
Ana Maria Pimentel Mizusaki<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, CEP 91501-970, Cx. P. 15001, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

<sup>b</sup> Laboratório PaleoProspec, Faculdade de Informática, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul. Av Ipiranga 6681, Porto Alegre, RS, Brazil

<sup>c</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, CEP 91501-970, Cx. P. 15001, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

**ABSTRACT**

Planktonic foraminifera is the most useful microfossil group for biostratigraphic studies, being considered the main carriers of paleoceanographic information and being applicable to the analysis of sedimentary basins. The main aim of this work is to propose a paleoceanographic reconstruction model in the Campos Basin, by analyzing 61 samples taken from the GL-77 core, collected at the lower continental slope, in the offshore part of the basin. The interval comprises the last two Glacial-Interglacial cycles, corresponding to the planktonic foraminifera biozones W (partially), X, Y and Z. By means of analysis of the total fauna, datings in <sup>14</sup>C and isotopic analyses of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in shells of planktonic foraminifera estimates of variations of paleoproductivity, paleosalinity and sea surface paleotemperature were obtained; an age model and, posteriorly, the sedimentation rates were calculated.



The age model identified the Last Glacial Maximum (LGM) and estimated the ages of a few biostratigraphic events, such as YP.2 datum, the MIS 3/4 boundary (which coincides with the Y2/Y3 boundary), the Y1/Y2 boundary and the YP.4 datum. The sedimentation rates are strangely elevated in Biozone X (glacial period) where lower rates would be expected. In the Holocene there is an elevated sedimentation rate, associated to the influence of the Paraíba do Sul River delta, at the northern portion of the basin. The paleotemperatures oscillate seasonally in the glacial periods, when the amplitude between summer and winter is larger than the one registered in the interglacial periods. A correlation was observed between the paleotemperatures and the environmental conditions characterized by the warm and cold subzones in Biozone X. Based on the P/B ratio a limit of sequences can be identified next to the MIS 4/5 boundary. Paleosalinity is reduced in deglaciation periods. Paleoproductivity is reduced to 29 ka (MIS 2/3 boundary) by the LGM and increases near the Pleistocene/Holocene boundary. Finally, it was observed that the Pleistocene/Holocene transition occurs inside Biozone Y, and is not temporally related to the beginning of Biozone Z.

**Key words:** ANN's,  $^{14}\text{C}$ , MIS, Glacial, Interglacial, Quaternary.

## 1. INTRODUCTION

Planktonic foraminifera are organisms which have their distribution controlled by environmental conditions, such as temperature, salinity and organic productivity. Changes in these variables along geological time influence the distribution and abundance of the species in the fossil record, as well as generate an imbalance in the isotopic ratios of carbon and oxygen, through biofractionation, whose ratios are preserved in the microfossils carbonate shells. Therefore, the abundance of fauna and the isotopic ratios, preserved in the planktonic foraminifera shells, constitute a proxy for the interpretation of the paleoenvironmental evolution and for stratigraphic correlations.

Generally speaking, studies on the paleoceanography of the South Atlantic during the Quaternary are recent and are mainly comprised of three groups of microfossils: foraminifera, ostracodes and calcareous nannofossils. However, the researches with microfossils in the Campos Basin, situated in the Brazilian continental margin, are more focused on the biostratigraphy of the Cretaceous and Paleogene, with direct application to the petroleum industry, this basin being one of the largest production areas in Brazil. The last decade was characterized by major global advances in paleoceanographic research and, although there have been a few advances in this area in the South Atlantic as well, when compared to other oceans the researches may be considered incipient, especially when taken into account the extension of the Brazilian continental margin and adjacent areas to be explored. Currently, the volume of data available for the North Atlantic is immensely larger than the one corresponding to the South Atlantic, and the western margin of this oceanic basin is less explored than the eastern margin, from a paleoceanographic point of view.

As previously mentioned, in the Campos Basin the studies with foraminifera have been directed to the biostratigraphy, including the interval corresponding to the Quaternary. Vicalvi (1997, 1999) has proposed a subdivision in biostratigraphic zones and subzones, following the Ericson and Wollin model (1968), relying upon the occurrence or absence of some species of planktonic foraminifera. Sanjinés (2006) analyzed three cores collected in the Campos Basin (amongst them “GL-77”, the object of this study), whose results appear in a biochronostratigraphic chart, the author having applied the methodology of sequential stratigraphy in the Pleistocene-Holocene interval of the basin. Tokutake (2005) and Maciel (2012) performed biostratigraphic studies using calcareous nannofossils. Ferreira *et al.* (2012) have proposed a paleoclimatic zoning with planktonic foraminifera for the Quaternary of the Santos Basin, which is adjacent to the Campos Basin.

The main aim of this research is to formulate a paleoceanographic evolution model for the two last Glacial-Interglacial cycles, covering biozones W (partially), X, Y and Z of Ericson and Wollin (1968) in the Campos Basin. In order to accomplish it, herein is carried out a joint analysis of the faunistic composition through artificial neural networks (ANN's), the isotopic oxygen and carbon ratios and the AMS  $^{14}\text{C}$

dating in planktonic foraminifera obtained from the GL-77 core, collected in the lower slope.

## 2. STUDY AREA

The analyzed core (“GL-77”) has been collected at the lower continental slope in the north of the Campos Basin, offshore from the southeastern Brazilian continental margin (Figure 1). The sequence of interest of this work corresponds to the sediments of the Holocene and Pleistocene, Campos Group, Ubatuba Formation. It has as its lower boundary the unconformity of 1.6 Ma, which is related to the global eustatic fall, and the upper boundary is represented by the current sediments of the seabed. There is a dominance of mudrocks and deep-water corals in the basin slope. Muddy and sandy canyons are characteristic and separate the continental slope into sections. At the foot of the continental slope, diamictite wedges and mud predominate, and they also occur at the most distal areas intersected by rare sandy canyons (Caddah *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 2004; Winter *et al.*, 2007).

The Campos Basin is under the influence of the Brazil Current (BC), which transports Tropical Water (TW) at the surface and South Atlantic Central Water (SACW) at the pycnocline layer (Silveira *et al.*, 2000). In this basin, coastal upwelling occurs in the summer, while shelf break upwelling occurs during the whole year, decreasing locally the depth of thermocline and nutricline (Palma and Matano, 2009).

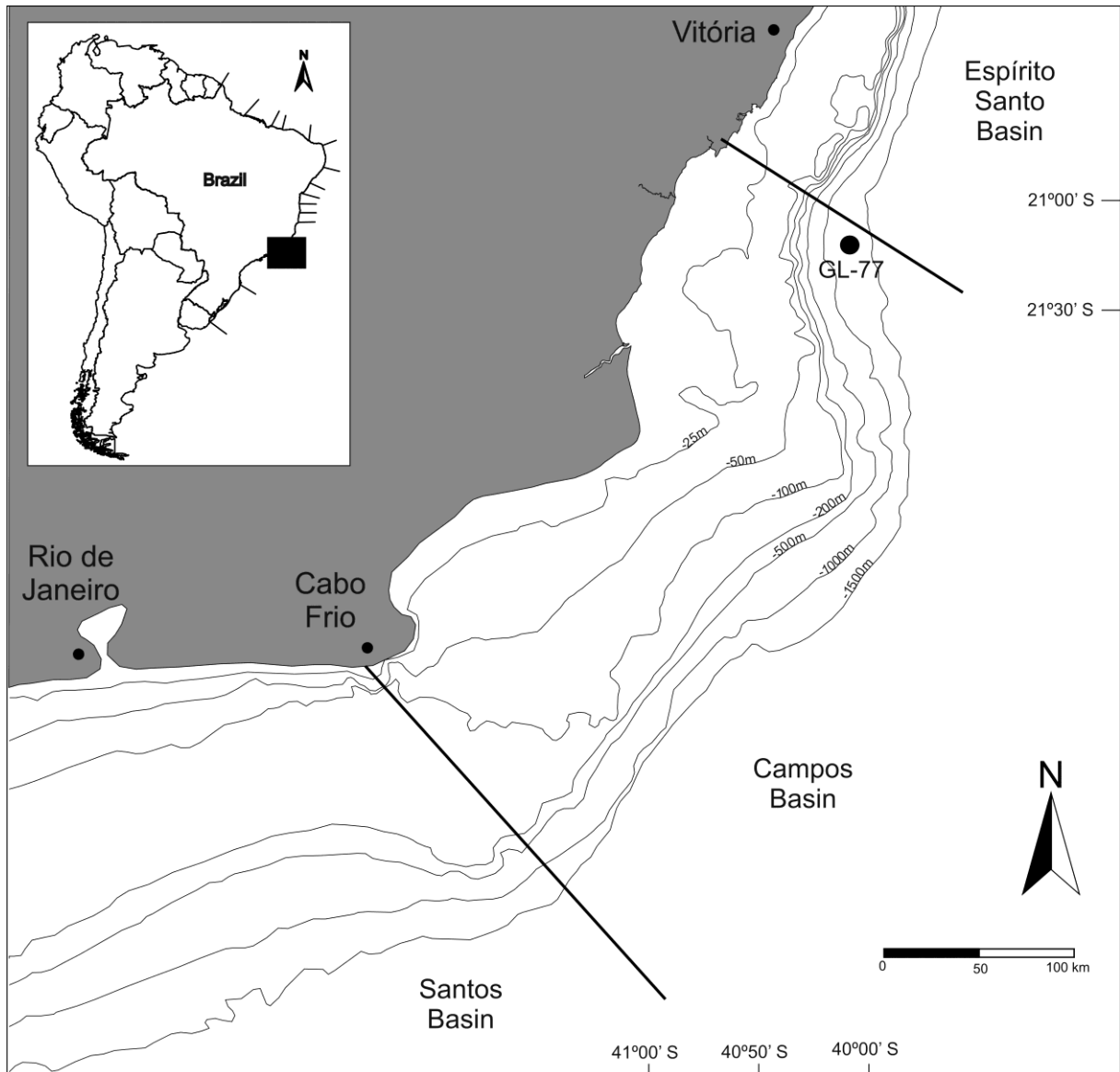


Figure 1. Location of the studied core GL-77, lower slope of the Campos Basin, SE Brazil.

### 3. MATERIAL AND METHODS

The GL-77 core was collected at the coordinates  $40^{\circ}02'50''\text{W}$  and  $21^{\circ}12'22''\text{S}$ , in water depth of 1,287 m, with recovery of 18.15 m of discontinuous sediments, out of which the upper 14.65 m were analyzed, totaling 61 irregularly spaced samples (Figure 2). In each sample between 300 and 600 specimens of planktonic foraminifera were collected, always taken from the  $>150\ \mu\text{m}$  portion, and posteriorly

classified at the specific level. In some samples the minimum quantity of 300 specimens was not recovered due to the little quantity of material available (Appendix B). On sample 25 (400 cm) only the <150  $\mu\text{m}$  fraction was recovered and it was discarded.

The core was previously studied from the biostratigraphic point of view by Sanjinés (2006) and Maciel *et al.* (2012), using planktonic foraminifera and calcareous nannofossils, respectively. The interval of interest consists of 61 samples, comprising biozones W (partially), X, Y and Z of Ericson and Wollin (1968) (Figure 2). In these samples, stable isotope analysis of carbon and oxygen ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) and direct dating using AMS  $^{14}\text{C}$ -method were conducted in the shells of *Globigerinoides ruber* (white). The classification of total fauna at the specific level was effected, following the taxonomic criteria of Bé (1967, 1977), Bolli and Saunders (1989) and Hemleben *et al.* (1989). The number of benthic foraminifera in each sample was also registered in order to establish parameters of paleoproductivity and paleobathymetry. From the results of these analyses, estimates of the past changes of sea surface temperature (SST), productivity and sea surface salinity (SSS) were obtained, besides absolute ages, age estimates and sedimentation rates.

The paleotemperature estimates were obtained through the technique of Artificial Neural Networks – ANN's (Malmgren and Nordlund, 1997). The ANN technique analyzes the relative abundance of the total fauna in each sample and, through comparison with a calibration database, whose environmental conditions are known, it estimates a temperature and its respective error. The method has a database for specific calibration for each ocean in order to minimize the error generated by cryptic species, *i.e.*, species which are morphologically similar, but differ by their genetics and environmental preferences (Kucera, 2004). The technique is based on the premise that temperature is the main factor controlling the faunal distribution. The calculations were performed by Prof. Dr. Michal Kucera, at the University of Bremen, in Germany.

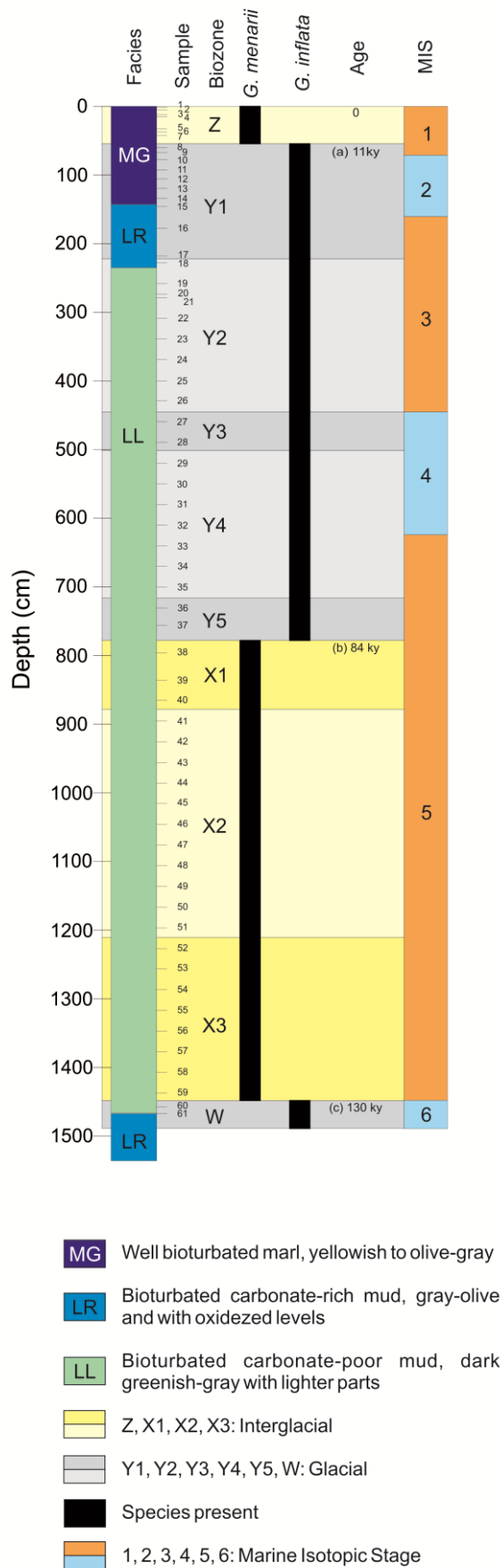


Figure 2. Schematic diagram of core GL-77 and correlation of sedimentary facies, based on the presence/absence of *Globorotalia inflata* and *Globorotalia menardii* (see Ericson and Wollin, 1968), with respective ages of biohorizons where (a) Broecker *et al.* (1960), (b) Damuth (1975), and (c) Kohl *et al.* (2004); the Marine Isotope Stage (MIS); and distribution of samples by depth (modified from Sanjinés, 2006).

The analyses of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ , as mentioned above, were performed on the species *Globigerinoides ruber* (white). In an initial stage the analysis of the samples 01 to 38 were performed at the Stable Isotope Laboratory at the University of California, Santa Cruz (SIL-UCSC) and, following the need of extending the temporal range for this study, samples 39 to 61 were also analyzed, at the Analytical Laboratory for Paleoclimate Studies, of the University of Texas, Austin – TX. The six  $^{14}\text{C}$  AMS datings in the species *G. ruber* (white and pink) were carried out at Beta Analytic Inc., Miami – FL.

Variations in the relative abundance of species associated with high productivity, such as *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling) and *Neogloboquadrina dutertrei*, and the ratio between *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white), were considered for paleoproductivity estimates (Conan *et al.*, 2002). The ratio between planktonic and benthic foraminifera (P/B) (Berguer and Diester-Haass, 1988) was also used. Finally, the carbon isotopes were used as paleofertility indicators (Wefer *et al.*, 1999).

For the paleosalinity estimates, the oxygen isotopes residual method in *Globigerinoides ruber* (white) was applied. The method obtains the SSS as a function of the  $\delta^{18}\text{O}$  in *G. ruber* and the average summer temperature, estimated in an independent way from the isotopic method, in this case by the ANN's, according to the following equation (Toledo, 2007b):

$$\text{SSS} (\text{‰}) = 34.95 + 1,863 * [\delta^{18}\text{O}_C - 25.78 + \sqrt{(16.87 + 0.347 * T_m) / 0,18}]$$

Wherein:

SSS = summer sea surface salinity

$\delta^{18}\text{O}_C$  = oxygen isotopic composition of *G. ruber*

$T_m$  = estimated average summer sea surface temperature.

The age model was constructed from the correlation of the  $\delta^{18}\text{O}$  record in *Globigerinoides ruber* (white) with the high resolution curve of the SPECMAP (Mapping Spectral Variability in Global Climate Project), of Martinson *et al.* (1987). The SPECMAP data consists of a series of values of  $\delta^{18}\text{O}$  associated to the ages, which can be correlated by the pattern of the isotopes curve. Finally, the model is calibrated using  $^{14}\text{C}$  datings as control points. The correlation between these data was performed using the program *AnalySeries 1.1* (Paillard *et al.*, 1996). The sedimentation rates were also obtained based on the age model.

## **4. RESULTS AND DISCUSSION**

### **4.1. Oxygen isotopes, age model and sedimentation rates**

The  $\delta^{18}\text{O}$  record is the basis for the construction of the paleoceanographic evolution model, from which, along with the datings, the age model was elaborated and it also served to correlate the other data of this work. Marine Isotopic Stages (MIS) 1 to 5 and the end of the MIS 6 were identified, the latter being supported by the age model (Figure 3) and by the correlation with the ages of the limits between MIS's established by Lisiecki and Raymo (2005) (Figures 2 and 4a).

The results from the six AMS  $^{14}\text{C}$  datings performed in *Globigerinoide ruber* shells are presented at table 1.



Table 1. Ages obtained by AMS  $^{14}\text{C}$  datings.

Sample	Age Measured		Age conventional	Age calendar	
	$^{14}\text{C}$ (y.B.P.)	Error (y)		(y.B.P.)	Error (y)
2	1510	30	1900	<b>1500</b>	± 120
7	6650	40	7070	<b>7595</b>	± 95
9	10540	50	10920	<b>12475</b>	± 135
12	17320	70	17730	<b>20710</b>	± 330
14	21830	90	22230	<b>26305</b>	± 315
21	42860	550	43250	<b>44900</b>	± 260

The age model correlates the  $\delta^{18}\text{O}$  curve in *Globigerinoides ruber* (white) with the standard curve of  $\delta^{18}\text{O}$  of the SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987), calibrated with the six datings, and with two biostratigraphic datums of the core, the X/Y boundary with an age of 84 ka (Damuth, 1975), between samples 37 and 38, and the boundary W/X with an age of 130 ka (Kohl *et al.*, 2004), between samples 59 and 60. Finally, the *Analyseries* program (Paillard *et al.*, 1996) interpolates the remaining points automatically, generating an age for each sample (Appendix A). The age model has obtained a correlation coefficient of -0.77 (Figure 3).

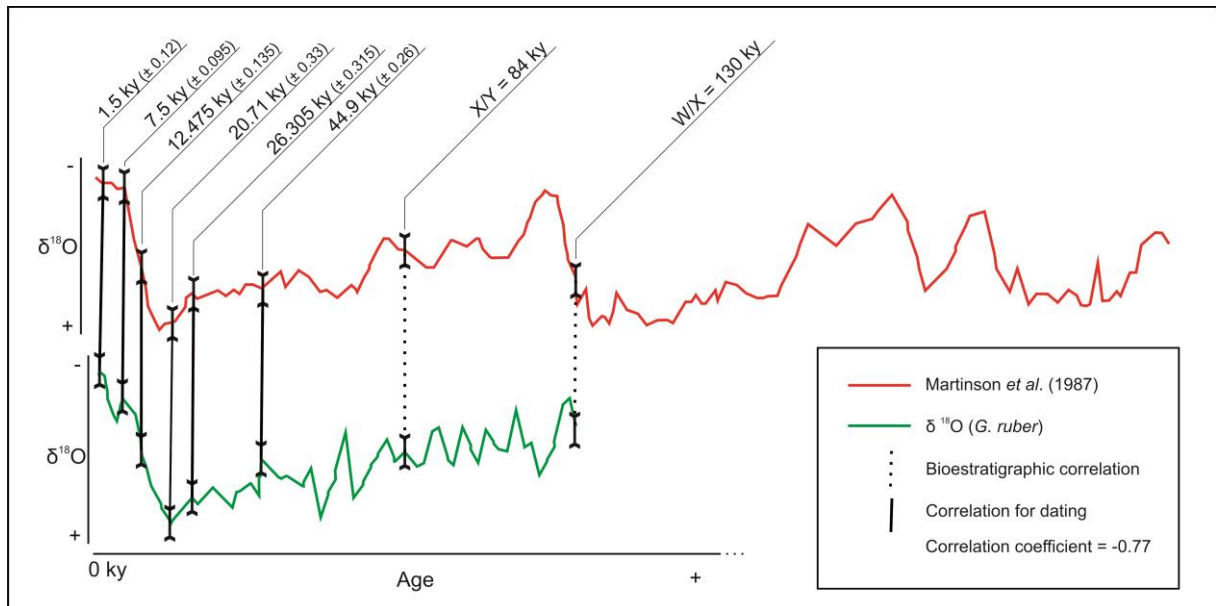


Figure 3. Correlation between  $\delta^{18}\text{O}$  in *Globigerinoides ruber* (white) and the SPECMAP reference curve (Martinson *et al.* 1987). Vertical bars represent the correlation between the samples dated by  $^{14}\text{C}$  and biostratigraphic datums, with the respective ages.

Biozone X, according to Sanjinés (2006), is not complete, occurring only three (X1 a X3) of the 11 subzones (X1 a X11) of Vicalvi (1999), subdivided by the oscillation between high and low percentages of *Globorotalia menardii*, with a condensed section at the base. If this condensed section in fact exists, there may be a punctual error in the age model, but it is known that this error does not influence the sedimentation rate as a whole. Ferreira *et al.* (2012) has also divided Biozone X in only three subzones in the Santos Basin, although with a different criterion, based on *Globorotalia truncatulinoides* coiling change. The resolution of the sampling at Biozone X is irregular, with an average of 30 cm of spacing, comprised of 22 samples. Thus, a sectioning of this biozone in 11 subzones becomes a non-applicable datum due to low resolution, being used only in areas of high sedimentation rate. Also, in these samples the same abundance of menardiforms was not observed, which alternated between higher and lower than 5%, as in the definition of the subzones X1 to X11 proposed by Vicalvi (1999). To avoid problems with these datums, only the ages of bio-horizons W/X and X/Y were considered.

The age model has less precision at biozones W, X and part of Y due to the absence of absolute datings. Between 50 ka and the Recent, the model presents a

better definition. From the ages generated for each sample the considerations related below were made.

The *datum* YP.2 with an age estimated between 7.7 and 74.4 ka (Vicalvi 1999) obtained different ages, between 60.884 and 63.168 ka, younger than the original proposal. The boundary between the MIS 2 and the MIS 3 has an age of 57 ka (Lisiecki and Raymo, 2005) and coincides with the Y2/Y3 boundary, estimated between 56.317 and 58.601 ka.

Vicalvi (1999) has dated the biohorizon of the last disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata*, which marks the boundary of biozones Y2 and Y3 (*datum* YP.3), between 42 and 45 ka. In this work the Y1/Y2 boundary was dated as 44.9 ka, the same age as the peak of MIS 3, indicating that the *P. obliquiloculata* fauna has been affected by the climatic change marked at the inflexion of the  $\delta^{18}\text{O}$  curve. For the YP.3 datum at the GL-77 core an age between 44.25 and 45.16 ka was obtained, which is within the variation spectrum proposed by Vicalvi (1999).

The Last Glacial Maximum (LGM) is usually associated with the last positive peak at the  $\delta^{18}\text{O}$ , but this pattern sometimes undergoes local variations, since the isotopic relation reflects the ice volume and is not necessarily in phase with the climatic change (Imbrie and Kipp, 1971). So the LGM is defined as the interval with duration of 4 ka, between 19 and 23 ka, for it is a chronological interval with greater stability in the glacial climate (Mix *et al.*, 2001). In sample 12 (108 cm) two indications of the LGM occur, a positive peak in  $\delta^{18}\text{O}$  and a dating of  $20.710 \pm 0.33$  ka. This point is also correlated with the MIS 2 peak.

The last appearance of *Pulleniatina obliquiloculata*, denominated biohorizon YP.4 by Sanjinés (2006), is dated as 15 ka (Bé *et al.*, 1976). However, in the GL-77 core the age of this biohorizon was estimated between 12.475 and 14.645 ka. According to the biostratigraphic interpretation by Sanjinés (2006), the Y/Z limit corresponds to the Pleistocene/Holocene boundary. However, the Pleistocene/Holocene boundary has an age determined as 11.7 ka (Stratigraphic Chart 2013, Cohen *et al.*, 2013), and in the age model the last sample of the Pleistocene is dated as 12.475 ka, and the first sample of the Holocene has an age estimated as 11.109 ka, the latter still belonging to Biozone Y. These results

demonstrate that the X/Y and the Pleistocene/Holocene boundaries are not necessarily synchronous.

From the age model, the sedimentation rates could be estimated as a function of the depth (Figure 4b). In a general way the sedimentation rates show elevated values at the base of the interval, with a maximum of 14.34 cm/ka, and smaller values on top, with a minimum of 3.91 cm/ka. The sedimentation rates are very elevated at Biozone X (interglacial) in comparison to Biozone Y (glacial), which is not coherent, since in the interglacial stage the eustatic level is more elevated and the sedimentation should be smaller in distal deposits (Figure 4b), as it was observed by Vicalvi (1999). From the base of the interval (130 ka) up to the LGM, the sedimentation rates decrease continuously. From the LGM (20.71 ka) up to approximately 15 ka the rates remain low, and between 15 ka and the Holocene the sedimentation increases. In the top sample the sedimentation rate starts to decrease again, reaching minimum values for the interval, but this is not a reliable rate due to the low depth of the sample (2 cm), where the sediment is not very compacted when compared to deeper samples, and there is a possible loss of part of the core top, which is something relatively usual in the sampling of piston cores. The relative elevation of the sedimentation rate at the Holocene possibly occurs due to an influence of the Paraíba do Sul River Delta, which during this time has significantly increased its input of sediment in the Campos Basin (Riccomini and Assumpção, 1999).

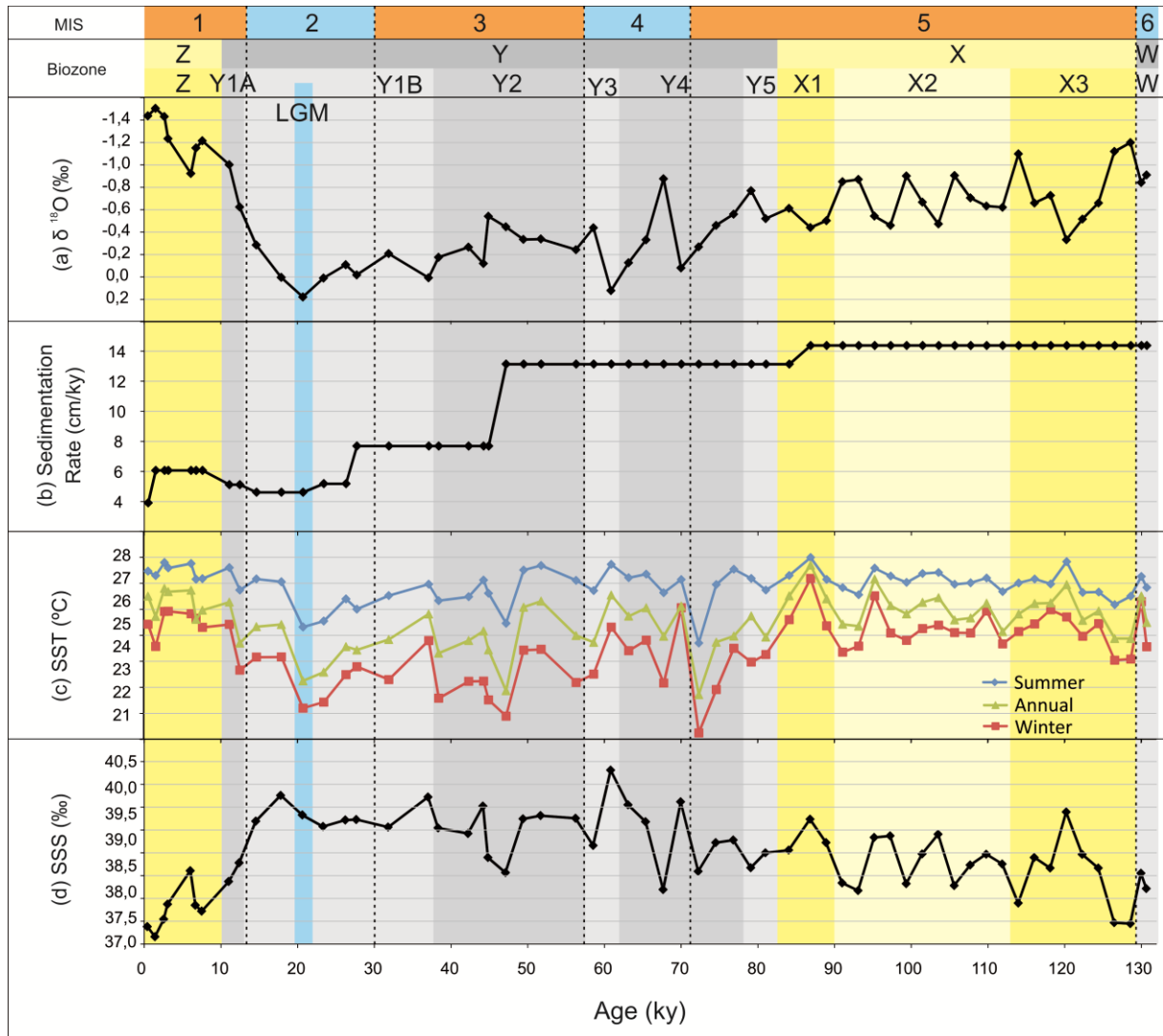


Figure 4. Diagram showing the correlation (depending on age) among MIS's, biozones, (a)  $\delta^{18}\text{O}$ , (b) sedimentation rate, (c) SST's summer, winter and annual and (d) SSS's.

#### 4.2. Fauna census and paleotemperatures

Thirty-two species of planktonic foraminifera were identified, four of which being constituted by two different morphotypes, totaling 36 taxonomic groups (Appendixes B and C). The species *Globigerinoides ruber* (white) is the most abundant in almost all the 60 samples picked (except for three of them, in which *Globigerina bulloides* is most abundant) with a minimum occurrence of 18.71% and

maximum occurrence of 62.17%. The species *G. bulloides* is the second most abundant (up to 31.7%), with over 10% in 1/3 of the samples, especially at the base of the interval. The species *Globigerinoides ruber* (pink) is the third most abundant, with a minimum of 1.2% and a maximum of 18.5%. Other species also occur in more than 10% in some samples: *Globigerinita glutinata* (up to 28.89%), *Globigerinoides sacculifer* (without sac) (up to 22.39%), *Globorotalia menardii* (up to 28.7%), *Globorotalia crassaformis* (up to 16.18%), *Globorotalia inflata* (up to 13.58%), *Globoturborotalita tenella* (up to 11.03%), *Globigerinoides conglobatus* (up to 10.79%) and *Globorotalia truncatulinoides* (right-coiling) (up to 10.0%) (Figure 5). The abundances of all samples are in appendixes B and C.

The calculations of the sea surface paleotemperatures based on the relative abundance of fauna, have generated the mean summer, winter and annual SST estimates (Figure 4c). The oscillation pattern is similar in the three curves and, in general, the SSTs are more elevated at Biozones X and Z (interglacial). At Biozone Y (glacial), three peaks of low SST occur, next to 70, 50 and 20 ka. The peak of low SST at 20 ka is in accordance with the age model, for this point corresponds to the LGM. From 20 ka to the Recent, the SSTs gradually increase, reflecting the warming initiated after the LGM, still at Biozone Y, and extending up to the end of the Holocene, already at Biozone X, which relates to the post-glacial period. In some sections the ANN-based SST estimates are not reliable: 118 to 116 ka, 99 to 84 ka, 72 to 67 ka and 1,5 to 0 ka, due to the number of planktonic foraminifera recovered for the classification not reaching the minimum of 300 specimens.

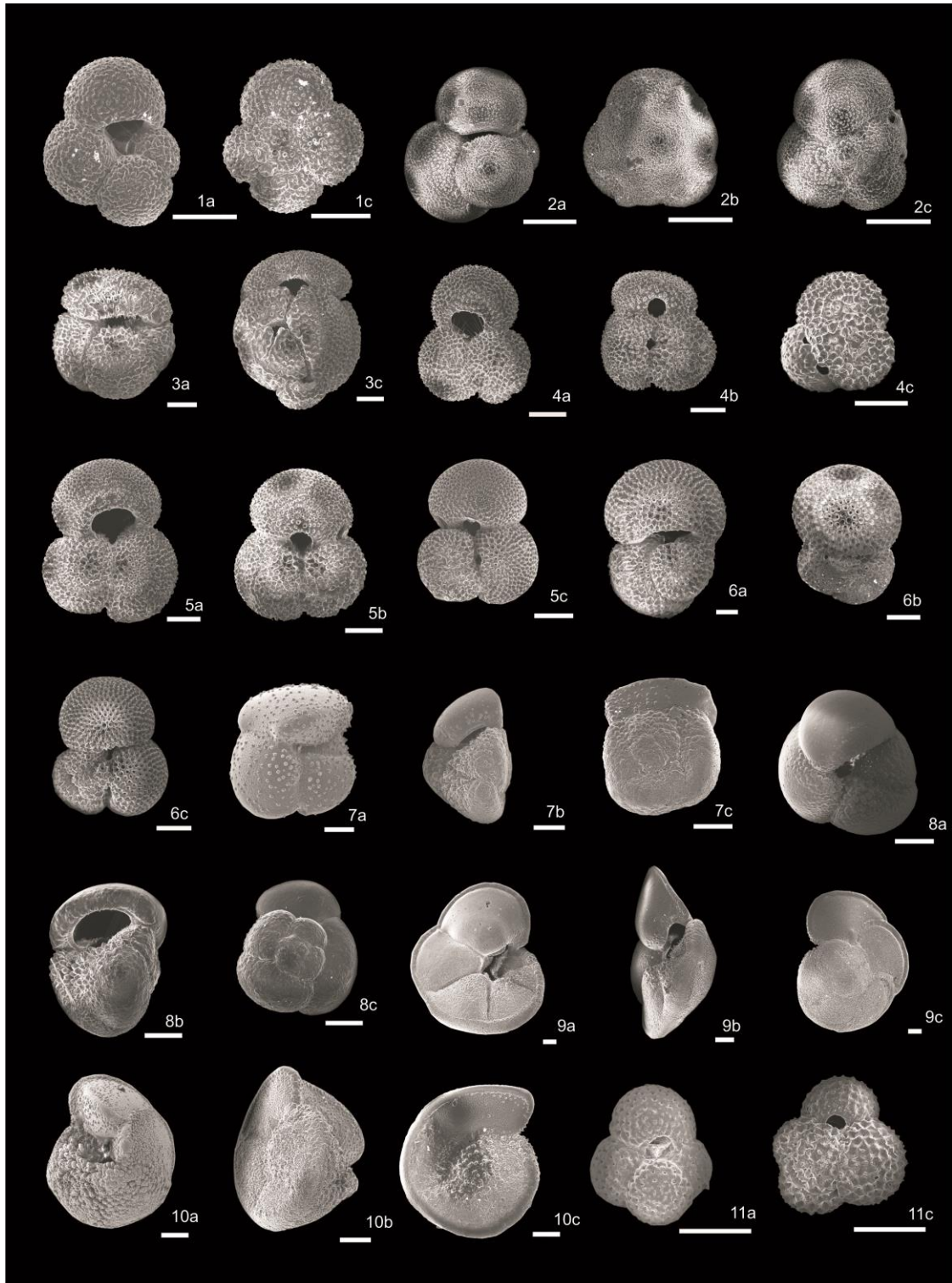


Figure 5. Most abundant species. 1 - *Globigerina bulloides*; 2 - *Globigerinita glutinata*; 3 - *Globigerinoides conglobatus*; 4 - *Globigerinoides ruber* (white); 5 - *Globigerinoides ruber* (pink); 6 - *Globigerinoides sacculifer* (without sac); 7 - *Globorotalia crassaformis*; 8 - *Globorotalia inflata*; 9 - *Globorotalia menardii*; 10 - *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling); 11 - *Globoturborotalita tenella*. Where 'a' – umbilical view (frontal), 'b' – lateral view, 'c' – spiral view. Scale bars: 100  $\mu\text{m}$ .

The curve generated by the ANN-based SST estimates follows the same pattern as the  $\delta^{18}\text{O}$  record. A peak of low SST corresponding to the LGM is observed, although it is not the coldest point in the interval. The SSTs at biozones X and Y tend to lose precision in the calculations due to the method utilized (ANN's), for there is an influence of the glacial/interglacial cycles variation, which means that a certain fossil assemblage may respond differently, when compared to a modern assemblage, to different environmental conditions (Kucera, 2004). Biozone X represents an interglacial climate, but it is also subdivided in warm and cold subzones, subzones X1 to X11, in accordance with the changes in abundance of *Globorotalia menardii*, where the "odd X's" are warmer and the "even X's" are colder (Vicalvi, 1999). Despite the limitation of the technique, at Biozone X the SSTs behave according to this pattern, with higher SSTs in X1 and X3, and lower SSTs in X2.

Seasonality changes were observed between glacial and interglacial intervals. During glacial times, represented by Biozone Y, the SST range between the summer and winter is larger, when compared to the variation between summer and winter during interglacials (Biozones X and Z). This result shows that in the glacial period the climate is subjected to a wider temperature range.

### **4.3. Paleosalinity**

Generally speaking, the sea surface paleosalinity (SSS) increases from the base of the interval up to the peak of MIS 4, estimated in 60.884 ka. Between this peak and the LGM the SSS continues to show a wide range of oscillation, but stays elevated. After the LGM the SSS decreases towards the Recent, as a result of the feeding of the ocean by freshwater originating from the deglaciation in a global level (Figure 4d).

The SSS, as would be expected, has presented a strong dependence on  $\delta^{18}\text{O}$ , since the graph pattern is similar, *i.e.*, for low values of  $\delta^{18}\text{O}$  the lowest values of SSS are correlated. This may be as much an indicator of a limitation of the



technique as a low influence of the temperature on salinity, which is mainly regulated by the isotopic composition of sea water.

#### 4.4. Paleoproductivity

The indicators used are not in full agreement and, from the analysis of the fauna and  $\delta^{13}\text{C}$ , three distinct models of paleoproductivity evolution were identified. The first model was obtained by the data on abundance of *Neogloboquadrina dutertrei* and *Globorotalia truncatulinoides* (right-coling) and is the most consistent, for the curves present the greatest similarity with one another. Generally speaking, this model has low productivity values at the base of the interval, with peaks of high productivity at the end of the Biozone X (next to 90 ka), between 50 and 30 ka and around 15 ka (between the LGM and the Pleistocene/Holocene boundary). In the Holocene the model again suggests a low paleoproductivity (Figures 6, a-b).

The second model was obtained by the ratios of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (white) and proportion between planktonic and benthic foraminifera (P/B), which share a similar behavior, having an elevated paleoproductivity at the base of the interval, followed by reduction of productivity towards the top (Figures 6, c-d). In particular, the P/B ratio may highlight an evolution of regressive and transgressive cycles, where the abundance of benthic foraminifera increases with the shallowing of the basin. With this criterion two system tracts were observed, one regressive at the base followed by a transgressive one at the top, as it was identified by Sanjinés (2006) for the interval, but with the sequence limit identified in the transition between MIS 4 and MIS 5. The third model was observed at  $\delta^{13}\text{C}$ , with relatively low values, irregularly oscillating from 130 to 50 ka, followed by an increase in paleoproductivity from 50 ka up to the Holocene (Figure 6e).

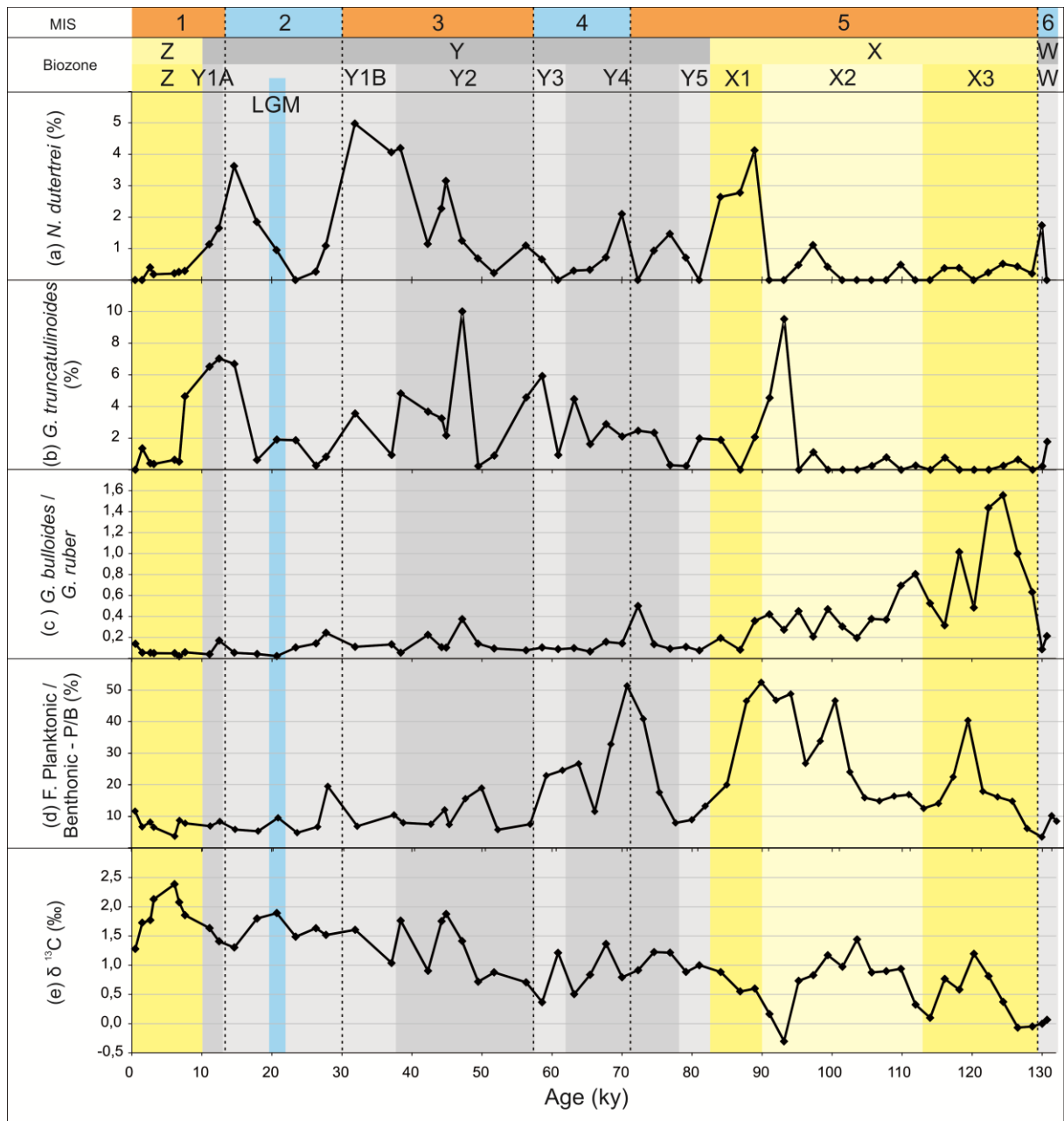


Figure 6. Paleoproductivity indicators: (a) abundance of *Neogloboquadrina dutertrei*, (b) abundance of *Globorotalia truncatulinoides*, (c) *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber* ratio, (d) P/B ratio and (e) carbon isotopes. The paleoproductivity was identified based on three different models, where (a) and (b) represent the first, (c) and (d) the second and (e) is the third one.

The paleoproductivity indicators are not totally independent indicators, and may suffer influence from other factors, diverging in certain intervals. The carbon isotopic signal actually indicates paleofertility (Wefer *et al.*, 1999) and has a different behavior from the other paleoproductivity indicators. The relative abundance of the

species is a critical point, since the high ratio of a species may be, actually, the low quantity of another one, since each species may respond in a different way to environmental conditions.

The three paleoproductivity patterns identified are apparently heterogeneous, but through fragmentation of certain parts a few similarities are observed. An interval with a well-defined behavior is between the boundary of MIS's 2/3 (29 ka) up to the LGM, with a tendency of paleoproductivity reduction. Between the LGM and the beginning of the Holocene the interval with the most consistent oscillation occurs, which is observed in all the patterns, in which there is a tendency of an increase in paleoproductivity, with a maximum peak oscillating between the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene.

## **5. FINAL REMARKS**

The evolution model of the last 130 ka observed at the GL-77 core, analyzed here, shows some incoherencies, especially between biozones X and Z, where distinct sedimentation rates and paleosalinities are observed, even though they belong to stages with similar climate behavior, being both of an interglacial character. In the age model the LGM was identified and the ages of a few biostratigraphic events were defined, such as datum YP.2, estimated between 60.884 and 63.168 ka; the boundary between MIS 3 and MIS 4, estimated between 56.317 and 58.601 ka, coinciding with the Y2/Y3 boundary; the Y1/Y2 boundary was dated as 44.9 ka; and the YP.4 datum was estimated as having an age between 12.475 and 14.645 ka. It was observed that the Y/Z and Pleistocene/Holocene boundaries are not necessarily synchronous, with the beginning of the Holocene being prior to Biozone Z.

The sedimentation rates are strangely elevated at Biozone X, for a Highstand Systems Tract (HST) occurs, where lower rates for the lower continental slope were expected. During the Holocene the sedimentation rate is higher due to the influence of the Paraíba do Sul River Delta, at the northern portion of the basin.

In accordance with the P/B ratio, a sequence limit was identified at the transition between MIS 4 and MIS 5.

The SSTs register a seasonal variability, for in the glacial interval the amplitude between summer and winter is larger than the amplitude registered in interglacial periods. A correlation was observed between the oscillation of SSTs and the variation of the environmental conditions characterized by the relatively warm and cold subzones in Biozone X. Paleosalinity reflects clearly the global ice volume variation, with a reduction in the deglaciation period which occurs from the LGM to the Recent. Paleoproductivity indicators suggest a reduction in the interval beginning at 29 ka, at the boundary between MIS 2 and MIS 3, and ending near the LGM. Next to the Pleistocene/Holocene boundary the same indicators present high values, which may be related to changes in circulation associated with the reorganization of the climate and the oceans in the transition between glacial and interglacial conditions. Nevertheless, it is possible that in some periods such as the Y/Z transition the fauna has not necessarily responded to the productivity, but to the SST.

### **Acknowledgements**

The authors thank M. Kucera, from the University of Bremen, Germany, for his help with the calculations for the analysis of ANN. The Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS) is acknowledged for the donation of samples to the Laboratório de Microfósseis Calcários (IGeo/UFRGS). The authors also thank the PRH-PB-215, which granted a scholarship to the first author and supported the isotopic analysis and datings, and the CNPq (Brazilian National Council for Scientific and Technological Development) for its continued support for research in palaeoceanography.

## REFERENCES

- Bé, A.W.H. 1967. Foraminifera families: Globigerinidae and Globorotaliidae. Conseil Permanent International pour l'exploration de la mer. Zooplankton, Sheet 108. 9 pp.
- Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, London, pp. 1-100.
- Bé, A. W. H., Damuth, J. E., Lott, L., Free, R. 1976. Late Quaternary Climatic Record in Western Equatorial Atlantic Sediment. In: Cline, R.M., Hays, J.D. (Eds.), *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geological Society of America, Memoir 145, pp. 162-200.
- Berguer, W. H., Diester-Haass, L. 1988. Paleoproductivity: The benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology*, 81, 15-25.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B. 1989. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Vol.1. Cambridge Univ. Press, pp: 155-262.
- Broecker, W.S., Ewing, M., Heezen, B.C. 1960. Evidence for abrupt change in climate close to 11,000 years ago. *American Journal of Science*, 258, 429-448. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.258.6.429>.
- Caddah, L.F.G., Kowsmann, R.O., Viana, A.R. 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 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.

- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36 (3), 199-204.
- Conan, S. M.-H., Ivanova, E. M., Brummer, G.-J. A. 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182, 325–349.
- Damuth, J.E. 1975. Quaternary climate change as revealed by calcium-carbonate fluctuations in western equatorial Atlantic sediments. *Deep-Sea Research*, 22, 725-743. [http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471\(75\)90078-9](http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471(75)90078-9).
- Ericson, D.B., Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology of deep-sea sediments. *Science*, 162 (3859), 1227-1234. <http://dx.doi.org/10.1126/science.162.3859.1227>.
- Ferreira, F., Leipnitz, I.I., Vicalvi, M.A., Sanjinés, A.E.S. 2012. Zoneamento Paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Rev. Bras. Paleontol.* 15 (2), 173-188.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363 p.
- Imbrie, J., Kipp, N.G. 1971. A New Micropaleontological Method for Quantitative Paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean Core. In: Turekian, K.K. (Ed.), *Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press, New Haven, pp.71-147.
- Kohl, B. Fillon, R.H., Roberts, H.H. 2004. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe Delta and related section, Northeastern Gulf of Mexico. In: Anderson, B., Fillon R.H. (Eds.), *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin*. Society for Sedimentary Geology, pp. 190-216. <http://dx.doi.org/10.2110/pec.04.79.0189>.
- Kucera, M. 2004. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews*, 24 (2005), 813–819.

- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20 (1), p. PA1003. <http://dx.doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- 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.
- Maciel, D.M., Alves, C.F., Ferreira, E.P. 2012. Bioestratigrafia com base em Nanofósseis Calcários do testemunho GL-77, Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 15 (2), 164-172.
- Malmgren, B.A., Nordlund, U. 1997. Application of Artificial Neural Networks to Paleoceanographic Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136, 359-373.
- 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.
- Palma, E.D., Matano, R.P. 2009. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research*, 29, 1525–1534.
- 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.

Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 119 p. M.Sc. Dissertation.

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.

Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G. 2007b. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57, 383-395.

Tokutake, L.R. 2005. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e estratigrafia de isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES. Curso de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 97 p. M.Sc. Dissertation.

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

Vicalvi, M.A. 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 183 p. Ph.D. Thesis.

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*. Springer-Verlag, Berlim, 1-68 p.

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



## APPENDICES

**Appendix A.** Depth data, isotopes, SST's (summer, winter and annual), SSS, age, sedimentation rate and indicators of paleoproductivity (*Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerina buloides*/*Gloigerinoides ruber* ratio and P/B ratio) for each sample. (\*)  $^{14}\text{C}$  ages.

Sample	Depth	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	T (summer)	T (annual)	T (winter)	SSS	Age	Sedimentation	<i>N. dutertrei</i>	<i>G. truncatulinoides</i> (R)	<i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i>	P/B
1	-2	1,437	1,279	27,30	26,20	24,97	37,37	0,512	3,91	0,00	0,00	0,14	7,62
2	-8	1,504	1,725	27,10	25,32	24,00	37,17	1,500*	6,07	0,00	1,35	0,05	14,14
3	-15	1,431	1,770	27,68	26,54	25,53	37,51	2,653	6,07	0,40	0,40	0,05	11,32
4	-18	1,233	2,127	27,44	26,40	25,54	37,80	3,147	6,07	0,18	0,36	0,05	14,42
5	-36	0,923	2,384	27,64	26,46	25,43	38,44	6,112	6,07	0,21	0,63	0,05	26,56
6	-40	1,150	2,076	26,94	25,19	25,24	37,78	6,771	6,07	0,26	0,51	0,02	10,54
7	-45	1,214	1,855	26,97	25,59	24,83	37,66	7,595*	6,07	0,29	4,64	0,06	11,90
8	-63	1,001	1,634	27,46	25,94	24,97	38,23	11,109	5,12	1,13	6,52	0,04	13,58
9	-70	0,623	1,407	26,47	24,15	22,96	38,59	12,475*	5,12	1,65	7,02	0,17	11,00
10	-80	0,285	1,302	26,96	24,87	23,53	39,39	14,642	4,61	3,62	6,69	0,05	16,32
11	-95	0,004	1,797	26,83	24,96	23,54	39,89	17,893	4,61	1,85	0,62	0,04	18,06
12	-108	0,178	1,890	24,85	22,49	21,29	39,51	20,710*	4,61	0,95	1,90	0,02	9,55
13	-122	0,010	1,485	25,11	22,87	21,56	39,29	23,411	5,18	0,00	1,86	0,10	20,13
14	-137	0,108	1,632	26,08	23,99	22,76	39,41	26,305*	5,18	0,26	0,26	0,14	14,07
15	-148	0,018	1,517	25,64	23,85	23,11	39,42	27,735	7,69	1,09	0,82	0,24	4,13
16	-180	0,208	1,605	26,23	24,30	22,55	39,28	31,897	7,69	4,97	3,55	0,11	13,73
17	-220	0,008	1,037	26,73	25,42	24,26	39,86	37,098	7,69	4,06	0,94	0,13	8,65
18	-230	0,175	1,762	26,01	23,70	21,73	39,26	38,398	7,69	4,19	4,82	0,05	11,63
19	-260	0,265	0,901	26,18	24,26	22,47	39,16	42,299	7,69	1,15	3,67	0,23	12,46
20	-275	0,120	1,752	26,91	24,68	22,48	39,68	44,250	7,69	2,27	3,25	0,11	7,33
21	-280	0,541	1,876	26,33	23,85	21,66	38,69	44,900*	7,69	3,15	2,17	0,10	12,70
22	-310	0,447	1,411	25,01	22,06	20,94	38,40	47,183	13,14	1,25	10,00	0,38	5,42
23	-340	0,335	0,717	27,35	25,72	23,84	39,44	49,467	13,14	0,69	0,23	0,14	4,28
24	-370	0,339	0,877	27,55	25,98	23,87	39,50	51,750	13,14	0,22	0,89	0,09	16,59

25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26	-430	0,243	0,706	26,90	24,48	22,42	39,45	56,317	13,14	1,10	4,57	0,08	12,43
27	-460	0,439	0,366	26,45	24,18	22,79	38,93	58,601	13,14	0,66	5,92	0,10	3,38
28	-490	0,122	1,211	27,60	26,25	24,84	40,37	60,884	13,14	0,00	0,93	0,09	3,07
29	-520	0,126	0,503	27,01	25,33	23,81	39,71	63,168	13,14	0,30	4,46	0,10	2,75
30	-550	0,331	0,834	27,17	25,69	24,27	39,38	65,451	13,14	0,32	1,62	0,07	7,70
31	-580	0,876	1,363	26,36	24,45	22,39	38,08	67,735	13,14	0,72	2,88	0,16	2,04
32	-610	0,081	0,793	26,93	25,77	25,69	39,76	70,018	13,14	2,10	2,10	0,14	0,95
33	-640	0,268	0,914	24,15	21,89	20,21	38,43	72,302	13,14	0,00	2,47	0,50	1,45
34	-670	0,461	1,225	26,72	24,19	22,11	38,98	74,585	13,14	0,94	2,34	0,13	4,69
35	-700	0,560	1,214	27,39	24,45	23,92	39,03	76,869	13,14	1,47	0,29	0,09	11,72
36	-730	0,769	0,883	26,98	25,33	23,31	38,50	79,152	13,14	0,71	0,24	0,11	10,32
37	-755	0,520	0,999	26,47	24,41	23,65	38,78	81,055	13,14	0,00	1,98	0,08	6,58
38	-795	0,612	0,882	27,11	26,21	25,17	38,84	84,100	13,14	2,64	1,89	0,19	4,02
39	-835	0,440	0,550	27,90	27,57	26,98	39,43	86,882	14,38	2,78	0,00	0,08	1,15
40	-865	0,502	0,599	26,94	26,09	24,90	38,98	88,968	14,38	4,12	2,06	0,36	0,91
41	-895	0,850	0,165	26,58	24,97	23,75	38,21	91,055	14,38	0,00	4,55	0,42	1,14
42	-925	0,870	0,303	26,27	24,89	24,01	38,06	93,141	14,38	0,00	9,52	0,27	1,05
43	-955	0,543	0,732	27,43	26,95	26,21	39,08	95,227	14,38	0,47	0,00	0,45	2,74
44	-985	0,461	0,828	27,09	25,79	24,59	39,11	97,314	14,38	1,11	1,11	0,21	1,96
45	1015	0,902	1,170	26,81	25,43	24,27	38,19	99,400	14,38	0,42	0,00	0,47	1,14
46	1045	0,667	0,975	27,20	25,93	24,78	38,76	101,486	14,38	0,00	0,00	0,30	3,17
47	1075	0,473	1,441	27,24	26,14	24,93	39,14	103,573	14,38	0,00	0,00	0,20	5,31
48	1105	0,905	0,876	26,72	25,16	24,61	38,16	105,659	14,38	0,00	0,25	0,38	5,76
49	1135	0,705	0,897	26,79	25,25	24,59	38,55	107,745	14,38	0,00	0,78	0,37	5,12
50	1165	0,633	0,939	27,00	25,90	25,55	38,76	109,832	14,38	0,49	0,00	0,69	4,94
51	1195	0,621	0,324	26,40	24,65	24,11	38,57	111,918	14,38	0,00	0,27	0,80	7,02
52	1225	1,098	0,099	26,79	25,42	24,65	37,82	114,005	14,38	0,00	0,00	0,53	6,12
53	1255	0,660	0,766	26,96	25,88	24,98	38,69	116,091	14,38	0,38	0,76	0,32	3,46
54	1285	0,728	0,581	26,74	25,91	25,61	38,49	118,177	14,38	0,38	0,00	1,01	1,48
55	1315	0,332	1,194	27,71	26,71	25,29	39,57	120,264	14,38	0,00	0,00	0,48	4,60
56	1345	0,516	0,812	26,37	25,14	24,45	38,75	122,350	14,38	0,24	0,00	1,44	5,21
57	1375	0,660	0,372	26,39	25,55	25,00	38,49	124,436	14,38	0,52	0,26	1,56	5,79
58	1405	1,119	0,068	25,83	24,35	23,40	37,44	126,523	14,38	0,43	0,65	1,00	15,47
59	1435	1,199	0,048	26,20	24,35	23,45	37,43	128,609	14,38	0,21	0,00	0,63	5,50
60	1455	0,842	0,001	27,07	26,21	25,96	38,39	130,000	14,38	1,74	0,22	0,09	8,85
61	1465	0,910	0,066	26,58	25,05	23,98	38,10	130,695	14,38	0,00	1,77	0,21	10,94

## Appendix B. Absolute abundance of species.

	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	Amostra		
	1/2	1/2	1/1	1/1	1/1	1/1	1/1	1/1	1/1	1/4	1/2	-	1/1	1/1	1/1	1/4	1/4	1/1	1/4	1/8	1/8	1/8	1/8	1/16	1/16	1/16	1/16	1/16	1/16	1/32	1/16	1/16	1/8	1/8	1/32	1/1	Fração		
	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	13	9	9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4	4	4	4	1	1	3	3	7	5			O. universa		
	1	1	2	1	1	1	2	5	13	1	2	4	4	6	1	1	1	1	4	3	5	4	2	1	1	2	2	2	2	2	3	2	5	5	2	2	2	G. conglobatus	
	263	152	215	22	70	38	169	163	309	251	299	244	222	96	254	178	200	221	150	272	131	169	154	136	143	167	94	178	137	195	245	301	261	164	123	G. ruber (branca)			
	19	40	46	1	6	14	31	39	86	36	60	55	55	37	53	30	23	39	27	33	29	32	12	19	47	57	39	56	41	41	79	58	92	37	13	G. ruber (rosa)			
	8	2	5	8	8	3	14	10	12	21	7	8	8	8	20	6	2	6	10	16	14	13	10	10	13	7	5	8	14	43	20	21	17	12	3	G. renella			
	20	18	9	6	22	11	11	31	20	31	19	41	19	19	9	10	29	19	18	19	14	13	8	11	20	20	8	27	19	21	13	17	14	4	10	G. sacculifer No sac			
	6	5	3	3	1	5	11	5	6	10	3	3	1	3	2	1	6	7	3	10	3	10	10	2	4	4	4	6	6	5	5	3	2	2	2	G. sacculifer c/sac			
	1	2	1	1	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	6	2	7	1	6	6	2	2	G. siphonifera		
	5	7	5	1	9	1	3	4	7	1	7	15	2	12	2	10	4	7	18	1	1	1	1	8	4	14	9	7	8	9	17	19	23	15	5	5	G. cailda		
	29	14	29	11	10	6	11	16	27	26	23	23	31	36	26	19	45	12	20	30	32	24	16	3	6	9	16	7	8	4	12	15	14	9	17	G. bulboides			
	2	2	3	3	1	1	3	7	1	1	1	1	1	3	3	4	8	5	4	5	4	5	4	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	3	3	G. falcomensis		
																																						G. digitata	
																																							G. digitata
																																							H. digitata
																																							G. rubescens
																																							G. humilis
																																							G. quinqueloba
																																							N. pachyderma L
																																							N. pachyderma R
																																							N. duterrei
																																							P. obliquiloculata
																																							G. inflata
																																							G. truncatulinoides L
																																							G. truncatulinoides R
																																							G. crassiformis
																																							G. hirsuta
																																							G. scitula
																																							G. anfracta
																																							G. tumida
																																							G. menardii
																																							G.m.flexuosa (neo)
																																							C.nitida
																																							C.nitida
																																							G. glutinata
																																							T.iota
																																							G.uvula
																																							S.dehiscens
																																							G.pumilio
																																							Não identificado
																																							F.bentônicos
																																							Fragmentos
																																							Total Forams Planct
	41	29	91	56	151	68	40	122	174	135	44	27	102	59	40	42	35	41	37	41	89	27	16	33	18	22	22	26	29	37	18	38	44	21	29				
	107	61	105	18	37	28	61	77	107	82	86	87	119	110	90	43	113	94	72	105	107	57	70	58	54	55	74	42	65	62	71	112	143	49	42				
	423	340	427	81	143	139	308	336	535	456	547	448	437	320	508	308	436	477	320	563	368	380	322	315	325	359	242	353	345	390	478	548	498	297	221				







<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA COM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS”</b>
Área de Concentração: PALEONTOLOGIA
Autora: <b>SANDRO MONTICELLI PETRÓ</b>
Orientadora: João Carlos Coimbra
Examinadora: Profa. Dra. Karen Badaraco Costa
Data: 13/01/2014
Conceito: B
<b>PARECER:</b>
<p>No capítulo 1 (Introdução e objetivos): faltam citações bibliográficas. As premissas do trabalho apresentadas pelo autor são “que as condições ambientais controlam a distribuição da fauna”, porém o “objetivo principal é elaborar um modelo de evolução paleoceanográfica”. Deste modo, parece que existe uma confusão na utilização dos termos "variações paleoceanográficas" e "variações paleoambientais", tomar cuidado na utilização, pois eles não são sinônimos. A utilização do primeiro implica em correlacionar os dados observados a parâmetros oceanográficos, como por exemplo, alterações na assembléia de foraminíferos em função da presença de diferentes de massas d'água em determinado período; já o segundo implica que as variações nos dados observados estão relacionadas a fatores ambientais, como por exemplo, períodos de maior/menor temperatura da água do mar. A dissertação é então um trabalho de variações ambientais, uma vez que em nenhum momento o autor relaciona as variações ambientais observadas com alguma alteração das massas d'água.</p> <p>No capítulo 2 (Área de estudo): faltam citações bibliográficas.</p> <p>No capítulo 3 (Estado da Arte): seria conveniente a presença de um item em relação às biozonas de <i>Globorotalia menardii</i> e datum de <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>, uma vez que elas são bastante utilizadas no decorrer do trabalho.</p> <p>No capítulo 5 (manuscrito submetido): é recorrente a utilização das Biozona X e Z como indicativas de períodos interglaciais e biozonas W e Y de períodos glaciais. Porém, estes períodos são globalmente identificados pelos seus valores de isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos (estágios isotópicos marinhos) e não pela presença/ausência de <i>G. menardii</i>. Deveria explicar com detalhe os critérios utilizados para subdivisão das biozonas X e Y, pois na página 40 não ficou claro se a determinação das biozonas apresentadas foi efetuada pelo autor ou por Sanjinés (2006). Não ficou claro na construção do modelo de idade o porquê da utilização da curva “antiga” do SPECMAP (Martinson <i>et al.</i> 1987), uma vez que o autor utilizou a curva “mais moderna” Lisiecki e Raymo (2005), conhecida como LR04, para estabelecer os limites entre os estágios isotópicos. Tanto os dados de isótopos de oxigênio quanto os limites entre os estágios</p>

isotópicos deveriam ser da mesma base de dados (ou SPECMAP ou LR04). Na página 42 trocou Z/Y por X/Y, isto tem uma implicação de idade significativa. Deveria apresentar uma figura com os dados de abundância *G. menardii*, uma vez que a partir dela que foram estabelecidas as biozonas. O autor tem como objetivo estabelecer uma estratigrafia isotópica, porém no decorrer do trabalho, na maioria das vezes se refere somente às biozonas, e não aos estágios isotópicos para discutir as variações dos parâmetros observados (SST, SSS e paleoprodutividade), o que seria mais lógico. As discussões e considerações finais não apresentam um aprofundamento das prováveis causas (paleoceanográficas e/ou paleoambientais) para as variações observadas nos parâmetros analisados, como sugerido no título do trabalho.

Assinatura:

Karen Zadaraco Costa

Data: 13/01/2014

Ciente do Orientador:

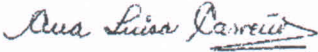
Ciente do Aluno:




<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA COM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS”</b>
Área de Concentração: PALEONTOLOGIA
Autora: <b>SANDRO MONTICELLI PETRÓ</b>
Orientadora: João Carlos Coimbra
Examinadora: Profa. Dra. Ana Luisa Carreño
Data: 8 Enero 2014
Conceito: <b>A</b>
<b>PARECER:</b>
La investigación realizada constituye una aportación al conocimiento de la paleoceanografía del área empleando técnicas diversas que permiten afinar y recalibrar bioeventos del Pleistoceno-Holoceno, al tiempo que generan datos sólidos sobre las características de las masas de agua que dominaron en ese intervalo de tiempo
El conteo de la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos, la identificación de las especies presentes y su distribución, el empleo de índices secundarios para el reconocimiento o establecimiento de biozonas y biohorizontes, representan muchas horas de trabajo y constituyen valiosa fuente de información. Por ello, y tomando en consideración que es una tesis de maestría concedo la calificación arriba consignada
Sin embargo, debo dejar asentado que si bien se cumple el objetivo planteado, no hay una discusión profunda de los resultados integrados. Éstos, se presentan por separado, se describen y prácticamente no se discute su significado, no se contrastan con trabajos similares en el área o en áreas cercanas. Se esperaría que hubiese un apartado de conclusiones, más que un resumen de los resultados, y que ahí se ofreciera una interpretación sobre la evolución paleoceanográfica de la cuenca durante El Pleistoceno/Holoceno. Algunas partes del texto son difíciles de leer, ya que: a) se utiliza información base como la de Vicalvi (1999) y Sanjinés (2006) que no son de consulta fácil, y se omiten otras fuentes como Monticelli-Petro (2011) en antecedentes, o no se emplea como la de Alvez-Cunha (2010), por ejemplo, para comparar resultados.
Esto es importante porque en la página 41 se dice que <i>...the datum YP.2 with an age estimated between 7.7 and 74.4 ka (Vicalvi, 1999) ....</i> creo que es un error tipográfico ya que los autores establecen que ellos registran edades más jóvenes, lo cual es incoherente. La descripción de los resultados es su estado actual obliga al lector a revisar los apéndices y las figuras para encontrar “el dato” que se menciona en el texto. Por ejemplo: p. 41 .... <i>The boundary between the MIS 2 and the MIS 3 has</i>

an age of 57 ka (Lisiecki and Raymo, 2005) and coincides with the Y2/Y3 boundary, estimated between 56.317 and

58.601..... Primero, no estoy muy segura que ese dato precisamente esté consignado en Lisiecki y Raymo (2005). Segundo, la edad del límite Y2/Y3 no queda claro quien la proporciona hasta que se revisa el apéndice. Creo que se debe hacer referencia al apéndice e incluso a las muestras (26 y 27) o dar el intervalo en centímetros y esto para todos los casos, con la intención de que quede claro al lector de quien es la aportación. En la Figura 3 hubiera sido interesante marcar los biohorizontes o los límites entre biozonas mencionadas en el texto. La referencia a la presencia o no de una secuencia condensada en la base y su significado para el modelo de edad, no queda bien contextualizada y la presunción de su existencia basada en las subdivisiones de La Zona X que hizo Vicalvi debiera tener mejor sustento. Encuentro que el texto, particularmente de las págs. 40 a 42, está poco claro y a los resultados les falta más discusión y a partir de ésta, conclusiones contundentes. Me hubiera gustado que contrastara sus datos de paleotemperatura, salinidad y paleoproductividad con las inferencias sobre la caracterización de las masas de agua hechas a partir de foraminíferos, nanoplancton calcáreo y espículas ascideas estudiados previamente en el GL77 y realmente como dice el título de la tesis y del artículo se presentara **la evolución paleoceanográfica** de esa porción de la Cuenca de Campos durante el intervalo El Pleistoceno tardío-Holoceno. Faltan en el artículo un par de referencias de Toledo.

Assinatura:		Data: 10/1/2014
Ciente do Orientador:		
Ciente do Aluno:		

  
Firmado digitalmente por Ana Luisa Carreno  
Nombre de reconocimiento (DN): cn=Ana Luisa Carreno, email=anacar@unam.mx, o=Universidad Nacional Autonoma de Mexico, ou=Instituto de Geologia, c=US  
Fecha: 2014.01.10 12:43:48 -06'00'



ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"EVOLUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA COM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS NO QUATERNÁRIO TARDIO DA BACIA DE CAMPOS".

Área de Concentração: PALEONTOLOGIA

Autor: SANDRO MONTICELLI PETRÓ

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Examinador: Profa. Dra. Adriana Leohardt

Data: 20/01/2014

Conceito: A

PARECER:

A dissertação traz informações importantes para o estudo da paleoceanografia e bioestratigrafia do Quaternário da Bacia de Campos. Ela atinge todos os requisitos para a aprovação plena do candidato, que explorou os dados levantados sob diferentes aspectos. Parto as seguintes considerações para colaborar com a melhoria do trabalho:

- A Introdução carece de referências bibliográficas;
- O sub-ítem "2.3 Estado da arte" não está adequado dentro do capítulo "Área de Estudo", devendo constituir capítulo próprio ou ser incorporado à "Introdução";
- "Área de estudo" do manuscrito, a ressurgência costeira caracteriza a região de Cabo Frio e não toda a bacia;
- Conforme discutido no próprio trabalho, eventos bioestratigráficos sempre apresentam algum grau cronismo. Por isso, nesse interessante não utiliza limites entre biozonas como pontos de controle para a geração do modelo de idade, mas para checkar sua confiabilidade posteriormente;
- No item 4.1 do manuscrito, o trabalho de Pizvel et al, (2013) dev ser citado, uma vez que ele trata do limite X/Y e de como ele não coincide com o início do Holoceno;
- O item 4.2 do manuscrito não relaciona os resultados obtidos com os de outros trabalhos já desenvolvidos na região;
- Em relação a pleistocenicidade (item 4.3), é dito que os baixos valores registrados para o Holoceno se deve ao input de água doce originada da deglaciação. No entanto, também deve ser levado em consideração que durante o

Holoceno tardio, a precipitação parece ter aumentado (Pirel et al, 2010), diminuindo ainda mais a salinidade, o que coincide com os resultados obtidos nesta dissertação,

- Em relação à produtividade (item 4.4), outros trabalhos, também sugerem um aumento durante a deglaciação, como Toledo et al (2007) e Bronkardt et al (2013), e podem ser incluída na discussão.

### Referências

- Bronkardt et al, 2013 The productivity history in the north-western Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130ky. *Revista Brasileira de Oceanografia*.
- Pirel et al, 2010. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the southeastern Brazilian continental margin since the LGM. *Revista Brasileira de Oceanografia*.
- Pirel et al, 2013 The Holocene onset in the northwestern South Atlantic. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleobiology*.
- Toledo et al, 2007. Planktonic foraminifera, calcareous nanoplankton and diatoms variations during the last 25 kya in the Southwestern Atlantic: a paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*.

Assinatura: *Adriana Bronkardt*

Data: 20/01/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: