

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

**BIOECOZONAS E PALEOCEANOGRRAFIA SUPERFICIAL DO  
ATLÂNTICO SUDOESTE ENTRE OS ESTÁGIOS  
ISOTÓPICOS MARINHOS 5 E 3 COM BASE EM  
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS**

**TIAGO MENEZES FREIRE**

ORIENTADOR – Prof. Dr. João Carlos Coimbra

COORIENTADORA – Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel

Porto Alegre, 2020

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

**BIOECOZONAS E PALEOCEANOLOGIA SUPERFICIAL DO  
ATLÂNTICO SUDOESTE ENTRE OS ESTÁGIOS  
ISOTÓPICOS MARINHOS 5 E 3 COM BASE EM  
FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS**

TIAGO MENEZES FREIRE

ORIENTADOR – Prof. Dr. João Carlos Coimbra

COORIENTADORA – Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel

BANCA EXAMINADORA

Dr. Cristianini Trescastro Bergue – Departamento Interdisciplinar, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Rodrigo da Costa Portilho-Ramos – *Center for Marine Environmental Sciences, Universität Bremen, Alemanha*

Dr. Thiago Pereira dos Santos – Departamento de Geoquímica Ambiental, Universidade Federal Fluminense

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

Porto Alegre, 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Freire, Tiago Menezes

Bioecozonas e paleoceanografia superficial do Atlântico Sudoeste entre os Estágios Isotópicos Marinheiros 5 e 3 com base em foraminíferos planctônicos / Tiago Menezes Freire. 2020.

84 f.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra.

Coorientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2020.

1. Bioestratigrafia. 2. Estratificação oceânica superficial. 3. Pleistoceno Tardio. 4. Produtividade. 5. Ressurgência. 6. Temperatura superficial do mar. I. Coimbra, João Carlos, orient. II. Pivel, María Alejandra Gómez, coorient. III. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por oferecer minha bolsa de mestrado e por financiar o projeto CAPES/IODP – Processo: 88887.091727/2014-01, que foi essencial para minha formação acadêmica. Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, por todos os anos de educação pública de qualidade, em nível de ensino, pesquisa, extensão, infraestrutura e assistência estudantil.

À minha coorientadora María Pivel, que tem me acompanhado desde que comecei a trilhar a caminhada nas Geociências e que me abriu as portas para esse mundo incrível da paleoceanografia. Agradeço pela paciência, pelos ensinamentos, incentivos, por ser uma inspiração e o meu maior exemplo de professora, pesquisadora e pessoa. Também agradeço a meu orientador Coimbra, por todo seu empenho e dedicação ao Laboratório de Microfósseis Calcários, pela motivação e disposição para com os alunos e por nos mostrar a importância da responsabilidade social ao se fazer ciência.

Aos meus colegas do Laboratório de Microfósseis Calcários, que contribuíram muito para a minha formação profissional, especialmente ao Jaime, à Cris e ao Sandro, por estarem presentes nestes últimos dois anos: pelo convívio, amizade, discussões, incentivos, conselhos, parceria nos trabalhos e nos congressos.

Agradeço à toda a minha família, pelo apoio de uma vida inteira sem o qual eu nunca teria chegado ao mestrado, especialmente aos meus pais Cris e Ronald, meus irmãos Caroline e Lucas e meu sobrinho Breno. Por fim, agradeço a meus amigos, todos especiais e importantes para a minha formação pessoal ao longo de diferentes etapas da vida.

## RESUMO

O presente estudo visa compreender os principais padrões de variação das propriedades paleoceanográficas superficiais do Atlântico Sudoeste e verificar a aplicabilidade de bioecozonas de foraminíferos planctônicos, estabelecidas para as bacias do sudeste da Margem Continental Brasileira, na Bacia de Pelotas (30°S), durante a última transição interglacial–glacial (Pleistoceno Tardio). Para estimar variações na temperatura superficial do mar, produtividade biológica e estratificação oceânica superficial, bem como reconhecer as bioecozonas, foram realizadas análises de isótopos estáveis de oxigênio e das associações fósseis de foraminíferos planctônicos do testemunho de sedimento SIS-249, recuperado do talude continental da Bacia de Pelotas. Análises estatísticas das associações de foraminíferos planctônicos indicaram mudanças aproximadamente síncronas com os Estágios Isotópicos Marinhos (EIM), variando de condições quentes e oligotróficas (EIM 5) para eutróficas (EIM 4) e frias (EIM 3). Tendências de redução da temperatura superficial do mar, diminuição da estratificação oceânica superficial e aumento de produtividade podem estar relacionadas à intensificação de eventos de ressurgência costeira e à influência de aportes continentais na região durante um intervalo de nível do mar baixo, na última transição interglacial–glacial. As variações de abundância relativa do complexo *G. menardii* e da espécie *Pulleniatina obliquiloculata* permitiram o reconhecimento das zonas X e Y2 entre 110 e 30 ka, e do limite X/Y2 em 83 ka. A ausência do último biohorizonte de desaparecimento de *Pulleniatina obliquiloculata* pode indicar que o limite entre as zonas Y2 e Y1 seja mais recente em relação às menores latitudes do sudeste da Margem Continental Brasileira.

**Palavras-chave:** Bioestratigrafia, Estratificação oceânica superficial, Pleistoceno Tardio, Produtividade, Ressurgência, Temperatura superficial do mar.

## ABSTRACT

The present study aims to understand the main variation trends in the surface paleoceanographic properties of the Southwestern Atlantic, and to verify the applicability of planktonic Foraminifera bioecozones, established for the southeastern Brazilian Continental Margin basins, in the Pelotas Basin (30°S), during the last interglacial–glacial transition (Late Pleistocene). In order to estimate changes in the sea surface temperature, biological productivity and upper ocean stratification, as well as to recognize the bioecozones, analyzes of stable oxygen isotopes and planktonic foraminifera assemblages from the sediment core SIS–249, recovered from the continental slope of the Pelotas Basin, were performed. Statistical analyses of planktonic foraminifera assemblages revealed changes approximately synchronous with Marine Isotopic Stages (MIS), ranging from warm and oligotrophic (MIS 5) to eutrophic (MIS 4) and cool (MIS 3) conditions. Reduced sea surface temperature, decreasing upper ocean stratification and increasing productivity trends could be related to the intensification of coastal upwelling events and to the enhanced influence of continental inputs in the region, during a low sea level stand, in the last interglacial–glacial transition. The variations in the relative abundance of the *G. menardii* complex and the *Pulleniatina obliquiloculata* species allowed the recognition of zones X and Y2 between 110 and 30 ka, and the limit X / Y2 at 83 ka. The absence of the last disappearing biohorizon of *Pulleniatina obliquiloculata* may indicate that the limit between zones Y2 and Y1 is more recent in relation to the lower latitudes of the southeastern Brazilian Continental Margin.

**Keywords:** Biostratigraphy, Late Pleistocene, Productivity, Sea surface temperature, Upper ocean stratification, Upwelling.

## Lista de Siglas

AAF - Água Antártica de Fundo

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

AIA - Água Intermediária Antártica

AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

APCS - Água Profunda Circumpolar Superior

APP - Água da Pluma do Prata

ATS - Água Tropical de Superfície

ASP - Água Subtropical de Plataforma

CA - Corrente das Agulhas

CAS - Corrente do Atlântico Sul

CB - Corrente do Brasil

CBM - Confluência Brasil-Malvinas

CCB - Corrente Costeira do Brasil

CM - Corrente das Malvinas

CNB - Corrente Norte do Brasil

CP - Corrente da Patagônia

CSE - Corrente Sul Equatorial

D/O - Evento Dansgaard–Oeschger

DPA - Datum de Primeiro Aparecimento

DUA - Datum de Último Aparecimento

DUD - Datum de Último Desaparecimento

DUR - Datum de Último Reaparecimento

EIM - Estágio Isotópico Marinho

MAT - *Modern Analog Technique*

MCB - Margem Continental Brasileira

TSM - Temperatura Superficial do Mar

VPDB - *Vienna Pee Dee Belemnite*

## SUMÁRIO

1. Introdução.....	5
2. Objetivos.....	7
3. Contextualização paleoceanográfica dos últimos 120 ka .....	7
4. Bioestratigrafia do Quaternário tardio na Margem Continental Brasileira .....	10
5. Área de estudo .....	14
5.1. Contexto sedimentológico .....	14
5.2. Contexto oceanográfico .....	14
5.2.1. Circulação oceânica superficial .....	14
5.2.2. Massas d'água.....	17
5.3. Influências continentais.....	19
6. Material e métodos .....	21
6.1. Modelo de idades.....	22
6.2. Associações fósseis de foraminíferos planctônicos .....	23
6.3. Isótopos estáveis .....	24
6.4. Temperatura e estratificação oceânica superficial .....	25
6.5. Produtividade biológica .....	26
7. Resultados e Discussão .....	27
7.1. Modelo de idades.....	27
7.2. Bioecozonas.....	29
8. Artigo Científico .....	35
9. Conclusões .....	73
Referências Bibliográficas.....	75



## 1. Introdução

As previsões dos impactos futuros das mudanças climáticas globais atuais indicam cenários alarmantes, com consequências negativas nos sistemas ecológicos e socioeconômicos (IPCC, 2019). A tomada de decisões com fins de prevenção e mitigação das consequências advindas dessas mudanças deve se basear em projeções robustas de como será o clima futuro. Para isto, são necessários modelos numéricos que permitam compreender a evolução da dinâmica das mudanças climáticas e estimar os efeitos de forçantes de origem antrópica nas concentrações de gases de efeito-estufa. Dados paleoceanográficos são fundamentais para a calibração destes modelos climáticos, pois os oceanos constituem um dos principais componentes do sistema climático da Terra, em função de sua capacidade de armazenamento e transferência de calor (Rahmstorf, 2002). Assim, para refinar as previsões de mudanças climáticas futuras, é necessário compreender os padrões de variação de parâmetros paleoceanográficos com a melhor cobertura espacial e resolução temporal possível (e.g., Gebbie et al., 2016).

O registro de foraminíferos em sedimentos marinhos profundos é uma importante ferramenta para reconstruções de parâmetros paleoceanográficos resultantes de modificações nos padrões de circulação oceânica associados a mudanças climáticas. Os foraminíferos são protistas essencialmente marinhos que vivem nas camadas superiores do oceano (planctônicos) ou junto ao substrato (bentônicos) e segregam uma carapaça geralmente composta de carbonato de cálcio (denominada testa), que costuma se preservar em abundância nos registros sedimentares do fundo oceânico. A distribuição ecológica dos foraminíferos planctônicos é controlada por modificações de parâmetros ambientais superficiais dos oceanos, como a temperatura superficial do mar (TSM; Kučera, 2007) e produtividade biológica. A composição isotópica de suas testas, precipitadas em equilíbrio isotópico com a água do mar, reflete oscilações de diversas propriedades da água no momento de sua cristalização (e.g., temperatura, salinidade, volume das geleiras continentais) (e.g., Kučera, 2007). Assim, as análises das variações das associações fósseis de foraminíferos planctônicos e de parâmetros geoquímicos de suas testas em testemunhos de sedimentos marinhos do Quaternário tardio constituem importantes ferramentas para interpretações paleoceanográficas

Embora o volume e a cobertura espacial de dados oceanográficos tenham aumentado significativamente nas últimas décadas, a distribuição espacial dos pontos

de amostragem para análises paleoceanográficas ainda é esparsa e limitada. Em parte, isto se deve aos elevados custos de recuperação de testemunhos de sedimento e à preservação do carbonato de cálcio de foraminíferos se limitar a profundidades mais rasas que a lisoclina (Broecker & Peng, 1982), como margens continentais, dorsais meso-oceânicas e altos batimétricos (Divins, 2003). Em um experimento para testar a habilidade de reconstrução das propriedades oceânicas atuais com *proxies* paleoceanográficos, Gebbie et al. (2016) demonstraram que a esparsa densidade de amostragem para análises de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  pode afetar a precisão das reconstruções das propriedades oceânicas em grande escala.

Os foraminíferos planctônicos têm sido empregados como *proxies* em reconstruções paleoceanográficas do Oceano Atlântico Sul ocidental do Quaternário tardio no Sudeste da MCB (e.g., Campos et al., 2013; Pivel et al., 2013; Chiessi et al., 2014; Ferreira et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Petró et al., 2016; Santos et al., 2017b; Pereira et al., 2018; Ballalai et al., 2019; Lessa et al., 2019). Entretanto, há poucos trabalhos para latitudes maiores, como na região da Bacia de Pelotas, com enfoque no intervalo temporal de transição entre o penúltimo intervalo interglacial e o último glacial, no Pleistoceno Tardio, representado pelo limite entre os Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 5 e 4, há cerca de 71 ka AP.

As flutuações da TSM durante o Quaternário resultaram em variações nas associações de foraminíferos planctônicos, em resposta à migração das espécies para condições ambientais mais favoráveis (e.g., Weinkauf et al., 2019). Essas variações são registradas nas associações fossilíferas e definidas por ciclos de aparecimentos, desaparecimentos e variações nas abundâncias relativas das espécies. Tais variações ecológicas/não-evolutivas são denominadas bioecozonas (*sensu* Poag & Valentine, 1976) e têm sido aplicadas na bioestratigrafia do Quaternário tardio. Elas fornecem informações cronoestratigráficas e embasam a confecção de modelos de idade para os estudos de paleoceanografia e para avaliações de estabilidade de talude continental e potencial de risco geológico para auxílio no posicionamento de instalações de extração de hidrocarbonetos (Vicalvi, 1997).

Em termos de bioestratigrafia do Quaternário tardio, as bacias sedimentares do sudeste da Margem Continental Brasileira (MCB) com maior potencial para exploração de hidrocarbonetos têm sido as mais estudadas, principalmente as bacias de Campos (Vicalvi, 1997, 1999, 2013; Sanjinés, 2006; Portilho-Ramos et al., 2014b;

Petró et al., 2016) e Santos (Portilho-Ramos et al., 2006, 2014a, 2014b; Ferreira et al., 2012; Vicalvi, 2013; Toledo et al., 2016; Costa et al., 2018). Porém, ainda há poucos trabalhos que verifiquem os limites da extensão latitudinal dos zoneamentos bioestratigráficos, definidos para tais bacias, na Bacia de Pelotas (Suárez-Ibarra, 2020), localizada no extremo sul da MCB.

A Bacia de Pelotas está situada em uma região próxima a importantes áreas-fonte de nutrientes de origem continental, como o Rio da Prata e o complexo lagunar Patos-Mirim, cujas configurações sofreram modificações em função das oscilações do nível relativo do mar durante o Pleistoceno Tardio (e.g., Tomazelli & Villwock, 1996, Weschenfelder et al., 2014). Na região oceânica da Bacia de Pelotas, a Confluência Brasil-Malvinas (CBM) é responsável pelo encontro de águas quentes e oligotróficas da Corrente do Brasil com águas frias e eutróficas da Corrente das Malvinas (e.g., Gordon, 1989; Garcia et al., 2004). Ainda, zonas de ressurgência costeira ocorrem na região próxima ao Cabo de Santa Marta (e.g., Möller et al., 2008; Campos et al., 2013).

Considerando (a) a importância da Bacia de Pelotas em termos oceanográficos e paleoceanográficos, (b) a menor densidade de dados paleoceanográficos comparado às bacias da margem sudeste e (c) a escassez de registros sobre a transição do penúltimo interglacial para o glacial (comparado à última transição glacial-interglacial), o presente estudo visa complementar o conhecimento científico sobre a bioestratigrafia e a evolução paleoceanográfica superficial do Atlântico Sul ocidental, analisando a transição para o último intervalo glacial na região da Bacia de Pelotas.

## **2. Objetivos**

Os objetivos da presente dissertação são: (1) compreender os principais padrões de variação das propriedades paleoceanográficas superficiais (TSM, produtividade biológica e estratificação oceânica superficial) durante a última transição interglacial/glacial (Pleistoceno Tardio) no Sul da MCB; (2) verificar a aplicabilidade de bioecozonas de foraminíferos planctônicos definidos em bacias sedimentares do sudeste da MCB, na Bacia de Pelotas, entre 110 e 30 cal ka AP.

## **3. Contextualização paleoceanográfica dos últimos 120 ka**

A transição do penúltimo interglacial para o último glacial (~120 – 115 ka AP) foi marcada por uma rápida mudança de um cenário de temperaturas médias anuais

cerca de 1°C mais quentes que o clima atual pré-industrial para um cenário glacial, alcançando quase a metade do máximo volume de gelo em alguns milhares de anos (Lambeck & Chappell, 2001). A causa para essa mudança climática deve se relacionar à redução da insolação de verão devido a modificações nos parâmetros orbitais de Milankovitch, que representam a principal forçante dos ciclos glaciais dos últimos 2 Ma (Rahmstorf, 2002). Tais parâmetros orbitais são: excentricidade da órbita da Terra, obliquidade do seu eixo de rotação e precessão climática dos equinócios em função da distribuição sazonal das taxas de insolação (Milankovitch, 1941).

Ciclos glaciais-interglaciais são controlados por variações nos parâmetros orbitais da Terra. Entretanto, a forçante orbital por si só é relativamente fraca e não é suficiente para explicar toda a amplitude de variabilidade climática observada (Lorius et al., 1990). Desta forma, modificações em mecanismos internos, como flutuações da concentração de CO<sub>2</sub>, expansão/retração da cobertura de gelo e circulação meridional devem contribuir para a amplificação da forçante orbital (Santos et al., 2017a). A Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico ou AMOC, pela sigla em inglês de *Atlantic Meridional Overturning Circulation*, possui um papel central no sistema climático recente da Terra, principalmente porque controla a quantidade de transporte de calor para o hemisfério norte. Em sua configuração atual, a AMOC é composta por uma corrente superficial que transporta águas tropicais pela Corrente do Golfo e Corrente do Atlântico Norte para altas latitudes do hemisfério norte, onde submerge e forma a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) nos Mares Nórdicos, a qual flui novamente para o hemisfério sul em profundidade.

Há três diferentes modos de circulação da AMOC durante o último intervalo glacial: quente, *off* e frio. O modo quente ocorre durante intervalos interestaduais do glacial e é caracterizado por um período de atividade da convecção de águas profundas em altas latitudes do Atlântico Norte, onde a APAN preenche o fundo do Atlântico Norte e recircula em direção à Antártica. Durante o modo *off*, restrito a alguns eventos estaduais abruptos, águas de origem Antártica preenchem a bacia profunda do Atlântico pois há interrupção da convecção da AMOC e da formação da APAN. No modo frio, intermediário, o volume de gelo afeta a convecção profunda, mas não o suficiente para interromper a recirculação da APAN (Rahmstorf, 2002 e referências nele contidas; Böhm et al., 2015).

A partir de reconstruções da intensidade e direção da AMOC com base em <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th e <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, Böhm et al. (2015) mostram que a circulação do Atlântico é

dominada por um modo profundo e vigoroso de AMOC persistente por grande parte dos últimos 140 ka e um modo glacial mais raso, com águas oriundas do sul preenchendo o Atlântico Norte ocidental durante o penúltimo (EIM 6) e o último (EIM 2) máximo glacial. Embora variações significativas da AMOC tenham sido identificadas em registros paleoceanográficos de interestadiais (eventos Dansgaard-Oeschger, D/O) e estadiais (eventos Heinrich), durante o intervalo EIM 5 – EIM 3, a AMOC estava ativa e estável, com o prevalecimento de significativa formação e exportação de APAN, com um aumento considerável na transição entre o EIM 5 e EIM 4, reconhecida como um período chave para a evolução da AMOC (Adkins, 2013), que persistiu durante o EIM 3.

Guihou et al. (2011) apontam evidências de um fortalecimento da AMOC entre 128 – 60 ka AP, durante o começo do último glacial, devido ao aumento do gradiente de temperatura inter-hemisférico consequente do resfriamento de altas latitudes do hemisfério norte, como resposta à diminuição da insolação de verão. Assim, o transporte de calor e umidade para as altas latitudes do hemisfério norte alimentaria o crescimento da cobertura de gelo, em um *feedback* positivo.

Identificados em testemunhos de gelo da Groenlândia, os eventos D/O compreendem as mudanças climáticas mais pronunciadas dos últimos 120 ka. São eventos abruptos e de grande amplitude, representados por um rápido aquecimento de 5 – 10°C em, no máximo, algumas décadas, seguidos por uma fase de platô de resfriamento lento durante vários séculos, e então um resfriamento abrupto para condições estadiais (Rahmstorf, 2002). Os eventos D/O são mais documentados no Atlântico Norte, enquanto no Atlântico Sul há um efeito gangorra hemisférico, com um resfriamento enquanto no Norte há aquecimento (Voelker, 2002).

Anteriormente a cada evento de aquecimento D/O, nos intervalos estadiais, ocorrem os eventos Heinrich, o segundo principal tipo de evento climático dos últimos 120 ka, sendo mais presentes na segunda metade do último glacial. Foram documentados como camadas de sedimentos glaciais do Atlântico Norte, transportadas por *icebergs* e irregularmente espaçadas em cerca de 10 ka (Heinrich, 1988). Tais episódios de notável crescimento da cobertura glacial estão associados com interrupções na formação de APAN (Keigwin et al., 1994). Porém, nem todos os eventos estadiais Heinrich correspondem ao modo *off* da AMOC. Isto ocorre apenas quando o volume de água de degelo ultrapassa um determinado limiar (Böhm et al., 2015). Em sedimentos do Atlântico Norte, os eventos Heinrich são registrados como

eventos de resfriamento mais amplos que os aquecimentos dos eventos D/O (Bard et al., 2000).

#### 4. Bioestratigrafia do Quaternário tardio na Margem Continental Brasileira

A partir da análise de testemunhos do Mar do Caribe e do Oceano Atlântico Equatorial, Ericson & Wollin (1968) definiram dez bioecozonas para os depósitos marinhos do Quaternário tardio, identificadas pelas letras de Q a Z, em ordem decrescente de idade, onde Q representa o início do Pleistoceno e o limite Y/Z se correlacionaria ao limite Pleistoceno/Holoceno. Tais bioecozonas foram definidas por períodos de presença e ausência do complexo *Globorotalia menardii*, que estariam relacionados aos intervalos interglaciais e glaciais, respectivamente. As bioecozonas X e Y representam o último interglacial e último glacial do Pleistoceno, respectivamente.

Baseado nas variações de abundância relativa do complexo *Globorotalia menardii*, *Globoconella inflata* e *Globorotalia truncatulinoides*, associadas a periódicos desaparecimentos e reaparecimentos do complexo *Pulleniatina*, Vicalvi (1997; 1999) subdividiu as zonas X, Y e Z de Ericson & Wollin (1968) em 18 subzonas (Z1, Z2, Y1 a Y5, X1 a X11), identificando ciclos glaciais (Y) e interglaciais (X e Z) e estabelecendo um bioecozoneamento para o Pleistoceno superior e Holoceno dos sedimentos do talude continental da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente. Os complexos *Pulleniatina* e *Globorotalia menardii* indicam águas quentes, e as espécies *Globoconella inflata* e *Globorotalia truncatulinoides* são indicadoras de águas frias.

Segundo Vicalvi (1997), a zona X é caracterizada por espécies indicativas de águas quentes, com a presença constante do complexo *G. menardii*, incluindo *G. flexuosa*, associada ao complexo *Pulleniatina*. Entretanto, espécies indicativas de águas frias, como *G. truncatulinoides* e *G. inflata* ocorrem com algum significado em determinados intervalos. Com base nas oscilações nas abundâncias do complexo *G. menardii*, aquele autor subdividiu a zona X em 11 subzonas, de forma que as subzonas ímpares (X1, X3, X5, X7, X9, X11) apresentam abundâncias superiores a 5% e as pares (X2, X4, X6, X8, X10), abundâncias inferiores a 5%. A base da zona X é delimitada pelo Datum de Último Reaparecimento (DUR) de *Globorotalia flexuosa* (127 ka), e o limite X/Y pelo Datum de Último Aparecimento (DUA) de *Globorotalia flexuosa* (84 ka)

A subdivisão de Vicalvi (1999) da zona Y em cinco subzonas (Y1 – Y5) se baseia na observação de biohorizontes de desaparecimento do complexo *Pulleniatina*. O biohorizonte YP.1 marca o primeiro desaparecimento de *Pulleniatina* e coincide com o final do último interglacial, no limite X(X1)/Y(Y5), há 84 ka. O biohorizonte YP.2 define o segundo desaparecimento de *Pulleniatina* no limite Y4/Y3, entre 74 e 68 ka. Já o biohorizonte YP.3 representa o terceiro desaparecimento de *Pulleniatina* entre 45 e 42 ka, definindo o Datum de Último Desaparecimento (DUD) do complexo *Pulleniatina* no limite Y2/Y1. A transição Y1/Z (Pleistoceno/Holoceno) é definida pelo Datum de Primeiro Aparecimento (DPA) de *Globorotalia fimbriata* (11 ka AP). Kowsmann & Vicalvi (2003) dividiram a subzona Y1 (Vicalvi, 1997; 1999) em Y1A e Y1B, a partir do DUR de *Pulleniatina* spp. (15 ka AP).

Analisando amostras do talude da Bacia de Santos, Portilho-Ramos et al. (2006) reconheceram as bioecozonas X, Y e Z de Ericson & Wollin (1968) e a subzona X1 de Vicalvi (1997) pela presença/ausência do complexo *Globorotalia menardii*, bem como as subzonas Y1 a Y5 (Vicalvi, 1999) pelos desaparecimentos e reaparecimentos do complexo *Pulleniatina*.

Em uma caracterização bioestratigráfica da Bacia de Santos para os últimos 620 ka, Ferreira et al. (2012) identificaram sete bioecozonas T – Z (Ericson & Wollin, 1968) e 14 subzonas para os intervalos glaciais e interglaciais a partir da variação na abundância relativa de um conjunto de espécies selecionadas, especialmente dos complexos *G. menardii* e *Pulleniatina*. Os autores identificaram que variações no sentido de enrolamento de *G. truncatulinoides* podem auxiliar no refinamento da zona X em X3, X2 e X1, que apresentam domínio de espécimes dextrais, sinistrais e dextrais, respectivamente.

A partir dos biozoneamentos definidos por Ericson & Wollin (1968) e Vicalvi (1997; 1999), e da compilação de centenas de dados de abundância relativa dos complexos *G. menardii*, *Pulleniatina* e *Orbulina* e das espécies *G. inflata* e *G. truncatulinoides* de testemunhos das bacias de Santos, Campos, Espírito Santo e Jequitinhonha, Vicalvi (2013) definiu um arcabouço bioestratigráfico quantitativo dos últimos 1,8 Ma, adequado para testemunhos com baixas taxas de sedimentação das bacias do sudeste da MCB. Vicalvi (2013) reavaliou as subdivisões da bioecozona Y em Y2 e Y1, de forma que Y2 abrange as subzonas Y5 – Y2 (Vicalvi, 1999). Segundo Vicalvi (2013), a zona Y é caracterizada pela ausência ou rara presença do grupo *G. menardii* e pela proeminente presença das espécies *G. inflata* (7 – 9%) e *G.*

*truncatulinoides* (5 – 7%). Na subzona Y2 há ocorrência (3 – 5%) e na subzona Y1 há ausência do gênero *Pulleniatina*.

A partir da análise de testemunhos das bacias de Campos e Santos, Portilho-Ramos et al. (2014b) propuseram a subdivisão da zona Y definida por Ericson & Wollin (1968) em três subzonas: Y3, Y2 e Y1. A subzona Y3 (84 a 71 ka) apresenta maiores abundâncias de espécimes grandes e típicos de *G. crassaformis*, o Evento de Ótimo de *G. crassaformis* (GcOE, final em 71 ka), associadas à baixas abundâncias do complexo *Pulleniatina* e à ausência do complexo *G. menardii*, que define o final da bioecozona X (84 ka). Y2 (71 a 43 ka) se caracteriza pela ocorrência do complexo *Pulleniatina* associado à ausência de *G. crassaformis*, com limite superior definido pelo terceiro biohorizonte de desaparecimento de *Pulleniatina obliquiloculata* (YP.3; Vilcavi, 1997). A subzona Y1 (43 a 11 ka) é definida pela ausência de *G. crassaformis* e do complexo *Pulleniatina*, com limite superior marcado pelo Datum de Primeiro Desaparecimento de *G. menardii* var. *fimbriata* no limite entre as zonas Y e Z (Pleistoceno/Holoceno).

Toledo et al. (2016) analisaram abundâncias relativas de nanofósseis calcários e foraminíferos planctônicos de testemunhos da Bacia de Santos em comparação com registros de alta resolução de  $\delta^{18}\text{O}$  para definir a biocronologia do plâncton no Atlântico Sul ocidental dos últimos 772 ka. Os autores identificaram o evento de reaparecimento do complexo *G. menardii* (>1%) em 129 ka (base da zona X de Ericson & Wollin, 1968) e desaparecimento em 84 ka (limite X/Y). Neste trabalho, Toledo et al. (2016) propuseram eventos como: Zona de acme de *G. hirsuta*, com abundância relativa média de 0,72% no intervalo entre 120 e 33 ka, fora do qual *G. hirsuta* tem abundância média de 0.04%; Zona de acme do complexo *G. crassaformis*, com abundância relativa média de 6% no intervalo entre 83 e 69 ka, no qual ocorre o evento de transição de *G. crassaformis*, que registra o aumento de 0,86 para 6,4% de abundância na transição EIM 5 – EIM 4.

Costa et al. (2018) estabeleceram um arcabouço cronoestratigráfico de foraminíferos planctônicos menardiiformes dos últimos 772 ka (Pleistoceno Médio – Holoceno) do sudeste da MCB a partir da análise de seis testemunhos da Bacia de Santos. Os autores identificaram biohorizontes diacrônicos na Bacia de Santos em relação ao Mar do Caribe e Golfo do México. Assim, o ciclo de desaparecimentos e reaparecimentos do complexo *G. menardii* não é sincrônico ao longo do Oceano Atlântico, de forma que a ausência e presença do complexo não podem ser



interpretadas como sinônimos de períodos glaciais e interglaciais, respectivamente. Portanto, os autores sugerem cautela em sua utilização em zoneamentos climáticos e reforçam o uso de cronoestratigrafia isotópica e de arcabouços biocronológicos locais para comparações entre bacias e estimativas de taxas de acumulação.

Suárez-Ibarra (2020) avaliou a aplicação do arcabouço bioestratigráfico de foraminíferos planctônicos do Quaternário tardio desenvolvido para as bacias de Santos e Campos em um testemunho do talude continental da porção norte da Bacia de Pelotas (últimos 40 kyr). O autor registra o reaparecimento do complexo *G. menardii* posterior ao começo do Holoceno, como documentado pelos estudos de Pivel et al. (2013), Broecker & Pena (2014) e Petró et al. (2016), com uma idade dentro dos limites estabelecidos por Costa et al. (2018). No mesmo trabalho, o último evento de mínima abundância da *Pulleniatina obliquiloculata* do Pleistoceno é reconhecido como um evento de desaparecimento progressivo para o Atlântico Sul Ocidental, seguindo o mecanismo de aumento de salinidade proposto por Prell & Damuth (1978).

## **5. Área de estudo**

### **5.1. Contexto sedimentológico**

O presente trabalho analisou sedimentos marinhos do testemunho SIS-249, recuperado do talude continental inferior da MCB, Oceano Atlântico Sudoeste, próximo ao Cabo de Santa Marta (28°30'S) e adjacente ao Terraço de Rio Grande. No testemunho predominam silte com argila subordinada na fração fina, enquanto na fração grossa (arenosa) ocorre carbonato pelágico associado à areia litogênica muito fina (quartzo, glauconia e augita) remobilizada do Terraço de Rio Grande para o talude, por meio da Corrente do Brasil e por fluxos gravitacionais (Lopes et al., submetido). O talude inferior na região é caracterizado pela presença de paleocanais fluviais, cânions e feições indicativas de fluxos gravitacionais e erosões produzidas por correntes de fundo (Kowsmann & Costa, 1979).

O material estudado é composto de sedimentos pelágicos e hemipelágicos do Quaternário tardio da Bacia de Pelotas. Esta é uma bacia sedimentar marginal localizada no extremo sul da MCB, cuja porção sul se estende à Margem Continental do Uruguai. A bacia abrange uma área de cerca de 350.000 km<sup>2</sup> em um *trend* NE-SW, do Alto de Florianópolis (limite com a Bacia de Santos) ao Alto de Polônio (fronteira com a Bacia de Punta del Este). A história de acumulação sedimentar da Bacia de Pelotas teve início durante a quebra do supercontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul a partir do Cretáceo Inferior, precedendo a formação de outras bacias da MCB (Gonçalves et al., 1979).

### **5.2. Contexto oceanográfico**

#### **5.2.1. Circulação oceânica superficial**

A circulação superficial atual do Atlântico Sul subtropical é governada pelo giro subtropical, localizado a norte da Corrente Circumpolar Antártica (Peterson & Stramma, 1991). O limite ocidental do giro subtropical é traçado pela Corrente do Brasil, que transporta águas tropicais e subtropicais para sul ao longo da MCB e se desacopla da plataforma continental próximo à zona de convergência subtropical (33 – 38°S), onde se localiza a Confluência Brasil-Malvinas (CBM) (Figura 1).

## Temperatura superficial (°C)

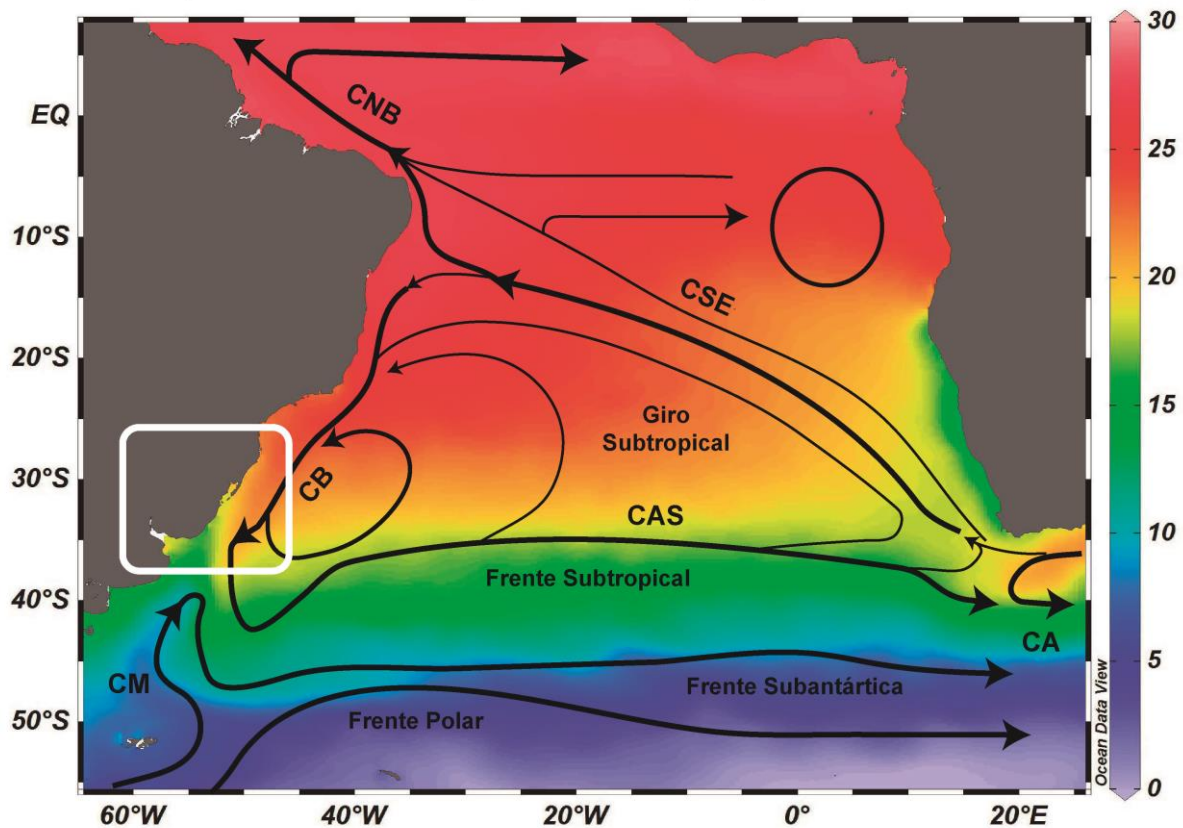


Figura 1. Circulação oceânica superficial do Oceano Atlântico Sul (modificado de Peterson & Stramma, 1991) e médias anuais da temperatura oceânica superficial (°C) de acordo com o *World Ocean Atlas 2013* (WOA13, Locarnini et al., 2013). CA: vazamento da Corrente das Agulhas. CAS: Corrente do Atlântico Sul. CB: Corrente do Brasil. CM: Corrente das Malvinas. CNB: Corrente Norte do Brasil. CSE: Corrente Sul Equatorial.

A área de estudo está localizada próxima à CBM (Figura 2), uma zona dinâmica e turbulenta, onde a Corrente do Brasil encontra a Corrente das Malvinas, que transporta águas subantárticas mais frias, ricas em nutrientes e menos salinas no sentido norte ao longo da bacia oceânica Argentina (Gordon, 1989). A posição dessa zona de confluência se desloca sazonalmente, porém geralmente se localiza em torno de 38°S, na plataforma continental da Argentina (Piola et al., 2000).

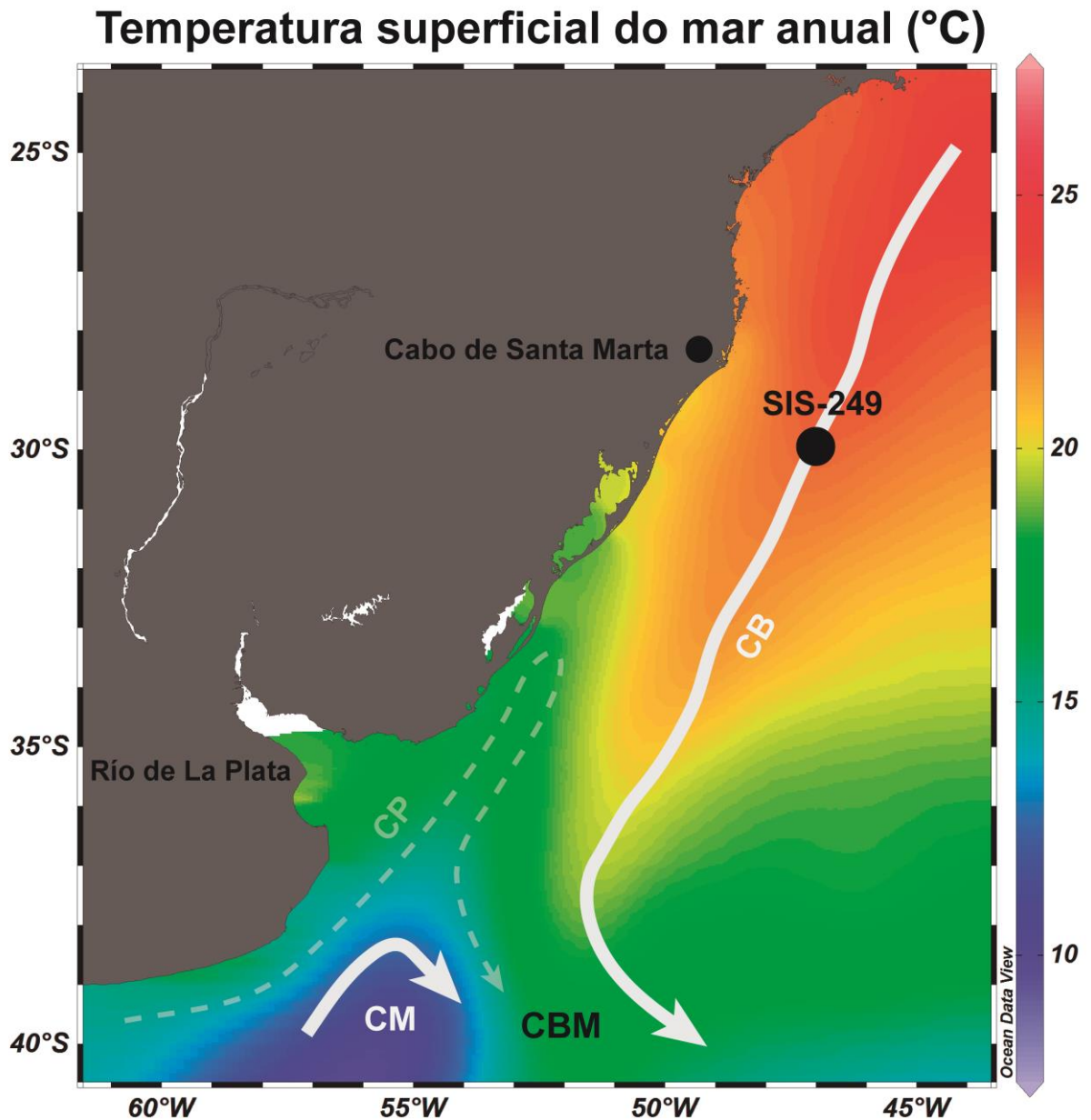


Figura 2. Circulação oceânica superficial próxima ao testemunho SIS-249 (modificado de Peterson & Stramma, 1991; Möller et al., 2008) e médias anuais da temperatura oceânica superficial (°C) de acordo com o *World Ocean Atlas 2013* (WOA13, Locarnini et al., 2013). CB: Corrente do Brasil. CBM: Confluência Brasil-Malvinas. CM: Corrente das Malvinas. CP: Corrente da Patagônia.

A partir da CBM, as águas da Corrente do Brasil, com misturas de águas da Corrente das Malvinas, partem da plataforma continental para leste através da Corrente do Atlântico Sul (Stramma & England, 1999). Entretanto, parte da Corrente do Atlântico Sul é recirculada de volta para a Corrente do Brasil na Frente da Corrente do Brasil (cerca de 40°W) e à oeste da Dorsal Mesoatlântica (Stramma & England, 1999 e referências nele contidas).

Quando a Corrente do Atlântico Sul chega ao continente Africano, suas águas alimentam a Corrente de Benguela, alcançando o limite oriental do giro subtropical. A Corrente de Benguela, que recebe ocasionais aportes de água quente e salina do vazamento da Corrente das Agulhas, se conecta à Corrente Sul Equatorial, que flui para oeste em direção à América do Sul até se bifurcar em Corrente Norte do Brasil (que alimenta as correntes equatoriais) e Corrente do Brasil em cerca de 10°S, fechando o giro subtropical (Peterson & Stramma, 1991).

### **5.2.2. Massas d'água**

Um perfil vertical atual das águas na região de estudo revela um Atlântico Sul coberto pela Água Tropical de Superfície (ATS; Figura 3). Presente em aproximadamente os 100 m superiores da coluna d'água, a ATS compreende a camada de mistura superficial, com limite inferior na termoclina sazonal na região subtropical. Tais águas quentes (> 18°C) e salinas (> 36 ups) são formadas na região de transição tropical-subtropical (Stramma & England, 1999) e transportadas para sul pela Corrente do Brasil, recebendo águas costeiras mais frias e menos salinas ao longo do caminho (Silveira et al., 2000).

Em subsuperfície sob a ATS, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS; Figura 3) está presente, na camada da picnoclina, entre profundidades de cerca de 100 e 500 m, com um espectro amplo e linear em suas propriedades termohalinas (6 – 20°C, 34.6 – 36 ups) (Stramma & England, 1999). A formação da ACAS no giro subtropical ocorre por subducção na termoclina da CBM (Gordon, 1989), gerando uma variedade de alta salinidade de ACAS que recircula no giro subtropical (Stramma & England, 1999). A ACAS é limitada ao sul pela Frente Subtropical em cerca de 40°S, onde faz fronteira com a Corrente do Atlântico Sul, delimitando a margem sul do giro subtropical (Peterson & Stramma, 1999). A Corrente do Atlântico Sul transporta a ACAS através do Atlântico Sul em direção à África, parcialmente contribuindo diretamente com a Corrente de Benguela e passando para o Oceano Índico em uma rota para o sul da Corrente das Agulhas (Stramma & England, 1999). A porção da ACAS que alcança a Corrente de Benguela flui, através da Corrente Sul Equatorial, para a plataforma Sul-Americana, onde circula para o equador através da Subcorrente Norte do Brasil e da Corrente Norte do Brasil, e para o sul, chegando à Corrente do Brasil (Stramma & England, 1999).

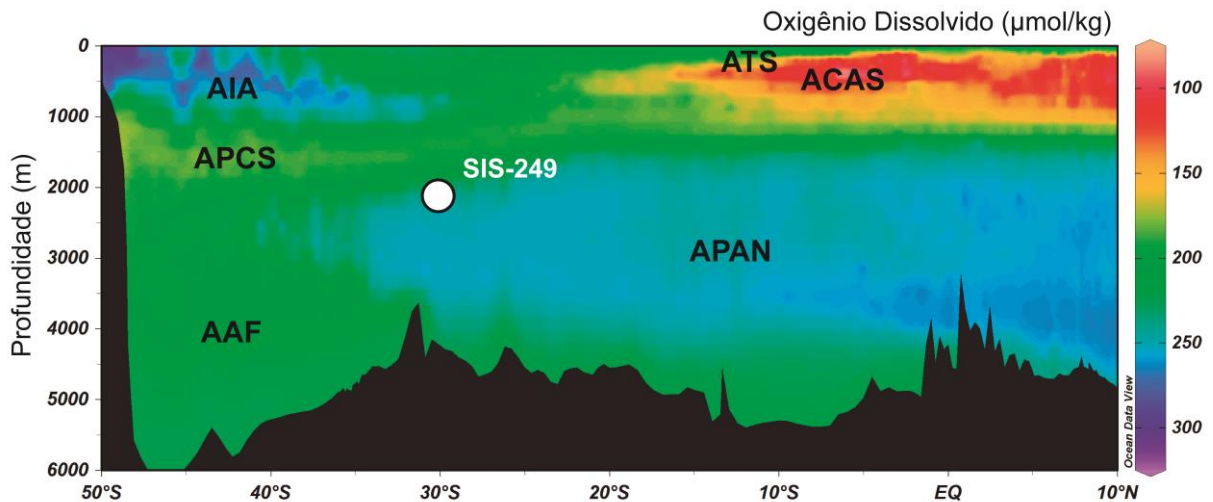


Figura 3. Perfil vertical de oxigênio dissolvido ( $\mu\text{mol/kg}$ ) ao longo da Margem Continental Brasileira, de acordo com o *World Ocean Circulation Experiment* (Seção A17 do Atlas Eletrônico (eWOCE); Schlitzer, 2000). AAF: Água Antártica de Fundo. ACAS: Água Central do Atlântico Sul. AIA: Água Intermediária Antártica. APAN: Água Profunda do Atlântico Norte. APCS: Água Profunda Circumpolar Superior. ATS: Água Tropical de Superfície.

Na região sul, ao norte de  $50^{\circ}\text{S}$ , no lugar da ACAS, predominam as águas mais frias e menos salinas da Água Intermediária Antártica (AIA; Figura 3), subjacente à pycnoclina. Em direção aos trópicos, a ACAS transiciona para AIA em uma profundidade de aproximadamente 500 a 1200 m (Stramma & England, 1999). A origem da AIA ocorre na superfície da camada Circumpolar, principalmente no norte da Passagem de Drake e no *loop* da Corrente das Malvinas (“rota fria”), mas também recebe aportes de AIA do Oceano Índico pelo vazamento da Corrente das Agulhas (“rota quente”) (Stramma & England, 1999).

Sob a AIA ocorre a Água Profunda Circumpolar Superior (APCS; Figura 3), uma extensa massa de águas relativamente pouco salinas, pobres em oxigênio, ricas em nutrientes e com um amplo espectro de densidades. Como a AIA, a APCS flui do Atlântico Sul para o Atlântico Norte, apesar de possuírem áreas fontes distintas. A APCS se forma na Bacia Argentina, onde uma Água Profunda do Atlântico Norte de alta densidade chega na Água Circumpolar oriunda da Passagem de Drake, dividindo a Água Profunda Circumpolar em ramos superior e inferior (Stramma & England, 1999).

A APAN (Figura 3) é encontrada abaixo da APCS, entre 1700 e 3500 m de profundidade, próxima à CBM. Em comparação com a APCS, a APAN é mais salina, rica em oxigênio e pobre em nutrientes. A APAN no Atlântico Sul é transportada pela

Corrente de Contorno Oeste Profunda (*Deep Western Boundary Current*) desde o Atlântico Norte em direção à Zona Subantártica, entre a Frente Subtropical e a Frente Subantártica (Stramma & England, 1999).

Sotoposta à APAN, está presente a densa Água Antártica de Fundo (AAF; Figura 3), que se separa em dois componentes (Stramma & England, 1999): A porção superior se origina na Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e consiste de água profunda antiga, a Água Profunda Circumpolar Inferior. A porção inferior e mais densa flui do Mar de Weddell e se espalha para norte pela Bacia Argentina, se propagando para a Bacia do Brasil pelo Canal de Vema.

### 5.3. Influências continentais

As oscilações no nível relativo do mar decorridas durante o Pleistoceno tardio (Spratt & Lisiecki, 2016) podem ter modulado o aporte de nutrientes continentais e, conseqüentemente, a produtividade biológica na área de estudo. O testemunho avaliado localiza-se a norte da CBM, uma região oceânica atualmente influenciada por descargas d'água continental, principalmente oriundas do Rio da Prata e do Complexo Lagunar Patos-Mirim.

O Rio da Prata é um dos maiores rios do mundo, e o segundo maior da América Latina, sendo responsável pela descarga de 24.000 m<sup>3</sup>/s de água fluvial na plataforma continental, fortalecida por menores contribuições do sistema lagunar Pato-Mirim (2.000 m<sup>3</sup>/s) (Matano et al., 2014). O Rio da Prata é responsável pela descarga de águas frias e de baixa salinidade na região costeira, afetando a circulação, estratificação e distribuição da concentração de nutrientes e da produtividade biológica de superfície ao longo das plataformas continentais do Uruguai e do sul do Brasil (e.g., Braga et al., 2008). Tais aportes fluviais ricos em nutrientes se espalham como uma pluma de água costeira superficial contínua e de grande escala, a Água da Pluma do Prata (APP) (Möller et al., 2008).

A APP se mistura lateralmente e verticalmente com outras massas d'água em seu caminho, como a ATS e a ACAS, transportada para sul pela Corrente do Brasil, e a Água Subantártica de Plataforma, trazida pela Corrente da Patagônia. A mistura entre as águas quentes e salinas da ATS com as águas frias e pouco salinas da APP forma a Água Subtropical de Plataforma (ASP) (Möller et al., 2008). A extensão latitudinal de influência da APP na circulação da camada superficial varia sazonal e anualmente (Figura 4), forçada pela variabilidade dos regimes de vento ao longo da

costa (Piola et al., 2000, 2005). Durante o inverno austral, os ventos de sudoeste propagam a APP para norte até cerca de 28°S, através da Corrente Costeira Brasileira (Souza & Robinson, 2004). A ação dos ventos de sudoeste, associada ao transporte de Ekman, concentra as águas superficiais da APP na plataforma afastando as ATS e ACAS da costa (Möller et al., 2008).

Em contraste, durante o verão, os ventos de nordeste retêm a APP no sul, em torno de 32°S, cedendo lugar para o espriamento das ASP, ATS e ACAS na porção norte da plataforma. O verão aumenta o índice de radiação solar, contribuindo para o desenvolvimento de uma termoclina forte o suficiente para aumentar a flutuabilidade na camada de superfície, permitindo o deslocamento da APP para sul e *offshore* pelos ventos de nordeste. Além disso, no verão, a ação dos ventos de nordeste induz o desenvolvimento de um sistema de ressurgência costeira próximo ao Cabo de Santa Marta, que traz a ACAS para a superfície (Möller et al., 2008).

Além do Rio da Prata, o complexo Lagunar Patos-Mirim desenvolve um papel significativo no aporte de águas continentais na região costeira próximo ao local de estudo. De acordo com Villwock & Tomazelli (1995), o aporte direto de sedimentos fluviais na plataforma e no talude continental da Bacia de Pelotas cessou desde o Pleistoceno tardio, devido ao desenvolvimento de sistemas costeiros de laguna-barreira. Todavia, a presença de paleocanais fluviais na região (Weschenfelder et al., 2014) indica a possibilidade de maior influência da drenagem associada à atual Laguna dos Patos, que recebe aportes fluviais de diversas redes de drenagem do estado do Rio Grande do Sul (Brasil) e, através de conexão com a Laguna Mirim, do Uruguai.



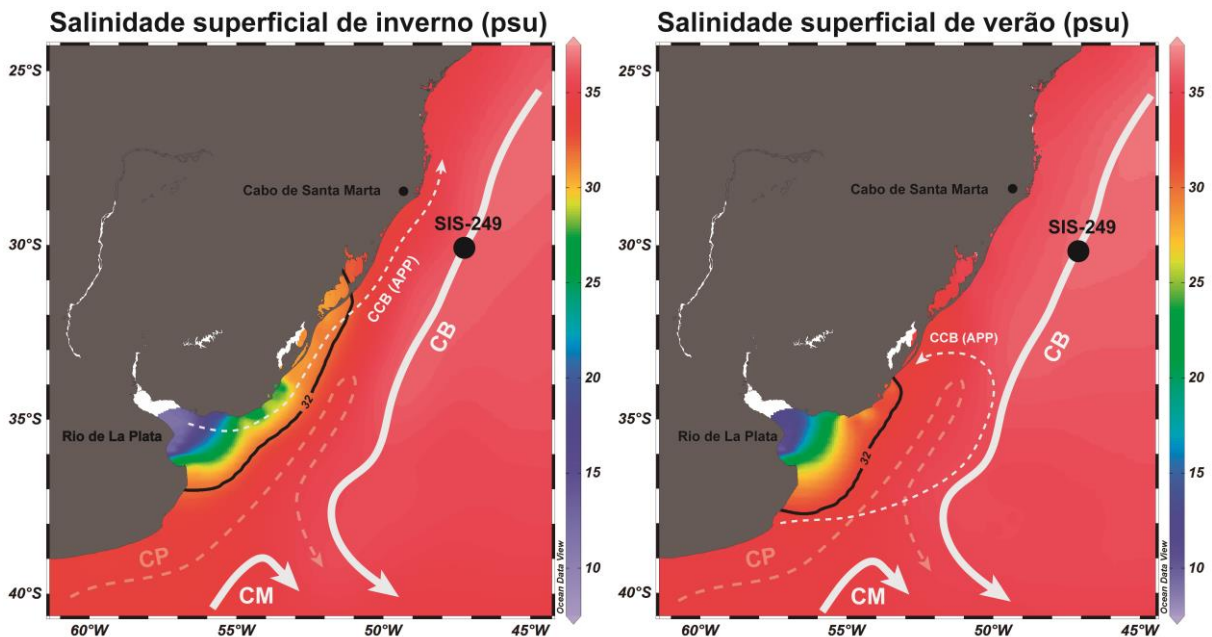


Figura 4. Variações sazonais da circulação oceânica superficial (modificado de Möller et al., 2008) e da salinidade oceânica superficial (ups), de acordo com o *World Ocean Atlas 2013* (WOA13, Zweng et al., 2013). A isohalina de 32 ups marca o alcance geográfico da influência das águas do *Río de la Plata*. APP: Água da Pluma do Prata. CB: Corrente do Brasil. CCB: Corrente Costeira do Brasil CM: Corrente das Malvinas. CP: Corrente da Patagônia.

Segundo Weschenfelder et al. (2014), a plataforma continental do sul da MCB foi profundamente dissecada por paleocanais fluviais durante o Pleistoceno, anteriormente aos eventos transgressivos pós-glaciais subsequentes. Os paleocanais conectavam as redes de drenagem continentais (rios Jacuí, Camaquã e Jaguarão) aos sistemas marginais da Bacia de Pelotas através da plataforma continental, exposta por eventos de regressão forçada. Os autores reconheceram dois eventos principais de incisão e preenchimento desses vales na área da Laguna dos Patos, que ocorreram durante o EIM 6 e EIM 2 (Penúltimo e Último Máximos Glaciais).

## 6. Material e métodos

As amostras analisadas neste trabalho foram coletadas do testemunho a pistão SIS-249, recuperado do talude continental inferior da Bacia de Pelotas (30°05'06,39" S, 47°05'35,63" W) sob uma profundidade de 2.091 m de lâmina d'água (Figura 5). O testemunho foi obtido durante uma campanha oceanográfica no verão austral de 2007 pela empresa *Fugro Brasil Ltda* para a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e concedido ao projeto CAPES-IODP "Paleoprodutividade e mecanismos de fertilização oceânica na Margem Continental

Sulbrasileira em resposta às mudanças climáticas do Quaternário tardio” para fins de pesquisa acadêmica.

Como os 48 cm superiores do testemunho abrangem areias alóctones de profundidades mais rasas, foram estudadas amostras de lama pelágica e lama arenosa ricas em carbonato presentes no intervalo entre 48 e 194 cm, do qual foram coletadas 45 amostras espaçadas de 2 a 4 cm para as análises das associações fósseis e de isótopos estáveis de foraminíferos planctônicos.

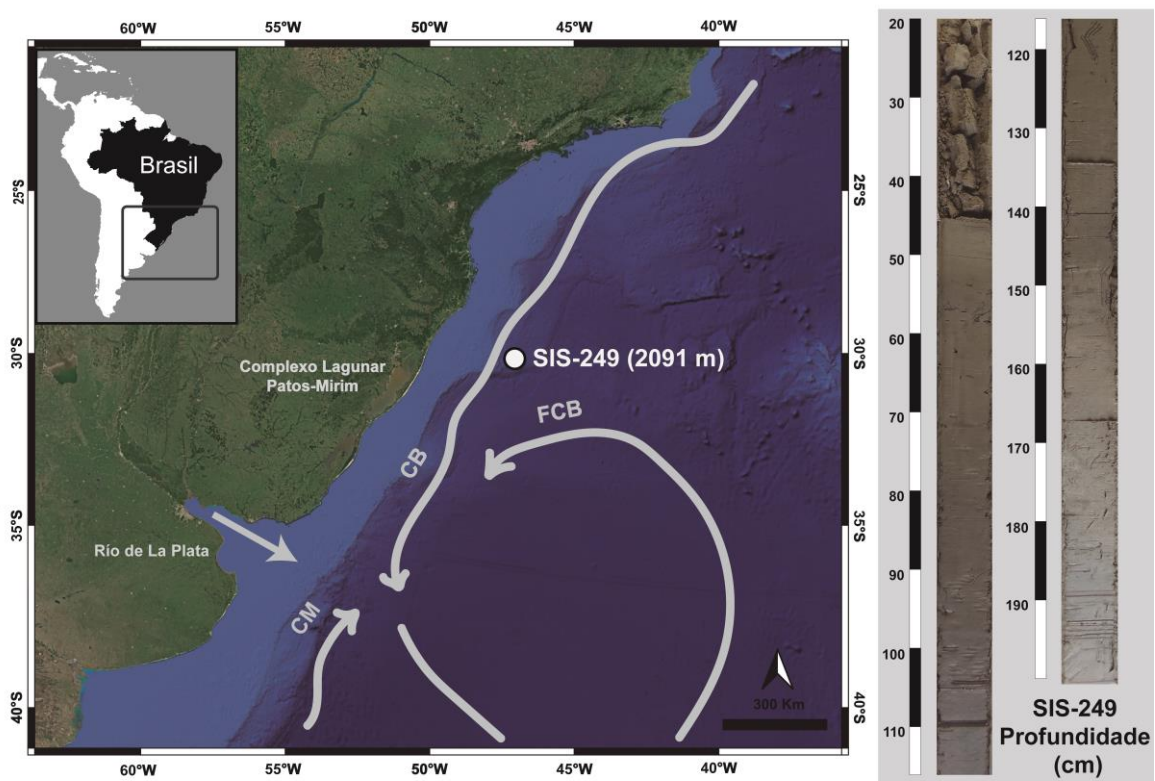


Figura 5. Localização do testemunho de sedimento SIS-249, recuperado do talude continental do sudeste da Margem Continental Brasileira. CB: Corrente do Brasil. CM: Corrente das Malvinas. FCB: Frente da Corrente do Brasil.

### 6.1. Modelo de idades

A cronologia do testemunho SIS-249 foi construída através da combinação de uma datação absoluta calibrada de radiocarbono (AMS  $^{14}\text{C}$ ) de uma amostra de 58 cm de profundidade do testemunho (30,971 cal ka AP) com pontos de amarração da curva de isótopos de oxigênio da espécie de foraminífero bentônico *Uvigerina* spp.

( $\delta^{18}\text{O}_{\text{Uvig.}}$ ) correlacionados com a curva regional de referência de Lisiecki & Stern (2016) para o Atlântico Sul Intermediário (LS16-ISA).

A idade AMS  $^{14}\text{C}$  e a curva de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Uvig.}}$  foram previamente publicadas por Rodrigues et al. (2018), que estudaram o testemunho SIS-249 para avaliar o paleofluxo de matéria orgânica para o fundo oceânico a partir de foraminíferos bentônicos. Segundo os autores, a datação AMS  $^{14}\text{C}$  foi medida em uma amostra monoespecífica de *Globigerinoides ruber* (todos os morfotipos). As idades foram calibradas utilizando a curva Marine20 (Heaton et al., 2020), aplicando um  $\Delta R$  regional de  $-85 \pm 40$  de acordo com o *Marine Reservoir Correction Database*, considerando idades de Nadal de Masi (1999), Angulo et al. (2005) e Alves et al. (2015).

A construção do modelo de idades do testemunho SIS-249 considerou um erro de aproximadamente 3 ka na determinação dos pontos de amarração entre as curvas  $\delta^{18}\text{O}$ . O erro foi estimado a partir da incerteza da curva de referência LS16-ISA (2 ka; Lisiecki & Stern, 2016), da diferença entre as resoluções médias das curvas de  $\delta^{18}\text{O}$  de *Uvigerina* spp. (Rodrigues et al., 2018) e de referência próximo aos pontos de amarração e da taxa de sedimentação média do testemunho SIS-249 (1,74 ka/cm). O modelo de idade para o testemunho SIS-249 utilizado neste trabalho foi construído utilizando o pacote *rbacon* desenvolvido para o *software* R, que utiliza estatística Bayesiana para reconstruir a história de acumulação de depósitos sedimentares (Blaauw & Christeny, 2011).

## 6.2. Associações fósseis de foraminíferos planctônicos

Cada amostra coletada foi pesada, lavada em água através de uma peneira de 63  $\mu\text{m}$ , secada em estufa sob temperatura  $<60^\circ\text{C}$  e pesada novamente. Para evitar foraminíferos juvenis, que induziriam a erros taxonômicos, as amostras foram peneiradas para recuperar frações superiores a 150  $\mu\text{m}$ . As amostras processadas foram então divididas com um quarteador para recuperar entre 300 e 600 testas não-fragmentadas, de forma a garantir validade estatística nas contagens das espécies (Patterson & Fishbein, 1989). Com o auxílio de um estereomicroscópio, cada foraminífero planctônico presente nas amostras foi classificado em nível de espécie para obtenção das abundâncias absolutas e cálculo das abundâncias relativas. As classificações taxonômicas foram conduzidas de acordo com as descrições de Bolli & Saunders (1985), Loeblich & Tappan (1988), Hemleben et al. (1989), Kemle-von Mücke & Hemleben (1999), Morard et al. (2011) e Schiebel & Hemleben (2017).

Análises estatísticas das associações de foraminíferos planctônicos foram realizadas com base na matriz transformada (centralização e normalização) das abundâncias absolutas das espécies e morfotipos identificados. Para a análise de agrupamentos (Modo Q) foi adotado como coeficiente de dissimilaridade, a distância de Bray-Curtis, e o algoritmo de agrupamento utilizado foi a Ligação média não-ponderada (UPGMA: *Unweighted Pair Group Method using Arithmetic Averages*). A fim de identificar padrões correlacionais na composição das amostras em um espaço com dimensões reduzidas uma ordenação foi realizada. A distância de corda foi adotada como medida de semelhança e o método de ordenação utilizado foi a análise de coordenadas principais (PCoA: *Principal Coordinates Analysis*). A definição dos grupos (nível de corte) da análise de *cluster* e a significância dos eixos de ordenação da PCoA foram obtidos com base em autorreamostragens de amostras *bootstrap*, iniciadas com dez amostras iniciais e cinco sendo agregadas ao longo de 10000 interações. As análises foram conduzidas através do software MULTIV: *Multivariate Exploratory Analysis, Randomization Testing and Bootstrap Resampling* (Pillar, 2020) e plotadas com o auxílio do Software R (R Core Team, 2014), através dos pacotes *ape* (Paradis & Schliep, 2019) e *calibrate* (Graffelman & van Eeuwijk 2005).

### 6.3. Isótopos estáveis

Foram conduzidas análises de isótopos estáveis de oxigênio das espécies *Globigerinoides ruber* (*stricto sensu*, morfotipo *white*) e *Globoconella inflata* (todos morfotipos) para representar a composição isotópica das águas da camada de mistura e da termoclina, respectivamente. De cada amostra, foram coletados entre 10 e 20 indivíduos de cada espécie, considerando apenas testas maiores que 250  $\mu\text{m}$  para evitar exemplares juvenis, cujo carbonato pode apresentar desvios no sinal isotópico em relação aos valores de equilíbrio (Elderfield et al., 2002). Para garantir que a medida isotópica não sofra interferência de precipitação de calcita secundária, foram selecionados os espécimes mais translúcidos encontrados. As carapaças foram então lavadas em banho de ultrassom para remoção de contaminação por partículas externas. As medidas isotópicas foram adquiridas com um Espectrômetro de Massa de Razão Isotópica (IRMS) *Thermo Scientific Delta V/DeltaPlus Advantage* no Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP).

Os dados de isótopos estáveis são representados pela notação delta ( $\delta$ ) de acordo com a Equação 1.  $R_{amostra}$  e  $R_{padrão}$  se referem às razões de abundância entre os isótopos leve e pesado na amostra analisada e no padrão de referência. Para obtenção dos sinais isotópicos de oxigênio ( $\delta^{18}O$ ), as razões empregadas são  $^{18}O/^{16}O$  e o padrão de referência utilizado foi o *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) para carbonatos.

Equação 1.

$$\delta (\text{‰}) = [(R_{amostra} - R_{padrão}) / R_{amostra}] \times 1000$$

#### 6.4. Temperatura e estratificação oceânica superficial

As abundâncias relativas de espécies de foraminíferos planctônicos quaternários em testemunhos marinhos podem ser aplicadas em métodos numéricos como *proxy* para estimar valores das paleotemperaturas superficiais do oceano (e.g., funções de transferência, Técnica dos Análogos Modernos, Redes Neurais Artificiais), pois suas distribuições geográficas são controladas por províncias climáticas definidas por intervalos de temperatura superficial dos oceanos (e.g., Kučera, 2007; Anjos-Zerfass et al., 2011). Neste trabalho, foi utilizado o *software* de geoestatística PAST para empregar a Técnica dos Análogos Modernos (*Modern Analog Technique* ou MAT; Hutson, 1980) para estimar médias anuais de paleotemperaturas em 100 m de profundidade da coluna d'água (e.g., Portilho-Ramos et al., 2015).

A MAT estima paleotemperaturas através da comparação entre as abundâncias relativas das associações fósseis das amostras analisadas com um banco de dados de calibração, composto por assembleias de foraminíferos atuais de diferentes latitudes com temperaturas conhecidas e, portanto, parte do pressuposto que as preferências ecológicas das espécies de foraminíferos se mantiveram constantes. Neste trabalho, as paleotemperaturas foram calibradas a partir das abundâncias relativas de foraminíferos planctônicos de sedimentos do Oceano Atlântico Sul do banco de dados ForCenS (Siccha & Kučera, 2017) e das médias anuais de temperatura superficial obtidas pelo *World Ocean Atlas 2013* (Locarnini et al., 2013).

Variações na estratificação do oceano superficial foram estimadas a partir da diferença entre o  $\delta^{18}O$  das espécies *Globoconella inflata* e *Globigerinoides ruber* ( $\Delta\delta^{18}O$ ). A profundidade média de calcificação de *G. inflata* é em ca. 95 m (Lessa et

al., 2020), que representa profundidades da termoclina à subsuperfície. *Globigerinoides ruber* representa a camada de mistura superior, pois sua profundidade média de calcificação é em ca. 28 m (Lessa et al., 2020). Altos valores de  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  indicam maior estratificação superficial, enquanto baixos valores se relacionam à redução na estratificação superficial. A abundância relativa de *Globorotalia truncatulinoides* (morfotipo dextral) também foi aplicada como indicador de estratificação das camadas oceânicas superficiais. *Globorotalia truncatulinoides* habita profundidades médias de ca. 275 m (Lessa et al., 2020). Entretanto, para completar seu ciclo reprodutivo, a espécie migra verticalmente para profundidades mais rasas, de forma que águas superficiais menos estratificadas facilitaríamos sua reprodução e promoveriam um aumento das suas abundâncias relativas (e.g. Renaud & Schmidt, 2003).

### 6.5. Produtividade biológica

A produtividade biológica do oceano superficial está diretamente relacionada com a proliferação de fitoplâncton na zona fótica, cujas modificações controlam a disponibilidade de alimento para as comunidades planctônicas heterotróficas. Desta forma, a abundância relativa de espécies de foraminíferos planctônicos que se alimentam de fitoplâncton pode ser utilizada como indicador de paleoprodutividade. Neste trabalho foram utilizadas as abundâncias relativas da espécie *Globigerinita glutinata* (Conan et al., 2000; Souto et al., 2011; Pereira et al., 2018).

A proliferação da espécie *Globigerina bulloides* registra eventos de ressurgência de verão austral, uma vez que o fortalecimento de ventos NE e da CB em condições de verão austral induzem a ressurgência e criam condições favoráveis para a proliferação de *G. bulloides* (Portilho-Ramos et al., 2019). Assim, altas abundâncias de *G. bulloides* em regiões potencialmente afetadas por ressurgência costeira têm sido utilizadas como indicador de ressurgência no sudeste da MCB (Portilho-Ramos et al., 2015, 2019; Lessa et al., 2017). Como as espécies *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber* são características de águas contrastantes em termos de temperatura e nutrientes, a razão entre ambas as espécies (*G.bull/G.rub*) foi aplicada como *proxy* de produtividade e ressurgência (Conan et al., 2002; Toledo et al., 2008).

## **7. Resultados e Discussão**

Os resultados e uma discussão aprofundada sobre a evolução paleoceanográfica do sul da MCB durante a última transição interglacial-glacial com base nas análises de agrupamentos e nos indicadores de temperatura, produtividade e estratificação oceânica superficial são apresentados no artigo anexado ao final desta dissertação. Aqui é dada ênfase aos aspectos bioestratigráficos (bioecozonas) (seção 7.2) que não foram explorados no artigo, mas que estão diretamente relacionados às condições paleoceanográficas, conforme argumentado na Introdução. Antes disso, na seção 7.1, é apresentado o resultado do modelo de idades, essencial para a interpretação dos resultados.

### **7.1. Modelo de idades**

O modelo gerado para o testemunho SIS-249 apresentou idades de 110 a 30 cal ka AP entre as profundidades de 194 e 48 cm, com uma taxa de sedimentação média aproximada de 1,74 cm/ka e coeficiente de correlação de 0,784 entre a curva de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Uvig}}$  (Rodrigues et al., 2018) e a curva de referência LS16-ISA (Lisiecki & Stern, 2016) (Figura 6).

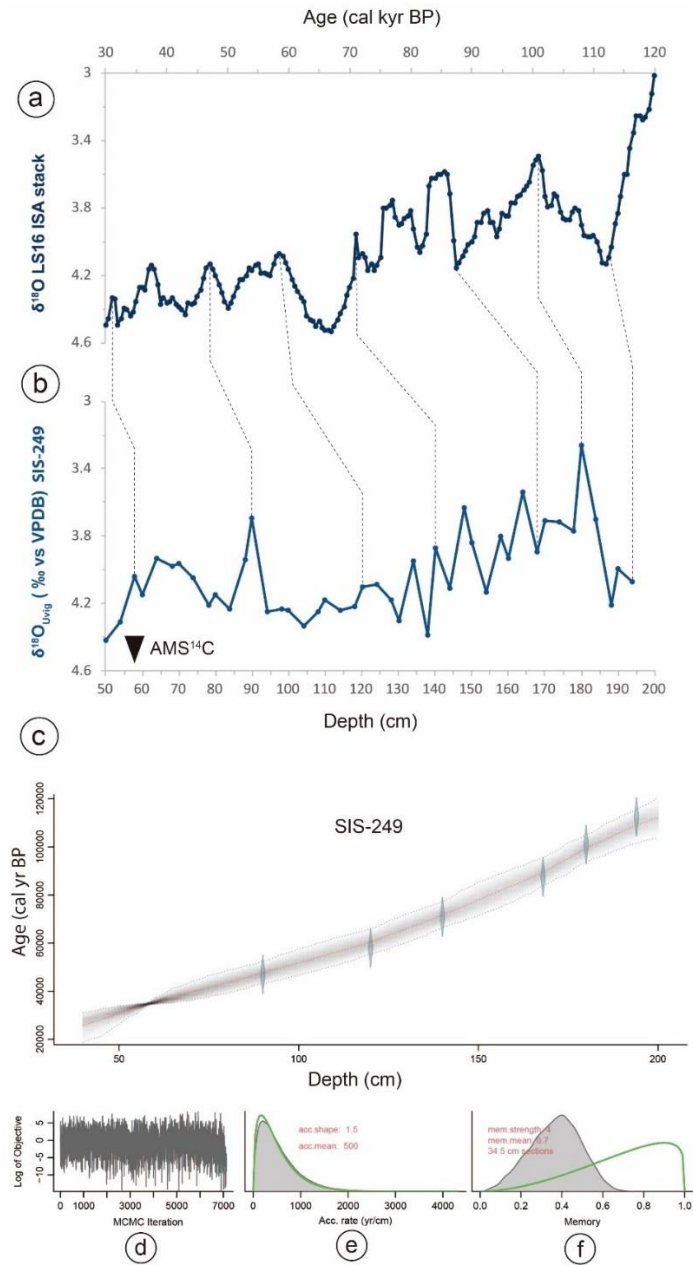


Figura 6. Modelo de idades do testemunho SIS-249. (a) Curva de referência de Lisiecki & Stern (2016) para profundidades intermediárias do Atlântico Sul (LS16-ISA). (b) Registro de isótopos de oxigênio em *Uvigerina* spp. do testemunho SIS-249. As linhas pontilhadas entre as curvas correspondem aos pontos de correlação utilizados. O triângulo invertido indica a amostra datada por AMS<sup>14</sup>C. (c) Resultado do modelo de idade gerado com o pacote *rbacon*. A nuvem de pontos de cor cinza indica a probabilidade de idades dentro do intervalo de confiança de 95% e a linha pontilhada vermelha corresponde ao melhor ajuste obtido baseado na média ponderada de estimativas de idades de cada profundidade. A idade calibrada aumenta a confiabilidade da estimativa de idade e aparece como um nó mais próximo ao topo do testemunho. Os demais pontos de amarração estão indicados em azul. (d) Iterações de Monte Carlo via Cadeias de Markov (MCMC), (e) taxa de sedimentação e (f) memória (*i.e.*, quanto da taxa de acumulação estimada para uma determinada profundidade depende dos valores imediatamente acima) considerados na confecção do modelo de idades.



## 7.2. Bioecozonas

As espécies de foraminíferos planctônicos identificadas no testemunho SIS-249 estão listadas na Tabela 1.

Tabela 1. Lista de espécies de foraminíferos planctônicos do testemunho SIS-249.

<b>Espécie</b>
<i>Beella digitata</i> (Brady, 1879)
<i>Candeina nitida</i> d'Orbigny, 1839
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny, 1826
<i>Globigerina falconensis</i> Blow, 1959
<i>Globigerinella calida</i> (Parker, 1962)
<i>Globigerinella siphonifera</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1895)
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady, 1879)
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Globoconella inflata</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)
<i>Globorotalia hirsuta</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Globorotalia menardii menardii</i> (d'Orbigny, in Parker, Jones & Brady, 1865)
<i>Globorotalia flexuosa</i> (Koch, 1923)
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1882)
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady, 1877)
<i>Globoturborotalita rubescens</i> (Hofker, 1956)
<i>Globoturborotalita tenella</i> (Parker, 1958)
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)
<i>Neogloboquadrina incompta</i> (Cifelli, 1961)
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny, 1846)
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny, 1839
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)
<i>Trilobatus sacculifer</i> (Brady, 1877)
<i>Trilobatus trilobus</i> (Reuss, 1850)
<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)

A análise bioestratigráfica do testemunho SIS-249 permitiu a identificação de duas bioecozonas do Pleistoceno tardio descritas por Ericson & Wollin (1968): zonas X e Y. Com o refinamento da análise foi possível reconhecer a subzona Y2, definida por Vicalvi (1997, 1999, 2013). O limite X–Y2 foi identificado em 158 cm de profundidade (83 cal ka AP) (Figura 7).

A zona X está registrada da base do testemunho (194 cm) até 158 cm de profundidade (109 – 83 cal ka AP), e é caracterizada pela presença do complexo *Globorotalia menardii*, com abundância variando de 2,1 a 9,7 % (média 6,2%), incluindo ocorrências de *Globorotalia flexuosa*, de 0,8 a 3,4% (média 1,5%) e baixas abundâncias de *Pulleniatina obliquiloculata* (média 0,4%).

A zona Y é identificada entre a profundidade de 158 cm e o topo do testemunho (83 – 30 cal ka AP), intervalo onde as abundâncias relativas do complexo *Globorotalia menardii* diminuem significativamente (0 a 4%, média 0,6%) e é possível identificar o Datum de Primeiro Desaparecimento do complexo *Pulleniatina* (YP.1; Vicalvi, 1999). As baixas abundâncias (média 0,5%) da espécie *Pulleniatina obliquiloculata* registradas ao longo de toda a zona Y no testemunho SIS-249 permitiram o reconhecimento da subzona Y2 (Vicalvi, 1997, 1999, 2013), porém, a ausência de seu desaparecimento indica que a subzona Y1 não ocorre no intervalo analisado, pois não foi reconhecido o Datum de Último Desaparecimento do complexo *Pulleniatina* (YP.3; Vicalvi, 1999). As abundâncias relativas da espécie *Globorotalia crassaformis* permanecem baixas (média 0,3%) através de toda a zona Y, de forma que a subzona Y3 (Portilho-Ramos et al., 2014b) não foi identificada. Segundo Portilho-Ramos et al. (2014b), a subzona Y3 se caracteriza pela alta abundância de espécimes grandes e típicos de *Globorotalia crassaformis*, associada à baixa abundância do complexo *Pulleniatina* e ausência do complexo *Globorotalia menardii* (Evento Ótimo de *G. crassaformis*; GcOE, em inglês).

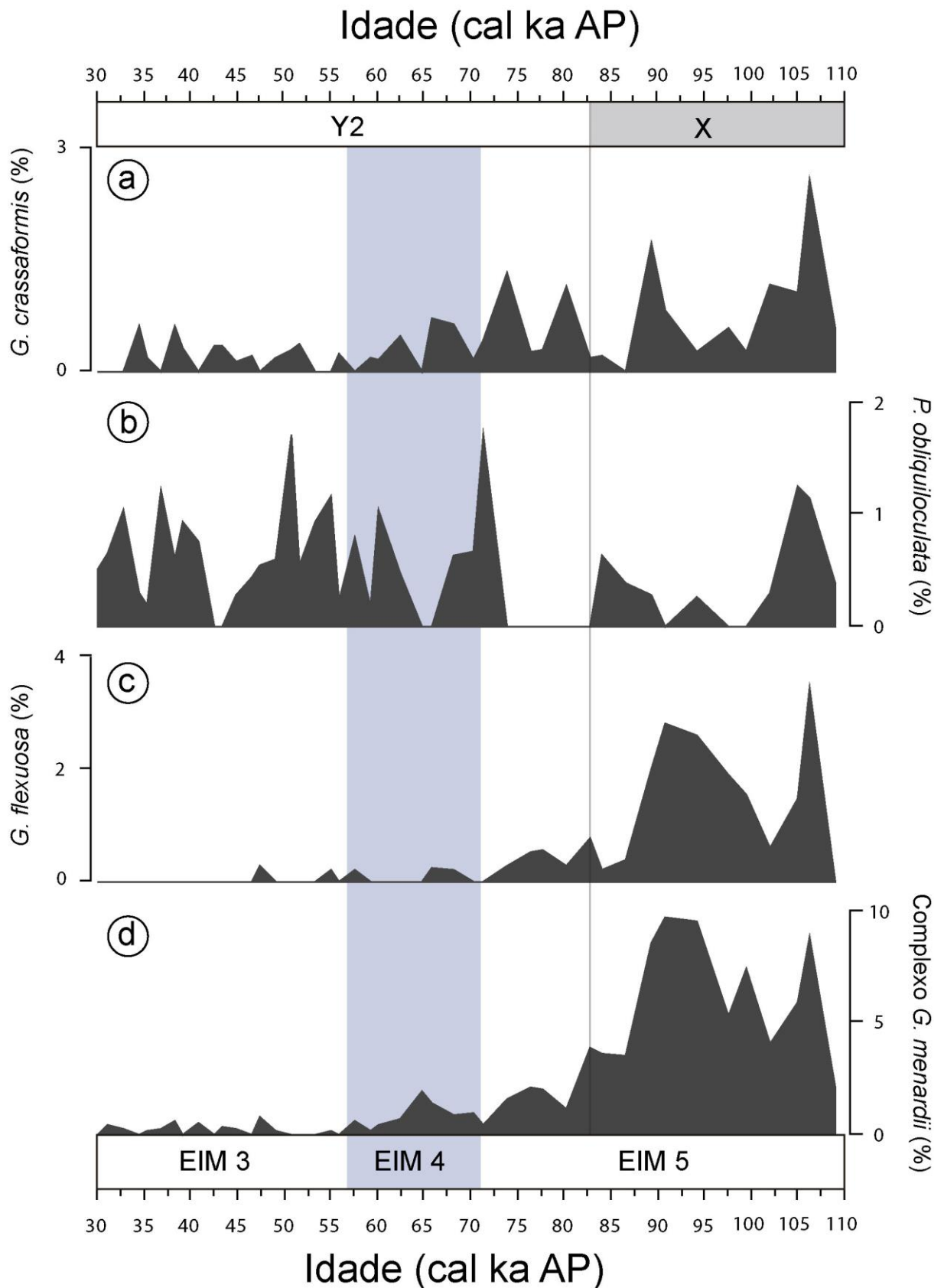


Figura 7. Abundâncias relativas (%) ao longo do testemunho SIS-249 de *G. crassaformis* (a), *P. obliquiloculata* (b), *G. flexuosa* (c) e complexo *G. menardii* (d). A linha vertical cinza indica o limite entre as bioecozonas X e Y (Vicalvi, 2013) e a faixa sombreada representa o intervalo do EIM 4.

No testemunho SIS-249, o limite entre as bioecozonas X/Y (Ericson & Wollin, 1968; Vicalvi, 1999, 2013) ocorre em 83 ka AP, e é identificado pela significativa diminuição da abundância relativa do complexo *G. menardii* e pelo Datum de Primeiro Desaparecimento do complexo *Pulleniatina* (YP.1; Vicalvi, 1999) (Figuras 7, 8). A idade deste limite está de acordo com a margem de erro do limite X/Y identificado nas bacias de Campos e Santos (e.g., Vicalvi, 1997; 2013; Portilho-Ramos et al., 2006; Ferreira et al., 2012) e quantificado por Costa et al. (2018) para a Bacia de Santos. Embora o complexo *G. menardii* não tenha desaparecido completamente, a considerável redução de suas abundâncias relativas mostra que o limite X/Y é reconhecido no extremo sul da MCB, na Bacia de Pelotas. Adicionalmente, é possível reconhecer uma diminuição das abundâncias relativas à medida que aumenta a latitude e diminui a temperatura superficial do mar – quase 30% para a Bacia de Campos (Petró et al., 2016) e entre 5 e 10% para as bacias de Santos e Pelotas (Ferreira et al., 2014, Suárez-Ibarra, 2020, SIS-249). Assim como sugerido por Costa et al. (2018), o limite X/Y na região de estudo não representa a passagem do período interglacial para o glacial, pois a significativa redução de abundância do complexo *G. menardii* no testemunho SIS-249 é anterior à mudança do EIM 5 para o EIM 4 (71 ka AP).

O último desaparecimento do complexo *Pulleniatina* do Pleistoceno, que marca o limite Y2/Y1 (YP.3; Vicalvi, 1999) em 45 – 42 ka, não foi identificado no intervalo registrado pelo testemunho (110 a 30 ka AP). Contudo, Suárez-Ibarra (2020) reconheceu o último intervalo de mínima abundância de *Pulleniatina obliquiloculata* (limite Y2/Y1) do Pleistoceno, há 28 ka AP na porção norte da Bacia de Pelotas, como um evento de desaparecimento progressivo no Atlântico Sul, com idades mais antigas nas bacias de margem sudeste de maior latitude (46 ka AP, Petró et al., 2016; 30 e 27 ka AP, Ferreira et al., 2014), que se tornam progressivamente mais jovens em direção a maiores latitudes (Suárez-Ibarra, 2020). Assim, é possível que o desaparecimento de *P. obliquiloculata* tenha ocorrido depois de 30 ka, intervalo de tempo indisponível no testemunho SIS-249 (Figura 8), mas que concorda com um limite Y2/Y1 mais novo para latitudes maiores, seguindo a lógica de Prell & Damuth (1978) de desaparecer primeiro em zonas com maior salinidade.

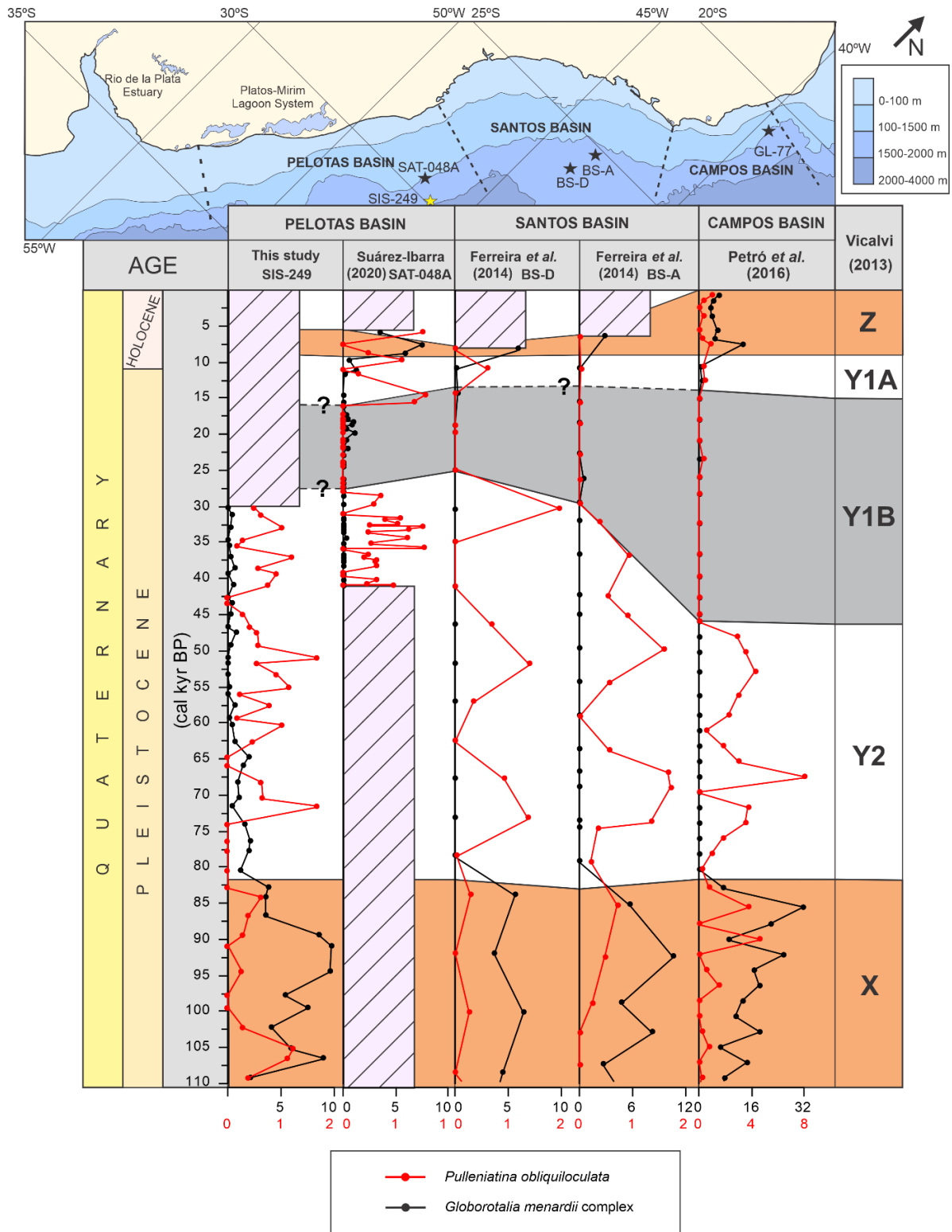


Figura 8. Arcabouço bioestratigráfico do Quaternário tardio do sul da Margem Continental Brasileira (Vicalvi, 2013) aplicado em testemunhos das bacias de Pelotas (SIS-249, presente estudo; SAT-048A, Suárez-Ibarra, 2020), Santos (BS-A, BS-D, Ferreira et al., 2014) e Campos (GL-77, Petró et al., 2016). O limite das bioecozonas X/Y é identificado para as três bacias perto dos 84 ka. Os dados de *Pulleniatina obliquiloculata* do testemunho SIS-249, que não possui os últimos 30 kyr, concordam com o desaparecimento (limite das sub-bioecozonas Y2/Y1B) progressivo tardio (Prell & Damuth, 1978) na Bacia de Pelotas (Suárez-Ibarra, 2020).

O Evento Ótimo de *G. crassaformis*, que define a zona Y3 (84 – 71 ka BP) segundo Portilho-Ramos et al. (2014b), não foi identificada devido à baixa abundância relativa desta espécie na Bacia de Pelotas possivelmente pela diferença latitudinal de temperaturas entre as bacias, limitando assim a aplicação deste marcador bioestratigráfico às bacias de bioprovincias tropicais/subtropicais.

## 8. Artigo Científico

### Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Paleoceanographic conditions through MIS 4 in the mid-latitude Western South Atlantic based on planktonic Foraminifera --Manuscript Draft--

<b>Manuscript Number:</b>	
<b>Article Type:</b>	Research Paper
<b>Keywords:</b>	Coastal upwelling; $\delta^{18}\text{O}$ ; Late Pleistocene; Productivity; Sea surface temperature; Upper ocean stratification
<b>Corresponding Author:</b>	Tiago Menezes Freire, B.Sc. Universidade Federal do Rio Grande do Sul Porto Alegre, Rio Grande do Sul BRAZIL
<b>First Author:</b>	Tiago Menezes Freire, B.Sc.
<b>Order of Authors:</b>	Tiago Menezes Freire, B.Sc. Jaime Yesid Suárez-Ibarra María Alejandra Gómez Pivel Sandro Monticelli Petró Cristiane Fraga Frozza João Carlos Coimbra
<b>Manuscript Region of Origin:</b>	South America
<b>Abstract:</b>	<p>Paleoceanographic changes that occurred during the transition, into and out of the Marine Isotope Stage (MIS) 4 in the mid-latitude Western South Atlantic were reconstructed, based on the analysis of sediment core SIS-249 (30°S). Planktonic Foraminifera assemblages and <math>\delta^{18}\text{O}</math> were used to estimate changes in sea surface temperature, upper ocean stratification, and biological productivity. Cluster analysis of planktonic Foraminifera assemblages revealed variations on surface waters related to MIS, changing from warm and oligotrophic (MIS 5) to eutrophic (MIS 4) and cool (MIS 3) conditions. The close synchronicity between assemblage composition changes and MIS suggests a response to global climate forcings. Sea surface temperatures showed an abrupt cooling on the last interglacial-glacial boundary (previously identified in a lower latitude core), followed by cool temperatures during MIS 4 and 3. Low surface temperatures, associated with decreased upper ocean stratification resulted in an enhanced upper water column fertilization and surface productivity during MIS 4. This is reflected by the increase in the relative abundance of <i>Globigerinita glutinata</i> and the ratio between <i>Globigerina bulloides</i> and <i>Globigerinoides ruber</i>. Our results contrast with findings from lower latitude studies from the Brazilian margin, and suggest affinities with high latitudes productivity changes. The ice-volume corrected oxygen isotope record of <i>Globoconella inflata</i> showed that the Brazil/Malvinas Confluence (BMC) did not reach our coring site. Thus, eddies belonging to the BMC are not related to high MIS 4 paleoproductivity. Possible mechanisms to explain this fertilization are coastal summer upwelling and winter continental river discharge. Further proxies should be obtained in order to disentangle the exact driving mechanisms for the observed MIS 4 high productivity.</p>
<b>Suggested Reviewers:</b>	<p>Adriane R. Lam, PhD Binghamton University alam@binghamton.edu Expertise in micropaleontology and Paleoceanography.</p> <p>Ana Luiza Spadano Albuquerque, PhD Universidade Federal Fluminense ana_albuquerque@id.uff.br Expertise in paleoceanography, geochemistry and micropaleontology of the Brazilian Continental Margin.</p> <p>Camillo Jr. Edmundo, PhD</p>

	<p>University of São Paulo edmundocamillo@gmail.com Experience with planktonic Foraminifera and Paleoceanography of the Southwestern Atlantic.</p>
	<p>Michael Siccha, PhD Universität Bremen msiccha@marum.de Experience with micropaleontology and paleoceanography.</p>
	<p>Portilho-Ramos da Costa Rodrigo, PhD Universität Bremen rcpramos@marum.de Experience with planktonic Foraminifera and upwelling reconstructions of the Brazilian Continental Margin.</p>



## **Paleoceanographic conditions through MIS 4 in the mid-latitude Western South Atlantic based on planktonic Foraminifera**

Tiago Menezes Freire<sup>a\*</sup>, Jaime Yesid Suárez-Ibarra<sup>b</sup>, María Alejandra Gómez Pivel<sup>c</sup>,  
Sandro Monticelli Petró<sup>d</sup>, Cristiane Fraga Frozza<sup>a</sup>, João Carlos Coimbra<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91509-900, Porto Alegre, Brazil.

<sup>b</sup>Ústav Geologie a Paleontologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 00 Praha 2, Czech Republic.

<sup>c</sup>Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91509-900, Porto Alegre, Brazil.

<sup>d</sup>ITT FOSSIL - Instituto Tecnológico de Micropaleontologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av. UNISINOS, 950, 93022-750, São Leopoldo, RS, Brazil.

\*Corresponding Author at: Av. Bento Gonçalves 9500, CEP 91509-900, Porto Alegre, Brazil. E-mail address: tiagomefreire@gmail.com (T.M. Freire)

### **Highlights:**

- Planktonic foraminifera assemblages varied mostly in synchrony with MIS.
- Contrary to lower-latitude basins, low productivity was recorded during MIS 5.
- Highest productivity occurred after a cooling event in the transition into MIS 4.
- Productivity fluctuations showed affinity with high latitude conditions.
- We found no evidence for a Subtropical Front migration into our study area.

## Abstract

Paleoceanographic changes that occurred during the transition, into and out of the Marine Isotope Stage (MIS) 4 in the mid-latitude Western South Atlantic were reconstructed, based on the analysis of sediment core SIS-249 (30°S). Planktonic Foraminifera assemblages and  $\delta^{18}\text{O}$  were used to estimate changes in sea surface temperature, upper ocean stratification, and biological productivity. Cluster analysis of planktonic Foraminifera assemblages revealed variations on surface waters related to MIS, changing from warm and oligotrophic (MIS 5) to eutrophic (MIS 4) and cool (MIS 3) conditions. The close synchronicity between assemblage composition changes and MIS suggests a response to global climate forcings. Sea surface temperatures showed an abrupt cooling on the last interglacial-glacial boundary (previously identified in a lower latitude core), followed by cool temperatures during MIS 4 and 3. Low surface temperatures, associated with decreased upper ocean stratification resulted in an enhanced upper water column fertilization and surface productivity during MIS 4. This is reflected by the increase in the relative abundance of *Globigerinita glutinata* and the ratio between *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber*. Our results contrast with findings from lower latitude studies from the Brazilian margin, and suggest affinities with high latitudes productivity changes. The ice-volume corrected oxygen isotope record of *Globoconella inflata* showed that the Brazil/Malvinas Confluence (BMC) did not reach our coring site. Thus, eddies belonging to the BMC are not related to high MIS 4 paleoproductivity. Possible mechanisms to explain this fertilization are coastal summer upwelling and winter continental river discharge. Further proxies should be obtained in order to disentangle the exact driving mechanisms for the observed MIS 4 high productivity.

**Keywords:** Coastal upwelling;  $\delta^{18}\text{O}$ ; Late Pleistocene; Productivity; Sea surface temperature; Upper ocean stratification.

## 1. Introduction

Understanding past climates is essential to provide accurate projections of future climate scenarios (IPCC, 2019). In this sense, Quaternary climate offers the unique opportunity of reconstructing profoundly different climate states, yet under the same tectonic configuration as the current one. Since early paleoclimate studies, the role of orbital parameters on Quaternary climate states was acknowledged (e.g., Milankovitch, 1941; Emiliani 1978). Nevertheless, it has long been recognized that the orbital forcing alone is relatively weak (e.g., Lorius et al., 1990), and must be amplified by feedback mechanisms that modulate greenhouse gases (e.g., CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) concentrations.

Indeed, Antarctic ice-core records covering the eight last glacial periods (EPICA Community Members, 2008) provide clear evidence for the close relationship between the concentration of atmospheric greenhouse gases and temperature, not only in Antarctica, but globally, as inferred by the global ice-volume estimates based on the benthic foraminifera oxygen isotope record (Lisiecki & Raymo, 2005). Still, the exact amplification mechanism for the orbital forcing within the climate system remains unclear. One possibility is the capture and sequestration of carbon as both organic matter and carbonate in marine sediments. Thus, the reconstruction of past ocean productivity under different climate configurations is crucial to better understand the mechanisms that drove glacial-interglacial changes.

Quaternary paleoclimate/paleoceanographic reconstructions have conferred special attention to extreme climate states such as the Last Glacial Maximum (e.g., CLIMAP 1976, 1981; Kučera et al., 2005; MARGO Project Members, 2009) and past interglacials as analogs for the current one (e.g., Kukla et al, 2002; Ruddiman, 2005). Less attention has been given to conditions in between those climate extremes. However, the whole picture of climate variability will only emerge when we consider all the spectrum.

A broad and consistent picture of climate states also depends on the geographic density of data. As demonstrated by Gebbie et al. (2016), the sparsity of data significantly affects the accuracy of large-scale reconstructions. Unfortunately, although the spatial coverage and the volume of paleoceanographic data points increased considerably in recent decades, southwestern Atlantic data distribution is still sparse and limited, when compared to other oceans (e.g., Siccha & Kučera, 2017). This occurs partly due to the expensive costs of sediment coring and to the limited

preservation of foraminifer tests to depths above the lysocline (Broecker & Peng, 1982), such as continental margins, mid-ocean ridges and bathymetric highs (Divins, 2003).

Variations in Late Quaternary planktonic Foraminifera fossil assemblages and the isotopic composition of their tests have been successfully applied in paleoceanography studies of the Brazilian Continental Margin (BCM) to reconstruct the Southwestern Atlantic Ocean (e.g., Campos et al., 2013; Pivel et al., 2013; Chiessi et al., 2014; Ferreira et al., 2014; Portilho-Ramos et al., 2015; Petró et al., 2016; Santos et al., 2017b; Pereira et al., 2018; Ballalai et al., 2019; Lessa et al., 2019). Even so, there are few studies on southern latitudes of the BCM focused on the time interval of the last interglacial-glacial transition (e.g., Portilho-Ramos et al., 2019), represented by the limit between the Marine Isotopic Stages (MIS) 5 and 4. This transition was a period characterized by rapid global temperature changes, with almost half of the global ice volume maxima being reached within a few thousand years (Lambeck & Chappell, 2001).

In this study, we contribute to reduce the knowledge gap by presenting a paleoceanographic record from the mid-latitude Western South Atlantic covering the transition into and out of Marine Isotope Stage (MIS) 4.

## **2. Regional Setting**

The modern upper ocean circulation of the subtropical South Atlantic is governed by the subtropical gyre, located at north of the Antarctic Circumpolar Current (Fig. 1a; Peterson & Stramma, 1991). The western boundary of the subtropical gyre is represented by the Brazil Current, which transports tropical and subtropical warm and oligotrophic waters southward along the Brazil continental margin and detaches from the continental shelf next to the subtropical convergence zone (33 – 38°S), where it encounters the cool and nutrient-richer waters of the Malvinas Current, at the Brazil-Malvinas Confluence (BMC, Fig. 1a) (Gordon, 1989; Piola et al., 2000).

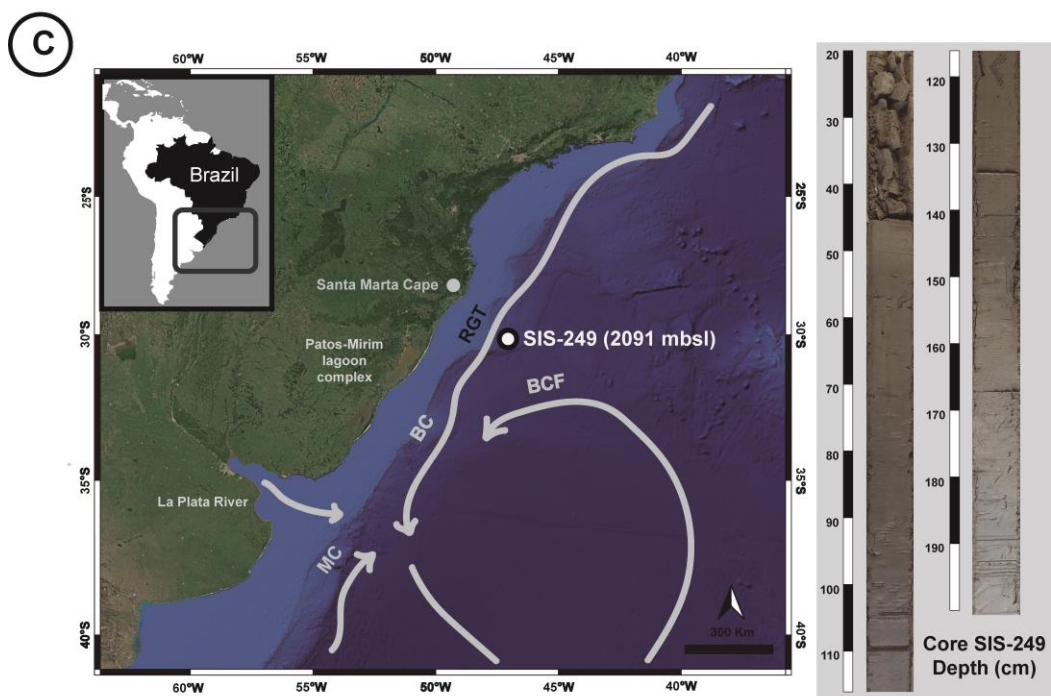
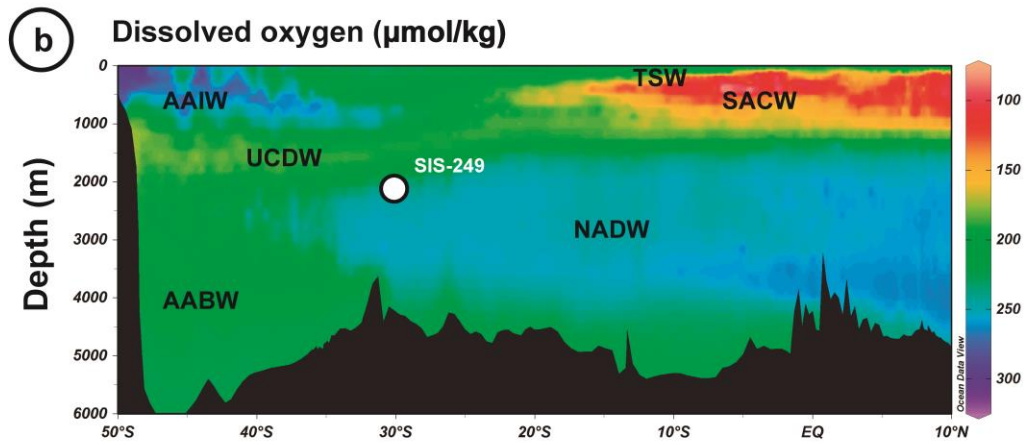
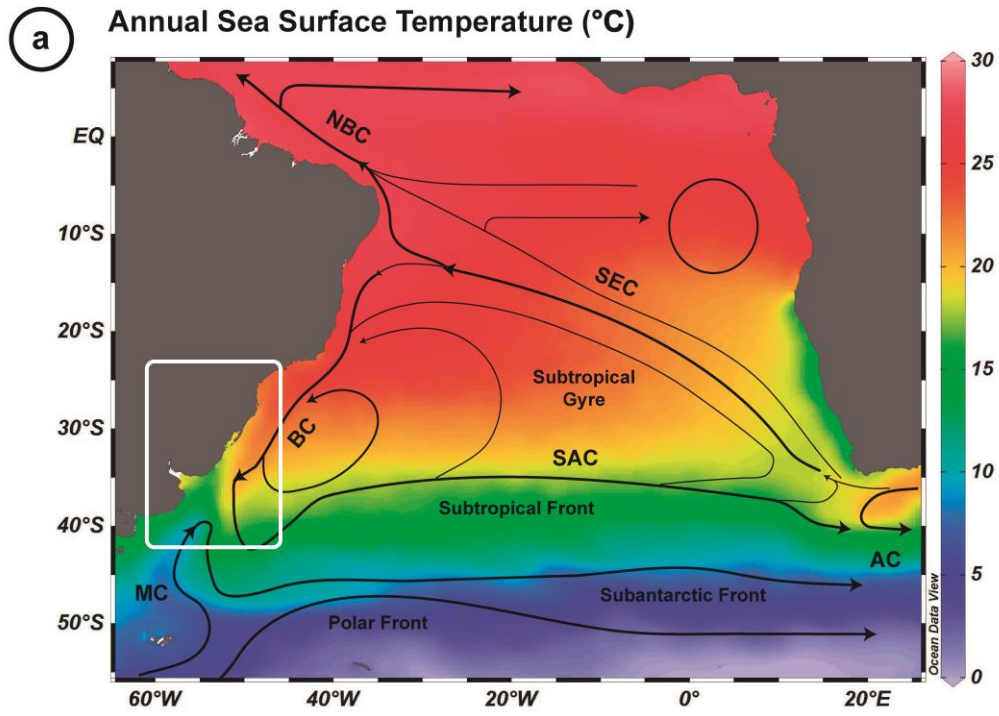


Figure 1. (a) General Upper South Atlantic circulation (modified from Peterson & Stramma, 1991) and annual mean sea surface temperature (°C) according to the World Ocean Atlas 2013 (WOA13, Locarnini et al., 2013) highlighting the study area (white rectangle). AC: Agulhas Current leakage. BC: Brazil Current. MC: Malvinas Current. NBC: North Brazil Current. SAC: South Atlantic Current. SEC: South Equatorial Current. (b) Vertical dissolved oxygen ( $\mu\text{mol/kg}$ ) profile through the south Brazil Continental Margin (SBCM) according to the World Ocean Circulation Experiment (WOCE, Section A17; Schlitzer, 2000) and recovery depth of core SIS-249. AABW: Antarctic Bottom Water. AAIW: Antarctic Intermediate Water. NADW: North Atlantic Deep Water. SACW: South Atlantic Central Water. TSW: Tropical Surface Water. UCDW: Upper Circumpolar Deep Water. (c) Detailed recovery localization of core SIS-249 at the continental slope of southern Brazilian Continental Margin. BC: Brazil Current. BCF: Brazil Current Front. MC: Malvinas Current. RGT: Rio Grande Terrace. ((a) and (b) plotted using Ocean Data View (Schlitzer, 2020)).

The surface layer of the subtropical Southwestern Atlantic is dominated by the presence of Tropical Surface Water (TSW; Fig. 1b), which covers the upper 100 m of the water column to the subtropical seasonal thermocline. The TSW comprises the warm and salty waters of the surface mixed layer, formed in the tropical-subtropical transition region (Stramma & England, 1999) and transported southward by the Brazil Current, receiving colder and fresher coastal waters along the way (Silveira et al., 2000). Below the TSW, at the pycnocline layer flows the South Atlantic Central Water (SACW; Fig. 1b), with a broad and linear spectrum in its thermohaline properties (Stramma & England, 1999). The SACW is formed in the subtropical gyre by subduction at the (BMC) thermocline (Gordon, 1989), and is limited to the south by the Subtropical Front (ca. 40°S), where it borders the South Atlantic Current (SAC) as the southern margin of the subtropical gyre (Peterson & Stramma, 1999). Below the SACW, the salinity minimum and oxygen maximum correspond to the Antarctic Intermediate Water (AAIW; Fig. 1b) (Stramma & England, 1999). The deeper water layers of the Southwestern Atlantic comprise the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), the North Atlantic Deep Water (NADW) and the Antarctic Bottom Water (AABW) (Fig. 1b; Stramma & England, 1999).

At the SBCM (Fig. 1c), the Río de la Plata Estuary (RdIP), the second largest volume of continental water outflow from South America, and the Patos-Mirim lagoon complex are responsible for the discharge of 24000 m<sup>3</sup>/s and 2000 m<sup>3</sup>/s of fluvial water on the continental shelf, respectively (Matano et al., 2014). RdIP drains cool and low

salinity waters into the coastal region, affecting the circulation, stratification and distribution of nutrient content and biological productivity along the continental shelves of Uruguay and southern Brazil (e.g., Braga et al., 2008). Such nutrient-rich fluvial inputs spread like a plume of continuous, large-scale and shallow coastal water, the Plata Plume Water (PPW; Möller et al., 2008). The latitudinal extent of the PPW influence on the continental shelf is seasonally modulated, in response to the variability of the alongshore wind regime. During austral summer, NE winds restrict the PPW to the south ( $\sim 32^{\circ}\text{S}$ ), while in winter, SW winds propagate the PPW northeastward, to about  $28^{\circ}\text{S}$ , along the inner and mid-shelves (Piola et al., 2000, 2005; Möller et al., 2008). Also, during summer, the NE winds induce the development of a coastal upwelling system off Santa Marta Cape ( $\sim 28^{\circ}30'\text{S}$ ), which brings SACW to the surface (e.g., Möller et al., 2008; Campos et al., 2013). Spatial configuration of continental water sources on the area have certainly undergone changes in response to oscillations in the relative sea level during the late Pleistocene (e.g., Tomazelli & Villwock, 1996; Weschenfelder et al., 2014).

### 3. Material and Methods

#### 3.1. Marine sediment core

The analyzed samples were collected from the piston core SIS-249 (Fig. 1c), retrieved from the lower continental slope of the southern BCM (Pelotas Basin) at 2091 mbsl ( $30^{\circ}05'06.39''\text{ S}$ ;  $47^{\circ}05'35.63''\text{ W}$ ), off the Rio Grande Terrace. The marine sediment core was obtained during a Southwestern Atlantic oceanographic campaign during the austral spring-summer (December of 2007) by *Fugro Brasil Ltda* for the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP). The uppermost 48 cm of the core comprise shallower allochthonous sands, thus this study focused on the carbonate-rich pelagic mud and sandy mud present between 48 and 194 cm. From this range, 45 samples were collected with a sampling spacing of 2 to 4 cm to analyze the planktonic Foraminifera fossil assemblages and stable isotopes.

#### 3.2. Age model

The core SIS-249 chronology was established by the combination of a calibrated absolute radiocarbon dating ( $\text{AMS}^{14}\text{C}$ ) of a sample from 58 cm core depth (30.971 cal kyr BP) with additional tie-points based on the correlation between the oxygen isotope curve of the benthic foraminifer species *Uvigerina* spp. ( $\delta^{18}\text{O}_{Uvig}$ ) and

the Lisiecki & Stern (2016) benthic stack for the Intermediate South Atlantic (LS16-ISA). Both the AMS<sup>14</sup>C age and the  $\delta^{18}\text{O}_{Uvig}$  data were previously published by Rodrigues et al. (2018), who studied the core SIS-249 to assess the paleofluxes of organic matter to the ocean bottom based on benthic Foraminifera. The AMS<sup>14</sup>C dating was measured on a monospecific sample of *Globigerinoides ruber* (all morphotypes). The ages were calibrated using the Marine20 curve (Heaton et al., 2020), applying a regional  $\Delta R$  of  $-85 \pm 40$  according to the Marine Reservoir Correction Database, considering ages of Nadal de Masi (1999), Angulo et al. (2005) and Alves et al. (2015).

Core SIS-249 age model calculation considered an error of 3 kyr to determine the tie-points between the curves. The considered uncertainty was estimated based on the 2 kyr age error of the LS16-ISA reference curve (Lisiecki & Stern, 2016), the difference between the mean resolutions of the  $\delta^{18}\text{O}_{Uvig}$  and the LS16-ISA benthic stack close to the tie-points and the average accumulation rate of the core SIS-249 (ca. 1.74 cm/kyr). The age model was constructed using the rbacon package developed for software R, which uses Bayesian statistics to reconstruct the history of accumulation of sedimentary deposits (Blaauw & Christeny, 2011).

### 3.3. Planktonic Foraminifera assemblages and sea surface temperature estimates

Each sample was wet sieved through a 63  $\mu\text{m}$  screen, dried under 60°C and weighed. To avoid juvenile Foraminifera, which would induce taxonomic biases, the samples were further sieved to recover fractions larger than 150  $\mu\text{m}$ . The processed samples were then divided with a microsplitter to recover between 300 and 600 non-fragmented planktonic foraminifer tests, in order to guarantee statistical validity in the species counts (Patterson & Fishbein, 1989). With a stereomicroscope, each planktonic Foraminifera present in the samples was classified at species level to obtain the absolute abundances and calculate the relative abundances. Taxonomic classifications followed Bolli & Saunders (1985), Loeblich & Tappan (1988), Hemleben et al. (1989), Kemle-von Mücke & Hemleben (1999), Morard et al. (2011) and Schiebel & Hemleben (2017).

Considering the absolute abundances of all species and morphotypes identified, statistical analyses were performed based on the transformed matrix (centralization and normalization). For the cluster analysis (Mode Q), the Bray-Curtis



distance was adopted as the dissimilarity coefficient, and the agglomerative clustering algorithm used was the Unweighted Pair Group Method using Arithmetic Averages (UPGMA). In order to identify correlational patterns in the composition of the samples in a space with reduced dimensions, an ordination was performed. The chord distance was adopted as a measure of similarity and the ordering method used was Principal Coordinates Analysis (PCoA). The definition of the groups (cut-off level) of the cluster analysis and the significance of the PCoA ordination axes were obtained based on auto resampling of bootstrap samples, starting with 10 initial samples and 5 sample aggregations over 10,000 iterations. The analyses were conducted using the software MULTIV: Multivariate Exploratory Analysis, Randomization Testing and Bootstrap Resampling (Pillar, 2020) and plotted with the Software R (R Core Team, 2014), using the ape (Paradis & Schliep, 2019) and calibrate (Graffelman & von Eeuwijk, 2005) packages.

Specifically focusing on the reconstruction of surface productivity, the ratio between *G. bulloides*, related to coastal upwelling (e.g., Portilho-Ramos et al., 2015, 2019; Lessa et al., 2017), and *G. ruber* were considered due to their contrasting environmental preferences (Conan et al., 2002; Toledo et al., 2008). Also, the relative abundance of productivity-related planktonic Foraminifera *Globigerinita glutinata* (Conan et al., 2000; Souto et al., 2011; Pereira et al., 2018) was used as a productivity indicator. Furthermore, given that productivity is enhanced in well-mixed conditions, we used the relative abundances of the species *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling) to estimate past upper ocean stratification (Renaud & Schmidt, 2003).

Annual mean sea surface temperatures for 100 m water depth ( $SST_{MAT-100\text{ m}}$ ) were estimated with the Modern Analog Technique (MAT; Hutson, 1980) using the PAST software (Hammer et al., 2001). Temperature estimates were calibrated based on the relative abundances of planktonic Foraminifera from South Atlantic sediments published by the ForCenS database (Siccha & Kučera, 2017) and the annual average surface temperatures from the World Ocean Atlas 2013 (Locarnini et al., 2013) extracted with the Ocean Data View software (Schlitzer, 2020).

#### 3.4. Stable oxygen isotopes

Analyses of stable oxygen isotopes of the species *Globigerinoides ruber* (*stricto sensu*, white morphotype) and *Globoconella inflata* (all morphotypes) were

carried out to represent the isotopic composition of mixed layer and thermocline waters, respectively. Fluctuations in the upper ocean stratification were also estimated based on the difference between the  $\delta^{18}\text{O}$  of both species (e.g. Santos et al., 2017b). For *G. inflata*, values were further corrected excluding the ice volume-effect, using the global  $\delta^{18}\text{O}$  estimates of Waelbroeck et al. (2002).

For each sample, 10 to 20 individuals of each species were collected for isotopic analysis, considering only tests larger than 250  $\mu\text{m}$  to avoid juvenile specimens, whose carbonate may bias the isotopic signal in relation to equilibrium values (Elderfield et al., 2002). To ensure that the isotopic measurement did not suffer interference from secondary calcite precipitation, the most translucent specimens found were selected. The tests were then washed with an ultrasonic cleaner to remove contamination by external particles. The isotopic measurements were performed on a ThermoFisher Scientific MAT253 gas isotope ratio mass spectrometer coupled to a Kiel IV automated carbonate device at the Research Center for Geochronology and Isotopic Geochemistry (CPGeo) at the University of São Paulo (USP). The reference standard used for the analyses was Vienna Pee-Dee-Belemnite (VPDB). The mean standard deviation over the measurement period was 0.070%.

## 4. Results

### 4.1. Age model

The core SIS-249 age model (Fig. 2) ranges from 110 to 30 cal kyr BP between core depths 194 and 48 cm, with an average accumulation rate of approximately 1.74 cm/kyr. The correlation coefficient between the  $\delta^{18}\text{O}_{Uvig}$  curve (Rodrigues et al., 2018) and the LS16-ISA reference curve (Lisiecki & Stern, 2016) show a value of 0.784.

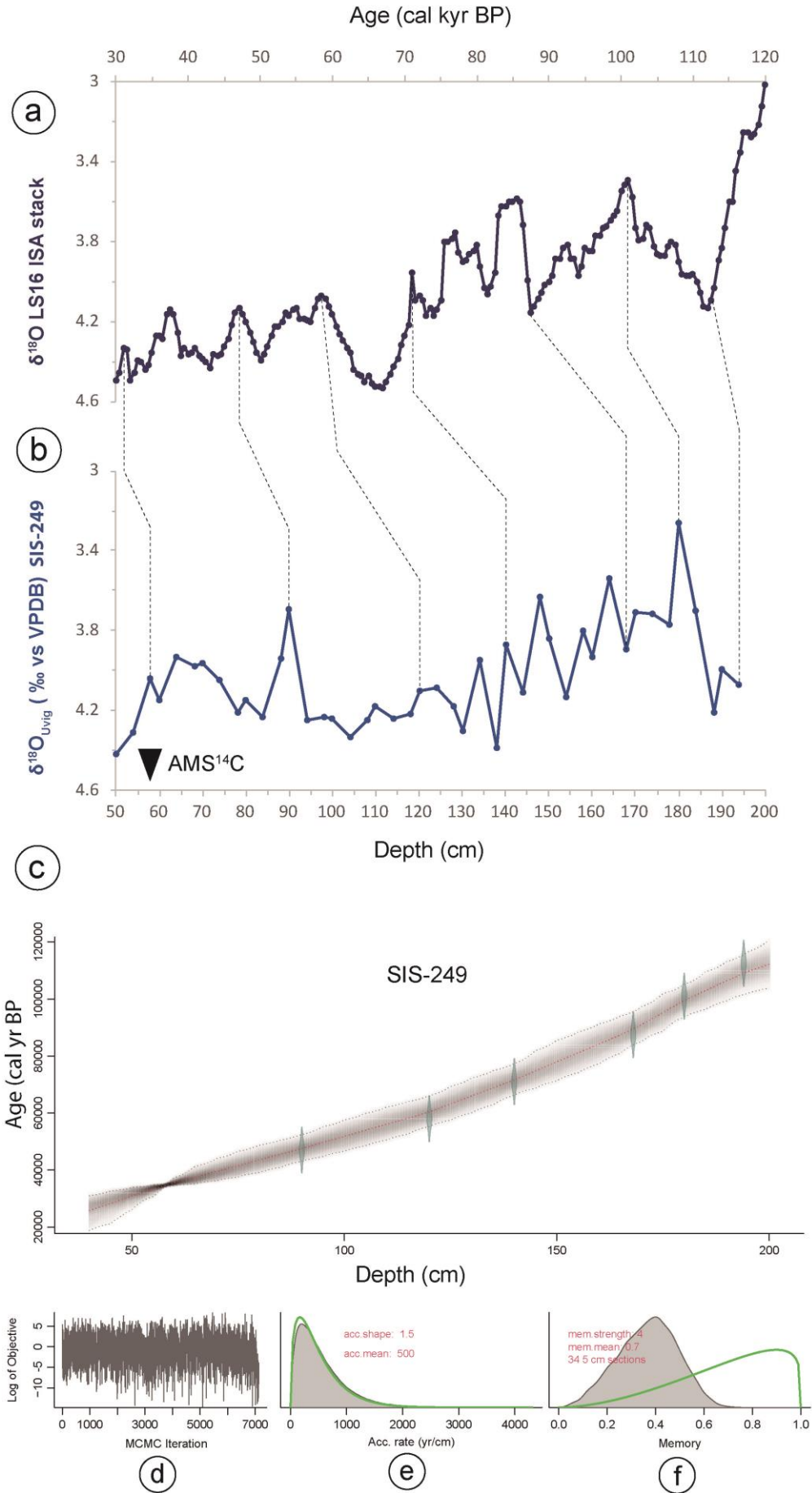


Figure 2. Age model for the core SIS-249. (a) Lisiecki & Stern (2016) reference curve for Intermediate South Atlantic depths (LS16-ISA). (b)  $\delta^{18}\text{O}$  record of *Uvigerina* spp. of core SIS-249. Dotted lines between curves correspond to correlation tie-points used. Inverted triangle indicates the AMS<sup>14</sup>C dated sample. (c) Result of the age model generated with the rbacon package. The gray points cloud indicates the age probability within the 95% confidence interval and the red dotted line corresponds to the best fit obtained based on the weighted average of age estimates for each depth. The calibrated age increases the reliability of the age estimate and appears as a node near the top of the core. The other tie-points are indicated in blue. Below, (d) the Monte Carlo iterations via Markov Chains (MCMC), (e) sedimentation rate and (f) memory (i.e., how much of the estimated accumulation rate for a given depth depends on the values immediately above) considered by rbacon to build the age model.

#### 4.2. Cluster analysis

Cluster analysis of species absolute abundances from core SIS-249 allowed the identification of three distinct clusters (Fig. 3). Cluster 1 is identified between 194 cm (109 cal kyr BP) and 144 cm (74 cal kyr BP) and approximately coincides with the MIS 5 range covered by the core (109 – 71 cal kyr BP). Cluster 2 was recognized between 144 cm and 108 cm depth (71 – 55 cal kyr BP), and has its limits approximately synchronous with MIS 4 boundaries (71 – 57 cal kyr BP), and its base represents the limit between the penultimate interglacial and the last glacial. Cluster 3 occurs between 108 cm and 48 cm (53 – 30 cal kyr BP) and represents the MIS 3, except for one sample (estimated age 64.82 cal kyr BP) which was classified as part of Cluster 3, but chronologically corresponds to MIS 4.

The analysis of main coordinates through bootstrap samples revealed the significance of ordination axis 1, which makes up 61.59% of the variation in the composition of the samples (Fig. 4). When related to the most significant species in each of the identified clusters, both by cluster analysis and by PCoA, it can be inferred that the axis presents contrasting correlations between cool water species (positively correlated) and warm water species (strongly and negatively correlated). Axis 2, corresponding to 18.24% of the variation in the composition of the samples, was not significant, and presented a moderate but contrasting correlation between species characteristic of oligotrophic and eutrophic waters (Fig. 4).

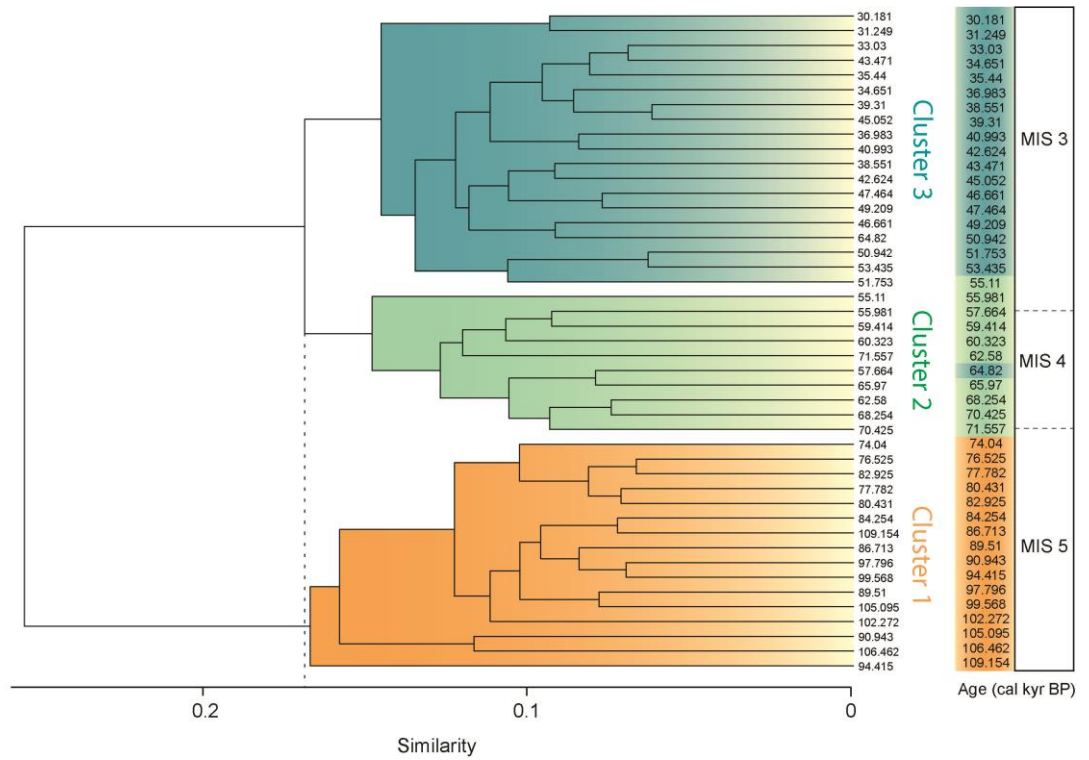


Figure 3. Dendrogram with cluster analysis results for core SIS-249, whose similarities were established according to the absolute abundances of the identified species (Cut-off point = 0.169).

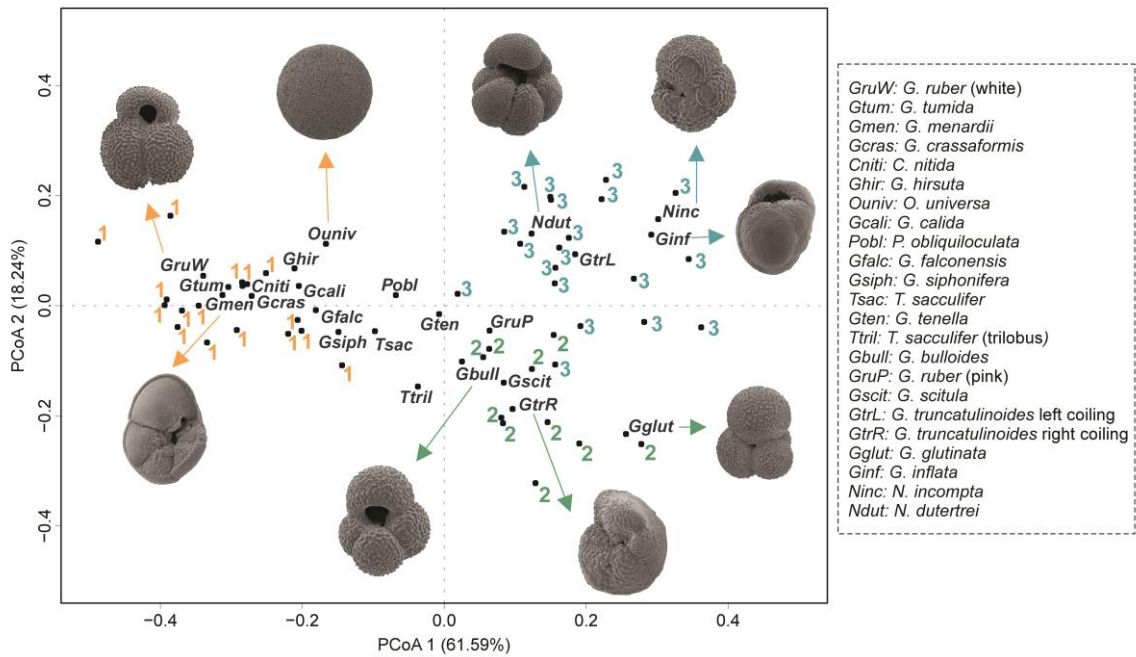


Figure 4. Principal Coordinates Analysis (PCoA) of core SIS-249. Axis 1 makes up 61.59% of the variation in the composition of the samples and presents contrasting correlations between cool water species (positively correlated) and warm water species (strongly and negatively correlated). Axis 2 corresponds to 18.24% of the variation in the composition of the samples, showed not significant and presented a moderate but contrasting correlation between species characteristic of oligotrophic and eutrophic waters.

#### 4.3. Sea surface temperature and stable isotopes

Modern Analog Technique SST estimates at 100 m depth ( $SST_{MAT-100\text{ m}}$ ) varied between 17.8 and 20.2°C (average 18.9°C) (Fig. 5a). The record shows an abrupt cooling at MIS 5/ MIS 4 boundary, relatively stable values during MIS 4 and most of MIS 3, except for a decreasing incursion at MIS 4/ MIS 3 limit, and a decreasing trend after 37 cal kyr BP.

The  $\delta^{18}\text{O}$  values of *G. ruber* (white) ranged between -0.96 and 0.29‰ (mean -0.25‰), with lower values during MIS 5, increasing towards MIS 4 and decreasing at the MIS 3 onset (Fig. 5b).  $\delta^{18}\text{O}$  values from *G. inflata* varied between 0.56 and 1.56‰ (mean 1.16‰) and displayed a progressive increase trend from MIS 5 to MIS 3 (Fig. 5c). Ice-volume corrected  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $\delta^{18}\text{O}_{IVC}$ ) of *G. inflata* (Fig. 5e) in our records ranged from 0.04 to 0.79‰ (mean 0.39‰), respectively.



#### 4.4. Upper ocean stratification and productivity

The  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  between *G. inflata* and *G. ruber* (Fig. 5d) presented values from 0.90 to 1.90‰ (mean 1.38‰). High values of  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{G.inf-G.rub}$  are identified during MIS 5 and MIS3 (above 1.2‰), while abrupt reductions are recognized during the MIS 5/4 and MIS 4/3 transitions. Relative abundances of *G. truncatulinoides* (right coiling) were low over the core (0 to 6.5%, mean 1.7%), however, the 74 – 51 cal kyr interval recorded two abrupt peaks (max. 6.5%), during MIS 4 (Fig. 6b).

*G.bull/G.rub* (Fig. 6d) ratio varied from 0.18 to 0.68% (average 0.37%), with increasing trends in MIS 5 up to the boundary with MIS 4 and between 37 and 30 cal kyr BP. Relative abundances of *G. glutinata* (Fig. 6e) ranged between 5 and 25% (average 15%) and showed a significant enhancement trend towards the MIS 5/MIS 4 limit.



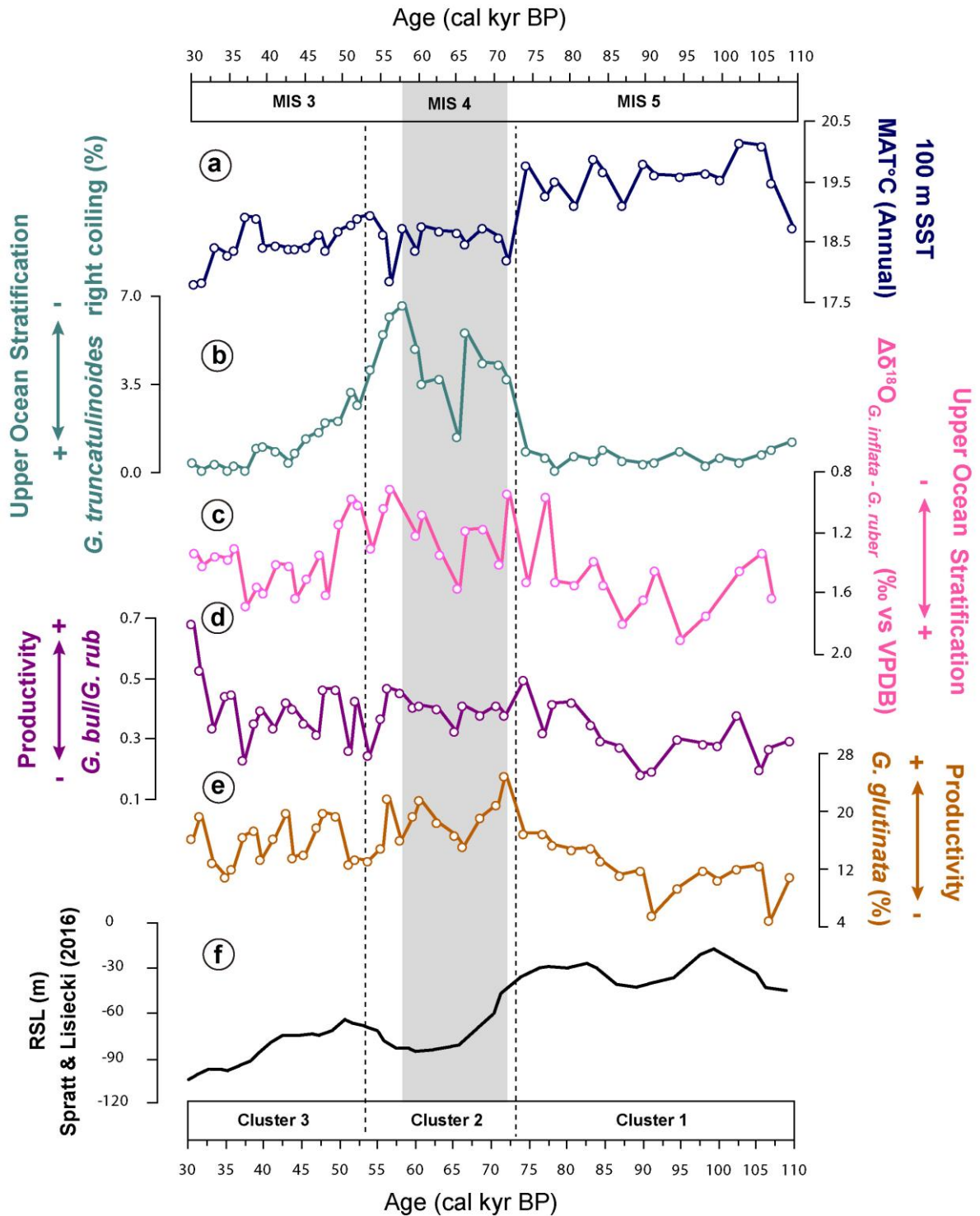


Figure 6. Sea surface temperature, upper ocean stratification and productivity proxies of core SIS-249. (a) Sea surface temperature estimates with the Modern Analog Technique (SST<sub>MAT-100 m</sub> (°C)) for water column depth. (b) Relative abundance of *G. truncatulinoides* (right coiling). (c) Difference between  $\delta^{18}O$  of *G. inflata* and *G. ruber* ( $\Delta\delta^{18}O$ ). (d) *G. bulli*/*G. ruber* ratio. (e) Relative abundances of *G. glutinata*. (f) Relative sea level stack (Spratt & Lisiecki, 2016). The shaded range corresponds to MIS 4. The dashed lines mark the limits between planktonic Foraminifera clusters.

## 5. Discussion

Cluster analysis and PCoA of core SIS-249 planktonic Foraminifera assemblages allowed the identification of variation patterns approximately synchronous with the MIS 5, 4 and 3 limits (Fig. 3). Cluster 1 (109 – 74 cal kyr BP) corresponds to MIS 5 and is defined by the similarity between the absolute abundances of species commonly associated with warm and oligotrophic conditions, such as *G. ruber* (white), *O. universa* and *G. menardii* (Fig. 4; Kučera, 2007). In Cluster 2 (71 – 55 cal kyr BP), which represents MIS 4, the similarity between the samples is related to the greater abundance of *G. glutinata* and *G. bulloides*, species that indicate high productivity (e.g., Conan et al., 2002; Schiebel & Hemleben, 2017), and of *G. truncatulinoides* right coiling (Fig. 4), associated to less stratified conditions, since it depends on a well-mixed upper water column to complete its reproductive cycle (e.g., Renaud & Schmidt, 2003). Cluster 3 (53 – 30 cal kyr BP) represents MIS 3 and comprises higher abundances of characteristic cooler water species (Fig. 4), such as *N. incompta* (Fig. 5f) and *G. inflata* (Fig. 5g; Kučera, 2007). Thus, the cluster analysis indicates a change from warm and oligotrophic conditions (MIS 5, Group 1) to eutrophic (MIS 4, Group 2) and cool (MIS 3, Group 3) conditions.

The close synchronicity between assemblage composition changes and MIS suggests a response to global climate forcings. The only exception occurs at ~65 cal kyr BP, when planktonic Foraminifera relative abundances, despite belonging to MIS 4, displayed a stronger similarity with MIS 3 assemblages (cluster 3, cool conditions). Surprisingly, SST<sub>MAT-100 m</sub> estimates for this exceptional sample do not indicate cooler waters. However, the oxygen isotope record of *G. inflata*, different from *G. ruber*'s, suggests a subsurface cooling. This subsurface cooling combined to unchanged surface conditions would lead to a stronger surface-subsurface contrast. Indeed, an enhanced stratification is inferred by both the increase in the  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{G.inf-G.rub}$  and the reduced relative abundance *G. truncatulinoides* (right).

Prior to this conspicuous event, during the last interglacial-glacial transition (MIS 5/ MIS 4), our record shows an abrupt cooling of SST<sub>MAT-100 m</sub> (°C) of 1.5°C between 74 – 71.5 cal kyr BP (Fig. 5a), followed by cool temperatures during MIS 4 and 3, consistent with the temperature drop event (around 73 kyr) identified by Camilo Jr. et al. (2020) in two cores of the Southwestern Atlantic (~25°S). The rapid SST decrease could be explained by the global cooling at the MIS 5/ MIS 4 transition that preceded the glacial period (Camilo Jr. et al., 2020). The Toba supervolcano eruption

in northern Sumatra (~73.8 kyr BP; Storey et al., 2012) was suggested by Camillo Jr. et al. (2020) as a factor that may have contributed to the abrupt temperature change and to an intensification of the northward displacement of the ITCZ and Subtropical and Subantarctic Fronts through the last glacial onset.

Together with the abrupt SST decrease, Camillo Jr. et al. (2020) recognized abundance increases of the cool-water species *Globoconella inflata* and *Neogloboquadrina incompta*. In our records, these species showed increasing abundance trends from MIS 5 to MIS 3 (Fig. 5f-g), yet, the abrupt SST cooling event did not show an increase in their relative abundances, possibly due to the proximity of cooler planktonic Foraminifera (transitional) bio-provinces, typical of higher latitudes (Kučera, 2007). At lower latitudes, the input of cooler waters would affect the assemblage more significantly than in our study site, causing a drastic reduction in the number of warm water species. At higher latitudes, given the lower vertical thermal contrast the input of cool water would not drastically change species abundances. Therefore, our *G. inflata* and *N. incompta* relative abundances would not show this change, masking the effect of this cooling event.

Additionally, paleotemperature proxies from lower latitudes of the Southwestern Atlantic have shown pronounced SST cooling trends towards the MIS 5/4 boundary, followed by a warming trend during the MIS 4 onset (e.g., Petró et al., 2016; Santos et al., 2017a; Lessa et al., 2019). Which in turn, makes our study site to have more affinity with high-latitude conditions, since core SIS-249 SST<sub>MAT-100 m</sub> reconstruction showed no increase during MIS 4, and consequently the heat storage suggested by Santos et al. (2017a) at lower latitudes did not reach our area.

### 5.1. Surface productivity changes

Except for the Cluster 3 sample within MIS 4, throughout this MIS, core SIS-249 recorded an increase in *G. truncatulinoides* right-coiling relative abundances (Fig. 6b) and decreased  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{G.inf-G.rub}$  values (Fig. 6b) in relation to the covered portions of MIS 5 and MIS 3, which suggests a reduction of the upper ocean stratification between 74 and 51 cal kyr BP. The  $\Delta\delta^{18}\text{O}_{G.inf-G.rub}$  shows the contrast between the mean calcification depths of *G. inflata* (95 m; Lessa et al., 2020) and *G. ruber* (28 m; Lessa et al., 2020), which characterizes thermocline to subsurface and upper mixed layer waters, respectively. As *G. truncatulinoides* right coiling, a species that dwells on

average 275 m water depth (Lessa et al., 2020), migrates to shallower depths to complete its reproductive cycle, its higher relative abundances would reflect less stratified surface waters during a specific time of the year (e.g., Renaud & Schmidt, 2003). Thus, low surface temperatures, associated to decreased upper ocean stratification during MIS 4, would reflect better mixed upper water conditions, which hence creates optimal conditions for high surface productivity.

Currently, surface productivity at Pelotas Basin is controlled by a weak austral summer coastal upwelling (Campos et al., 2013) and austral winter intrusions of PPW (Möller et al., 2008; Lantzsch et al., 2014) governed by wind direction (Piola et al., 2005). Portilho-Ramos et al. (2019) suggested that increased productivity during the last glacial onset, at  $\sim 27^{\circ}\text{S}$ , was related to prolonged austral winter-like conditions of prevalent SW winds alongshore all year-round, which may have limited summer-like upwelling conditions to shorter periods. Also, according to Portilho-Ramos et al. (2019), *G. bulloides* could record enhanced productivity related to summer upwelling events and dinocysts records (Gu et al., 2017) would reflect increased productivity due to winter northward PPW intrusions.

Core SIS-249 records an increasing productivity trend between 90 – 71 cal kyr BP, as suggested by *G. bull*/*G. rub* values (Fig. 6d) and *G. glutinata* relative abundances (Fig. 6e). The reconstructed SST<sub>MAT-100 m</sub> patterns, upper ocean stratification and surface productivity can be associated with a greater presence of cooler and nutrient-rich waters of the SACW in subsurface (Campos et al., 2000; Silveira et al., 2000; Castelão et al., 2004), indicating an enhanced upwelling that would have contributed to fertilize the photic zone (e.g., Portilho-Ramos et al., 2015) on the transition to the MIS 4. Nowadays, along the southeast SBCM, upwelling occurs as the cold and nutrient-rich thermocline SACW is transported upwards during austral spring and summer, due to enhanced NE trade winds (resulting from a southern position of the Intertropical Convergence Zone - ITCZ) and cyclonic meanders induced by the interplay between a stronger Brazil Current and other complex hydrological mechanisms (Portilho-Ramos et al., 2015 and references therein). Upwelling systems at lower latitudes of the SBCM (20 – 21°S) are modulated by the interaction between the Brazil Current with the coastline and bottom topography, which induces meandering and vortices responsible for SACW intrusions (Portilho-Ramos et al., 2015). Orientation shifts of the coastline increase instability of the Brazil Current, intensifying the action of wind-driven Ekman upwelling at the vicinities of Cabo Frio (23

– 24°S) (Portilho-Ramos et al., 2015) and near Santa Marta Cape (27 – 30°S) (Campos et al., 2013).

However, enhanced productivity could also be related to a northward displacement of PPW (Gu et al., 2017; Portilho-Ramos et al., 2019). During MIS 4, increased abundance of dinocysts suggest increased productivity related to frequent northward intrusions of the PPW (Gu et al., 2017). A northward and offshore-ward spreading of PPW during the glacial (Lantsch et al., 2014) would be favored by the low relative sea level (Fig. 6f; Spratt & Lisiecki, 2016) and the enhanced precipitation over South America (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2007), which would have increased continental outflow (Portilho-Ramos et al., 2019).

Other mechanism associated to high productivity would be the northward shift of the subtropical front. To test this hypothesis, we analyzed  $\delta^{18}\text{O}$  variations of the species *Globoconella inflata*, previously proposed as a tracer for latitudinal migration of the BMC (Chiessi et al., 2007; Voigt et al., 2015). Using the  $\delta^{18}\text{O}$  range of surface sediment samples across the modern extent of the BMC, Voigt et al. (2015) estimated a latitudinal  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc}}$  gradient of  $\sim 1.77\text{‰}/2.15^\circ$  on the confluence zone, based on the latitudinal averaged  $\delta^{18}\text{O}$  of the Brazil Current (0.99‰ between 20.61° – 35.05°S) and the Malvinas Current (2.76‰ between 37.20° – 48.91°S). During the transition from MIS 5 to MIS 4,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ivc}}$  values of *G. inflata* on our records (Fig. 5e) ranged from 0.04 to 0.79‰ ( $\Delta=0.75$ ), showing an affinity with Brazil Current signatures and no significant influence of the BMC waters.

On the other hand, Ávila et al. (2020) identified an increase in surface productivity at the southern Pelotas Basin ( $\sim 33.7^\circ\text{S}$ ) during MIS 4 and 3, mainly associated with the influence of Subantarctic Shelf Water, supporting a northward displacement of the BMC. Groeneveld & Chiessi (2011) also identified a decrease trend in SST from MIS 5 to MIS 4 in the South Atlantic (41.27°S, 14.49°W) that was attributed to the northward migration of the Subtropical Front from MIS 5 to MIS 4, albeit in a record with low temporal resolution. Thus, evidence suggest that there was indeed a northward migration of the subtropical Front, although not far enough to reach our study site at the northern Pelotas basin.

A northward migration of the Subtropical and Subantarctic Fronts could respond to a northward displacement of the ITCZ (Camilo Jr. et al., 2020), leading to a SST reduction trend and to higher abundances of cool water planktonic foraminifer

species. This would explain the SST<sub>MAT-100 m</sub> decrease pattern recorded by core SIS-249, but contradicts previously documented southward migration of the ITCZ (Schmidt & Spero, 2011) during the MIS 5/ MIS 4 transition and MIS 4. Although apparently conflicting, both the southward migration of the ITCZ and the northward migration of the Subtropical Front could eventually co-occur as a result of the compression of the tropical zone during glacial times.

## **6. Conclusions**

The sediment core SIS-249, recovered from the southern Brazilian Continental Margin, allowed the paleoceanographic reconstruction of surface conditions over the last interglacial – glacial transition. Cluster analysis of the planktonic Foraminifera assemblages revealed changes approximately synchronous with global cycles, from warm and oligotrophic conditions (MIS 5) to eutrophic (MIS 4) and cool conditions (MIS 3). Despite previous studies suggesting a northward migration, our isotopic data indicate that the Brazil/Malvinas Confluence migration did not reach our study site within the analyzed time slice. SST<sub>MAT-100 m</sub> (°C) reduction trend during the transition to the last glacial, coupled to decreased upper ocean stratification and increased productivity can be related to either intensification of summer coastal upwelling, as a result of stronger NE winds due to the southward migration of the ITCZ (which pumped cooler and nutrient-richer SACW intrusions from the thermocline to near-surface depths), or to enhanced fertilization due to higher PPW input during low relative sea level.

## **Acknowledgments**

This work was funded by the Brazilian Coordination of Higher Education Staff Improvement – CAPES (grant number 88887.091729/2014-01). J. C. Coimbra express his gratitude to the National Council of Scientific and Technological Development (CNPq) for grant 305128/2017-5.

## References

- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology* 29, 30–35. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.006>.
- Angulo, R.J., de Souza, M.C., Reimer, P.J., Sasaoka, S.K., 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon* 47, 67–73. <https://doi.org/10.1017/S0033822200052206>.
- Ávila, A.S.P., Leonhardt, A., Diniz, D., 2020. Paleoenvironmental Reconstruction off Southern Brazil during a Glacial Period (66.5–47 kyr BP): Continental and Oceanic Environments. *Journal of Coastal Research*, 36, 1204–1214. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-19-00074.1>
- Ballalai, J.M., Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Johnstone, H.J.H., Kuhnert, H., Claudio, M.R., Toledo, F., Costa, K.B., Albuquerque, A.L.S., 2019. Tracking spread of the Agulhas Leakage into the western South Atlantic and its northward transmission during the last interglacial. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1744–1760. <https://doi.org/10.1029/2019PA003653>.
- Blaauw, M., Christeny, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>.
- Braga, E.S., Chiozzini, V.C., Berbel, G.B.B., Maluf, J.C.C., Aguiar, V.M.C., Charo, M., Molina, D., Romero, S., Eichler, B.B., 2008. Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to

Itajaí (Brazil): Winter-summer aspects. *Continental Shelf Research* 28, 1649–1661. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.06.018>.

Bolli, H.M., Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy, Volume 1*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 155–262.

Broecker, W.S., T.H. Peng., 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York, 690 pp.

Camillo Jr., E., Quadros, J.P., Santarosa, A.C.A., Costa, K.B., Toledo, F.A.L., 2020. An abrupt cooling event recorded around 73 kyr in western South Atlantic. *Quaternary International* 542, 80–87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.005>.

Campos, E.J.D., Velhote, D., Silveira, I.C.A., 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current Cyclonic meanders. *Geophysical research letters* 27, 751–754. <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>.

Campos, P.C., Möller Jr, O.O., Piola, A.R., Palma, E.D., 2013. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118, 1420–1433. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20131>.

Castelão, R.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L., 2004. A Modelling Study of Coastal Upwelling Driven by Wind and Meanders of the Brazil Current. *Journal of Coastal Research* 20, 662–671. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[662:AMSOCU\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[662:AMSOCU]2.0.CO;2).



- Chiessi, C.M., Ulrich, S., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., 2007. Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. *Marine Micropaleontology* 64, 52–66. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.02.002>.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Silva, J.B., Campos, M.C., Gurgel, M.H., 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415, 28–36. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.005>.
- CLIMAP, 1976. The Surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191 (4232): 1131–1137.
- CLIMAP, 1981. Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America Map & Chart Series MC-36:1–18.
- Conan, S.M.H., Brummer, G.J.A., 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 47 (9-11), 2207–2227. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(00\)00022-9](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(00)00022-9).
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00238-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00238-9).
- Cruz Jr., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Dias, P.L.S., Viana Jr., O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63–66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>.

- Divins, D.L., 2003. Total Sediment Thickness of the World's Oceans and Marginal Seas. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO. <https://ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>.
- Elderfield, H., Vautravers, M., Cooper, M., 2002. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$ , and  $\delta^{13}\text{C}$  of species of planktonic foraminifera, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2001GC000194>.
- Emiliani, C., 1978. The cause of the Ice Ages. *Earth and Planetary Science Letters* 37 (3): 349-354. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90050-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90050-X).
- EPICA Community Members 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429: 623-628
- Ferreira, F., Frontalini, F., Leão, C.J., Leipnitz, I.I., 2014. Changes in the water column structure and paleoproductivity in the western South Atlantic Ocean since the middle Pleistocene: Evidence from benthic and planktonic foraminifera. *Quaternary International* 352, 111–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.061>.
- Gebbie, G., Streletz, G.J., Spero, H.J., 2016. How well would modern-day oceanic property distributions be known with paleoceanographic-like observations?. *Paleoceanography* 31, 472–490. <https://doi.org/10.1002/2015PA002917>.
- Gordon, A.L., 1989. Brazil-Malvinas Confluence-1984. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36, 359–361. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90042-3).

- Graffelman, J, van Eeuwijk, F., 2005. Calibration of multivariate scatter plots for exploratory analysis of relations within and between sets of variables in genomic research. *Biometrical Journal* 47, 863–879. <https://doi.org/10.1002/bimj.200510177>.
- Groeneveld, J., Chiessi, C.M., 2011. Mg/Ca of *Globorotalia inflata* as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. *Paleoceanography* 26, PA2203. <https://doi.org/10.1029/2010PA001940>.
- Gu, F., Zonneveld, K.A., Chiessi, C.M., Arz, H.W., Pätzold, J., Behling, H., 2017. Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quaternary Science Reviews* 172, 55–71. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.028>.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 1–9. [http://palaeo-electronica.org/2001\\_1/past/issue1\\_01.htm](http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm).
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J., Skinner, L. C., 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP): *Radiocarbon* 62, 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O. R., 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363 pp. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3544-6>.

Hutson, W.H., 1980. The Agulhas Current During the Late Pleistocene: Analysis of Modern Faunal Analogs. *Science* 207, 64–66. <https://doi.org/10.1126/science.207.4426.64>.

IPCC, 2019. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. In press. <https://www.ipcc.ch/srocc/>.

Kemle-von Mücke, S., Hemleben, C., 1999. Foraminifera. In: South Atlantic Zooplankton. Boltovskoy, D. (Ed.) Backhuys Publishers, Leiden, pp. 43–73.

Kučera, M., 2007. Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in Marine Geology* 1, 213–262. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01011-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1).

Kučera, M., Rosell-Melé, A., Schneider, R., Waelbroeck, C., Weinelt, M. 2005. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews*, 24: 813-819. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.017>.

Kukla, G. J., Bender, M. L., de Beaulieu, J. L., Bond, G., Broecker, W. S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L., Knudsen, K., McManus, J., Merkt, J., Muhs, D., Muller, H., Poore, R., Porter, S., Seret, G., Shackleton, N., Turner, C., Tzedakis, P., Winograd, I. J., 2002. Last interglacial

climates. *Quaternary Research*, 58(1), 2–13.  
<https://doi.org/10.1006/qres.2001.2316>.

Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292, 679–686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>.

Lantzsch, H., Hanebuth, T.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R.A., 2014. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quaternary Research* 81, 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.003>.

Lessa, D.V.O., Santos, T.P., Venancio, I.M., Albuquerque, A.L.S., 2017. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change* 158, 13–20. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.006>.

Lessa, D.V.O., Santos, T.P., Venancio, I.M., Santarosa, A.C.A., dos Santos Junior, E. C., Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Albuquerque, A.L.S., 2019. Eccentricity-induced expansions of Brazilian coastal upwelling zones. *Global and Planetary Change* 179, 33–42. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.002>.

Lessa, D., Morard, R., Jonkers, L., Venancio, I.M., Reuter, R., Baumeister, Albuquerque, A.L.S., Kučera, M., 2020. Distribution of planktonic foraminifera in the subtropical South Atlantic: depth hierarchy of controlling factors. *Biogeosciences* 17, 4313–4342. <https://doi.org/10.5194/bg-17-4313-2020>.

- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20 (PA1003). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Lisiecki, L.E., Stern, J.V., 2016. Regional and global benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography* 31, 1368–1394. <https://doi.org/10.1002/2016PA003002>.
- Loeblich, A.R.Jr., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Springer Science + Business Media, New York, 970 pp.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M., Seidov, D., 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. In: Levitus, S., Mishonov, A. (Ed.), NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J., Le Treut, H., 1990. The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, 139–145. <https://doi.org/10.1038/347139a0>.
- MARGO Project Members 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience*, 2, 127–132. <https://doi.org/10.1038/ngeo411>.
- Matano, R.P., Combes, V., Piola, A.R., Guerrero, R., Palma, E.D., Strub, P.T., James, C., Fenco, H., Chao, Y., Saraceno, M., 2014. The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Numerical simulations.

Journal of Geophysical Research: Oceans 119, 7949–7968.  
<https://doi.org/10.1002/2014JC010116>.

Milankovitch, M.M. 1941. Canon of insolation and the ice age problem. Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication, 132.

Möller, O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E.J.D., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. Continental Shelf Research 28, 1607–1624.  
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>.

Morard, R., Quillévéré, F., Douady, C.J., de Vargas, C., de Garidel-Thoron, T., Escarguel, J., 2011. Worldwide genotyping in the planktonic foraminifer *Globoconella inflata*: implications for life history and paleoceanography. PLoS ONE 6, e26665. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0026665>.

Nadal De Masi, M.A., 1999. Prehistoric hunter-gatherer mobility on the southern Brazilian coast: Santa Catarina Island. Unpublished PhD dissertation. Stanford University, 186 pp.

Paradis, E., Schliep, K., 2019. ape 5.0: an environment for modern phylogenetics and evolutionary analyses in R. Bioinformatics 35, 526–528.  
<https://doi.org/10.1093/bioinformatics/bty633>.

Patterson, R.T., Fishbein, A., 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. The Paleontological Society 63, 245–248.

- Pereira, L.S., Arz, H.W., Pätzold, J., Portilho-Ramos, R.C., 2018. Productivity evolution in the South Brazilian Bight during the last 40,000 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33, 1339–1356. <https://doi.org/10.1029/2018PA003406>.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P., 2016. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia* 19, 3–14. <https://doi.org/10.4072/rbp.2016.1.01>.
- Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1–73. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8).
- Pillar, V.D., 2020. MULTIV, software for multivariate exploratory analysis, randomization testing and bootstrap resampling. <http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br/MULTIV.html>.
- Piola, A.R., Campos, E.J., Möller Jr, O.O., Charo, M., Martinez, C., 2000. Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105 (C3), 6565–6578. <https://doi.org/10.1029/1999JC000300>.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller Jr, O.O., Campos, E.J., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters* 32, L01603. <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>.



- Pivel, M.A.G., Santarosa, A.C.A., Toledo, F.A.L., Costa, K.B., 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 164–172. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.01.014>.
- Portilho-Ramos, R.C., Ferreira, F., Calado, L., Frontalini, F., Toledo, M.B., 2015. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. *Global and Planetary Change* 135, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.003>.
- Portilho-Ramos, R.C., Pinho, T.M.L., Chiessi, C.M., Barbosa, C.F., 2019. Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin. *Climate of the Past* 15, 943–955. <https://doi.org/10.5194/cp-15-943-2019>.
- R Core Team., 2014. R: a language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. <http://www.R-project.org/>.
- Renaud, S., Schmidt, D.N., 2003. Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. *Marine Micropaleontology* 49, 97–122. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(03\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00031-8).
- Rodrigues, A.R., Pivel, M.A.G., Schmitt, P., Almeida, F.K., Bonetti, C., 2018. Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 144, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2018.05.007>.

- Ruddiman, W. F., 2005. Cold climate during the closest Stage 11 analog to recent Millennia. *Quaternary Science Reviews*, 24(10–11), 1111–1121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.012>.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Govin, A., Machado, T., Costa, K.C., Toledo, F., Dias, B.B., Albuquerque, A.L.S., 2017a. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters* 463, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.014>.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Albuquerque, A.L.S., 2017b. The impact of the AMOC resumption in the western South Atlantic thermocline at the onset of the Last Interglacial. *Geophysical Research Letters* 44, 11–547. <https://doi.org/10.1002/2017GL074457>.
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2017. *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Springer, Berlin, 359 pp.
- Schlitzer, R., 2000. Electronic atlas of WOCE hydrographic and tracer data now available. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 81, 45–45. <https://doi.org/10.1029/00EO00028>.
- Schlitzer, R., Ocean Data View, <https://odv.awi.de>, 2020.
- Schmidt, M.W., Spero, H.J., 2011. Meridional shifts in the marine ITCZ and the tropical hydrologic cycle over the last three glacial cycles. *Paleoceanography* 26, PA1206. <https://doi.org/10.1029/2010PA001976>.

- Siccha, M., Kučera, M., 2017. ForCenS, a curated database of planktonic foraminifera census counts in marine surface sediment samples. *Scientific Data* 4, 170109. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.109>.
- 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, 171–183.
- Souto, D.D., Lessa, D.V.O., Albuquerque, A.L.S., Sifeddine, A., Turcq, B.J., Barbosa, C.F., 2011. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 49–55. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.032>.
- Spratt, R.M., Lisiecki, L.E., 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past* 12, 1079–1092. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016>.
- Storey, M., Roberts, R.G., Saidin, M., 2012. Astronomically calibrated  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for the Toba supereruption and global synchronization of late Quaternary records. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 18684–18688. <https://doi.org/10.1073/pnas.1208178109>.
- Stramma, L., England, M., 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C9), 20863–20883. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>.
- Toledo, F., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., Campos, E.J.D., 2008. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic Foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia* 11, 169–178. <https://doi.org/10.4072/rbp.2008.3.03>.

- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 373–382.
- Voigt, I., Chiessi, C.M., Prange, M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Varma, V., Henrich, R., 2015. Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. *Paleoceanography* 30, 39–51. <https://doi.org/10.1002/2014PA002677>.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9).
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters*, 34, L23701. <https://doi.org/10.1029/2007GL031149>.
- Weschenfelder, J., Baitelli, R., Corrêa, I.C.S., Bortolin, E.C., Santos, C.B., 2014. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. *Journal of South American Earth Sciences* 55, 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.004>.

## 9. Conclusões

Através das mudanças observadas nas associações e composição isotópica de oxigênio de foraminíferos planctônicos, observou-se que tanto a temperatura superficial do mar, a estratificação da coluna d'água superior e a produtividade superficial variaram significativamente ao longo do intervalo estudado, desde o EIM 5 ao EIM 3.

De acordo com a composição das associações, a maior parte da variação observada esteve relacionada aos Estágios Isotópicos Marinhos, o que sugere uma reposta geral a mecanismos forçantes globais. Ainda, de acordo com a análise de agrupamentos, a maior mudança ocorreu na transição do EIM 5 para o EIM 4, quando se passou de condições quentes e oligotróficas para condições eutróficas. A diferença entre os EIM 4 e 3 parece ter sido mais sutil e reflete a transição para condições progressivamente mais frias.

Além deste padrão aproximadamente síncrono com os EIMs, houve eventos de resfriamento de curta duração. Um deles foi relacionado ao evento abrupto já identificado por outros autores na Bacia de Santos, na transição do EIM 5 para o EIM 4. O outro evento chama a atenção por representar um breve momento em que as condições do EIM 4 se assemelharam mais às do EIM 3, com temperaturas menores, porém, aparentemente, com um resfriamento apenas em subsuperfície.

Em termos de produtividade, observou-se um aumento na transição para e no final do EIM 4. Em tais intervalos, se identifica uma menor estratificação da coluna d'água e o aumento de espécies típicas de alta produtividade. Embora trabalhos prévios tenham sugerido a migração para norte da Frente Subtropical no glacial, os dados isotópicos do testemunho SIS-249 indicam uma presença constante de águas tropicais em superfície. Desta forma, a migração da Frente Subtropical não teria atingido o norte da Bacia de Pelotas, e não seria a causa destes aumentos de produtividade. A maior produtividade então poderia estar associada à ressurgência e à Pluma do Rio da Prata, condições que são favorecidas por configurações contrastantes (ventos de NE *versus* ventos de SW).

Comparando os resultados obtidos com as variações identificadas nas bacias de Campos e Santos, observou-se que a incursão de águas mais frias, ricas em nutrientes, levam a mudanças mais drásticas na composição de espécies nas bacias do sudeste do que na margem sul. Isto provavelmente está relacionado ao maior

contraste termal entre condições de ressurgência/não ressurgência nas bacias de baixas latitudes.

Finalmente, a análise das bioecozonas de foraminíferos planctônicos no testemunho SIS 249 mostrou que a definição das grandes subdivisões (Bioecozonas X e Y) é válida na Bacia de Pelotas. No entanto, um maior detalhamento requereria a definição de um bioecozoneamento específico para a Bacia de Pelotas, uma vez que a diferença latitudinal em relação às Bacias de Santos e Campos determina condições oceanográficas distintas que se refletem em diferentes proporções de espécies. Como exemplo, temos as menores abundâncias relativas das espécies do complexo *G. menardii*, a ausência do evento ótimo de *G. crassaformis* e o desaparecimento diácrono de *P. obliquiloculata*.

### Referências Bibliográficas

- Adkins, J.F. 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography*, 28, 539–561. <https://doi.org/10.1002/palo.20046>.
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I. & Angulo, R. 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology*, 29, 30–35. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.006>.
- Angulo, R.J., de Souza, M.C., Reimer, P.J. & Sasaoka, S.K. 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, 47, 67–73. <https://doi.org/10.1017/S0033822200052206>.
- Anjos-Zerfass, G.D.S., Sánchez, F.J.S. & Chemale Jr, F. 2011. Aplicação de métodos isotópicos e numéricos em paleoceanografia com base em foraminíferos planctônicos. *Terrae Didactica*, 7, 4–17.
- Ballalai, J.M., Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Johnstone, H. J. H., Kuhnert, H., Claudio, M. R., Toledo, F., Costa, K. B. & Albuquerque, A. L. S. 2019. Tracking spread of the Agulhas Leakage into the western South Atlantic and its northward transmission during the last interglacial. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 1744–1760. <https://doi.org/10.1029/2019PA003653>.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L. & Gendreau, S. 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289, 1321–1324. <https://doi.org/10.1126/science.289.5483.1321>.
- Blaauw, M., & Christeny, J.A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>.
- Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J, Frank, N., Andersen, M.B. & Deininger, M. 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature14059>.
- Bolli, H.M. & Saunders, J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Volume 1. Cambridge University Press, Cambridge, 155–262.
- Braga, E.S., Chiozzini, V.C., Berbel, G.B.B., Maluf, J.C.C., Aguiar, V.M.C., Charo, M., Molina, D., Romero, S. & Eichler, B.B. 2008. Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to

- Itajaí (Brazil): Winter-summer aspects. *Continental Shelf Research*, 28, 1649–1661. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.06.018>.
- Broecker, W.S. & T.H. Peng. 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia Univ., Palisades, New York.
- Broecker, W. & Pena, L.D. 2014. Delayed Holocene reappearance of *G. menardii*. *Paleoceanography*, 29, 291–295. <https://doi.org/10.1002/2013PA002590>.
- Campos, P.C., Möller Jr, O.O., Piola, A.R. & Palma, E.D. 2013. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1420–1433. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20131>.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Silva, J.B., Campos, M.C. & Gurgel, M.H. 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415, 28–36. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.005>.
- Conan, S.M.H. & Brummer, G.J.A. 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47 (9-11), 2207–2227. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(00\)00022-9](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(00)00022-9).
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00238-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00238-9).
- Costa, K.B., Camillo, E., Santarosa, A.C.A., Iwai, F.S., Quadros, J.P., Leipnitz, I.I. & Toledo, F.A.L. 2018. Menardiiform planktonic Foraminifera Stratigraphy from Middle Pleistocene to Holocene in the Western South Atlantic. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 21, 225–237. <http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2018.3.03>.
- Divins, D.L. 2003. *Total Sediment Thickness of the World's Oceans and Marginal Seas*. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO.
- Elderfield, H., Vautravers, M. & Cooper, M. 2002. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$ , and  $\delta^{13}\text{C}$  of species of planktonic foraminifera, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2001GC000194>.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep sea sediments. *Science*, 162, 1227–1234. <https://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. *Revista brasileira de paleontologia*, 15, 173–188. <https://doi.org/10.4072/rbp.2012.2.06>.
- Ferreira, F., Frontalini, F., Leão, C.J. & Leipnitz, I.I. 2014. Changes in the water column structure and paleoproductivity in the western South Atlantic Ocean since the middle Pleistocene: Evidence from benthic and planktonic foraminifera. *Quaternary International*, 352, 111–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.061>.
- Garcia, C.A., Sarma, Y.V.B., Mata, M.M. & Garcia, V.M. 2004. Chlorophyll variability and eddies in the Brazil–Malvinas Confluence region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51, 159–172. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.016>.
- Gebbie, G., Streletz, G.J. & Spero, H.J. 2016. How well would modern-day oceanic property distributions be known with paleoceanographic-like observations?. *Paleoceanography*, 31, 472–490. <https://doi.org/10.1002/2015PA002917>.
- Gonçalves, A., Oliveira, M.A.M. & Motta, S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobras*. Rio de Janeiro: Petrobras, 22, 157–174.
- Gordon, A.L. 1989. Brazil-Malvinas Confluence-1984. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36, 359–361. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90042-3).
- Graffelman, J & van Eeuwijk, F. 2005. Calibration of multivariate scatter plots for exploratory analysis of relations within and between sets of variables in genomic research. *Biometrical Journal*, 47, 863–879. <https://doi.org/10.1002/bimj.200510177>.
- Guihou, A., Pichat, S., Govin, A., Nave, S., Michel, E., Duplessy, J.C., Telouk, P. & Labeyrie, L. 2011. Enhanced Atlantic meridional overturning circulation supports the last glacial inception. *Quaternary Science Reviews*, 30, 1576–1582. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.017>.
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J. & Skinner, L. C. 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP): *Radiocarbon*, 62, 779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29, 142–152.

- Hemleben, C., Spindler, M. & Anderson, O. R. 1989. Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, New York, 363 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3544-6>.
- IPCC, 2019. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. In press. <https://www.ipcc.ch/srocc/>.
- Keigwin, L.D., Curry, W.B., Lehman, S.J. & Johnsen, S. 1994. The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature*, 371, 323–326.
- Kemle-von Mücke, S. & Hemleben, C. 1999. Foraminifera. In: South Atlantic Zooplankton. Boltovskoy D (ed) Backhuys Publishers, Leiden, pp 43–73.
- Kowsmann, R.O. & Costa, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, Projeto REMAC, v.8, 55p.
- Kowsmann, R.O. & Vicalvi, M.A. 2003. Descrição e datação dos furos da campanha Bucentaur 2003 na área de Jubarte/Cachalote (Bloco BC-60). PDEXP/Petrobras, Relatório interno RT GEOFF n°008/2003, 1–17.
- Kučera, M. 2007. Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in Marine Geology*, 1, 213–262. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01011-1](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1).
- Lambeck, K. & Chappell, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679–686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>.
- Lessa, D.V.O., Santos, T.P., Venancio, I.M. & Albuquerque, A.L.S. 2017. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change*, 158, 13–20. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.006>.
- Lessa, D.V.O., Santos, T.P., Venancio, I.M., Santarosa, A.C.A., dos Santos Junior, E. C., Toledo, F.A.L., Costa, K.B. & Albuquerque, A.L.S. 2019. Eccentricity-induced expansions of Brazilian coastal upwelling zones. *Global and Planetary Change*, 179, 33–42. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.002>.
- Lessa, D., Morard, R., Jonkers, L., Venancio, I.M., Reuter, R., Baumeister, Albuquerque, A.L.S. & Kucera, M. 2020. Distribution of planktonic foraminifera in

- the subtropical South Atlantic: depth hierarchy of controlling factors. *Biogeosciences*, 17, 4313–4342. <https://doi.org/10.5194/bg-17-4313-2020>.
- Lisiecki, L.E. & Stern, J.V. 2016. Regional and global benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31, 1368–1394. <https://doi.org/10.1002/2016PA003002>.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M. & Seidov, D. 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
- Loeblich, A.R.Jr. & Tappan, H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Springer Science + Business Media, New York, 970 p.
- Lopes, R., Bonetti, C., Santos, G.S., Pivel, M.A.G., Petró, S.M., Caron, F. & Bonetti, J. Submetido. Late Pleistocene sediment accumulation in the lower slope off the Rio Grande Terrace, southern Brazilian Continental Margin. *Quaternary International*.
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J. & Le Treut, H. 1990. The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, 139–145. <https://doi.org/10.1038/347139a0>.
- Matano, R.P., Combes, V., Piola, A.R., Guerrero, R., Palma, E.D., Strub, P.T., James, C., Fenco, H., Chao, Y. & Saraceno, M. 2014. The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 7949–7968. <https://doi.org/10.1002/2014JC010116>.
- Milankovitch, M.M. 1941. *Canon of insolation and the ice age problem*. Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication, 132.
- Möller, O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C. & Campos, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28, 1607–1624. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.012>.
- Morard, R., Quillévéré, F., Douady, C.J., de Vargas, C., de Garidel-Thoron, T. & Escarguel, J. 2011. Worldwide genotyping in the planktonic foraminifer *Globoconella inflata*: implications for life history and paleoceanography. *PLoS ONE*, 6, e26665. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0026665>.

- Nadal De Masi, M.A., 1999. Prehistoric hunter-gatherer mobility on the southern Brazilian coast: Santa Catarina Island. Unpublished PhD dissertation. Stanford University, 186.
- Paradis, E. & Schliep, K. 2019. ape 5.0: an environment for modern phylogenetics and evolutionary analyses in R. *Bioinformatics*, 35, 526–528. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/bty633>.
- Patterson, R.T. & Fishbein, A. 1989. Re-examination of the statistical methods used to determine the number of point counts needed for micropaleontological quantitative research. *The Paleontological Society*, 63, 245–248.
- Pereira, L.S., Arz, H.W., Pätzold, J. & Portilho-Ramos, R.C. 2018. Productivity evolution in the South Brazilian Bight during the last 40,000 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 1339–1356. <https://doi.org/10.1029/2018PA003406>.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. & Mizusaki, A.M.P. 2016. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19, 3–14. <https://doi.org/10.4072/rbp.2016.1.01>.
- Peterson, R.G. & Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1–73. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8).
- Pillar, V.D. 2020. MULTIV, software for multivariate exploratory analysis, randomization testing and bootstrap resampling. Disponível em <http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br/MULTIV.html>.
- Piola, A.R., Campos, E.J., Möller Jr, O.O., Charo, M. & Martinez, C. 2000. Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105 (C3), 6565–6578. <https://doi.org/10.1029/1999JC000300>.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller Jr, O.O. & Campos, E.J. 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32, L01603. <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>.
- Pivel, M.A.G., Santarosa, A.C.A., Toledo, F.A.L. & Costa, K.B. 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 164–172. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.01.014>.

- Poag, C.W. & Valentine, P.C. 1976. Biostratigraphy and Ecostratigraphy of the Pleistocene Basin Texas-Louisiana Continental Shelf. Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies, 26, 185–256.
- Portilho-Ramos, R.C., Rios-Netto, A.M. & Barbosa, C.F. 2006. Caracterização bioestratigráfica do Neógeno Superior da Bacia de Santos com base em Foraminíferos Planctônicos. Revista Brasileira de Paleontologia, 9, 349–354.
- Portilho-Ramos, R.D.C., Barbosa, C.F. & Rios-Netto, A.M. 2014a. Planktonic foraminiferal variations in the Southwestern Atlantic since the last glacial–interglacial cycle. Palaios, 29, 38–44. <https://doi.org/10.2110/palo.2012.104>.
- Portilho-Ramos, R.D.C., Ferreira, F., Lago, L.C., Da Silva, A.G.V., Jaworski, K.S. & Toledo, M.B. 2014b. *Globorotalia crassaformis* Optimum Event: a new late Quaternary biostratigraphic marker for the southeastern Brazilian margin. Palaios, 29, 578–593. <https://doi.org/10.2110/palo.2013.097>.
- Portilho-Ramos, R.C., Ferreira, F., Calado, L., Frontalini, F. & Toledo, M.B. 2015. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. Global and Planetary Change, 135, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.003>.
- Portilho-Ramos, R.C., Pinho, T.M.L., Chiessi, C.M. & Barbosa, C.F. 2019. Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin. Climate of the Past, 15, 943–955. <https://doi.org/10.5194/cp-15-943-2019>.
- Prell, W.L. & Damuth, J.E. 1978. The climate-related diachronous disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata* in Late Quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean. Marine Micropaleontology, 3, 267–277. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(78\)90031-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(78)90031-2).
- R Core Team. 2014. R: a language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. <http://www.R-project.org/>.
- Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature, 419, 207–214. <https://doi.org/10.1038/nature01090>.
- Renaud, S. & Schmidt, D.N. 2003. Habitat tracking as a response of the planktic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr. Marine Micropaleontology, 49, 97–122. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(03\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00031-8).
- Rodrigues, A.R., Pivel, M.A.G., Schmitt, P., Almeida, F.K. & Bonetti, C. 2018. Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter

- paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 144, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2018.05.007>.
- Sanjinés, A.E.S. 2006. Biocronoestratigrafia e correlação gráfica de três testemunhos a pistão do talude continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Govin, A., Machado, T., Costa, K.C., Toledo, F., Dias, B.B. & Albuquerque, A.L.S. 2017a. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 463, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.014>.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H. & Albuquerque, A.L.S. 2017b. The impact of the AMOC resumption in the western South Atlantic thermocline at the onset of the Last Interglacial. *Geophysical Research Letters*, 44, 11–547. <https://doi.org/10.1002/2017GL074457>.
- Schiebel, R. & Hemleben, C. 2017. *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Berlin, Alemanha: Springer.
- Schlitzer, R. 2000. Electronic atlas of WOCE hydrographic and tracer data now available. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81, 45–45. <https://doi.org/10.1029/00EO00028>.
- Siccha, M. & Kučera, M. 2017. ForCenS, a curated database of planktonic foraminifera census counts in marine surface sediment samples. *Scientific Data*, 4, 170109. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.109>.
- 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, 171–183.
- Souto, D.D., Lessa, D.V.O., Albuquerque, A.L.S., Sifeddine, A., Turcq, B.J. & Barbosa, C.F. 2011. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, 49–55. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.032>.
- Souza, R.B. & Robinson, I.S. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24, 241–262. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.10.001>.
- Spratt, R.M. & Lisiecki, L.E. 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12, 1079–1092. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016>.

- Stramma, L. & England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104 (C9), 20863–20883. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>.
- Suárez-Ibarra, J.Y., 2020. Análise bioestratigráfica e paleoceanográfica com foraminíferos planctônicos do Quaternário tardio do Atlântico Sul ocidental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Toledo, F., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., Campos, E.J.D. 2008. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic Foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11, 169–178. <https://doi.org/10.4072/rbp.2008.3.03>.
- Toledo, F.A.L., Quadros, J.P., Camillo, E., Santarosa, A.C.A., Flores, J.A. & Costa, K.B. 2016. Plankton Biochronology for the Last 772,000 Years from the Western South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 127, 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.07.002>.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68, 373–382.
- Vicalvi, M.A. 1997. Biostratigraphic and paleoclimatic zoning of upper Quaternary sediments from the Campos Basin slope, RJ, Brazil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11, 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. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Vicalvi, M.A., 2013. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do Sudeste brasileiro. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21, 357–368.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do sul. *Notas Técnicas*, 8, 1–45.
- Voelker, A.H. 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185–1212. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00139-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00139-1).
- Weinkauf, M.F., Bonitz, F.G., Martini, R., & Kučera, M. 2019. An extinction event in planktonic Foraminifera preceded by stabilizing selection. *PLoS ONE*, 14, e0223490. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0223490>.

- Weschenfelder, J., Baitelli, R., Corrêa, I.C.S., Bortolin, E.C., Santos, C.B. 2014. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.004>.
- Zweng, M.M, Reagan, J.R., Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Johnson, D.R., Seidov, D., Biddle, M.M. 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*. Levitus, S. (Ed.), Mishonov, A. (Technical Ed.). NOAA Atlas NESDIS 74, pp. 1–39. <http://doi.org/10.7289/V5251G4D>.



**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**"BIOECOZONAS E PALEOCEANOGRÁFIA SUPERFICIAL DO ATLÂNTICO SUDOESTE ENTRE OS ESTÁGIOS ISOTÓPICOS MARINHOS 5 E 3 COM BASE EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS"**

Área de Concentração: Paleontologia

Autor: **Tiago Menezes Freire**

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Orientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel

Examinador: Cristianini Trescastro Bergue

Data: 08 de dezembro de 2020

Conceito: A

**PARECER:**

A monografia possui relevância por relatar estudo em área ainda relativamente carente de pesquisas sobre foraminíferos planctônicos quaternários na margem continental brasileira. O objetivo do trabalho se mostra satisfatoriamente atingido apresentando dados originais e comparações com estudos análogos da margem sudeste.

A metodologia de trabalho, análise e interpretação dos dados baseia-se nos protocolos atuais da pesquisa paleontológica em foraminíferos e são discutidos com literatura atualizada e diversificada.

O trabalho, portanto, cumpre os requisitos de uma dissertação de mestrado.

Assinatura:

Data: 08/12/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Tiago Freire

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação /Tese:	
<b>“BIOECOZONAS E PALEOCEANOLOGIA SUPERFICIAL DO ATLÂNTICO SUDOESTE ENTRE OS ESTÁGIOS ISOTÓPICOS MARINHOS 5 E 3 COM BASE EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS”</b>	
Área de Concentração: Paleontologia	
Autor: <b>Tiago Menezes Freire</b>	
Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra	
Orientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel	
Examinador: Rodrigo da Costa Portilho Ramos	
Data: 14.12.2020	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>Em primeiro lugar gostaria de agradecer o convite para compor a banca de qualificação de mestrado de Tiago Menezes Freire, com o título: <i>Bioecozonas e paleoceanografia superficial do Atlântico Sudoeste entre os Estágios Isotópicos Marinhos 5 e 3 com base em foraminíferos planctônicos</i>. Thiago teve como objetivo reconstituir as condições paleoceanográficas da margem continental Sul brasileira (Bacia de Pelotas) com base em foraminíferos planctônicos e isótopos estáveis de oxigênio.</p> <p>De uma forma geral, o texto está muito bem escrito, fluente e fácil de ser entendido. Thiago apresentou uma visão geral da importância dos estudos paleoceanográficos e bioestratigráficos na região. Thiago explicou muito bem as ferramentas (proxies) usadas em seu trabalho, porém algumas delas como a Técnica do Análogo Moderno (TAM), precisa ser melhor explicada com mais detalhes sobre o banco de dados utilizados e para qual região (ex. Global ou foi limitada ao Atlântico Sul?). A dissertação foi dividida em duas partes, a primeira foi definir o modelo cronológico e a segunda um esboço de um artigo científico com os dados gerados.</p> <p>Apesar do testemunho ser de baixa resolução, o que compromete a correlação entre a curva de <math>\delta^{18}\text{O}</math> de <i>Globorotalia inflata</i> com uma curva de <math>\delta^{18}\text{O}</math> regional de LS2016, a interpretação da assembleia fóssil e a correta identificação dos marcos bioestratigráficos, como o desaparecimento do plexo menardiforme por volta de 84.000 anos, foram decisivos para definir uma</p>	


idade entre 30.000 e 110.000 anos para o testemunho sedimentar estudado. Nessa primeira parte não tenho muito a acrescentar, está muito boa e Thiago alcançou seu objetivo satisfatoriamente.

Na segunda parte da dissertação, Thiago apresenta um esboço de um artigo científico em inglês onde ele usa a assembleia de foraminíferos planctônicos assim como o TAM para reconstituir as condições ambientais como temperatura superficial, produtividade e estratificação da coluna d'água da região durante o intervalo de tempo abordado. Thiago apresentou um trabalho completo com introdução, metodologia, resultados, discussão e conclusões. Porém, como ainda é um esboço, muita coisa precisa ser melhorada no texto que contém algumas interpretações equivocadas. Não tenho dúvidas que Thiago possa melhorar o trabalho para ser publicado muito em breve. Algumas sugestões e comentários com objetivo de melhorar o artigo foram adicionadas no documento original e será entregue ao Thiago ainda nessa semana.

Um exemplo é a profundidade de calcificação de *G. inflata*. No trabalho, Thiago disse que essa espécie calcifica por volta de 100m de profundidade baseado no trabalho de Lessa et al (2020), no qual não compreende a margem Sul do Brasil, além de ser limitado o verão austral. No entanto, existe um trabalho exatamente na margem Sul do Brasil e diversos outros no Atlântico, mostrando as profundidades de calcificação de alguns espécies de foraminíferos planctônicos, incluindo *G. inflata* e *G. truncatulinoides* que mostram uma calcificação entre 200 – 400m de profundidade para ambas as espécies.

Pra terminar, eu gostei muito do trabalho do Thiago, acho que ele alcançou os requisitos científicos esperados para um aluno de mestrado que está começando sua carreira científica. Tenho plena certeza de que o Thiago está pronto para começar o doutorado e dar um passo à frente em sua carreira.

Por fim, sou de parecer favorável à aprovação da dissertação de Tiago Menezes Freire, com o título: ***Biocozonas e paleoceanografia superficial do Atlântico Sudoeste entre os Estágios Isotópicos Marinhos 5 e 3 com base em foraminíferos planctônicos.***

Assinatura: 

Data: 14.12.2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:   
Tiago Freire

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação /Tese:	
<b>“BIOECOZONAS E PALEOCEANOGRÁFIA SUPERFICIAL DO ATLÂNTICO SUDOESTE ENTRE OS ESTÁGIOS ISOTÓPICOS MARINHOS 5 E 3 COM BASE EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS”</b>	
Área de Concentração: Paleontologia	
Autor: <b>Tiago Menezes Freire</b>	
Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra	
Orientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel	
Examinador: Dr. Thiago Pereira dos Santos	
Data: 11/12/2020	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de Mestrado apresentada pelo aluno Tiago Menezes Freire aborda a última transição interglacial-glacial a partir de um testemunho marinho (SIS-249, 2091 m) recuperado na Bacia de Pelotas. O autor emprega análises estatísticas a partir da composição faunística de foraminíferos planctônicos, bem como dados isotópicos medidos em determinadas espécies. O texto é bem construído, objetivo, com um adequado tamanho das frases e parágrafos. O aluno mostra bom domínio sobre a literatura apresentada. Os dados gerados a partir do referido testemunho possuem uma clara limitação em termos de resolução e características que ajudam a definir os limites cronológicos. Ainda assim, o aluno foi capaz de apresentar uma interpretação completa e produzir um manuscrito científico para um periódico internacional que está em revisão. Um aspecto geral de melhora que pode ser recomendado ao aluno gira em torno da formulação de questões científicas interessantes e a construção de uma narrativa ao redor dessa questão em seções de abertura como o Resumo, Introdução e Contextualização. A Introdução aborda por demais aspectos ligados a indicadores paleoambientais consagrados na literatura, enquanto poderia versar sobre o alvo de estudo do autor e os pontos que ele pretende sanar. Mais especificamente, o modelo de idades gerado para o testemunho SIS-249 pode ser revisto considerando um novo alinhamento próximo a sua base. Em minha visão, esse reposicionamento deixaria valores e transições isotópicas em melhor coerência com demais testemunhos e curvas de referência empregadas no trabalho. Ainda quanto a cronologia, o autor precisa definir melhor a origem da sua referência temporal. A bioestratigrafia tem sérias limitações frente a estratigrafia isotópica de oxigênio, que é a referência para a paleoceanografia moderna. As duas formas de análise não convergem nas definições de “glacial” e “interglacial” e isso é importante para a interpretação dos dados. Visto que foram gerados dados isotópicos para o desenvolvimento da cronologia pouco valor tem toda a consideração bioestratigráfica para esse fim. De toda forma, essas considerações em nada reduzem o valor deste documento, que consiste de um exercício científico completo condizente com o nível esperado de uma dissertação de Mestrado. Portanto, considero o aluno Tiago Menezes Freire apto a obter o grau de mestre conferido pelo programa de pós-graduação.</p>	
Assinatura: 	Data: 11/12/2020
Ciente do Orientador: 	
Ciente do Aluno: 	