

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LAIS FABIANA OLISKOVICZ

VARIAÇÕES HIDROGRÁFICAS NO ATLÂNTICO SUDOESTE DURANTE O
HOLOCENO TARDIO E A RELAÇÃO COM AS FORÇANTES EXTERNA E
INTERNAS DO SISTEMA CLIMÁTICO

PONTAL DO PARANÁ

2016

LAIS FABIANA OLISKOVICZ

VARIAÇÕES HIDROGRÁFICAS NO ATLÂNTICO SUDOESTE DURANTE O
HOLOCENO TARDIO E A RELAÇÃO COM AS FORÇANTES EXTERNA E
INTERNAS DO SISTEMA CLIMÁTICO

Trabalho apresentado como requisito parcial
à obtenção do grau de Bacharel em
Oceanografia no curso de graduação em
Oceanografia, Setor de Ciências da Terra da
Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof.^a Dra. Renata Hanae
Nagai

PONTAL DO PARANÁ

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE:
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar
Liliam Maria Orquiza - CRB-9/712

O47v Oliskovicz, Lais Fabiana
Variações hidrográficas no Atlântico Sudoeste durante o Holoceno Tardio e a relação com as forçantes externa e internas do sistema climático. / Lais Fabiana Oliskovicz. -- Pontal do Paraná, 2016.
55f.; 29 cm.

Orientadora: Prof^a Dr^a Renata Hanae Nagai.

Monografia (graduação) - Curso de Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

1. Atlântico Sudoeste. 2. Holoceno Tardio. 3. Foraminíferos planctônicos. I. Título. II. Nagai, Renata Hanae. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.4

TERMO DE APROVAÇÃO

Lais Fabiana Oliskovicz

“Variações hidrográficas no Atlântico Sudoeste durante o Holoceno Tardio e a relação com as forçantes externa e internas do sistema climático.”

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:

Prof^a.Dr^a. Renata Hanae Nagai-CEM/UFPR



Prof.Dr. Maurício Almeida Noernberg-CEM/UFPR



Prof^a.Dr^a.Silvia Helena de Mello e Sousa-IO/USP



Prof.Dr. Maurício Almeida Noernberg
Presidente

Pontal do Paraná, 28 de junho de 2016

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Deus pela vida e pelas oportunidades de crescimento intelectual e espiritual.

Agradeço aos meus pais Luiz e Marinez, pelo amor, carinho e dedicação, por acreditarem em mim e apoiarem minhas escolhas. Também agradeço à contribuição emocional, educacional e financeira, pois foram essenciais para que o sonho de cursar oceanografia se concretizasse.

Agradeço à minha orientadora Renata, por ter acreditado em mim desde o início, por ter me mostrado um caminho de realização pessoal através da oceanografia. Por sempre me ajudar nos aspectos acadêmicos e pessoais, e principalmente pela ajuda constante no aperfeiçoamento deste projeto. Também sou grata por ser minha amiga, por me dar conselhos e me acalmar nos momentos em que estive ansiosa ou desacreditada de mim mesma.

Agradeço ao meu namorado Alex, por me apoiar e ser meu parceiro em todos os momentos, pelo carinho e compreensão e por me inspirar a ser uma pessoa mais organizada e objetiva. Também sou grata pela paciência e incentivo incessante para que eu confie no meu potencial.

Agradeço à minha amiga Milena, por ser além de amiga de infância, uma irmã em que eu posso contar sempre, por me apoiar nos meus objetivos e me ajudar a evoluir com as ricas trocas de conhecimento diário.

Agradeço à minha amiga Clara, por se preocupar com meu desempenho na elaboração deste projeto, mesmo longe. Sou grata por sempre me incentivar à perseguir meus sonhos, pelos conselhos e compreensão.

Agradeço ao meu amigo Matheus pela amizade durante todos os anos de graduação e depois, e principalmente por me ajudar nos momentos decisivos da elaboração deste trabalho, por me aconselhar e apoiar minhas escolhas sempre.

Agradeço aos meus amigos Bruna, Gabriela e Ronaldo pelos anos de amizade, parceria e confiança, e por me incentivarem a atingir meus objetivos. Por ter sido bem recebida de volta à Pontal e me sentido em casa novamente graças à vocês.

Agradeço à minha amiga Liciane, pelos ensinamentos, conselhos e demonstrações de carinho.

Agradeço ao meu irmão João Pedro por trazer luz e alegria na minha vida, e por me inspirar a ser uma pessoa melhor, capaz de ajudar a construir um mundo sustentável e justo para ele e para as próximas gerações.

Agradeço aos meus amigos e colegas de laboratório Amanda, Anne, Aislyn, Felipe, Gabi, Henrique, Italo, Katarina, Nayani e Roberto pela troca de conhecimento, pelas discussões produtivas nas reuniões do laboratório, e por serem pacientes com a minha insistência em trocar os horários na lupa. Agradeço à Amanda por me ensinar os métodos e ao Felipe pela colaboração na triagem dos foraminíferos.

Agradeço à turma GRR2010, por terem feito parte de todos os momentos importantes da minha graduação, pela construção conjunta do conhecimento e pela contribuição indireta com este projeto.

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, ao Centro de Estudos do Mar e aos meus professores, por terem me apresentado com os ensinamentos sobre a oceanografia, e pela contribuição essencial na minha formação acadêmica, pessoal e ética.

*"I will be chasing a starlight
Until the end of my life"*

(Matthew Bellamy)

RESUMO

No Holoceno Tardio a forçante solar e os modos de variabilidade interna do planeta (p.e., Circulação Meridional do Atlântico – AMOC) foram as forçantes que dominaram as oscilações no clima. As variações no clima global são influenciadas pela transferência de calor entre oceano e atmosfera, e estas variações podem ser observadas através da temperatura da superfície do mar (TSM). Assim, este projeto tem como objetivo principal avaliar as variações na TSM no Atlântico SW durante o Holoceno Tardio, com base em associações de foraminíferos planctônicos, e avaliar a relação destas variações com a forçante solar e a AMOC. Para isso, um testemunho (NAP68-2, 25,792°S, 45,022°W, 1393m) foi investigado quanto ao conteúdo de foraminíferos planctônicos. O modelo de idade foi obtido por uma regressão linear baseada em datação de AMS ^{14}C , revelando que o testemunho abrange os últimos 3000 anos. As amostras foram quarteadas na fração de tamanho $>125\ \mu\text{m}$ e foram triadas em placa específica (*picking tray*), com um mínimo de 300 foraminíferos planctônicos. As testas foram contadas e identificadas com base em literatura específica. As estimativas de TSM foram obtidas com base nos dados microfaunísticos a partir de uma função de calibração. Um total de 29 espécies de foraminíferos planctônicos foram identificadas, das quais 7 foram consideradas como representativas ($>6\%$) e classificadas de acordo com suas preferências ecológicas. A análise das associações de foraminíferos revela que entre 3000 e 1500 anos cal. AP havia predominância de menor TSM e alta produtividade primária, provavelmente associada à ressurgência de quebra de plataforma da ACAS no Atlântico SW. Após 1500 anos cal. AP as associações indicam aumento da TSM e baixa produtividade devido à predominância de águas provenientes da AT. Similar aos resultados encontrados nas observações da fauna, as razões Gb/Gr e F/Q, que foram utilizadas como indicadores da intensidade de ressurgência e de temperatura, respectivamente, mostraram aumento na abundância de espécies de água fria em 1600 anos cal. AP, e predominância das espécies de águas quentes no Presente. A partir da comparação da TSM reconstruída neste trabalho com outros trabalhos na margem Brasileira, foi possível observar que anomalias positivas (negativas) de TSM estão associadas à CB enfraquecida (fortalecida) e o fortalecimento (enfraquecimento) da AMOC. Portanto, confirma-se a hipótese de que as mudanças na intensidade da AMOC na margem SE brasileira atuaram como forçante fundamental nas variações da TSM no Holoceno Tardio.

Palavras-Chave: Atlântico Sudoeste; Holoceno Tardio; foraminíferos planctônicos.

ABSTRACT

During the Holocene the climate suffered variations resulted from changes in the external and internal forcings of the climate system. In the Late Holocene solar forcing and internal variability (i.e., Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC) were the main drivers of climatic oscillations. Climate change is influenced by heat transfer between ocean and atmosphere, it can be observed by sea surface temperature (SST). Thus, this project aims to evaluate sea surface temperature (SST) changes in the SW Atlantic during the Late Holocene, based on the planktonic foraminifera assemblages, and evaluate the relation of these variations to solar forcing and AMOC. For this, a marine sediment core (NAP68-2, 25.792°S, 45.022°W, 1393m) was investigated by its planktonic foraminifera content. The age-depth model was obtained by a linear regression based on AMS ¹⁴C datings, revealing the core spans the last 3000 years. A minimum of 300 planktonic foraminifera specimens in the >125 µm size fraction were hand-picked, tests were counted and identified based on specific literature. SST estimates were obtained based on microfaunal data using a calibration function. A total of 29 planktonic foraminifera taxa were identified, from these 7 species considered as representative (>6%) were classified according to their ecological preferences. The species presented an increase in their relative abundance from 3000 to 1500 yr. cal. BP, possibly due to dominance of lower SST and high primary production induced by upwelling of SACW in the Atlantic SW. After 1500 yr cal. BP the species presented an increase in relative abundance as a result of high SST and low productivity due to predominance of warm waters from TW. Similarly to the results found in the faunal observations, the ratio Gb/Gr and F/Q, upwelling intensity indicator and temperature indicator, respectively, showed high values and increase in the abundance of cold water species in approximately 1600 yr cal. BP, and lower values in the recent period, as well as predominance of warm waters species. A comparison between our SST estimations and other Brazilian margin studies allowed us to infer that positive (negative) SST anomalies are associated to a weakened (strengthened) BC, and strengthened (weakened) AMOC. Therefore, the hypothesis that changes in the intensity of the AMOC in the Brazilian SE margin acted as a main forcing to variations in SST on the Late Holocene was confirmed.

Keyword: Southwestern Atlantic; Late Holocene; planktonic foraminifera.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA EM LARGA ESCALA DAS CORRENTES GEOSTRÓFICAS E FRENTES OCEÂNICAS DO ATLÂNTICO SUL BASEADA EM PETERSON e STRAMMA (1991).	16
FIGURA 2 – ESQUEMA REPRESENTATIVO DO SENTIDO DAS MASSAS D'ÁGUA NA MARGEM SE BRASILEIRA, BASEADO EM STRAMMA e ENGLAND (1999).	17
FIGURA 3 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO OCEANOGRÁFICA ONDE FOI REALIZADA A COLETA DO TESTEMUNHO NAP68-2.	24
FIGURA 4 – GRÁFICO DA DENSIDADE TOTAL DAS TESTAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS AO LONGO DO ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.	27
FIGURA 5 – GRÁFICOS DE ABUNDÂNCIA DAS ESPÉCIES (A) <i>G. bulloides</i> , (B) <i>G. glutinata</i> e (C) <i>G. calida</i> NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.	29
FIGURA 6 - GRÁFICOS DE ABUNDÂNCIA DAS ESPÉCIES (A) <i>G. ruber</i> (white), (B) <i>G. ruber</i> (pink), (C) <i>G. rubescens</i> e (D) <i>G. sacculifer</i> NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.	29
FIGURA 7 – GRÁFICOS DAS RAZÕES (A) <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i> (Gb/Gr) E (B) ESPÉCIES FRIAS E QUENTES (F/Q) NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.	30
FIGURA 8 – GRÁFICOS DOS ÍNDICES (A) RIQUEZA DAS ESPÉCIES (S), (B) DIVERSIDADE DE SHANNON (H') E (C) EQUITATIVIDADE DE PIELOU (J') NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.	31
FIGURA 9 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO DAS 122 AMOSTRAS DE SEDIMENTO SUPERFICIAL, COLETADAS ENTRE 0°S e 56°S, RETIRADAS DA BASE DE DADOS <i>BROWN UNIVERSITY FORAMINIFERAL DATA BASE</i> (PRELL et al., 1999), QUE FORAM UTILIZADAS PARA CALCULAR A FUNÇÃO DE CALIBRAÇÃO DO PRESENTE COM BASE EM DADOS DE FAUNA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS E SUA RELAÇÃO COM OS FATORES OBTIDOS ATRAVÉS DA ANÁLISE FATORIAL MODO-Q.	32
FIGURA 10 – GRÁFICOS DOS QUATRO FATORES GERADOS PELA ANÁLISE	

FATORIAL MODO Q, (A) FATOR 1 – FATOR TROPICAL, (b) FATOR 2 – FATOR SUBTROPICAL, (C) FATOR 3 – FATOR SUBANTÁRTICO, (D) FATOR 4 – FATOR EQUATORIAL.	33
FIGURA 11 – (A) GRÁFICO DA REGRESSÃO MÚLTIPLA ENTRE A TSM MÉDIA ANUAL ESTIMADA E A TSM OBSERVADA PARA CADA UM DOS PONTOS DA BASE DE DADOS <i>BROWN UNIVERSITY FORAMINIFERAL DATA BASE</i> (PRELL et al., 1999) E DE MIX et al., 1999, RESPECTIVAMENTE, (B) GRÁFICO DOS RESÍDUOS ENTRE A TSM OBSERVADA E A ESTIMADA EM RELAÇÃO A LATITUDE.....	34
FIGURA 12 – GRÁFICO DA TSM MÉDIA ANUAL RECONSTRUÍDA (°C) NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.....	34
FIGURA 13 – (A) INSOLAÇÃO ANUAL (cal/cm ² /dia) AO LONGO DO HOLOCENO EM 20°S (BERGER; LOUTRE, 1991); (B) COMPARAÇÃO ENTRE A TSM MÉDIA ANUAL RECONSTRUÍDA (°C) OBTIDA PARA O TESTEMUNHO NAP68-2 (CURVA AZUL, ESTE TRABALHO) E DADOS DE TSM DO TESTEMUNHO LAPAS-KF02 (CURVA LARANJA, PIVEL et al., 2013) E GEOB2107-5 (CURVA CINZA, CHIESSI et al., 2014).	39
FIGURA 14 – MODELO DE SIMULAÇÃO DA VARIAÇÃO NA INTENSIDADE DOS VENTOS E DA TSM OBTIDO DE CALADO et al. (2010, p.1184), ONDE OBSERVAM-SE OS DIFERENTES ESTÁGIOS DE INTENSIDADE DA CB DURANTE 30 DIAS, nos locais de COLETA DO TESTEMUNHOS (a) NAP68-2 (ESTE TRABALHO), (B) LAPAS-KF02 (PIVEL et al., 2013), (C) GEOB2107-5 (CHIESSI et al., 2014).....	41

LISTA DE ABREVIATURAS E/OU SIGLAS

AAF	– Água Antártica de Fundo
ACAS	– Água Central do Atlântico Sul
AIA	– Água Intermediária Antártica
AMOC	– Circulação Meridional do Atlântico
APAN	– Água Profunda do Atlântico Norte
AT	– Água Tropical
CB	– Corrente do Brasil
CCI	– Contracorrente Intermediária
CNB	– Corrente Norte do Brasil
CSE	– Corrente Sul Equatorial
F/Q	– Razão espécies frias/quentes
Gb/Gr	– Razão <i>G. bulloides</i> / <i>G. ruber</i>
SMAS	– Sistema de Monção da América do Sul
SSM	– Salinidade da Superfície do Mar
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 JUSTIFICATIVA	17
1.2 HIPÓTESE	18
2 OBJETIVOS.....	19
2.1 OBJETIVO GERAL	19
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
3 ÁREA DE ESTUDO	20
3.1 CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS MODERNAS	20
3.2 O ATLÂNTICO SW NO HOLOCENO	21
4 MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1 CRONOLOGIA	23
4.2 DADOS MICROFAUNÍSTICOS.....	24
4.3 RECONSTRUÇÃO DE TSM	26
5 RESULTADOS.....	27
5.1 CRONOLOGIA	27
5.2 DADOS MICROFAUNÍSTICOS.....	27
5.3 RECONSTRUÇÃO DE TSM	30
5.3.1 Fator 1: Fator Tropical	30
5.3.2 Fator 2: Fator Subtropical.....	31
5.3.3 Fator 3: Fator SubAntártico	31
5.3.3 Fator 4: Fator Equatorial.....	32
6 DISCUSSÃO	35
7 CONCLUSÃO	42
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43
ANEXO.....	48

1 INTRODUÇÃO

A paleoceanografia tem como base a ciência da história dos oceanos, na qual se faz a reconstrução das condições ambientais e climas passados, em vários intervalos de tempo e níveis de precisão. Procura-se entender o papel que os processos oceânicos tem nas mudanças climáticas e no ambiente global. É uma vasta área do conhecimento que possui vários métodos científicos biológicos, químicos e físicos, e utiliza técnicas estatísticas para a interpretação de dados complexos.

Segundo Fischer e Wefer (1999), os indicadores estudados na paleoceanografia que possuem relação direta com qualquer parâmetro ambiental são chamados de *proxy*, em síntese, o qual mede e descreve as variáveis ambientais dos oceanos. A temperatura, salinidade e a produção primária são exemplos de variáveis ambientais que são muito estudadas devido a sua importância para a paleoceanografia. A temperatura da superfície do mar (TSM) é uma variável bastante útil para a reconstrução dos ambientes oceânicos, pois proporciona dados e informações para a modelagem do clima, circulação oceânica e explicação para os padrões de produtividade. A salinidade da superfície do mar (SSM) pode ser estimada através de grupos de microfósseis e isótopos de oxigênio, utilizando métodos análogos aos usados na reconstrução da TSM. A reconstrução de padrões de produtividade é de grande interesse para a paleoceanografia devido às outras respostas que são possíveis determinar, como, padrões de circulação, processos de mistura, ventos, ciclo do carbono e distribuição biológica. (FISCHER; WEFER, 1999)

Através das propriedades dos sedimentos encontram-se diversas informações úteis para o estudo de parâmetros ambientais, bem como a reconstrução da história dos oceanos que pode ser encontrada nos microfósseis, em forma de grupos de espécies ou de elementos e composição isotópica de suas testas. Organismos que possuem carapaça de cálcio, presentes na coluna d'água (planctônicos) e no fundo oceânico (bentônicos), tem a capacidade de registrar mudanças ambientais, como exemplo: foraminíferos, diatomáceas e nanoplâncton.

(FISCHER; WEFER, 1999)

Os foraminíferos são organismos unicelulares que pertencem ao reino protista e vivem no substrato oceânico (bentônicos) ou na coluna d'água (planctônicos). O citoplasma da célula dos foraminíferos é envolvida por uma carapaça ou testa que é composta por matéria orgânica, minerais (calcita, aragonita, sílica) ou por partículas aglutinantes. Os foraminíferos são datados desde o período Pré-Cambriano até o presente, seu auge foi durante o Cenozóico (ARMSTRONG; BRASIER, 2005). De acordo com Kucera (2007) os foraminíferos planctônicos são uma importante fonte de *proxies* paleoceanográficos, pois suas testas fornecem muitas informações como a composição química, morfologia e padrões de distribuição das espécies mais abundantes. As variações de espécies de foraminíferos em determinado ambiente são úteis para descobrir mudanças na circulação oceânica, e também a partir dos isótopos em suas testas é possível determinar mudanças na temperatura e assim compreender a história do clima (ARMSTRONG; BRASIER, 2005).

O estudo dos fósseis demonstra a influência das variáveis ambientais através da morfologia, bem como determina qual a distribuição temporal e espacial. A morfologia de cada espécie está relacionada com a informação genética combinada aos efeitos ecológicos, portanto se há conhecimento sobre estes efeitos na forma dos organismos, este pode ser um fator para a reconstrução das condições ambientais que a espécie foi exposta durante seu ciclo de vida (KUCERA, 2007). Portanto, o conhecimento adquirido a partir dos registros encontrados nos foraminíferos é fundamental para a reconstrução das variáveis em ambientes do passado, como a temperatura, salinidade e produtividade primária, para que se possa compreender o ambiente atual e futuro.

O Holoceno é o período que representa as mais recentes informações da histórica geológica da Terra, na qual abrange o intervalo de 11.7 mil anos até o presente e representa o início do aumento da temperatura da Terra após o último período glacial (WALKER et al., 2012). Amostras estratigráficas deste período mostram mudanças climáticas e variações no nível do mar, diferentes processos geomorfológicos e hidrológicos, desenvolvimento da vegetação e migrações da

fauna. Walker et al. (2012) sugere uma proposta formal de subdivisão do Holoceno: Holoceno Inferior (11,7-8,2 mil anos AP), Holoceno Médio (8,2-4,2 mil anos AP) e Holoceno Tardio (4,2 mil anos AP até o Presente). A primeira subdivisão, do Holoceno Inferior ao Holoceno Médio, tem como base o maior evento de resfriamento do período, que teve curta duração e foi detectado através de testemunhos de gelo na Groelândia. E a outra subdivisão, do Holoceno Médio ao Holoceno Tardio (mais recente), foi definida a partir de outro evento significativo de média à baixa latitude, onde o clima estava extremamente seco. Este foi um fenômeno climático descoberto em proxies registrados em várias regiões da Terra (América do Norte, do Oriente Médio até a China, na África, partes da América do Sul e Antártica). (WALKER et al., 2012)

O interesse principal em estudar o Holoceno é devido aos limites das variações climáticas ocorridas no período, pois não houve uma variação drástica se comparado às grandes oscilações no clima em períodos glaciais e interglaciais (WANNER et al., 2008). As reconstruções do clima do passado servem como ferramenta para entender as respostas da Terra às variações naturais no meio ambiente e também as forçantes de origem antrópica, bem como contribuem para a redução das incertezas sobre os impactos globais futuros por consequência das mudanças climáticas (VILLALBA et al., 2009). Durante o Holoceno, as forçantes naturais que possivelmente tem maior influência sobre as mudanças de temperatura são a atividade solar, as variações na dinâmica das massas d'água profundas, conexões com a TSM do Indo-Pacífico, El Niño e o Sistema de Monções Asiáticas (EMILE-GEAY et al., 2007; WANNER et al., 2011). Contudo, especificamente para o Holoceno Tardio, há maior probabilidade de ocorrer variação por atividades vulcânicas, forçante solar, pela complexidade das interações oceano atmosfera e variabilidade interna (EMILE-GEAY et al., 2007; WANNER et al., 2011, 2015).

A circulação de superfície no oceano Atlântico Sul é dominada por um sistema de giros, e pelas correntes equatoriais e circumpolares (PETERSON; STRAMMA, 1991). A circulação subtropical e equatorial sofre influência da retroflexão da Corrente das Agulhas, Corrente de Benguela, Corrente Sul Equatorial, Corrente do Brasil, Corrente Norte do Brasil, da Corrente do Atlântico

Sul e do Sistema de Corrente Circumpolar Antártica, no qual está incluída a Corrente das Malvinas (Figura 1) (BIASTOCH; BONING; LUTJEHARMS, 2008, PETERSON; STRAMMA, 1991). Assim como o oceano Atlântico Norte, a circulação no Atlântico Sul exerce um importante papel no controle do clima do planeta, associado à circulação termohalina e aos fluxos horizontais de calor e descarga de água doce (SPEICH et al 2009). Em 10°S parte da Corrente Sul Equatorial (CSE) se desloca ao sul para formar a Corrente do Brasil (CB) e outra parte avança para norte e nordeste, contribuindo com a Corrente Norte do Brasil (CNB). A CB, que é a corrente de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul, flui em sentido sul pela costa do Brasil e se distancia do continente ao encontrar a Corrente das Malvinas, na região da Convergência Subtropical (33-38°S). (SILVEIRA et al., 2000; STRAMMA, 1991)

De acordo com Muller et al. (1998) o Atlântico Sul é local de ocorrência das maiores trocas de massas d'água entre oceanos, consequentemente há grande troca de calor e variações na salinidade. A Circulação Meridional do Atlântico (AMOC) abrange os dois hemisférios do oceano Atlântico, formando um sistema de circulação com células de retorno. Esta circulação é composta por processos de ressurgência que deslocam águas profundas para a superfície, correntes superficiais que transportam águas quentes e salinas do Atlântico Sul em sentido norte até altas latitudes, processos de formação de massas d'água profundas e densas, e correntes profundas que fecham o ciclo da circulação com o retorno de massas d'água mais profundas e frias do Atlântico Norte em sentido Sul. (KUHLBRODT et al., 2007) A AMOC exerce influência na estratificação e distribuição de massas d'água, na quantidade de calor transportado, e na ciclagem e armazenamento de compostos químicos no oceano Atlântico, portanto é um fator importante na regulação do clima global (KUHLBRODT et al., 2007). As águas mais frias e salinas da massa de Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) deslocam-se entre 1500 e 3000 m de profundidade, em direção sul, ao longo da margem oeste do Atlântico Sudoeste, onde encontram um fluxo de massas d'água, entre a superfície e 1500 m de profundidade, fluindo em sentido norte, transportados pela Corrente Norte do Brasil (CNB), composto por uma mistura de águas de superfície

quente e com salinidade elevada Água Tropical (AT), juntamente à uma massa d'água fria e menos salina, a Água Intermediária Antártica (AIA), transportada pela Contracorrente Intermediária (CCI). Em vista disso, o oceano Atlântico Sul é a única grande bacia oceânica que possui a capacidade de transportar calor proveniente do Polo Sul em direção ao Equador. (SPEICH et al, 2009) A estrutura vertical do Atlântico Sul na costa brasileira é composta pelo empilhamento de massas d'água, as quais estão nos três primeiros quilômetros são a AT, Água Central do Atlântico Sul (ACAS), AIA e APAN, e abaixo dos três quilômetros está a Água Antártica de Fundo (AAF) (Figura 2) (MULLER et al., 1998; SILVEIRA et al., 2000).

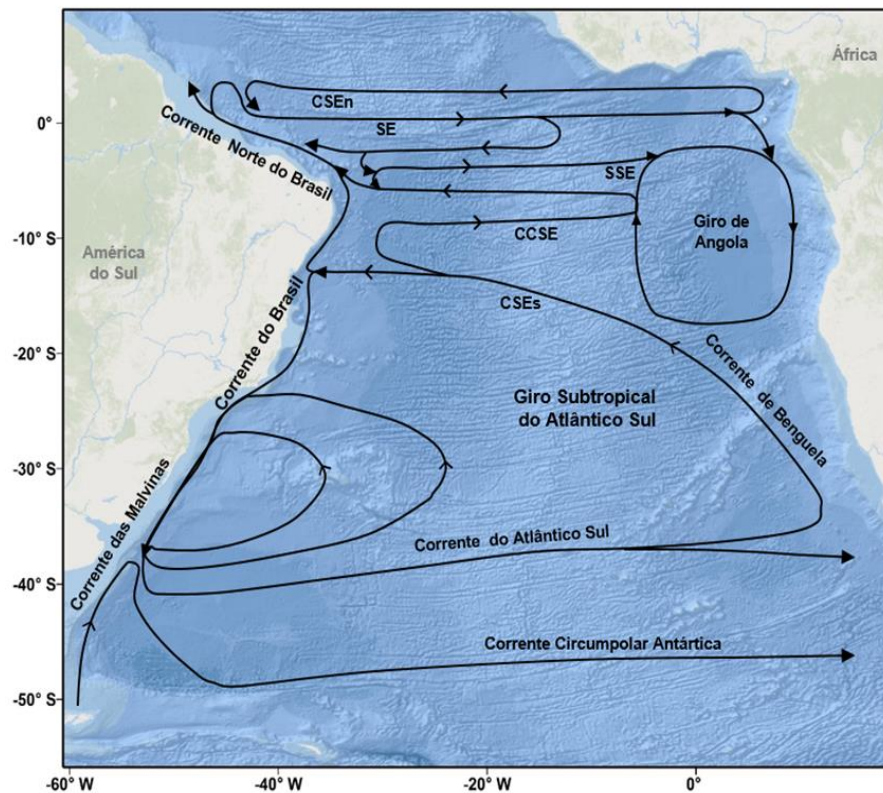


FIGURA 1 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA EM LARGA ESCALA DAS CORRENTES GEOSTRÓFICAS E FRENTES OCEÂNICAS DO ATLÂNTICO SUL BASEADA EM PETERSON E STRAMMA (1991).

Este projeto tem como propósito avaliar as mudanças na TSM e SSM no Atlântico Sudoeste durante o Holoceno Tardio, com base em associações de foraminíferos planctônicos e por meio da análise destas variações relacionadas com a forçante solar e a Circulação Meridional do Atlântico.

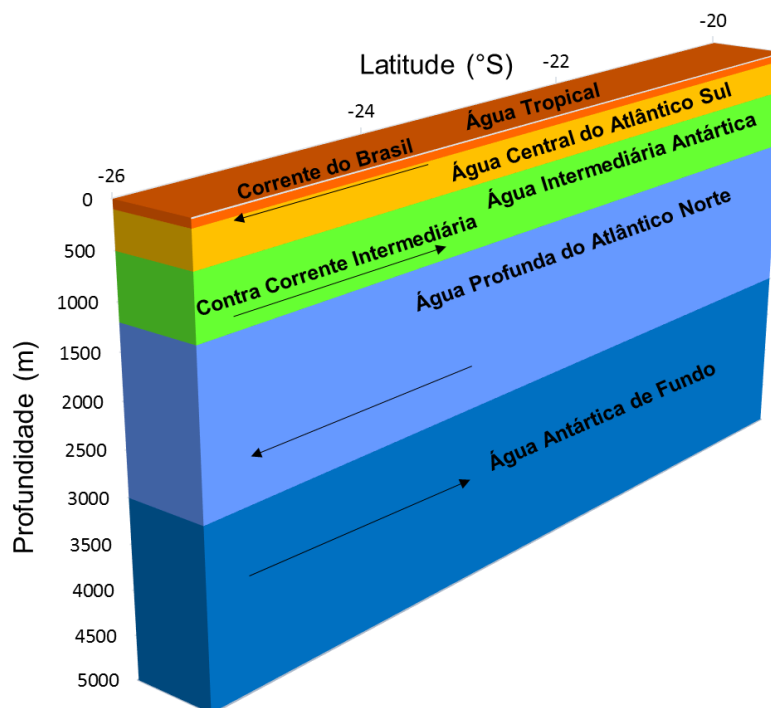


FIGURA 2 – ESQUEMA REPRESENTATIVO DO SENTIDO DAS MASSAS D'ÁGUA NA MARGEM SE BRASILEIRA, BASEADO EM STRAMMA E ENGLAND (1999).

1.1 JUSTIFICATIVA

A paleoceanografia é fundamental para a reconstrução do clima e condições ambientais dos oceanos no passado. O Holoceno Tardio tem passado por várias mudanças climáticas, cuja principal forçante, solar ou interna, ainda está em discussão, portanto é relevante que este período seja estudado e compreendido. Considera-se também que este estudo é importante cientificamente devido a capacidade do Atlântico Sul, de através de trocas de massas d'água, auxiliar a regulação do clima global, o que torna suas variações na TSM e SSM relevantes, e o fato de que há poucos estudos paleoceanográficos na margem brasileira. (FISCHER; WEFER, 1999, VILLALBA et al., 2009, WALKER et al., 2012, WANNER et al., 2008, 2011, 2015)

1.2 HIPÓTESE

Devido à importância do conhecimento de como a forçante solar e a AMOC podem influenciar nas condições hidrográficas da margem brasileira, foram formuladas as seguintes hipóteses:

- (i) Se as condições hidrográficas do Atlântico Sudoeste no Holoceno Tardio estão relacionadas primariamente à forçante solar, então veremos uma tendência de aumento na TSM em escala milenar;
- (ii) Se no Holoceno Tardio a Circulação Meridional do Atlântico (AMOC) desempenhou papel central nas mudanças ambientais da margem SE Brasileira, então veremos anomalias de TSM em escala centenal associadas a mudanças na intensidade da AMOC.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Este projeto tem como objetivo principal analisar as variações hidrográficas do talude continental do Atlântico Sudoeste, com base em associações de foraminíferos planctônicos, nos últimos 3000 anos, através da avaliação da relação entre a variabilidade da Corrente do Brasil e a forçante solar ou a Circulação Meridional do Atlântico.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Com a finalidade de atingir o objetivo principal do projeto, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Obter dados de TSM através das associações de foraminíferos planctônicos aplicando a técnica de função de transferência
- Interpretar as variações hidrográficas dentro de um contexto de circulação geral do Atlântico Sul
- Relacionar as variações na TSM com a forçante solar e a AMOC.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS MODERNAS

A área de estudo compreende a região Norte do Embaio de São Paulo, na margem SE Brasileira, o qual se caracteriza pela forma de arco e se estende de 23°S até 28°S (Figura 3). A largura da plataforma continental varia de 73 a 231 km com declividade entre 1:656 e 1:1333 (MAHIQUES et al., 2002, 2004). A quebra da plataforma está localizada entre 120 e 180 m de profundidade e as isóbatas se aproximam da costa em direção ao norte (MAHIQUES et al., 2004).

As águas superficiais da região sofrem a influência da CB, corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1), caracterizada como uma corrente rasa, quente e salina, que flui para Sul adjacente à costa Brasileira, transportando 4 Sv ($1\text{Sv}=10^6\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa (SILVEIRA et al., 2000, 2004). A CB transporta em superfície a Água Tropical (AT), massa d'água quente e salina com temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36, a configuração da AT é resultado da intensa radiação e excesso de evaporação, se comparado com a precipitação característica do Atlântico Tropical (SILVEIRA et al., 2000). Na piconclina (entre 200 e 500 m de profundidade) a CB transporta a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (CALADO et al. 2010), essa massa d'água apresenta temperaturas entre 6°C à 20°C e salinidade entre 34,6 e 36, a ACAS é formada no Giro Subtropical e circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, atingindo a costa Brasileira transportada pela Corrente Sul Equatorial (SILVEIRA et al., 2000).

O fluxo da CB na direção Sul exerce forte influência na modulação da ressurgência de quebra de plataforma na margem oeste do Atlântico Sul (CAMPOS et al., 2000). A interação entre a topografia de fundo oceânico e da margem continental gera meandros e vórtices que empurram águas da termoclina da ACAS para profundidades mais superficiais (CALADO et al., 2010), e consequentemente, favorecem a biomassa de fitoplâncton e a produtividade biológica (CASTELÃO et

al., 2004).

3.2 O ATLÂNTICO SW NO HOLOCENO

Um importante fator que regula o sistema climático da Terra é a TSM, a qual está conectada diretamente com circulação na atmosfera. Tem influência sobre o clima ao gerar ventos, auxiliar a evaporação, regular o ciclo da água e padrões de precipitação. É a variável dominante que controla a densidade dos oceanos e também é capaz de auxiliar a reconstrução das condições oceanográficas do passado. (HENDERSON, 2002)

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um fenômeno atmosférico importante na América do Sul, que é definido como uma zona de alta convecção que se destaca, e é mais ativa durante o verão austral. É uma banda de nebulosidade que se origina na Bacia Amazônica e se estende na direção Sudeste, sobre o oceano Atlântico. A ZCAS e a atividade convectiva na Bacia Amazônica são os principais componentes do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). As mudanças na precipitação sobre a área continental da América do Sul são regidas por variabilidade interna da atmosfera, entretanto, ainda se discutem as variações sobre o oceano Atlântico e o quanto as anomalias na TSM podem influenciar a localização e atividade da ZCAS. (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002, 2004; CHIESSI et al., 2014) De acordo com os resultados de Chiessi et al. (2014) anomalias positivas encontradas para a TSM no Atlântico Sudoeste podem estar relacionadas com a intensificação do deslocamento da ZCAS para o norte e também o fortalecimento do SMAS.

O estudo de Chiessi et al. (2014) fornece dados, que mostram em escala centenal, variações na TSM e na SSM durante o Holoceno Tardio na margem oeste do Atlântico Sul sob influencia da CB, estas variações estariam inversamente correlacionadas com mudanças na força da CNB. A CB e a CNB possuem uma grande influência no Atlântico Sul, afetando a AMOC (CHIESSI et al., 2014; PETERSON; STRAMMA, 1991). Os dados gerados pela pesquisa de Chiessi et al. (2014) mostram que as anomalias positivas na TSM estão associadas à diminuição

de força da AMOC, relacionada ao fortalecimento da CB, e o consequente enfraquecimento da CNB. Contrariamente, Taniguchi (2015) encontrou ausência de tendências e poucas variações nos dados de TSM e SSM na margem equatorial brasileira sob o domínio da CNB. Considerando que na região de estudo houve aumento nas taxas de insolação durante o verão e mudanças na precipitação e circulação atmosférica, pode-se inferir que estas mudanças não foram determinantes na alteração dos processos de interação entre oceano e atmosfera (TANIGUCHI, 2015).

As forçantes externas e internas são fatores que se complementam e auxiliam na compreensão dos sistemas climáticos durante o Holoceno Tardio, sobre este aspecto, as mais relevantes a serem estudadas são a radiação solar e a circulação oceânica. De acordo com Chiessi et al. (2014), a AMOC apresentou um papel central na amplificação e propagação dos sinais climáticos durante o Holoceno Tardio, entretanto, estes autores não apontam uma principal forçante responsável pelas mudanças encontradas na margem SE Brasileira no Holoceno. A AMOC sofreu enfraquecimento durante os eventos de mudanças extremas no clima, o Younger Dryas e Último Máximo Glacial, assim sua capacidade de transportar águas salinas para as altas latitudes do Atlântico Norte foi reduzida, entretanto, durante estes mesmos períodos a Corrente do Brasil mostrou fortalecimento (ARZ; PÄTZOLD; WEFER, 1999; CHIESSI et al., 2014)

Ao analisar as mudanças na TSM e SSM, Pivel et al. (2013) observaram que pode ter ocorrido uma correlação com as variações na circulação termohalina ou na circulação atmosférica. Inclusive, foi observado que variações nas paleotemperaturas, desde o Holoceno Médio até atualmente, podem estar relacionadas com mudanças na frequência dos eventos do El Niño (PIVEL et al. 2013, TUDHOPE et al., 2001).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O material utilizado provém de um testemunho curto (NAP68-2, 25,792°S, 45,022°W, 1393 metros de profundidade e 41 cm de recuperação sedimentar; (Figura 3) coletado com o auxílio de um *multiple-corer* em fevereiro de 2013, durante o cruzeiro realizado com o N/Oc. Alpha Crucis (IOUSP), no âmbito do projeto de pesquisa “*Sedimentação da plataforma interna da margem continental sudeste Brasileira: base para modelos paleoclimáticos, paleoceanográficos e de geração de gás, Subprojeto 5 do Geodinâmica de Bacias Sedimentares e implicações para o potencial exploratório (petróleo, gás natural e água subterrânea) - GEO-SEDEX*” sob coordenação da Profa. Dra. Silvia H. de M. e Sousa (IOUSP) e subcoordenação do Prof. Dr. Rubens C.L. Figueira (IOUSP). O testemunho foi sub-amostrado em intervalos regulares de 1 em 1 cm e as amostras de sedimento foram armazenadas em câmara fria. Para este estudo foram utilizadas 12 amostras distribuídas ao longo do testemunho, obtidas a cada 4 cm do testemunho.

4.1 CRONOLOGIA

A cronologia do testemunho foi obtida no âmbito do projeto de pesquisa “*O Atlântico Sudoeste ao longo do Holoceno - variações na temperatura e salinidade da água do mar*” sob coordenação da Profa. Dra. Renata H. Nagai (CEM/UFPR). Para a cronologia foi obtida a datação radiométrica por AMS ^{14}C pelo laboratório Beta Analytic Inc. (Miami, EUA), em 10 mg (ca. 600-700 espécimes) de testas monoespecíficas de foraminíferos planctônicos (*Globigerinoides ruber*) bem preservadas, na amostra de base do testemunho. A idade foi calibrada usando software Calib, versão 7.1html, disponível no site <http://calib.qub.ac.uk/calib/>, com o Marine13 Calibration Dataset (REIMER et al., 2013). A relação idade-profundidade foi estabelecida através de um modelo de regressão linear.

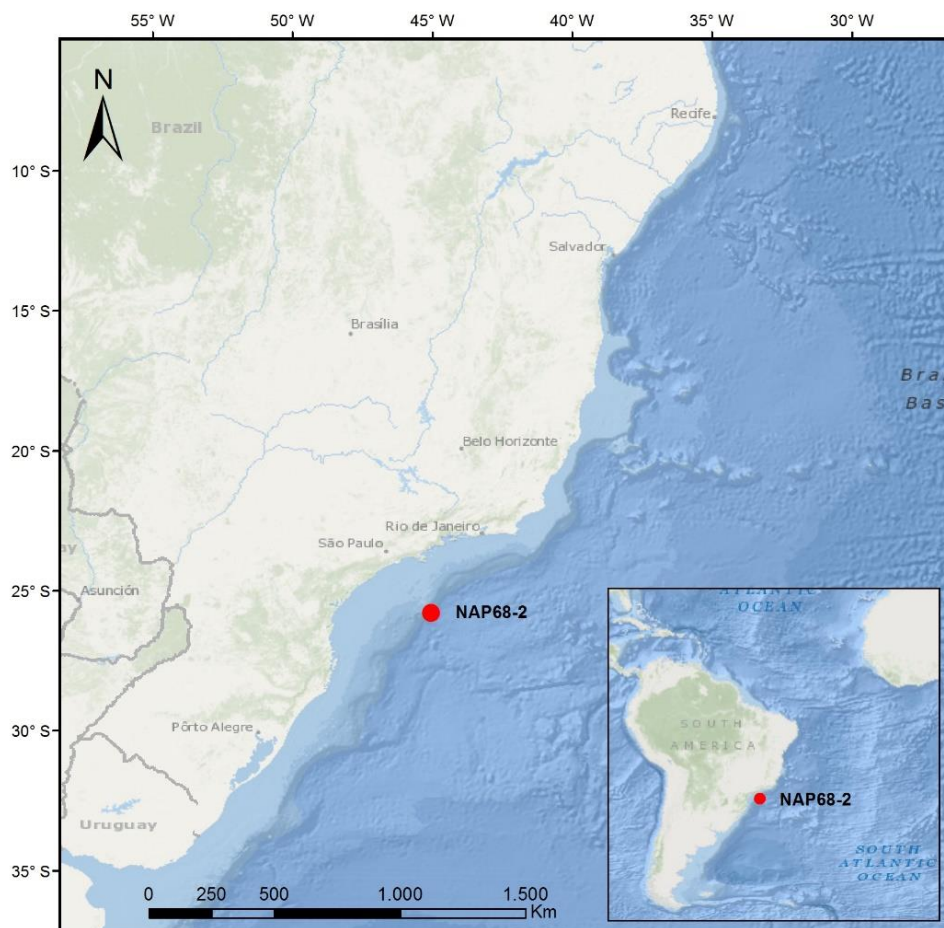


FIGURA 3 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO OCEANOGRÁFICA ONDE FOI REALIZADA A COLETA DO TESTEMUNHO NAP68-2.

4.2 DADOS MICROFAUNÍSTICOS

A metodologia aplicada na análise de foraminíferos consta de peneiramento úmido de aproximadamente 10 cm³ de sedimento seco na fração >63 µm, posteriormente seco em estufa com temperatura não superior a 60°C. As amostras foram então separadas em duas frações 63-125 µm e >125 µm, e as da fração >125 µm foram quarteadas e triadas em placa específica (*picking tray*), com no mínimo 300 espécimes de foraminíferos planctônicos. As testas de foraminíferos foram contadas, fornecendo dados de densidade (espécimes de foraminíferos por 10 cm³) ao longo do testemunho, e foram identificadas com base em literatura específica

como, por exemplo, Hemleben; Spindler; Anderson (1989) e as espécies identificadas foram classificadas de acordo com a sua preferência ecológica.

A partir dos dados microfaunísticos foram calculados descritores biológicos em cada amostra: riqueza das espécies (S), o índice de diversidade de Shannon (H') (SHANNON; WEAVER, 1963) e a Equitatividade de Pielou (J') (PIELOU, 1975), utilizando o programa PAST v.2.17c, disponível no site <http://folk.uio.no/ohammer/past/> (HAMMER; HARPER; RYAN, 2001). Os descritores biológicos permitiram avaliar condições de estratificação da coluna d'água (AL-SABOUNI; KUCERA; SCHMIDT, 2007). O índice riqueza das espécies (S) se refere unicamente ao número de espécies de foraminíferos planctônicos, o índice de Shannon (H') é calculado com base na riqueza das espécies e também no padrão de distribuição dos indivíduos entre as espécies, e o índice de Equitatividade de Pielou (J') mostra a distribuição da abundância das espécies dentro das associações com valores que variam entre 0 e 1, quando a associação é dominada por uma única espécie o valor estará mais próximo de 0 e quando várias espécies estão igualmente distribuídas nas associações o resultado se aproximará de 1 (AL-SABOUNI; KUCERA; SCHMIDT, 2007).

A razão entre a abundância relativa das espécies *G. bulloides* e *G. ruber* (white e pink) (Gb/Gr) foi utilizada como indicador da intensidade de ressurgência, na qual valores mais baixos representam baixa intensidade de ressurgência e os valores altos alta intensidade. A razão entre as espécies de águas frias e quentes (F/Q) indica a temperatura, esta foi realizada com base na preferência de cada espécie significativa descrita por Henderson (2002), Jonkers; Kucera (2015), Kucera (2007), Pivel et al. (2013) e Souto et al. (2011), quando os valores obtidos são maiores, estes representam águas frias e os valores baixos as águas quentes, (KUCERA, 2007; LESSA et al, 2014; SOUTO et al., 2011).

4.3 RECONSTRUÇÃO DE TSM

As estimativas de TSM foram determinadas a partir da função de calibração do Presente obtida seguindo a metodologia de Chapori et al. (2015). Para calcular a função de calibração do Presente dados de fauna de 122 amostras de sedimento superficial, coletadas entre 0°S e 56°S, foram retiradas da base de dados *Brown University Foraminiferal Data Base* (PRELL et al., 1999). A média anual da TSM correspondente a cada um dos pontos de coleta das amostras de sedimento que foram obtidas de Mix et al. (1999) (Anexo 1)

As amostras do oceano Atlântico Norte foram excluídas pelo fato de estarem associadas à condições oceanográficas distintas, que podem não ter influência no Atlântico Sul (CHAPORI et al., 2015). As espécies *Globorotalia menardii* (s.l.), *Globorotalia tumida*, *Globorotalia menardii* var. *ungulata* e *Globorotalia menardii* var. *flexuosa* foram classificadas dentro do grupo complexo *G. menardii*, devido à sua similaridade na distribuição biogeográfica (CHAPORI et al., 2015).

A função de transferência para a estimativa de TSM com base na associação de foraminíferos planctônicos foi realizada usando a função CABFAC (KLOVAN; IMBRIE, 1971), do programa PAST v.2.17c (HAMMER; HARPER; RYAN, 2001). Este método consiste em dois passos: primeiro, uma análise fatorial modo-Q combina um grande número de espécies de foraminíferos planctônicos (variáveis originais) em um número menor de variáveis (fatores) reduzindo a quantidade de dados. Os scores das espécies explicam a sua importância em cada fator; enquanto isso, os *factor loadings* de cada fator explicam a importância dos fatores individuais em cada amostra. Espécies com pontuações >0,6 foram considerados significativas e o coeficiente das cargas do fator será usado como uma medida de quanto da variância das variáveis originais é reproduzida pelos fatores do modelo. O segundo passo consiste em uma regressão múltipla que relaciona as cargas de cada fator a TSM modernas, resultando em uma equação de regressão que pode ser aplicada ao registro sedimentar marinho para reconstruir TSM passadas.

5 RESULTADOS

5.1 CRONOLOGIA

O testemunho NAP68-2 registrou continuamente os últimos 3047 anos cal. AP, seu modelo de idade obtido com base na taxa de sedimentação linear de aproximadamente 12 cm/ka.

5.2 DADOS MICROFAUNÍSTICOS

Foram identificadas no total 29 espécies de foraminíferos planctônicos (Anexo 2) destas, sete foram consideradas como representativas, que correspondem àquelas com abundância relativa maior que 6%. A densidade total de foraminíferos planctônicos foi maior entre os períodos 2883 anos cal. AP e 412 anos cal. AP (respectivamente 11792 indivíduos/10 cm³ e 9632 indivíduos/10cm³), e mais baixa em 2059, 906 anos cal. AP e no Presente, e (respectivamente 2564 indivíduos/10 cm³, 2036 indivíduos /10 cm³ e 2008 indivíduos /10 cm³) (Figura).

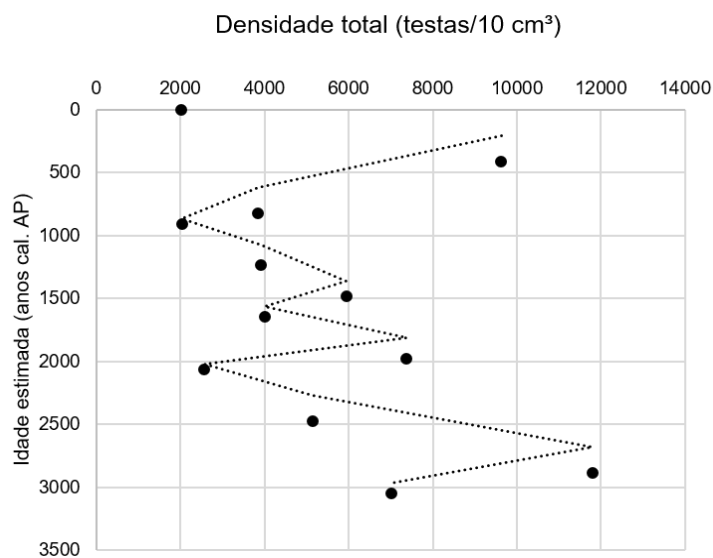


FIGURA 4 – GRÁFICO DA DENSIDADE TOTAL DE TESTAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS AO LONGO DOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL.

AP.

As espécies consideradas como representativas foram: *Globigerina bulloides*, *Globigerina rubescens*, *Globigerinella calida*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides ruber* (white e pink) e *Globigerinoides sacculifer*. A espécie *G. bulloides* mostrou os maiores valores de abundância em 2471, 1647 e 824 anos cal. AP (9,7%, 10% e 9,6%, respectivamente) e apresentou os valores mais baixos nos períodos mais recentes, em 412 anos cal. AP e no Presente (2,3% e 3,2%, respectivamente) (Figura A). A *G. glutinata* apresentou aumento em sua abundância de 3000 a 1647 anos cal. AP (6,2%) e manteve valores mais elevados até 906 anos cal. AP (5,9%), com diminuição desde 824 anos cal. AP (4,6%) até o Presente (3,8%) (Figura B). A espécie *G. calida* apresentou o menor valor de abundância em 3048 anos cal. AP (1,6%) e o maior em 1647 anos cal. AP (6,2%), com tendência geral de aumento rumo ao Presente (Figura C).

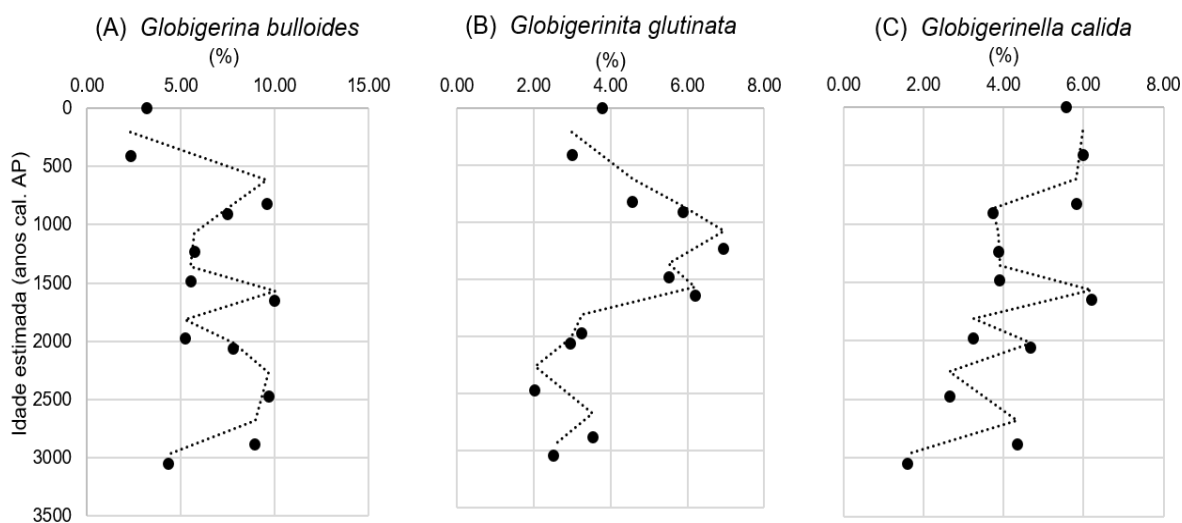


FIGURA 5 – GRÁFICOS DE ABUNDÂNCIA DAS ESPÉCIES (A) *G. bulloides*, (B) *G. glutinata* E (C) *G. calida* NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.

A abundância da espécie *G. ruber* (white) oscilou ao longo de todo período investigado, com valor mínimo em 3048 anos cal. AP (22,6%) e máximo em 2471 anos cal. AP (41,3%) (Figura A). A espécie *G. ruber* (pink) apresentou redução de sua abundância em 3000 (14,2%) e 1977 anos cal. AP (5,9%) e aumento desde 1647 anos cal. AP até o Presente, com porcentagens que variaram entre 9% e 11% (Figura B). A abundância relativa da espécie *G. rubescens* variou entre 1% e 8%, com menor valor em 1977 anos cal. AP (1,3%) e maior em 1483 anos cal. AP (5,6%)

(Figura C). A espécie *G. sacculifer* apresentou menor abundância em 1977 anos cal. AP (7,6%) e aumento em 824 anos cal. AP até o Presente (12,1% e 18,1%, respectivamente) (Figura D).

A razão Gb/Gr apresentou os maiores valores nos períodos de 1647 e 824 anos cal. AP (0,25 e 0,23, respectivamente), e os valores menores em 412 anos cal. AP e no Presente (0,05 e 0,07, respectivamente) (Figura A). A razão F/Q mostrou os valores mais altos nos períodos de 1647, 906 e 824 anos cal. AP (0,28, 0,23 e 0,24, respectivamente), e os menores em 412 anos cal. AP e no Presente (0,08 e 0,10, respectivamente) (Figura B).

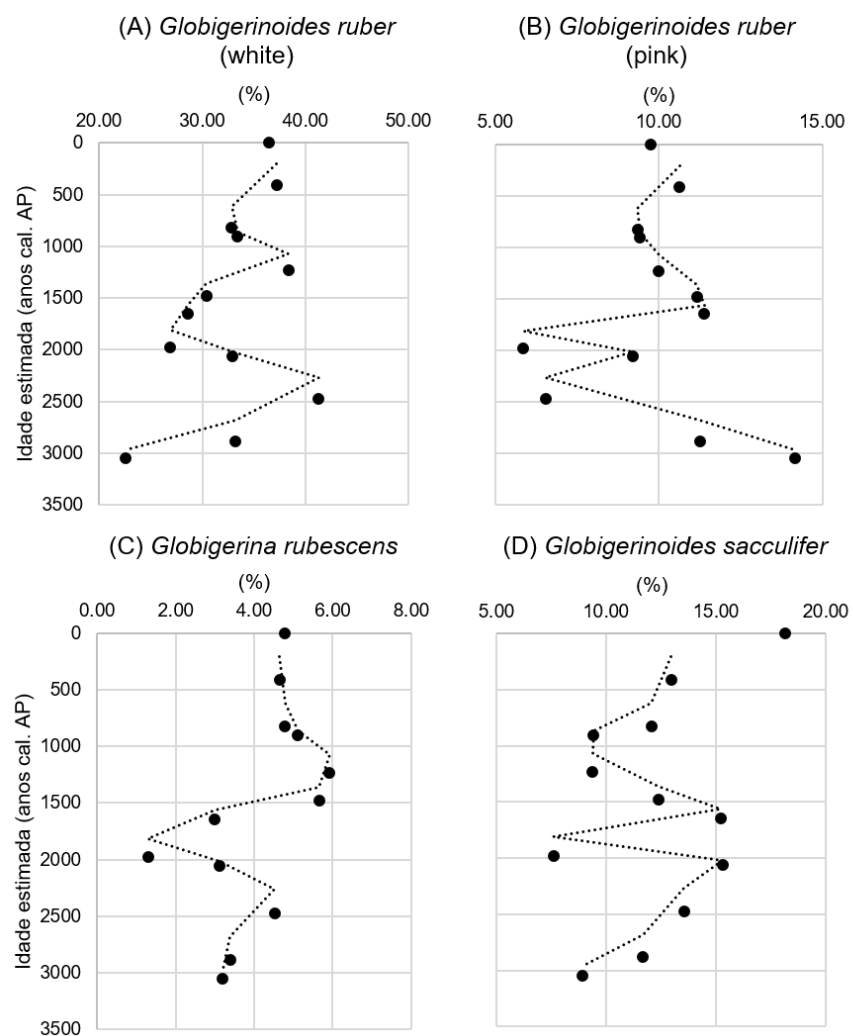


FIGURA 6 - GRÁFICOS DE ABUNDÂNCIA DAS ESPÉCIES (A) *G. ruber* (white) (B) *G. ruber* (pink), (C) *G. rubescens* E (D) *G. sacculifer* NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.

O índice de riqueza das espécies (S) apresentou o maior valor em 2883 anos cal. AP (23 espécies), e o menor em 1977 anos cal. AP (14 espécies) (Figura A). O índice de diversidade de Shannon (H') mostrou o maior valor em 824 anos cal. AP (2,1) e o menor em 1977 anos cal. AP (1,8) (Figura B). O índice de Equitatividade de Pielou (J') mostrou menor valor em 2471 anos cal. AP (0,6) e o maior em 1647 anos cal. AP (0,7) (Figura C).

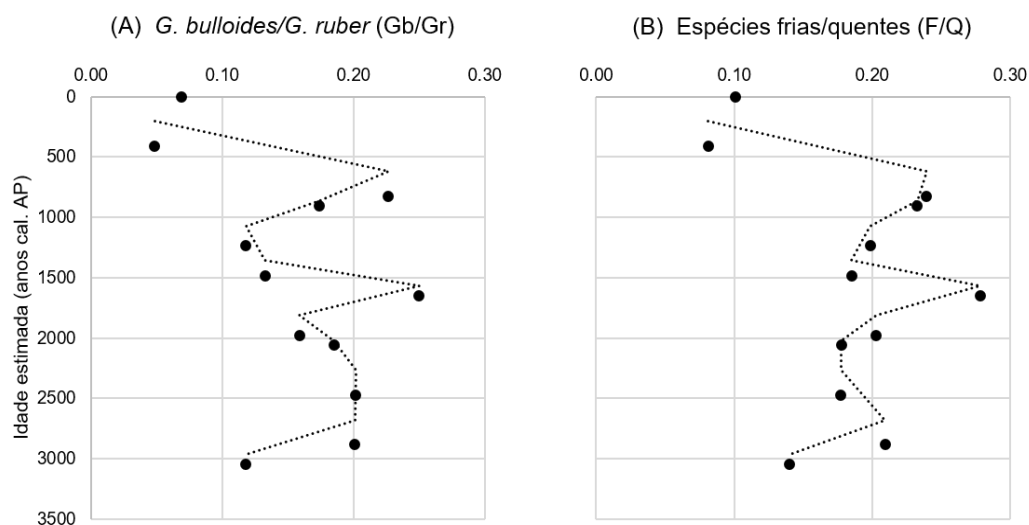


FIGURA 7 – GRÁFICOS DAS RAZÕES (A) *G. bulloides*/*G. ruber* (GB/GR) E (B) ESPÉCIES FRIAS E QUENTES (F/Q) NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.

5.3 RECONSTRUÇÃO DE TSM

A partir do conjunto de dados selecionados (fauna e TSM) foi utilizada uma análise fatorial modo-Q que apontou a existência de quatro fatores que explicam 90% do total da variância (Figura) (Anexo 1). Os valores de cada fator para as espécies usadas na calibração estão listados no Anexo 3.

5.3.1 Fator 1: Fator Tropical

O Fator 1, denominado como Fator Tropical, explica 51% da variância total,

e tem como característica as espécies *G. ruber* (white e pink), *G. tenelus*, *G. glutinata*, *G. menardii* e *G. sacculifer*, (Anexo 3). Este fator está relacionado com TSM anual que varia de 16°C à 27°C (Figura A).

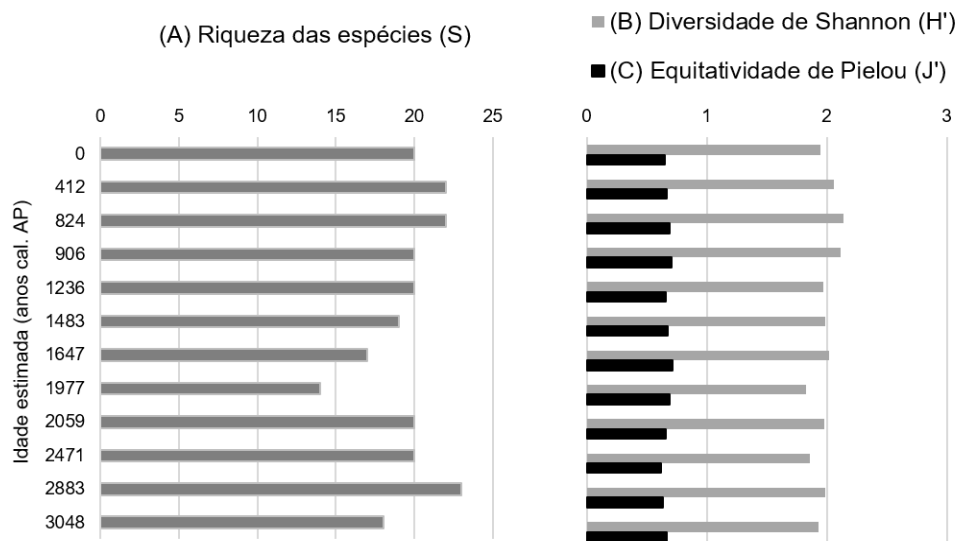


FIGURA 8 – GRÁFICOS DOS ÍNDICES (A) RIQUEZA DAS ESPÉCIES (S), (B) DIVERSIDADE DE SHANNON (H') E (C) EQUITATIVIDADE DE PIELOU (J') NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.

5.3.2 Fator 2: Fator Subtropical

O Fator 2 explica 24% da variância total, este foi denominado como Fator Subtropical, este fator está associado a TSM anual variando entre 5°C à 23°C (Figura B) e as espécies características são *G. bulloides*, *N. pachyderma* (dextral), *N. dutertrei*, *G. inflata* e *G. truncatulinoides* (Anexo 3).

5.3.3 Fator 3: Fator Subantártico

O Fator 3 explica 12% da variância e foi definido como o Fator Subpolar, as espécies características são *G. bulloides* e *N. pachyderma* (sinistral) (Anexo 3) e a temperatura varia de 5°C à 15°C (Figura C)

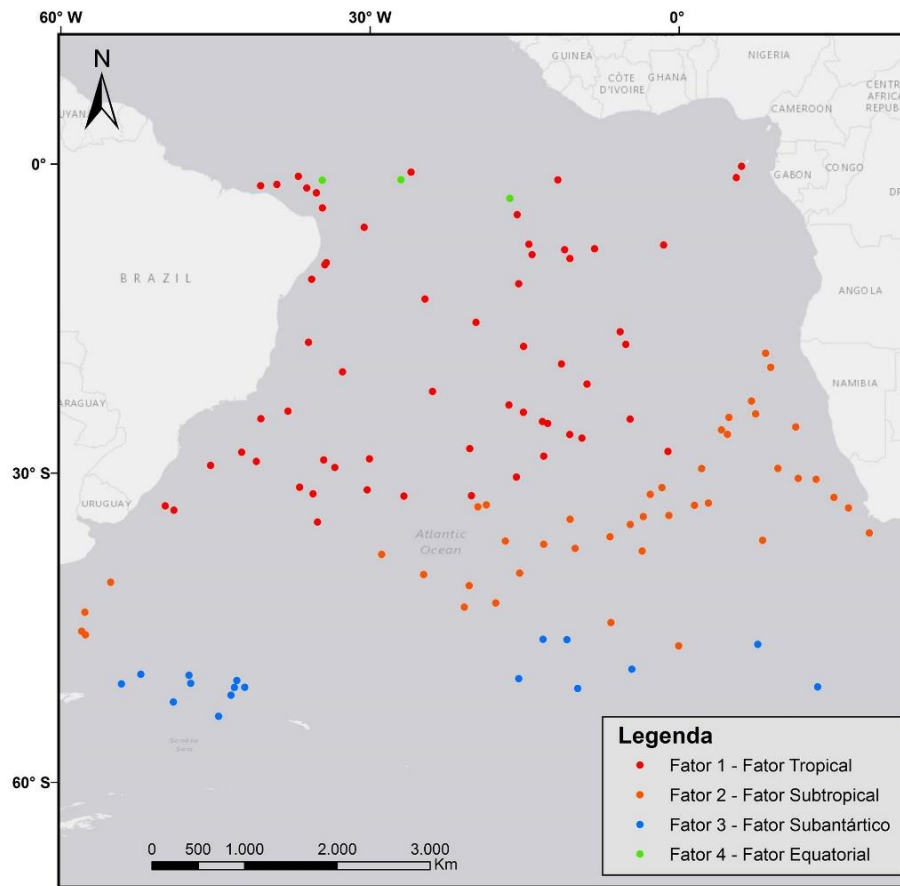


FIGURA 9 – MAPA DA DISTRIBUIÇÃO DAS 122 AMOSTRAS DE SEDIMENTO SUPERFICIAL, COLETADAS ENTRE 0°S E 56°S, RETIRADAS DA BASE DE DADOS *BROWN UNIVERSITY FORAMINIFERAL DATA BASE* (PRELL et al., 1999), QUE FORAM UTILIZADAS PARA CALCULAR A FUNÇÃO DE CALIBRAÇÃO DO PRESENTE COM BASE EM DADOS DE FAUNA DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS E SUA RELAÇÃO COM OS FATORES OBTIDOS ATRAVÉS DA ANÁLISE FATORIAL MODO-Q.

5.3.3 Fator 4: Fator Equatorial

O Fator 4, explica 3% da variância e foi definido como Fator Equatorial, as espécies características de água quente como *G. sacculifer*, *N. pachyderma* (dextral), *N. dutertrei*, *P. obliquiloculata* e *G. menardii* (Anexo 3) e altas temperaturas com valores > 25°C (Figura D).

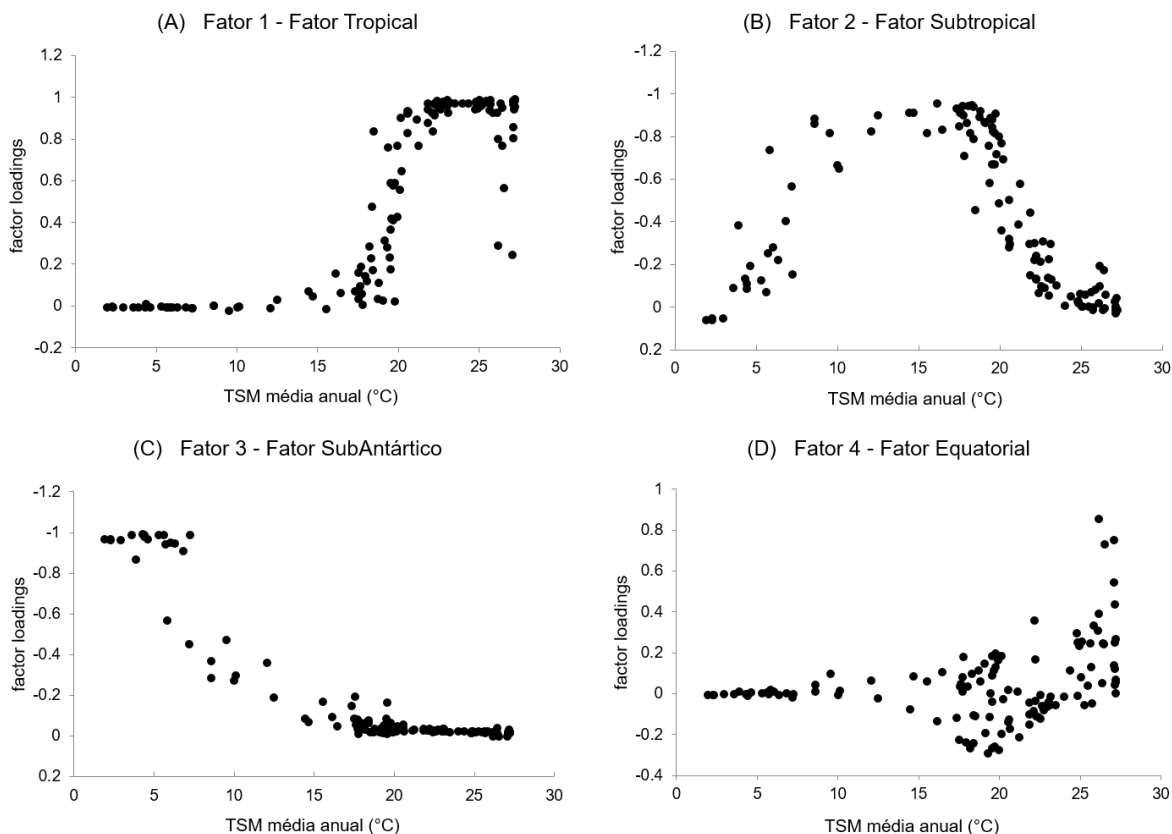


FIGURA 10 – GRÁFICOS DOS QUATRO FATORES GERADOS PELA ANÁLISE FATORIAL MODO Q, (A) FATOR 1 – FATOR TROPICAL, (B) FATOR 2 – FATOR SUBTROPICAL, (C) FATOR 3 – FATOR SUBANTÁRTICO, (D) FATOR 4 – FATOR EQUATORIAL.

A regressão múltipla entre a TSM média anual estimada, obtida a partir da função de calibração com base nas associações de foraminíferos planctônicos, e a TSM observada para cada um dos pontos da base de dados apresentaram coeficiente de correlação linear (r^2) de 0,97 (Figura 4A), com desvio padrão (σ) de 1,10°C. Os resíduos entre a TSM observada e a estimada não mostraram nenhum padrão significativo (Figura 4B).

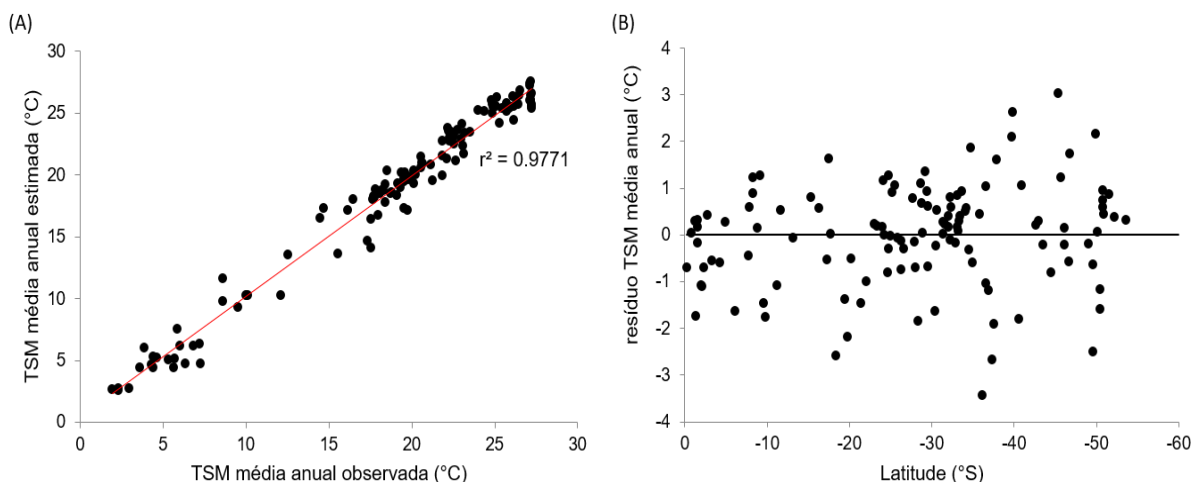


FIGURA 411 – (A) GRÁFICO DA REGRESSÃO MÚLTIPLA ENTRE A TSM MÉDIA ANUAL ESTIMADA E A TSM OBSERVADA PARA CADA UM DOS PONTOS DA BASE DE DADOS *BROWN UNIVERSITY FORAMINIFERAL DATA BASE* (PRELL ET AL., 1999) E DE MIX et al., 1999, RESPECTIVAMENTE, (B) GRÁFICO DOS RESÍDUOS ENTRE A TSM OBSERVADA E A ESTIMADA EM RELAÇÃO A LATITUDE.

A TSM média anual reconstruída oscilou entre 26,4 e 25,4°C, com valor máximo (26,4°C) em 3048 e 1236 anos cal. AP e mínimo (25,4°C) em 1236 anos cal. AP (Figura).

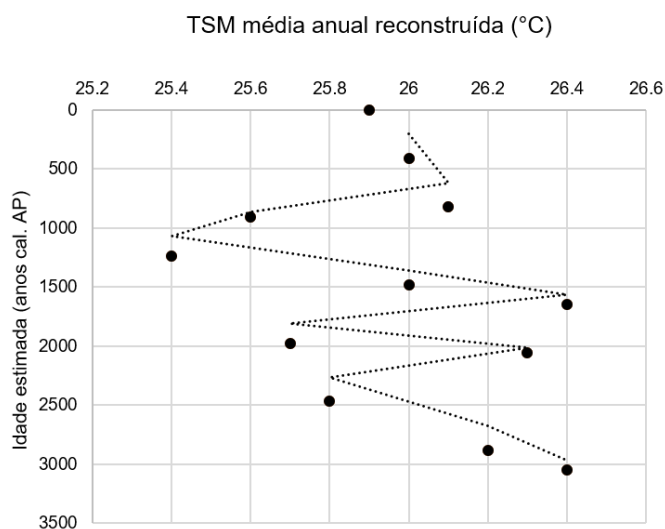


FIGURA 12 – GRÁFICO DA TSM MÉDIA ANUAL RECONSTRUÍDA (°C) NOS ÚLTIMOS 3000 ANOS CAL. AP.

6 DISCUSSÃO

Com base nos dados de fauna de foraminíferos planctônicos, obtidos de um testemunho coletado no talude superior da margem SE Brasileira, foi possível inferir sobre as condições ambientais (TSM e produtividade primária) das águas superficiais do Atlântico SW, ao longo dos últimos 3000 mil anos. Analisando as variações observadas nas associações de foraminíferos planctônicos, foi possível verificar uma relação da TSM estimada com a CB e a AMOC.

A distribuição e abundância das espécies de foraminíferos planctônicos estão diretamente relacionadas com as propriedades da superfície do mar, das quais a TSM e a produção primária aparecem como principais fatores limitantes da composição das associações (KUCERA, 2007; MOREY et al., 2005). Entre as espécies representativas, aquelas associadas à águas mais frias e ricas em nutrientes são *Globigerina bulloides* e *Globigerinita glutinata*, e as espécies características de águas mais quentes e ambientes oligotróficos são *Globigerinoides ruber* (white e pink), *Globigerinoides sacculifer* e *Globigerina rubescens* (HENDERSON, 2002; KUCERA, 2007; LESSA et al, 2014; SOUTO et al, 2011). A sétima espécie representativa é a *Globigerinella calida*, a qual tende a se desenvolver em águas mais quentes (ambientes subtropicais) e em regiões de ocorrência de ressurgência tardia com alta produtividade (KUCERA, 2007; LESSA et al. 2014). (Anexo 4)

As espécies de água fria, *G. bulloides* e *G. glutinata*, mostraram comportamento semelhante com aumento da abundância relativa entre o período de 3000 a 1500 anos cal. AP (Figura), sugerindo o predomínio de TSM relativamente menor e alta produtividade no talude continental do Atlântico Sudoeste neste período. A diminuição da abundância relativa entre 3000 e 1500 anos cal. AP das espécies *G. ruber* (pink) e *G. rubescens*, cujo desenvolvimento é favorecido em águas quentes, corrobora o cenário de menor TSM sugerido pelo aumento das espécies *G. bulloides* e *G. glutinata* para este período. Em contrapartida, as espécies de água quente, *G. calida*, *G. ruber* (white) e *G. sacculifer*, mostraram aumento gradativo em sua abundância nos últimos 3000 anos

(Figura).

Entre 3000 e 1500 anos cal. AP houve diminuição da espécie de águas quentes *G. ruber* (pink), no entanto um comportamento similar não é observado para *G. ruber* (white), espécie que também habita águas quentes. Na margem continental brasileira, Sousa et al. (2014) observaram que a espécie *G. ruber* (pink) ocupa a porção mais superior da coluna d'água, habitando profundidades mais superficiais que a *G. ruber* (white). Além de ocuparem diferentes posições na coluna d'água, estas espécies diferem ainda quanto ao intervalo de TSM ótimo de desenvolvimento (*optimum SST range*), a *G. ruber* (pink) possui um intervalo mais estreito (22,6 a 29,5°C) do que a *G. ruber* (white) (21,8-30,6°C) (ZARIC et al., 2005), o que possivelmente a torna mais sensível a pequenas mudanças de TSM. Dessa forma, essa diferença de comportamento provavelmente indica que neste período a presença de TSM menores afetou a abundância da termicamente mais sensível *G. ruber* (pink).

Neste mesmo período o aumento concomitante de *G. bulloides* e *G. glutinata* corrobora com a presença de águas mais frias na margem continental Brasileira. Segundo Sousa et al. (2014), a abundância relativa da *G. bulloides*, no Atlântico Sudoeste, é controlada primariamente pelo acréscimo de nutrientes na zona eufótica. Estes autores encontraram comportamento similar para a espécie *G. calida*, que foi observada em associações com grande abundância de *G. bulloides* e relacionada com a ressurgência tropical. Dessa forma, podemos inferir que as águas superficiais da margem continental brasileira estavam ocupadas por águas relativamente mais frias e enriquecidas em nutrientes neste período.

Após 1500 anos cal. AP rumo ao Presente a diminuição na abundância de *G. bulloides* e *G. glutinata* indica que pode ter ocorrido um aumento na TSM e juntamente uma diminuição da produtividade primária na região. Neste período o comportamento encontrado para a espécie *G. calida* segue um padrão diferente, semelhante ao das espécies *G. ruber* (white) e *G. sacculifer*. Como mencionado anteriormente a espécie *G. calida* tende a se desenvolver em águas mais quentes e com alta produtividade (KUCERA, 2007; LESSA et al., 2014), o que possivelmente explicaria esse comportamento dubio ao longo do Holoceno Tardio. Na margem

continental brasileira, Pivel et al. (2013) observaram comportamento semelhante para a espécie *G. calida* no Holoceno com aumento em sua abundância, em períodos de produtividade reduzida, nos quais há diminuição na abundância relativa de espécies que estão associadas com ambientes de alta produtividade.

Como uma resposta ao aumento da TSM as espécies de água quente (*G. ruber* (white) e *G. sacculifer*) mostraram aumento gradativo em sua abundância. Ao mesmo tempo, as espécies *G. ruber* (pink) e *G. rubescens* apresentam pouca variação em suas abundâncias entre 1500 anos cal. AP e o Presente, o que poderia indicar que neste período a TSM não sofreu grandes oscilações. Entretanto, a razão F/Q mostrou uma tendência de diminuição para o mesmo período, sugerindo que após 1500 anos cal. AP houve aumento de TSM, reforçando o cenário evidenciado pelas espécies *G. calida*, *G. ruber* (white) e *G. sacculifer*.

As razões Gb/Gr e F/Q mostraram um padrão similar ao longo dos últimos 3000 anos, com valores mais baixos no período mais recente e maiores valores foram encontrados em aproximadamente 1600 anos cal. AP (Figura). A correlação entre estas razões pode estar associada à ressurgência de águas mais frias quando os valores de ambas são altos e ao aumento de temperatura quando os valores são baixos (LESSA et al., 2014).

De acordo com Al-Sabouni, Kucera e Schmidt (2007) em regiões subtropicais e oligotróficas, onde há TSM maior e termoclina permanente e espessa, observa-se uma ampla diversidade de foraminíferos planctônicos e índices ecológicos com valores relativamente mais altos. A formação de nichos verticais por uma termoclina bem estabelecida é um fator fundamental para o aumento da diversidade destes organismos (AL-SABOUNI; KUCERA; SCHMIDT, 2007). Os nossos dados mostram que as águas superficiais do Atlântico SW sofreram alterações em suas condições, tanto de temperatura como de disponibilidade de nutrientes, no entanto, os índices ecológicos obtidos (Figura) não apresentaram variação expressiva ao longo do Holoceno. Considerando que ocasionalmente há ocorrência de ressurgência de quebra de plataforma da ACAS na nossa região, pode-se afirmar que este fator muda a estrutura da coluna d'água e dificulta a formação de nichos verticais bem estabelecidos.

Ao associar o comportamento e frequência das espécies observou-se que as maiores porcentagens encontradas para a *G. bulloides*, *G. glutinata* e *G. calida*, entre 3000 e 1500 anos cal. AP, podem estar associadas à ressurgência de quebra de plataforma da ACAS, promovendo baixas temperaturas e alta produtividade primária. A diminuição na abundância das espécies características de águas frias (*G. bulloides* e *G. glutinata*) e aumento na abundância de espécies de águas quentes (*G. ruber* (white e pink), *G. sacculifer*, *G. rubescens* e *G. calida*) nos últimos 1500 anos sugere que a AT com águas mais quentes e pobres em nutrientes foi predominante no Atlântico Sudoeste neste período.

Os dados obtidos a partir da reconstrução da TSM são similares as informações encontradas pelos dados microfaunísticos. A TSM média anual reconstruída (Figura) mostrou uma tendência de diminuição de 3000 até 1200 anos cal. AP e apresentou aumento após 1200 anos cal. AP até o Presente.

As mudanças nas condições hidrográficas durante o Holoceno Tardio podem ter sido induzidas principalmente por atividades vulcânicas ou por variações na insolação (EMILE-GEAY et al., 2007; WANNER et al., 2011, 2015). Comparando os gráficos de TSM e insolação é possível observar que os nossos dados não seguem o mesmo padrão de variação da insolação média anual nos últimos 3000 anos. Portanto, podemos afirmar que as oscilações observadas da TSM do Atlântico SW durante o Holoceno Tardio não estão relacionadas primariamente com a forçante solar, e esta constatação rejeita nossa primeira hipótese.

Os complexos padrões de circulação oceânica e de interações oceano-atmosfera também podem ter sido fatores importantes para mudanças de TSM no Holoceno Tardio (EMILE-GEAY et al., 2007; WANNER et al., 2011, 2015). Pivel et al. (2013) sugerem que a frequência de eventos El Niño durante o Holoceno Médio e Tardio pode ter influenciado significativamente a TSM do Atlântico SW. De acordo com estes autores, após o Holoceno Médio a tendência de TSM menores, poderia indicar um aumento na frequência dos eventos do El Niño. No entanto, os autores KOUTAVAS e JOANIDES (2012) observaram que para o Holoceno Tardio a variação nos eventos de El Niño foi em média 15% menor que no século XXI (ver Figura 3 de KOUTAVAS; JOANIDES, 2012), em vista disto, não há indícios de que

esta seja uma forçante interna fundamental para as variações das condições hidrográficas do Atlântico Sudoeste nos últimos 3000 anos.

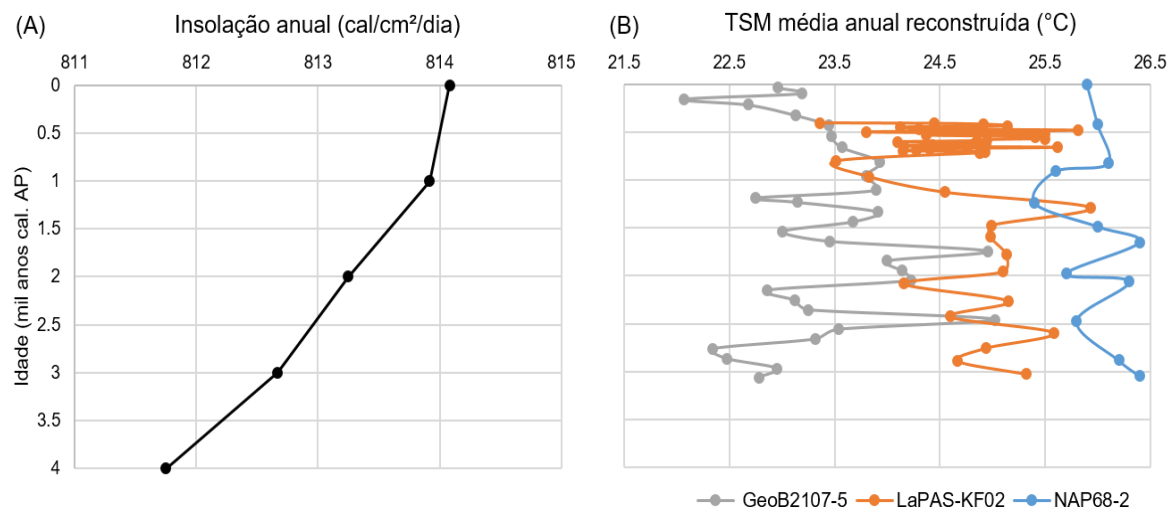


FIGURA 13 – (A) INSOLAÇÃO ANUAL (CAL/CM²/DIA) AO LONGO DO HOLOCENO EM 20°S (BERGER; LOUTRE, 1991); (B) COMPARAÇÃO ENTRE A TSM MÉDIA ANUAL RECONSTRUÍDA (°C) OBTIDA PARA O TESTEMUNHO NAP68-2 (CURVA AZUL, ESTE TRABALHO) E DADOS DE TSM DO TESTEMUNHO LAPAS-KF02 (CURVA LARANJA, PIVEL ET AL., 2013) E GEOB2107-5 (CURVA CINZA, CHIESSI ET AL., 2014).

Para a margem continental do Atlântico Sudoeste, Chiessi et al. (2014) reportam aumento de TSM entre 3000 e 1500 anos cal. AP, relacionada a um período de CB fortalecida e AMOC enfraquecida, e diminuição significativa de TSM após 1500 anos cal. AP, relacionada a uma CB enfraquecida e AMOC fortalecida. Nossos dados, entretanto, apontam para um padrão de TSM oposto daquele encontrado por Chiessi et al. (2014).

Na margem SE Brasileira, a ressurgência de quebra de plataforma ocorre quando há predominância dos ventos alísios de nordeste e fortalecimento da CB, geralmente durante a primavera e verão austral, induzindo a formação de meandros e vórtices ciclônicos que favorecem o transporte das águas frias e ricas em nutrientes em direção à superfície, provenientes da ACAS (PORTILHO-RAMOS et al., 2015). A ACAS é transportada pela CB entre aproximadamente 200 e 500 m de profundidade (CALADO et al., 2010), onde se torna mais acessível ao transporte de

Ekman, originando um sistema regional de ressurgência. À medida que a CB se fortalece e seus vórtices ciclônicos começam a se desenvolver, águas mais frias provenientes da ACAS se elevam até a superfície (Figura 5). Observa-se que, ao contrário do que foi encontrado por Chiessi et al. (2014) em 27°S, nossos dados nos mostram que anomalias de TSM positivas (negativas) estão associadas à CB enfraquecida (fortalecida), bem como o fortalecimento (enfraquecimento) da AMOC. Logo, confirmamos a segunda hipótese de que as mudanças na intensidade da AMOC na margem SE Brasileira exercem forte influência nas variações da TSM em escala centenal. A diferença na localização de coleta dos testemunhos apresenta-se como o principal fator para a ocorrência de observação de anomalias de TSM opostas entre o NAP68-2 (este trabalho) e o GeoB2107-5 (CHIESSI et al., 2014), entretanto a relação inversa entre a intensidade da CB e AMOC levantada por Chiessi et al. (2014) segue o mesmo raciocínio para este trabalho.

Em comparação com os resultados encontrados ao longo do Holoceno Tardio na margem SE Brasileira (Figura A) os valores de TSM encontrados no nosso trabalho, através da nossa função de calibração, são relativamente maiores do que aqueles encontrados por Chiessi et al. (2014) e Pivel et al. (2013) em 27°S e 25°S, respectivamente. É possível que nossas estimativas de TSM estejam superestimadas, no entanto, a comparação entre os residuais da TSM reconstruída pela latitude não apresentam uma tendência de superestimação dos dados (Figura 4B). A diferença entre os métodos aplicados na estimativa de TSM, razão Mg/Ca em foraminíferos (CHIESSI et al., 2014) e redes neurais artificiais (*Artificial Neural Network* - ANN) (PIVEL et al., 2013) pode ser um fator relevante para esta desproporção em relação aos nossos dados, logo, a interpretação correta para esta diferença requer uma investigação apurada em trabalhos futuros.

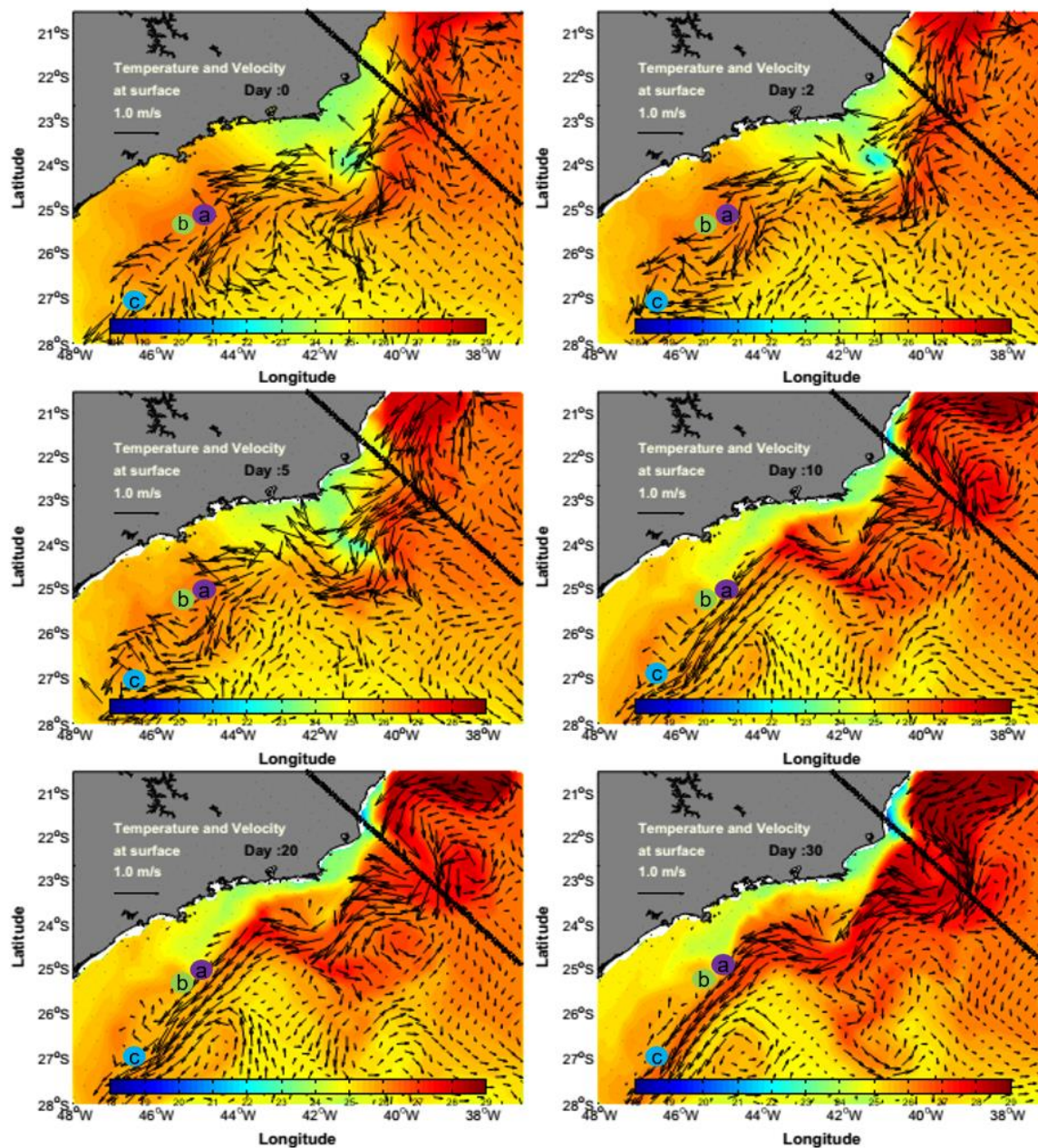


FIGURA 514– MODELO DE SIMULAÇÃO DA VARIAÇÃO NA INTENSIDADE DOS VENTOS E DA TSM OBTIDO DE CALADO ET AL. (2010, P.1184), ONDE OBSERVAM-SE OS DIFERENTES ESTÁGIOS DE INTENSIDADE DA CB DURANTE 30 DIAS, NOS LOCAIS DE COLETA DO TESTEMUNHOS (A) NAP68-2 (ESTE TRABALHO), (B) LAPAS-KF02 (PIVEL ET AL., 2013), (C) GEOB2107-5 (CHIESSI ET AL., 2014).

7 CONCLUSÃO

A partir dos nossos resultados foi possível inferir dois períodos no Holoceno Tardio, os quais mostraram mudanças nas condições das águas superficiais na margem SE Brasileira. Entre 3000 e 1500 anos cal. AP houve predomínio de TSM relativamente menor e alta produtividade, provavelmente em decorrência da ressurgência da ACAS no talude continental do Atlântico Sudoeste. Após 1500 anos cal. AP até o Presente houve aumento na TSM e uma diminuição na produtividade primária na região, devido à predominância da AT no Atlântico SW neste período. A partir da comparação da TSM reconstruída neste trabalho e outras pesquisas realizadas na margem Brasileira, foi possível verificar que anomalias positivas (negativas) de TSM estão associadas à CB enfraquecida (fortalecida), bem como o fortalecimento (enfraquecimento) da AMOC em nossa região de estudo. Portanto, confirmamos a hipótese de que as mudanças na intensidade da AMOC na margem SW do Atlântico Sul atuaram como a principal forçante nas variações da TSM no Holoceno Tardio. Há ainda uma aparente superestimação dos nossos dados de TSM, entretanto a interpretação adequada dessa superestimação requer uma investigação aprimorada em trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-SABOUNI, N.; KUCERA, M.; SCHMIDT, D.N. Vertical niche separation control of diversity and size disparity in planktonic foraminifera. **Marine Micropaleontology**, v. 63, p. 75-90, 2007.

ARMSTRONG, H.; BRASIER, M. Foraminifera. **Microfossils**. Reino Unido: Blackwell Publishing, p. 142-187, 2005.

ARZ, H. W., PÄTZOLD J., WEFER. G. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 167, p. 105-117, 1999.

BERGER, A.; LOUTRE, M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. **Quaternary Sciences Review**, v. 10, n. 4, p. 297-317, 1991.

BIASTOCH, A.; BONING, C.W.; LUTJEHARMS, J.R.E. Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. **Nature**, v. 456, n. 27, p. 489-492, 2008.

CALADO, L. et al. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, p. 1181-1188, 2010.

CAMPOS, E. J. D. et al. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **American meteorological society**, v. 17, p. 88-108, 2004.

_____. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **American meteorological society**, p. 2377-2394, 2002.

CASTELÃO et al., A Modelling Study of Coastal Upwelling Driven by Wind and

Meanders of the Brazil Current. *Journal of Coastal Research*, v. 203, p. 662-671, 2004.

CHAPORI et al., Sea-surface temperature reconstruction of the Quaternary western South Atlantic: New planktonic foraminiferal correlation function. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 425 p. 67–75, 2015.

CHIESSI, C. M. et al. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, p. 1-9, 2014.

EMILE-GEAY, J. et al. El Niño as a mediator of the solar influence on climate. **Paleoceanography**, v. 22, PA3210, p. 1-16, 2007.

FISCHER, G.; WEFER, G. **Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic**. Primeira edição. New York: Springer-Verlag, 735 p., 1999.

HAMMER, Ø, HARPER, D.A.T., RYAN, P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. **Palaeontologia Electronica**, v. 4, n. 1, 9 p., 2001. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm

HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, A. O. **Modern Planktonic Foraminifera**. New York: Springer-Verlag, 363p., 1989.

HENDERSON, G. M. New oceanic proxies for paleoclimate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 203, p. 1-13, 2002.

JONKERS, L.; KUCERA, M. Global analysis of seasonality in the shell flux of extant planktonic foraminifera. **Biogeosciences**. V. 12, p. 1327-1372, 2015.

KLOVAN, J. E.; IMBRIE, J. An Algorithm and *FORTTRAN-IV* Program for Large-Scale Q-Mode Factor Analysis and Calculation of Factor Scores. **Mathematical Geology**, v. 3, n. 1, p. 61-77, 1971.

KOUTAVAS, A.; JOANIDES, S. El Niño–Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. **Paleoceanography**, v. 27, 15 p., 2012.

KUCERA, M. Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments. In: HILLAIRE-MARCEL, C.; VERNAL, A.D. **Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography**. Tokyo: Elsevier, p. 213–262, 2007.

KUHLBRODT, T. et al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. **Reviews of Geophysics**, 45, RG2001/2004, p. 1-32, 2007.

LESSA, D. V. O. et al. Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. **Marine Micropaleontology**, v. 106, p. 55-68, 2014.

MAHIQUES M. M., et al. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 1685-1697, 2004.

_____. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 181, p. 387-400, 2002.

MIX, A.C. et al. Composition of planktonic foraminifera species in 1123 surface sediment samples compared with sea surface temperatures from the Levitus Atlas, doi:10.1594/**PANGAEA**, 61061, 1999.

MOREY, A. E. et al. Planktonic foraminiferal assemblages preserved in surface sediments correspond to multiple environment variables. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, p. 925-950, 2005.

MULLER, T. J. et al. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C3, p. 5429-5437, 1998.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991.

PIELOU, E. C. **Ecological diversity**. New York: J. Wiley and Sons, 1975.

PIVEL, M.A.G. et al. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 374, p. 164-172, 2013.

PORTILHO-RAMOS, R. C., et al. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. **Global and Planetary Change**, 11 p., 2015.

PRELL et al., The Brown University Foraminiferal Data Base (BFD), doi:10.1594/**PANGAEA**,96900, 1999.

REIMER, P.J. et al. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, v.55, n.4, p. 1869-1887, 2013.

SHANNON, C.; WEAVER, W. **The Mathematical Theory of Communication**. 5th. University of Illinois press, 1963.

SILVEIRA, I. C. A. et al. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171-183, 2000.

_____. On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22°–23°S, **Geophysical Research Letters**, v. 31, 5 p., 2004.

SOUSA, S. H. M. et al. Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23°S–25°S and 40°W–44°W). **Continental Shelf Research**, p. 1-12, 2014.

SOUTO, D. D. et al. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 2011, p. 49-55, 2011.

SPEICH, S. et al. **A monitoring system for the South Atlantic as a component of the MOC**. In: Proceedings of the OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society Conference, 2009. Venice, Itália. ESA Publication WPP-306, European Space Agency. v. 2, p. 1-4, 2009.

STRAMMA, L. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 49, p. 281-294, 1991.

STRAMMA, L.; ENGLAND M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.104, n.C9, p. 20863-20883, 1999.

TANIGUCHI, N. K. **Reconstituição paleoceanográfica e inferências paleoclimáticas na margem equatorial brasileira no Holoceno Médio e Tardio**. 2015. 83 p. Dissertação (Mestrado em ciências, área de oceanografia geológica) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

TUDHOPE, A. W. et al. Variability in the El Niño – Southern Oscillation Through a Glacial-Interglacial Cycle. **Science**, v. 291, p. 1511-1517, 2001.

VILLALBA, R.; GROSJEAN, M.; KIEFER, T. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 175-179, 2009.

WALKER, M.J.C. et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). **Journal of Quaternary Science**, v. 27, n. 7, p. 649-659, 2012.

WANNER, H. et al. Holocene Climate variability and change; a data-based review. **Journal of the Geological society**, v. 172, p. 254-263, 2015.

_____. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, p. 1-15, 2011.

_____. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, p. 1791-1828, 2008.

ZARIC, S. et al. Sensitivity of planktic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data. **Marine Micropaleontology**, v.55, p. 75-105, 2005.

ANEXO

ANEXO 1 – TABELA DAS ESTAÇÕES DE COLETA DADOS (PRELL ET AL.,1999) E SCORES DOS FATORES GERADOS PELA ANÁLISE FATORIAL MODO-Q.

Testemunho	TSM anual (°C)	Latitude	Longitude	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
V18-110	8.582	-53.58	-44.7	-0.0058547	0.053632	-0.9668	-0.0065163
V15-136	9.526	-52.18	-49.08	-0.0075261	-0.13444	-0.98969	-0.0021723
V22-94	8.582	-51.52	-43.5	-0.0063385	-0.08824	-0.98891	-0.0006295
RC11-78	12.067	-50.87	-9.867	-0.0033298	0.062649	-0.96277	-0.0064951
V22-93	6.322	-50.78	-43.17	-0.0083909	-0.19178	-0.96871	0.0054927
V14-47	7.235	-50.77	-42.15	0.0090092	-0.11008	-0.97942	-0.009895
RC13-275	20.538	-50.7167	13.4333	-0.0057631	0.059355	-0.96486	-0.0044479
RC12-235	4.307	-50.43	-54.13	-0.0070288	-0.22084	-0.94791	-0.0062135
V15-137	20.538	-50.38	-47.4	-0.0068126	-0.070399	-0.98724	0.0043172
V22-92	6.831	-50.1	-42.93	-0.0044078	-0.084655	-0.98821	-0.0029393
RC15-91	5.632	-49.92	-15.57	-0.005776	-0.38357	-0.86854	0.010821
RC15-115	22.219	-49.6	-47.57	-0.0075785	-0.40338	-0.90802	0.0030467
V18-117	2.301	-49.5	-52.25	-0.0095769	-0.15292	-0.98735	-0.0005576
RC11-79	3.577	-49	-4.6	-0.0067108	0.05158	-0.96305	-0.0024665
RC11-80	4.614	-46.75	-0.05	-0.0053384	-0.73683	-0.56824	0.019102
RC13-253	4.39	-46.6	7.625	-0.0068106	-0.25129	-0.94336	-0.0027852
V22-106	23.035	-46.13	-10.9	-0.0025979	-0.12514	-0.98582	0.00030935
RC15-93	4.39	-46.1	-13.23	-0.0071115	-0.28224	-0.95212	0.011403
V18-126	22.515	-45.67	-57.62	-0.0005324	-0.85873	-0.36661	0.011725
V12-43	27.131	-45.32	-57.98	-0.0001773	-0.88308	-0.28195	0.043735
V22-107	23.992	-44.47	-6.633	-0.011637	-0.56453	-0.44998	-0.017887
RC12-241	27.11	-43.47	-57.67	-0.023206	-0.81726	-0.47067	0.098515
RC15-94	24.83	-42.98	-20.86	-0.0081558	-0.66608	-0.27099	-0.0044741
RC12-291	27.113	-42.58	-17.8	-0.0015754	-0.65036	-0.29463	0.015894
V12-53	20.629	-40.9	-20.38	0.02857	-0.90073	-0.18749	-0.021938
V17-144	27.16	-40.57	-55.17	-0.011191	-0.82525	-0.35911	0.065071
RC12-266	26.346	-39.82	-24.8	0.046389	-0.91173	-0.066337	0.083062
RC12-292	27.125	-39.68	-15.48	0.06863	-0.9112	-0.082046	-0.078408
RC12-268	20.58	-37.87	-28.87	0.061651	-0.83169	-0.048406	0.10595
RC13-242	27.136	-37.54	-3.587	-0.016815	-0.81553	-0.16602	0.058757
RC12-294	18.479	-37.27	-10.1	0.07076	-0.93194	-0.14436	-0.11957
RC12-293	27.079	-36.88	-13.15	0.14253	-0.86305	-0.065133	-0.23833
V27-192	27.207	-36.57	-16.87	0.16115	-0.84917	-0.085762	-0.22654
V12-56	22.526	-36.5	8.1	0.15716	-0.95341	-0.091983	-0.13257
RC12-297	27.198	-36.15	-6.717	0.033099	-0.90981	-0.19014	0.036402
RC11-86	27.198	-35.78	18.45	0.22984	-0.94601	-0.068594	0.096212
RC12-298	21.839	-34.95	-4.75	0.17124	-0.94013	-0.077167	-0.10349
RC11-35	25.707	-34.72	-35.1	0.83475	-0.45611	-0.017294	-0.11071
V24-229	27.183	-34.45	-10.6	0.28274	-0.7548	-0.012853	-0.29184
V24-223	20.117	-34.2	-3.4833	0.28425	-0.81622	-0.031079	-0.26805
RC12-299	22.389	-34.0831	-1	0.056247	-0.8985	-0.033153	0.078619
RC15-143	16.44	-33.57	-49.03	0.93455	-0.28153	-0.038794	-0.13741
V16-50	26.524	-33.35	16.433	0.0931	-0.90802	-0.055247	0.049488
V24-235	19.37	-33.25	-19.55	0.58828	-0.66905	-0.0091978	-0.26616
V17-147	26.447	-33.15	-49.87	0.82948	-0.5045	-0.053034	0.01922
V24-220	14.668	-33.1	1.483	0.47584	-0.78801	-0.06262	-0.24077
V27-191	25.456	-33.05	-18.72	0.57848	-0.6674	-0.016527	-0.26059

Cont. Anexo 1 -

Testemunho	TSM anual (°C)	Latitude	Longitude	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
RC12-300	25.253	-32.88	2.833	0.10974	-0.91916	-0.035977	0.061326
V18-182	10.009	-32.33	15.017	0.18723	-0.94398	-0.078172	0.01175
V24-237	12.492	-32.2	-26.73	0.75909	-0.5801	-0.051843	-0.11414
V18-168	22.244	-32.17	-20.17	0.76888	-0.48704	-0.015616	-0.27518
V24-221	19.939	-32.03	-2.817	0.3116	-0.86217	-0.034669	-0.19113
RC11-37	24.359	-31.98	-35.53	0.92231	-0.32092	-0.025444	-0.12432
V27-206	19.683	-31.37	-1.683	0.23373	-0.8882	-0.033561	0.0031316
V18-34	10.113	-31.35	-36.82	0.92956	-0.29493	-0.02228	-0.17159
V19-240	17.508	-30.58	13.283	0.11882	-0.94306	-0.038787	0.034081
RC12-303	23.184	-30.48	11.55	0.033196	-0.89041	-0.016398	0.11443
V26-68	26.147	-30.35	-15.8	0.76623	-0.57657	-0.028593	-0.21428
V27-215	21.224	-29.53	2.183	0.4181	-0.82306	-0.013739	-0.041033
V19-242	26.1	-29.52	9.583	0.024572	-0.86787	-0.019081	0.14485
V22-71	3.874	-29.42	-33.42	0.97241	-0.14933	-0.028197	-0.10115
RC15-145	25.034	-29.22	-45.47	0.97181	-0.12897	-0.033117	-0.034962
V16-189	14.438	-28.83	-41.03	0.94663	-0.21214	-0.021686	-0.0046421
V12-18	23.002	-28.7	-34.5	0.973	-0.098645	-0.02379	-0.12241
RC11-26	23.482	-28.58	-30.07	0.98163	-0.065718	-0.015617	-0.11345
V20-213	25.85	-28.33	-13.15	0.87652	-0.44214	-0.023667	-0.15288
V16-190	25.696	-27.95	-42.45	0.96028	-0.22401	-0.033521	-0.041156
V16-41	22.969	-27.87	-1.1	0.64572	-0.69483	-0.046102	-0.026211
V27-190	6.015	-27.6	-20.32	0.966	-0.1317	-0.02969	-0.11009
RC08-28	17.944	-26.58	-9.433	0.94035	-0.29705	-0.031972	-0.042034
RC08-27	21.841	-26.23	-10.62	0.92708	-0.29972	-0.02507	-0.084353
V19-245	22.738	-26.2	4.683	0.58862	-0.71517	-0.030689	0.19754
V19-246	25.637	-25.77	4.1	0.4285	-0.79876	-0.016317	0.16451
RC13-229	23.092	-25.49	11.307	0.0062134	-0.70696	-0.009426	0.18007
RC08-23	25.097	-25.15	-12.77	0.97962	-0.088399	-0.028102	-0.082469
RC08-22	5.302	-24.97	-13.27	0.97823	-0.13648	-0.019831	-0.064294
V16-39	22.102	-24.73	-4.767	0.89521	-0.38684	-0.023905	0.011354
RC15-151	24.774	-24.69	-40.583	0.97141	-0.0059219	-0.022441	-0.014383
V19-248	19.294	-24.57	4.833	0.55675	-0.76649	-0.02122	0.18473
V29-134	17.325	-24.22	7.417	0.36645	-0.84188	-0.085822	0.18337
RC08-18	2.279	-24.07	-15.12	0.98548	-0.053456	-0.020675	-0.048437
V26-63	21.831	-23.97	-37.95	0.9776	-0.018069	-0.019443	-0.010387
RC08-16	22.62	-23.35	-16.53	0.97542	-0.12997	-0.022025	-0.016061
V12-66	24.846	-22.98	7.017	0.41061	-0.81757	-0.043036	0.11294
V27-188	17.53	-22.05	-23.95	0.96998	-0.057671	-0.022483	-0.054951
V16-37	7.173	-21.33	-8.95	0.94032	-0.30686	-0.021967	-0.058848
RC11-22TW	22.233	-20.15	-32.6833	0.96768	0.013313	-0.014911	-0.047583
V29-135	22.138	-19.7	8.883	0.17725	-0.88052	-0.16454	0.090487
V16-36	21.121	-19.37	-11.43	0.92541	-0.29481	-0.033586	-0.057587
V19-262	18.395	-18.33	8.383	0.020387	-0.90866	-0.061658	0.13158
V16-35	2.931	-17.67	-15.1	0.96943	-0.1029	-0.015915	-0.055229
V22-168	15.523	-17.47	-5.183	0.83707	-0.22151	-0.024989	0.35835
RC11-21	18.189	-17.27	-35.97	0.96912	0.011565	-0.015196	0.051523
V22-169	19.125	-16.25	-5.733	0.91378	-0.24255	-0.024245	0.16593
V16-33	19.438	-15.33	-19.72	0.97046	-0.051599	-0.021311	0.11203
V16-31	24.913	-13.07	-24.68	0.98359	-0.0043854	-0.017673	0.039849
V26-55	20.212	-11.6	-15.57	0.98506	-0.0026275	-0.015547	0.081545
V27-184	17.732	-11.15	-35.65	0.96578	0.027189	-0.015042	0.044219
V15-164	5.839	-9.75	-34.4	0.98573	0.016317	-0.016159	0.0022207
V22-38	18.381	-9.55	-34.25	0.98985	0.012386	-0.017	0.06979

Cont. Anexo 1 -

Testemunho	TSM anual (°C)	Latitude	Longitude	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
CIRCE-239	19.93	-8.28	-11.12	0.95782	-0.0024656	-0.015547	0.25566
RC13-210	19.563	-9.142	-10.61	0.94095	-0.027312	-0.014821	0.29606
V22-175	18.784	-8.767	-14.28	0.9864	0.0030957	-0.016001	0.12936
RC13-209	19.756	-8.197	-8.222	0.96074	-0.027597	-0.012752	0.24865
V27-239	20.096	-7.833	-1.517	0.94719	-0.061705	-0.0217	0.23487
V22-177	26.155	-7.75	-14.6	0.92531	-0.080268	-0.022704	0.33148
V22-36	26.42	-6.117	-30.58	0.94261	-0.041279	-0.028859	0.054348
V22-180	5.69	-3.3	-16.43	0.28774	-0.097433	0.0049221	0.85362
RC11-16	16.126	-2.767	-35.22	0.85696	0.0090451	-0.013942	0.43705
V14-7	19.752	-2.3	-36.13	0.9617	0.011072	-0.0132	0.25155
RC11-14	19.535	-2.0667	-40.6	0.98455	0.012369	-0.016712	0.12341
V20-230	19.065	-1.95	-39.03	0.98197	0.011212	-0.015276	0.13683
V26-100	17.786	-1.55	-34.65	0.24422	-0.026363	0.0044055	0.74942
V12-79	18.722	-1.517	-11.78	0.93637	-0.068825	-0.020551	0.245
A180-78	18.037	-1.5	-27.0167	0.56502	-0.057123	0.0021685	0.73087
V19-283	1.934	-1.283	5.533	0.80071	-0.19209	-0.017415	0.39233
RC11-15	17.688	-1.167	-36.95	0.80287	-0.0023705	-0.0083529	0.54271
A180-76	17.62	-0.7667	-26.0333	0.95113	0.0053754	-0.01373	0.24394
V29-144	18.289	-0.2	6.05	0.76606	-0.17256	-0.03851	0.24709

ANEXO 2 – TABELA DOS DADOS MICROFAUNÍSTICOS, RAZÕES GB/GR, F/Q, ÍNDICES ECOLÓGICOS E TSM RECONSTRUÍDA

Profundidade no testemunho (cm)	0 - 1	5 - 6	10 -11	11 - 12	15 - 16	18 - 19	20 - 21	24 - 25	25 - 26	30 - 31	35 - 36	37 – 38
Idade estimada (anos cal. AP)	0	412	824	906	1236	1483	1647	1977	2059	2471	2883	3048
Espécies												
Candeina nitida	2	1	1	2	2	0	0	0	3	0	2	2
Gallitellia vivans	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Globigerina bulloides	16	7	46	38	28	41	50	24	50	62	66	19
Globigerina rubescens	24	14	23	26	29	42	15	6	20	29	25	14
Globigerina falconensis	12	4	2	5	6	5	2	1	3	12	3	1
Globigerinella calida	28	18	28	19	19	29	31	15	30	17	32	7
Globigerinella siphonifera	14	3	10	8	10	16	7	1	11	11	10	6
Globigerinita glutinata	19	9	22	30	34	41	31	15	19	13	26	11
Globigerinita uvula	2	1	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0
Globigerinoides conglobatus	0	3	2	2	0	4	2	0	2	3	7	1
Globigerinoides ruber white	183	112	158	170	188	226	143	124	211	265	245	99
Globigerinoides ruber pink	49	32	45	48	49	83	57	27	59	42	83	62
Globigerinoides sacculifer	91	39	58	48	46	92	76	35	98	87	86	39
Globigerinoides tenellus	6	4	0	2	1	1	0	0	0	3	4	2
Globorotalia cultrata	2	7	13	6	2	4	0	2	1	2	6	1
Globorotalia hirsuta	0	1	1	1	0	3	0	0	2	0	1	0
Globorotalia inflata	0	2	0	0	2	0	0	0	1	1	2	0
Globorotalia menardii	2	7	6	5	1	2	0	0	0	2	1	1
Globorotalia scitula	5	1	8	6	2	6	9	3	7	4	8	4
Globorotalia spp.	5	4	3	4	1	3	6	11	8	0	3	5
Globorotalia truncatulinoides	1	1	6	14	6	8	1	4	6	2	6	1
Globorotalia tumida	5	7	13	16	12	14	10	7	12	8	9	10

Cont. Anexo 2 -

Profundidade no testemunho (cm)	0 - 1	5 - 6	10 -11	11 - 12	15 - 16	18 - 19	20 - 21	24 - 25	25 - 26	30 - 31	35 - 36	37 - 38
Idade estimada (anos cal. AP)	0	412	824	906	1236	1483	1647	1977	2059	2471	2883	3048
Espécies												
Globorotalia unguolata	1	0	5	6	6	5	0	3	2	4	7	2
Neogloboquadrina dutertrei dextral	6	2	2	5	2	2	3	1	0	0	2	0
Neogloboquadrina dutertrei sinistral	3	3	0	0	0	2	1	0	3	2	7	0
Pulleniatina obliquiloculata	0	1	2	0	1	0	1	2	5	4	1	3
Tenuitella iota	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	1	0
Turborotalita quinqueloba	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Turborotalita spp.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Não identificado	17	13	9	39	32	105	41	174	72	49	81	144
Densidade Total	502	301	481	509	490	743	500	461	641	642	737	438
Fragmentos	67	31	54	56	67	64	38	28	60	41	58	28
Razões												
G.bulloides/G.ruber	0.07	0.05	0.23	0.17	0.12	0.13	0.25	0.16	0.19	0.20	0.20	0.12
Espécies frias/quente	0.10	0.08	0.24	0.23	0.20	0.19	0.28	0.20	0.18	0.18	0.21	0.14
Índices ecológicos												
Riqueza das espécies_S	20	22	22	20	20	19	17	14	20	20	23	18
Diversidade de Shannon_H	1.95	2.06	2.14	2.11	1.97	1.99	2.02	1.83	1.98	1.86	1.99	1.93
Equitability_J	0.65	0.67	0.69	0.71	0.66	0.68	0.71	0.69	0.66	0.62	0.63	0.67
TSM reconstruída	25.9	26	26.1	25.6	25.4	26	26.4	25.7	26.3	25.8	26.2	26.4

ANEXO 3 – TABELA DAS ESPÉCIES E FATORES GERADOS PELA ANÁLISE FATORIAL MODO-Q.

Espécies	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4
<i>O. universa</i>	0.12056	-0.13851	0.032634	0.13014
<i>G. conglobatus</i>	0.16067	0.0041743	-0.0013583	-0.12622
<i>G. ruber</i> (pink)	0.45131	0.11537	-0.041724	0.33324
<i>G. ruber</i> (white)	4.1161	0.070867	-0.049785	-0.76527
<i>G. ruber</i>	4.5674	0.18624	-0.091509	-0.43203
<i>G. tenellus</i>	0.21075	-0.022239	0.0048611	-0.16414
<i>G. sacculifer</i> (no sac)	0.66145	0.019739	-0.0032779	1.6071
<i>G. sacculifer</i> (sac)	0.384	-0.0062415	0.0067522	1.3408
<i>G. sacculifer</i>	1.0454	0.013498	0.0034744	2.9479
<i>S. dehiscens</i>	0.015073	-0.016239	0.0051961	0.043043
<i>G. adamsi</i>	8.07E-62	5.69E-62	-2.71E-62	-9.86E-61
<i>G. aequilateralis</i>	0.39704	-0.091408	0.024	0.22215
<i>G. calida</i>	0.24097	-0.13499	0.030727	-0.05144
<i>G. bulloides</i>	-0.19832	-1.9727	-1.6386	0.012533
<i>G. falconensis</i>	0.60463	-1.5999	0.30608	-2.4812
<i>G. digitata</i>	0.068535	-0.043175	0.012303	-0.01281
<i>G. rubescens</i>	0.13691	0.0040722	-0.0042688	-0.065736
<i>T. humilis</i>	7.88E-43	5.56E-43	-2.65E-43	-9.63E-42
<i>G. quinqueloba</i>	-0.040076	-0.16598	-0.29794	0.03354
<i>N. pachyderma</i> (sinistral)	-0.033781	0.47439	-6.2429	-0.053282
<i>N. pachyderma</i> (dextral)	-0.26862	-2.6217	0.25524	1.071
<i>N. dutertrei</i>	0.10721	-0.60719	0.055082	1.4532
<i>G. conglomerata</i>	4.06E-05	-0.0032928	0.00086734	0.0076863
<i>G. hexagona</i>	0.0017145	-0.0001022	-4.49E-05	-0.0017477
<i>P. obliquiloculata</i>	0.097991	-0.019311	0.013998	1.4853
<i>G. inflata</i>	0.028622	-5.1275	-0.1892	0.21945
<i>G. truncatulinoides</i>	0.49723	-1.1357	0.022137	-1.0282
<i>G. crassaformis</i>	0.043583	-0.026013	0.0061523	0.19089
<i>G. crassula</i>	9.02E-05	-0.0007471	0.00022807	-0.0018155
<i>G. hirsuta</i>	1.83E-01	-0.45409	0.11719	-0.43097
<i>G. scitula</i>	0.18707	-0.24809	0.071941	-0.47112
<i>G. anfracta</i>	0.001	0.00024259	-9.82E-05	0.0010033
<i>G. menardii</i>	0.34823	-0.061661	3.01E-02	2.3084
<i>G. tumida</i>	0.074562	-0.015788	0.008981	0.66697
<i>G. menardii flexuosa</i>	0.0032052	0.001194	-0.00034526	0.0015714
<i>G. menardii</i> (<i>G. menardii</i> complex)	0.426	-0.076256	0.038735	2.9769
<i>C. nitida</i>	0.034412	0.010311	-0.0033491	-0.026118
<i>G. glutinata</i>	0.92864	-0.30325	-0.13384	3.42E-01
<i>G. theyeri</i>	0.0020276	0.00048319	-0.00017498	0.0038434
<i>G. iota</i>	0.0010456	-0.0023521	-0.00020218	-0.0046519
<i>B. pumilio</i>	0	0	0	0
<i>G. uvula</i>	0	0	0	0

ANEXO 4 – TABELA DAS PREFERÊNCIAS ECOLÓGICAS DAS ESPÉCIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS

Espécie	Preferência ecológica	Referências
<i>Globigerina bulloides</i>	Aumento de abundância em áreas sustentadas pelo aumento da intensidade da ressurgência, onde há águas mais frias e alta produtividade primária. É característica de ambientes de transição em regiões subpolares e subtropicais, camadas superficiais e termoclina superior. É comum estar associada à ACAS.	Henderson (2002), Jonkers e Kucera (2015), Kucera (2007), Souto et al. (2011)
<i>Globigerina rubescens</i>	A espécie é característica de ambientes com baixa produtividade primária e águas mais quentes. Está associada à massas d'água como a Água Tropical (AT) e enfraquecimento de ressurgência.	Kucera (2007), Souto et al. (2011)
<i>Globigerinella calida</i>	É comum se desenvolver em ambientes subtropicais. Está associada à regiões com alta produtividade, e também há indícios de aumento de abundância em regiões com águas mais quentes e produtividade primária reduzida.	Kucera (2007), Pivel et al. (2013)
<i>Globigerinita glutinata</i>	A espécie está associada à ambientes de baixa temperatura e alta produtividade primária, como as zonas de ressurgência. Pode estar relacionada à ACAS. Desenvolve-se em ambientes de transição entre subpolar e subtropical.	Henderson (2002), Jonkers e Kucera (2015), Kucera (2007), Souto et al. (2011)
<i>Globigerinoides ruber</i> (white)	A espécie está associada à massas d'água com característica da Água Tropical (alta temperatura e baixa produtividade). Habita águas oligotróficas e quentes, e também é capaz de sobreviver em temperaturas menores de 13 °C. Calcifica completamente na camada de mistura da superfície o que torna essa espécie ideal para reconstruções paleoceanográficas.	Henderson (2002), Jonkers e Kucera (2015), Kucera (2007), Souto et al. (2011)
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink)	A espécie está associada à massas d'água com característica da Água Tropical (alta temperatura e baixa produtividade). É comum ser encontrada em águas oligotróficas e mais quentes. Calcifica completamente na camada de mistura da superfície o que torna essa espécie ideal para reconstruções paleoceanográficas.	Henderson (2002), Jonkers e Kucera (2015), Kucera (2007), Souto et al. (2011)
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	A alta abundância da espécie representa uma predominância de águas mais quentes, característica da massa d'água AT. Se desenvolve em ambientes com redução na disponibilidade de nutrientes. Possui amplo alcance latitudinal nas áreas tropicais e subtropicais e calcifica na camada de mistura superficial.	Henderson (2002), Jonkers e Kucera (2015), Kucera (2007), Souto et al. (2011)