

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**Processos de fertilização e a influência
da dinâmica de fundo sobre o registro de
cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas nos
últimos 47 mil anos**

Juliana de Freitas Gonçalves

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Doutor.

Orientadora: *Prof^a. Dr^a.* Adriana Leonhardt

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Fevereiro de 2021

Processos de fertilização e a influência da dinâmica de fundo sobre o registro de cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas nos últimos 47 mil anos

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Oceanologia, como parte dos requisitos para a
obtenção do Título de Doutor

por

Juliana de Freitas Gonçalves

Rio Grande, RS, Brasil

Fevereiro de 2021

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sob a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Gonçalves, Juliana de Freitas

Processos de fertilização e a influência da dinâmica de fundo sobre o registro de cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas nos últimos 47 mil anos/ Juliana de Freitas Gonçalves – Rio Grande: FURG, 2021.

97p.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande.

Doutorado em Oceanologia. Área de Concentração: Processos Oceanográficos Integrados; Oceanografia Geológica.

1. Atlântico Sudoeste. 2. Ressurgência 3. Paleoprodutividade 4. Carbono Orgânico 5. Carbonato de cálcio.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOLOGIA
E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.pppo.furg.br



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE TESE DE DOUTORADO – 01/2021

Às 09h do dia 25 de Fevereiro do ano de dois mil e vinte e um, por videoconferência, reuniu-se a Comissão Examinadora da Tese de **DOUTORADO** intitulada "**Mecanismos de fertilização e influência dos processos de fundo sobre o registro de coccolitoforídeos na Bacia de Pelotas nos últimos 47 mil anos**", da **Acad. Juliana de Freitas Gonçalves**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Adriana Leonhardt – Orientadora - (IO/FURG), Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo - (IO/FURG), Profa. Dra. Maria Alejandra Gómez Pivel - (UFRGS) e Prof. Dr. Felipe Daniel Garcia Rodriguez - (IO/FURG). Dando início à reunião, a Orientadora e Presidente da sessão, Profa. Dra. Adriana Leonhardt, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a Candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a Candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a Candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Tese. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata **aprovada** por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia.

Profa. Dra. Adriana Leonhardt
Presidente

Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo

Prof. Dr. Felipe Daniel Garcia Rodriguez

Profa. Dra. Maria Alejandra Gómez Pivel

Acad. Juliana de Freitas Gonçalves

Profa. Dra. Eunice Machado
Coordenadora Adjunta PPGO

“Há mais coisas entre o céu e a Terra, Horácio,
do que supõe a nossa vã filosofia”

(William Shakespeare na peça “Hamlet”)

Ao meu irmão, Tony Gonçalves,
onde quer que ele esteja.

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo suporte financeiro e bolsa de doutorado que possibilitaram a execução deste trabalho (CAPES processo nº 88887.091729/2014-01) e ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia da Universidade Federal do Rio Grande pela oportunidade de realizar o meu doutorado em uma instituição de grande prestígio internacional na área da oceanografia. Agradeço também ao corpo docente pelos ensinamentos e inspiração.

Desde já gostaria de agradecer à banca por ter aceito o convite e pela contribuição que sei que virá no intuito de melhorar o trabalho. Gostaria de agradecer à minha orientadora Dra. Adriana Leonhardt, que me conduziu durante os últimos 7 anos pelo mundo da paleoceanografia, agradeço por todas as oportunidades, desde a participação em congressos, ao meu doutorado sanduíche na Espanha e participação em cursos de aperfeiçoamento no Brasil e fora do país. Agradeço também pela paciência e por não ter desistido dessa jornada que se apresentou com alguns obstáculos para mim. Além disso, sou grata ao Grupo de Geociências Oceânicas e ao Professor Dr. José-Abel Flores por terem me recebido durante os 9 meses de doutorado sanduíche na Universidade de Salamanca.

Agradeço também aos meus colegas de pós-graduação que dividiram comigo as incertezas e ansiedades a respeito da nossa formação. Em especial agradeço à Fiamma Abreu e ao Gabriel Karagiannis pelas discussões e estudos em grupo para a prova de qualificação. Às minhas colegas e amigas do Laboratório de Paleoceanografia e Palinologia, Sívila Bottezini e Andréia Ávila, por toda ajuda, pelos cafés, discussões e por muitas vezes, me ajudarem a segurar algumas barras.

Quero agradecer muito também à minha família, meu pai Antonio, minha mãe Eliane e meus irmãos Tony (*in memoriam*) e Murillo, que nunca deixaram de acreditar no meu potencial, mesmo quando eu mesma desacreditei. Agradeço aos meus pets, Chanel, Khal Drogo e Tygra, que também considero da família, pela companhia e amor gratuito.

Por fim, gostaria de agradecer a todas as minhas melhores amigas que estiveram sempre ao meu lado me dando força e alegrando meus dias: Amanda, Alessandra, Ariana, Camila, Juliana, Lillian, Mariana, Márjori e Mercedes, grata pelo carinho e presença constantes.

Índice

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	1
1.1 Biologia, morfologia e o registro fóssil de cocolitoforídeos	3
1.2 O papel dos cocolitoforídeos nos ciclos biogeoquímicos	4
1.3 Cocolitoforídeos como <i>proxies</i> paleoambientais	5
CAPÍTULO II: HIPÓTESE	7
CAPÍTULO III: OBJETIVOS	8
CAPÍTULO IV: ÁREA DE ESTUDO	9
4.1 Contexto Geológico	9
4.2 Características Oceanográficas regionais	10
4.3 Características Atmosféricas Regionais	13
CAPÍTULO V: MATERIAL E MÉTODOS.....	15
5.1 Testemunho de Sedimento Marinho	15
5.2 Modelo de Idade.....	16
5.3 Preparação das lâminas de cocolitofóideos	16
5.4 Contagem de cocólitos e cálculos	17
5.5 Preservação das amostras	18
5.6 Medidas de Conteúdo de Carbonato e Carbono Orgânico Total.....	18
5.7 Medidas do tamanho de grão.....	19
5.8 Análises Estatísticas	19
CAPÍTULO VI: ARTIGOS CIENTÍFICOS	20
A Influência dos Processos de Fundo sobre um Registro Fóssil de Cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas.....	21
Resumo.....	21

Abstract.....	21
Introdução	22
Características Oceanográficas Regionais	23
Material e Métodos.....	24
Resultados	29
Discussão	39
Conclusão	42
Mecanismos de fertilização inferidos através do registro de coccolitoforídeos durante o Quaternário Tardio na margem continental sul-brasileira.....	43
Abstract.....	43
Resumo.....	44
Introdução	45
Contexto Oceanográfico e Atmosférico Regional Atual	46
Material e Métodos.....	49
Resultados	53
Discussão	59
Conclusão	66
Agradecimentos	66
CAPÍTULO VII: SÍNTESE DA DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	67
CAPÍTULO VIII: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

Lista de Figuras

Figura 1. Mapa da circulação superficial do Atlântico Sul.	12
Figura 2. Localização do testemunho SIS 188 na Bacia de Pelotas.	25
Figura 3. Modelo de idade-profundidade, taxas de sedimentação e a representação litológica do testemunho SIS 188.	30
Figura 4. Média do tamanho de silte que pode ser selecionado pela corrente de fundo no testemunho SIS 188.	31
Figura 5. Comparação da oscilação das curvas de abundância relativa (AR) das espécies dominantes no testemunho SIS 188.	35
Figura 6. Comparação da variação entre as curvas de abundância relativa (AR) de espécies subordinadas.	35
Figura 7. Comparação entre as curvas de proxies.	38
Figura 8 Localização do Testemunho SIS 188 na Bacia de Pelotas, sul da margem continental brasileira.	48
Figura 9 A) Modelo de idade-profundidade e taxas de sedimentação do testemunho SIS 188. B) Litologia do testemunho SIS 188.	53
Figura 10. Abundância relativa das espécies dominantes no testemunho SIS 188.	55
Figura 11. Abundância relativa das espécies subordinadas no testemunho SIS 188.	56
Figura 12. Proxies de produtividade.	57
Figura 13. Análises espectrais.	59

Lista de Tabelas

Tabela 1 Calibração das idades.....	29
Tabela 2 Correlação entre as variáveis.....	38
Tabela 3 Amostras datadas por ^{14}C e calibradas no testemunho SIS 188.....	53
.Tabela 4 Correlação das variáveis com as curvas mensais de insolação a 29°S.	58

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AFA – Água de Fundo Antártica

AIA – Água Intermediária Antártica

AMOC – *Atlantic Meridional Overturning Cell* (Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico)

AP– Antes do Presente

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

AR – Abundância Relativa

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AT – Água Tropical

C

CAS – Corrente do Atlântico Sul

CB – Corrente do Brasil

CBM – Confluência Brasil-Malvinas

CM – Corrente das Malvinas

CCNE – Contracorrente Norte Equatorial

CCOI – Corrente de Contorno Oeste Intermediária

CCSE – Contracorrente Sul Equatorial

CDD – *Calcith Compensation Depth* (Profundidade de compensação da calcita)

CIP – Carbono Inorgânico Particulado

CNB – Corrente Norte do Brasil

COP – Carbono Orgânico Particulado

COT – Carbono Orgânico Total

CSE – Corrente Sul Equatorial

E

EIM – Estágio Isotópico Marinho

H

HS – *Heinrich Stadials*

K

Ka – Mil anos

P

pTSM – Paleotemperatura Superficial do Mar

S

SSM – Salinidade Superficial do Mar

T

TSM – Temperatura Superficial do Mar

U

UMG – Último Máximo Glacial

Y

YD – *Younger Dryas*

Z

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

Resumo

Baseado no registro de cocolitoforídeos e em análises geoquímicas nos sedimentos do testemunho SIS 188, recuperado do talude da Bacia de Pelotas, este estudo buscou compreender quais mecanismos de fertilização são preponderantes sobre a produtividade primária oceânica, e quais são os processos oceanográficos que a regulam ao longo dos eventos climáticos marcantes do Quaternário tardio. A relação entre a deposição de carbonato e da matéria orgânica com a produtividade e com processos oceanográficos de fundo foi estabelecida, no intuito de esclarecer quais fatores são responsáveis pela regulação da bomba biológica nesta Bacia, que possui uma dinâmica de fundo complexa. O testemunho analisado abrange os Estágios Isotópicos Marinhos 1, 2 e 3. O registro demonstra que a produtividade esteve relacionada à insolação (com predominância do ciclo da precessão) e aos processos atmosféricos que influenciam a dinâmica oceânica. Durante o período glacial (EIM 3 e 2), os intervalos de maior produtividade estiveram associados à expansão do sistema de ressurgência na região do Cabo de Santa Marta, impulsionado pelos ventos de nordeste. As espécies *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior, *Emiliania huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. dominam a associação ao longo de todo o intervalo. As ocorrências secundárias de *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera* spp. e *Coccolithus pelagicus* (as quais possuem afinidade com condições de ressurgência) e *Umbilicosphaera* spp. (que apresenta preferência por ambientes oligotróficos e coluna d'água estratificada) auxiliaram na interpretação da produtividade. Os cocolitoforídeos contribuíram para a transferência de carbonato e matéria orgânica para o fundo oceânico, entretanto, especialmente durante o EIM 3, a deposição de carbono orgânico parece ser controlada principalmente pelas propriedades químicas das massas de água de fundo. Durante o EIM 3, a associação de cocólitos também é influenciada pela velocidade da corrente de fundo, que os transporta juntamente com os sedimentos. As condições de fundo mudam durante o EIM 2, permitindo o acúmulo de cocólitos, CaCO_3 e COT. Entretanto, o intervalo de maior produtividade registrado no testemunho é o Holoceno inicial, durante o EIM 1, justamente quando a ressurgência esteve atenuada. Este aumento substancial da produtividade é atribuído a processos retardatários resultantes da diminuição do nível do mar ocorrida durante o Último Máximo Glacial.

Palavras-chave: Atlântico Sudoeste; ressurgência; paleoprodutividade; carbono orgânico; carbonato de cálcio.

Abstract

Based on the record of coccolithophores and geochemical analyses in the sediments of SIS 188 core, recovered from the Pelotas Basin continental slope, this study aimed to understand which fertilization mechanisms are preponderant over the oceanic primary productivity, and which are the oceanographic processes that regulate it throughout some important climate events of late Quaternary. The relationship between carbonate and organic matter deposition with productivity and with bottom oceanographic processes was established, in order to elucidate which factors are responsible for regulation of the biological pump in this Basin, which has complex bottom dynamics. The analyzed core comprises Marine Isotope Stages 1, 2 and 3. The record shows that productivity was related to insolation (with predominance of the precession cycle) and atmospheric processes that influence oceanic dynamics. During glacial periods (EIM 3 and 2), the highest productivity intervals were associated with the expansion of the upwelling system in the Santa Marta Cape region, driven by northeast winds. The species *Florisphaera profunda*, a lower photic zone dweller, *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa* spp. dominate the association through the entire interval. Secondary occurrences of *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera* spp. and *Coccolithus pelagicus* (which have affinity for upwelling conditions) and *Umbilicosphaera* spp. (which has a preference for oligotrophic environments and stratified water column) helped in the productivity interpretation. Coccolithophores contributed for the carbonate and organic matter transfer to the ocean floor, however, especially during MIS 3, the deposition of organic carbon appears to be mainly controlled by the chemical properties of deep water masses. During MIS 3, the coccolith association is also influenced by the bottom current velocity, which transports coccoliths together with sediments. Bottom conditions changed during MIS 2, allowing the accumulation of coccoliths, CaCO₃ and TOC. However, the greatest productivity interval recorded in the core was over the early Holocene, during MIS 1, exactly when upwelling was attenuated. This substantial increase in productivity

is attributed to a lag in processes resulting from sea level decrease that occurred during the Last Glacial Maximum.

Keywords: Southwest Atlantic; upwelling; paleoproductivity; organic carbon; calcium carbonate.

Capítulo I: Introdução

A paleoceanografia consiste no estudo do desenvolvimento e evolução dos sistemas oceanográficos, através do tempo geológico. É um campo interdisciplinar que estuda a interação entre a estratigrafia, sedimentologia, micropaleontologia marinha, geoquímica e geofísica, relacionando estes parâmetros a processos oceanográficos físicos, químicos e biológicos [Saraswati & Srinivasan 2015]. Estudos paleoceanográficos lidam com a história dos oceanos, incluindo o desenvolvimento do formato das bacias oceânicas, de correntes rasas e profundas e da produtividade biológica. Um dos objetivos principais é elucidar o papel dos processos dos oceanos nas mudanças do sistema climático global [Wefer *et al.* 1999]. A razão pela qual o estudo da história dos oceanos é importante, é que o passado nos permite enxergar um maior espectro de variação do sistema oceano-clima. Entendendo-se as relações de causa e efeito entre os parâmetros oceanográficos, pode-se razoavelmente utilizar este conhecimento para extrapolar condições do oceano atual. O oceano moderno emerge como um caso especial entre muitos oceanos possíveis: cabe então aos modelos inventar formas de demonstrar os estágios evolutivos que levam de uma configuração oceanográfica para outra, respeitando conceitos básicos da física [Berger & Wefer 1996]. Debates atuais sobre a dimensão das mudanças climáticas futuras, sejam elas naturais ou antropogênicas, exigem o entendimento da amplitude e da frequência de mudanças climáticas naturais ocorridas no passado [Mix *et al.* 2001].

Dentre os ciclos estudados, as mudanças nos parâmetros oceanográficos ocorridas entre estágios glaciais e interglaciais são amplamente abordados na literatura. As glaciações e interglaciações do Quaternário são intervalos investigados com o objetivo de compreender o sistema climático atual. Além dos parâmetros orbitais da Terra, as trocas de CO₂ entre oceano e atmosfera parecem ter um papel muito importante nas mudanças climáticas globais. A razão entre o fluxo de carbono orgânico e carbonato das águas superficiais para o fundo oceânico é um dos fatores chave na determinação da variabilidade climática. No entanto, o efeito que mudanças nessa razão teriam no clima e o grau no qual ela pode mudar são ainda tema de debate. Alguns trabalhos indicam que tais mudanças poderiam explicar a variabilidade substancial no conteúdo de CO₂ atmosférico observada entre o Último Máximo Glacial e o presente [Loubere *et al.* 2007].

As margens continentais representam apenas uma pequena fração dos oceanos. Entretanto, elas exercem um impacto significativo sobre os ciclos biogeoquímicos globais devido, fundamentalmente, ao intenso processamento geoquímico e biológico do carbono [Robbins *et al.* 2009]. Parte do carbono inorgânico fixado na fotossíntese pode ser utilizado na respiração por outros organismos dos demais níveis tróficos, liberando novamente CO₂ para a atmosfera, enquanto outra parte pode ser sequestrada após decantação até o fundo oceânico e incorporada aos sedimentos, no processo denominado bomba biológica. A proporção de carbono sequestrado pela bomba biológica depende de vários fatores, como a própria quantidade de carbono inorgânico convertido em carbono orgânico através da fotossíntese e a quantidade de oxigênio disponível na coluna d'água oxidando a matéria orgânica.

Sendo assim, a produtividade biológica possui um papel importante no ciclo do carbono e na regulação do clima pelo consumo e fixação de CO₂, através da atividade fotossintética do fitoplâncton ou da precipitação de carbonato mediada por organismos marinhos. Além disso, o fluxo de carbonato secretado por determinados organismos do fitoplâncton pode ser um facilitador do fluxo de carbono orgânico para o fundo marinho. Desta forma, estudos de reconstrução paleoceanográfica devem contemplar os processos que afetam a transferência do carbono orgânico e carbonato da superfície para o assoalho oceânico.

A margem continental sul-brasileira compõe uma das áreas mais produtivas da margem ocidental do Atlântico Sul, devido à fertilização das águas pelo sistema de ressurgência do Atlântico Sudoeste, que atualmente representa apenas uma parte de um sistema de ressurgência que seria ainda maior no passado [Lessa *et al.* 2017]. Sobre a plataforma, a Pluma do Rio da Prata e a drenagem continental representam fatores importantes para o aporte de nutriente para as águas superficiais [Gonzalez-Silveira *et al.* 2006]. A área de estudo também está localizada a norte da confluência Brasil-Malvinas, cuja migração latitudinal pode representar um aspecto importante na mudança da produtividade ao longo do tempo. Desta maneira, é fundamental investigar as causas e efeitos nos processos oceanográficos da margem continental sul-brasileira para que se possa compreender os processos que modulam o sistema climático regional.

1.1 Biologia, morfologia e o registro fóssil de cocolitoforídeos

Os cocolitoforídeos compõem o fitoplâncton, sendo algas marinhas flageladas unicelulares pertencentes à divisão Haptophyta e à classe Prymnesiophyceae [Billard & Inouye 2004]. Vivem na zona fótica dos oceanos e são considerados cosmopolitas, ocupando ambientes oligotróficos e eutróficos. Juntamente com os foraminíferos e os pterópodes, são considerados os principais fornecedores de carbonato de cálcio (CaCO_3) na coluna de água e para o fundo oceânico [Rost & Riebesell 2004]. São um dos grupos mais abundantes do fitoplâncton e dispõem de uma importante posição na base da teia trófica [Westbroek *et al.* 1993].

Cocolitoforídeos possuem cloroplastos marrom-dourados, um exoesqueleto composto por placas calcárias (cocosferas) e uma estrutura tipo flagelo, o haptonema [Bown 1998]. A superfície celular é coberta por vários cocólitos formando a chamada cocosfera. A célula é dominada por grandes cloroplastos que são responsáveis pela fotossíntese e pelo núcleo, local onde encontra-se armazenado o material genético. Em termos de ultraestrutura das placas calcárias existem dois tipos de cocólitos: heterococólitos, que consistem em um arranjo radial de unidades cristalinas complexas, e os holococólitos, que são formados por um grande número de pequenos cristalitos morfologicamente simples [Young *et al.* 1999]. Existem algumas haptofitas que

produzem estruturas calcárias que não possuem ultraestrutura de heterocóclitos ou holocóclitos, estes são nomeados genericamente de nanólitos.

A morfologia dos cocólitos e das cocosferas é bastante diversa, e reflete estratégias ecológicas e preferências ambientais dos diferentes grupos. Ambientes distintos são dominados por uma associação característica, que podem ser distinguidas pelo tipo de cocosfera e sua morfologia [Young *et al.* 1994]. Espécies placolitoformes, que produzem cocólitos com formato semelhante a placas, como *Emiliana huxleyi*, são relacionados a condições eutróficas em ambientes costeiros e zonas de ressurgência. Já as espécies umbeliformes produzem cocólitos frágeis lembrando guarda-chuvas (exemplo: *Umbellosphaera* spp.), e são adaptadas a águas oligotróficas entre médias e baixas latitudes. As espécies floriformes, como *Florisphaera profunda*, são produtoras de numerosos e pequenos cocólitos com formato retangular, e dominam as associações da zona fótica inferior, entre latitudes baixas e médias.

Quando os organismos morrem, seus esqueletos calcários alcançam o fundo oceânico através de agregados (pelotas fecais e neve marinha), podendo ficar preservados nos sedimentos tanto como cocólitos desagregados, como com a cocosfera parcialmente intacta. O registro fóssil de cocolitoforídeos é abundante e contínuo desde sua primeira ocorrência no Triássico [Bralower 2002].

1.2 O papel dos cocolitoforídeos nos ciclos biogeoquímicos

O oceano atua como um reservatório de carbono, armazenando cerca de 50 vezes mais dióxido de carbono (CO₂) do que o total armazenado pela atmosfera [Castro & Huber 2012]. Assim, pequenas mudanças nos reservatórios de carbono oceânico causam um grande impacto nas concentrações de CO₂ atmosférico. Organismos calcificantes, como os cocolitoforídeos, possuem um importante papel nos ciclos biogeoquímicos globais. Contribuem de maneira vital para a produtividade primária nos oceanos e desempenham uma função bastante considerável nas trocas de CO₂ entre oceano e atmosfera, modificando a alcalinidade da água através da formação de seus esqueletos de calcita na camada superficial e posterior afundamento para o oceano profundo [Rost & Riebesell 2004]. Os cocolitoforídeos formam um componente singular na biota marinha por fazerem parte tanto da bomba biológica do carbono orgânico, quanto da bomba de

carbonato. Estima-se que os cocolitoforídeos produzam aproximadamente de 20 a 60% de todo o carbonato pelágico marinho [Winter *et al.* 1994]. No Atlântico Sul compõem um dos grupos dominantes na produção de carbonato biogênico, sendo responsáveis por 20 a 80% do carbonato exportado da zona fótica para o assoalho oceânico [Baumann *et al.* 2004].

A relação entre cocolitoforídeos e a química da água é bastante complexa envolvendo vários mecanismos de *feedback*. Sua distribuição na coluna d'água é controlada pelas propriedades físicas e químicas da água, e, por sua vez, os cocolitoforídeos podem alterar as características da água através da fotossíntese e da calcificação. Uma grande quantidade de CO₂ é sequestrada pelos cocolitoforídeos via fotossíntese, formando carbono orgânico particulado (COP), e através da calcificação, que resulta na formação de carbono inorgânico particulado (CIP).

A fixação de carbono inorgânico via fotossíntese na camada de mistura superficial e o posterior transporte vertical e recobrimento da matéria orgânica, no processo chamado bomba do carbono orgânico, resulta em afundamento de carbono proveniente da atmosfera para o fundo oceânico. Em contraste, a produção do carbonato de cálcio, e seu transporte para oceano profundo, libera CO₂ na camada superficial, produzindo um efeito oposto na troca de CO₂ entre oceano e atmosfera. Esse processo é conhecido como bomba do carbonato de cálcio. A eficiência relativa entre os dois processos, é o que determina as trocas de CO₂ entre oceano e atmosfera biologicamente mediadas [Rost & Riebesell 2004].

1.3 Cocolitoforídeos como *proxies* paleoambientais

Em geral, os cocolitoforídeos são bem adaptados a condições oligotróficas e proliferam em águas quentes de superfície estável. Entretanto, algumas espécies podem apresentar outras preferências ecológicas individuais em que sua abundância e distribuição refletem características e processos na coluna d'água. Essa peculiaridade de algumas espécies as torna úteis para estudos de reconstituições paleoambientais.

Uma espécie em particular, *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior, é utilizada para monitorar a profundidade da nutriclina. A dominância dessa espécie indica aprofundamento da nutriclina e baixa produtividade primária total

[Molfino & McIntyre 1990]. Por essa razão, essa espécie é proposta como um eficiente indicador de baixa produtividade em sedimentos do Quaternário. Contrariamente, um aumento na abundância das espécies habitantes da zona fótica superior, como *Emiliana huxleyi* e as espécies do gênero *Gephyrocapsa*, são características de nutriclina rasa e associadas a aumento na produtividade.

Baumann *et al.* [2016] descrevem o padrão de distribuição biogeográfica e características ecológicas dos gêneros *Calcidiscus* e *Umbilicosphaera* através do estudo de sedimentos superficiais do Atlântico Sul. Utilizando análise canônica de correspondência identificaram as tendências ambientais que controlam a abundância das espécies. Em geral, as espécies de *Calcidiscus* demonstram uma forte preferência por ambientes altamente dinâmicos, e estão negativamente correlacionadas com temperatura e salinidade a 50 m de profundidade. As espécies de *Umbilicosphaera* demonstram uma ampla distribuição, com preferência por condições oligotróficas entre 50 e 100 m de profundidade. *Coccolithus pelagicus* é uma espécie utilizada como indicadora de águas frias. No entanto, Cachão & Moita [2000] relacionam a espécie a águas menos frias e com a produtividade aumentada, propondo essa espécie como um indicador de ressurgência.

Capítulo II: Hipótese

A fertilização pelo sistema de ressurgência localizado na região do Cabo de Santa Marta na Margem Continental sul Brasileira é o principal processo que afeta a produtividade de cocolitoforídeos, cuja deposição é modulada pela dinâmica de fundo regional.

Capítulo III: Objetivos

O objetivo geral desta tese é investigar quais processos atuam sobre as mudanças na produtividade biológica, e a possível influência da dinâmica de fundo no sul da margem continental brasileira sobre o registro.

Objetivos específicos:

- verificar as flutuações da profundidade da nutriclina, e por consequência, da produtividade, em resposta a alternância de intervalos glaciais e interglaciais;
- verificar as flutuações da profundidade da nutriclina em resposta a intervalos climáticos marcantes;
- relacionar estas flutuações a mudanças oceanográficas, de intensidade dos ventos ou de influência de processos de origem continental;
- descrever a relação entre os processos de fundo com a deposição de cocólitos e de carbono orgânico ao longo do tempo.

Capítulo IV: Área de Estudo

4.1 Contexto Geológico

O testemunho estudado foi recuperado do talude da Bacia de Pelotas que corresponde ao segmento meridional das bacias marginais que compõem a Margem Continental Brasileira. Estende-se por 210.000 km² até a isóbata de 2000 m entre os paralelos 28°S e 34°S. Apoiada sobre um embasamento composto pelo complexo cristalino do pré-Cambriano e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná [Dias *et al.* 1994], a Bacia de Pelotas teve sua origem relacionada com os movimentos tectônicos de ruptura do Gondwana que conduziram à abertura do Oceano Atlântico Sul a partir do Jurássico.

A Bacia de Pelotas é definida como uma bacia marginal subsidente preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais [Asmus & Porto 1972]. Diferencia-se das demais bacias da Margem Continental Brasileira por apresentar apenas o último estágio evolutivo (oceânico). Os registros mais antigos estariam mais afastados da linha de costa e se encontrariam recobertos por pacotes sedimentares espessos [Asmus 1983]. A porção submersa da Bacia de Pelotas ocupa, até o limite territorial de 200 milhas náuticas, uma área de 346.873 km². A parte emersa da bacia ocupa aproximadamente 40.900 km² dos estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Em território brasileiro, a bacia se estende desde o Alto de Florianópolis, ao Norte, limite geológico

com a Bacia de Santos, até a fronteira geográfica com o Uruguai, ao Sul. No país vizinho, a bacia prossegue até o Alto de Polônio, que a separa geologicamente da Bacia de Punta Del Este. A espessura sedimentar na Bacia de Pelotas atinge mais de 9.000 metros [Batista 2015].

O talude continental estende-se a profundidades de 2600 a 3000 m. São comuns vales e cânions em toda a extensão do talude. A largura considerável do talude (mais de 250 km próximo ao Cabo de Santa Marta), como também a suave declividade até profundidades de 3000 m, sugerem a dominância de processos deposicionais durante a sua formação [Calliari 1998]. Na porção central da Bacia de Pelotas, o talude lembra a forma de um cone, o qual se estende da plataforma externa até profundidades de 4000 m. No flanco sul do Cone do Rio Grande, desenvolve-se o mais importante vale do setor, o Vale do Rio Grande, que se estende desde a plataforma externa até o sopé continental [Dias *et al.* 1994]. A elevação do Rio Grande é uma importante feição da bacia oceânica, a qual se estende na direção leste-oeste entre a elevação continental e a província dos flancos da Cordilheira Meso-oceânica, separando assim as bacias oceânicas do Brasil e da Argentina [Palma 1984].

4.2 Características Oceanográficas regionais

A área de estudo é fortemente influenciada pela Corrente do Brasil (CB) que é a corrente de contorno oeste que fecha o giro subtropical do Atlântico Sul [Peterson & Stramma 1991]. A CB é responsável pelo transporte de calor desde a região tropical a maiores latitudes no Atlântico Sudoeste. Tem origem aproximadamente em 10°S, compreendendo o ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) que se bifurca ao chegar à costa brasileira, formando também a Corrente Norte do Brasil (CNB). A CB flui para o sul contornando a América do Sul até chegar na região da Confluência Brasil-Malvinas. Transporta a Água Tropical (AT) na superfície e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na região da piconclina. A CB torna-se mais profunda e com maior transporte em direção ao sul [Silveira *et al.* 2000]. Ao sul de 24°S, a CB se intensifica a uma taxa de 5% a cada 100 km [Stramma & Peterson 1989]. Em 28°S, nas proximidades do Cabo de Santa Marta, a profundidade da CB ultrapassa os 670 m, a velocidade média é em torno de 0,5 m.s-1 e o transporte nessa latitude é de cerca de 16 sv [Silveira *et al.* 2000]. Olson *et al.* [1988] observaram que a extensão da CB em direção ao oceano (identificada pela

isoterma de 21°C) chega a longitudes de 40° - 42°W em uma latitude de aproximadamente 37°S.

A coluna d'água na plataforma externa e talude da região de estudo é dividida verticalmente da superfície para o fundo pela Água Tropical (AT), que possui índices termohalinos de 26°C e 37 durante o verão [Moller *et al.* 2008], sendo uma massa de água quente e salina, e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), mais fria, possuindo índices termohalinos correspondentes a 20°C e 36 [Miranda 1985], e rica em nutrientes, que fluem para sul carregadas pela CB. Na camada intermediária, a Água Intermediária Antártica (AIA) é transportada para sul, podendo ser identificada no giro subtropical por um máximo vertical de oxigênio e um núcleo de salinidade mínima (menos que 34.3) a 32°S, que é onde atinge a sua máxima profundidade [Talley 1996]. Na região, logo abaixo da AIA encontra-se a Água Circumpolar Superior (ACS), que por sua vez é reconhecida por um máximo de fosfato e sílica e um mínimo de temperatura em uma profundidade de 1000 m na região equatorial, onde ocorre o seu limite máximo ao norte [Stramma & England 1999]. As camadas mais profundas são compostas pela Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), formada em altas latitudes no Atlântico Norte e transportada para sul principalmente pelas correntes de contorno oeste, e pela Água de Fundo Antártica (AFA), formada no Oceano Austral que flui para norte próxima ao fundo no oeste da Bacia do Atlântico [Zenk & Hogg 1996]. A presença da AFA é observada a profundidade maiores que 3000 m [Silveira *et al.*, 2000].

Os principais fatores que controlam a sedimentação no Atlântico Sul é a dissolução dos carbonatos, o *input* terrígeno e a sua dispersão por correntes de turbidez, como também o influxo, dissolução e deposição de material silicoso [Van Andel *et al.* 1977]. A Bacia de Pelotas, em particular, é caracterizada por um extensivo sistema de contornitos que possuem disposição erosiva, deposicional ou misturada (erosiva e deposicional), associadas à ação de massas de água Antárticas [Hernández-Molina *et al.* 2016]. Essas feições podem ser modificadas localmente por cânions submarinos e processos gravitacionais. Os sistemas de correntes de fundo oceânico apresentam correntes geralmente semi-permanentes, com gênese associada à circulação termohalina e atmosférica, influenciadas pela Força de Coriolis e moldadas pela topografia de fundo oceânico. Quando ocorrem contornando a margem continental onde há quebra de relevo são denominadas correntes de contorno. Estas correntes apresentam direção e velocidade

variável e podem afetar o sedimento de fundo oceânico através de erosão, suspensão e redeposição por onde passam [Stow *et al.* 2002]. Assim, onde existe ação das correntes de fundo pode haver influência nas taxas de sedimentação e retrabalhamento dos sedimentos pelágicos, tornando importante a investigação da influência desses processos que são posteriores ao aumento das populações no fitoplâncton, mas que também podem afetar o seu registro.

O nível da Profundidade de Compensação da Calcita (*Calcith Compensation Depth- CCD*), varia de acordo com o fluxo da Água de Fundo Antártica em cada bacia do Atlântico Sul, a CCD atual para nanofósseis calcários está localizada entre 4050 e 4500 m, coincidindo com o limite superior da AFA no Canal da Vema e sobre a Elevação do Rio Grande [Melguen & Thiede 1974].

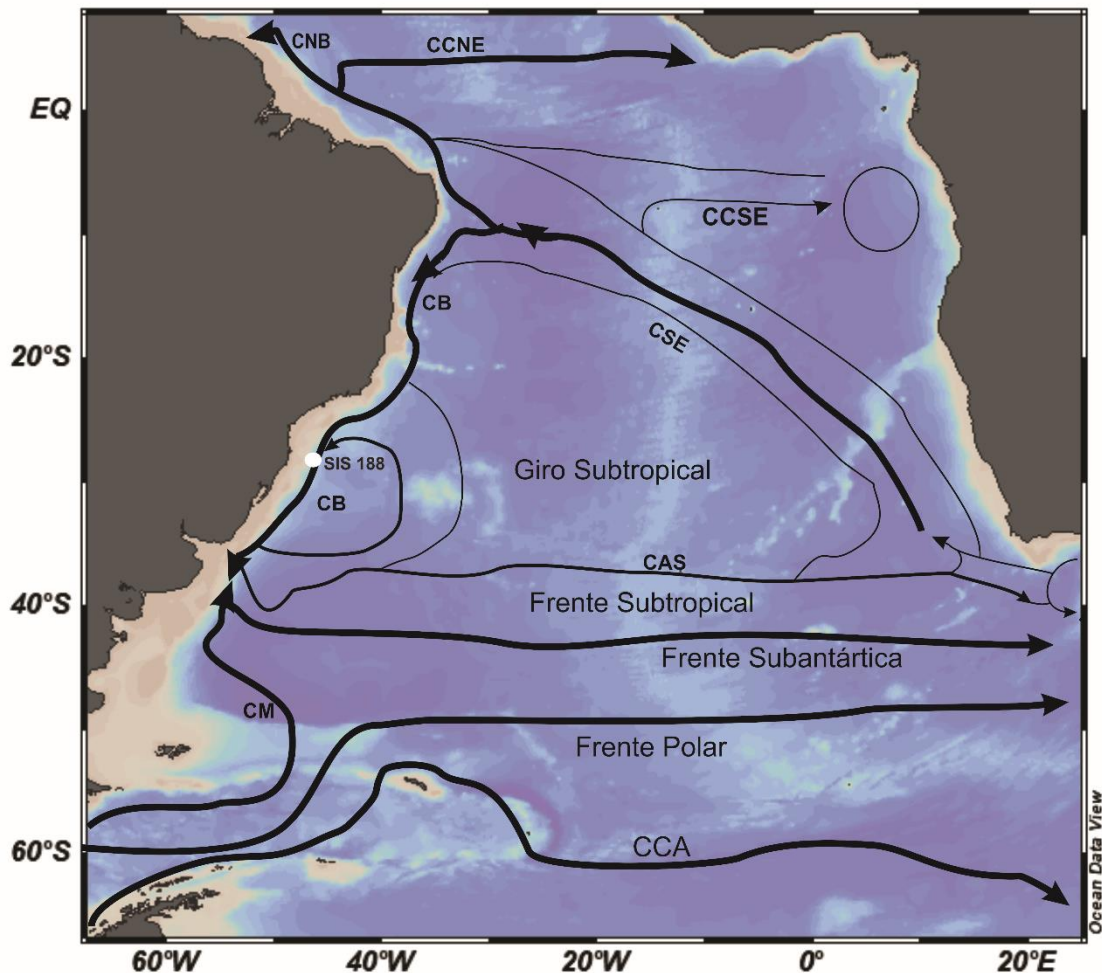


Figura 1. Mapa da circulação superficial do Atlântico Sul mostrando a localização do testemunho SIS 188 (ponto branco). CNB= Corrente Norte do Brasil, CCNE= Contracorrente Norte

Equatorial, CCSE= Contracorrente Sul Equatorial, CSE= Corrente Sul Equatorial, CB= Corrente do Brasil, CAS= Corrente do Atlântico Sul, CM= Corrente das Malvinas e CCA= Corrente Circumpolar Antártica. Figura modificada de Peterson & Stramma [1991].

4.3 Características Atmosféricas Regionais

O clima da área de estudo está sob o controle do centro de alta pressão do anticiclone do Atlântico Sul. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um sistema de alta pressão localizado em torno de 30°S de latitude sobre o oceano Atlântico [Moura *et al.* 2018]. Está associada à circulação média meridional da atmosfera pela célula de Hadley [Wainer & Taschetto 2006]. Variações de intensidade e posição da Alta Subtropical afetam diretamente o clima na América do Sul, e particularmente, do Brasil. A ASAS é responsável pela predominância dos ventos de NE na região sudoeste ao longo do ano [Bastos & Ferreira 2008], seguido dos ventos de SW durante a passagem das frentes frias que são mais comuns no inverno do que no verão. No inverno, a alta subtropical pode inibir a entrada de frentes e favorecer a formação de nevoeiros e geadas no Sul-Sudeste do Brasil, afetando o sistema de ventos na região costeira. No verão, com o aumento do transporte de umidade, a alta subtropical exerce uma forte influência sobre a distribuição das chuvas [Wainer & Taschetto 2006].

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é o sistema atmosférico de verão predominante na América do Sul subtropical, estende-se da região convectiva da Amazônia à região sudeste da América do Sul e Oceano Atlântico Subtropical, e pode ser definida como uma banda de convecção ativa com altas taxas de precipitação em uma linha com orientação noroeste-sudeste. Jorgetti [2008] sugere alguns mecanismos possíveis de formação e persistência da ZCAS, como a liberação do calor latente na América do Sul e o efeito da temperatura da água do mar sobre o Atlântico. Segundo Herdies *et al.* [2002], o balanço de umidade indica que o transporte de umidade dos trópicos para as regiões subtropicais na América do Sul ocorre mais eficientemente durante regimes ZCAS do que durante regimes de não ZCAS, considerado o período de intervalo entre eventos ZCAS pelos autores. Análises da influência do El Niño [Grimm 2003] e La Niña [Grimm 2004] no Sistema de Monções da América do Sul, indicaram que em eventos El Niño ocorreram anomalias negativas e em eventos de La Niña anomalias positivas de precipitação sobre a ZCAS no sul do Brasil. Barros *et al.* [2000]

identificaram que anomalias quentes de TSM no Atlântico subtropical oeste são acompanhadas por um deslocamento para sul da ZCAS.

Ainda dentro do contexto da circulação atmosférica da área de estudo, um sistema de grande importância é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é um sistema sinótico que ocorre na região do Equador. Localiza-se no ramo ascendente da célula de Hadley, atuando no sentido de transferir calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as médias e altas latitudes [Ferreira 1996]. A posição média da ZCIT ocorre aproximadamente a 6° ao norte do Equador, embora sua localização latitudinal sofra uma grande variação sazonal. Sobre o oceano Atlântico, a ZCIT migra entre 9°N no verão boreal e 2°N no inverno boreal, com algumas exceções, como por exemplo, em casos de El Niño [Schneider *et al.* 2014]. A posição média da ZCIT a norte do Equador ocorre primariamente porque o Oceano Atlântico transporta energia em direção ao norte através do Equador, deixando o hemisfério norte mais quente que o sul. Além da influência da ZCIT nas áreas tropicais, ela também está envolvida na manutenção do balanço térmico global.

Capítulo V: Material e Métodos

5.1 Testemunho de Sedimento Marinho

O testemunho de sedimento investigado SIS 188 foi recuperado do talude continental sul brasileiro (-29,22° -47,28°), sob 1514 m de profundidade. Foram analisados os 365 cm do testemunho. As amostras foram retiradas a cada 2 cm e pesadas ainda molhadas e peneiradas em peneiras com malhas de 63 μm e 125 μm . Todas as amostras foram secas em estufa a 50°C para confecção das lâminas para cocolitoforídeos e coleta de foraminíferos para análises geoquímicas.

5.2 Modelo de Idade

O modelo de idade foi previamente apresentado por Duque-Castaño (2019). O mesmo foi estabelecido correlacionando os registros de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) nas testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*, que reflete as condições ambientais no topo da camada de mistura [Ravelo & Fairbanks 1992], com a curva LS16 para o Atlântico Sul de Lisiecki e Stern [2016]. As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Espectometria de Massa da Universidade da Califórnia. Quatro datações por radiocarbono foram realizadas nas testas do foraminífero planctônico *G. ruber* no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). As datações foram utilizadas para controlar a cronologia entre ambas as curvas. Finalmente, a interpolação linear entre as idades calibradas foi utilizada para a elaboração do modelo de idade. As datações por radiocarbono foram calibradas usando o Calib Radiocarbon Program [Stuiver & Reimer 1993], aplicando uma correção para o efeito reservatório marinho (ΔR) de 54 anos. O efeito reservatório se deve ao fato de que foraminíferos têm como fonte de carbono o reservatório oceânico, e não o atmosférico. Devido às irregularidades das taxas de trocas de CO_2 entre oceano e atmosfera e à mistura de águas mais superficiais (carbono mais recente) com águas mais profundas (carbono mais antigo), as datações radiocarbônicas realizadas neste tipo de material devem ser localmente corrigidas.

5.3 Preparação das lâminas de cocolitofoídeos

As lâminas foram preparadas por dissolução e pipetagem, conforme adaptação da metodologia proposta por Koch & Young [2007], que permite a estimativa da abundância absoluta de cocólitos por grama de sedimento seco. Primeiramente, as amostras foram lavadas e peneiradas em malha 63 μm e posteriormente secas em estufa a 50°C. Deve-se obter entre 0,1 a 0,2 g de sedimento seco, utilizando-se uma balança de precisão. O sedimento pesado é transferido para um frasco, onde são adicionados 10 ml de água tamponada e então agitado. Para que o sedimento fique totalmente desagregado, o frasco foi levado ao ultrassom por 10 segundos. Após, calcula-se o volume de suspensão que contenha 0,008 g de sedimento e, depois de agitar o frasco, utiliza-se uma micropipeta para transferir este volume para um segundo frasco ($0,08/\text{peso seco} \times 1000 = \text{ml de}$

suspensão para o segundo frasco). Foi adicionado 5 ml de água tamponada ao segundo frasco e agitado novamente.

Finalmente, foi pipetado 500 µl desta segunda solução e depositado em uma lamínula sobre uma placa aquecedora para secagem, utilizou-se Bálsamo do Canadá como meio de montagem. A metodologia original proposta por Koch & Young [2007], indica que seja usado 100 µl da segunda solução na lamínula, porém optou-se em fazer esta adaptação para evitar a possível ocorrência de amostras estéreis.

5.4 Contagem de cocólitos e cálculos

O uso de uma amostra com peso conhecido sobre uma área conhecida permite a contagem de cocólitos por campo visual ser convertida em números de espécimes por grama de sedimento.

O número de cocólitos por grama de sedimento foi calculado de acordo com Koch & Young [2007]:

$$\text{Número de espécimes por grama de sedimento} = \frac{A*N}{f*n*W},$$

onde A é a área da lamínula; f é a área de um campo visual; n é o número de campos visuais contados; W corresponde ao peso do sedimento sobre a lamínula; e N é o número de espécimes contados.

As contagens de cocólitos foram realizadas utilizando um microscópio de luz polarizada com magnificação de 1000x. Um mínimo de 500 cocólitos foram contados em um número de campos visuais conhecidos. A identificação das espécies de cocolitoforídeos foi baseada em Antunes [2007] e em Young *et al.* [2020]. A Razão N foi utilizada para indicar a paleoprodutividade, conforme proposto por Flores *et al.* [2000]. Consiste em uma razão entre a abundância relativa de espécies oportunistas, que se beneficiam de um aumento na disponibilidade de nutrientes na camada fótica (*Gephyrocapsa* spp. e *Emiliania huxleyi*) e *Florisphaera profunda*, habitante da zona eufótica inferior, que se beneficia de uma nutriclina profunda.

$$N = \frac{E. huxleyi + Gephyrocapsa spp.}{E. huxleyi + Gephyrocapsa spp. + F. profunda}$$

5.5 Preservação das amostras

Foram realizadas observações sobre os diferentes estados de preservação para cada amostra. Cinco categorias de estado de preservação foram distinguidas utilizando uma escala similar à de Flores *et al.* [2003]. Muito boa preservação implica pouca ou nenhuma evidência de dissolução de carbonato, com as características morfológicas dos cocólitos bem preservadas; boa preservação é definida por alto conteúdo de carbonato com pouca fragmentação e características diagnósticas preservadas; preservação moderada é caracterizada por alguma dissolução, mas com quase todos os espécimes identificados a nível de espécie; preservação pobre possui dissolução severa e fragmentação, com muitos espécimes não distinguidos; e amostras estéreis, com muito pouco ou nenhum conteúdo de carbonato.

5.6 Medidas de Conteúdo de Carbonato e Carbono Orgânico Total

O conteúdo de CaCO_3 foi determinado através do método de perda de massa por digestão ácida [Molnia 1974], na qual as amostras carbonatadas com pesos conhecidos foram atacadas por ácido clorídrico (HCl) a uma concentração de 10%. O conteúdo de carbonato é representado pela diferença no peso antes e depois de sua remoção pelo ataque ácido.

O carbono orgânico total foi medido através do método de oxidação catalítica por combustão em um analisador Shimadzu para TOC-L Series SSM-5000^a. Cerca de 30 mg de amostra de sedimento seco em estufa (40°C) foram aquecidas a 900°C em um ambiente rico em oxigênio, alcançando combustão total e convertendo o carbono presente na amostra a dióxido de carbono (CO_2), o qual é detectado por um analisador infravermelho de gás.

A área calculada no pico da curva gerada pelo dióxido de carbono detectado é proporcional ao total da concentração de carbono na amostra, comparada a uma curva de calibração. Para avaliar apenas o carbono inorgânico, as amostras foram acidificadas e oxidadas a 200°C. O CO_2 gerado nesse processo é o conteúdo de carbono inorgânico na amostra. A concentração de carbono orgânico total final é definida subtraindo a concentração do carbono inorgânico da concentração do carbono. Essas análises foram

realizadas no Laboratório de Análises Geoquímicas, o Instituto de Petróleo e dos Recursos Naturais da Pontifícia Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

5.7 Medidas do tamanho de grão

As medidas do tamanho de grão foram realizadas no Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. Essas medições foram realizadas no intuito de identificar variações nas médias granulométricas na fração do sedimento compreendida entre 10 μm e 63 μm . As análises foram obtidas utilizando o analisador de tamanho de partícula Horiba-Partica-LA-950 que se baseia no método de difração a laser. As partículas dispersam a luz em um ângulo determinado pelo seu tamanho. O padrão de dispersão da luz definido pela intensidade e ângulo será transformado em distribuição de tamanho de partícula como resultado [Horiba Scientific 2016].

5.8 Análises Estatísticas

Foram calculadas correlações entre as variáveis estudadas. A significância das correlações foram avaliadas por autoreamostragem, com 10000 iterações, $\alpha=0,05$. As análises foram realizadas usando o software para análises estatísticas MULTIV [Pillar 1997]. Assim como, correlações entre as variáveis medidas no testemunho (número de cocólitos por grama de sedimentos, razão N, conteúdo de COT e CaCO_3 nos sedimentos) e a insolação mensal para 29°S ao longo do tempo [Laskar *et al.* 2004]. A significância das correlações foram avaliadas por autoreamostragem, com 10000 iterações, $\alpha=0,05$.

As análises espectrais de séries temporais foram realizadas no *software* PAST [Hammer *et al.* 2001], utilizando o módulo REDFIT [Schulz & Mudelsee 2002]. O intuito das análises espectrais é buscar periodicidades que possam representar alguma forçante climática, estimando a força do componente cíclico em todas as frequências possíveis. O módulo REDFIT permite que essa busca seja realizada sobre amostras que não apresentam um espaçamento temporal contínuo. Foi utilizada a simulação Monte Carlo e consideradas as frequências acima de 95% de significância.

Capítulo VI: Artigos Científicos

Para a obtenção do título de Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos dois artigos científicos como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de doutorado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigos neste Capítulo. O primeiro manuscrito, de autoria de Juliana de Freitas Gonçalves e Adriana Leonhardt, é intitulado “*A Influência dos Processos de Fundo sobre um Registro Fóssil de Cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas*” foi aceito para publicação no periódico “*Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*”. O segundo manuscrito, de autoria de Juliana de Freitas Gonçalves e Adriana Leonhardt, é intitulado “*Mecanismos de fertilização inferidos através do registro de cocolitoforídeos, durante o Quaternário Tardio na margem continental sul-brasileira*” e está submetido para publicação no periódico “*Revista Brasileira de Paleontologia*”.

A Influência dos Processos de Fundo sobre um Registro Fóssil de Cocolitoforídeos na Bacia de Pelotas

The influence of Bottom Processes on a Coccolithophore Fossil Record in Pelotas Basin

Resumo

Baseado no registro de cocolitoforídeos do testemunho sedimentar SIS 188, recuperado do talude da Bacia de Pelotas, este trabalho buscou esclarecer a relação entre a deposição de carbonato e da matéria orgânica com a produtividade primária, assim como identificar os processos oceanográficos que a regula ao longo dos eventos climáticos marcantes do Quaternário tardio. O testemunho analisado contém os Estágios Isotópicos Marinhos 1, 2 e 3. As espécies *Florisphaera profunda*, habitante da zona fótica inferior, *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. dominam a associação ao longo de todo o intervalo. As ocorrências secundárias de *Calcidiscus leptoporus* e *Helicosphaera* spp. (as quais possuem afinidade com condições de ressurgência) e *Umbilicosphaera* spp. (que apresenta preferência por ambientes oligotróficos e coluna d'água estratificada) auxiliaram na interpretação da produtividade. Os cocolitoforídeos contribuíram para a transferência de carbonato e matéria orgânica para o fundo oceânico. Entretanto, especialmente durante o EIM 3, a deposição de carbono orgânico parece ser controlada principalmente pelas propriedades químicas das massas d'água de fundo. Durante o EIM 3, a associação de cocólitos também é influenciada pela velocidade da corrente de fundo, que os transporta juntamente com os sedimentos. As condições de fundo mudam durante o EIM 2, permitindo o acúmulo de cocólitos, CaCO_3 e COT. No EIM 1, especialmente no Holoceno, todos os *proxies* apontam para um intervalo de maior produtividade.

Palavras-chave: carbono orgânico; carbonato; Atlântico Sudoeste

Abstract

Based in the coccolithophore record of sediment core SIS 188, recovered from Pelotas Basin slope, this study aims to elucidate the relation between carbonate and

organic matter deposition with primary productivity, as well as identify the oceanographic processes which regulate it through the climate events of late Quaternary. The analyzed core covered the Marine Isotope Stages 1, 2 and 3. The species *Florisphaera profunda*, a lower photic zone dweller, *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa* spp. dominate the assemblage across the entire interval. The secondary occurrence of *Calcidiscus leptoporus* and *Helicosphaera* spp. (which have affinities with upwelling conditions) and *Umbilicosphaera* spp. (which prefers oligotrophic environments and stratified water column) were useful for productivity interpretation. Coccolithophores contributed to transferring carbonate and organic matter to the ocean bottom. However, mainly during MIS 3, deposition of organic carbon seems to be controlled mostly by chemical properties of deep-water masses. During MIS 3, the coccoliths assemblage is also influenced by bottom current velocity that transports them together with sediments. Bottom conditions changed during MIS 2, allowing the accumulation of coccoliths, CaCO₃ and TOC. During MIS 1, specially the Holocene, all the proxies point to an interval of enhanced productivity.

Keywords: organic carbon; carbonate; Southwestern Atlantic

1 Introdução

As glaciações e interglaciações do Quaternário são intervalos cada vez mais investigados com o objetivo de compreender o sistema climático atual. As principais mudanças climáticas registradas no Quaternário são controladas pelos parâmetros orbitais, embora as trocas de CO₂ entre oceano e atmosfera também possuam um papel importante (Bigg, 2003).

A produtividade marinha cumpre um papel crucial na regulação do clima impactando diretamente o ciclo do carbono, seja através do consumo e fixação de CO₂ pela atividade fotossintética do fitoplâncton, seja pela precipitação de carbonato mediada por organismos marinhos (Loubere *et al.*, 2007). Cocolitoforídeos são algas cosmopolitas muito importantes neste contexto. Estas algas são caracterizadas por produzirem um exoesqueleto composto de diminutas placas calcárias, os cocólitos, que ao se

sedimentarem no fundo oceânico podem ficar preservadas ao longo do tempo geológico (Billard & Inouye, 2004). Assim, estudos de associações de cocolitoforídeos são consideradas excelentes ferramentas em análises paleoceanográficas. A abundância relativa da espécie *Florisphaera profunda* é um dos *proxies* mais conhecidos (Molfini & McIntyre, 1990; Flores *et al.*, 2000).

As reconstituições de paleoprodutividade auxiliam a revelar potenciais conexões entre os processos oceanográficos regionais e mudanças globais (*e.g.* Pereira *et al.*, 2018). O Atlântico Sul é uma região por onde fluem massas de água originadas nas altas latitudes do Atlântico Norte e Oceano Austral, contribuindo para a manutenção do equilíbrio climático. É também uma área em que águas ricas em nutrientes provenientes do Oceano Austral emergem (Anderson *et al.*, 2009). Muitos trabalhos sobre a paleoprodutividade vem sendo desenvolvidos, principalmente considerando a margem leste da bacia oceânica (*e.g.* Mollenhauer *et al.*, 2002; Hernández-Almeida *et al.*, 2019) devido à magnitude do sistema de ressurgência de Benguela. No entanto, o registro sedimentar e fóssil pode apresentar um viés introduzido por processos que ocorreram durante ou após a deposição (*e.g.* Petró *et al.*, 2016), afetando as interpretações paleoceanográficas.

Neste trabalho nós abordamos essa questão apresentando um registro paleoceanográfico com alta resolução temporal, abrangendo desde o EIM 3 até o EIM 1. A análise é baseada na variação da associação de cocólitos, dos *proxies* geoquímicos (como o conteúdo de carbonato e de carbono orgânico total nos sedimentos) e das características sedimentológicas em amostras coletadas em um testemunho localizado na Bacia de Pelotas.

2 Características Oceanográficas Regionais

O testemunho SIS 188 foi coletado no talude da Bacia de Pelotas, sul da Margem Continental Brasileira. A região de estudo é localizada ao norte da Frente Subtropical, o limite das águas quentes e salinas do giro subtropical em direção ao polo, originado na Zona de confluência Brasil-Malvinas (Peterson & Stramma, 1991).

A área é fortemente influenciada pela Corrente do Brasil (CB), originada do ramo meridional da Corrente Sul Equatorial, fechando a barreira oeste do Giro Subtropical

(Peterson & Stramma, 1991). A CB é responsável pelo transporte de calor e sal desde os trópicos para altas latitudes no Atlântico Sudoeste, transportando as águas quentes e salinas da Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). As camadas mais profundas da coluna d'água na região de estudo são compostas pela Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (formada na região Polar do Oceano Atlântico Norte), e pela Água de Fundo Antártica (AAF) (formada no Oceano Austral). A presença da AAF pode ser observada em profundidade maiores que 3000 m (Silveira *et al.*, 2000).

Com relação a sedimentação, os principais fatores de controle na região do Atlântico Sul são a dissolução de carbonatos, o *input* terrestre e sua dispersão por correntes de turbidez, bem como o influxo, dissolução e deposição de material silicoso (Van Andel *et al.*, 1977). A Bacia de Pelotas é também caracterizada por extensivas feições contorníticas que possuem disposição tanto erosiva como deposicional e também mistas (erosivas e deposicionais) (Hernández-Molina *et al.*, 2016), que são altamente relacionadas com interfícies de massas de água e depositadas ou retrabalhadas pela persistente ação das correntes de fundo, as quais podem ser modificadas localmente por canions submarinos e processo gravitacionais.

O nível da Profundidade de Compensação da Calcita (CCD - *Carbonate compensation depth*) varia de acordo com o fluxo da Água de Fundo Antártica em cada bacia do Oceano Atlântico Sul. Atualmente a CCD para nanofósseis calcários, grupo que inclui os cocolitoforídeos, está localizada entre 4050 m e 4500 m estando próxima ao limite superior da AAF no Canal de Vema (Melguen & Thiede, 1974). O talude continental de onde os sedimentos foram recuperados está localizado milhares de metros acima da lisoclina do Atlântico Sul, conseqüentemente, a preservação dos cocólitos no testemunho é suficiente para obter seu registro e investigar sua contribuição para a bomba do carbono.

3 Material e Métodos

3.1 Testemunho Sedimentar Marinho

O testemunho sedimentar SIS 188 foi recuperado do talude continental sul brasileiro (-29.221286° -47.283805°) (Figura 1), sob 1514 m de profundidade. O testemunho consiste majoritariamente de lamas hemipelágicas levemente carbonáticas, com porções menores de lama levemente arenosa e camadas ricas em matéria orgânica (Figura 2). Foram analisados os 365 cm do testemunho. As amostras foram retiradas a cada 2 cm e peneiradas com malhas de 63 µm e 125 µm. Todas as amostras foram secas em estufa a 50°C para confecção das lâminas para coccolitoforídeos.

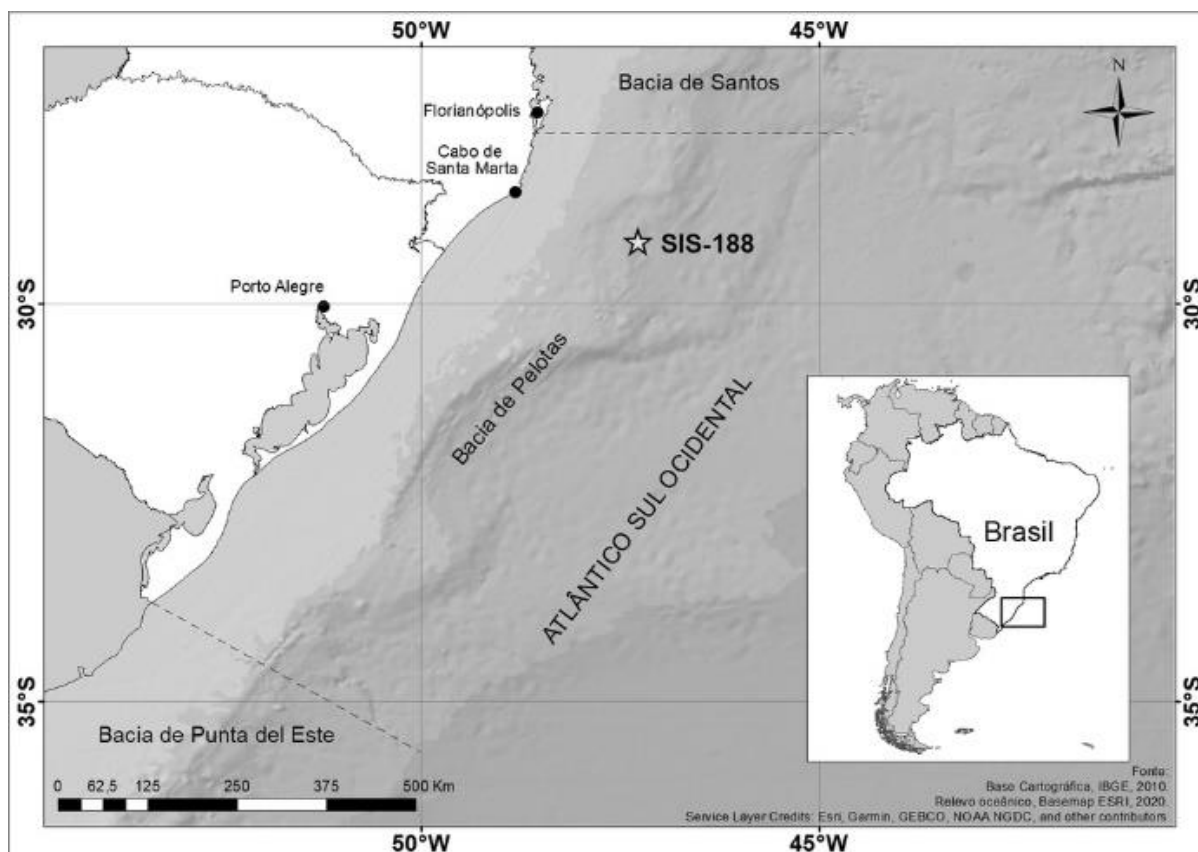


Figura 2 (Tese). Figura 1. Localização do testemunho SIS 188 na Bacia de Pelotas. Fonte da base cartográfica: IBGE, 2010.

3.2 Modelo de Idade

O modelo de idade (Figura 2) foi estabelecido correlacionando os registros de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) nas testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*, que reflete a composição isotópica da água no topo da camada de mistura (Ravelo &

Fairbanks, 1992), com a curva LS16 para o Atlântico Sul de Lisiecki & Stern (2016). As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Espectometria de Massa da Universidade da Califórnia. Quatro datações por radiocarbono foram realizadas nas testas do foraminífero planctônico *G. ruber* no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). As datações por radiocarbono foram corrigidas para o efeito reservatório ($\Delta R=54.0\pm 42.0$) e calibradas de acordo com a curva Marine13 (Reimer *et al.*, 2013), usando o *Calib Radiocarbon Program* (Stuiver & Reimer, 1993). As datações foram utilizadas para controlar a cronologia entre ambas as curvas. Finalmente, o modelo de idade foi construído através da interpolação linear entre os pontos de controle, usando o *software Analyseries 2.0* (Paillard *et al.*, 1996).

3.3 Medidas do Tamanho de Grão

As medidas do tamanho de grão foram realizadas no Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. Essas medições foram realizadas no intuito de identificar variações nas médias granulométricas na fração do sedimento compreendida entre 10 μm e 63 μm . As análises foram obtidas utilizando o analisador de tamanho de partícula *Horiba-Partica-LA-950* que se baseia no método de difração a laser. As partículas dispersam a luz em um ângulo determinado pelo seu tamanho. O padrão de dispersão da luz definido pela intensidade e ângulo será transformado em distribuição de tamanho de partícula como resultado (Horiba Instruments, 2016).

3.4 Contagem de Cocólitos e Cálculos

Com a finalidade de estimar a abundância absoluta de cocólitos por grama de sedimento seco, as amostras foram preparadas usando o método de dissolução e pipetagem descrito por (Koch & Young, 2007). Após secagem em estufa das amostras, 0.1-0.2 g da fração fina (<63 μm) foram diluídas em 10 ml de água destilada, e posteriormente levadas ao ultrassom para melhor desagregação. As amostras foram diluídas mais uma vez em 5 ml de água destilada e 500 μl dessa segunda solução foram

pipetadas em uma lamínula sobre uma placa aquecedora plana, para que pudesse secar rapidamente. As lamínulas foram montadas sobre a lâmina utilizando bálsamo do Canadá. O uso de uma amostra com peso conhecido sobre uma área conhecida permite a contagem de cocólitos por campo visual ser convertida em números de espécimes por grama de sedimento.

O número de cocólitos por grama de sedimento foi calculado de acordo com Koch & Young (2007):

$$\text{Número de espécimes por grama de sedimento} = \frac{A * N}{f * n * W} \quad (1)$$

Onde A é a área da lamínula; f é a área de um campo visual; n é o número de campos visuais contados; W corresponde ao peso do sedimento sobre a lamínula; e N é o número de espécimes contados.

As contagens de cocólitos foram realizadas utilizando um microscópio de luz polarizada com magnificação de 1000x. Um mínimo de 500 cocólitos foram contados em um número de campos visuais conhecidos. A identificação das espécies de cocolitoforídeos foi baseada em Antunes (2007) e em Young *et al.* (2020).

A Razão N (Flores *et al.*, 2000) foi utilizada para medir a paleoprodutividade e monitorar a profundidade da nutriclina. Consiste em uma razão entre a abundância relativa de espécies oportunistas, que se beneficiam de um aumento na disponibilidade de nutrientes na camada fótica (*Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*), e *Florisphaera profunda*, habitante da zona eufótica inferior, que se beneficia de uma nutriclina profunda.

$$RN = \frac{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ spp.}}{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ spp.} + \% F. profunda} \quad (2)$$

Foram realizadas observações sobre os diferentes estados de preservação dos cocólitos para cada amostra. Cinco categorias foram distinguidas utilizando uma escala similar à de Flores *et al.* (2003). Muito boa preservação (categoria 5) implica pouca ou nenhuma evidência de dissolução de carbonato, com as características morfológicas dos cocólitos bem preservadas; boa preservação (categoria 4) é definida por alto conteúdo de

carbonato com pouca fragmentação e características diagnósticas preservadas; preservação moderada (categoria 3) é caracterizada por alguma dissolução, mas com quase todos os espécimes identificados a nível de espécie; preservação pobre (categoria 2) possui dissolução severa e fragmentação, com muitos espécimes não distinguidos; e amostras estéreis (categoria 1), com muito pouco ou nenhum conteúdo de carbonato.

3.5 Medidas de Conteúdo de Carbonato de Cálcio e Carbono Orgânico Total

O conteúdo de CaCO_3 foi determinado através do método de perda de massa por digestão ácida (Molnia, 1974), na qual as amostras carbonatadas com pesos conhecidos foram atacadas por ácido clorídrico (HCl) a uma concentração de 10%. O conteúdo de carbonato é representado pela diferença no peso antes e depois de sua remoção pelo ataque ácido.

O carbono orgânico total (COT) foi medido através do método de oxidação catalítica por combustão em um analisador shimadzu para *TOC-L Series SSM-5000^a*. Cerca de 30 mg de amostra de sedimento seco em estufa (40°C) foram aquecidas a 900°C em um ambiente rico em oxigênio, alcançando combustão total e convertendo o carbono presente na amostra a dióxido de carbono (CO_2), o qual é detectado por um analisador infravermelho de gás.

A área calculada no pico da curva gerada pelo dióxido de carbono detectado é proporcional ao total da concentração de carbono na amostra, comparada a uma curva de calibração. Para avaliar apenas o carbono inorgânico, as amostras foram acidificadas e oxidadas a 200°C. O CO_2 gerado nesse processo é o conteúdo de carbono inorgânico na amostra. A concentração de COT final é definida subtraindo a concentração do carbono inorgânico da concentração do carbono total. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Análises Geoquímicas da Pontifícia Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

3.6 Correlação entre as Variáveis

Correlações entre as variáveis estudadas foram calculadas. A significância das correlações foram avaliadas por autoreamostragem, com 10000 iterações, $\alpha=0,05$. As análises foram realizadas usando o software para análises estatísticas MULTIV (Pillar, 1997).

4 Resultados

4.1 Modelo de Idade

As idades de radiocarbono calibradas utilizadas para criar o modelo de idade do testemunho SIS 188 estão apresentadas na Tabela 1. O testemunho investigado compreende o período de tempo de 47,7 a 7,2 cal ka AP. Durante o período glacial, a taxa de sedimentação mostra os maiores valores no intervalo estudado. Ela não apresentou variações representativas durante o EIM 3, porém demonstra um pico na transição para o EIM 2. Durante o Último Máximo Glacial (UMG), uma leve diminuição é notada, seguida por valores muito baixos durante a deglaciação (de 19,5 ka, no final do UMG, a 12,6 ka). Logo antes do início do Holoceno, a taxa de sedimentação aumenta uma vez mais, alcançando valores similares aos do UMG.

Profundidade (cm)	Espécies	Idade (¹⁴C anos AP)	Erro (anos)	Idades calibradas (cal anos AP)	ID Lab
21	<i>G. ruber</i>	6725	±31	7204	170210
54	<i>G. ruber</i>	9921	±34	10812	170055
113,5	<i>G. ruber</i>	21360	±59	25243	170056
180,8	<i>G. ruber</i>	26325	±77	30099	170211

Tabela 1 Calibração das idades. AP= antes do presente e ID LAB= identificação do laboratório.

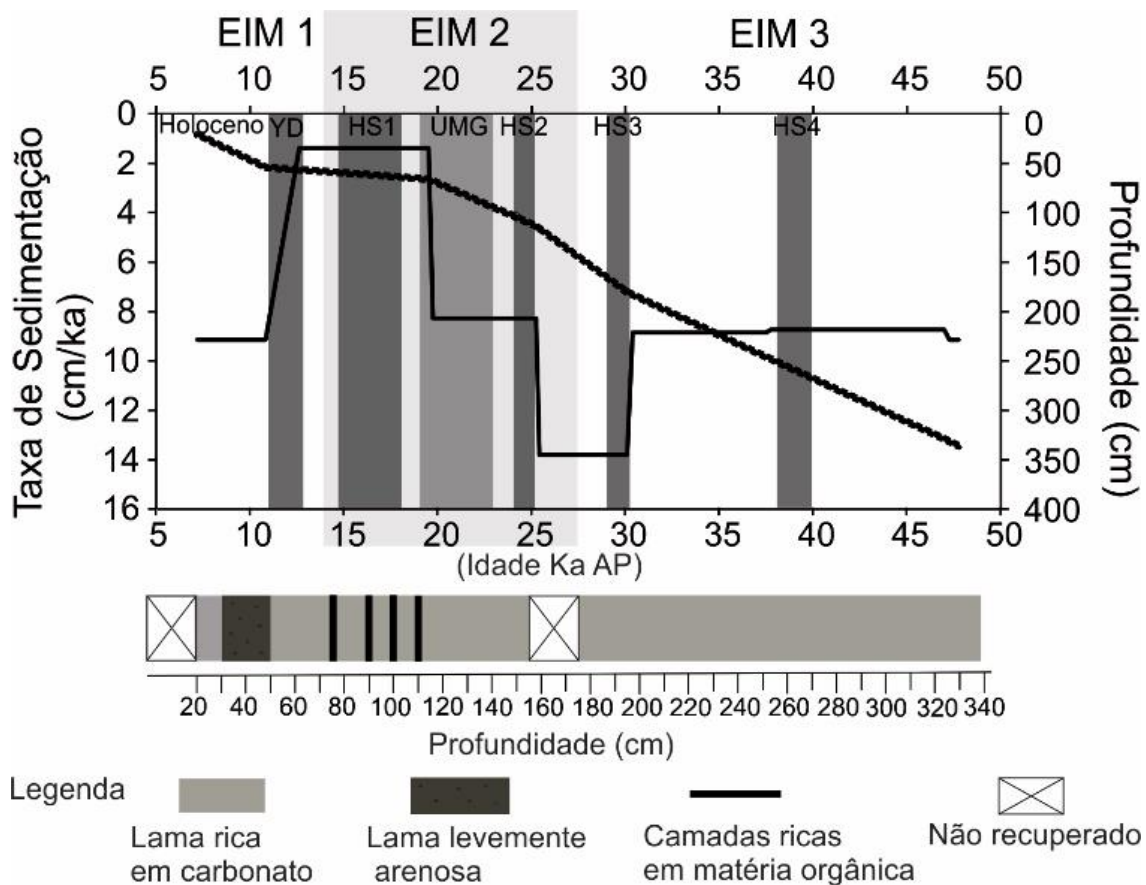


Figura 3 (Tese) Figura 2. Modelo de idade-profundidade, taxas de sedimentação e a representação litológica do testemunho SIS 188. A linha pontilhada indica a variação da idade de acordo com a profundidade e a linha contínua indica a taxa de sedimentação. EIM= Estágio Isotópico Marinho, YD= *Younger Dryas* e HS= *Heinrich Stadial*.

4.2 Análises Granulométricas

As análises granulométricas foram realizadas com o intuito de identificar a variação da média granulométrica na fração entre 10 e 63 μm (Figura 3), que caracteriza o tamanho do silte selecionável pela corrente. A média do tamanho dos grãos pertencentes à fração de 10 a 63 μm pode ser interpretada como um resultado da seleção controlada pela velocidade da corrente de fundo. As médias dos tamanhos de grão, excluindo-se o conteúdo carbonático, oscilaram entre 15,02 μm e 37,75 μm . O tamanho médio do silte flutuou ao redor de 20 μm entre 47,5 e 34 ka. Do final do EIM 3 ao início do EIM 2 (34-21,5 ka), a média foi menor, oscilando ao redor de 18 μm . A partir daí e durante o EIM

1, o tamanho médio aumentou, fluando ao redor de 27 μm , e atingiu um pico de 37,75 μm há aproximadamente 8 ka.

Foi considerado apenas o sedimento não-carbonático porque as partículas biogênicas (como carapaças de foraminíferos) possuem tamanhos maiores que poderiam influenciar as medidas do material que é selecionado pela velocidade das correntes.

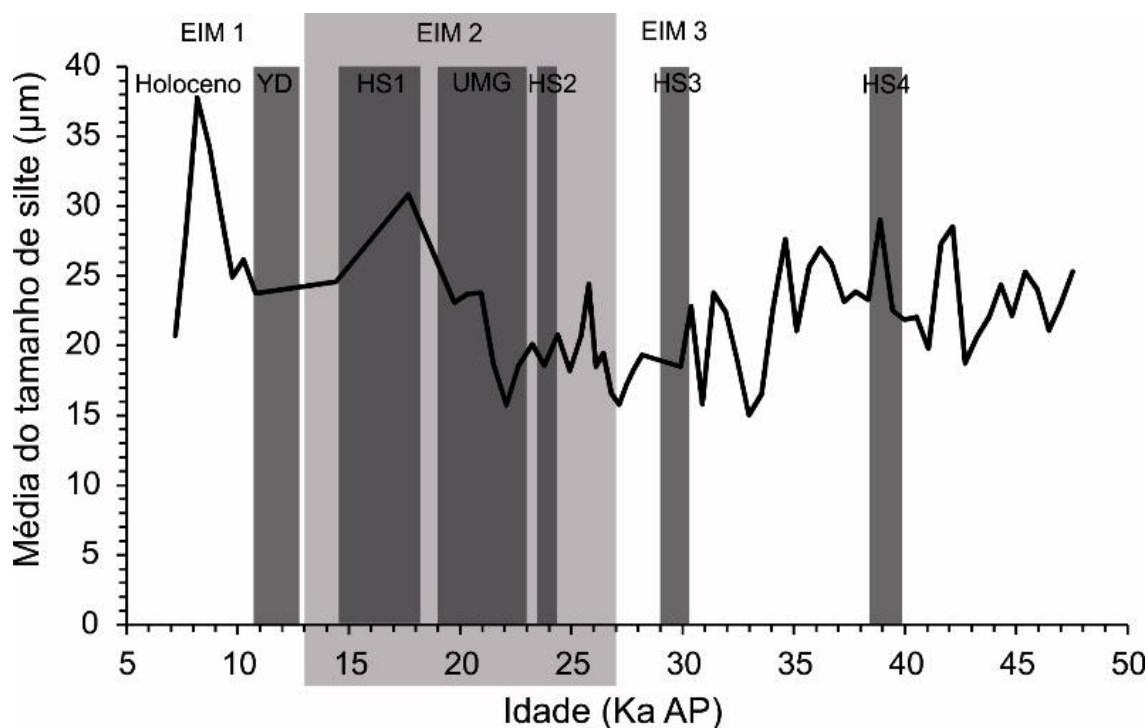


Figura 4 (Tese) Figura 3. Média do tamanho de silte que pode ser selecionado pela corrente de fundo no testemunho SIS 188. EIM= Estágio Isotópico Marinho, HS= *Heinrich Stadial*, UMG= Último Máximo Glacial, YD= *Younger Dryas* e Ka (AP)= Mil anos antes do presente.

4.3 Variações nas Associações de Cocolitoforídeos

Amostras desprovidas de cocólitos e com os menores valores foram observadas principalmente durante o EIM 3. Os maiores números (115×10^8 cocólitos por grama de sedimento) foram registrados no EIM 1 e durante o Holoceno em ~8.5 ka.

No total, 37 espécies e morfotipos foram identificadas, incluindo as espécies opostunistas *Emiliana huxleyi* Lohmann (1902) Hay & Mohler, *in* Hay *et al.*, (1967), *Gephyrocapsa* spp. Kamptner (1943) (*Gephyrocapsa* “pequena”, *G. oceânica* Kamptner (1943) e *G. muelleræ* Bréhéret (1978), e *Florisphaera profunda* Okada & Honjo (1973) (Figura 4), como também as espécies subordinadas *Calcidiscus leptoporus* Murray & Blackman (1898) e Loeblich & Tappan (1978), *Helicosphaera* spp. Kamptner (1954), *Syracosphaera pulchra* Lohmann (1902) e *Umbilicosphaera* spp. Lohmann (1902) (Figura 5).

F. profunda dominou a associação, alcançando valores maiores que 50% em algumas amostras durante a primeira metade do EIM 3. Sua porcentagem diminuiu no fim do EIM 3 (entre 32,7 e 27,9 ka), aumentando com o início do EIM 2 até o EIM 1. A segunda espécie mais abundante foi *Emiliana huxleyi* que mostrou suas maiores abundâncias relativas também durante o EIM 3. Essa abundância decaiu ligeiramente com o início do EIM 2, elevando-se novamente no EIM 1 (Figura 4).

Gephyrocapsa “pequena” obteve alta representatividade nas amostras, apresentando seus mais altos valores de abundâncias relativas durante o EIM 3 e Holoceno. *Gephyrocapsa oceanica* < 5 µm esteve presente em todo o testemunho, mas apresentou diminuição da porcentagem durante o EIM 2; após um aumento no início do EIM 1, suas porcentagens voltam a cair no Holoceno. A espécie *Gephyrocapsa oceanica* > 5 µm revelou importantes valores de abundância relativa a partir do final do EIM 3, com quedas durante os eventos climáticos HS2, UMG, HS1 e *Younger Dryas*. *Gephyrocapsa muelleræ* foi a espécie do gênero que apresentou a menor porcentagem ao longo do testemunho, apresentando um aumento expressivo no final do EIM 2 e início do EIM 1, contrapondo-se à tendência das demais espécies de *Gephyrocapsa* para este intervalo (Figura 4).

A maioria das espécies identificadas não alcançou 1% do total da associação. Entretanto, algumas espécies subordinadas foram muito representativas na associação alcançando valores maiores que 10% em algumas amostras. A presença de *C. leptoporus* pode ser notada através dos três Estágios Isotópicos Marinhos, mas demonstra maior porcentagem desde o final do EIM 3 (~ 35,7 ka) até o Holoceno, quando está presente em todas as amostras. O percentual de espécies de *Helicosphaera* aumenta no final do EIM

3, de ~32 ka a ~25 ka, mostrando um claro padrão de diminuição durante a deglaciação e Holoceno. O grupo *Helicosphaera* foi representado principalmente pela espécie *H. carteri*. *Umbilicosphaera* spp., representada principalmente por *U. sibogae*, demonstrou grande oscilação através do tempo, sendo notada frequentemente durante o Holoceno, quando representa mais de 1% da associação em quase todas as amostras (Figura 5).

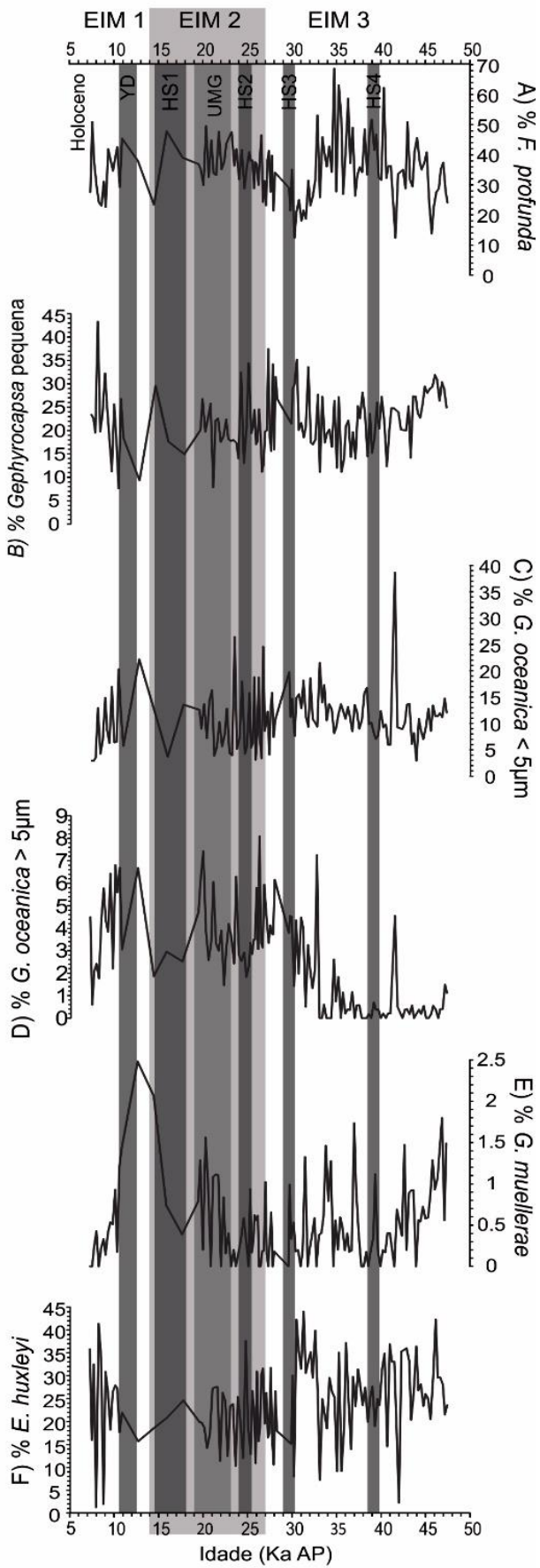


Figura 5 (Tese). Figura 4. Comparação da oscilação das curvas de abundância relativa (AR) das espécies dominantes no testemunho SIS 188. A) Variação da AR de *F. profunda*; B) Variação da AR de *Gephyrocapsa* “pequena”; C) Variação da AR de *G. oceanica* morfotipo <5µm; D) Variação da AR de *G. oceanica* morfotipo <5µm; E) Variação da AR de *G. mullerae*; F) Variação da AR de *E. huxleyi*. EIM= Estágio Isotópico Marinho, HS= *Heinrich Stadial*, UMG= Último Máximo Glacial, YD= *Younger Dryas* e Ka (AP)= Mil anos antes do presente.

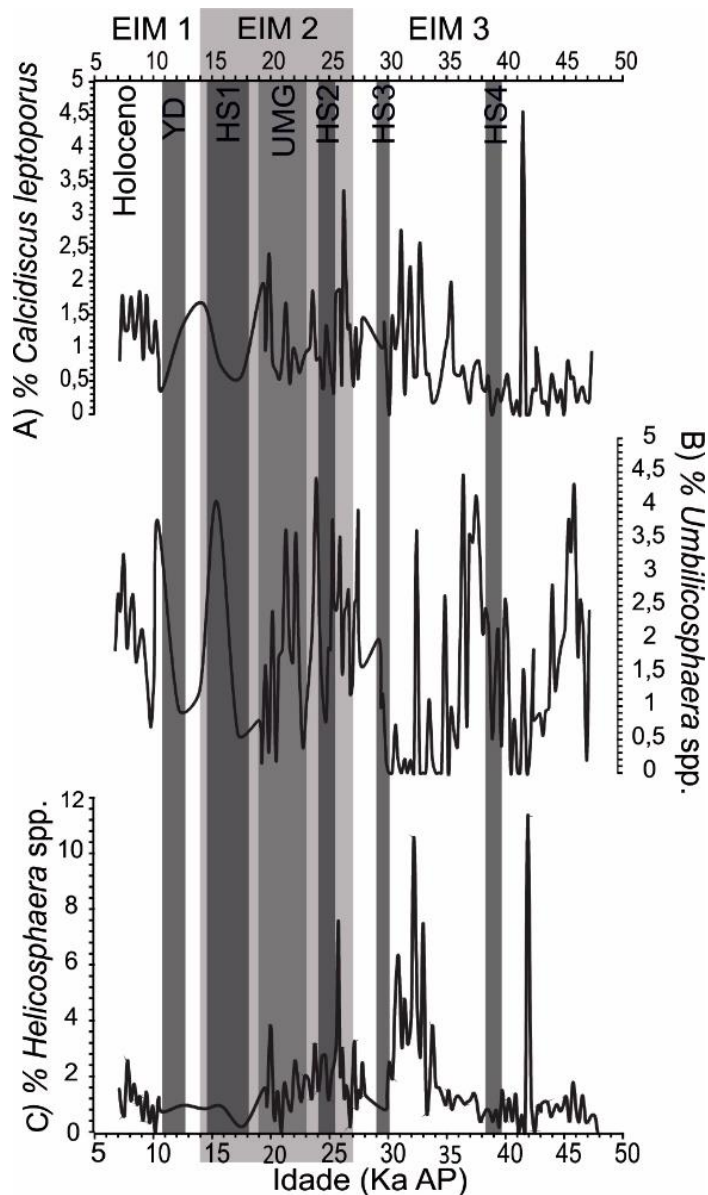


Figura 6 (Tese). Figura.5 Comparação da variação entre as curvas de abundância relativa (AR) de espécies subordinadas que apresentam preferência pela coluna d’água estratificada (B) e espécies indicadoras de condições de ressurgência (A e C). A) Curva

da variação da AR de *Calcidiscus leptoporus*; B) Curva da variação da AR de *Umbilicosphaera* spp.; C) Curva da variação da AR de *Helicosphaera* spp. EIM= Estágio Isotópico Marinho, HS= *Heinrich Stadial*, UMG= Último Máximo Glacial, YD= *Younger Dryas* e Ka (AP)= Mil anos antes do presente.

4.4 Medidas de Paleoprodutividade, Análises Geoquímicas e suas Correlações

A curva da razão N indica alguns intervalos de maior paleoprodutividade, como ao redor de 47,5 - 41,7 ka, 33,3 - 29,9 ka e 10,4 - 7,9 ka e menores valores durante o EIM 2. Diferentemente, a curva de abundância absoluta de cocólitos (cocólitos por grama de sedimento) apresenta uma nítida tendência de elevação do final do EIM 3 em direção ao Holoceno. A mesma tendência é demonstrada nas curvas de carbono orgânico total (COT) e de conteúdo de carbonato (CaCO₃) nos sedimentos.

As estimativas da preservação dos cocólitos nas amostras apresentaram preservação de moderada a boa, em geral. As amostras com preservação muito boa apareceram apenas durante o EIM 3 e o EIM 1.

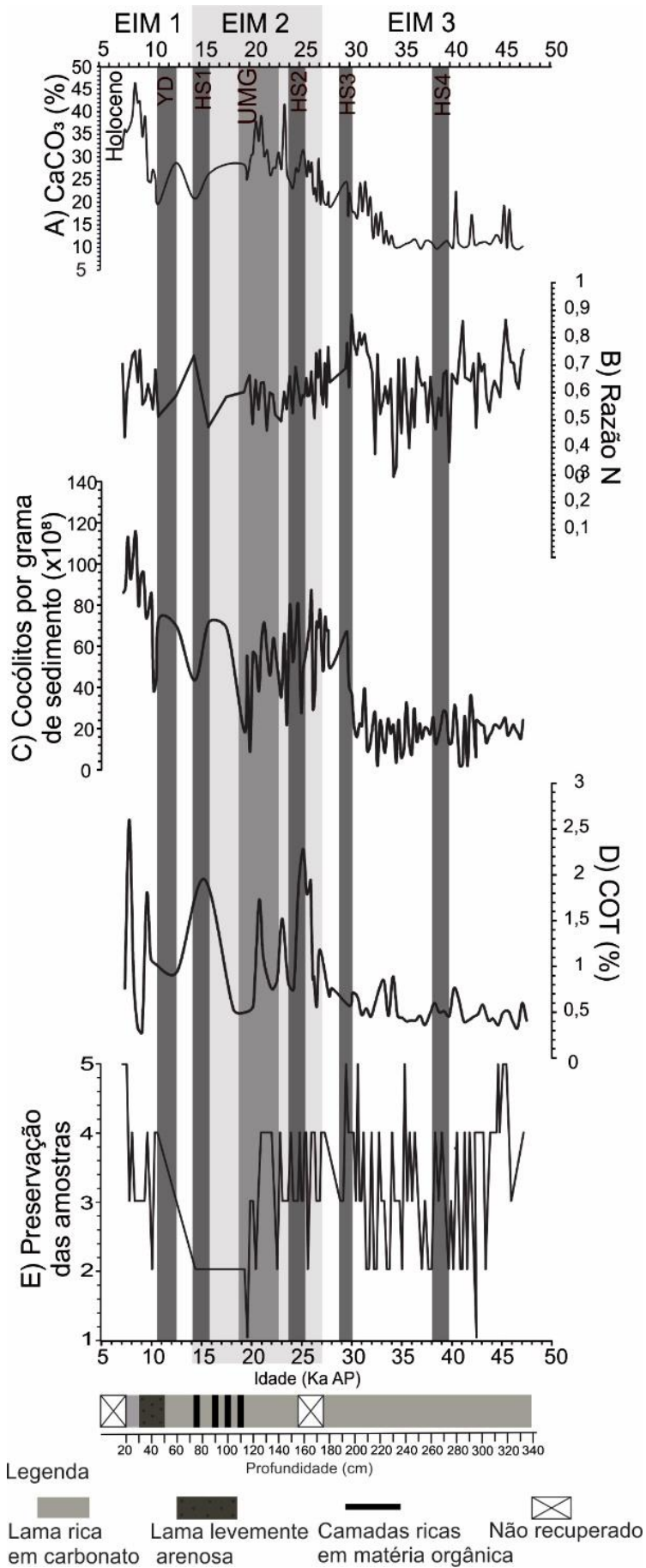


Figura 7 (Tese). Figura 6. Comparação entre as curvas de proxies. A) Variação da curva do conteúdo de carbonato; B) Variação da curva da razão N; C) Variação da curva de cocólitos por grama de sedimento; D) Variação da curva de carbono orgânico total; E) Variação da curva de preservação das amostras. EIM= Estágio Isotópico Marinho, HS= *Heinrich Stadial*, UMG= Último Máximo Glacial, YD= *Younger Dryas* e Ka (AP)= Mil anos antes do presente.

A maior correlação obtida entre as variáveis ocorreu entre “número de cocólitos” e “conteúdo de carbonato de cálcio”, de 0,7. As variáveis “número de cocólitos” e “conteúdo de carbonato de cálcio” demonstraram boa correlação com “conteúdo de COT”. “Tamanho médio do silte” apresentou correlação negativa com “número de cocólitos”. As correlações de “tamanho médio do silte” com “conteúdo de carbonato” e com “conteúdo de COT” não foram consideradas significativas (Tabela 2).

	CaCO₃	COT	Tamanho médio do silte	
Nº de cocólitos	0,69748	0,49337	-0,34679	Correlação
	0,0001	0,0002	0,009	p-valor
Razão N		-0,27407		Correlação
		0,0441		p-valor
CaCO₃		0,66267	-0,26144	Correlação
		0,0001	0,055	p-valor
COT			-0.35178	Correlação
			0.0557	p-valor

Tabela 2 Correlação entre conteúdo de CaCO₃ e número de cocólitos por grama de sedimento, correlações entre conteúdo de COT e número de cocólitos por grama de sedimento, Razão N e conteúdo de CaCO₃, e correlações entre tamanho médio do silte e número de cocólitos, conteúdo de CaCO₃ e conteúdo de COT. COT= carbono orgânico total e CaCO₃= carbonato de cálcio.

5 Discussão

De acordo com nossos resultados, o EIM 3 apresenta o menor conteúdo de CaCO_3 , que aumenta progressivamente em direção ao EIM 2; a mesma tendência é verificada para a curva da abundância absoluta de cocólitos (Figura 6). Além da congruência nas tendências das curvas, a alta correlação encontrada entre essas variáveis (0,7) (Tabela 2) indica que há contribuição destes organismos no aporte de carbonatos para o fundo marinho. O mesmo já havia sido notado na área de estudo por Gonçalves & Leonhardt (2016), principalmente durante o UMG. Além disso, a boa correlação (0,66) entre CaCO_3 e COT demonstra a influência dos cocolitoforídeos também no aporte de matéria orgânica para o fundo marinho.

No entanto, as curvas de COT e de cocólitos por grama apresentam uma tendência oposta à da Razão N (que monitora a profundidade da nutriclina) no EIM 3 (Figura 6). COT e Razão N apresentam correlação negativa (Tabela 2), indicando que a acumulação de COT não se relaciona à oscilação da produtividade primária conforme descrita por este *proxy* para este intervalo. Apesar disso, a porcentagem de outras espécies corrobora a interpretação para a paleoprodutividade baseada na Razão N. A abundância relativa de *F. profunda* é considerada um indicativo de estratificação das águas, já que essa espécie está adaptada a zona eufótica inferior. *Umbilicosphaera* spp. apresenta preferência por águas quentes e oligotróficas no Atlântico Sul (Baumann *et al.*, 2016), apresentando um padrão de variação muito parecido ao de *F. profunda*. Já a ocorrência de *Helicosphaera* spp. está associada a maior disponibilidade de nutrientes e maior mistura da camada superficial da coluna d'água (Boeckel & Baumann, 2006), enquanto *Calcidiscus leptoporus* apresenta maiores porcentagens em regiões de ressurgência, ricas em nutrientes (Baumann *et al.*, 2016). No testemunho SIS 188, as porcentagens de *C. leptoporus* acompanham as porcentagens de *Helicosphaera* spp., e ambas se contrapõem parcialmente às porcentagens de *F. profunda*.

A princípio, o registro fossilífero de cocolitoforídeos documenta os processos em superfície associados à produtividade que afetam diretamente as suas associações. Entretanto, devido às particularidades do local onde o testemunho foi recuperado, processos que podem ocorrer durante ou após a deposição também devem ser considerados nas interpretações. Sabe-se que a taxa de sedimentação pode ser um dos

fatores que controla a preservação da matéria orgânica já que determina, em parte, o tempo de exposição desta ao oxigênio. No entanto, durante o EIM 3 a taxa de sedimentação no local de estudo esteve bastante alta, alcançando valores de até 10 cm/ka (Figura 2), enquanto o COT demonstra os menores valores no testemunho, o que indica que outros fatores são preponderantes sobre sua deposição ou preservação nesse período.

Uma outra hipótese para explicar o comportamento antagônico destes *proxies* no EIM 3 envolve as propriedades químicas das águas de fundo. Mollenhauer *et al.* (2004) sugerem que a sedimentação de COT está mais proximamente relacionada às propriedades químicas das massas de água e ao *input* de matéria orgânica terrígena para áreas profundas durante os intervalos glaciais do que, necessariamente, ao aumento da produtividade primária. De acordo com estes autores, a acumulação de carbono orgânico foi maior durante o UMG do que no Holoceno ao longo das margens continentais da África e da América do Sul e na região equatorial. Essa diferença foi associada, principalmente, à geometria das massas de água: a atuação preponderante de massas de água caracterizadas por maiores níveis de oxigênio promoveria maior degradação da matéria orgânica.

Curry & Oppo (2005) usaram a composição isotópica de ^{13}C como traçador de massas de água no Atlântico Sul durante o último período glacial e verificaram que a massa de água centrada a 1500 m em 27°S representa a penetração mais ao sul da componente Norte (Água Intermediária do Atlântico Norte Glacial), que possui menores níveis de oxigênio do que a Água Intermediária Antártica moderna. Bohm *et al.* (2015), utilizando a razão $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ como traçadora de massas de água, concluíram que a intensidade da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC - *Atlantic meridional overturning circulation*) durante o EIM 3 (um intervalo glacial mais ameno que o EIM 2), apesar de sofrer variações, estava fortalecida de forma similar à circulação do EIM 1. Assim, durante o EIM 3, uma AMOC vigorosa aumentaria a influência da Água Intermediária Antártica no local de estudo, degradando parte da matéria orgânica depositada no período.

Os baixos valores de cocólitos por grama de sedimento acompanhados de alta Razão N no EIM 3 poderiam ser explicados por uma dissolução de carbonatos aumentada neste intervalo. Porém, embora este intervalo seja acompanhado de baixa porcentagem

de CaCO_3 nos sedimentos, a dissolução não parece ser significativa porque as amostras sempre apresentaram uma preservação dos cocólitos de moderada a muito boa (Figura 6).

A sedimentação atual na margem continental sul do Brasil é dominada pela dinâmica das massas de água oceânicas que determinam a redistribuição de sedimentos sobre a plataforma e na margem continental (Mahiques *et al.*, 2011). Extensas áreas com características contorníticas ocorrem ao longo de toda a margem continental que, somadas às variações eustáticas e climáticas do Quaternário, controlam o padrão de empilhamento sedimentar (Hernández-Molina *et al.*, 2016). O testemunho SIS 188 foi recuperado sob uma profundidade de 1514 m no talude continental, sobre o Terraço do Rio Grande, um depósito contornítico que está associado à competência do transporte do sedimento pelas correntes de fundo. Ao norte, na Bacia de Santos, Mahiques *et al.* (2011) associaram as menores taxas de sedimentação na plataforma externa e no talude superior ao maior fluxo da Corrente do Brasil, já que uma maior velocidade da corrente dificultaria a sedimentação. Assim, outra hipótese para explicar o registro do EIM 3 está relacionada à velocidade do fluxo da corrente de fundo do local de estudo.

A Corrente do Brasil flui na direção sudeste nos primeiros 500m da coluna de água ao longo da margem continental sul brasileira e talude superior. Em profundidades intermediárias (entre 500 e 1800m, onde se encontra o testemunho SIS 188), as correntes do ramo oeste do giro subtropical se aproximam do Alto de Florianópolis, que delimita as Bacias de Pelotas e Santos, a cerca de 27-28°S. Nesse ponto a CB se divide em dois ramos e forma a bifurcação de Santos: o ramo norte flui em direção nordeste, enquanto o ramo sul da bifurcação flui para sudoeste, ao longo do talude da Bacia de Pelotas, formando a Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCOI), que recircula a Água Intermediária Antártica (AIA) (Schmid *et al.*, 2000).

O tamanho médio do silte encontrado no testemunho SIS 188 é baixo ao longo do EIM 3 (Figura 3), indicando menor velocidade de fluxo da corrente de fundo quando comparada a segunda metade do EIM 2 e ao EIM 1, e também permitindo uma maior deposição de sedimentos. Portanto, a baixa quantidade de cocólitos registrada para o EIM 3, acompanhada de um alta Razão N, pode dever-se ao efeito da diluição dos cocólitos nos sedimentos associada a menor velocidade de fluxo da CCOI, que permitiu uma maior taxa de sedimentação. A correlação negativa encontrada entre estas duas variáveis

(tamanho médio do silte e número de cocólitos) dá suporte a essa interpretação. No entanto, esta correlação não é muito alta (-0,3), mostrando que outros fatores, como mudanças no tamanho da população de cocolitoforídeos, também interferem na flutuação dessa variável ao longo do tempo.

A relação entre os *proxies* muda ao longo do registro. No EIM 2, a taxa de sedimentação se mantém alta, enquanto as quantidades de cocólitos, COT e CaCO₃ nos sedimentos aumentam consideravelmente, mostrando que as condições de fundo mudaram em relação ao EIM 3. No Holoceno, os *proxies* apontam para um intervalo de alta produtividade primária em superfície (maiores quantidades de cocólitos, COT e Razão N). Sabe-se que neste intervalo a AMOC estava totalmente reestabelecida (Adkins, 2013) com influência da Água Intermediária Antártica no fundo. A produtividade primária neste intervalo estava aumentada a ponto de permitir a boa preservação do carbono orgânico mesmo com a maior oxigenação do fundo em comparação ao EIM 2. Da mesma forma, o crescimento das populações de cocolitoforídeos foi tal que sua concentração nos sedimentos é a maior do registro, mesmo com o aumento da velocidade do fluxo da CCOI no fundo (indicada pelo aumento do tamanho médio do silte).

6 Conclusão

O testemunho SIS 188, retirado do talude da Bacia de Pelotas, foi estudado a partir da associação de cocolitoforídeos, dados geoquímicos e sedimentológicos. Os cocolitoforídeos foram contribuintes tanto de carbonato como de carbono orgânico para o fundo marinho no intervalo estudado (47,7 a 7,2 cal ka AP). No entanto, processos ocorridos durante ou após a deposição dos sedimentos e destes microfósseis alteraram seu registro. Durante o EIM 3, a baixa concentração de COT pode estar relacionada à exposição a águas de fundo com maior conteúdo de oxigênio, enquanto a baixa quantidade de cocólitos foi controlada pela alta taxa de sedimentação e a menor velocidade da corrente. Ao contrário, durante o Holoceno a produtividade aumentou o suficiente para permitir a preservação de altas quantidades de COT e de cocólitos por grama de sedimento seco, ainda que as águas de fundo estivessem oxigenadas e a velocidade da corrente fosse maior.

MECANISMOS DE FERTILIZAÇÃO INFERIDOS ATRAVÉS DO
REGISTRO DE COCOLITOFORÍDEOS DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO
NA MARGEM CONTINENTAL SUL-BRASILEIRA

JULIANA DE FREITAS GONÇALVES¹

ADRIANA LEONHARDT¹

¹Universidade Federal do Rio Grande, Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

(Cx.P. 474, Av. Itália, km 8, goncalvesjuliana.f@gmail.com, 96201-900, Rio Grande, Rio
Grande do Sul)

Abstract

MECHANISMS OF FERTILIZATION INFERRED FROM A
COCCOLITHOPHORE RECORD DURING THE LATE QUATERNARY IN THE
SOUTHERN BRAZILIAN CONTINENTAL MARGIN

This study aimed to understand which fertilization mechanisms are preponderant over oceanic primary productivity and its relationship with remarkable climatic events of the Late Quaternary in the south of the Brazilian Continental Margin. The investigation was carried out through geochemical and coccolithophorid analyzes in the SIS 188 marine core, recovered from the Pelotas Basin slope at 1,514 m water depth. The record shows that productivity was related to insolation (with a predominance of the precession cycle) and atmospheric processes that influence ocean dynamics. During the glacial period (MIS 3 and 2), the highest productivity intervals were associated with the expansion of the upwelling system in the Santa Marta Cape region, driven by the northeast winds. However, the interval of greatest productivity recorded in the core is the initial Holocene, when the upwelling was attenuated. This substantial increase in productivity is attributed

to lagging processes resulting from the decrease in sea level that occurred during the Last Glacial Maximum.

Keywords: Productivity; Pelotas Basin; Upwelling

Resumo

Este estudo teve como objetivo compreender quais mecanismos de fertilização são preponderantes sobre a produtividade primária oceânica e a sua relação com eventos climáticos marcantes do Quaternário Tardio no sul da Margem Continental Brasileira. A investigação foi elaborada através de análises geoquímicas e de cocolitoforídeos no testemunho marinho SIS 188, recuperado no talude da Bacia de Pelotas a uma profundidade de 1514 m. O registro demonstra que a produtividade esteve relacionada à insolação (com predominância do ciclo da precessão) e aos processos atmosféricos que influenciam a dinâmica oceânica. Durante o período glacial (EIM 3 e 2), os intervalos de maior produtividade estiveram associados à expansão do sistema de ressurgência na região do Cabo de Santa Marta, impulsionado pelos ventos de nordeste. Entretanto, o intervalo de maior produtividade registrado no testemunho é o Holoceno inicial, quando a ressurgência esteve atenuada. Este aumento substancial da produtividade é atribuído a processos retardatários resultantes da diminuição do nível do mar ocorrida durante o Último Máximo Glacial.

Palavras-chave: Produtividade; Bacia de Pelotas; Ressurgência

INTRODUÇÃO

O registro de mudanças pretéritas no ambiente marinho, bem como suas interações e os mecanismos que as conduzem, são importantes para projetar alterações ambientais futuras. As zonas de ressurgência das margens leste dos oceanos têm sido extensivamente estudadas devido a sua magnitude e importância para o sistema climático, sendo ainda mais fortes durante períodos glaciais, devido à intensificação dos ventos alísios (Matsuzaki *et al.*, 2011). No entanto, a borda oeste nos oceanos também apresenta sistemas de ressurgência que são importantes para a produtividade regional, embora os estudos conduzidos para essa região ainda sejam um pouco escassos. No Atlântico Sudoeste, há um amplo sistema de ressurgência na margem continental do Brasil que abrange a região entre 20° e 28° S (Lessa *et al.*, 2017). Nessa área, a Corrente do Brasil (CB) interage com a topografia local e sofre instabilidade pela mudança brusca na orientação da plataforma continental, podendo resultar em ressurgência de águas intermediárias (Campos *et al.*, 2000).

Decifrar a variabilidade natural da produtividade em escala de tempo orbital a milenar, através de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos de alta resolução, poderá ajudar a revelar a modulação ou ligação de suas variações a eventos climáticos conhecidos globalmente e à insolação. Vários trabalhos relacionam a produtividade a eventos em escala milenar na Margem Continental Brasileira, entretanto a grande maioria foi realizada nas Bacias de Campos e Santos. Na Bacia de Pelotas, os trabalhos ainda são incipientes e a maioria realizada através do estudo das associações de foraminíferos planctônicos e análises geoquímicas em carapaças de foraminíferos bentônicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) (e.g. Pereira *et al.*, 2018). Raros são os estudos realizados sobre a

paleoprodutividade utilizando produtores primários como os coccolitoforídeos como *proxies*.

Os coccolitoforídeos são bons indicadores de produtividade por serem organismos do fitoplâncton que ocorrem abundantemente e estão amplamente distribuídos nos oceanos do mundo. Como são organismos fotossintetizantes, necessitam habitar a zona fótica, sendo que a maioria das espécies pode ser encontrada nos primeiros 80 m da coluna d'água (Beaufort *et al.*, 2010). Entretanto, essa fração da zona fótica é muitas vezes depletada em nutrientes, e a produtividade é maior imediatamente acima da nutriclina. Quando o oceano está fortemente estratificado, a nutriclina se aprofunda na zona fótica e a produtividade diminui. Algumas espécies, como *Florisphaera profunda*, estão adaptadas a ambientes com menor incidência de luz e são comumente encontradas entre 80 e 180 m de profundidade (Okada & Honjo, 1973). Dessa maneira, a abundância relativa de *F. profunda* serve para monitorar a profundidade da nutriclina (Molfin & McIntyre, 1990). Outras espécies podem possuir afinidades com determinadas características ambientais específicas, tornando-se boas indicadoras de massas de água ou processos de ressurgência, por exemplo.

O presente estudo tem como objetivo compreender quais mecanismos de fertilização são preponderantes sobre a produtividade primária na Margem Continental Sul-Brasileira e a sua relação com eventos climáticos marcantes do Quaternário Tardio.

CONTEXTO OCEANOGRÁFICO E ATMOSFÉRICO REGIONAL ATUAL

O testemunho SIS 188 foi coletado no talude da Bacia de Pelotas, sul da Margem Continental Brasileira (Figura 1). A região de estudo é fortemente influenciada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o sistema de alta pressão localizado a

aproximadamente 30°S, associado à Célula de Hadley sobre o Oceano Atlântico (Moura *et al.*, 2018). Durante o inverno, as temperaturas são menores sobre os continentes, causando o deslocamento da ASAS em direção à América do Sul e há o predomínio dos ventos de sudoeste na região de estudo. No verão, as temperaturas sobre os continentes são maiores, e o anticiclone localiza-se sobre o Oceano, predominando os ventos nordeste (Bastos & Ferreira, 2008). Além da ASAS, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma característica climatológica importante do verão austral na América do Sul. É definida como uma banda convectiva alongada, originada na Bacia Amazônica, que se estende em direção ao sudeste do Brasil podendo avançar sobre o Oceano Atlântico Sudoeste Subtropical (Carvalho *et al.*, 2004). A ZCAS e a atividade convectiva na Bacia Amazônica são as principais componentes do sistema de monção da América do Sul (Jones & Carvalho, 2002), regulando a estação chuvosa sobre a área de estudo.

O sul da Margem Continental Brasileira, onde o testemunho SIS 188 foi coletado, é fortemente influenciado pela Corrente do Brasil (CB), originada do ramo meridional da Corrente Sul Equatorial, fechando a barreira oeste do Giro Subtropical (Peterson & Stramma, 1991). A CB é responsável pelo transporte de calor e sal desde os trópicos para altas latitudes no Atlântico Sudoeste, transportando as águas quentes e salinas da Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), mais fria e com maior concentração de nutrientes. As camadas mais profundas da coluna d'água na região de estudo são compostas pela Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (formada na região polar do Oceano Atlântico Norte), e pela Água de Fundo Antártica (AAF) (formada no Oceano Austral). A presença da AAF pode ser observada em profundidade maiores que 3000 m (Silveira *et al.*, 2000). Ao sul da região de estudo está localizada a Confluência

Brasil-Malvinas, onde a CB se encontra com a Corrente das Malvinas, caracterizada por águas mais frias e com maior concentração de nutrientes (Peterson & Stramma, 1991).

O Cabo de Santa Marta (29° S), próximo ao testemunho SIS 188, é importante por causa da alta produtividade primária que caracteriza as águas da região. A ressurgência na região do Cabo de Santa Marta resulta da sinergia entre a ressurgência de quebra de plataforma e a circulação sobre a plataforma (ressurgência costeira) que é induzida pelos ventos nordeste. Esses dois processos são modulados por mudanças na orientação e pela largura da plataforma (Campos *et al.*, 2013). Uma mudança repentina na orientação da plataforma, como ocorre no Cabo de Santa Marta, resulta em instabilidade na CB gerando vórtices ciclônicos e fluxo vertical ascendente da ACAS, que fertiliza as águas superficiais na área de estudo (Brandini *et al.*, 2014).

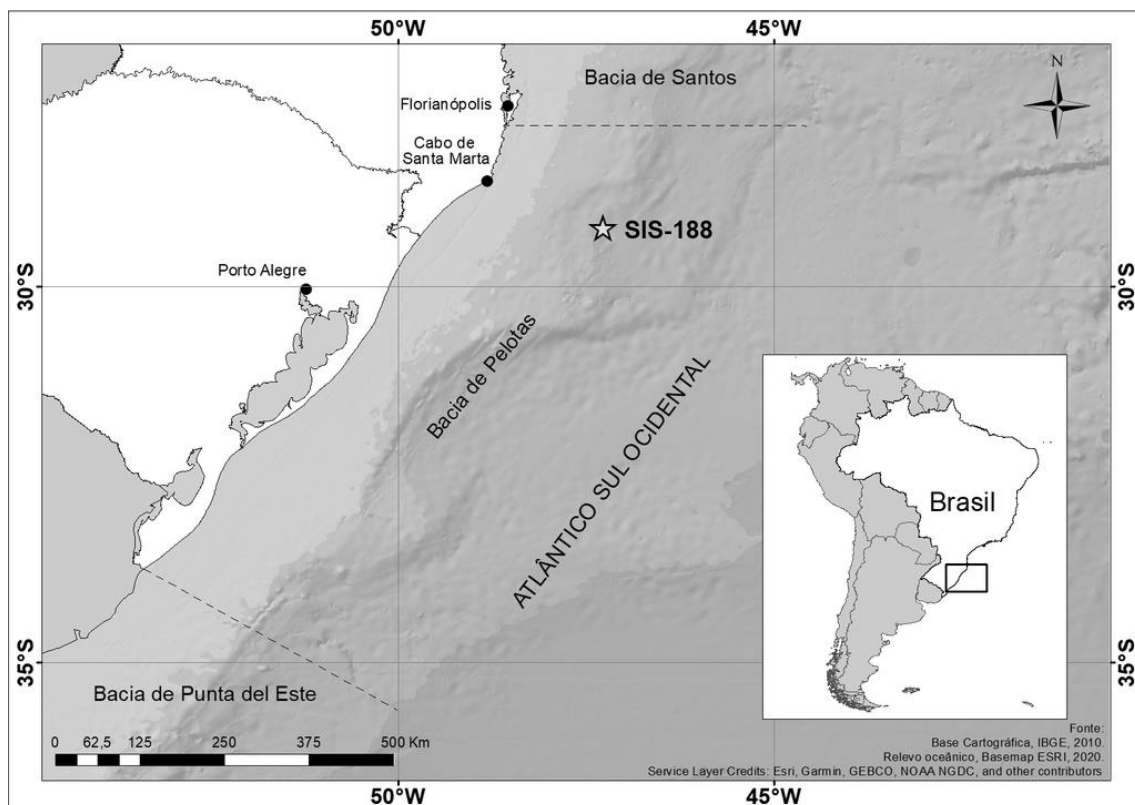


Figura 8 (Tese). Figura 1. Localização do Testemunho SIS 188 na Bacia de Pelotas, sul da margem continental brasileira.

MATERIAL E MÉTODOS

O testemunho sedimentar SIS 188 foi recuperado do talude continental sul brasileiro (-29.221286°; -47.283805°), sob 1514 m de profundidade. O testemunho consiste majoritariamente de lamas hemipelágicas levemente carbonáticas, com porções menores de lama levemente arenosa e camadas ricas em matéria orgânica. Foram analisados os 365 cm do testemunho. As amostras foram retiradas a cada 2 cm e peneiradas com malhas de 63 µm e 125 µm. Todas as amostras foram secas em estufa a 50°C para confecção das lâminas para cocolitoforídeos.

O modelo de idade foi estabelecido correlacionando os registros de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) nas testas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber*, que reflete a composição isotópica da água no topo da camada de mistura (Ravelo & Fairbanks, 1992), com a curva LS16 para o Atlântico Sul de Lisiecki & Stern (2016). As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Espectrometria de Massa da Universidade da Califórnia, EUA. Quatro datações por radiocarbono foram realizadas nas testas do foraminífero planctônico *G. ruber* no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). As datações por radiocarbono foram corrigidas para o efeito reservatório ($\Delta R=54.0\pm 42.0$) e calibradas de acordo com a curva Marine13 (Reimer *et al.*, 2013), usando o *Calib Radiocarbon Program* (Stuiver & Reimer, 1993). As datações foram utilizadas para controlar a cronologia entre ambas as curvas. Finalmente, o modelo de idade foi construído através da interpolação linear entre os pontos de controle, usando o *software Analyseries 2.0* (Paillard *et al.*, 1996).

Com a finalidade de estimar a abundância absoluta de cocólitos por grama de sedimento seco, as amostras foram preparadas usando o método de dissolução e

pipetagem descrito por (Koch & Young, 2007). Após secagem em estufa das amostras, 0.1-0.2 g da fração fina (<63 µm) foram diluídas em 10 ml de água destilada, e posteriormente levadas ao ultrassom para melhor desagregação. As amostras foram diluídas mais uma vez em 5 ml de água destilada e 500 µl dessa segunda solução foram pipetadas em uma lamínula sobre uma placa aquecedora plana, para que pudesse secar rapidamente. As lamínulas foram montadas sobre a lâmina utilizando bálsamo do Canadá. O uso de uma amostra com peso conhecido sobre uma área conhecida permite a contagem de cocólitos por campo visual ser convertida em números de espécimes por grama de sedimento.

O número de cocólitos por grama de sedimento foi calculado de acordo com Koch & Young (2007):

$$\text{Número de espécimes por grama de sedimento} = \frac{A * N}{f * n * W} \quad (1)$$

Onde A é a área da lamínula; f é a área de um campo visual; n é o número de campos visuais contados; W corresponde ao peso do sedimento sobre a lamínula; e N é o número de espécimes contados.

As contagens de cocólitos foram realizadas utilizando um microscópio de luz polarizada com magnificação de 1000x. No mínimo, 500 cocólitos foram contados em um número de campos visuais conhecidos para cada amostra. A identificação das espécies de cocolitoforídeos foi baseada em Antunes (2007) e em Young *et al.* (2020).

A Razão N (Flores *et al.*, 2000) foi utilizada para medir a paleoprodutividade e monitorar a profundidade da nutriclina. Consiste em uma razão entre a abundância

relativa de espécies oportunistas, que se beneficiam de um aumento na disponibilidade de nutrientes na camada fótica (*Gephyrocapsa* spp. e *Emiliana huxleyi*), e *Florisphaera profunda*, habitante da zona eufótica inferior, que se beneficia de uma nutriclina profunda.

$$RN = \frac{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ spp.}}{\% E. huxleyi + \% Gephyrocapsa \text{ spp.} + \% F. profunda} \quad (2)$$

Foram realizadas observações sobre os diferentes estados de preservação dos cocólitos para cada amostra. Cinco categorias foram distinguidas utilizando uma escala similar à de Flores *et al.* (2003). Muito boa preservação (categoria 5) implica pouca ou nenhuma evidência de dissolução de carbonato, com as características morfológicas dos cocólitos bem preservadas; boa preservação (categoria 4) é definida por alto conteúdo de carbonato com pouca fragmentação e características diagnósticas preservadas; preservação moderada (categoria 3) é caracterizada por alguma dissolução, mas com quase todos os espécimes identificados a nível de espécie; preservação pobre (categoria 2) possui dissolução severa e fragmentação, com muitos espécimes não distinguidos; e amostras estéreis (categoria 1), com muito pouco ou nenhum conteúdo de carbonato.

O conteúdo de CaCO₃ foi determinado através do método de perda de massa por digestão ácida (Molnia, 1974), na qual as amostras carbonatadas com pesos conhecidos foram atacadas por ácido clorídrico (HCl) a uma concentração de 10%. O conteúdo de carbonato é representado pela diferença no peso antes e depois de sua remoção pelo ataque ácido.

O carbono orgânico total (COT) nos sedimentos foi medido através do método de oxidação catalítica por combustão em um analisador shimadzu para *TOC-L Series SSM-*

5000^a. Cerca de 30 mg de amostra de sedimento seco em estufa (40°C) foram aquecidas a 900°C em um ambiente rico em oxigênio, alcançando combustão total e convertendo o carbono presente na amostra a dióxido de carbono (CO₂), o qual é detectado por um analisador infravermelho de gás. A área calculada no pico da curva gerada pelo dióxido de carbono detectado é proporcional ao total da concentração de carbono na amostra, comparada a uma curva de calibração. Para avaliar apenas o carbono inorgânico, as amostras foram acidificadas e oxidadas a 200°C. O CO₂ gerado nesse processo é o conteúdo de carbono inorgânico na amostra. A concentração de COT final é definida subtraindo a concentração do carbono inorgânico da concentração do carbono total. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Análises Geoquímicas da Pontifícia Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Correlações entre as variáveis medidas no testemunho (número de cocólitos por grama de sedimentos, razão N, conteúdo de COT e CaCO₃ nos sedimentos) e a insolação mensal para 29°S ao longo do tempo (Laskar *et al.*, 2004) foram calculadas. A significância das correlações foram avaliadas por autoreamostragem, com 10000 iterações, $\alpha=0,05$. As análises foram realizadas usando o software para análises estatísticas MULTIV (Pillar, 1997).

As análises espectrais de séries temporais foram realizadas no *software* PAST (Hammer *et al.*, 2001), utilizando o módulo REDFIT (Schulz & Mudelsee, 2002). O intuito das análises espectrais é buscar periodicidades que possam representar alguma forçante climática, estimando a força do componente cíclico em todas as frequências possíveis. O módulo REDFIT permite que essa busca seja realizada sobre amostras que não apresentam um espaçamento temporal contínuo. Foi utilizada a simulação Monte Carlo e consideradas as frequências acima de 95% de significância.

RESULTADOS

O testemunho investigado compreende o período de tempo de 47,7 a 7,2 cal kyr BP (Tabela 1). As maiores taxas de sedimentação no testemunho ocorreram durante o EIM 3 e parte do EIM 2, até aproximadamente 20 kyr. Na transição do EIM 2 para o EIM 1, há uma brusca diminuição na taxa de sedimentação, que volta a aumentar a partir do início do EIM 1 (Figura 2).

Tabela 3 (Tese) Tabela 1. Amostras datadas por ^{14}C e calibradas no testemunho SIS 188. AP = antes do presente, Lab identificação = Identificação do Laboratório.

Profundidade (cm)	Espécie	Idade (^{14}C anos AP)	Erro (anos)	Idade calibrada (cal anos AP)	Lab Identificação
21	<i>G. ruber</i>	6725	± 31	7204	170210
54	<i>G. ruber</i>	9921	± 34	10812	170055
113.5	<i>G. ruber</i>	21360	± 59	25243	170056
180.8	<i>G. ruber</i>	26325	± 77	30099	170211

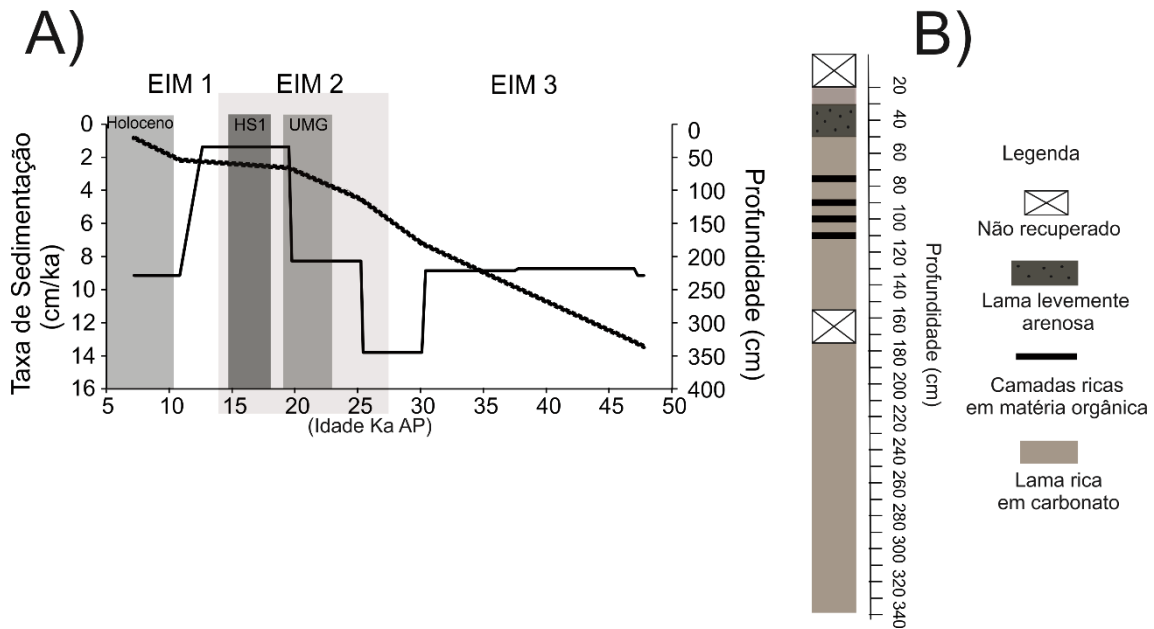


Figura 9 (Tese) Figura 2. A) Modelo de idade-profundidade e taxas de sedimentação do testemunho SIS 188. A linha pontilhada indica a variação da idade de acordo com a profundidade e a linha preta indica a taxa de sedimentação. EIM = Estágio Isotópico Marinho, HS1 = Heinrich Stadial 1, UMG = Último Máximo Glacial e Ka (AP) = Mil anos antes do presente. B) Litologia do testemunho SIS 188.

Associação de Cocolitoforídeos

Amostras com as menores abundâncias de cocólitos ou mesmo desprovidas deles foram observadas principalmente durante o EIM 3. As maiores abundâncias, chegando a 115×10^8 cocólitos por grama de sedimento, foram registradas durante o Holoceno.

No total, 37 espécies e morfotipos foram identificadas, incluindo as espécies opostunistas *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. (*Gephyrocapsa* “small”, *G. oceanica* e *G. muelleriae*), e a espécie *Florisphaera profunda*. *F. profunda* dominou a associação fóssil, alcançando valores maiores que 50% em algumas amostras durante a primeira metade do EIM 3. Sua porcentagem diminuiu no fim do EIM 3 (entre 32.7 e 27.9 kyr), aumentando com o início do EIM 2 até o EIM 1. A segunda espécie mais abundante foi *Emiliana huxleyi* que mostrou suas maiores abundâncias também durante o EIM 3. Sua abundância decaiu ligeiramente com o início do EIM 2, elevando-se novamente no EIM 1 (Figura 3).

Gephyrocapsa “small” obteve alta representatividade nas amostras, apresentando seus mais altos valores de abundância relativa durante o EIM 3 e Holoceno. *G. oceanica* (< 5 μm) esteve presente em todo o testemunho, mas apresentou diminuição da porcentagem durante o EIM 2; após um aumento no início do EIM 1, suas porcentagens voltam a cair no Holoceno. *G. oceanica* (> 5 μm) revelou importantes valores de abundância relativa a partir do final do EIM 3. *G. muelleriae* foi a espécie do gênero que apresentou a menor abundância ao longo do testemunho. Demonstra maior abundância relativa durante o EIM 3 com um aumento expressivo ao final do EIM 2, contrapondo-se à tendência das demais espécies de *Gephyrocapsa* durante a transição entre o EIM 2 e EIM 1 (Figura 3).

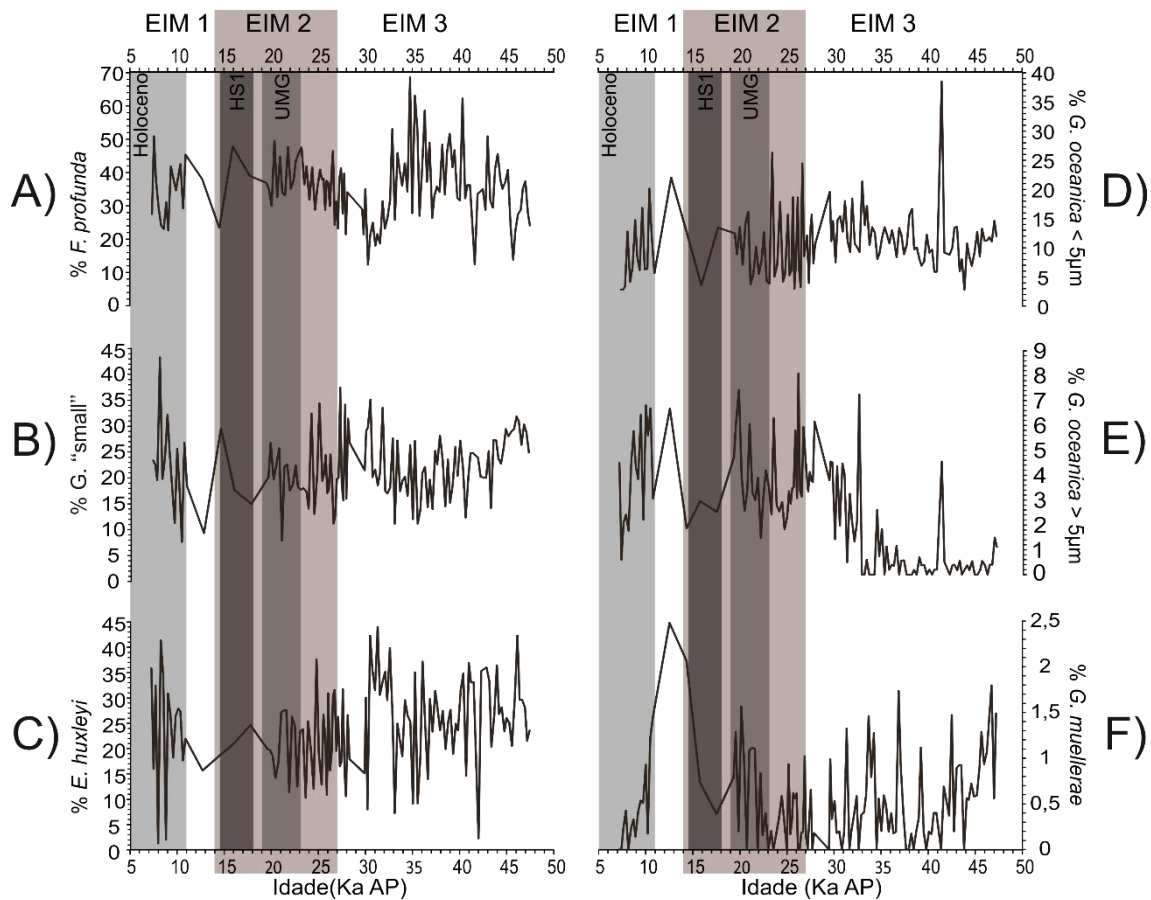


Figura 10 (Tese) Figura 3. Abundância relativa das espécies dominantes no testemunho SIS 188. A) *Florisphaera profunda*, B) *Gephyrocapsa* "small", C) *Emiliana huxleyi*, D) *Gephyrocapsa oceanica* morfotipo <5µm, E) *G. oceanica* morfotipo >5µm, F) *G. mullerae*. EIM = Estágio Isotópico Marinho, HS1 = Heinrich Stadial 1, UMG = Último Máximo Glacial e Ka (AP) = Mil anos antes do presente.

Dentre os táxons subordinados, destacaram-se no testemunho SIS 188 *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera* spp., *Coccolithus pelagicus* e *Umbilicosphaera* spp. *C. leptoporus* apresentou maior abundância a partir de aproximadamente 33 kyr BP até o final do registro, com uma notável queda durante o Evento Heinrich 1 (HS1). *Helicosphaera* spp. também apresenta aumento de suas porcentagens a partir de 33 kyr, que diminuem a partir de 23 kyr BP. *C. pelagicus* possui maior relevância durante o Último Máximo Glacial (UMG), embora suas porcentagens raramente ultrapassem 1%. Já a abundância relativa de *Umbilicosphaera* spp. apresenta alguns picos ao longo do

testemunho, como ao redor de 45 e de 37 kyr (EIM 3), entre 27 e 20 kyr (EIM 2), ao redor de 16 kyr (HS1) e durante o Holoceno (Figura 4).

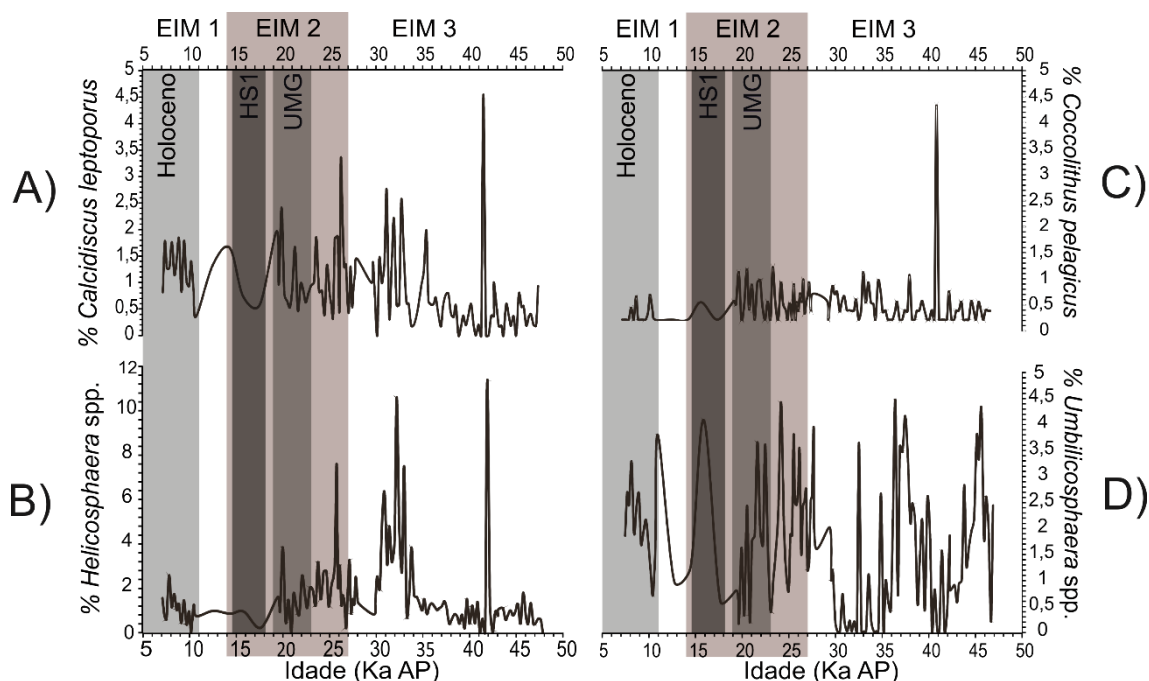


Figura 11 (Tese) Figura 4. Abundância relativa das espécies subordinadas no testemunho SIS 188. A) *Calcidiscus leptoporus*, B) *Helicosphaera* spp., C) *Coccolithus pelagicus*, D) *Umbilicosphaera* spp. EIM = Estágio Isotópico Marinho, HS1 = Heinrich Stadial 1, UMG = Último Máximo Glacial e Ka (AP) = Mil anos antes do presente.

Proxies de produtividade

A curva da razão N indica alguns intervalos de maior paleoprodutividade, como ao redor de 47,5 - 39 kyr, 33,3 - 29,9 kyr e 10,4 - 7,9 kyr e valores ligeiramente menores durante o EIM 2. Diferentemente, a curva de número de cocólitos por grama de sedimento apresenta uma nítida tendência de elevação do final do EIM 3 em direção ao Holoceno. A mesma tendência é demonstrada nas curvas de COT e de conteúdo de CaCO_3 nos sedimentos. As estimativas da preservação dos cocólitos nas amostras apresentaram preservação de moderada a boa, em geral. As amostras com preservação muito boa apareceram apenas durante o EIM 3 e o EIM 1 (Figura 5).

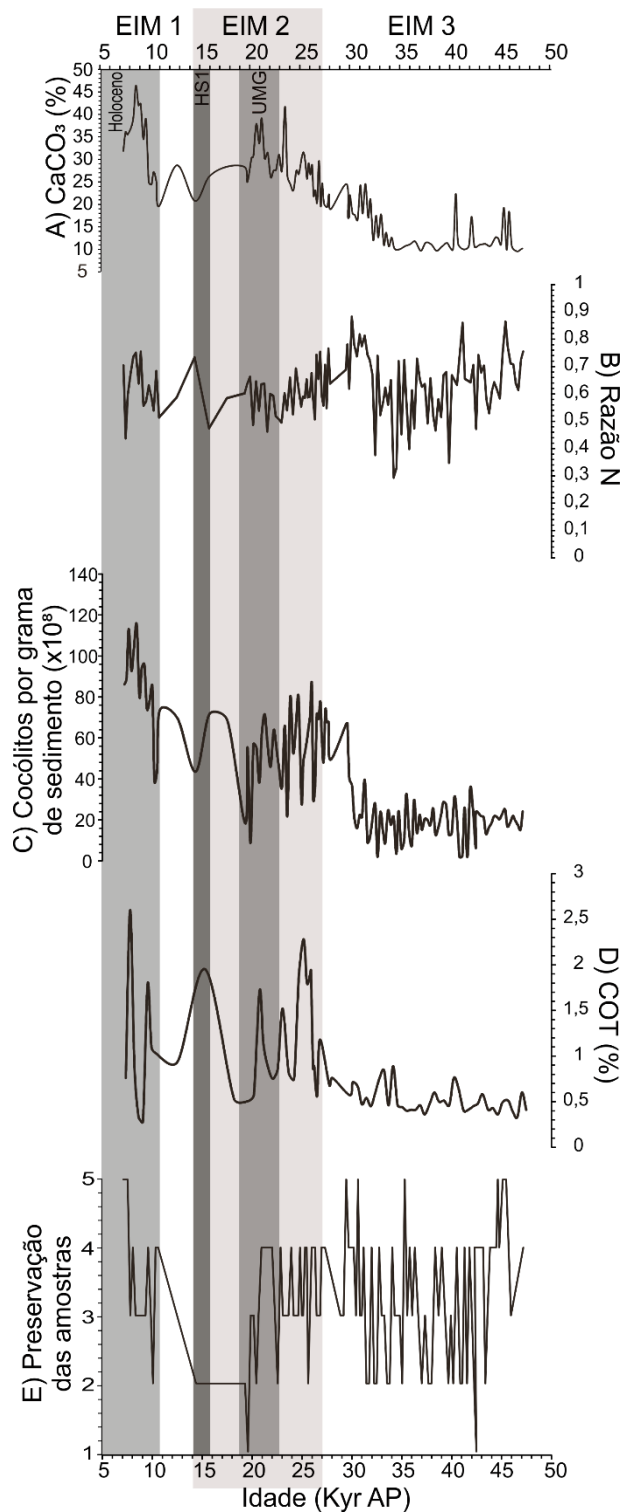


Figura 12 (Tese). Figura 5. Proxies de produtividade. A) Conteúdo de carbonato nos sedimentos, B) Razão N, C) Número de cocólitos por grama de sedimento, D) Conteúdo de Carbono Orgânico Total nos sedimentos e E) Preservação dos cocólitos nas amostras. EIM = Estágio Isotópico Marinho, HS1 = Heinrich Stadial 1, UMG = Último Máximo Glacial e Ka (AP) = Mil anos antes do presente.

Correlações entre as variáveis medidas nos sedimentos e a insolação

As variáveis Razão N, número de cocólitos e conteúdo de CaCO₃ e de COT nos sedimentos apresentam um padrão de correlação com a insolação muito similar (Tabela 2): em geral, as correlações são positivas durante toda a primavera e início do verão e negativas do final do verão ao início do outono austrais. A maior parte do outono e o inverno não apresentam correlações significativas entre estas variáveis e a insolação.

.Tabela 4 (Tese) Tabela 2. Correlação das variáveis com as curvas mensais de insolação a 29°S. COT = Carbono Orgânico Total

Insolação (mês)		COT	Número de cocólitos	Razão N	CaCO ₃
21feb-	Correlação	-0.28594	-0.30711	-0.19735	-0.23535
20mar	p-valor	0.0234	0.001	0.0412	0.0015
21mar-	Correlação	-0.39521	-0.40689	-0.24109	-0.42279
20apr	p-valor	0.0012	0.0001	0.0126	0.0015
21sep-	Correlação	0.25675	0.29372	0.23359	Não
20oct	p-valor	0.401	0.0021	0.0148	significativa
21oct-	Correlação	0.41143	0.41	0.20511	0.46514
20nov	p-valor	0.0007	0.0001	0.0312	0.0005
21nov-	Correlação	0.28077	0.25278	Não	0.41614
20dec	p-valor	0.2566	0.0073	significativa	0.0013
21dec-	Correlação	Não	Não	Não	0.22385
20jan	p-valor	significativa	significativa	significativa	0.0975

Análises Espectrais

A série temporal do número de cocólitos por grama de sedimento apresentou uma ciclicidade significativa de 18,65 kyr. A flutuação do teor de CaCO₃ nos sedimentos apresentou ciclicidade de 18,57 kyr. As séries temporais da Razão N e do conteúdo de TOC nos sedimentos não apresentaram ciclicidades significativas (Figura 6).

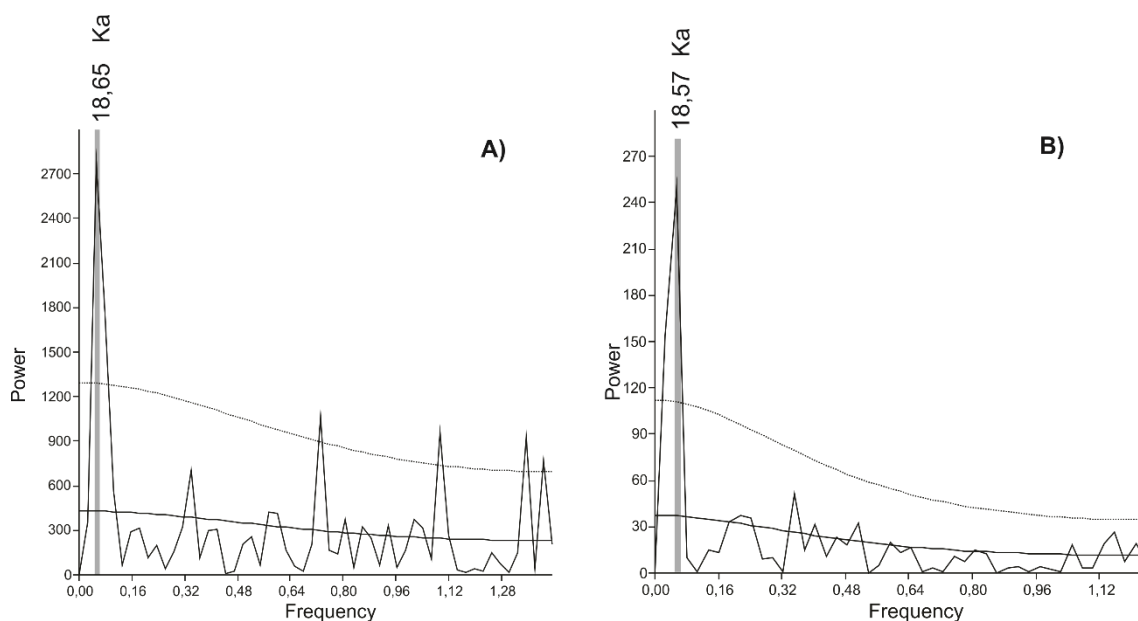


Figura 13 (Tese) Figura 6. Análises espectrais A) Análise espectral na série temporal de número de cocólitos por grama de sedimento. B) Análise espectral na série temporal de conteúdo de carbonato nos sedimentos. As linhas inferiores indicam autoregressão de primeira ordem (AR (1)), as linhas superiores representam o intervalo de confiança de 95% e as barras cinzas indicam a periodicidade significativa.

DISCUSSÃO

As análises espectrais das séries temporais dos números de cocólitos e do teor de CaCO_3 nos sedimentos demonstraram uma periodicidade significativa de aproximadamente 18 mil anos (Figura 6), que pode ser relacionadas com o ciclo de precessão (Dansgaard *et al.*, 1993). A série temporal de COT nos sedimentos não apresentou nenhuma ciclicidade significativa possivelmente porque sua resolução temporal é menor, fazendo com que a ciclicidade da precessão não fosse percebida na análise. A influência do ciclo de precessão da órbita da Terra sobre o registro do testemunho SIS 188 sugere que a produtividade na área de estudo é influenciada pela insolação, e conseqüentemente, pelos processos atmosféricos.

Como os sistemas de ressurgência são conduzidos pela ação dos ventos, a insolação pode apresentar um papel importante em sua intensificação ou

enfraquecimento. Atualmente, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) alcança sua posição mais ao sul (3°N) entre janeiro e março, enfraquecendo o transporte de calor do Hemisfério Sul para o Norte durante o verão austral. Por consequência, esse também é o período no qual a ASAS se encontra deslocada para sul. Em função da migração sazonal da ASAS, os ventos de nordeste predominam nas regiões sul e sudeste do Brasil durante o verão, intensificando a ressurgência costeira (Palma & Matano, 2009). Durante o inverno, há a predominância dos ventos de sudoeste na região, que caracteristicamente aumenta a estratificação das águas, diminuindo o vigor nos processos de ressurgência.

Este cenário pode ser extrapolado para os intervalos de maior insolação no passado. Além da ciclicidade associada à precessão encontrada no registro, a correlação entre as variáveis Razão N, número de cocólitos e conteúdo de CaCO_3 e de COT nos sedimentos do testemunho SIS 188 com as insolações mensais ao longo do tempo (Tabela 2) mostram um padrão similar ao atual para o intervalo de tempo estudado, com correlação positiva durante a primavera e início do verão e negativa ao final do verão e início do outono. Portanto, o aumento da produtividade no testemunho SIS 188 está parcialmente relacionado com a sazonalidade ao longo do tempo, aumentando em intervalos de maior insolação, com predomínio dos ventos de nordeste, que intensificam a ressurgência. Entretanto, o baixo valor da correlação das variáveis com as curvas de insolação demonstra que este não é o único fator direcionando as mudanças na produtividade.

Um destes outros fatores pode ser a fertilização do oceano a partir do influxo de poeira carregada pelos ventos. Lopes et al. (2021) estudaram o testemunho SIS 249 na Bacia de Pelotas, coletado em $30^{\circ}05'\text{S}$ $47^{\circ}05'\text{O}$, e documentaram aumentos de produtividade que tem boa correspondência com maiores influxos de poeira registrados

em testemunhos de gelo da Antártica. Embora os testemunhos SIS 249 e SIS 188 sejam próximos, há pouca sobreposição temporal: um registro descreve o intervalo entre o EIM 5 ao 3 (SIS 249) e o outro do EIM 3 ao 1 (SIS 188). Ainda assim, é possível observar um aumento na Razão N do testemunho SIS 188 em intervalos do EIM 3 (47,5-39 kyr e 33,3-29,9 kyr) que coincidem em parte com o aumento do influxo de poeira acompanhado pelo aumento de produtividade no testemunho SIS 249 apontado em Lopes et al. (2021). Em intervalos *stadials* há uma expansão do cinturão dos ventos de sudoeste gerado pelo anticiclone do Pacífico Sul para norte (Pichat et al., 2014; Jacobel et al., 2017), atingindo a Bacia de Pelotas. A cobertura vegetal é reduzida nestes intervalos mais frios e secos (Zarate, 2003; Quattrocchio et al., 2008), facilitando o transporte da poeira e possibilitando a fertilização pela sua deposição no Oceano Atlântico Sudoeste.

Embora estes intervalos de maior produtividade no EIM 3 sejam sugeridos pela curva da razão N, os demais *proxies*, como o número de cocólitos e conteúdo de CaCO_3 e de COT nos sedimentos, demonstram valores mais baixos durante este período, com tendência de elevação somente a partir do final do EIM 3. Gonçalves & Leonhardt (2021) sugerem que há um viés na preservação destes indicadores no testemunho SIS 188. A preservação de COT nos sedimentos está mais relacionada com a geometria de massas de água de fundo, do que à deposição e à produtividade. Durante períodos em que a Água Intermediária Antártica predomina, como no EIM 3, há uma maior degradação da matéria orgânica devido à alta oxigenação característica dessa massa de água. Já o baixo número de cocólitos e conteúdo de CaCO_3 nos sedimentos está relacionado à sua diluição ocasionada pela alta taxa de sedimentação durante o EIM 3, possibilitada pela redução na velocidade da Corrente de Contorno Oeste Intermediária (Gonçalves & Leonhardt, 2021), uma corrente de fundo.

As curvas de número de cocólitos e teores de COT e CaCO₃ nos sedimentos demonstram uma elevação no final do EIM 3 que se amplia durante o EIM 2, enquanto a Razão N sofre uma leve diminuição (Figura 5). Além das abundâncias relativas das espécies dominantes (Figura 3), que pode ser sintetizada pela Razão N, as abundâncias das espécies subordinadas (Figura 4) ajudam a caracterizar o último glacial (neste registro, EIM 3 e EIM 2). *Coccolithus pelagicus* é uma espécie que apresenta afinidade com águas frias, ricas em nutrientes e principalmente, por uma coluna d'água misturada (Boeckel & Baumann, 2006), sendo um bom indicador de ressurgência. No testemunho SIS 188, essa espécie é mais importante entre 35,9 e 19,5 kyr, incluindo o UMG. Da mesma maneira, as espécies com afinidades a águas ricas em nutrientes - *Calcidiscus leptoporus* e *Helicosphaera* spp. - também demonstram maior relevância ao longo do último período glacial, se comparadas ao EIM 1 (Figura 4). Pereira et al. (2018) também encontraram evidências de alta produtividade para os EIM 3 e 2 ao estudar o testemunho GEOB2107-3 na Bacia de Pelotas, atribuída a maior ressurgência.

Além da influência dos ventos nordeste, outro fator que pode haver contribuído para o aumento da produtividade devido à intensificação da ressurgência de ACAS na região é a diminuição do nível do mar registrada durante os períodos glaciais, especialmente no EIM 2. No UMG, por exemplo, estima-se uma redução de 120 m no nível médio do mar (Mix et al., 2001), o que resultaria em uma completa exposição da plataforma continental na região de estudo, sobrepondo então os efeitos da ressurgência costeira e da ressurgência da quebra de plataforma.

Os processos de ressurgência, além de trazerem águas ricas em nutrientes para a superfície, também diminuem a temperatura das águas superficiais. Duque-Castaño et al. (2019) reconstruíram as paleotemperaturas (pTSM) para o testemunho SIS 188 através

da técnica do análogo moderno aplicada sobre a abundância relativa de foraminíferos planctônicos. As menores pTSM médias anuais foram encontradas durante o último período glacial (EIM 3 e EIM 2), encontrando seu mínimo durante o UMG, com temperatura anual média de aproximadamente 20°C. De acordo com Miranda (1985), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é caracterizada por um índice termohalino de 20°C e 36,2 de salinidade. Portanto, as temperaturas encontradas são compatíveis com a presença da ACAS em superfície, o que corroboraria a interpretação de que a ressurgência esteve fortalecida durante o último período glacial, aumentando a fertilização das águas superficiais e, por consequência, a produtividade primária.

Por outro lado, Pereira et al. (2018) encontraram um aumento nas pTSM durante o UMG (chegando a quase 23° C), acompanhado de queda na produtividade, no testemunho GEOB2107-3 na Bacia de Pelotas. Os autores atribuíram este padrão ao enfraquecimento da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC - *Atlantic meridional overturning circulation*) (que gera aquecimento no Atlântico Sul) e a máxima insolação para a latitude neste intervalo de tempo. No entanto, outros trabalhos realizados na Margem Continental Brasileira apontam uma queda de pTSM durante o UMG (e.g. Toledo et al., 2007), sendo um resultado esperado para este intervalo.

Ao final do EIM 2, durante o Evento Heinrich 1 (HS1), as abundâncias de *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera* spp. e *C. pelagicus* (Figura 4), relacionadas a um maior aporte de nutrientes, caem abruptamente. Além disso, há um aumento concomitante das abundâncias de *F. profunda* e *Umbilicosphaera* spp. *Umbilicosphaera* spp. tem sua distribuição associada a águas quentes e oligotróficas (Flores et al, 1999; Boeckel & Baumann, 2004), apontando para um abrandamento no processo de ressurgência durante o HS1 juntamente com *F. profunda*. Durante os eventos Heinrich, a AMOC é fortemente

desacelerada, interrompendo o transporte de calor para o Atlântico Norte, que é aprisionado no Sul. Além disso, a monção do Atlântico Sul é fortalecida (Strikis et al., 2015): ela carrega umidade da Amazônia para o sudeste do Brasil e para o Atlântico Sudoeste através da ZCAS, o que resulta em maior precipitação sobre a área de estudo. Tanto o aquecimento das águas quanto uma diminuição de salinidade pelo aumento de precipitação ampliam a estratificação e inibem a ressurgência. Estudos palinológicos em testemunhos marinhos na Bacia de Pelotas também demonstram mudanças relacionadas ao HS1, quando há uma expansão das florestas no continente possibilitada pelo aumento das chuvas e/ou pelo aumento da temperatura (Gu et al., 2018). Novamente, o registro do testemunho GEOB2107-3 (Pereira et al., 2018) apresenta tendência oposta à do SIS 188, com aumento da produtividade durante o HS1.

As séries temporais da Razão N, número de cocólitos e teores de COT e CaCO_3 nos sedimentos (Figura 5) apontam para alta produtividade primária no EIM 1. No entanto, este aumento não parece estar associado a uma expansão da ressurgência, já que *C. pelagicus* praticamente desaparece do registro durante a deglaciação e permanece com porcentagens muito baixas no Holoceno (Figura 4). Diversos trabalhos evidenciam o aumento da pTSM na região a partir do HS1 até o Holoceno (Chiessi et al., 2015; Pereira et al., 2018; Duque-Castaño et al., 2019). Este último trabalho, realizado no testemunho SIS 188, registrou pTSM média anual entre 23 e 24°C para o Holoceno, indicando uma massa de água diferente da ACAS e, conseqüentemente, o abrandamento do sistema de ressurgência na região. Dados apontam que o sistema de ressurgência sobre a plataforma continental na Bacia de Santos e Campos, ao norte da área de estudo, também sofreu atenuação e restrição nos últimos 20 mil anos (Portilho-Ramos et al., 2015; Lessa et al., 2019).

Na Bacia de Pelotas, uma acentuada queda na produtividade foi observada a partir do Holoceno no testemunho GEOB2107-3 (Pereira et al., 2018). Por outro lado, as porcentagens de *F. profunda* (Figura 3) e a Razão N (Figura 5) no testemunho SIS 188 indicam que não houve aprofundamento da nutriclina nesse período, apesar da atenuação na ressurgência. Os altos números de cocólitos e de teor de COT nos sedimentos também apontam o Holoceno inicial (o registro termina em 7,2 kyr) como o período de maior produtividade. Esta discrepância pode ser atribuída em parte à natureza dos proxies utilizados nos trabalhos. Enquanto no testemunho SIS 188 o principal proxy de produtividade é a Razão N de cocolitoforídeos, no GEOB2107-3 são utilizados foraminíferos planctônicos, que podem ser bastante influenciados pela temperatura. A espécie *Globigerina bulloides*, utilizada por Pereira et al. (2018) como um dos indicadores de águas ricas em nutrientes, também é geralmente mais abundante em ambientes frios subtropicais e transicionais (Toledo et al. 2008). Esta mesma preferência por baixas temperaturas ocorre com a espécie de cocolitoforídeo *C. pelagicus*. Na região estudada, muitas vezes baixas temperaturas e maior concentração de nutrientes ocorrem juntas nas águas superficiais, tornando difícil a interpretação individual destes parâmetros. No entanto, nem sempre a maior disponibilidade de nutrientes está associada a águas mais frias, como, por exemplo, na fertilização do oceano pela poeira atmosférica ou pelo influxo de sedimentos continentais, via influência fluvial ou regressões marinhas.

Leonhardt et al. (2013), estudando o testemunho KF13 no norte da Bacia de Campos (20°02'S 38°59'O), encontraram uma Razão N alta durante o UMG, mas que atingiu seu máximo durante a deglaciação. Como no testemunho SIS 188, a produtividade manteve-se alta até 6,5 kyr, diminuindo a partir daí. Os autores relacionaram este intervalo de alta produtividade com dinâmicas geoquímicas provocadas pela regressão

marinha durante o UMG. Filippelli et al. (2007) demonstraram que a redistribuição de fósforo da margem para o oceano profundo durante as regressões marinhas pode apresentar uma defasagem de 10-20 kyr entre os registros de produção de exportação baseados em fósforo e o nível do mar, fazendo com que o aumento máximo da produtividade seja percebido apenas durante a deglaciação. Esta é uma possível explicação para a alta produtividade encontrada no início do Holoceno no testemunho SIS 188.

CONCLUSÃO

O registro do testemunho SIS 188 demonstra que a produtividade esteve relacionada à insolação (com predominância do ciclo da precessão) e aos processos atmosféricos que influenciam a dinâmica oceânica. Durante o período glacial (EIM 3 e 2), a expansão do sistema de ressurgência na região do Cabo de Santa Marta, impulsionado pelos ventos de nordeste, tiveram um papel importante. Entretanto, há uma tendência substancial de elevação da produtividade durante o EIM 1, especialmente no Holoceno inicial, quando a ressurgência esteve atenuada. Este intervalo de alta produtividade pode estar relacionado com a redistribuição de fósforo causada pela regressão marinha do UMG.

AGRADECIMENTOS

As autoras agradecem à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo suporte financeiro e bolsa de doutorado que possibilitaram a execução deste trabalho (CAPES processo nº 88887.091729/2014-01). A primeira autora também é grata ao PPG em Oceanologia da FURG pela oportunidade.

Capítulo VII: Síntese da Discussão e Conclusões

A partir da análise micropaleontológica e geoquímica de um testemunho sedimentar marinho na margem continental sul-brasileira, pode-se fazer uma reconstrução paleoceanográfica regional. Esta é a primeira contribuição em que a discussão sobre paleoprodutividade aborda aspectos relacionados à dinâmica de fundo da Bacia de Pelotas, demonstrando a necessidade de que processos a *posteriori* também sejam considerados em estudos futuros realizados em ambientes sedimentares com dinâmica complexa. Além disso, a região estudada é uma área em que é possível realizar estudos em séries temporais com viés sazonal, devido à influência de processos atmosféricos intermitentes ligados à monção da América do Sul.

A alta correlação entre número de cocólitos por grama de sedimento e conteúdo de CaCO_3 indica que os cocolitoforídeos são importantes contribuintes no aporte de carbonato para o fundo na região. O mesmo pode-se dizer sobre o aporte de carbono orgânico, uma vez que esse esteve bem correlacionado com o conteúdo de carbonatos. Contudo, durante o EIM 3 a Razão N e o número de cocólitos nos sedimentos demonstram tendência oposta ao teor de COT, indicando que a deposição deste último não está sendo controlada pela produtividade durante esse período. Em períodos glaciais, a deposição do COT está mais relacionada à geometria das massas de água, do que necessariamente, ao aumento da produtividade.

Lopes *et al.* [2021] encontraram lentes de argila oxidada no testemunho SIS 249, correspondentes ao EIM 3. Os autores relacionam essa oxidação à maior influência da APAN. Entretanto, o testemunho SIS 249 foi recuperado a uma profundidade de 2091 m, ou seja, 577 m abaixo da profundidade de coleta do testemunho SIS 188. A massa d'água localizada a aproximadamente 1500 m na latitude de 27°S é a Água Circumpolar Superior (ACS). Essa massa de água é reconhecida por um máximo de fosfato e sílica e um mínimo de temperatura em uma profundidade de 1000 m na região equatorial, onde ocorre o seu limite máximo ao norte [Stramma & England 1999]. Apesar de fluir do Atlântico Sul para o Atlântico Norte assim como a AIA, essas duas massas de água possuem regiões de origem distintas. O mínimo de oxigênio associado à ACS está presente no Atlântico Sul, em forma de cunha, bordejando o máximo de oxigênio da AIA em sua parte inferior [Stramma & England 1999]. Comparada à APAN, esta é uma massa de água mais rica em nutrientes, porém mais pobre em oxigênio. Embora no Artigo 1 apresentado nesta tese a degradação da matéria orgânica tenha sido atribuída à influência da AIA, na realidade o testemunho SIS 188 encontra-se próximo ao limite entre a ACS e a APAN. Na região estudada, há maior influência da primeira, porém com alguma contribuição da segunda. É possível que durante parte do EIM 3, assim como visto por Lopes *et al.* [2021], haja pulsos de maior influência da APAN, já que este período é um intervalo glacial, mesmo que mais ameno que o EIM 2. Embora não haja registro de grande atenuação da AMOC para o EIM 3, sabe-se que esta sofreu alguma variação durante o período, o que possibilitaria uma ligeira superficialização da contribuição da APAN, que na latitude da área de estudo é, atualmente, ainda mais oxigenada do que a AIA, o que permitira uma maior deterioração da matéria orgânica.

A baixa quantidade de cocólitos registrada no EIM 3 deve-se ao efeito da diluição dos cocólitos nos sedimentos, uma vez que a taxa de sedimentação estava alta. A menor velocidade da corrente de fundo, demonstrada pelo baixo tamanho médio do silte, propicia o aumento nas taxas de sedimentação, e a correlação negativa encontrada para o número de cocólitos e tamanho médio do silte corrobora a interpretação de que a velocidade da corrente de fundo tem influência sobre a taxa de sedimentação.

As flutuações nas séries temporais do número de cocólitos e o teor de CaCO₃ nos sedimentos apresentam uma periodicidade significativa de aproximadamente 18 mil anos,

relacionada com a precessão, sugerindo a influência da insolação e dos processos atmosféricos sobre a produtividade na área de estudo. A correlação entre as variáveis Razão N, número de cocólitos, conteúdo de carbonato e COT nos sedimentos com as insolações mensais ao longo do tempo demonstram padrão similar ao atual (positiva durante primavera e início do verão e negativa no início do outono), também indicando influência da insolação, que age sobre os ventos que impulsionam a ressurgência. Entretanto, a Razão N demonstra um padrão diferente dos demais *proxies* de produtividade no EIM 3, sendo o único que não apresenta baixos valores neste intervalo, já que os conteúdos de CaCO₃, COT e número de cocólitos nos sedimentos apresentam vieses causados pelas águas de fundo. A alta produtividade indicada pela Razão N ocorre em intervalos que coincidem com momentos de maior influxo de poeira proveniente dos Andes apontado por Lopes *et al.* [2021] para o testemunho SIS 249, localizado em 30°S, próximo ao testemunho SIS 188.

Durante o EIM 2, os teores de CaCO₃, COT e número de cocólitos nos sedimentos aumentam. A espécie *Coccolithus pelagicus*, indicadora de ressurgência, está presente no EIM 3 e 2, incluindo o Último Máximo Glacial. Além da intensificação da ressurgência, a regressão marinha que ocorre durante os períodos glaciais parece ser importante na variação da produtividade, uma vez que a exposição da plataforma continental, acarreta em sobreposição dos processos de ressurgência costeira e de quebra de plataforma, dominada pela interação da CB com a topografia local. Durante o HS1, no final do EIM 2, ocorre uma queda notável na abundância das espécies adaptadas a ambientes eutróficos (*Calcidiscus leptoporus* e *Helicosphaera* spp.) e de *C. pelagicus*, concomitantemente ao aumento na abundância de *Umbilicosphaera* spp., que demonstram preferência por ambientes oligotróficos, e de *F. profunda*, apontando para um aumento na estratificação das águas superficiais. Durante os eventos Heinrich, a desaceleração da AMOC causa a diminuição do transporte de calor entre os Hemisférios, resultando em aumento da TSM no Hemisfério Sul. Além disso, há uma intensificação na monção da América do Sul, que carrega umidade para o Atlântico Sudoeste através da ZCAS, resultando em aumento da precipitação na região de estudo. Tanto o aumento da TSM, quanto a queda na salinidade devido à intensificação da precipitação, produzem o aumento da estratificação, inibindo a ressurgência durante esse período.

A partir do início do EIM 1, os *proxies* de produtividade (número de cocólitos, conteúdo de CaCO₃, COT e Razão N) demonstram a mesma tendência de elevação, indicando que este é o momento de maior produtividade no registro. Durante o EIM 1 sabe-se que a AMOC permanece vigorosa, fazendo com que a AIA esteja presente na região de estudo. Entretanto, durante o EIM 1, os valores de carbono orgânico são altos. O mesmo ocorre para a velocidade da corrente que aumenta segundo a curva de tamanho médio de silte, mas sem que ocorra diminuição no número de cocólitos e no aporte de carbonato. A falta dos efeitos esperados para os processos citados, indica que houve um aumento muito expressivo na multiplicação das populações de cocolitoforídeos. Esse aumento substancial na produtividade deve estar relacionado à redistribuição de fósforo da margem para o oceano profundo, já que esta pode sofrer defasagem entre a máxima produção durante a regressão marinha e a máxima exportação, fazendo com que o máximo da produtividade seja percebido apenas durante a deglaciação e início do Holoceno, no caso do testemunho SIS 188.

A razão entre o fluxo de carbono orgânico e o carbonato das águas marinhas superficiais para o fundo oceânico é uma das chaves para entender a variabilidade climática. No entanto, o efeito que uma mudança nessa razão teria no clima e o grau no qual ela pode mudar são ainda tema de debate. Tendo em vista a importância dos cocolitoforídeos para o ciclo do carbono, e conseqüentemente, para o clima, dentre as perspectivas futuras para o estudo destes organismos no sul da Margem Continental Brasileira, está investigar o seu papel específico no aporte de carbonato para o fundo marinho. Isso poderá ser descrito através de medições da massa de calcita de determinada espécie ou amostra, reduzida do total de carbonato e relacionada com o percentual de carbono orgânico. Fuertes *et al.* [2014] desenvolveram o software C-calcita que permite o cálculo da massa e volume da calcita em cocólitos a partir de fotografias feitas ao microscópio petrográfico. Reunindo essas variáveis, será possível avaliar a contribuição dos cocolitoforídeos na modulação do clima regional.

Capítulo VIII: Referências Bibliográficas

- Adkins JF (2013) The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography* 28:539–561. doi:10.1002/palo.20046.
- Anderson RF, Ali S, Bradtmiller LI, Nielsen SHH, Fleisher MQ, Anderson BE, Burckle LH (2009) Wind-Driven upwelling in the rise in Atmospheric CO₂. *Science* 323:1443–1448. doi:10.1126/science.1167441.
- Antunes RL (2007) Nanofósseis Calcários do Quaternário da Margem Continental Brasileira. *Série Ciência Técnica Petróleo* 21:76p.
- Asmus HE (1983) A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da Margem Continental Brasileira. In: *Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre 1:245-252.
- Asmus HE, Porto R (1972) Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia*. Belém 26: 67-90.
- Barros V, Gonzalez M, Liebmann B, Camilloni I (2000) Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual Summer rainfall variability in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology* 67:123-133.
- Bastos CC, Ferreira NJ (2008) Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. *Anais Do Congresso Brasileiro de Meteorologia* 612–619.
- Batista CMA (2015) Bacia de Pelotas. In: *Sumário geológico e setores em oferta da 13ª rodada de licitações Petróleo e Gás*. Agência Nacional do Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis. Brasil. 15p
- Baumann K, Bockel B, Frenz M (2004) Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. In: HR Thierstein *et al.* (eds.) *Coccolithophores*, Springer-Verlag p.367-402.

- Baumann KH, Saavedra-Pellitero M, Böckel B, Ott C (2016) Morphométrie, biogéographie et écologie des genres *Calcidiscus* et *Umbilicosphaera* dans l'Atlantique Sud. *Revue de Micropaleontologie*, 59: 239–251. doi: 10.1016/j.revmic.2016.03.001.
- Beaufort L, Van Der Kaars S, Bassinot FC, Moron V (2010) Past dynamics of the Australian monsoon: precession, phase and links to the global monsoon concept. *Climate of the Past* 6:695–706. doi: 10.5194/cp-6-695-2010
- Berger WH, Wefer G (1996) Central Themes of South Atlantic Circulation. In: Wefer G, Berger WH, Siedler G, Webb DJ (eds.) *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin chap.1:1-11.
- Bigg GR (2003) *The oceans and climate*. 2^a ed. Cambridge University Press, New York 273pp.
- Billard C, Inouye I (2004) What is new in coccolithophore biology? In: Thierstein, HR, Young JR (Eds.). *Coccolithophores: From molecular processes to global impact*. Berlin, Springer p.1-29.
- Boeckel B, Baumann K (2006) Coccolith distribution patterns in South Atlantic and Southern Ocean surface sediments in relation to environmental gradients, *Deep-Sea Research I* 53:1073–1099. doi: 10.1016/j.dsr.2005.11.006.
- Boeckel B, Baumann KH (2004) Distribution of coccoliths in surface sediments in the southeastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Marine Micropaleontology* 51: 301-320.
- Bohm E, Lippold J, Gutjahr M, Frank M, Blaser P, Antz B, Fohlmeister J, Frank N, Andersen MB, Deininger M (2015) Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature* 517:73–76. doi: 10.1038/nature14059.
- Bown P (1998) *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Chapman and Hall; Kluwer Academic. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-4902-0>
- Bralower TJ (2002) Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography* 17(2). <https://doi.org/10.1029/2001PA000662>
- Brandini F, Nogueira M, Simião M, Codina UCJ, Almeida NM (2014) Deep chlorophyll maximum and plankton community response to oceanic bottom intrusions on the continental shelf in the South Brazilian Bight. *Continental Shelf Research* 34:61–75. doi: 10.1016/j.csr.2013.08.002
- Cachão M, Moita MT (2000) *Coccolithus pelagicus*, a productivity Proxy related to moderate fronts off Western Iberia. *Marine Micropaleontology* 39: 131-155.
- Calliari, LJ (1998) Ambientes Costeiros e Marinheiros e sua Biota: Características Geomorfológicas. In: Seeliger, U, Odebrecht C, Castello, JP, (eds.), *Os Ecossistemas Costeiros Do Extremo Sul do Brasil*. Editora Ecocientia, Rio Grande. Chap.6.1:101-103.
- Campos EJD, Velhote D, Area TS (2000) Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters* 27:751–754.

- Campos PC, Möller OO, Piola AR, Palma ED (2013) Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118:1420–1433. doi: 10.1002/jgrc.20131
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2004) The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate* 17:88–108. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2
- Castro P, Huber ME (2012) Características químicas e físicas da água do mar e o oceano global. In: Castro P, Huber ME (eds.). *Biologia Marinha*, AMGH Editora Ltda., Porto Alegre, chap. 3: 40-63.
- Chiessi CM, Mulitza S, Mollenhauer G, Silva JB, Groeneveld J, Prange M (2015) Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. *Climate of the Past* 11:915–929. doi: 10.5194/cp-11-915-2015
- Curry WB, Oppo DW (2005) Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20:1–13. doi: 10.1029/2004PA001021.
- Dansgaard W, Johnsen SJ, Clausen HB, Dahl-Jensen D, Gundestrup N. S, Hammer CU, Hvidberg CS, Steffensen JP, Sveinbjörnsdóttir AE, Jouzel J, Bond G (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364:218–220. doi: 10.1038/364218a0
- Dias JL, Sad ARE, Fontana RL, Feijó FJ (1994) Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro 8:235-245.
- Duque-Castaño ML, Leonhardt A, Pivel MAG (2019) Morphometric analysis in the shells of the planktonic foraminifera *Orbulina universa*: A source for paleoceanographic information? *Brazilian Journal of Oceanography* 67:1–17. doi: 10.1590/S1679-87592019025206701
- Ferreira NS (1996) Zona de Convergência Intertropical. In: *Climanálise Especial*, Edição comemorativa de 10 anos. MCT/INPE-CPTEC.
- Filippelli GM, Latimer JC, Murray RW, Flores JA (2007) Productivity records from the Southern Ocean and the equatorial Pacific Ocean: Testing the glacial Shelf-Nutrient Hypothesis. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 54:2443–2452. doi: 10.1016/j.dsr2.2007.07.021
- Flores JÁ, Bárcena MA, Sierro FJ (2000) Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161:459–478. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00099-7.
- Flores JA, Gersonde R, Sierro FJ (1999) Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record. *Marine Micropaleontology* 37:1-22.

- Flores JÁ, Gersonde RR, Sierro FJ, Niebler HS (2000) Southern ocean pleistocene calcareous nanofossil events: Calibration with isotope and geomagnetic stratigraphies. *Marine Micropaleontology* 40:377–402. doi: 10.1016/S0377-8398(00)00047-5
- Flores JA, Marino M, Sierro FJ, Hodell DA, Charles CD (2003) Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): Paleooceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196:409–426. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00467-X.
- Fuertes MA, Flores JA, Sierro J (2014) The use of circularly polarized light for biometry, identification and estimation of mass of coccoliths. *Marine Micropaleontology*, 113: 44-55.
- Gonçalves JF, Leonhardt A (2016) Contribuição dos coccolitofóridos para o aporte de carbonato de cálcio durante o Último Máximo Glacial na Margem Continental Sul Brasileira. *Quaternary and Environmental Geosciences* 07(1-2):1–5. doi: 10.5380/abequa.v7i1-2.45705.
- Gonçalves JF, Leonhardt A (2021 no prelo) A Influência dos Processos de Fundo sobre um Registro Fóssil de Cocolitofóridos na Bacia de Pelotas. *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*.
- González-Silveira A, Santamaría del Angel E, Millán-Núñez R (2006) Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas Confluence and the La Plata Plume as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research* 111: C06010.
- Grimm AM (2003) The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate* 16: 263- 280.
- Grimm AM (2004) How do La Niña events disturb the Summer monsoon system in Brazil?. *Climate Dynamics* 22: 123-138.
- Gu F, Chiessi CM, Zonneveld KAF, Behling H (2018) Late Quaternary environmental dynamics inferred from marine sediment core GeoB6211-2 off southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 496:48–61. doi: 10.1016/j.palaeo.2018.01.015
- Hammer O, Harper DAT, Ryan PD (2001) Past: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4(9)http://palaeoelectronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Hay WW, Mohler HP, Roth PH, Schmidt RR, Boudreaux JE (1967) Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Transactions of the Gulf-Coast Association of Geological Societies* 17:428-480.
- Herdies DL, Silva A, Dias MAFS, Ferreira RN (2002) Moisture budget of the bimodal pattern of the Summer circulation over South America. *Journal of Geophysical Research* 107:(42)1-10.
- Hernández-Almeida I, Ausín B, Saavedra-Pellitero M, Baumann KH, Stoll HM (2019) Quantitative reconstruction of primary productivity in low latitudes during the last glacial

maximum and the mid-to-late Holocene from a global *Florisphaera profunda* calibration dataset. *Quaternary Science Reviews* 205:166–181. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.12.016.

Hernández-Molina FJ, Soto M, Piola AR, Tomasini J, Preu B, Thompson P, Badalini G, Creaser A, Violante RA, Morales E, Paterlini M, De Santa Ana H (2016) A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology* 378:333–349. doi: 10.1016/j.margeo.2015.10.008.

Horiba Instruments (2016) A guidebook to particle size analysis. Horiba Scientific 31 p.

IBGE (2010) Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais>>. Acesso em 20 jul. 2020 e 25 ago. 2020.

Jacobel AW, McManus JF, Anderson RF, Winckler G (2017) Climate-related response of dust flux to the central equatorial Pacific over the past 150 kyr. *Earth Planet Science Letters* 457:160–172. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.042>.

Jones C, Carvalho LMV (2002) Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate* 15:905–914. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2

Jorgetti T (2008) A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os Processos Oceânicos do Atlântico e do Pacífico. Tese. Universidade de São Paulo, São Paulo. 193p.

Kamptner E (1954) Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Archiv für Protistenkunde* 100:1-90.

Koch C, Young JR (2007) A simple weighing and dilution technique for determining absolute abundances of coccoliths from sediment samples. *Journal of Nannoplankton Research* 29:67–69.

Kohfeld KE, LE Quéré, C Harrison S.P, Anderson RF, (2005) Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial CO₂ Cycles. *Science*, 308: 74-78.

Laskar JP, Robutel F, Joutel M, Gastineau AC, M Correia, B Levrard (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 428:261-285. doi:10.1051/0004-6361:20041335

Leonhardt A, Toledo FAL, Coimbra JC (2015) The Mid-Brunhes Event in the Southwestern Atlantic Ocean: Coccolithophore Assemblages During the MIS 11-9. *Revista Brasileira de Paleontologia* 18:343-354.

Leonhardt A.; Toledo, F. A. L. & Coimbra, J. C (2013) The productivity history in the Southwestern Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130 kyr. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16:361–374. doi: 10.4072/rbp.2013.3.02

- Lessa DVO, Santos TP, Venancio IM, Albuquerque ALS (2017) Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change* 158:13–20. doi:10.1016/j.gloplacha.2017.09.006
- Lessa DVO, Santos TP, Venancio IM, Santarosa ACA, dos Santos Junior EC, Toledo FAL, Costa KB, Albuquerque ALS (2019) Eccentricity-induced expansions of Brazilian coastal upwelling zones. *Global and Planetary Change* 179:33–42. doi: 10.1016/j.gloplacha.2019.05.002
- Lisiecki LE, Stern JV (2016) Glacial Cycle. *Paleoceanography* 31:1368–1394. doi: 10.1002/2016PA003002.
- Loeblich AR Tappan H (1978) The coccolithophorid genus *Calcidiscus* Kamptner and its synonyms. *Journal of Paleontology* 52:1390-1392.
- Lohmann H (1902) Die Coccolithophoridae, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. *Archiv für Protistenkunde* 1:89-165.
- Lopes R P, Bonetti C, Silveira dos Santos G, Gomez Pivel MA, Petró SM, Caron F, Bonetti J (2021). Late Pleistocene sediment accumulation in the lower slope off the Rio Grande terrace, southern Brazilian Continental Margin. *Quaternary International* 571:97–116. doi: 10.1016/j.quaint.2020.12.022
- Loubere P, Sidlecki AS, Bradtmiller LI, (2007) Organic carbon and carbonate fluxes: link to climate change. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 54: 437-446.
- Mahiques MM, Sousa SHM, Burone L, Nagai RH, Silveira ICA, Figueira RCL, Soutelino RG, Ponsoni L, Klein DA (2011) Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). *Anais Da Academia Brasileira de Ciências* 83:817–834. doi: 10.1590/S0001-37652011005000028.
- Matsuzaki KMR, Eynaud F, Malaizé B, Grousset FE, Tisserand A, Rossignol L, Charlier K, Jullien E (2011) Paleoceanography of the Mauritanian margin during the last two climatic cycles: From planktonic foraminifera to African climate dynamics. *Marine Micropaleontology* 79:67–79. doi:10.1016/j.marmicro.2011.01.004
- Melguen M, Thiede J (1974) Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean). *Marine Geology* 17:341-353.
- Miranda LB (1985) Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. *Boletim Do Instituto Oceanográfico*, 33:105–119. doi: 10.1590/s0373-55241985000200002
- Mix AC, Bard E, Schneider R (2001) Environmental processes of the ice age : land, oceans , glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20:627-657.
- Molfino B, McIntyre A (1990) Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. *Science* 249:766–769. doi: 10.1126/science.249.4970.766.

- Mollenhauer G, Schneider RR, Jennerjahn T, Müller PJ, Wefer G (2004) Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: Its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Global and Planetary Change* 40:249–266. doi: 10.1016/j.gloplacha.2003.08.002.
- Mollenhauer G, Schneider RR, Müller PJ, Spieß V, Wefer G (2002) Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation. *Global Biogeochemical Cycles* 16:81-1-81–15. doi: 10.1029/2001gb001488.
- Möller OJR, Piola AR, Freitas AC, Campos EJD (2008) The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28: 1607-1624.
- Molnia BF (1974) A Rapid And Accurate Method For The Analysis Of Calcium Carbonate In Small Samples. *Journal of Sedimentary Petrology* 44(2):589–590.
- Moura de Gomes J L, Carolina A, Freitas V (2018) Alterações na Circulação de Hadley Regional e na Alta Subtropical do Atlântico Sul em um Cenário de Aquecimento Global. *Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 43:227–239. DOI http://doi.org/10.11137/2020_3_227_239 Resumo
- Murray G, Blackman VH (1898) On the nature of the Coccospheres and Rhabdospheres. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 190(1):427-441.
- Okada H, Honjo S (1973) The distribution of oceanic coccolithophores in the Pacific. *Deep Sea Research* 20:355-374.
- Olson DB, Podestá GP, Evans RH, Brown OB (1988) Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep Sea Research: Part A. Oceanographic Research Papers* 35:1971-1990.
- Paillard D, Labeyrie L, Yiou P, (1996) Macintosh program performs time-series analysis. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 77:379.
- Palma E D, Matano R P (2009) Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research* 29:1525–1534. doi: 10.1016/j.csr.2009.04.002
- Palma JJC (1984) Fisiografia da área oceânica. *Geologia do Brasil*. Brasília, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, 501p.
- Pereira LS, Arz HW, Pätzold J, Portilho-Ramos RC (2018) Productivity Evolution in the South Brazilian Bight During the Last 40,000 Years. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33:1339–1356. doi: 10.1029/2018PA003406.
- Peterson RR, Stramma L (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26:1–73.
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis J, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov V.Y, Lorius C, Pepin

- L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.
- Petró SM, Pivel MAG, Coimbra JC (2016) Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. *Quaternary and Environmental Geosciences* 7:14-25.
- Pichat S, Abouchami W, Galer SJG (2014) Lead isotopes in the eastern equatorial Pacific record quaternary migration of the south westerlies. *Earth Planet Science Letters* 388:293–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.035>.
- Pillar VD (1997) Multivariate exploratory analysis and randomization testing with MULTIV. *Coenoses* 12: 145-148.
- Portilho-Ramos R da C, Ferreira F, Calado L, Frontalini F, de 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. doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.11.003
- Quattrocchio ME, Borromei AM, Deschamps CM, Grill SC, Zavala CA (2008) Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene–Holocene, southern Pampa (Argentina): evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181:123–138.
- Ravelo AC, Fairbanks RG (1992) Oxygen Isotopic Composition of multiples species of planktonic foraminifera: records of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography* 7(6): 815–831.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Ramsey CB, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, Van der Plicht J (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon* 55: 1869–1887. doi: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.
- Robbins LL; Coble PG; Clayton TD; Cai WJ (2009). Ocean carbon and biogeochemistry scoping Workshop on terrestrial and coastal carbon fluxes in the Gulf of Mexico, St. Petersburg, FL, May 6-8, 2008. U.S. Geol. Survey Open-File Report 2009-1070, 46 pp.
- Rost B, Riebesell U (2004) Coccolithophore calcification and the biological pump: response to environmental changes. In: Thierstein HR, Young JR, (eds.), *Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, part.2: 99-124.
- Saraswati PK, Srinivasan MS (2015) Paleocyanography. In: Saraswati PK, Srinivasan MS (eds.). *Micropaleontology: Principles and Applications*, Springer-Verlag, Switzerland, chap. 13: 203-217.
- Schmid C, Siedler G, Zenk W (2000) Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 30: 3191–3211. doi:10.1175/1520-0485(2000)030<3191:DOIWCI>2.0.CO;2.

- Schneider T, Bischoff T, Haug GH (2014) Migration and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* 513: 45-53.
- Schulz M, Mudelsee M, (2002) REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences* 28:421–426. doi: 10.1016/S0098-3004(01)00044-9
- Silveira ICA, Schmidt ACK, Campos EJD, Godoi SS, Ikeda Y (2000) A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia* 48(2): 171-183.
- Stow DA., Faugères JC, Howe JA, Pudsey CJ, Viana AR (2002) Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs*, 22(1), pp 7-20.
- Stramma L, Peterson RG (1989) Geostrophic Transport in the Benguela Current Region. *Journal of Physical Oceanography* 19: 1440-1448.
- Stramma L, England M (1999) On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104(C9):20,863-20,883.
- Stuiver M., Reimer PJ (1993) Extended ¹⁴C data base and revised Calib 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Talley LD (1996). Antarctic intermediate water in the South Atlantic. In: Wefer G, Berger WH, Siedle, G, Webb D, (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 219–238.
- Toledo FAL, Costa KB Pível MAG (2007) Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change* 57: 383–395.
- Toledo FAL, Costa KB, Pível MAG, Campos EJD (2008) Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminífera. *Revista Brasileira de Paleontologia* 11: 169-178.
- Van Andel TH; Thiede J; Sclater, JG, Hay WW (1977) Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. *The Journal of geology* 85(6): 651-698.
- Wainer I, Taschetto AS (2006) Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do Programa REVIZEE. In: Rossi-Wongtschowski CLB, Madureira LSP (Eds). *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*. Editora Universidade de São Paulo, São Paulo 1: 121-160.
- Wefer G, Berger WH, Bijma J, Fischer G (1999) Clues to ocean history: A brief overview of proxies. In: Fischer G, Wefer G, (eds.) *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, chap. 1: 1
- Westbroek P, Brown CW, Van Bleijswijk J, Brownlee C, Brummer GJ, Conte M, Egge J, Fernández E, Jordan R, Knappertsbusch M (1993). A model system approach to biological climate forcing. The example of *Emiliania huxleyi*. *Global and Planetary Change* 8(1-2): 27-46. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(93\)90061-R](https://doi.org/10.1016/0921-8181(93)90061-R)

- Winter A, Jordan RW, Roth PH (1994) Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: A. Winter & W. G. Siesser (Eds.), Coccolithophores. Cambridge University Press: 37.
- Young JR, Davis AS, Bown PR, Mann S (1999) Coccolith Ultrastructure and Biomineralisation. *Journal of Structural Biology* 126:195-215.
- Young, JR (1994) Functions of coccoliths. In: Winter A, Siesser WG, (eds.) Coccolithophores. Cambridge University Press, Cambridge, chap.5: 63-82.
- Young, JR; Bown PR, Lees JA (2020). Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Disponível em: <<http://www.mikrotax.org/Nannotax3>>. Acesso em 19 ago. 2020.
- Zárate M (2003) Loess of southern South America. *Quaternary Science Review* 22:1987-2006.
- Zenk W, Hogg N (1996) Warming Trend in Antarctic Bottom Water flowing into the Brazil Basin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 43:1461-1473.