

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**Reconstituição paleoambiental no sul do
Brasil durante um intervalo glacial:
ambientes continental e oceânico**

Andréia Souza Pereira de Ávila

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

Orientador: *Profa. Dra.* Adriana Leonhardt
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Co-orientador: *Dra.* Débora Diniz
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Julho, 2019

Reconstituição paleoambiental no sul do Brasil durante um intervalo glacial: ambientes continental e oceânico

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

Por

Andréia Souza Pereira de Avila

Rio Grande, RS, Brasil

Julho, 2019

© A cópia parcial e a citação de trechos desta dissertação são permitidas sobre 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.

AVILA, Andreia

Reconstituição paleoambiental no sul do Brasil, durante um intervalo glacial: ambientes continental e oceânico/Andréia Avila – Rio Grande: FURG, 2019.
Número de paginas: 78p.

Dissertação – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Geologia Marinha e Costeira.

1. Palinologia 2. Pleistoceno 3. Paleoclimatologia.

I. Reconstrução paleoambiental no sul do Brasil, durante um intervalo glacial: ambientes continental e oceânico.

Índice

Agradecimentos	2
Resumo	8
Abstract	10
Prefácio	11
Capítulo I: Introdução	13
1.1. Paleopalinologia.....	14
1.2. O Quaternário e estudos paleopalinológicos em regiões costeiras e oceânicas no Brasil.....	17
Capítulo II: Objetivos	24
2.1. Objetivo geral.....	24
2.2. Objetivos específicos	24
Capítulo III: Área de estudo	25
3.1. Contexto Geológico	25
3.2. Contexto Oceanográfico e Climático	32
Capítulo IV: Material e Métodos	37
4.1. Processamento químico palinológico	39
4.2. Análise palinológica	39
4.3. Análise de Matéria Orgânica.....	41
4.4. Modelo de idade	42
Capítulo V: Artigo Científico	44
Capítulo VI: Síntese da Discussão e Conclusões	59
Referências Bibliográficas	67

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a minha orientadora Adriana Leonhardt e a minha co-orientadora Débora Diniz por toda a dedicação, paciência, entusiasmo e amizade. Obrigada por me ensinarem, desde 2014, a fazer ciência sempre com seriedade, comprometimento e amor. Agradeço imensamente a oportunidade de conviver com vocês e a toda a compreensão, principalmente, em relação a questões pessoais.

A CAPES e ao Programa de Pós Graduação em Oceanologia (PPGO) pela concessão da bolsa que possibilitou a realização deste trabalho e ao projeto IODP/CAPES (88887.091729/2014-01) pelo apoio financeiro.

Agradeço a banca examinadora Prof. Dr. Ingrid Horák Terra, Prof. Dr. Felipe García Rodriguez e Prof. Dr. Paula Dentzien-Dias Francischini pela disponibilidade em avaliar este trabalho e pelas sugestões apresentadas.

A todos os professores do PPGO por todo o conhecimento compartilhado e por possibilitarem a minha formação como mestre.

A todos os funcionários e colegas do LOG e do Laboratório de Paleoceanografia e Palinologia que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial, Débora, Paula, Lelo e Elisa, obrigada pelos conselhos e pelas muitas conversas de corredor que ajudavam a melhorar os dias mais cinzentos. Obrigada também a Laura, por me ensinar e auxiliar na identificação de foraminíferos. A Ju, Sílvia e Mônica minha gratidão pela amizade, pelo apoio e pela grande parceria criada!

Um agradecimento especial a minha família, que sempre me apoiou em todos os momentos: Meus pais Maiza e Oldraci, por todo amor e cuidado, vocês são meu porto seguro! Obrigada mãe, por todos os dias de "babá" cuidando do nosso pequeno com todo o amor para que eu pudesse concluir mais essa etapa. Ao meu irmão Artur e minha cunhada Sabrina pela amizade, pelas conversas e pelo apoio de sempre.

Agradeço imensamente ao meu namorado Willian, por todo amor, apoio, carinho, compreensão e acima de tudo companheirismo durante mais essa jornada! E ao Heitor, nosso filho, por encher nossos dias de alegria e me dar ainda mais força para ir adiante.

Todos vocês são parte de tudo o que eu sou hoje, obrigada!

Lista de Figuras

Figura 1. Ambientes deposicionais de palinomorfos.	15
Figura 2. Detalhes de posicionamento e deposição de sedimentos provenientes do Rio da Prata de 50 ky BP até o presente.....	21
Figura 3. Mapa de localização da Bacia de Pelotas	26
Figura 4. Esquema da seção geológica das bacias da margem continental leste brasileira	27
Figura 5. Supersequências deposicionais da Bacia de Pelotas	28
Figura 6. Sistemas deposicionais quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul	31
Figura 7. Morfologia e sedimentos da plataforma continental.	32
Figura 8. Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul acima de 100m.....	34
Figura 9. Região do megadeslizamento e a localização do testemunho REG 972	38
Figura 10. Fotografias do testemunho REG 972.	38
Figura 11. Assinatura isotópica durante períodos glaciais e interglaciais.....	43
Figura 12. Figura esquemática resumindo as principais conclusões.....	66

Artigo Científico

Figure 1: Ocean circulation scheme for the Southwest Atlantic, water masses and location of the analyzed core.....	49
Figure 2: Age model.....	53
Figure 3: Pollen concentration summary diagram.....	53
Figure 4: Pollen percentage summary diagram.....	54

Figure 5: Pollen percentage diagram of the main taxa found in REG 972.....**55**

Figure 6: Organic Matter sediment content, sea level variation.....**56**

Lista de Equações

Equação 1: Cálculo de concentração de palinomorfos para cada amostra.....	40
Equação 2: Cálculo de Matéria Orgânica por ignição.	41
Equação 3: Cálculo de Carbono Inorgânico por ignição.	41

Lista de Tabelas

Artigo Científico

Table 1. $\delta^{18}\text{O}$ data obtained from *Uvigerina* sp. tests from core REG 972..... **52**

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

- AT** – Água Tropical.
ACAS – Água Central do Atlântico Sul.
ASAP – Água Subantártica de Plataforma.
ASTP – Água Subtropical de Plataforma.

B

- BC** – Brazil Current.
BMC – Brazil-Malvinas Confluence.

C

- CB** – Corrente do Brasil.
CBM – Confluência Brasil-Malvinas.
CI – Carbono Inorgânico.
CNB – Corrente Norte do Brasil.
CSE – Corrente Sul Equatorial.
CM – Corrente das Malvinas.

E

- EIM** – Estágio Isotópico Marinho.
ENSO – El Niño de Oscilação Sul.

F

- FSTP** – Frente Subtropical de Plataforma.

I

- IC** – Inorganic Carbon.

L

- LGM** – Last Glacial Maximum.

M

- MIS** – Marine Isotopic Stage.
MC – Malvinas Current.

- MO** – Matéria Orgânica.
MSL – Mean Sea Level.

P

- PRP** – Pluma do Rio da Prata.
PZ – Palinozona.

S

- SACW** - South Atlantic Central Water.
SEC – South Equatorial Current.
STSW – Subtropical Shelf Water.
STSF – Subtropical Shelf Front.

T

- TW** – Tropical Water.

Z

- ZCIT** – Zona de Convergência Intertropical.

Resumo

O estudo de palinomorfos é uma importante ferramenta muito aplicada para melhor compreender mudanças climáticas e ambientais no passado. No Brasil, estudos paleopalinológicos em ambiente marinho têm sido cada vez mais desenvolvidos, porém em sua grande maioria abrange apenas o período a partir do Último Máximo Glacial até o presente. Sendo assim, o presente trabalho tem um caráter inédito para a região de estudo uma vez que abrange um período de tempo mais antigo do que os já estudados até o momento. O objetivo deste trabalho foi determinar as mudanças paleoclimáticas e paleoambientais na porção sul do Cone do Rio Grande, sul do Brasil durante parte do Pleistoceno tardio (66,5 – 47 mil anos atrás), além de reconstituir a história de deposição sedimentar do Cone. Dezenove amostras foram coletadas no testemunho REG 972. Sempre que possível, 300 grãos de polen e esporos foram contados por amostra. As análises de matéria orgânica foram realizadas por ignição. O modelo de idade foi estabelecido a partir de análises de $\delta^{18}\text{O}$ analisados em testas de foraminíferos bentônicos. O intervalo estudado foi dividido em duas palinozonas (PZ) de desenvolvimento paleoambiental: PZ I (66,5-53,5 mil anos), que foi subdividida em PZ Ia (66,5-64,5 mil anos) e PZ Ib (64,5-53,5 mil anos) e PZ II (53,5-47 mil anos). A PZ Ia é caracterizada por condições secas e dominância de campos (Poaceae) e marismas (Cyperaceae e Amaranthaceae-Chenopodiaceae). A PZ Ib apresenta aumento pontual de Briophyta e Pteridophyta, além de *Araucaria angustifolia*, *Arecaceae* e *Alchornea triplinervia*, o que provavelmente está relacionado com o início do EIM 3. Na PZ II, as condições mais quentes e úmidas persistem e as florestas de galeria apresentam uma expansão na planície costeira. A presença de algas de água doce ao longo de todo o registro indica que a formação sedimentar do Cone do Rio Grande, apesar de ocorrer sempre em ambiente marinho, deu-se sob grande influência do aporte terrígeno. Os dados de Matéria Orgânica variaram juntamente com o nível médio do mar. A partir destes dados e dos dados de dinoflagelados pode-se concluir que a PZ I contém o período de menor produtividade, enquanto na PZ II houve um aumento de produtividade devido, provavelmente, a uma maior influência da

Água Subantártica de Plataforma, trazendo águas mais frias e ricas em nutrientes para a região.

Palavras-chave: Palinologia, Água Subantártica de Plataforma, Cone do Rio Grande, Estágio Isotópico Marinho 4, Estágio Isotópico Marinho 2.

Abstract

Palynological studies are an important tool extensively applied to better understand the climatic and environmental changes in the past. In Brazil, paleopalynological studies in marine environment have been increasingly developed, but mostly covering only the period from the Last Maximum Glacial to the present. Therefore, this work has an unpublished character for the study region, since it covers an older period of time than those already studied until the moment. This work aimed to determine the paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the southern portion of the Rio Grande Cone, southern Brazil during part of the Late Pleistocene (66.5 – 47 kyr BP), besides reconstitute the history of sedimentary deposition of the Cone. Nineteen samples were collected in the REG 972 core. Whenever possible, 300 pollen grains and spores were counted by sample. Organic matter (OM) content was measured with the ignition technique. The age model was established according to ^{18}O isotopes analyzes in benthic foraminiferal tests. The studied interval was divided in paleoenvironmental development palynozones (PZ). PZ I (66.5 – 53.5 kyr), which has been subdivided into PZ Ia (66.5 – 64.5 kyr) and PZ Ib (64.5 – 53.5 kyr) and PZ II (53.5 – 47 kyr). PZ Ia was characterized by dryer conditions, with fields (Poaceae) and salt marshes (Cyperaceae and Amaranthaceae-Chenopodiaceae) dominance. PZ Ib shown a punctual increase of Bryophyta, Pteridophyta, *Araucaria angustifolia*, Arecaceae and *Alchornea triplinervia*, that may be related to the beginning of MIS 3. In PZ II, the persistent humid and warm conditions allowed the gallery forest to expand in the coastal plain. The presence of freshwater algae throughout the record indicates that the sedimentary formation of the Rio Grande Cone, although always occurring in the marine environment, was under the great influence of the terrestrial input. The data on Organic Matter content varied with sea level changes. These data and the dinoflagellate data point to a period of low productivity during PZ I, and a period of higher productivity in PZ II, probable due the Subantarctic Shelf Water greater influence, bringing cold and nutrient-rich waters to the region.

Keywords: Palynology, Subantarctic Shelf Water, Rio Grande Cone, Marine Isotopic Stage 4, Marine Isotopic Stage 3.

Prefácio

As oscilações do Nível Médio do Mar, decorrentes principalmente de variações eustáticas a partir de mudanças climáticas, são de fundamental importância na evolução paleoambiental de ambientes aquáticos e terrestres. A região sul brasileira é extremamente influenciada por essas oscilações. [Villwock & Tomazelli 1995, Tomazelli *et al.* 2000]. Estudos paleopalinológicos em testemunhos marinhos são uma excelente ferramenta para entender a evolução paleoambiental e paleoclimática de uma região ao longo do período de tempo estudado, bem como os processos e condições atuantes no paleoambiente deposicional e, permitem realizar interpretações sobre as condições oceanográficas ocorrentes.

Estudos paleopalinológicos em testemunhos marinhos têm sido realizados na região sul brasileira (estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul). Estes trabalhos abrangem, principalmente, a evolução paleoambiental a partir do Último Máximo Glacial (23 – 19 ky BP). O trabalho de Gu *et al.* [2017], desenvolvido na região oceânica adjacente ao estado de Santa Catarina, é o que abrange um período de tempo mais antigo (73,5 mil anos atrás até o presente).

Tendo em vista este cenário, a motivação para o desenvolvimento deste trabalho é ampliar o leque de conhecimentos sobre o desenvolvimento paleoambiental e paleoclimática na região sul brasileira, mais especificamente na região costeira e oceânica do estado do Rio Grande do Sul, para um período de tempo mais antigo dos que os já estudados até o momento [Lorscheitter & Romero 1985, Diniz & Medeanic 2012, Gu *et al.* 2018].

Capítulo I: Introdução

Ao longo da história geológica da Terra ocorreram diversas mudanças climáticas e ambientais que são de extrema importância para a formação e configuração do planeta assim como o conhecemos atualmente. Para que possamos reconhecer e entender tais mudanças faz-se necessário estudar os processos pretéritos que atuaram nas mesmas, para que assim consigamos entender o presente e modelar o futuro. As variações do clima que ocorreram ao longo do tempo vêm se tornando cada vez mais importantes justamente por auxiliarem na compreensão das mudanças atuais.

Diversas ferramentas podem ser empregadas para entender a história evolutiva da Terra. Por meio de estudos fossilíferos podemos investigar os processos que ocorreram no passado, bem como as diversas configurações paleogeográficas já existentes e, principalmente, o registro da vida [Cassab 2010]. Todas as espécies modificam o meio onde vivem e deixam sua história gravada em depósitos de rochas sedimentares, desde o surgimento da vida até o presente. A partir destes registros podemos reconstituir os mais diversos ambientes encontrados no passado da Terra.

A partir da década de 1970, diversos estudos começaram a ser realizados para entender quais os fatores que mais influenciam na mudança dos padrões climáticos [Newman *et al.* 1973, Kennett e Shackleton 1975, Berrio *et al.*, 2000]. Entre as ferramentas utilizadas, podemos destacar as de medição direta, baseadas em dados instrumentais (temperatura, pressão e salinidade) e as indiretas, baseadas no registro geológico [Traverse 2007]. Dentro dos métodos indiretos está o estudo de microfósseis de parede inorgânica (calcária, silicosa) ou de parede orgânica (palinomorfos), que são extremamente úteis por serem encontrados em abundâncias nas rochas e/ou nos sedimentos e solos, e permitirem uma reconstituição bioestratigráfica e paleoambiental [Antunes & Melo, 2001, Salgado-Labouriau, 2007].

1.1. Paleopalinologia

A paleopalinologia é um ramo da palinologia que estuda os mais diversos microfósseis de composição orgânica, principalmente: grãos de polen e esporos (indicadores exclusivamente terrestres), cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos (indicadores exclusivamente marinhos), escolecodontes, acritarcos, fungos, algas, e matéria orgânica particulada e amorfa. É uma excelente ferramenta para entender as variações climáticas e ambientais ocorridas no passado, pois permite reconstruir com grande fidelidade os tipos de paleopaisagem e paleovegetação, cujo desenvolvimento está estritamente ligado às mudanças nos padrões climáticos [Salgado-Labouriau 2007, Traverse 2007, Ybert *et al.* 2012].

Os palinomorfos apresentam a vantagem de serem encontrados em todos os ambientes deposicionais, desde o ambiente continental até o oceano profundo. A figura 1 esquematiza as superfícies deposicionais de uma bacia

sedimentar, apresentando os ambientes terrestre, transicional e marinho. Pode-se observar que os palinórfos encontram-se nos três ambientes, apenas variando de acordo com a sua abundância relativa (abundantes a raros) dependendo do grupo de palinórfos em questão e do ambiente deposicional.

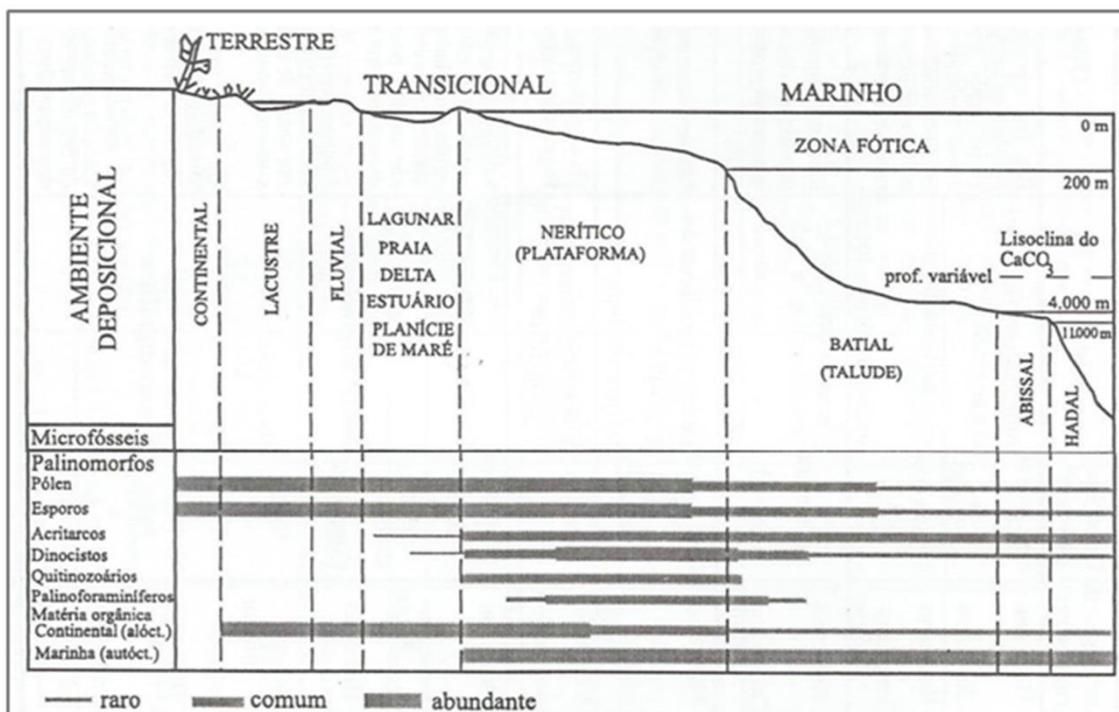


Figura 1. Ambientes deposicionais de palinórfos. Adaptada de Antunes & Melo [2001].

Outro aspecto positivo na utilização de palinórfos é que sua evolução é considerada rápida dentro da escala geológica, fazendo com que as características morfológicas estejam atreladas a curtos períodos de tempo, tornando-se úteis para estudos paleogeográficos, estratigráficos e paleoambientais [Salgado-Labouriau 2007, Traverse 2007].

Quando aplicados a estudos paleoecológicos, os palinórfos mostram grande eficácia por permitirem determinar a origem dos sedimentos e os processos que atuaram no momento da formação do depósito sedimentar [Traverse 2007]. Fornecem ainda informações sobre as variações do Nível Médio do Mar (NMM) (eventos de transgressão e regressão marinha) e

possibilitam o entendimento das condições e forçantes que atuaram no paleoambiente [Werneck & Lorscheitter 2001, Medeanic *et al.* 2010, Correa-Metrio 2012]. Para identificar os eventos transgressivos e regressivos faz-se uma correlação entre a ocorrência de palinórfos marinhos e eventos de transgressão e de palinórfos terrestres com eventos de regressão marinha.

Estudos paleopalínológicos em testemunhos marinhos e/ou costeiros realizados ao redor do mundo permitiram diversas interpretações sobre as condições paleoambientais e paleoclimáticas [Boessenkool *et al.* 2001, Hooghiemstra *et al.* 2006, Dai & Weng 2015, Li *et al.* 2017]. A partir da correlação entre os palinórfos terrestres e marinhos foi possível inferir que na região oceânica do sudoeste de Portugal os dois principais eventos de resfriamento observados no registro estão relacionados com os eventos Heinrich 1 e com o *Younger-Dryas*. Estas inferências são confirmadas pela expansão da vegetação de espete, tolerante à aridez, que ocorre no início dos eventos de resfriamento [Boessenkool *et al.* 2001]. Hooghiemstra *et al.* [2006] observaram que a mudança nos padrões dos ventos alísios na costa sudeste africana está refletida diretamente nas migrações latitudinais de cinturões de vegetação e nas mudanças nos registros de influxo polínico.

Li *et al.* [2017] demonstraram através da relação entre a taxa de sedimentação e as concentrações de palinórfos terrestres que a dispersão de grãos de polen e esporos era dominada pelo transporte aquático antes de 6.300 anos e a partir deste momento passou a ser dominado pela ação eólica no Mar da China Meridional. O momento desta mudança corresponde ao aumento do NMM na região. A maior ocorrência de palinórfos herbáceos foi associada ao desenvolvimento de pastagens na plataforma continental exposta

em períodos de NMM mais baixo. Já os aumentos de esporos de samambaias juntamente com a diminuição de palinórfos marinhos, foram observados durante o intervalo de aumento do NMM.

Mourelle *et al.* [2015] reportaram uma vegetação típica de um clima mais úmido para o Holoceno Tardio na Bacia da Lagoa Mirim, Uruguai. Os autores relacionaram estes resultados com um aumento da amplitude dos eventos El Niño de Oscilação Sul (ENSO) nos últimos 2 mil anos, levando a um aumento na precipitação.

Mourelle *et al.* [2018], através de um testemunho coletado no cinturão de lama do Rio da Prata, descreveram a paleovegetação na região, bem como correlacionaram a mesma com eventos climáticos nos últimos 1000 anos. As variações encontradas pelos autores entre algas de água doce e indicadores marinhos indicam flutuações entre a influência da descarga fluvial e da Água Subtropical de Plataforma (ASTP) para a região. Os autores observaram que estas variações estavam correlacionadas com a Anomalia Climática Medieval e com a Pequena Idade do Gelo, quando o Sistema de Monções da América do Sul era enfraquecido e fortalecido, respectivamente, resultando em menor e maior input fluvial para a plataforma.

1.2. O Quaternário e estudos paleopalinológicos em regiões costeiras e oceânicas no Brasil

O período Quaternário é marcado por diversas oscilações do NMM decorrentes de mudanças climáticas que atuaram ativamente na evolução paleoambiental dos sistemas costeiros, além de terem significativa influência na formação sedimentar litorânea [Villwock & Tomazelli 1995, Weiler 1998]. Essas mudanças climáticas são resultados da alternância entre eventos glaciais

e interglaciais, onde a variação na cobertura de gelo em altas latitudes influencia o NMM [Suguio *et al.* 1985].

Há aproximadamente 2,5 milhões de anos um desses eventos glaciais caracterizou o início do Pleistoceno. Este período foi marcado por oscilações entre condições climáticas úmidas e semiáridas em regiões tropicais e subtropicais, que correspondem aos períodos glaciais e interglaciais [Leão 2007]. O Pleistoceno pode ser subdividido em quatro estágios: Gelasian (2,5 – 1,8 milhões de anos), Calabrian (1,8 milhões de anos à 781 mil anos), Pleistoceno Médio ou Chilianian (781 – 126 mil anos) e Pleistoceno tardio (126 à 11,7 mil anos) [Cohen *et al.* 2018].

O paleoclima do Pleistoceno médio e tardio é caracterizado por estes ciclos glaciais e interglaciais, onde a duração dos períodos glaciais era de aproximadamente 100 mil anos e os períodos interglaciais mais curtos, em torno de 10-20 mil anos. Estes ciclos estão muito bem relacionados com o conteúdo relativo de isótopos de oxigênio. A proporção entre ^{16}O e ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$) na água do mar se modifica ao longo do tempo, caracterizando os chamados Estágios Isotópicos Marinhos (EIM), que correspondem a momentos com diferentes condições de clima e temperatura [Rabassa & Ponce 2016].

Dentro do Pleistoceno tardio podemos encontrar diversos Estágios Isotópicos Marinhos, entre eles os EIM 4 (71 a 57 mil anos) e EIM 3 (57 a 29 mil anos). O EIM 4 é frio, considerado um *stadial* enquanto o EIM 3 é considerado um *interstadial*. Apesar de ser considerado um glacial, o EIM 3 foi um período de insolação moderada, contrastando com o EIM 4, e apresentou condições climáticas mais amenas e com reduzida cobertura de gelo [Uriarte-Cantolla 2003].

Os EIM 4 e 3 foram períodos com climatologia muito complexa e fortes variabilidades, com eventos frios (Eventos Heinrich) seguidos por eventos quentes (Eventos Dansgaard-Oeschger ou D-O) no Hemisfério Norte [Heinrich 1988, Uriarte-Cantolla 2003, Labeyrie et al 2007]. No Hemisfério Sul, observa-se o efeito contrário [Van Meerbeeck *et al.* 2009, González & Dupont 2009]. Durante os EIM 4 e EIM 3, o nível médio do mar global estava entre 90 e 60 m abaixo do nível atual [Rabassa & Ponce 2016].

No Brasil, trabalhos palinológicos com ênfase em ambientes costeiros e/ou marinhos vêm sendo desenvolvidos nos últimos anos para melhor entender a evolução paleoclimática e paleoambiental da região [Behling *et al.* 2000, Medeanic *et al.* 2007, Gu *et al.* 2017, Gu *et al.* 2018]. Períodos de maior precipitação no Nordeste brasileiro foram identificados por Behling *et al.* [2000] a partir do aumento da concentração de palinómorfs terrestres (especialmente samambaias) durante curtos intervalos de tempo. O tempo de duração e a amplitude desses eventos são compatíveis com os ciclos D/O e Heinrich bem conhecidos no Atlântico Norte, sugerindo uma conexão inter-hemisférios do sistema climático.

Mourelle *et al* [2018a] reuniram levantamentos palinológicos atuais da região de campos do Rio Grande do Sul e Uruguai, bem como estudos palinológicos em sedimentos reconstruindo a história vegetacional destas unidades fitogeográficas durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno. Os autores puderam concluir que as mudanças na vegetação ocorreram tanto por fatores abióticos (mudanças no Nível Médio do Mar e condições climáticas) quanto bióticos (intervenção antrópica).

Na planície costeira sul brasileira, estudos tem mostrado a relação entre o desenvolvimento da vegetação e eventos transgressivos-regressivos marinhos durante o Quaternário. Na porção norte da planície costeira do Rio Grande do Sul foram encontradas evidências da última transgressão marinha em 5 mil anos [Cordeiro & Lorscheitter 1994, Lorscheitter & Dillenburg 1998, Medeanic *et al.* 2001, Werneck & Lorscheitter 2001, Medeanic *et al.* 2003] com um possível aumento de pluviosidade [Medeanic *et al.* 2003].

Na costa sul do Brasil, a plataforma continental está sob influência de grandes aportes fluviais. O mais relevante é proveniente do Rio da Prata, uma vez que o mesmo aporta para a região oceânica adjacente, em média, 23.000 m³/s de água doce e, como consequência do predomínio dos ventos de sudoeste, a Pluma do Rio da Prata (PRP), em períodos de vazante, durante o inverno austral, pode atingir até 26° S [Piola *et al.* 2000].

Além da influência fluvial proveniente do Rio da Prata há ainda o aporte da Lagoa dos Patos [Vaz *et al.* 2006]. Em períodos pretéritos esta drenagem fluvial ocorria por paleo-canais que recobriam a plataforma continental em fases de NMM mais baixo [Calliari 1984, Abreu & Calliari 2005]. O paleo-canal do Rio da Prata cortava a plataforma e depositava seus sedimentos diretamente na região de talude, levando assim a formação de depocentros sedimentares na região, como o Cone do Rio Grande [Lantzsch *et al.* 2014] (Fig. 2).

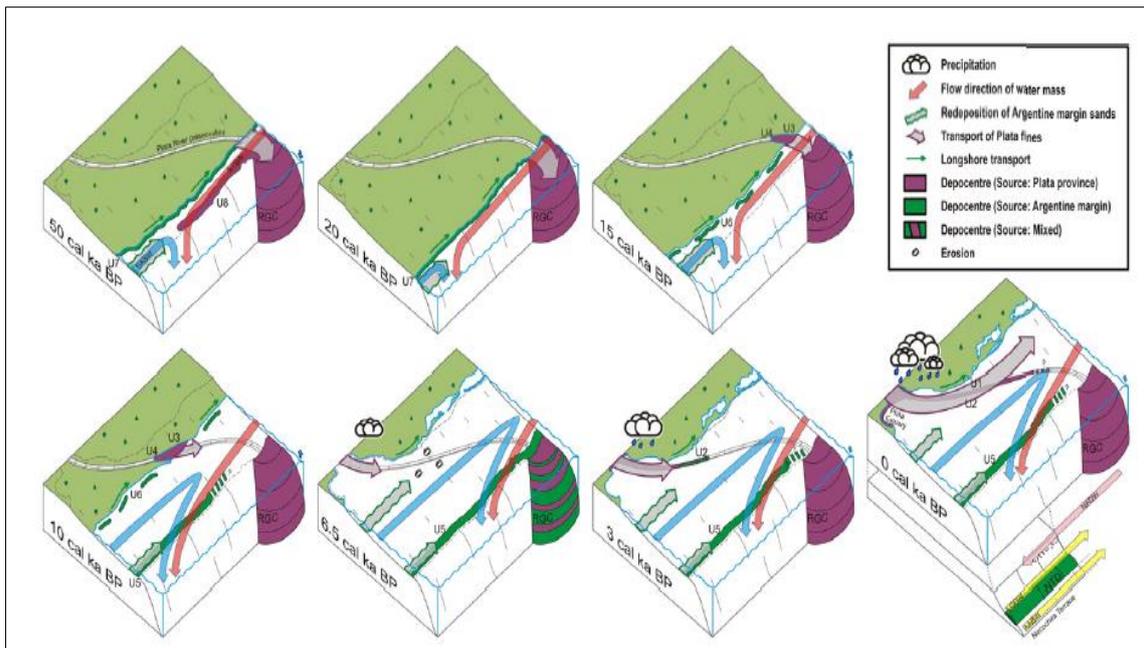


Figura 2. Detalhes de posicionamento e deposição de sedimentos provenientes do Rio da Prata de 50 ky BP até o presente [Lantzsich *et al.* 2014].

Os estudos palinológicos em testemunhos marinhos ajudam a descrever esta influência continental ao longo do tempo e a inferir sobre as condições climáticas que predominavam na região.

Neste sentido, Gu *et al.* [2017] observaram que o aporte de nutrientes da região oceânica do estado de Santa Catarina dava-se principalmente devido ao aporte do Rio da Prata e em parte pelo Rio Itajaí. Além disso, as mudanças nas assembleias de palinóforos continentais e marinho ocorreram em um ritmo similar, o que mostra a forte relação entre as mudanças ambientais em continente e oceano. A obliquidade orbital é sugerida pelos autores como um dos mais importantes fatores que controlam as mudanças ambientais tanto marinhas quanto continentais nos últimos 73,5 mil anos.

Gu *et al.* [2018] estudaram um testemunho coletado no talude no da margem continental Sul-Brasileira (32.50°S, 50.24°W), na porção norte do Cone do Rio Grande, abrangendo os últimos 19,3 mil anos. Durante o Último Máximo Glacial (UML), os campos dominaram a região refletindo o clima seco

e frio, com a vegetação dominada por campos. A expansão da Mata Atlântica ocorreu no Holoceno, refletindo um período mais úmido. A influência fluvial (principalmente proveniente da PRP) variou de acordo com as variações do NMM, perdendo relevância durante o Holoceno. No domínio oceânico, através dos dados de dinoflagelados, os autores puderam observar que a influência da Corrente do Brasil foi preponderante ao longo de todo o período estudado.

Estudos palinológicos também foram realizados na porção distal e na porção sul do Cone do Rio Grande, revelando informações importantes para a compreensão da dinâmica quaternária desta região. Lorscheitter & Romero [1985] identificaram, dentro do período Quaternário, diferentes estágios de influência marinha e/ou terrígena na sedimentação da porção distal do Cone, apontando eventos de transgressão e regressão marinha, acompanhadas de clima frio e quase sempre com alta umidade.

Diniz & Medeanic [2012] analisaram o registro dos últimos 6.000 anos na porção proximal ao sul do Cone do Rio Grande. As autoras observaram que oscilações no NMM ocorreram também durante o Holoceno médio. Além disso, a formação sedimentar do Cone do Rio Grande foi fortemente influenciada pelo clima e pela taxa de sedimentação. O ambiente deposicional no qual se deu a formação do Cone durante este período foi sempre marinho, porém com grande influência do aporte continental.

Apesar dos estudos já realizados na região do Cone do Rio Grande, informações sobre as condições paleoambientais e deposicionais durante o Pleistoceno ainda são raras. Este trabalho pretende preencher esta lacuna, reconstituindo a história da deposição sedimentar na região do Cone do Rio

Grande e a história paleoclimática e paleovegetacional da região costeira, relacionadas com as mudanças no ambiente oceânico.

Capítulo II: Objetivos

2.1. Objetivo geral

Identificar as condições paleoambientais e paleoclimáticas na região do Cone do Rio Grande por meio de estudos palinológicos.

2.2. Objetivos específicos

- Reconstituir a história da deposição sedimentar na região do Cone do Rio Grande, a partir do testemunho REG 972;
- Reconstituir a história paleoclimática da região costeira;
- Relacionar flutuações no aporte continental com a produtividade no oceano.

Capítulo III: Área de estudo

A Bacia de Pelotas localiza-se no sul da América do Sul, estendendo-se desde o estado de Santa Catarina, região sul do Brasil até o Uruguai. Seu limite norte é o Alto de Florianópolis, que a separa da Bacia de Santos; já ao sul é limitada pelo Alto Polônio, que a separa da Bacia de Punta del Este (Fig. 2). A porção submersa da Bacia de Pelotas estende-se por uma área de 346.873 km², até o limite de 200 milhas náuticas. Já a parte emersa ocupa aproximadamente 40.900 km² [Morelatto & Fabianovicz 2015].

3.1. Contexto Geológico

Segundo Asmus & Porto [1972], a Bacia de Pelotas é definida como uma bacia marginal subsidente preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais. Sua origem se deu a partir do rifteamento que ocorreu com a ruptura do Gondwana, o qual marcou a abertura do Oceano Atlântico Sul a partir do Jurássico. Esta tendência transgressiva encontrada nas sequências prossegue até o Oligoceno e, desde o Mioceno até o presente, as sequências demonstram uma regressão marinha [Morelatto & Fabianovicz 2015].

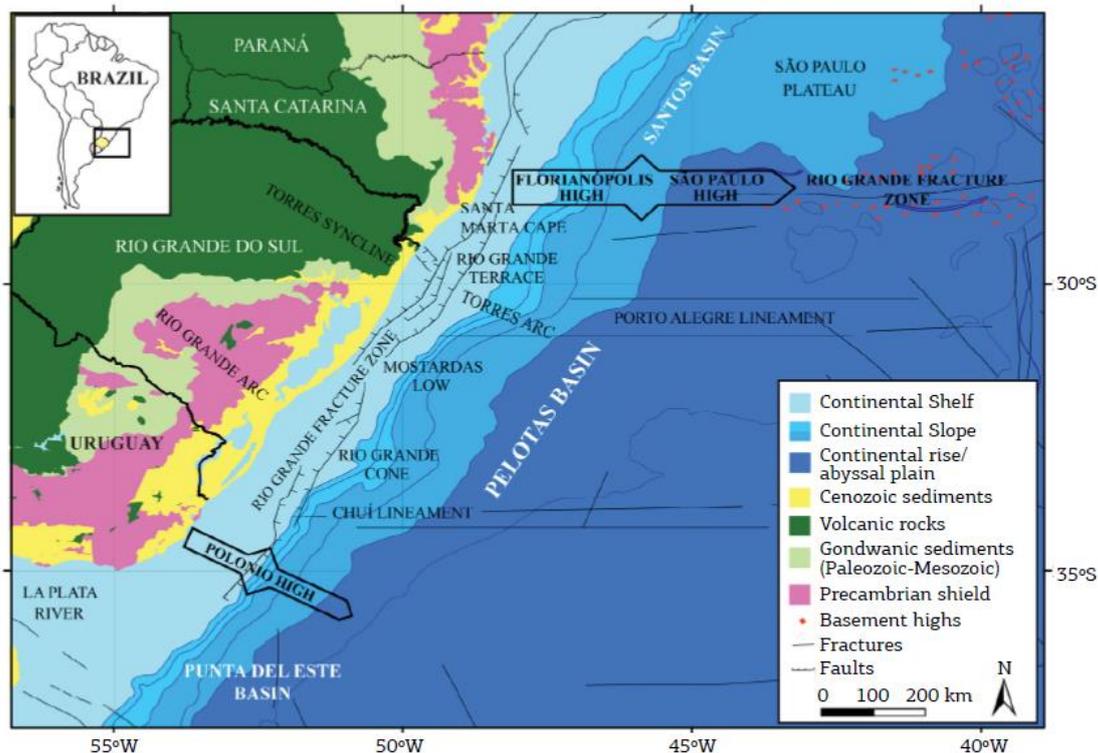


Figura 3. Mapa de localização da Bacia de Pelotas, com suas principais feições estruturais [Rosa *et al.* 2017].

De acordo com Barboza *et al.* [2008] são reconhecidas seis megasequências deposicionais na margem leste brasileira, desde o final do Jurássico até hoje (Fig. 3): megasequência continental pré-rifte; megasequência deposicional transicional evaporítica; megasequência de plataforma carbonática rasa; megasequência marinho transgressiva e megasequência marinho regressiva. Segundo Bueno *et al.* [2007], a Bacia de Pelotas é subdividida em 5 supersequências: Supersequência paleozóica-mesozóica; supersequência pré-rifte; supersequência rifte; supersequência pós-rifte e supersequência drifte (Fig. 4).

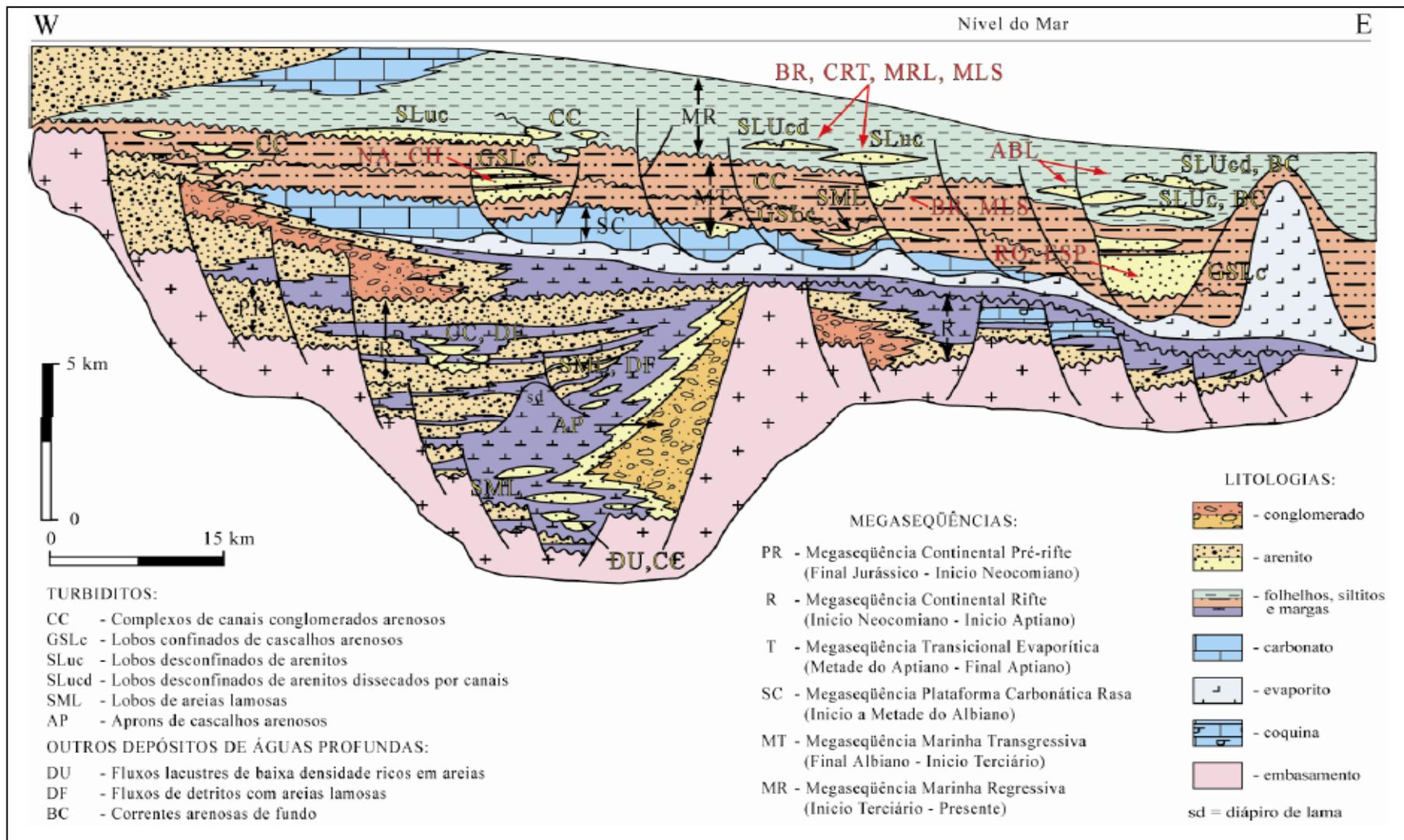


Figura 4. Esquema da seção geológica das bacias da margem continental leste brasileira, com a evolução destas bacias desde a fase da megasequência deposicional continental pré-rifte e as principais unidades litoestratigráficas e seus respectivos depósitos associados [Barboza *et al.* 2008].

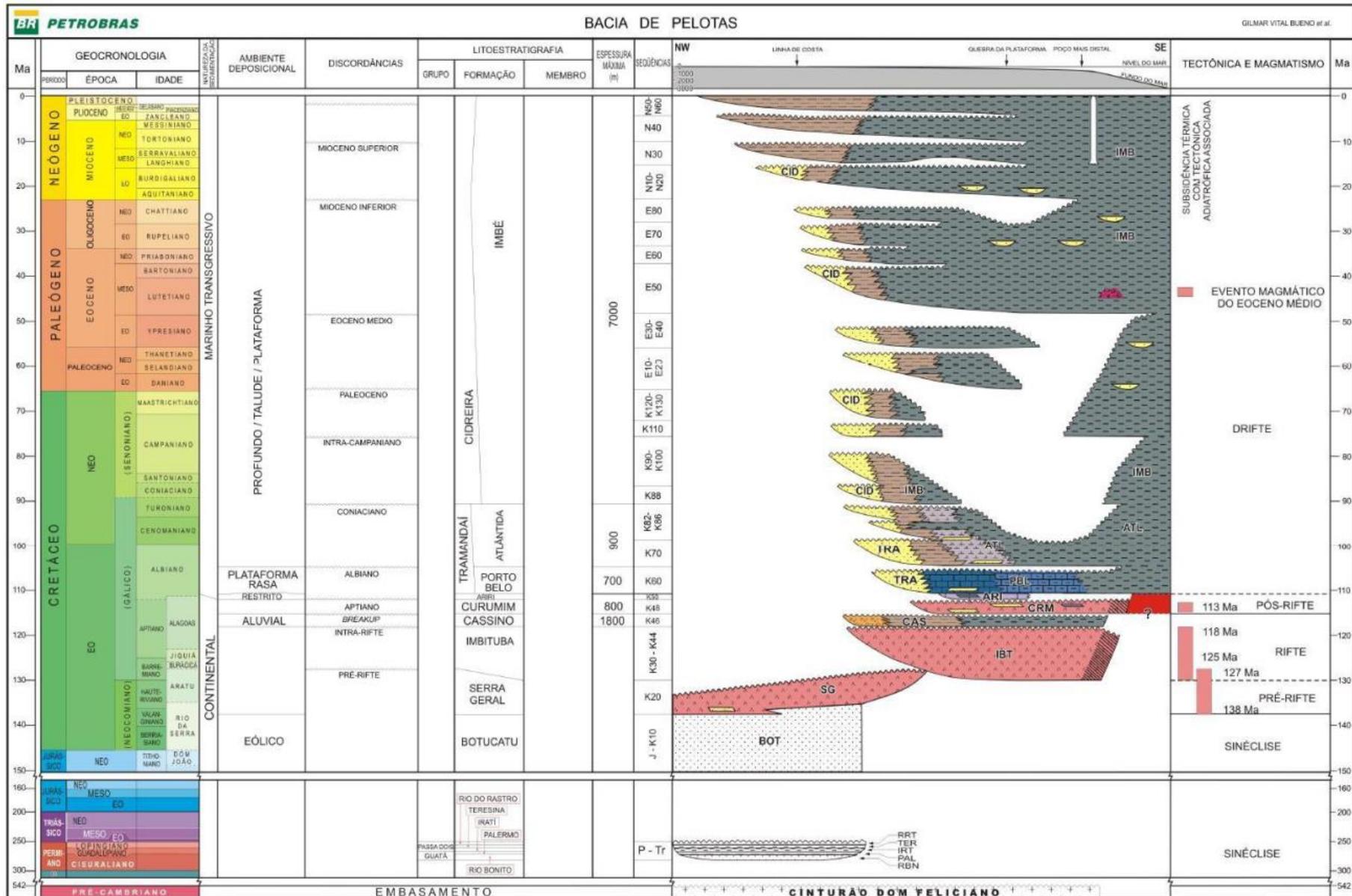


Figura 5. Supersequências deposicionais da Bacia de Pelotas [Bueno et al. 2007].

Os depósitos sedimentares que preenchem a Bacia de Pelotas apresentam idades que variam desde o Cretáceo Inferior (Neocomiano) ao Holoceno, sendo que na sua porção emersa os depósitos mais antigos datam do Eomioceno [Gomide 1989, Anjos-Zerfass *et al.* 2008]. Seu desenvolvimento se deu sobre um embasamento de origem variada. Na sua porção mais interna, encontra-se sobre a crosta continental e rochas basálticas extrudidas no início da fase rifte e, na sua porção externa, está sobre o assoalho oceânico [Fontana 1990]. Sobre a crosta continental, seu embasamento corresponde a rochas do Escudo Sul-riograndense e Uruguio e rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná [Villwock & Tomazelli 1995]. Em relação a sua orientação Norte-Sul, na porção mais ao norte, as rochas se assentam sobre camadas da Bacia do Paraná. Já na sua parte central, o embasamento é formado pelo Batólito de Pelotas e ao sul, suas rochas estão sobrepostas às sequências metavulcanossedimentares da Faixa Dom Feliciano [Morelatto & Fabianovicz 2015].

Os depósitos Pleistocênicos e Holocênicos na bacia de Pelotas estão dentro das formações estratigráficas Cidreira e Imbé [Dias *et al.* 1994]. Na Formação Cidreira são encontrados arenitos cinzentos, desde muito finos até grossos, e argilas cinzas escuras, que se encontram interdigitadas com os Pelitos da Formação Imbé. A Formação Imbé apresenta argilas, folhelhos e siltitos esverdeados, bem como algumas camadas de arenitos turbidíticos intercaladas. Estas formações representam as sequências regressivas que caracterizam uma cunha sedimentar regressiva Neógena (Fig. 4) [Bueno *et al.* 2007].

A seção quaternária da bacia engloba depósitos de leques aluviais e de quatro sistemas laguna-barreira, depositados nos últimos 400.000 anos em decorrência de eventos transgressivos de cunho glacio-eustático (Fig. 5) [Villwock & Tomazelli 1995].

A plataforma continental da região sul brasileira é bastante extensa e apresenta relevo suave e de baixa declividade, com uma largura média de 125 km [Dias *et al.* 1994]. De acordo com Calliari [1964], esta plataforma é caracterizada pela presença de diversos bancos arenosos e também de vales pertencentes à paleodrenagens, como por exemplo, o paleo-canal do Rio da Prata [Lantsch *et al.* 2014]. O grande suprimento de sedimentos finos, depositados numa cunha clástica progradante, gerou instabilidades no talude que propiciaram o desenvolvimento do depocentro mais importante da Bacia: o Cone do Rio Grande (Fig. 6), na porção sul desta bacia sedimentar.

Os cones submarinos são feições deposicionais localizadas nos taludes e sopé das margens continentais do tipo passiva, associados a deposições deltaicas e depósitos de matéria orgânica [Santos 2009]. O Cone do Rio Grande caracteriza-se como uma feição formada por espessa cunha de sedimentos [Martins 1984] e localizado entre as latitudes 31° e 34° S e as longitudes de 45° e 51°W [Gonçalves & Dehnhardt 1999]. Apresenta forma assimétrica estendida até o talude e parte do sopé [López 2009], alcançando profundidades de aproximadamente 4.000 m. Geomorfologicamente, esta feição pode ser dividida em porção superior (talude superior), cone médio (talude inferior e elevação continental) e cone inferior (porção mais profunda) [Martins 1984].

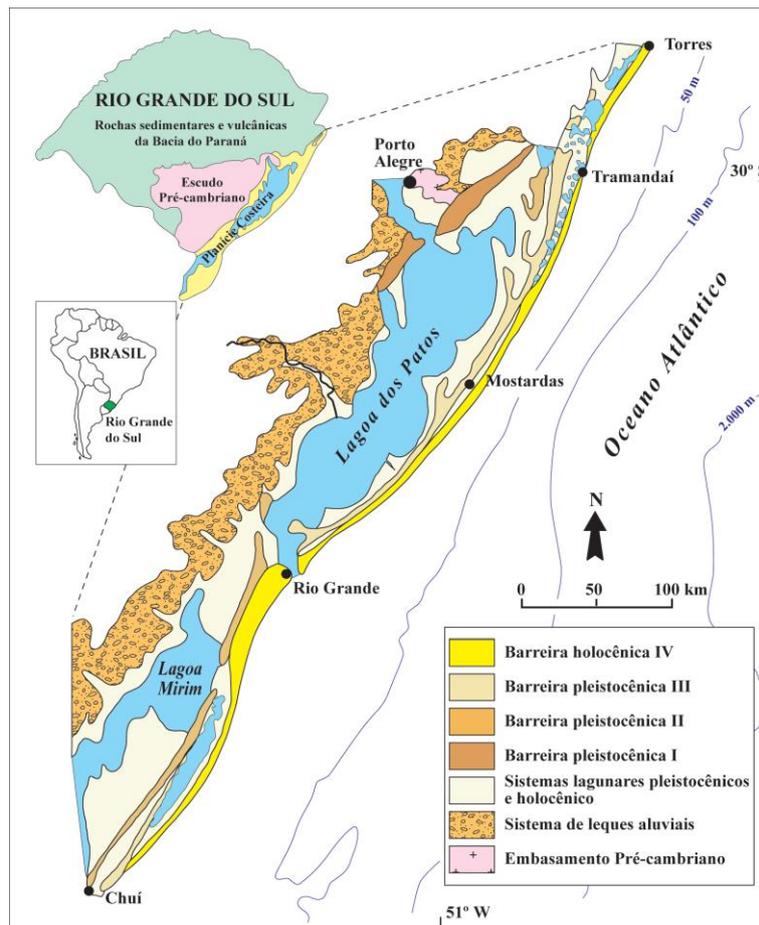


Figura 6. Sistemas deposicionais quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul [Tomazelli 2009].

Sua formação teve início durante o Mioceno Superior e continuou até o Pleistoceno-Holoceno, sendo formado por sedimentos provenientes do Rio da Prata e do estuário da Lagoa dos Patos [Martins 1984]. De acordo com Martins *et al.* [2005], as fontes de sedimentos detríticos que formaram o Cone do Rio Grande estão diretamente ligadas às oscilações do nível médio do mar (NMM) que ocorreram no Pleistoceno. Durante o Pleistoceno o NMM apresentou dois eventos de extrema importância para a formação sedimentar desta feição geológica. Em um primeiro momento, houve regressão do NMM a qual expôs totalmente a plataforma continental convertendo-a em uma planície costeira. Assim, sistemas fluviais desenvolvidos apresentaram rios que atingiram a borda da plataforma, formando uma série de complexos deltaicos, produzindo

depocentros na elevação continental, como o Cone do Rio Grande. Já posteriormente, em um segundo momento, o NMM se elevou inundando a planície costeira e formando assim uma paisagem transgressiva que ocasionou uma grande remobilização de sedimentos (Fig. 6) [Martins 1984].

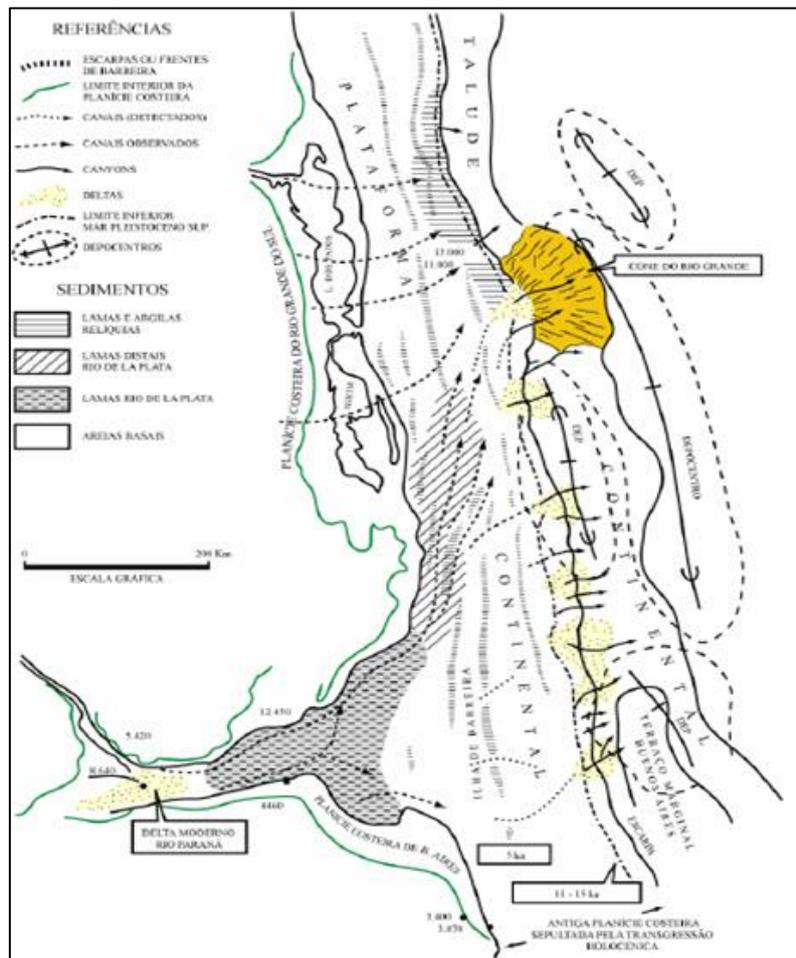


Figura 7. Morfologia e sedimentos da plataforma continental, indicando a contribuição fluvial na sedimentação pré-Holoceno [Martins *et al.* 2005].

3.2. Contexto Oceanográfico e Climático

Há aproximadamente 150 milhões de anos houve o processo de rifting que deu origem ao Oceano Atlântico Sul [Tessler 2015]. Desde então iniciaram os processos oceanográficos de distribuição de massas de água e suas respectivas propriedades. A costa leste brasileira é banhada pela Corrente do Brasil (CB) e pela Corrente Norte do Brasil (CNB). Estas correntes

se originam a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) quando a mesma atinge a margem continental brasileira. A latitude que esta bifurcação ocorre pode variar de acordo com a profundidade da coluna de água e da localização da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) [Rodrigues *et al.* 007].

A CB é uma corrente de contorno leste e está associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. Este giro é formado pela Corrente do Atlântico Sul, Corrente de Benguela, Corrente Sul Equatorial e Corrente do Brasil (Fig. 7). A CB flui para o sul transportando no extrato superficial (100-150 m), águas quentes e salinas da Água Tropical (AT), que atualmente origina-se a 15° S [Soutelino 2008, Chiessi *et al.* 2014]. Em torno de 20° S, a CB passa a transportar a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na profundidade da piconclina, ocupando a coluna d'água até 600 m de profundidade, aproximadamente. Entre 33 e 38° S, a CB se afasta da plataforma continental e se encontra com a Corrente das Malvinas (CM), que carrega águas frias e produtivas [Peterson & Stramma 1991].

A Confluência Brasil-Malvinas (CBM) é o encontro entre a CB e a CM, o que proporciona uma mistura entre suas propriedades físicas, químicas e biológicas a partir da liberação de vórtices em ambos os lados da CBM. A Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) é uma extensão, em subsuperfície, da CBM e localiza-se em torno de 33° S [Piola *et al.*, 1999]. Esta frente termohalina separa a Água Subtropical de Plataforma (ASTP), formada pela mistura da Pluma do Rio da Prata (PRP) com a AT e a ACAS, da Água Subantártica de Plataforma (ASAP), formada pela mistura Água Subantártica com águas do talude. A FSTP divide a plataforma do Atlântico Sudoeste em

uma porção quente e salina, formada pelas águas tropicais (ao norte) e uma porção fria e pouco salina oriunda das águas subantárticas (ao sul) (Fig. 1 manuscrito) [Piola *et al.* 2000].

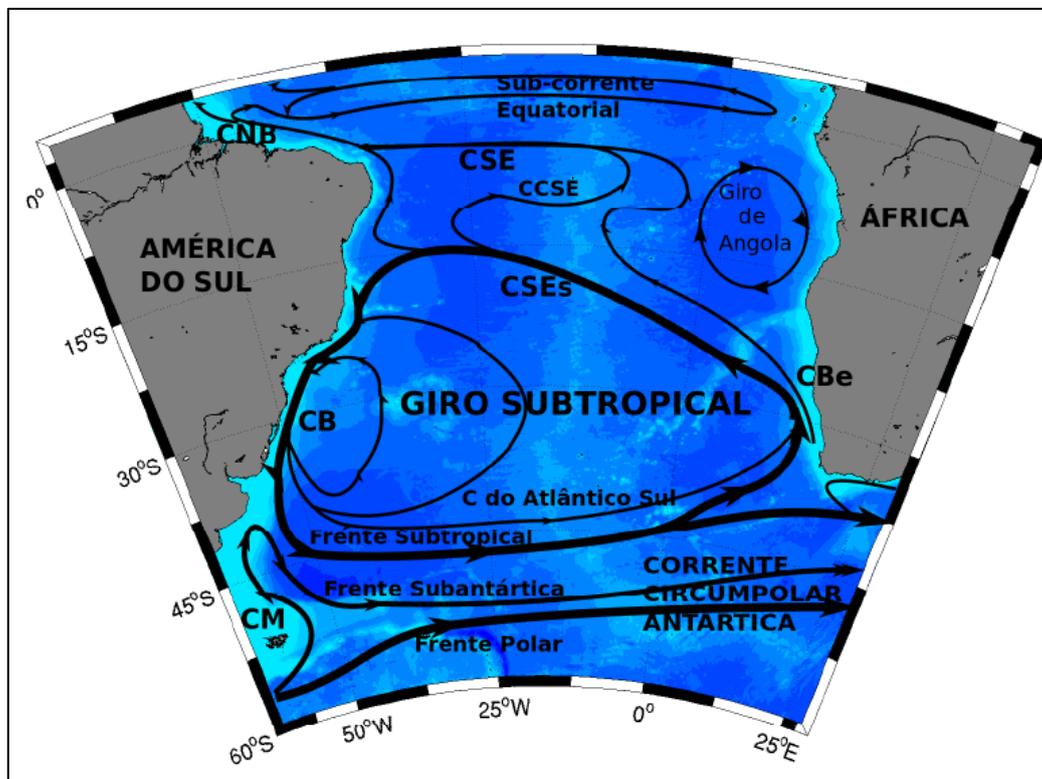


Figura 8. Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul acima de 100m. Corrente das Malvinas (CM), Corrente do Brasil (CB), Corrente de Benguela (CBe), Corrente do Atlântico Sul, Corrente Norte do Brasil (CNB), ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e Subcorrente Equatorial (CSE). Adaptada de Campos *et al.* [2001].

Na margem continental sul brasileira o aporte continental pode ocorrer a partir de diferentes fontes. Na porção interna da Bacia de Pelotas são encontradas águas marcadas pelos processos de mistura entre as Águas Tropicais e as águas derivadas do aporte fluvial, sendo nesta região, o aporte oriundo do Rio da Prata o mais importante. Em períodos de vazante, durante o inverno austral, a pluma do Rio da Prata pode atingir até 26° S [Piola *et al.* 2000].

Atualmente, na região do Cone do Rio Grande os sedimentos de plataforma são constituídos por depósitos mais grossos ou ainda sedimentos

finos que se transformam em sedimentos argilosos na porção superior e média do talude continental [Frenz *et al.* 2003, Lantzsch *et al.* 2014, Rasik *et al.* 2015]. Os sedimentos finos encontrados na região são descritos como sedimentos ricos em magnetita, o que indica que estes sedimentos foram transportados pela Pluma do Rio da Prata e levados para a porção de talude a partir da Frente Subtropical de Plataforma [Rasik *et al.* 2013].

Além disso, na região de estudo, a descarga proveniente do desague da Lagoa dos Patos também pode apresentar uma relevância secundária no aporte continental para o oceano. De acordo com Vaz *et al.* [2006], os picos de descarga fluvial dos rios tributários da Lagoa dos Patos e, conseqüentemente, a descarga de maiores volumes de água doce na região oceânica adjacente, ocorrem nos meses de inverno e no início da primavera.

O clima da região de estudo pode ser caracterizado, de acordo com a classificação Köppen-Geiger, como subtropical temperado úmido com chuvas distribuídas uniformemente ao longo do ano e sem estação seca definida. [Grim & Tedeschi 2009]. Na Bacia do Rio da Prata, o caráter sazonal de precipitação é pequeno, mas aumenta em direção ao setor noroeste. De acordo com Diaz *et al.* [1998] o padrão de precipitação anual da região apresenta um gradiente decrescente no sentido norte-sul. No município de Rio Grande, a precipitação média anual é de 1205 mm; já em Montevideu (Uruguai), é de 933 mm. Em relação às temperaturas a média anual, é de 18,3° C para Rio Grande e de 16,3° C para Montevideu [Climate-Data. Acessado em 12/06/2019].

É importante salientar que anomalias interanuais de precipitação ocorrem na região devido ao El Niño de Oscilação Sul (ENSO). Estas

anomalias de precipitação podem ser positivas em anos de El Niño e negativas em anos de La Niña [Grim & Tedeschi 2009].

Capítulo IV: Material e Métodos

O testemunho REG 972 foi coletado pela ANP em parceria com a FUGRO – Serviços Submarinos e Levantamentos LTDA e, após a retirada de cerca de 20 cm do topo, foi encaminhado para o Núcleo de Oceanografia Geológica da FURG, onde ficou armazenado em container refrigerado. A coleta foi realizada com um testemunhador do tipo Piston Core a uma profundidade de 1.025 metros, nas coordenadas -33,7493 S; -50,8496 W, no Cone do Rio Grade (Fig. 1 artigo científico). É importante salientar que apesar de próximo, o testemunho estudado não está incluído no Complexo de Megadeslizamento do Chuí [Reis *et al.* 2016] (Fig. 8). Foram coletadas 19 amostras nos 174 cm superiores do testemunho (Fig. 9), com intervalos de 8 cm entre si, sendo que cada amostra continha em torno de 2 cm de espessura

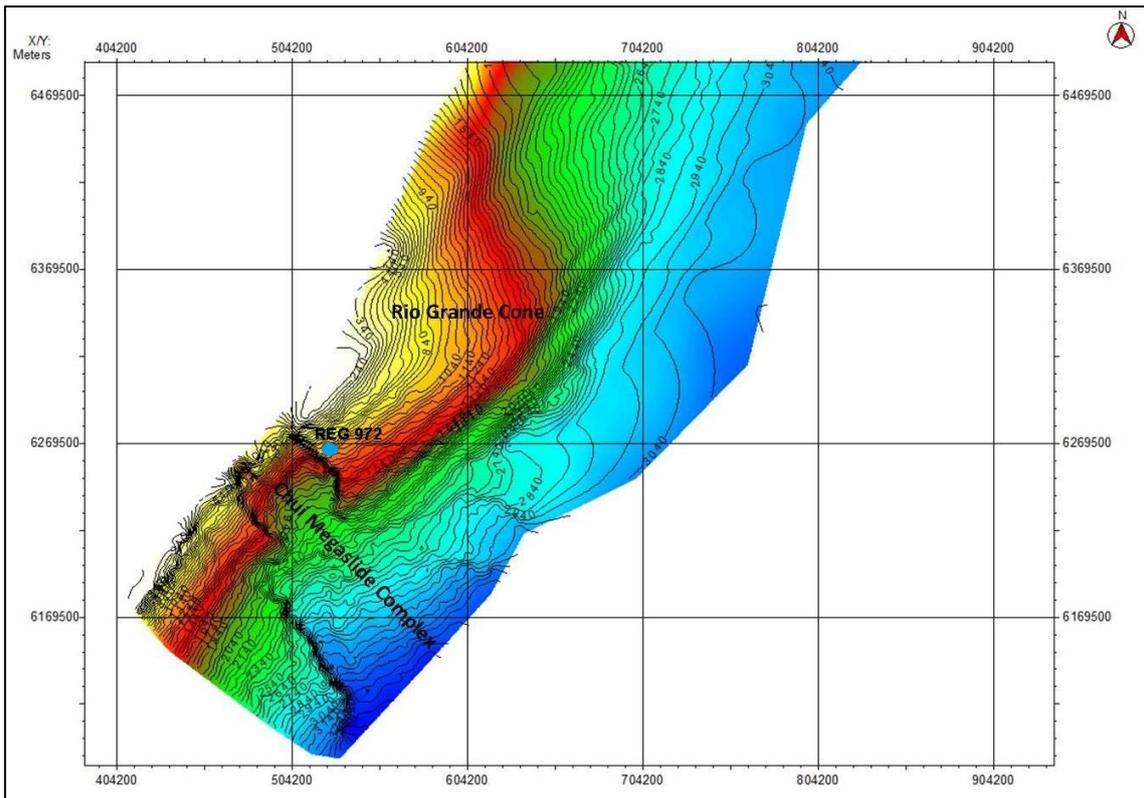


Figura 9. Região do megadeslizamento e a localização do testemunho REG 972 representada em azul [adaptada de Minasi 2018].

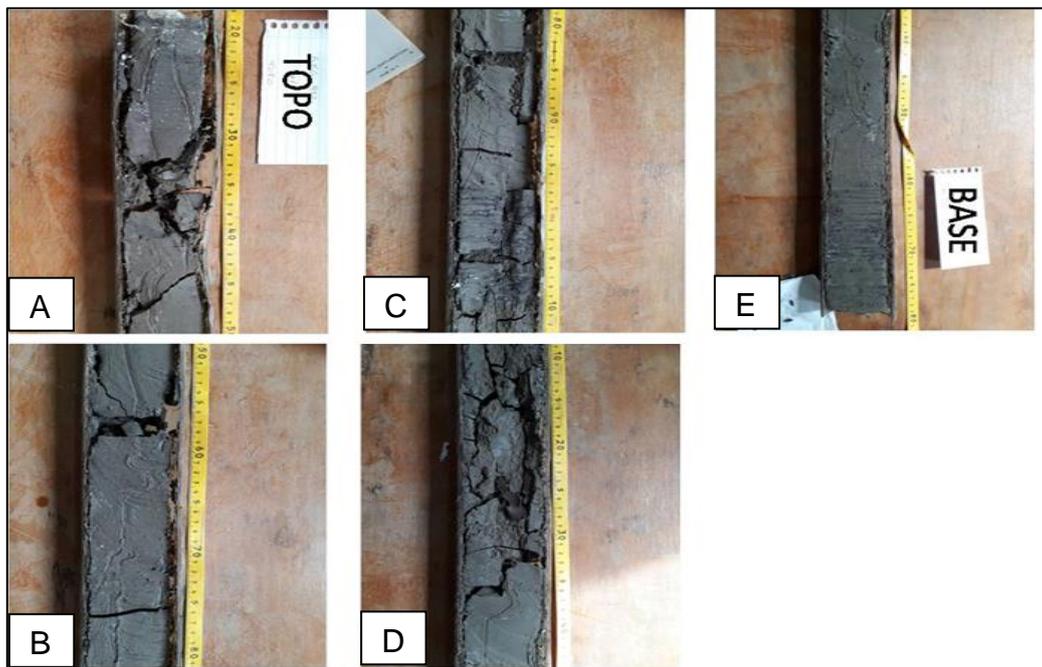


Figura 10. Fotografias do testemunho REG 972. As letras indicam a seqüência das fotos tomadas do testemunho, do topo para a base.

4.1. Processamento químico palinológico

Antes de iniciar o processamento químico das amostras sedimentares, foram adicionadas 10 pastilhas de esporos exóticos de *Lycopodium clavatum* em cada amostra de aproximadamente 5g de sedimento seco para possibilitar o cálculo de concentração (grãos de polen e esporos/g) e influxo polínico (grãos de polen e esporos/cm²/ano) [Stockmarr, 1971].

As amostras então passaram pelo processamento químico palinológico tradicional de Faegri & Iversen [1975], no qual foram retirados os conteúdos indesejados para as análises. O processamento começou pela submissão das amostras a uma solução de Ácido Clorídrico (HCl) a 10% por 2h, para a remoção dos carbonatos. Posteriormente foram realizadas lavagens com água destilada até alcançar um pH neutro. Logo após, uma solução de Hidróxido de Potássio (KOH) a 5% foi adicionada às amostras, em banho-maria a 100° C por 8 minutos, a fim de remover a matéria orgânica e os ácidos húmicos. Após um novo processo de lavagem, Cloreto de Zinco (ZnCl₂) foi adicionado às amostras para que os palinomorfos se separassem do sedimento.

Por fim, foi adicionada glicerina 50% deixando-a nas amostras por, pelo menos, 30 minutos, para hidratar as amostras e possibilitar a montagem das lâminas palinológicas. Estas foram confeccionadas utilizando gelatina-glicerinada como meio de montagem, sobre uma placa aquecedora a 60°C.

4.2. Análise palinológica

As lâminas palinológicas foram analisadas em microscopia óptica em aumento de 400x e/ou 1000x, com o auxílio do software DigPro 4.0 acoplado a uma câmera no microscópio, o que permite a realização de fotomicrografias das amostras. Foram contabilizados, sempre que possível 300 palinomorfos de

origem terrestre por amostra. Para auxiliar na identificação dos palinórfos foram utilizadas as seguintes bibliografias de descrição palinológica: [Leal & Lorscheitter 2006, Leonhardt & Lorscheitter 2007, Leonhardt & Lorscheitter 2008, Roth & Lorscheitter 2013, Masetto & Lorscheitter 2016] além de consultas a palinoteca de referência do laboratório.

Os dados obtidos a partir das análises foram processados no software Tilia 2.0, onde foram realizados os cálculos de concentração e porcentagem [Grimm, 1993]. A concentração de palinórfos (C) é calculada através dos dados de palinórfos totais contados na amostra (PC), concentração total de *Lycopodium clavatum* adicionados (CL), *L. clavatum* contados na amostra (LC) divididos pelo peso seco da amostra (PscA) (Eq. 1).

$$C = \frac{\left[\frac{(CL \cdot PC)}{LC} \right]}{PscA}$$

Equação 1. Cálculo de concentração de palinórfos para cada amostra.

Para os cálculos de porcentagem, os palinórfos foram divididos de acordo com o ambiente de origem:

- Indicadores continentais: Grãos de pólen e esporos (Briophyta, Pteridophyta, ervas/arbustos, árvores) e algas de água doce.
- Indicadores marinhos: Cistos de dinoflagelados.

Os diagramas apresentados foram plotados utilizando a extensão TiliaGraph do software Tilia 2.0 [Grimm 1993].

Os valores de porcentagens dos palinórfos compuseram uma matriz de dados utilizada para uma análise de agrupamento entre as unidades amostrais. Empregou-se como método de ligação dos grupos a técnica de

variância mínima (método de Ward) (programa CONISS,) [Grimm 1987], com a dissimilaridade entre amostras medida por distância euclidiana. A nitidez dos grupos formados foi testada através da técnica de auto-reamostragem, aplicando-se 10000 iterações, com $\alpha = 0,1$ [Pillar 1999]. A análise de nitidez dos grupos foi realizada no software MULTIV [Pillar 2006].

4.3. Análise de Matéria Orgânica

A análise de matéria orgânica (MO) se faz importante neste trabalho para fins de identificar intervalos de tempo em que a paleoprodutividade era maior. Quanto maior a produtividade, maior será a concentração de fitoplâncton na região e, assim, maiores serão os valores de MO.

A metodologia empregada para a realização das análises de MO foi baseada no trabalho de Wang *et al.* [2012]. Para a realização das análises foram coletadas 5 g de sedimento em cada amostra. Primeiramente, essas amostras foram submetidas a um aquecimento de 105° C por 12h em estufa para retirar a umidade do material. Em seguida, foram pesadas e levadas a mufla a 375° C por 17h. A diferença de peso encontrada corresponde à MO (Eq. 2). As amostras então retornaram à mufla por 12h a 800° C, e a diferença de peso encontrada corresponde ao carbono inorgânico (CI) (Eq. 3).

$$MO_{PPI}(gkg^{-1}) = \left(\frac{Peso_{105^{\circ}C} - Peso_{375^{\circ}C}}{Peso_{105^{\circ}C}} \right) \times 1000$$

Equação 2. Cálculo de Matéria Orgânica por ignição.

Onde MO_{PPI} = Matéria orgânica por ignição.

$$CI_{PPI}(gkg^{-1}) = \left(\frac{Peso_{375^{\circ}C} - Peso_{800^{\circ}C}}{Peso_{105^{\circ}C}} \right) \times 0,273 \times 1000$$

Equação 3. Cálculo de Carbono Inorgânico por ignição.

Onde CI_{PPI} = Carbono inorgânico por ignição.

0,263 = Constante de conversão aplicada para transformar massa de CO₂ em massa de carbono.

4.4. Modelo de idade

A baixa ocorrência de foraminíferos planctônicos inviabilizou a realização de datações absolutas por ¹⁴C. O modelo de idade então se baseia em análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) feitas em carapaças do foraminífero bentônico *Uvigerina sp.* Estas análises foram feitas no Laboratório da Universidade da Califórnia, Santa Cruz (EUA).

Isótopos de oxigênio na água do mar e, conseqüentemente, na carapaça de foraminíferos, variam principalmente em função da variação da cobertura de gelo global. Nos oceanos encontram-se isótopos de oxigênio nas suas duas formas (¹⁶O e ¹⁸O). Quando a água do mar evapora, o isótopo mais leve (¹⁶O) evapora mais facilmente que o mais pesado (¹⁸O). Como conseqüência, o vapor de água atmosférico acaba tendo uma menor porcentagem de ¹⁸O que os oceanos. Quando esse vapor de água passa pelo continente e se condensa para formar a chuva, os isótopos mais pesados condensam-se mais do que os leves. Sendo assim, a água precipitada é mais pobre em ¹⁸O do que os oceanos, porém mais rica que as nuvens. Em períodos interglaciais, os isótopos mais leves (¹⁶O), através da precipitação, retornam aos oceanos carregados pelos rios; já em períodos glaciais, o ¹⁶O acaba sendo trapeado na cobertura de gelo e conseqüentemente os oceanos ficam enriquecidos em ¹⁸O (Fig. 10).

A curva obtida foi correlacionada com a curva padrão de Lisiecki & Stern [2016], utilizando o software AnalySeries [Paillard *et al.* 1996] (Fig 2. Artigo científico).

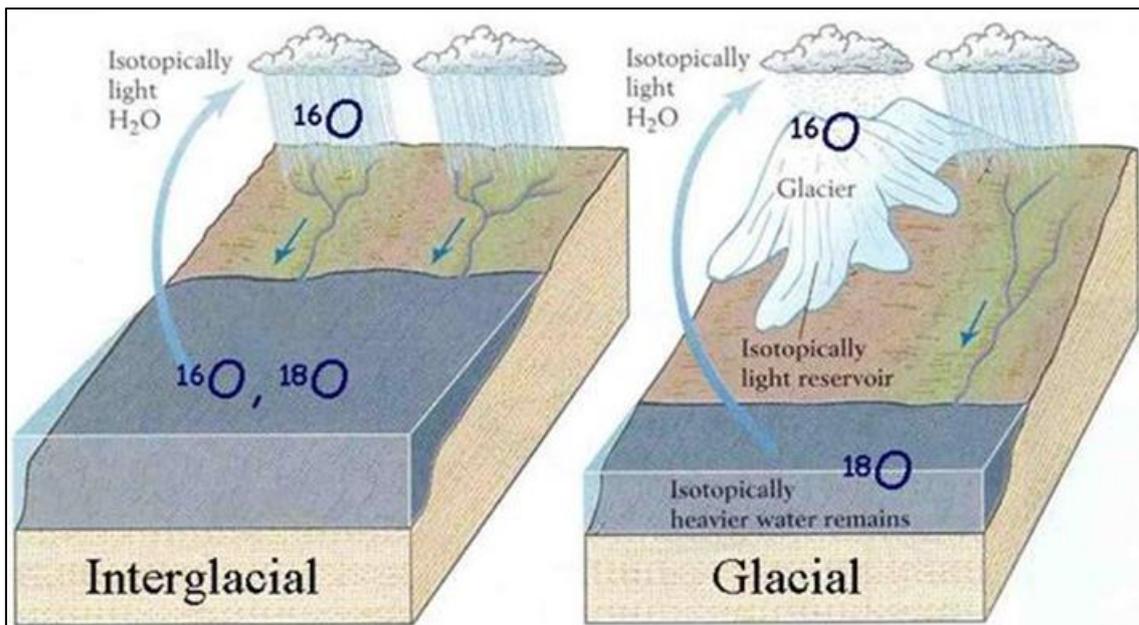


Figura 11. Assinatura isotópica durante períodos glaciais e interglaciais [EM: Analysis of Vostok Ice Core Data. Acessado em 03/06/2019].

Capítulo V: Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste capítulo. O manuscrito de autoria de Andréia Souza Pereira de Avila, Adriana Leonhardt e Débora Diniz, é intitulado ***“Paleoenvironmental reconstruction at South of Brazil during a glacial period: continental and oceanic environments”*** e foi submetido para publicação no periódico ***Journal of Coastal Research***.

**Paleoenvironmental reconstruction at South of Brazil during a glacial
period: continental and oceanic environments**

Andréia Souza Pereira de Avila^{†*}, Adriana Leonhardt[†], Débora Diniz[†]

[†]Paleoceanography and Palynology Laboratory

Oceanology Graduate Program

Federal University of Rio Grande - FURG

Rio Grande, 96203-900, Brazil

*avila.andreiaa@gmail.com

LRH: Avila, Leonhardt, and Diniz

RRH: Paleoenvironmental reconstruction at South of Brazil

ABSTRACT

Based on the palynological record of core REG 972, this work aimed to reconstruct the paleoclimatic and paleoenvironmental history from 66.5 to 47 kyr BP at South-Brazilian continental margin as well as to identify the influence of continental discharge in the southern portion of the Rio Grande Cone. Nineteen samples were processed following the standard methodology for palynological studies. Whenever possible, 300 pollen grains and spores were counted by sample. Organic matter content was measured in the sediments. The age model was established according to ^{18}O isotopes analyzes in benthic foraminiferal tests. The studied interval corresponds to a glacial interval, divided in palynozones (PZ): PZIa (66.5-64.5 kyr), PZIb (64.5-53.5 kyr) and PZII (53.5-47 kyr). PZIa was characterized by dryer conditions, with grassland and salt marshes taxa dominance (Cyperaceae and Amaranthaceae-Chenopodiaceae). During PZIb, the increase of Bryophyta, Pteridophyta, *Araucaria angustifolia*, Arecaceae and *Alchornea triplinervia* points to wetter and warmer conditions, that may be related to the beginning of MIS 3. In PZII, the persistent humid and warm conditions allowed the gallery forest to expand in the coastal plain. In the oceanic environment, the presence of freshwater algae and marine indicators allow to conclude that the Rio Grande Cone sedimentary formation took place in a marine environment, but with substantial terrigenous contribution. The data on OM content, dinoflagellate taxa and mean sea level changes point to a period of low productivity during PZI. In PZ II, a period of higher productivity took place due to the Subantarctic Shelf Water influence, bringing cold and nutrient-rich waters to the area.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Palynology, Rio Grande cone, MIS 4, MIS 3, Subantarctic Shelf Water.*

INTRODUCTION

The Quaternary period was featured by several events of Mean Sea Level (MSL) oscillations, which resulted from the climate changes that actively took place in the paleoenvironmental evolution of coastal systems, and had significant influence on the coastal sedimentary formation (Villwock and Tomazelli, 1995; Weiler, 1998). These

climatic changes are associated with the alternation between glacial and interglacial periods, affecting MSL through the ice cover variation at high latitudes.

Palynological studies conducted in marine cores from around the world allow different interpretations of the paleoenvironmental and paleoclimatic conditions (Boessenkool *et al.*, 2001; Dai and Wang, 2015; Hooghiemstra *et al.*, 2006; Poliakova *et al.*, 2017). In addition, they provide information on MSL variations and also provide the understanding of the conditions and drivers that influenced the depositional paleoenvironment (Dai *et al.*, 2015; González and Dupont, 2009; Li *et al.*, 2017; Mohan *et al.*, 2017). In Brazil, many palynological studies focused on coastal and/or marine environments have been developed in recent years (Behling *et al.*, 2000; Behling and de Oliveira, 2018; Gu *et al.*, 2017; Gu *et al.*, 2018; Medeanic, Correa, and Weschenfelder, 2007).

On the southern Brazilian coast, the continental shelf is under the influence of large freshwater contributions. The most relevant one is from the La Plata River, whose mouth is located in 35°40' S and 55°47' W. The La Plata River plume (PRP) during ebb flows in the austral winter can reach up to 26° S (Piola *et al.*, 2000). There is also the contribution from Patos Lagoon (Vaz, Möller and Almeida, 2006). In past periods, these river drainage occurred through paleochannels that covered the continental shelf during conditions of lower MSL (Abreu and Calliari, 2005; Calliari, 1984).

Palynological studies on marine cores help to describe this continental influence over time and infer the climatic conditions that prevailed in the region. In this sense, Gu *et al.* (2018) analyzed a core collected on the South Brazilian continental-margin slope (32.50° S, 50.24° W) that covered the last 19.3 kyr BP. During the Last Glacial Maximum (LGM), the vegetation was dominated by meadows, reflecting the dry and cold climate. The expansion of the Brazilian Atlantic Forest occurred in the Holocene, reflecting a more humid period. The freshwater influence (mainly from PRP) varied according to MSL variations, losing its relevance during the Holocene. In the ocean domain, the influence of the Brazil Current (BC) was preponderant throughout the studied period.

Palynological studies were also conducted in the distal and southern portions of the Rio Grande Cone, revealing important information for the understanding of the Quaternary dynamics of this region. Lorscheitter and Romero (1985) identified different stages of marine and/or terrigenous influence in the sedimentation of the cone distal

portion, showing events of marine transgression and regression that were accompanied by a cold and often highly humid climate.

Diniz and Medeanic (2012) analyzed a record from the last 6,000 years from the proximal southernmost portion of the cone. The authors observed that MSL oscillations also took place during the Mid-Holocene. Furthermore, the Rio Grande Cone sedimentary formation was strongly influenced by the climate and sedimentation rate. During this period, the depositional environment in which the cone formation occurred was invariably marine, but with strong influence of freshwater discharge.

Despite the studies that have already been carried out in the Rio Grande Cone region, information on paleoenvironmental and depositional conditions during Pleistocene is still rare. This work intends to fill this gap by reconstructing the sedimentary deposition history from the Rio Grande Cone region and the paleoclimatic and paleovegetation history from the coastal region associated with changes in the marine environment.

Study Area

The southern region of the Brazilian coast (Figure 1) is bordered by BC, which originates from the bifurcation of the South Equatorial Current (SEC) and flows towards the south. In the surface layer (100-150 m), BC transports warm and saline waters constituted by Tropical Water (TW), which currently originates at 15° S (Chiessi *et al.*, 2014; Soutelino, 2008). Around 20° S, BC starts transporting the South Atlantic Central Water (SACW) at the pycnocline depth, occupying the water column up to approximately 600 m depth. Between 33° and 38° S, BC moves away from the continental shelf and meets the Malvinas Current (MC), which carries cold and productive waters (Peterson and Stramma, 1991).

The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) is the encounter between BC and MC, where the release of eddies on both sides of the confluence contributes to the mixing of their physical, chemical, and biological properties. The Subtropical Shelf Front (STSF) is a subsurface extension of BMC and is located around 33° S (Piola *et al.*, 1999). According to Piola *et al.* (2000), this thermohaline front separates the Subtropical Shelf Water (STSW), formed by the mixing between PRP and TW/SACW, from the Subantarctic Shelf Water (SASW) (Figure 1).

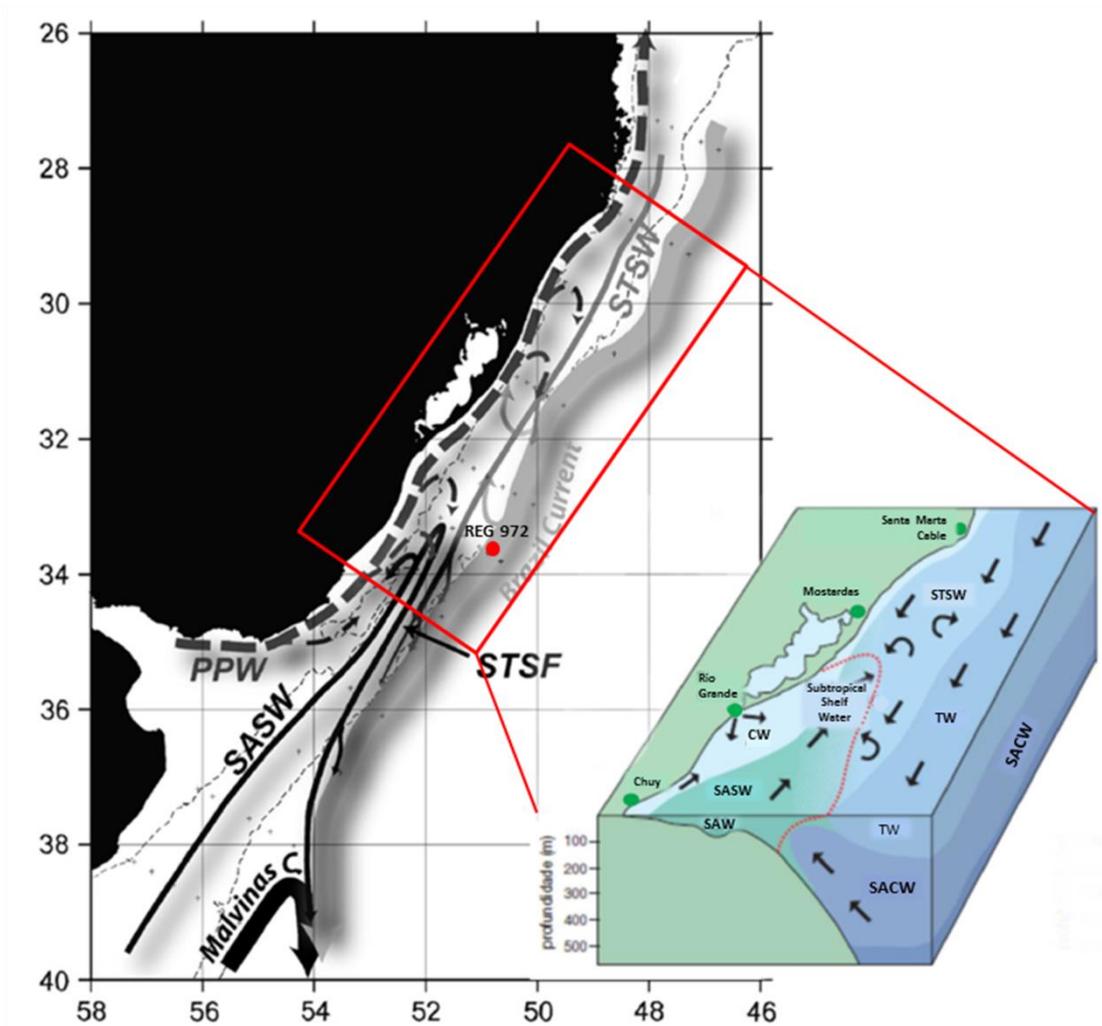


Figure 1: Ocean circulation scheme for the Southwest Atlantic, water masses and location of the analyzed core. In detail, the Subtropical Shelf Front (STSF). Abbreviations: SASW (Subantarctic Shelf Water); PPW (Plata Plume Water); STSF (Subtropical Shelf Front); STSW (Subtropical Shelf Water); SAW (Subantarctic Water); SACW (Sotuh Atlantic Central Water) and TW (Tropical Water). Adapted from Haimovici *et al.* (2016) and Piola *et al.* (2008).

Furthermore, in the Uruguayan and South-Brazilian continental shelf, PRP flows towards the north carrying low-salinity waters and terrigenous matter from the La Plata River basin [Piola *et al.* 2005]. In addition to the PRP input, the Patos Lagoon discharge can also be significant, although having a secondary influence.

The climate of the adjacent continental region (southern Brazil and Uruguay) is described as a temperate-subtropical humid climate, with rainfalls being evenly distributed throughout the year (Grim and Tedeschi, 2009). According to Diaz, Studzinski and Mechoso (1998), the annual precipitation pattern presents a decreasing gradient in a north-to-south direction.

During the glacial periods, MSL was 120-60 m below the current level (Rabassa and Ponce, 2016). Thus, the coastline was closer to the studied sedimentary core, even

though it was collected on the continental slope. Much of the continental shelf was exposed, allowing the development of a freshwater system that had several rivers draining this region. According to Calliari (1984), the South-Brazilian continental shelf is characterized by the presence of several sandy banks and also paleodrainage valleys. Abreu and Calliari (2005) emphasized the development of a past river flow on the current continental shelf. In addition, Lantzsch *et al.* (2014) showed that the La Plata River paleochannel cut through the shelf in a lower MSL period, carrying its sediments directly to the Rio Grande Cone.

The Rio Grande Cone, located in the Pelotas Basin southern region, is described as a feature formed by a thick wedge of sediments [Martins 1984] that covers the area between 31 - 34° S of latitude and between 45 - 51° W of longitude (Gonçalves and Dehnhardt, 1999). It has an asymmetrical shape that extends up to the continental slope and part of the continental rise [López 2009], reaching approximately 4,000 m depth. Its formation began during the Upper Miocene and continued until the Pleistocene-Holocene, consisting of sediments from the La Plata River and the estuary of Patos Lagoon (Martins, 1984).

MATERIAL AND METHODS

Core REG 972 was sampled by the company *Fugro* using a piston corer at 1,025 m deep in the Rio Grande Cone, at the coordinates -33.7493° S and -50.8496° W (Figure 1). It is important to highlight that, although near, the studied core is not included in the Chuí Megaslide Complex [Reis *et al.* 2016]. A total of nineteen samples were collected every 8 cm at the upper 174 cm of the core.

Palynological chemical processing

Ten tablets of *Lycopodium clavatum* exotic spores were added to each sample of approximately 5 g of dry sediment to allow the calculation of pollen concentration – (pollen grains and spores.g⁻¹) – and influx – (pollen grains and spores.cm⁻².kyr⁻¹) (Stockmarr, 1971).

In the palynological processing, HCl (10 %) and KOH (5 %) were used to remove carbonates and humic acids, respectively (Faegri and Iversen, 1989). A solution of ZnCl₂ with density of approximately 1.8 - 1.9 g.cm⁻³ was used to concentrate the palynomorphs. At least five slides of each sample were assembled using glycerinated gelatin.

The slides were analyzed under an optical microscope at 400 or 1000x magnification, and the identification of pollen grains and spores was based on several references (Leal and Lorscheitter, 2006; Leonhardt and Lorscheitter, 2007; Leonhardt and Lorscheitter, 2008; Leonhardt and Lorscheitter, 2010; Masetto and Lorscheitter, 2016; Roth and Lorscheitter, 2013) and on the palynological collection available in the laboratory. For each sample, whenever possible, 300 pollen grains and spores were counted. The identified pollen grains and spores were categorized into: bryophytes, pteridophytes, herbs/bushes, trees, freshwater algae, and marine indicators.

The diagrams and calculations of the sedimentation rate, influx, and pollen concentration and percentage were performed using the software Tilia 2.1.1. The cluster analysis used to establish the palynozones (PZ) was performed by CONISS.

Organic Matter Analysis

The organic matter (OM) analysis was based on Wang *et al.* (2012). In order to perform the analysis, 5 g of wet sediment were collected from each sample. This methodology is based on three stages: (i) heating the samples at 105° C in a greenhouse for 12 hours to remove moisture; (ii) heating at 375° C in a muffle furnace for 17 hours to burn OM; (i) heating the samples at 800° C in a muffle furnace for 12 hours to burn inorganic carbon (IC).

Age Model

The low presence of planktonic foraminifera prevented the performance of absolute dating by ^{14}C . The age model is based on oxygen isotope analyzes ($\delta^{18}\text{O}$) performed on the benthic foraminiferal tests of *Uvigerina sp.* These analyzes were conducted at the Laboratory of the University of California, Santa Cruz (USA). The resulting curve was correlated to Lisiecki and Stern (2016) standard curve by using the AnalySeries software (Paillard, Labeyrie, and Yiou, 1996).

RESULTS

The $\delta^{18}\text{O}$ results obtained from the *Uvigerina sp.* tests were clearly consistent with a glacial interval (Table 1). When correlating these data to Lisiecki and Stern's (2016) Intermediate South Atlantic curve, the correlation coefficient found is high (0.83), providing reliability to the age model (Figure 2a). The interval found covered part of the Marine Isotope Stage (MIS) 4 and part of MIS 3, ranging from 66.5 to 47 kyr

BP (Figure 2a and b). The obtained ages are consistent with those presented in the studies conducted by Gonçalves *et al.* (2016), Gu *et al.* (2017) and Rodrigues *et al.* (2018), all carried out near the study region. The work conducted by Gu *et al.* (2017) – also based on palynomorphs – presented several occurrence peaks of species at intervals very similar to those assigned to REG 972.

Tabela 1. $\delta^{18}O$ data obtained from *Uvigerina* sp. tests from core REG 972.

Depth (cm)	$\delta^{18}O$
22	4.13
30	4.41
38	4.26
46	4.27
62	4.00
70	4.31
86	4.29
94	4.28
102	4.33
110	4.30
118	4.31
126	4.38
134	4.36
150	4.42
158	4.63
166	4.37

The sedimentology of REG 972 is mainly composed of low-carbonate muds (0.09 - 0.13 %), presenting a sand lens at the top and a slightly sandy mud at the base (Figure 3).

According to the palynological analysis, 87 taxa were identified: 3 freshwater algae, 3 bryophytes, 31 pteridophytes, 3 gymnosperms, and 47 angiosperms. The concentration and percentage variations of the most important taxa found in this study are shown in Figures 3 and 4. According to the cluster analysis, two PZ were established, which represented the two main stages of paleoenvironmental development identified: PZ I, covering the period from 66.5 to 53.5 kyr BP and subdivided into PZ Ia (66.5 - 64.5 kyr BP) and PZ Ib (64.5 - 53.5 kyr BP); and PZ II, ranging from 53.5 to 47 kyr BP.

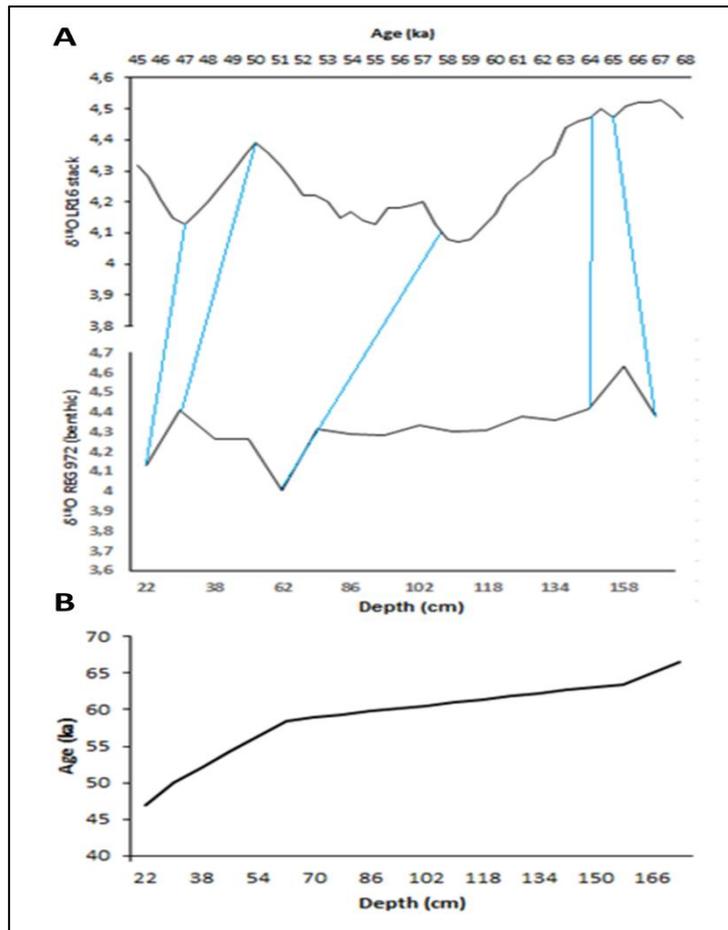


Figure 2: Age model. (A) Correlation between the Lisiecki and Stern (2016) standard curve and the oxygen-isotope data from REG 972. (B) Relationship between age and depth in REG 972.

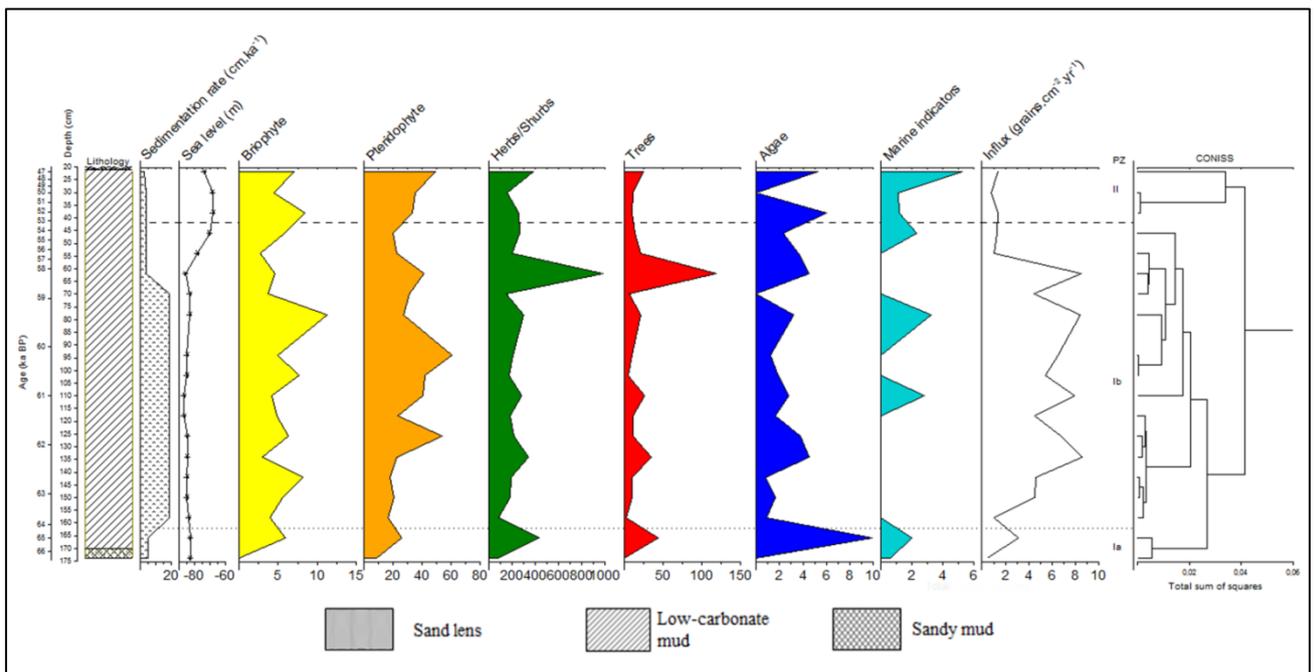


Figure 3: Pollen concentration summary diagram showing lithology, sedimentation rate (cm.kyr^{-1}), sea level (m), vegetation groups, pollinic influx ($\text{grains.cm}^2.\text{yr}^{-1}$), pollen zones (PZ) and the CONISS dendrogram for core REG 972. All values expressed in this graph (except MSL and sedimentation rate) were divided by 1000.

The sedimentation rate showed different magnitudes throughout the studied period: it was of 19.2 cm.kyr^{-1} between 63.5 and 58.9 kyr BP, ranging from 2.3 to 5.3 cm.kyr^{-1} in the remaining record. In general, the concentrations of palynomorphs were high throughout the entire record, with their highest peaks being found in PZ Ib. Marine indicators (scolecodonts and dinoflagellate cysts) were found throughout the record with a low-occurrence percentage (Figure 4). The pollen influx was also high along the entire core, and its highest rates were found in PZ Ib (Figure 3).

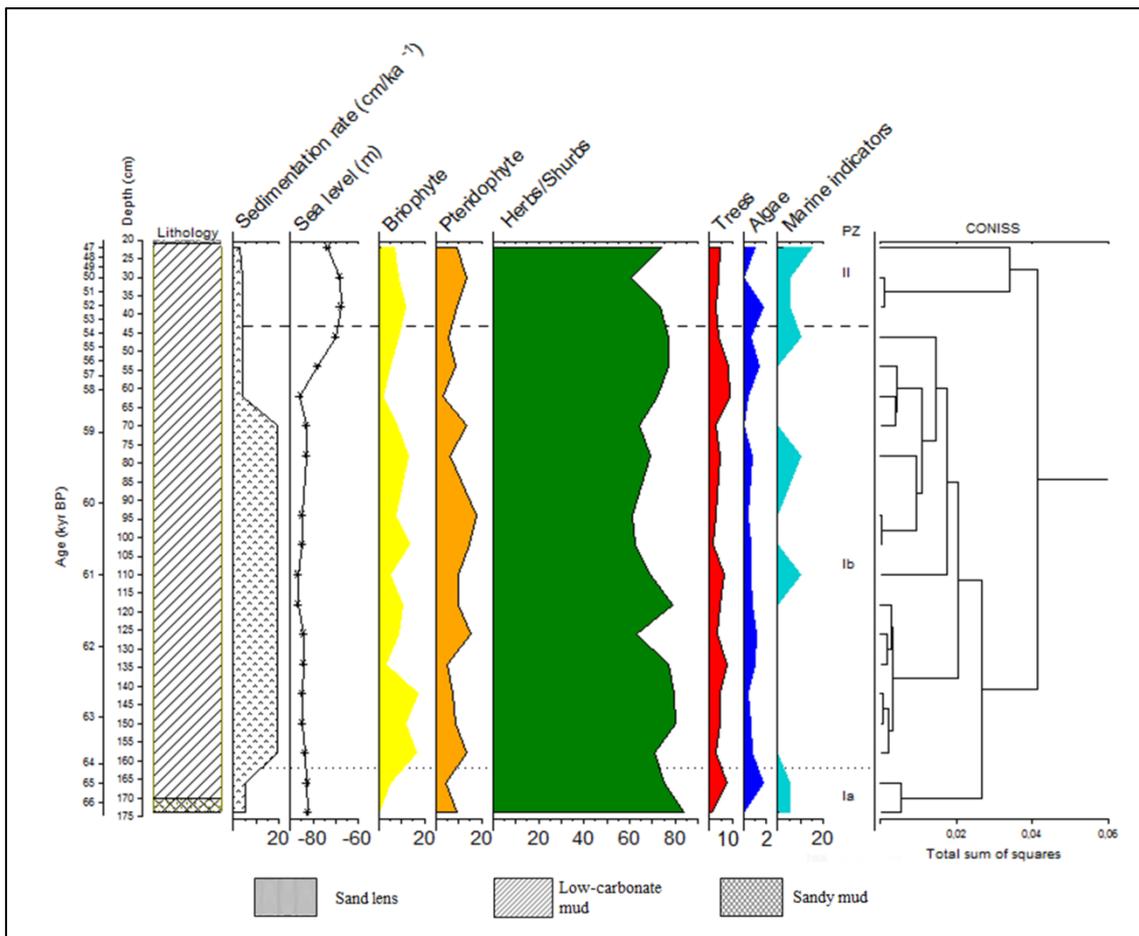


Figure 4: Pollen percentage summary diagram showing lithology, sedimentation rate (cm.kyr^{-1}), sea level (m), vegetation groups, pollen zones (PZ) and the CONISS dendrogram for core REG 972.

PZ Ia and part of PZ Ib presented stages of paleoenvironmental development related to MIS 4 (71 - 57 kyr BP). From this point to the top of the record (end of PZ Ib and PZ II), the stages of paleoenvironmental development were related to MIS 3 (57 - 29 kyr BP).

Palynozone I (66.5 – 53.5 kyr BP)

Araucaria angustifolia, *Arecaceae* and *Alchornea triplinervia*. In addition, the arboreal species presented their highest percentage (approximately 9 %) also in this PZ (Figure 4). Among the herbaceous species, the highest concentrations found occurred mainly due to the increase of *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, *Melastomataceae*, *Eryngium*, and *Baccharis* type. The pollen influx found in PZ Ib is higher than in the other palynozones.

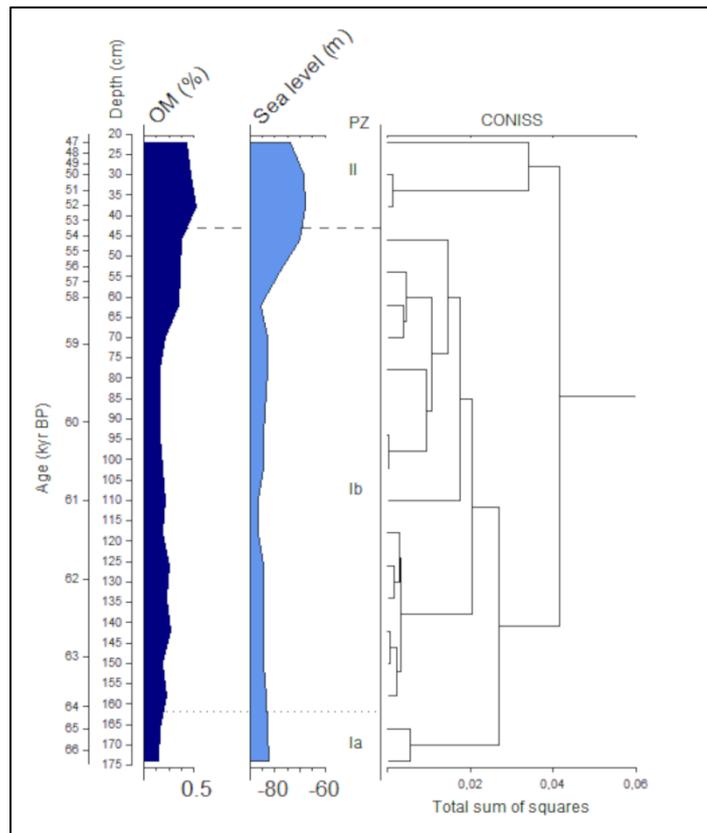


Figure 6: Organic matter sediment content, sea level variation (m), pollen zones (PZ) and the CONISS dendrogram for core REG 972.

Starting at 61.8 kyr BP, it is possible to observe the presence of *Alnus*, a typical species from the Andean region found up to the end of PZ Ib. This taxon occurred concomitantly with *Nothofagus*, another arboreal species also typical of the Andean region. Both are exotic in the study region (Figure 5).

The percentage of OM significantly increase along with MSL after 58.5 kyr BP (Figure 6), remaining high up to the end of this subzone and studied period. In the final portion of PZ Ib, the dinoflagellate *Spiniferites mirabilis* started to appear along with the decrease in *Operculodinium centrocarpum* percentage, which was present since the base of the record (Figure 5).

Palynozone II (53.5 – 47 kyr BP)

In this PZ, there is a gradual increase of Pteridophyta after 52 kyr BP (Figures 3 and 4). Along with this increase, there is a decrease in the percentage of grassland taxa, from 80 to 60 % (Figure 3). At the end of the record (47 kyr BP), there was a tendency for the concentrations of all palynomorph groups to increase, including the concentrations of marine indicators, which reached their maximum in this PZ (Figure 3).

In PZ II, OM had its highest percentage between 50 and 52 kyr BP, showing a behavior that is directly related to the MSL variation curve (Figure 6). Furthermore, these higher OM percentages take place when *S. mirabilis* replace *O. centrocarpum* (Figure 5). The increase of marine indicators is still possible to observe in this PZ (Figures 4 and 5).

DISCUSSION

Core REG 972 covered a glacial period ranging from MIS 4 to MIS 3. During this interval, MSL varied globally from -90 to -60 m (Rabassa and Ponce, 2016). At a lower MSL, the current continental shelf was exposed, allowing the development of several freshwater systems in this region, confirmed by the presence of paleochannels [Lantsch *et al.* 2014].

Paleoenvironmental reconstruction: coastal environment in southern Brazil

Grassland and salt marshes taxa dominate the palynological assemblage, with forest taxa increasing in the end of the record.

PZ I (66.5 – 53.5 kyr BP)

The higher occurrence of herbaceous species when compared to the other palynomorphs indicated the dominance of grassland and salt marsh environments in the region during this period.

PZ Ia (66.5 – 64.5 kyr BP). In this PZ, the sum of the percentages of Cyperaceae and Amaranthaceae-Chenopodiaceae was higher than the percentage of Poaceae, which is generally dominant in highland fields (Behling *et al.*, 2004; Medeanic, Jankovská, and Dillenburg, 2003). This result indicates the development of salt marsh environments on the exposed continental shelf – also observed in another

studied marine core from this region [Gu *et al.* 2017] – and the importance of halophyte plants in the vegetation composition (Neves and Lorscheitter, 1997).

The presence of typical lowland arboreal species such as *Alchornea triplinervia*, Moraceae/Urticaceae, Myrtaceae, and Arecaceae, and typical highland arboreal species (*Araucaria angustifolia*) indicates that the region presented small forest refuges that composed the landscape together with grassland and salt marsh environments. A similar composition has previously been reported for the southern region of Brazil during MIS 4 (Gu *et al.*, 2017). Medeanic, Jankovská and Dillenburg (2003) also attributed the occurrence of arboreal species (*Alchornea triplinervia*, Euphorbiaceae, and Arecaceae), different types of ferns (*Microgramma vacciniifolia*, *Osmunda*, and *Blechnum*), bryophytes (*Phaeoceros laevis* and *Sphagnum*), and herbs (Poaceae, Cyperaceae, and Typhaceae) to a vegetation composed of a mosaic of fields with forest refuges, which occurred in a period of lower (regressive) MSL.

PZ Ib (64.5 – 53.5 kyr BP). In PZ Ib, the presence of pollen grains of *Alnus* and *Nothofagus* represent a long-distance transport. These species are typical of the Andean region and are not native to the study area (Cabrera, 1994). These palynomorphs have been previously found in studies conducted in the southern Southwest Atlantic region (Diniz and Medeanic, 2012; Gu *et al.*, 2018; Lorscheitter and Romero, 1985). These pollen types are probably transported by southwestern winds (anemophilous dispersal) to the La Plata River. Carried by the La Plata River discharge, these palynomorphs reach the marine environment and are transported by PRP and/or by MC to the Rio Grande Cone. Since MSL was lower than the current level, the La Plata River paleochannel ended closer to the study region [Lantzsch *et al.* 2014], thus facilitating the transport of these palynomorphs to the cone. The presence of these exotic taxa also indicates the strong influence of La Plata River sediments in this sedimentary formation.

The increase of Bryophyta and Pteridophyta found in this period (~ 50 kyr BP) indicates that the environmental conditions were more humid and warmer than those found in the previous paleoenvironmental stage. Moreover, there was a significant increase in the concentration of herbaceous and arboreal species (59.3 - 56.3 kyr BP). This result may suggest that the climatic conditions were more pleasant and propitious for the development of the vegetation as a whole. Such climatic conditions (with warmer temperatures and higher humidity) may be related to the transition between MIS 4 and MIS 3, occurred at 57 kyr.

MIS 3 corresponds to an interval that, although being considered as a glacial period, was warmer than the following MIS 2 (Rabassa and Ponce, 2016). MIS 3 was a period of moderate insolation – which contrasts with MIS 4 and MIS 2, both characterized by low insolation –, and presented milder climatic conditions with reduced ice cover (Uriarte Cantolla, 2003). This MIS was a period of very complex climatology and high variability, characterized by cold events (Heinrich Events) followed by warm events (Dansgaard-Oeschger Events) (Heinrich, 1988; Labeyrie *et al.*, 2007; Uriarte-Cantolla, 2003).

The change in the climatic conditions led to a more robust development of the vegetation, with more complex forest structures and taxa with different life habits (herbs, bushes, trees, vines, woody vines, epiphytes, and host trees). The increase in the percentage of arboreal species (59.3 - 56.3 kyr BP) was mainly due to the increase of *Araucaria angustifolia*, *Arecaceae* and *Alchornea triplinervia*. The increase of *A. angustifolia*, probably carried by the wind over long distances, indicates an increase in the *Araucaria* forest refuges of the most protected highland regions [Behling *et al.* 2004]. The presence of *Arecaceae* and *A. triplinervia* represents the development of gallery forests in the lowland region [Behling *et al.* 2000b]. The occurrence of gallery forests suggests the existence of paleochannels, which carried higher humidity to their surrounding environments in periods of higher precipitation.

The increase in precipitation and humidity, which coincides with the expansion of forest environments, has been related to Heinrich events (Arz *et al.*, 1998; Cruz *et al.*, 2006; Jennerjahn *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004). In the northeastern region of Brazil, the maximum precipitation increase was related to longer stadials associated with Heinrich H1 and H6 [Jennerjahn *et al.* 2004]. Following this pattern, this climate change found in REG 972 may be related to H6, which approximately took place at 60 kyr BP.

PZ II (53.5 – 47 kyr BP)

The increase in the percentage of Pteridophyta was related to a slight decrease in the percentage of grassland and a slight increase of arboreal species, which indicates that the establishment of a climate with more humid and warmer conditions allowed the formation of forest environments (Gu *et al.*, 2017; Ledru *et al.*, 2009).

The milder climatic conditions, with slightly higher humidity and warmer temperatures, were still present in this PZ and were associated with the development of

gallery forests. The gradual increase in temperature and humidity – identified in the record through the increase of Pteridophyta and arboreal species – indicates a change in the climate patterns and is directly related to marine transgression (Cordeiro and Lorscheitter, 1994).

Paleoceanographic reconstruction

In general, the presence of freshwater algae along the entire record demonstrates the freshwater influence on the formation of the Rio Grande Cone sedimentary deposit. This influence is directly related to the existence of paleochannels in the region, mainly the La Plata River paleochannel [Lantzsch *et al.* 2014]. This interpretation is consistent with the studied period since MSL was below the current level during MIS 4 and MIS 3, exposing the continental shelf and allowing the development of water bodies on it. Furthermore, the occurrence of marine palynomorphs suggests that the Rio Grande Cone sedimentary formation consistently took place in a marine environment, but under the direct influence of continental discharge. These findings are in agreement with those found by Diniz and Medeanic (2012), who showed that those same drivers influenced the Rio Grande Cone sedimentary formation in a more recent period (Middle Holocene).

PZ I (66.5 – 53.5 kyr BP)

Throughout PZ I, the low OM values are related to the lowest MSL period.

PZ Ia (66.5 – 64.5 kyr BP). In this PZ, cysts of the dinoflagellate *Operculodinium centrocarpum* were found in significant abundance. *O. centrocarpum* is considered cosmopolitan, but typically found in the sediments under warm water masses such as AT (Dale and Fjellså, 1994; Gu *et al.*, 2018). The presence of *O. centrocarpum* suggests a lower productivity due to the influence of AT in the region, characterized by being a warm and saline water mass [Emilson 1961] and, therefore, known to have a low concentration of nutrients. This is in agreement with the low OM content found in this period.

PZ Ib (64.5 – 53.5 kyr BP). The higher pollen influx and sedimentation rate found in this PZ suggest that the coastline was prograding during this period, which induces a greater amount of continental sediment to settle on the continental slope (Gu

et al., 2017; Waelbroeck *et al.*, 2002). This finding agrees with the MSL curve that shows that its lowest level was found during this period (Figure 1).

It is also in this PZ that the percentage of OM began to increase after 58.5 kyr BP and coincide with the MSL increase, which supports the relationship between the increase in productivity and the marine environment (Figure 6).

PZ II (53.5 – 47 kyr BP)

In this PZ, there was an increase in the concentration of marine indicators that agrees with the higher MSL of this period. It is important to highlight that this PZ had the highest MSL along the entire record.

The highest percentage of OM found in PZ II coincided with the MSL increase and with the replacement of dinoflagellate *O. centrocarpum* by *Spiniferites mirabilis*. It is possible to infer that the increase in productivity was related to variations in the marine environment. Although *S. mirabilis* is similar to *O. centrocarpum* regarding its cosmopolitanism, it has relatively higher abundance in environments with higher nutrient concentrations [Zonneveld *et al.* 2013]. However, other factors (such as salinity and temperature) also influence the abundance of these species, but previous studies conducted in the southern region of the Southwest Atlantic have shown that *S. mirabilis* varies along with other taxa from eutrophic environments (Gu *et al.*, 2017; Gu *et al.*, 2018a,b). Therefore, nutrient concentration is considered the main factor that influences this species abundance, making *S. mirabilis* an indicator of eutrophic waters and, consequently, of higher productivity.

The higher productivity found in PZ II is attributed to the strong influence of STSF in the region. This front is formed by the separation between SASW and STSW. SASW, formed by the mixing between Subantarctic Water (SAW) and the continental slope waters (Piola *et al.*, 2000), is the coldest and nutrient-rich STSF branch, having greater influence from 32° S towards the south (Aseff, 2009). STSW presents a smaller, but relevant nutrient concentration due to the tropical origin of its waters (Aseff, 2009). In glacial periods (with MSL lower than the present level), these water masses that are currently found on the shelf could influence the open ocean waters more directly.

Therefore, although the paleoproductivity in the southern region of the Southwest Atlantic has been related to PRP (Gu *et al.*, 2018), its increase in the Rio Grande Cone is probably associated with greater SASW influence.

CONCLUSIONS

The studied palynological record covered the period between 66.5 to 47 kyr BP, corresponding to a glacial interval. Pollen grains and spores, dinoflagellate cysts and freshwater algae were identified, totalizing 87 taxa. This study contributes with unprecedented data and findings to the South-Brazilian continental margin during this period.

Regarding the continental environment, we found that the period between 66.5 and 64.5 kyr was characterized by dryer conditions: the landscape was dominated by grassland and salt marshes, with forest occurring in refugia. These conditions began to change between 64.5 and 53.5 kyr, when wetter and warmer conditions may be related to the beginning of MIS 3 and to the global event Heinrich 6. Finally, persistent humid and warm conditions were found between 53.5 and 47 kyr, with gallery forest expanding in the coastal plain during the course of MIS 3 and the marine transgression.

In the oceanic environment, the constant presence of freshwater algae and marine indicators allowed us to conclude that the Rio Grande Cone sedimentary formation consistently took place in a marine environment, but with substantial terrigenous contribution. However, it was observed that the variations in paleoproductivity occurred mainly due to the changes of ocean water masses, rather than the continental influence. The Subantarctic Shelf Water became more important between 53.5 and 47 kyr, bringing cold and nutrient-rich waters to the area, enhancing paleoproductivity.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to CAPES (Brazilian Coordination of Higher Education Staff Improvement) for the financial support (process 88887.091729/2014-01). The first author is also grateful to CAPES for the master's scholarship that enabled the execution of this work and to the Oceanology Graduate Program for the opportunity.

Capítulo VI: Síntese da Discussão e Conclusões

O testemunho REG 972 abrange um período glacial entre 66,5 e 47 mil anos Antes do Presente (AP), com a transição do EIM 4 para o EIM 3. Grãos de pólen e esporos, cistos de dinoflagelados e algas de água doce foram identificados, totalizando 87 táxons. Este estudo contribui com dados e descobertas inéditas para a margem continental sul-brasileira durante esse período.

De acordo com as análises de agrupamento baseadas nas porcentagens dos palinomorfos encontrados, o período estudado foi dividido em duas Palinozonas (PZ) de desenvolvimento paleoambiental, consideradas estatisticamente como grupos nítidos: PZ I (66,5 – 53,5 mil anos AP) e PZ II (53,5 – 47 mil anos AP). Adicionalmente, optou-se por subdividir a PZ I em PZ Ia (66,5 – 64,5 mil anos AP) e PZ Ib (64,5 – 53,5 mil anos AP).

Na PZ Ia pode-se observar o desenvolvimento de marismas na região, devido ao maior percentual de Cyperaceae e Amaranthaceae-Chenopodiaceae do que de Poaceae (Fig. 12a). Além disso, a presença de

espécies arbóreas indicou que as florestas se desenvolviam na forma de pequenos refúgios (Fig. 12b). Na PZ Ib a presença de grãos de polen de *Alnus* e *Nothofagus* representam um transporte de longa distância (Fig. 12c). Estes palinórfos (exóticos para a região) provavelmente passaram por um transporte anemófilo até o Rio da Prata, de onde foram levados pela Pluma do Rio da Prata e/ou pela Corrente das Malvinas até o Cone do Rio Grande. Como o NMM estava mais baixo, o Rio da Prata carregava seus sedimentos mais próximos do local de estudo do que atualmente, aumentando a sua competência de transportar tais palinórfos até a região.

Na PZ II as florestas apresentaram uma expansão na região, indicada pelo aumento de táxons arbóreos e indicadores de maior umidade. Esta mudança na vegetação indica condições climáticas mais amenas com a persistência de condições mais úmidas e quentes que já começavam a aparecer na PZ Ib.

Os táxons de campo e de marismas dominaram a assembleia palinológica ao longo de todo o registro, com os táxons de floresta apresentando um aumento apenas no final do período (Fig 12a).

Verificou-se, portanto, que o período entre 66,5 e 64,5 mil anos AP foi caracterizado por condições secas. Estas condições começaram a mudar entre 64,5 e 53,5 mil anos AP, quando as condições mais úmidas e mais quentes podem estar relacionadas com o início do EIM 3 e com o evento global Heinrich 6. Finalmente, as condições úmidas e quentes persistiram entre 53,5 e 47 mil anos AP com a floresta de galeria em expansão na planície costeira durante o EIM 3 e a transgressão marinha.

A presença das florestas de galeria é indicada no registro palinológico pela ocorrência de *Alchornea triplinervia*, Moraceae/Urticaceae [Berrio *et al.* 2000], Rubiaceae, *Croton*, Euphorbiaceae, Myrtaceae, *Bauhinia* e *Celtis* [Embrapa. Acessado em 28/07/2019]. Os táxons representantes de florestas de galeria que ocorrem nas regiões de campos produzem grãos de polen em menor quantidade e apresentam uma polinização zoófila e mais eficiente [Mourelle & Prieto 2006, Mourelle *et al.* 2007, Mourelle *et al.* 2018]. Conseqüentemente, a ocorrência de uma quantidade relativamente baixa dos grãos de polen desses táxons nas amostras sedimentares pode representar uma contribuição importante para a região.

A variação da produtividade foi diretamente proporcional ao NMM ao longo de todo o registro, o que indica a influência marinha na variação da produtividade local. A ocorrência de *Operculodinium centrocarpum* até o fim da PZ Ib indica que neste período a área de estudo esteve sobre maior influência de águas mais quentes (de origem tropical). Já na PZ II, *O. centrocapum* dá lugar a *Spiniferites mirabilis*, a qual indica uma maior influência de águas mais frias e ricas em nutrientes (Fig 12e).

Portanto, conclui-se que a Água Subantártica de Plataforma apresentou mais relevância para a região entre 53,5 e 47 mil anos AP, trazendo águas frias e ricas em nutrientes para a área, aumentando assim a paleoprodutividade.

A presença constante de algas de água doce e de indicadores marinhos permitiu concluir que a formação sedimentar do Cone do Rio Grande ocorreu consistentemente em um ambiente marinho ao longo de todo o período estudado, mas com importante contribuição terrígena (Fig 12d).

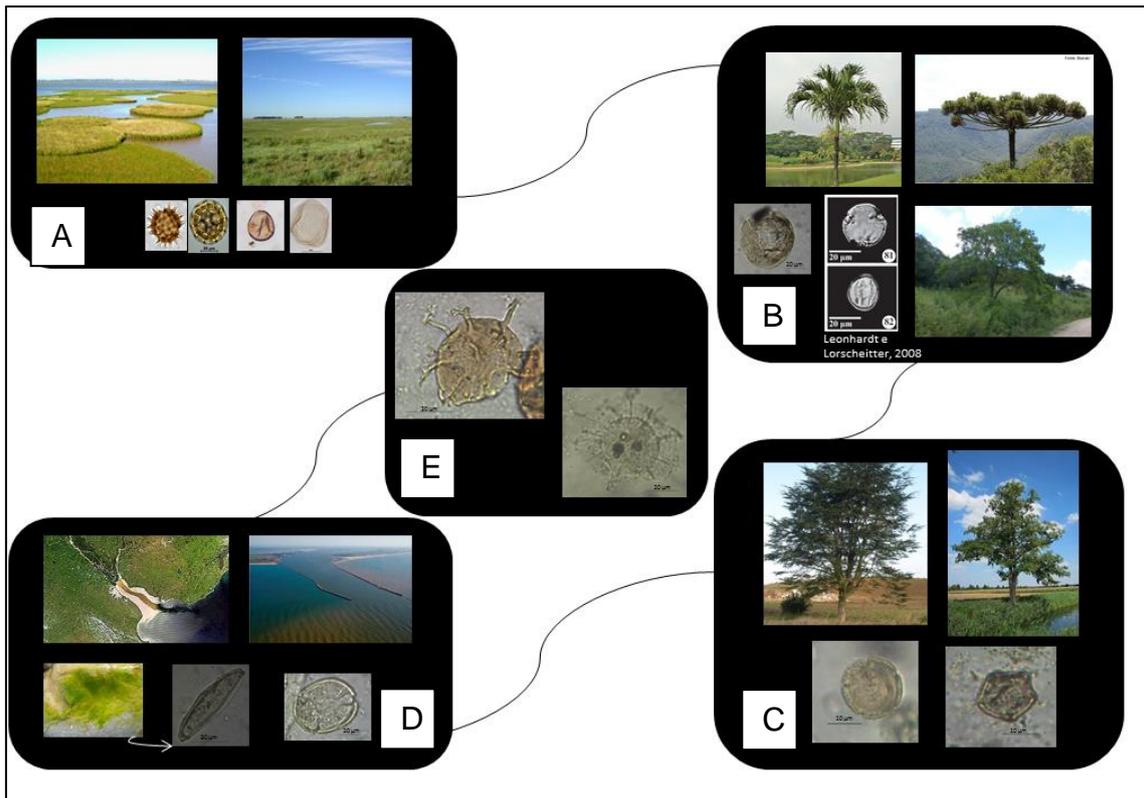


Figura 12. Figura esquemática apresentando as principais formações vegetais ou eventos paleoambientais em conjunto com seus indicadores palinológicos. (A: Marismas e campos indicados pelos grãos de pólen de Asteraceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Poaceae e Cyperaceae; B: Espécies florestais e seus respectivos representantes polínicos, *Araucaria angustifolia*, *Alchornia triplinervia*, Arecaceae; C: *Alnus* e *Nothofagus* e seus representantes polínicos; D: Desembocaduras do Rio da Prata e da lagoa dos Patos e algas de água doce – *Spirogyra* Link e *Pseudoschizaea rubina*; E: Cistos de dinoflagelados: *Spiniferites mirabilis* e *Operculodinium centrocarpum*).

Referências Bibliográficas

- Abreu Natorf De, Calliari LJ (2005). Paleocanais na Plataforma Continental Interna do Rio Grande do Sul: Influências de uma drenagem fluvial pretérita. *Rev. Bras. Geofis* 23: 123–132
- Análisis of Vostok Ice Core Data. Em: https://globalchange.umich.edu/globalchange1/current/labs/Lab10_Vostok/Vostok_09Oct15.htm. Acessado em: 03/06/2019.
- Anjos-Zerfass GS, Souza PA, Chemale FJ (2008). Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas : Estado atual e aplicação na geologia do petróleo. *Rev. Bras. Botânica* 38: 47–62
- Antunes RL, Melo JHG (2001). Micropaléontologia e Estratigrafia de Sequências. In: Ribeiro HJPS (Eds.) *Estratigrafia de Sequências Fundamentos e aplicações*. Ed. Unis. 428p.
- Arz HW, Pärzold L, Wefer G (1998). Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res* 50: 1050117.
- Asse CRC (2009). Estudos da variação sazonal na composição físico-química das massas de água da Plataforma Continental do Atlântico Sudoeste (PCASO) entre Mar del Plata (Argentina, 38° S) e Itajaí (SC, 26° S). Rio Grande, Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande, Dissertação de Mestrado, 100p.
- Asmus HE, Porto R (1972). Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *Cong. Bras. de Geol* 26, Belém 2: 67-90.
- Barboza EG, Rosa, MLCC, Ayup-Zouain RN (2008). Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas : uma revisão das seqüências deposicionais. *Gravel* 125–138.
- Behling H, Arz HW, Pätzold J, Wefer G. (2000). Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core

GeoB 3104-1. Quat. Sci. Rev 19: 981–994. doi: 10.1016/S0277-3791(99)00046-3

- Behling H, Pillar VDP, Orlóci L, Bauermann SG. (2004). Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Camará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 203: 277–297. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00687-4
- Behling H, De Oliveira MAT. (2018). Evidence of a late glacial warming event and early Holocene cooling in the southern Brazilian coastal highlands. *Quat. Res.* 89: 90–102. doi: 10.1017/qua.2017.87
- Berrio JC, Hooghiemstra H, Behling H, Van der Borg K (2000). Late Holocene history of savanna gallery forest from Carimagua area, Colombia. *Rev. Paleobot. and Palyn.* 111: 295-308.
- Boessenkool KP, Brinkhuis H, Schönfeld J, Targarona J (2001). North atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Glob. Planet. Change* 30: 33–39. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00075-3
- Bueno GV, Zacharias AA, Oreiro SG, Cupertino JA, Falkenhein FUH, Neto MAM (2007). Bacia de Pelotas. *Bol. Geoc. - Petrobrás* 15: 551–559
- Cabrera AL (1994). Regiones topogeograficas Argentinas. *Encic. Arg. de Agric. y Ganad.*, 2:1-85.
- Calliari, LJ (1984). Operação Geocosta Sul II. Rel. Técn. Prim. Eta. Noc. Alt. Cam. 07 - 10/04-1984. CONVÊNIO FURGCIRM.LOG/DEGEO/FURG.
- Campos E, Busalacchi A, Garzoli A, Lutjeharms J, Matano R, Nobre P, Olson D, Piola A, Tanajura C, Wainer I (2001) Important Aspects of the South Atlantic to the Understanding of the Global Climate. GODAE Proj. Of. and Bur. of Meteo., Melbourne, Australia.
- Cassab R de ST (2010).Objetivos e Princípios. In Carvalho IS. (ed.). *Paleontologia*. 3ª Edição. Edit. Interciência, 3-11.
- Chiessi CM, Mulitza S, Groeneveld J, Silva JB, Campos MC, Gurgel MHC (2014). Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 415: 28–36. doi: 10.1016/j.palaeo.2013.12.005
- Climate-Data. <https://pt.climate-data.org/america-do-sul>. Acessado em: 12/06/2019.
- Cohen KM, Harper DAT, Gibbard PL (2018). ICS International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy, IUGS. www.stratigraphy.org (visitado em: 06/06/2019).
- Cordeiro SH, Lorscheitter ML (1994). Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. of Paleolim.* 10:35-42.
- Correa-Metrio A, Bush MB, Cabrera KR, Sully S, Brenner M, Hodell DA,

- Escobar J, Guilderson T (2012). Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quat. Sci. Rev.*, 38: 63-75.
- Cruz, FWJ, Burns SJ, Karmann I, Sharp WD, Vuille M (2006). Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems, *Earth and Planetary Science Letters* 248: 405-507.
- Dai L, Weng C (2015). Marine palynological record for tropical climate variations since the late last glacial maximum in the northern South China Sea. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr* 122: 153–162. doi: 10.1016/j.dsr2.2015.06.011
- Dai L, Weng C, Mao L. (2015). Patterns of vegetation and climate change in the northern South China Sea during the last glaciation inferred from marine palynological records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 440: 249–258. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.08.041
- Dale B, Fjellså A (1994). Dinoflagellate cysts as productivity indicators: state of the art, potential and limits. In Zahn, R (ed.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints in the Ocean's Role in Global Change*. Springer, Berlin, 521-537.
- Dias JL, Sad ARE, Fontana RL, Feijó FJ (1994). Bacia de Pelotas. *Bol. Geoc. - Petrobrás* 8: 235–245
- Diaz AF, Studzinski CD, Mechoso CR (1998). Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. *J. Clim* 11: 251–271. doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<0251:RBPAlU>2.0.CO;2
- Diniz D, Medeanic S (2012). Palynomorph Records from the Core of Rio Grande Cone, Brazil: Approaches for Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstructions in the Middle Holocene. *J. Coast. Res* 292: 1351–1360. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00121.1
- Embrapa. https://www.agencia.cnptia.embrapa.br/Agencia16/AG01/arvore/AG01_12_911200585231.html. Acessado em 28/07/2019.
- Emilson I. (1961). The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr, São Paulo* 11(2): 101–112
- Fægri K, Iversen J (1975). *Text-book of Pollen Analysis* Oxford, UK: Blackwell Scient. Public 3 - 295p.
- Frenz M, Höppner R, Stuut J-BW, Wagner T, Henrich R. (2003). Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American continental margin in the Southwest Atlantic. In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary; Reconstruction of material budgets and current systems*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo. 347–373.

- Fontana (1990). Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas-Brasil. *Acta Geol. Leop.* 13: 161-170.
- Gomide J (1989). Bacia de Pelotas. Biocronoestratigrafia baseada em Nanofósseis Calcários. In: SBG, Cong. Bras. de Paleont. 22: 329-351.
- Gonçalves HMS, Dehnhardt BA (1999). Interpretação do testemunho T-101, (32° 05' S; 47° 35' W) com base em nanofósseis calcários - Cone do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 29: 527–532.
- Gonçalves JF, Leonhardt A (2016). Contribuição dos coccolitoforídeos para o aporte de carbonato de cálcio durante o Último Máximo Glacial na Margem Continental Sul Brasileira Contribution of the coccolithophores to the input of calcium carbonate during the Last Glacial Maximum on the South. *Quat. Environ. Geosci* 7: 1– 5.
- González C, Dupont LM (2009). Tropical salt marsh succession as sea-level indicator during Heinrich events. *Quat. Sc. Rev.* 28: 939–946. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.12.023.
- Grim AIM, Tedeschi RG (2009). ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. *J. Clim.* 22: 1589–1609. doi: 10.1175/2008JCLI2429.1.
- Grimm EC (1987). CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Comput. Geosci.* 13: 13-35.
- Grimm EC (1993). TILIA v2.0 (Computer Software) Illinois State Museum. Res. and Collec. Centre, Springfield, IL USA.
- Gu F, Zonneveld KAF, Chiessi CM, Arz HW, Jürgen P, Behling H (2017). Long-term vegetation , climate and ocean dynamics inferred from a 73 , 500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern. 172. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.06.028.
- Gu F, Chiessi CM, Zonneveld KAF, Behling H. (2018a). Late Quaternary environmental dynamics inferred from marine sediment core GeoB6211-2 off southern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 496: 48–61. doi: 10.1016/j.palaeo.2018.01.015.
- Gu F, Chiessi CM, Zonneveld KAF, Behling H (2018b). Shifts of the Brazil-Falklands/Malvinas Confluence in the western South Atlantic during the latest Pleistocene-Holocene inferred from dinoflagellate cysts. *Palyn*, 1-11.
- Haimovici M, ROssi-Wongtschowshi CLDB, Bernardes RÁ, Fisher LG, Vorre CM, Santos RA (2008). Prospecção pesqueira de espécies demersais com rede de arrasto-de-fundo na região Sudoeste-Sul do Brasil. São Paulo: Instituto Oceanográfico - USP (Série documentos Revizzee).
- Heinrich H (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* 29: 142-152.
- Hooghiemstra H, Lézine AM, Leroy SAG, Dupont L, Marret F (2006). Late Quaternary palynology in marine sediments: A synthesis of the

- understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quat. Int* 148: 29–44. doi: 10.1016/j.quaint.2005.11.005
- Jennerjahn TC, Ittekkot V, Arz HW, Behling H (2004). Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events. *Science* (80). 306.
- Kennett JP, Shackleton NJ (1975). Laurentide ice sheet melt water recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores. *Science*. 188:147-150.
- Labeyrie L, Skinner L, Cortijo E (2007). Paeoclimate reconstructions. Sub-Milankovitch (DO/Heinrich) events. In Elias S (ed) *Encyc. of Quat. Sci*, 1964-1974.
- Lantzsch H, Hanebuth TJJ, Chiessi CM, Schwenk T, Violante RA (2014). The high-supply , current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quat. Res* 81: 339–354. doi: 10.1016/j.yqres.2014.01.003
- Leal MG, Lorscheitter ML (2006). Pólen, esporos e demais palinóforos de sedimentos holocênicos de uma floresta paludosa, Encosta Inferior do Nordeste, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia - Ser. Bot.* 61: 13–47.
- Ledru M, Mourguiart P, Riccomini C (2009). Related changes in biodiversity , insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 271: 140–152. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.10.008.
- Leonhardt A, Lorscheitter ML. (2007). Palinóforos do perfil sedimentar de uma turfeira em São Francisco de Paula, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Sul do Brasil. *Rev. Bras. Botânica* 33: 47–59. doi: 10.1590/s0100-84042010000300002.
- Leonhardt A, Lorscheitter ML. (2008). Pólen de gimnospermas e angiospermas do perfil sedimentar de uma turfeira em São Francisco de Paula, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Sul do Brasil. *Rev. Bras. Botânica* 31: 645–658. doi: 10.1590/s0100-84042008000400010.
- Li Z, Pospelova V, Liu L, Zhou R, Song B. (2017). High-resolution palynological record of Holocene climatic and oceanographic changes in the northern South China Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 483: 94–124. doi: 10.1016/j.palaeo.2017.03.009.
- Lisiecki LE, Stern JV (2016). Glacial Cycle. *Paleoceanography* 1368–1394. doi: 10.1002/2016PA003002.Received.
- López LAC. (2009). Interpretação Sismoestratigráfica E Geomorfología Sísmica Do Cone De Rio Grande, Bacia De Pelotas. Porto Alegre, Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese doutorado, 160p.
- Lorscheitter ML, Romero EJ (1985). Palynology of Quaternary sediments in the core T15, Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil. *Quat. of South Am. and Antarctic Penins* 3:55-92.
- Lorscheitter ML, Dillenburger SR (1998). Holocene paleoenvironments of the

- northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments. *Quat. of South Am. and Ant. Pen* 11:73-97.
- Martins R. (1984). Modelo Sedimentar do Cone de Rio Grande. *Portal de Periódicos UFRGS* 16: 91–189.
- Martins LR, Urien CM, Martins IR. (2005). Gênese dos Sedimentos da Plataforma Continental Atlântica entre o Rio Grande do Sul (Brasil) e Tierra del Fuego (Argentina). 85–102.
- Masetto E, Lorscheitter ML. (2016). Gymnosperm and angiosperm pollen grains in Holocene sediments from a paleolagoon in the coastal plain of extreme southern Brazil. *Rev. Bras. Bot.* 39: 709–720. doi: 10.1007/s40415-015-0242-y.
- Medeanic S, Dillenburg SR, Toldo, EEJ (2001). Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Rev. Geociências* 6: 64–76.
- Medeanic S, Jankovská V, Dillenburg SR (2003). The implication of green algae (Chlorophyta) for palaeoecological reconstruction of the Holocene lagoon system in the Tramandaí Lagoon region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Acta Palaeobot* 43: 113–123.
- Medeanic S, Corrêa ICS, Weschenfelder J (2007). Palinomorfos nos Sedimentos de Fundo da Laguna dos Patos-RS: Aplicação nas Reconstruções Paleoambientais. *Gravel* 89–102.
- Minasi DM (2018). Movimentos de massa e evolução morfossedimentar do Megadeslizamento do Chuí, Bacia de Pelotas. Rio Grande, Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande. Dissertação de mestrado, 47p.
- Mohan SV, Limaye RB, Padmalal D, Masood S, Kumaran KPN (2017). Holocene climatic vicissitudes and sea level changes in the south western coast of India : Appraisal of stable isotopes and palynology. *Quat. Int.* 443: 164–176. doi: 10.1016/j.quaint.2016.07.018.
- Morelato R, Fabianovicz R. (2015). Bacia Potiguar: Sumário Geológico e Setores em Oferta - Superintendência de Definição de Blocos SDB. 22.
- Mourelle D, Prieto AR (2016). Pollen and spores from surface samples in the campos region of Uruguay and their paleoecological implications. *Acta Bot. Brasil.* 30: 351-370. doi: 831 10.1590/0102-33062016abb0117.
- Mourelle D, Prieto AR, García-Rodríguez F (2015). Cambios de la vegetación en la cuenca de la laguna merín, Uruguay, durante los últimos CA. 2000 CAL. años ap. *Rev. Bras. Paleontol.* 18: 509–520. doi: 10.4072/rbp.2015.3.13.
- Mourelle D, Prieto AR, García-Rodríguez F (2017). Riparian woody vegetation history in the *campos* region, Southeastern South America, during two time windows: late Pleistocene and late Holocene. *Quate. Sci. Rev.* 167: 14-29. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.04.024.

- Mourelle D, Perez L, Hanebuth TJJ, Lantsch H, Gacía-Rodríguez F (2018). Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record of the inner uruguayan continental shelf. *Jour. of Sed. Envir.* 3 (4): 234-256.
- Mourelle D, Macedo RB, Prieto AR (2018a). Análisis palinológico actual y del Cuaternario Tardío en la región de los *Campos* (Uruguay y sur de Brasil): Estado de las investigaciones, dificultades y potencialidades. *Assoc. Paleont. Arg. Pub. Elet.* 18 (2): 156-170.
- Neves PCP, Lorscheitter ML (1997). Palinologia de sedimentos de uma maa tropical paludosa na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. 6° Cong. de Assoc. Bras. de Est. do Quat. (Curitiba), Proceedings 341-344.
- Newman JW, Parker PL, Behren EW (1973). Organic carbon isotope ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. *Geoc. et Cosmc. Acta* 37: 225-238.
- Paillar D, Labeyrie L, Yiou P (1996). Macintosh program perfoms time-series analysis. *Eos, Transac. Amer. Geophys. Union*, 77: 379.
- Peterson RG, Stramma L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.* 26: 1–73. doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8.
- Pillar VP (1999). How sharp are classifications? *Ecology.* 80: 2508-2516.
- Pillar VP (2006). MULTIV: Multivariate exploratory analysis, randomization testing and bootstrap resampling. *Depart. of Ec. Univers. Fed. do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Brazil.
- Piola AR, Campos EJD, Möller OO, Charo M, Martinez C (1999). Continental shelf water masses off eastern South America - 20° to 40° S. 19th Symp on Glo. Chang. St. 9-12.
- Piola AR, Campos EJD, Möller, OO, Charo M, Martinez C. (2000). Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res.* 105: 6565–6578.
- Piola AR, Matano RP, Palma ED, Möller OO. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. 32: 4–7. doi: 10.1029/2004GL021638.
- Piola AR, Möller OO, Guerrero RA, Campos JDE (2008). Variability of the subtropical shelf front off eastern South America> Winter 2003 and summer 2004. *Cont. Shelf Res.* 28: 1639-1648.
- Poliakova A, Zonneveld KAF, Kwiatkowski C, Ari M, Behling H. (2017). Review of Palaeobotany and Palynology Marine environment , vegetation and land use changes during the late Holocene in South Kalimantan and East Java reconstructed based on pollen and organic-walled dino fl agellate cysts analysis. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 238: 105–121. doi: 10.1016/j.revpalbo.2016.11.012.
- Rabassa J, Ponce JF (2016). The Heinrich and Dansgaard – Oeschger Climatic

- Events During Marine Isotopic. 3: 7–22. doi: 10.1007/978-3-319-40000-6.
- Razik S, Chiessi CM, Romero OE, Von Dobeneck T. (2013). Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 374: 28–40.
- Rasik S, Govin A, Chiessi CM, Von Dobeneck T. (2015). Depositional provinces, dispersal and origin of terrigenous sediments along the SE South American continental margin. *Mar. Geol.* 363: 261-272.
- Reis AT, Silva CG, Gorini MA, Lea R, Pinto N, Perovano R, Santos MVM, Guerra J V, Jeck IK, Ange A. (2016). Megalide Complex: The Chui Regional-Scale Submarine Landslides on the Southern Brazilian Margin. 115–123. doi: 10.1007/978-3-319-20979-1.
- Rodrigues RR, Rothstein L.M, Wimbush M (2007). Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: *J. Phys. Oceanogr.* 37: 16–30. doi: 10.1175/JPO2983.1.
- Rodrigues AR, Alejandra M, Pivel G, Almeida FK De, Bonetti C. (2018). Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* doi: 10.1016/j.marmicro.2018.05.007.
- Rosa MLC, Barboza, EG, Abreu VS, Tomazelli LJ, Dillenburg SR (2017). High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. *Braz. Jour. of Geol.* 47: 183–207. doi: 10.1590/2317-4889201720160138.
- Roth L, Lorscheitter ML (2013). Bryophyte and pteridophyte spores and gymnosperm pollen grains of sedimentary profiles from two forest areas of the Southern Brazilian Coastal Plain. *Rev. Bras. Bot.* 36: 99–110. doi: 10.1007/s40415-013-0019-0.
- Salgado-Labouriau MA (2007). *Critério e Técnicas para o Quaternário*. Edit. Edgard Blucher, 404p.
- Santos VLC. (2009). Banco de dados ambientais da Bacia de Pelotas: uma ferramenta para elaboração de Estudos de Impacto Ambiental. 59.
- Soutelino RG (2008). *A origem da Corrente do Brasil*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Dissertação de mestrado, 101p.
- Stockmarr L (1971). Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pol. et Sp* 13: 615-621.
- Suguio K, Martin L, Bittencourt ACSP, Dominguez JML, Flexor JM, de Azevedo AEG. (1985). Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. de Geoc.* 15: 276-283.
- Tessler MG. (2015). Formação e Evolução dos Oceanos. In Castello JP, Krug,

- LC (ed.) Introdução às ciências do mar. Edit. Textos, 26-43.
- Tomazelli LJ, Dillenburg SR, Villwock JÁ (2000). Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.* 30(3): 474-476.
- Traverse A. (2007). *Paleopalynology*. Springer, 816p.
- Uriarte-Cantolla A (2003). *Histria del clima de la tierra*. Serv. Central de Public. del Gob. Vasco, Victoria-Gasteiz, 306p.
- Van Meerbeeck CJ, Renssen H, Roche DM (2009). How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? - Perspectives from equilibrium simulations. *Clim. Past* 5: 33–51. doi: 10.5194/cp-5-33-2009.
- Vaz AC, Möller OO, Almeida TL (2006). Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos. *Atlântica* 28: 13–23.
- Villwock JA, Tomazelli LJ (1995). Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Not. Téc CECO/UFRGS* 8:1-45.
- Wang X, Auler A, Edwards LE, Cheng H, Cristalli OS, Smart PL, Richards DA, Shen C (2004). Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nat. Publis. Group* 432: 2767-2769.
- Wang X, Wang J, Zhang J (2012). Comparisons of Three Methods for Organic and Inorganic Carbon in Calcareous Soils of Northwestern China. *PLoS One* 7. doi: 10.1371/journal.pone.0044334
- Weiler NE. (1998). Holocene Sea Levels in Anegrada Bay, Argentine Republic. *Coast. Educ. Reserach Found. Inc.* 14: 1034–1043
- Werneck PB, Lorscheitter ML (2001). Paleoambientes dos últimos milênios na zona da mata do Faxinal, Torres, RS, Brasil. 8º Congres. da Assoc. Bras. de Est. Quat. (Imbé), Abt. 405-406.
- Ybert J, Carvalho MA, Scheell-Ybert R (2012). Dicionário temático de morfologia esporopólica. *Museu Nacional UFRJ*, 100 p.
- Zonneveld KAF, Marret F, Versteegh GJM, Bogus K, Bonnet S, Bouimetarhan I, Crouch E, Vernal A De, Elshanawany R, Edwards L, Esper O, Forke S, Grøsfjeld K, Henry M, Holzwarth U, Kielt J, Kim S, Ladouceur S, Ledu D, Chen L, Limoges A, Londeix L, Lu S, Mahmoud MS, Marino G, Matsouka K, Matthiessen J, Mildenhall DC, Mudie P, Neil HL, Pospelova V, Qi Y, Richerol T, Rochon A, Sangiorgi F, Solignac S, Turon J, Verleye T, Wang Y, Wang Z, Young M. (2013). Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Ver. of Palaeob. and Palyn* 191: 1–197. doi: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.003.