



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

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UMA SEÇÃO
HOLOCENA DO SUL DA ILHA DE SANTA CATARINA, SUL
DO BRASIL**

LIDIA AUMOND KUHN

ORIENTADOR – Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

Porto Alegre, 2021

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

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UMA SEÇÃO
HOLOCENA DO SUL DA ILHA DE SANTA CATARINA, SUL
DO BRASIL**

LIDIA AUMOND KUHN

ORIENTADOR – Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Marcelo de Araújo Carvalho – Departamento de Geologia e Paleontologia,
Museu Nacional, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dra. Maria Judite Garcia – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental,
Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza – Centro de Estudos Costeiros e Oceânico,
Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Tese de doutorado apresentada como
requisito parcial para obtenção do título de
Doutor em Ciências

Porto Alegre, 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Kuhn, Lidia Aumond
Evolução ambiental de uma seção Holocena do sul da
Ilha de Santa Catarina, sul do Brasil / Lidia Aumond
Kuhn. -- 2021.
197 f.
Orientador: Paulo Alves de Souza.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2021.

1. Palinologia. 2. Paleontologia. 3. Planície
costeira. 4. Holoceno. 5. Santa Catarina. I. Souza,
Paulo Alves de, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de doutorado (Proc. 141324/2017) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de doutorado sanduíche através do Programa Institucional de Internacionalização (Proc. 88887.467306/2019-00).

Ao professor Paulo Alves de Souza pela orientação, confiança e dedicação ao longo de toda minha formação como pesquisadora.

Agradeço à professora Karin Zonneveld pelo acolhimento na Universidade de Bremen e pelo empenho em viabilizar diversas análises em meio a pandemia. Também agradeço à Prof. Zonneveld pelas orientações e pelos ensinamentos.

Agradeço ao Gerard J.M. Versteegh pela disposição em discutir e pela cooperação na redação de artigo científico.

Agradeço aos colegas da Universidade de Bremen pelo acolhimento e parceria durante a minha estadia em Bremen.

Agradeço à professora Maria Luiza C. C. Rosa e ao professor Sérgio S. Dilleburg pela cooperação e disposição em discutir dados de minha tese. Também agradeço ao professor Eduardo Barboza por possibilitar a realização das análises granulométricas.

Agradeço ao Pedro Simas pela enorme disposição em auxiliar as coletas de campo, bem como ao Gabriel Rosolem por acompanhar a coleta dos dados altimétricos em campo.

Aos colegas do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo pela amizade, companheirismo e apoio durante toda minha jornada. Em especial ao Renato B. Macedo, que foi quem me introduziu no universo da palinologia compartilhando todo seu conhecimento e inspiração e ao Rodrigo R. Cancelli que me instigou para me dedicar ao estudo das áreas costeiras, sempre estando disponível para discussões e colaborações.

Ao Guilherme S. Hoerlle, colega e companheiro, por todo o carinho, incentivo e ajuda em inúmeras etapas desta pesquisa.

À toda minha família. Aos meus queridos pais por tudo, pelo amor, pelo incentivo e por serem tão instigantes nas reflexões sobre o mundo. À Eugênia, Sofia e Isadora

que, além de irmãs, são meus exemplos de mulheres e minhas inspirações de pesquisadoras.

A todos meus amigos, do tempo do colégio, da faculdade e quem tive o prazer de conhecer ao longo desta jornada, obrigada pela companhia e amizade atemporal.

RESUMO

Mudanças no nível do mar durante o Quaternário desempenharam um papel importante na morfologia e vegetação de áreas costeiras no sul do Brasil. Compreender a evolução natural dessas áreas é essencial para a tomada de decisões sobre a regulamentação do uso do solo visando o desenvolvimento sustentável, bem como para preservação dos ecossistemas costeiros. Esta tese apresenta dados palinológicos, sedimentológicos e isotópicos estáveis de testemunho sedimentar da planície costeira da praia do Pântano do Sul, no sul da Ilha de Santa Catarina (SC, Brasil). Quatro fases ambientais foram definidas a partir de 6.500 anos AP até o recente. A primeira fase corresponde a um ambiente lagunar conectado com o mar entre 6.503 a 2.817 anos AP. Associações de cistos dinoflagelados sugerem que a entrada de água marinha se originou nas águas relativamente quentes e salinas da Corrente do Brasil. Durante a segunda fase (2.817 anos AP – 1.478 anos AP), a contribuição da água do mar diminuiu até que o corpo de água foi desconectado do mar. A superfície que marca a passagem da primeira para a segunda fase é cronologicamente coincidente com paleosuperfícies semelhantes de estudos anteriores na planície costeira central de Santa Catarina. A terceira fase (1.478 a 524 anos AP) é marcada pela diminuição do nível da água e sedimentação da lagoa até seu secamento. A formação dos solos levou à colonização de vegetação herbácea sobre a paleolagoa. A superfície que marca a transição da segunda para a terceira fase possui altitude semelhante às identificadas em outros estudos na planície costeira central de Santa Catarina. Na quarta fase, a consolidação de uma restinga arbórea (Mata Atlântica) ocorreu a partir de 524 anos AP até os dias atuais. Dois métodos de processamento palinológico foram usados para amostras da fase marinha para comparar recuperações de cistos de dinoflagelados e interpretações ambientais. Este estudo mostra que evitar métodos agressivos de processamento químico em amostras de ambientes com influência marinha fornece mais informações sobre as paleocondições do mar. Além disso, a altimetria de alta resolução em combinação com idades radiocarbônicas é fundamental para correlacionar paleosuperfícies em estudos palinológicos para compreender mudanças ambientais regionais. Por fim, este estudo mostra que a morfologia e evolução da vegetação da planície costeira da Ilha de Santa Catarina foram amplamente influenciadas pelas mudanças do nível do mar durante o Holoceno.

Palavras-chave: Palinologia; isótopos estáveis; evolução ambiental; mudanças no nível do mar; dinâmica vegetacional; Holoceno; Pântano do Sul

ABSTRACT

Sea-level changes during the Quaternary played a major role in the morphology and vegetation of coastal areas in southern Brazil. Understanding the natural evolution of these areas is essential for decision-making of land use regulations towards sustainable development as well as to preserve the uniqueness of the coastal ecosystems. This study presents palynological, sedimentological and isotope data from a Holocene core retrieved from the coastal plain of the Pântano do Sul beach at the south of the Santa Catarina Island (southern Brazil). Four environmental phases were defined from 6500 yr BP to close to modern days. At first, a lagoon connected with the sea occurred from 6503 to 2817 yr BP (Phase I). Dinoflagellate cyst associations suggest that the marine water input originated in the relatively warm saline Brazil Current. During a second phase (2817 yr BP – 1478 yr BP), marine water contribution decreased until it the water body was disconnected with the sea. The surface that marks the shift from the first to the second phase is chronologically coincident with similar paleosurfaces of previous studies in the central Santa Catarina Coastal plain. The third phase (1478 yr BP – 524 yr BP) is marked by the decrease of the water level and sedimentation of the lagoon until it dried out. The formation of soils led to the colonization of herbaceous vegetation over the paleolagoon. The surface that marks the transition from the second to the third phase have a similar altitude of those identified in other studies in the central Santa Catarina Coastal plain. At the fourth phase, the consolidation of an arboreal restinga (Atlantic Rainforest) occurred from 524 yr BP until the present day. Two palynological processing methods were used for the marine phase to compare recoveries of dinoflagellate cysts and environmental interpretations. This study shows that avoiding harsh chemical processing methods in samples from marine-related environments provides more information on paleoconditions of the sea. In addition, high-resolution altimetry in combination with radiocarbon ages is pivotal to correlate paleosurfaces in palynological studies to understand regional environmental changes. At last, this study shows that the morphology and vegetation evolution of the coastal plain of the Santa Catarina Island was largely influenced by sea-level changes during the Holocene.

Keywords: Palynology; stable isotope; environmental evolution; sea-level changes; vegetation dynamics; Holocene; Pântano do Sul

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO	6
ABSTRACT	7
SUMÁRIO	8
ESTRUTURA DA TESE	11
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	12
1. INTRODUÇÃO	12
2. OBJETIVOS	14
3. MATERIAIS E MÉTODOS	14
3.1. Coleta do perfil sedimentar.....	15
3.2. Datações radiocarbônicas	17
3.3. Análises granulométricas	18
3.4. Coleta de dados altimétricos	18
3.5. Análises geoquímicas e isotópicas.....	19
3.6. Processamento das amostras palinológicas	19
3.7. Análises qualitativas e fotomicrografias.....	21
3.8. Análises quantitativas.....	22
3.8.1. <i>Representação por porcentagem</i>	23
3.8.2. <i>Representação por concentração</i>	23
3.8.3. <i>Análise de agrupamento</i>	24
3.8.4. <i>Análise de Componentes Principais (PCA)</i>	24
4. LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO	25
4.1. Geologia e geomorfologia	25
4.2. Climatologia.....	25
4.3. Oceanografia.....	26
4.4. Vegetação	27
5. ESTADO DA ARTE DO TEMA DA PESQUISA	28
5.1. O Quaternário.....	28
5.2. Oscilações do nível do mar no Quaternário: causas e efeitos na costa brasileira.....	30
5.3. Estudos do nível relativo do mar durante o Holoceno no Brasil	32
5.4. A palinologia para estudos paleoambientais no Quaternário	35
5.4.1. <i>Palinologia: conceitos e generalidades</i>	35
5.4.2. <i>Grupos de palinomorfos</i>	37
5.5. Isótopos estáveis (C/N e $\delta^{13}\text{C}$) para estudos paleoambientais no Quaternário.....	41
5.5.1. <i>Identificação da matéria orgânica através da relação C/N</i>	42

5.5.2. Identificação da matéria orgânica através de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$)	42
5.6. Estudos palinológicos holocênicos na Planície Costeira de Santa Catarina 44	
5.7. Integração dos dados palinológicos do Holoceno da Planície Costeira de santa catarina	55
6. RESUMO E INTEGRAÇÃO DOS PRINCIPAIS RESULTADOS OBTIDOS	57
6.1. Datações radiocarbônicas (^{14}C)	57
6.2. Dados altimétricos	58
6.3. Análises granulométricas	58
6.4. Análises geoquímicas e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$, C/N e TOC).....	59
6.5. Análises palinológicas	59
6.5.1. Evolução paleoambiental de Pântano do Sul (PCSC-4)	73
7. CONCLUSÕES	80
CAPÍTULO 2 – ARTIGO I.....	94
1. INTRODUCTION.....	97
2. ENVIRONMENTAL SETTING.....	100
3. MATERIALS AND METHODS	102
3.1. Sediment core collection and sampling	102
3.2. Radiocarbon dating	102
3.3. Granulometric analyses.....	102
3.4. Elemental C and N and ^{13}C isotopes.....	103
3.5. Palynological analysis	103
4. RESULTS.....	105
4.1. Radiocarbon datings.....	105
4.2. Granulometric analysis.....	105
4.3. Elemental C and N and ^{13}C isotopes.....	106
4.4. Palynological record	108
4.4.1. Phase I (650-310 cm).....	108
4.4.2. Phase II (300 to 220 cm).....	109
4.4.3. Phase III (210 to 80 cm).....	109
4.4.4. Phase IV (70 to 0 cm)	109
5. DISCUSSION	114
5.1. Phase I: Lagoonal stage (6503 cal yr BP – 2817 yr BP).....	114
5.2. Phase II: Regressive stage and sea disconnection (2817 yr BP – 1478 yr BP) 116	
5.3. Phase III: Early development of the Restinga Forest (coastal plain Atlantic Rainforest) (1478 yr BP – 524 yr BP)	117

5.4. Phase IV: Restinga Forest (coastal plain Atlantic Rainforest) (524 yr BP – present)	118
5.5. Environmental evolution of southern Brazil coastal plain and regional implications.....	119
6. CONCLUSIONS	122
CAPÍTULO 3 – ARTIGO II.....	131
1. INTRODUCTION.....	134
2. MATERIALS AND METHODS	135
2.1. Palynological processing	136
3. RESULTS.....	138
4. DISCUSSION	141
4.1. Selective preservation of Gonyaulacoid dinoflagellates.....	141
4.2. Chemical composition of dinoflagellate cyst walls	144
4.3. Effect of harsh chemical treatments on paleoenvironmental interpretations 144	
5. CONCLUSIONS	148
CAPÍTULO 4 – ARTIGO III.....	157
1. INTRODUCTION	160
1.1. Regional setting.....	161
2. ENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE GAROPABA, PINHEIRA AND PÂNTANO DO SUL AREAS	163
2.1. Pântano do Sul area.....	163
2.2. Pinheira area	164
2.3. Garopaba area	165
3. MATERIALS AND METHODS	167
3.1. Comprehensive review and integration of available palynological data in the central Santa Catarina coastal plain	167
3.2. Altimetric data.....	167
4. RESULTS AND DISCUSSION	168
4.1. Altimetric data.....	168
4.2. Integrated paleoenvironmental interpretation	168
4.3. Environmental significance of the paleosurfaces.....	171
4.3.1. <i>Paleosurface 1: end of marine influence</i>	171
4.3.2. <i>Paleosurface 2: aquatic to a terrestrial environment</i>	173
5. CONCLUSIONS	176
ANEXOS.....	182
Anexo A: Comprovantes de submissão dos artigos científicos	183
Anexo B: Datações radiocarbônicas.....	186

Anexo C: Análises granulométricas.....	188
Anexo D: Análises químicas e isotópicas	190
Anexo E: Produção científica durante doutorado	191

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de doutorado está estruturada em três artigos submetidos em periódicos classificados nos estratos Qualis-CAPES (A1, A2, A3; Anexo A). A sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo I: Texto Integrador composto pelos seguintes capítulos: a) introdução com a formulação do problema de investigação e a hipótese; b) objetivos da pesquisa; c) o estado da arte do tema da pesquisa; d) os materiais e métodos utilizados; e) aspectos fisiográficos da área de estudo; f) resumo dos principais resultados obtidos, interpretações desenvolvidas nos artigos e discussão integradora dos resultados; g) conclusões; h) referências bibliográficas.

Capítulo II a IV: Corpo principal da tese, constituído dos artigos científicos submetidos.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

O entendimento das mudanças ambientais ocorridas durante o Quaternário é valioso para a compreensão da dinâmica ambiental atual e futura. Isso é particularmente importante em áreas costeiras onde as interações terra-oceano desempenham um papel importante na geomorfologia e na dinâmica da vegetação. As áreas costeiras são ambientes altamente dinâmicos e muitas vezes são suscetíveis ao remodelamento por atividades antropogênicas, incluindo supressão de vegetação, uso da terra e mudanças hidrológicas, que podem ameaçar sua própria sustentabilidade ecológica e econômica (e.g., Ramesh *et al.*, 2015; Newton *et al.*, 2016). Além disso, estas áreas abrangem ecossistemas que muitas vezes têm uma biodiversidade única. Compreender a evolução natural dessas áreas em termos de geomorfologia e dinâmica vegetacional é essencial para a tomada de decisões sobre a regulamentação do uso do solo para o desenvolvimento sustentável das áreas costeiras, bem como para compreender e preservar a singularidade desses ecossistemas costeiros. Particularmente, a planície costeira brasileira está sob pressão de ocupação antrópica. Esta região é coberta pela Mata Atlântica, reconhecida como um dos ecossistemas mais importantes da Terra em termos de biodiversidade (UNESCO, 2010).

A planície costeira do sul do Brasil é formada por depósitos marinhos sedimentares quaternários, transicionais e continentais, associados às variações relativas do nível do mar que influenciaram diretamente no desenvolvimento de diferentes formações da Mata Atlântica, como restingas e manguezais (IBGE, 2012; Magnano *et al.*, 2010; Marques *et al.*, 2015; Melo Junior & Boeger, 2015). Uma região característica desse sistema encontra-se no sul da Ilha de Santa Catarina. Essa área

abriga fragmentos preservados de Mata Atlântica localizados próximo ao litoral. Esta combinação torna a região propícia para o estudo da interação entre as mudanças do nível do mar e a dinâmica da vegetação durante o Holoceno.

O estudo da dinâmica e evolução de áreas costeiras pode ser realizado por meio de várias ferramentas científicas. Dentre elas, destacam-se métodos sedimentológicos (e.g., Dillenburg *et al.*, 2006; Zazo *et al.*, 2013), arqueológicos (e.g., Martin *et al.*, 1986), isotópicos (e.g., Martin *et al.*, 1986; Carr *et al.*, 2015), geofísicos (e.g., Costas *et al.*, 2016; Barboza *et al.*, 2021), paleontológicos (e.g., Angulo *et al.*, 1999; Chemello & Silenzi, 2011; Toniolo *et al.*, 2020), incluindo estudos palinológicos (e.g., Borromei & Quattrocchio, 2007; Leroy *et al.*, 2013). Em particular, os registros palinológicos normalmente fornecem informações sobre mudanças ambientais e vegetacionais (e.g., Mourelle *et al.*, 2015; Kuhn *et al.*, 2017). Além disso, as variações nas abundâncias relativas de palinóforos marinhos e continentais são comumente usadas para determinar mudanças no nível do mar por meio da delimitação de eventos transgressivos e regressivos (e.g., van Soelen *et al.* 2010; Candel & Borromei, 2016).

Diversos estudos palinológicos foram conduzidos no setor Sul-riograndense da planície costeira do Brasil (ver resumos em Lorscheitter, 2003; Bauermann *et al.*, 2009; Mourelle *et al.*, 2018). No entanto, o setor catarinense é geomorfologicamente distinto do setor Sul-riograndense e poucos estudos palinológicos sobre a sucessão ambiental foram realizados até então. Estudos disponíveis até hoje estão localizados apenas na porção continental da planície costeira catarinense (Behling e Negrelle, 2001; Amaral *et al.*, 2012; Cancelli, 2012; Kuhn *et al.*, 2017; Val-Péon *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2021, França *et al.*, 2019; Cohen *et al.*, 2020). Até o momento não há estudos de evolução paleoambiental através de palinologia para a Ilha de Santa Catarina.

Dessa forma, esta contribuição dedica-se a compreender as mudanças ambientais ocorridas no sul da Ilha de Santa Catarina, investigando os efeitos das mudanças do nível do mar ocorridas durante o Holoceno na paisagem e no desenvolvimento da vegetação no local. Além disso, essa pesquisa buscou identificar as relações com a evolução ambiental em áreas similares, compreendendo os principais agentes da paisagem. Sendo assim, o presente trabalho fornece o primeiro estudo palinológico em combinação com dados sedimentológicos e isotópicos para a

Ilha de Santa Catarina. Assim, este estudo compreende o registro palinológico mais oriental da porção terrestre da planície costeira do sul do Brasil. Nesta tese, apresento a evolução ambiental e vegetacional detalhada do sul da Ilha de Santa Catarina (Pântano do Sul) durante os últimos 6.500 anos. Considerando as curvas de oscilação do nível do mar propostas para o litoral brasileiro (e.g., Angulo *et al.*, 2006, Barboza *et al.*, 2021) e as reconstituições ambientais palinológicas disponíveis para a porção continental do litoral de Santa Catarina (e.g., Cancelli, 2012; Kuhn *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2021), esta pesquisa tem como hipótese principal que a morfologia e dinâmica vegetacional do sul da Ilha de Santa Catarina tenha sido controlada principalmente por variações do nível do mar durante o Holoceno.

2. OBJETIVOS

Esta tese tem como objetivo principal propor um modelo para a evolução paleoambiental do sul da Ilha de Santa Catarina durante o Holoceno através de análise palinológica, sedimentológica e isotópica. Os objetivos específicos contemplam:

- Análise dos componentes palinológicos buscando identificar e contemplar a diversidade de palinomorfos encontrados na localidade estudada;
- Compreensão do papel ecológico dos elementos palinológicos encontrados;
- Investigação das variações ambientais ocorridas na área de estudo e correlação com as mudanças do nível relativo do mar durante o Holoceno;
- Integração dos resultados obtidos com os demais trabalhos realizados na Planície Costeira de Santa Catarina.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento desta pesquisa, foram realizadas atividades em campo e laboratório. A preparação química, análises qualitativas e quantitativas das amostras palinológicas foram realizadas no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IGEO/UFRGS) e nos laboratórios do Centro de Ciências Ambientais e Marinhas (MARUM) da Universidade de Bremen. As análises granulométricas do testemunho foram realizadas no Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) do

IGEO/UFRGS. Por fim, análises geoquímicas foram obtidas no Laboratório de Geoquímica Orgânica – Hinrichs Lab do MARUM da Universidade de Bremen.

3.1. COLETA DO PERFIL SEDIMENTAR

Um testemunho sedimentar (PCSC-4) foi coletado na região de Pântano do Sul, sul da Ilha de Santa Catarina (SC), no interior de uma Mata Paludosa a aproximadamente 1 km de distância da atual linha de costa (Figura 1). As coordenadas de coleta do poço são: 27°46'36.49"S; 48°31'45.96"O.

A coleta do perfil sedimentar de Pântano do Sul foi realizada utilizando um aparelho coletor denominado "*Russian Peat Borer*". Esse equipamento é composto por uma cápsula tubular de 50 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro, acoplado a hastes móveis e que, por movimentos rotacionais, retira e incorpora seções sedimentares nas profundidades desejadas (Moore *et al.*, 1991). A cada seção, o coletor foi cuidadosamente limpo, evitando a contaminação de palinórfos oriundos de níveis anteriores. As seções sedimentares foram transferidas para tubos de policloreto de vinila (PVC) previamente cortados longitudinalmente com mesmas dimensões da cápsula do aparelho coletor e com a marcação de topo e base indicando as respectivas profundidades (Figura 2). Os tubos foram embalados com filme plástico e papel alumínio para transporte ao laboratório onde foram acondicionados em baixas temperaturas até a retirada das unidades amostrais para análises.

O testemunho atingiu a profundidade de 6,5 m, onde o material sedimentar apresentou resistência para a perfuração. O local de coleta foi selecionado pelas características redutoras do solo no local, propícias para preservação de palinórfos

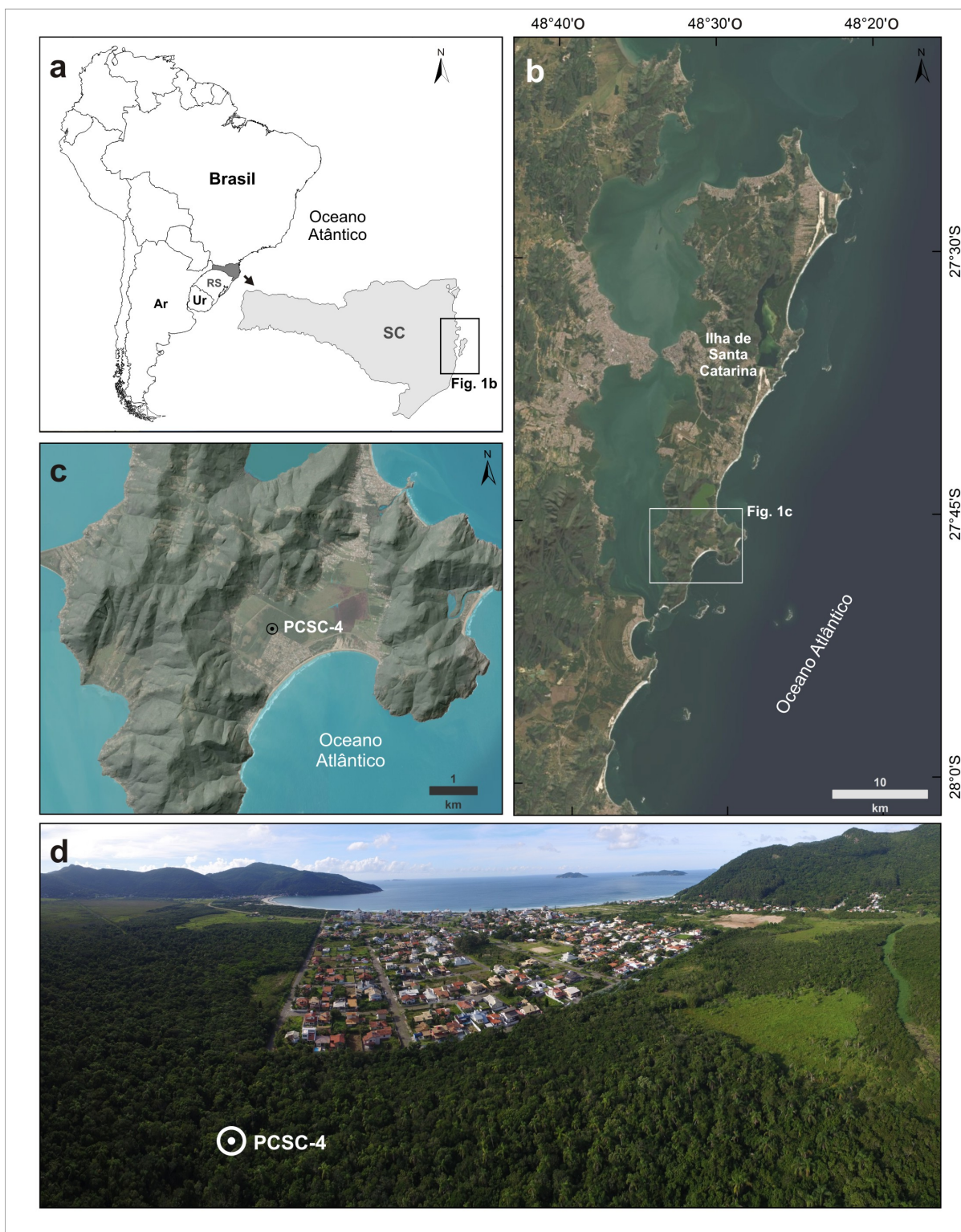


Figura 1: Localização da área de estudo e local de coleta do testemunho PCSC-4. a) Localização da Ilha de Santa Catarina na porção central do litoral de Santa Catarina; b) Localização da praia de Pântano do Sul no sul da Ilha de Santa Catarina; c) Localização do testemunho na praia de Pântano do Sul; d) Foto aérea e indicação do local de amostragem do testemunho (PCSC-4).

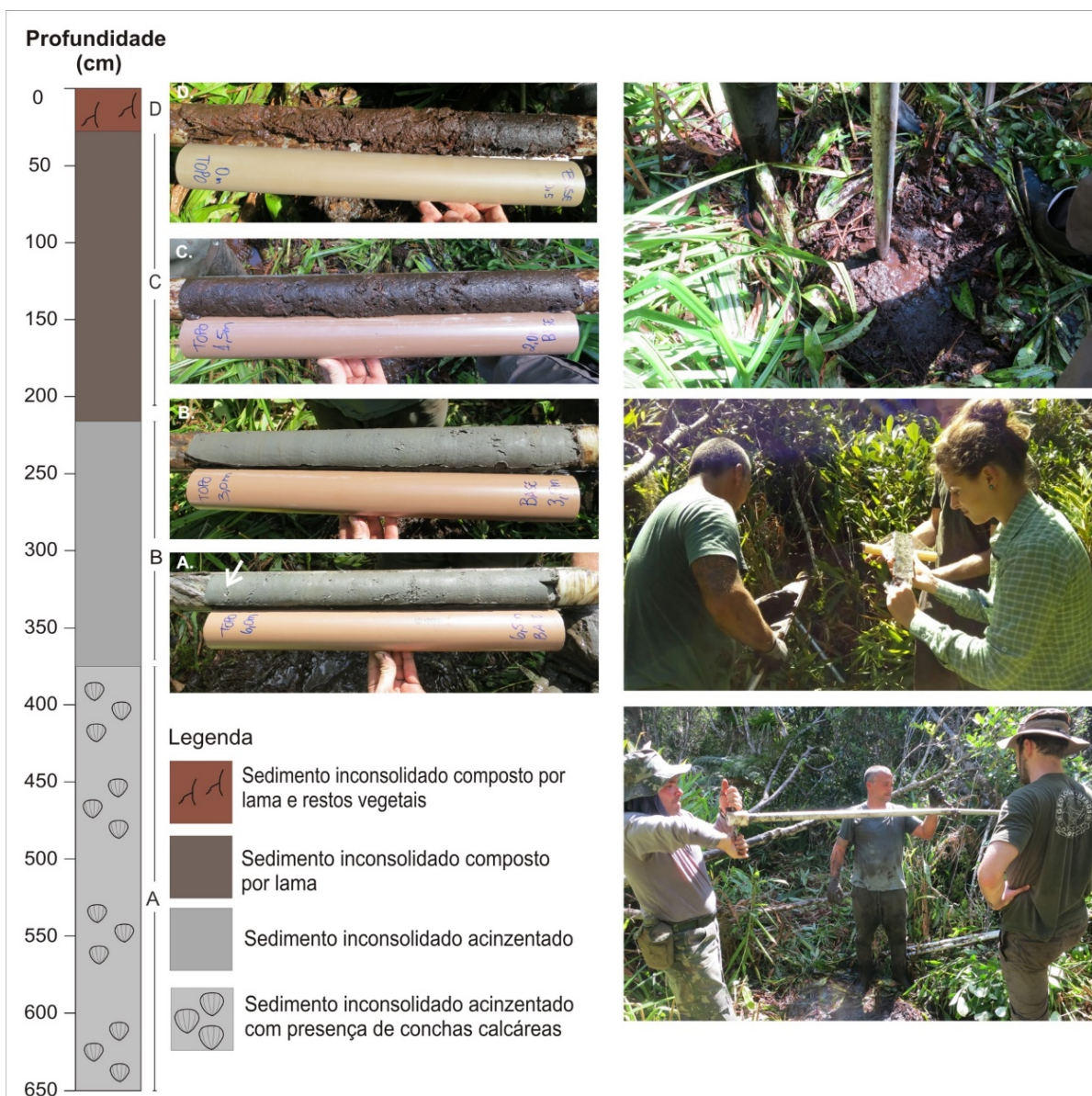


Figura 2: Perfil sedimentar esquemático de Pântano do Sul (PCSC-4; à esquerda), imagens representativas de diferentes porções do testemunho (ao centro) e fotografias do local de coleta (à direita).

3.2. DATAÇÕES RADIOCARBÔNICAS

A datação radiocarbônica de quatro amostras foi realizada no Laboratório CAIS (Center for Applied Isotope Studies - The University of Georgia) pelo método AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Para isto, foram extraídas aproximadamente 20 gramas de sedimento seco para cada amostra. A calibração das idades absolutas foi realizada utilizando o software CALIB 8.2 (Stuiver *et al.*, 2021), considerando a curva de calibração radiocarbônica *Southern Hemisphere SHCal 13* de Hogg *et al.* (2013). Adicionalmente, as idades das demais amostras ao longo do perfil foram estimadas a

partir da interpolação das idades obtidas pelas datações radiocarbônicas, procedimento realizado utilizando o *software* Tilia 1.7.16 (Grimm, 2011).

3.3. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Análises granulométricas e cálculos dos teores de matéria orgânica foram realizados em 66 amostras ao longo do testemunho. Para isso, amostras foram coletadas com espaçamento de 10 cm entre si da base para o topo do testemunho (650 - 0 cm) e foram igualmente separadas em duas subamostras para determinar distribuição granulométrica e teor de matéria orgânica do sedimento em cada nível amostral. Essas análises, bem como os cálculos dos parâmetros estatísticos, foram realizadas no Centro de Estudos de Geologia Oceânica e Costeira (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Todas as amostras foram secas em estufa a 40°C e posteriormente pesadas. As análises foram realizadas pelo método de peneiramento e pipetagem, seguindo parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) e classificação textural de Shepard (1954). Para determinação do teor de matéria orgânica, as amostras foram calcinadas em mufla a 550 °C durante 4 horas e pesadas antes e após a calcinação. O conteúdo de matéria orgânica dos sedimentos foi determinado pela perda de massa após esse processo.

3.4. COLETA DE DADOS ALTIMÉTRICOS

A coleta de dados altimétricos foi realizada com o objetivo de possibilitar a correlação com outros trabalhos palinológicos previamente desenvolvidos na planície costeira de Santa Catarina. Além da coleta de dado altimétrico do testemunho de Pântano do Sul (PCSC-4), também foi coletado a altitude do local de amostragem do testemunho de Garopaba (PCSC-3), o qual foi objeto de pesquisa de mestrado da autora.

A altitude do topo do perfil sedimentar do testemunho de Pântano do Sul e Garopaba foram obtidos em relação ao nível relativo do mar atual por meio de um receptor GNSS, modelo Stonex S8 Plus com base e *rover*. Cada base foi inicialmente definida através de pelo menos 30 minutos de rastreamento e a posição do *rover* foi adquirida no modo RTK (*Real time kinematic*). As bases foram pós-processadas no *software* GNSS Solutions®, combinando duas estações do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), localizadas nos municípios de Florianópolis (Estação

IFSC - 48064M001) e Imbituba (Estação IMBT - 41638M001). A Estação IMBT fica a 20 km da base de Garopaba e 50 km de Pântano do Sul, enquanto a Estação IFSC fica a cerca de 50 km de Garopaba e a 20 km do Pântano do Sul. A posição altimétrica dos testemunhos foi ajustada após o processamento das bases, e o erro altimétrico final foi estimado usando a raiz quadrada do desvio quadrático médio, resultando em precisões de elevação melhores que 0,2 m. Altitudes elipsoidais foram convertidas para ortométricas utilizando o modelo MAPGEO 2015 (IBGE, 2021).

3.5. ANÁLISES GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS

Com o objetivo de identificar a origem da matéria orgânica, as composições elementares e isotópicas de carbono e nitrogênio foram obtidas para trinta e três níveis ao longo do perfil sedimentar. Amostras com 3 cm³ de sedimento foram coletadas com intervalos de 20 cm da base para o topo do testemunho (640 - 0 cm) adicionadas à amostra basal (650 cm) para as análises de carbono orgânico total (TOC), nitrogênio total (TN) e $\delta^{13}\text{C}$. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Hinrichs da Universidade de Bremen, onde inicialmente foram secas em estufa a 60°C e pesadas. As amostras foram tratadas com HCl a 10% para eliminar carbonatos e depois lavadas com água Milli-Q até o pH atingir 5. As amostras foram secas em um liofilizador, pesadas novamente e homogeneizadas para serem analisadas no Analisador Elemental Acoplado à Espectrometria de Massa de Razão Isotópica (EA-IRMS) no mesmo laboratório. Os valores de TOC e TN foram expressos como uma porcentagem do peso seco e $\delta^{13}\text{C}$ foi expresso em delta por mil, notação com uma precisão de $\pm 0,17$ ‰, em relação ao padrão VPDB. A relação C/N (peso/peso) foi calculada usando a razão de resultados elementares.

3.6. PROCESSAMENTO DAS AMOSTRAS PALINOLÓGICAS

Sessenta e seis amostras de 3 cm³ foram obtidas ao longo do testemunho para análises palinológicas com 10 cm de espaçamento entre si. Após um reconhecimento taxonômico preliminar, as amostras onde foram registrados cistos de dinoflagelados (650 - 300 cm) foram reamostradas para análises mais detalhadas, totalizando 36 amostras com o mesmo espaçamento e volume total de amostra (3 cm³). Um comprimido de esporos de *Lycopodium clavatum* L. (18,584 \pm 371 esporos) foi adicionado a cada amostra antes do processamento químico de ambas as amostras

palinológicas e de cistos de dinoflagelados para permitir cálculos de concentração (Stockmarr, 1971).

As amostras palinológicas foram processadas utilizando técnicas de preparação padrão para palinologia do Quaternário (Faegri e Iversen, 1989), usando HF (40%), HCL (10%), KOH (10%) e acetólise (Figura 3). Para concentração do material, as amostras foram peneiradas em peneira < 250 μm e ZnCl_2 foi usado para separação das frações orgânicas e inorgânicas, verificando os resíduos para ter certeza de que nenhum material foi perdido na separação. As lâminas palinológicas foram preparadas a partir do resíduo final, montadas com *Entellan*.

As amostras de cistos dinoflagelados foram preparadas usando procedimentos semelhantes. Porém, para evitar danos aos cistos de dinoflagelados, as amostras não foram preparadas com ácidos quentes, KOH e acetólise, bem como foram utilizados diferentes técnicas para concentração e separação do material. As amostras de cistos dinoflagelados foram descalcificadas com HCl diluído (10%), tratadas com HF (40%) para remoção dos silicatos. Após os tratamentos químicos, as amostras foram peneiradas em malha de 20 μm e os resíduos foram transferidos para frascos *Eppendorf* onde o material foi concentrado em 1 ml. As lâminas foram montadas com gel de glicerina para análise microscópica. As etapas de ambos os processamentos palinológicos estão representadas no fluxograma da Figura 3.

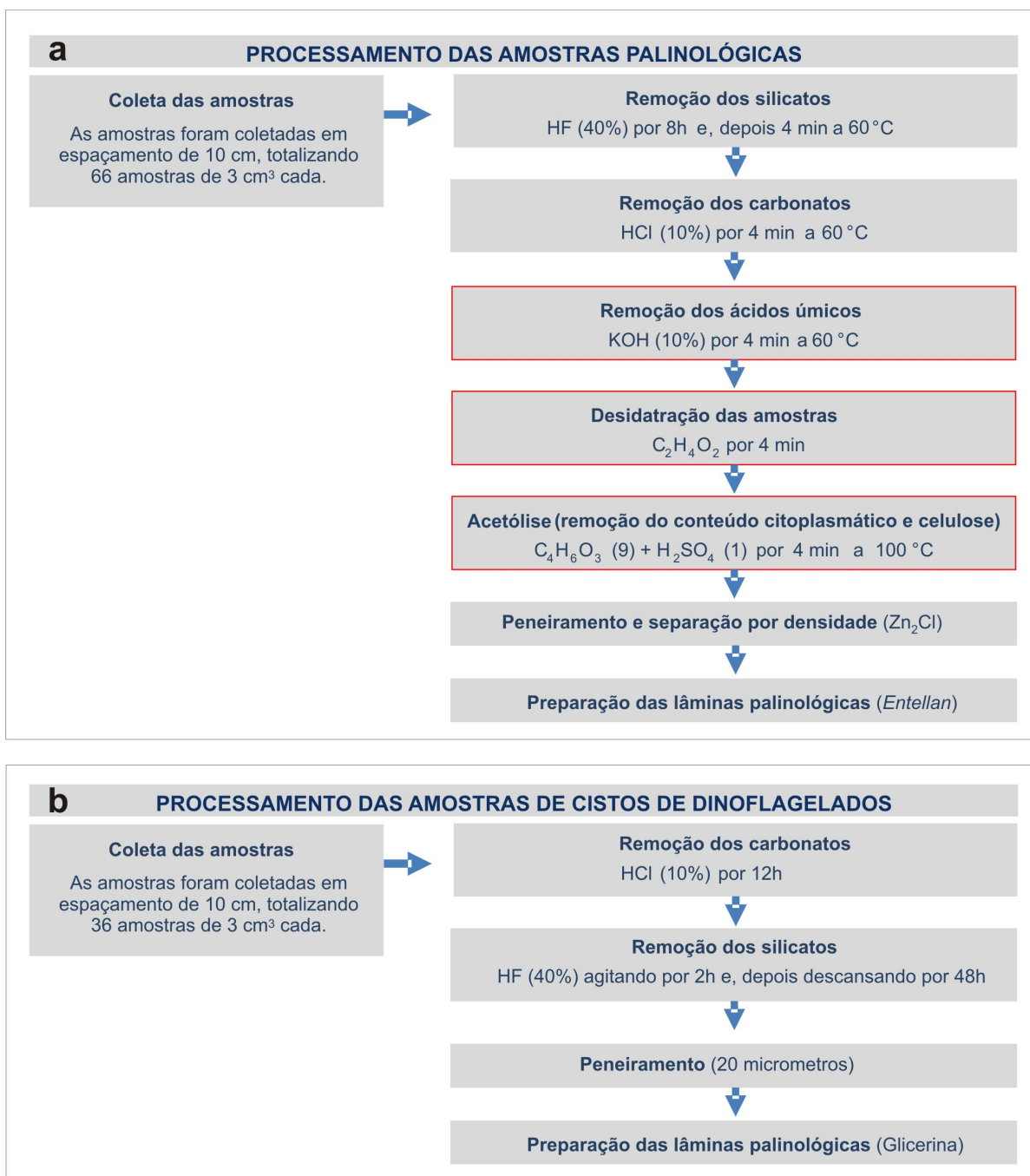


Figura 3: Fluxograma das etapas do processamento palinológico. a) Procedimentos submetidos as amostras palinológicas; b) Procedimentos submetidos as amostras de cistos de dinoflagelados.

3.7. ANÁLISES QUALITATIVAS E FOTOMICROGRAFIAS

Determinações taxonômicas dos palinomorfos foram baseadas em literatura especializada incluindo atlas, catálogos e artigos disponíveis (e.g., Hooghiemstra, 1984; Neves & Lorscheitter, 1992; Herrera & Urrego, 1996; Lorscheitter *et al.*, 1998; Collinvaux *et al.*, 2003; Macedo *et al.*, 2009; Cancelli *et al.*, 2012). Além disso,

equivalentes modernos da coleção de referência palinológica do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo da UFRGS foram utilizados para a identificação dos grãos de pólen e esporos. Cistos de dinoflagelados foram identificados seguindo a chave online para determinações de cistos de dinoflagelados (Zonneveld & Pospelova, 2015 e referências nele).

Para grupos taxonômicos que apresentaram semelhanças morfológicas, mas não puderam ser distinguidos, utilizou-se a denominação “tipo” precedida dos nomes científicos, conforme Punt *et al.* (2007) e Salgado-Labouriau (2007). Esse tipo de classificação permite que dentro de um “tipo polínico” possam estar incluídos mais de uma família ou gênero não sendo possível um detalhamento taxonômico mais aprofundado. Aos palinomorfos indeterminados pertencentes ao mesmo grupo palinológico que apresentaram morfologias distintas foram acrescentados números após a nomenclatura principal (e.g., Esporo 1, Esporo 2, Esporo 3).

As fotomicrografias foram obtidas em aumentos de 1.000× com máquina digital Olympus evolt €330 acoplada ao microscópio Olympus CX-31. As imagens digitais foram processadas e melhoradas nos *softwares* Corel Draw e Corel Photo-Paint.

3.8. ANÁLISES QUANTITATIVAS

Contagens de palinomorfos foram realizadas com microscópio ótico em aumentos de 400× e 1000×. As leituras foram feitas em transecções perpendiculares com espaçamento entre as linhas de aproximadamente um campo visual para evitar a recontagem dos palinomorfos, conforme indicado em Salgado-Labouriau (2007).

Os palinomorfos de cada amostra foram contados até atingir o mínimo de 300 grãos de pólen monitorados por curvas de saturação. Os outros palinomorfos (ou seja, esporos, algas, acritarcos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e escolecodontes) e esporos de *L. clavatum* foram contados em paralelo. Amostras de cistos dinoflagelados foram contadas até atingirem suas curvas de saturação e esporos de *L. clavatum* foram contados em paralelo.

Posteriormente, os táxons foram agrupados de acordo com suas afinidades ecológicas em hábito ou hábitat. Os cistos de dinoflagelados foram agrupados conforme suas estratégias de vida; táxons fotossintéticos (*Operculodinium centrocarpum*, *O. israelianum*, *Spiniferites mirabilis* e *Pentaphaersodinium dalei*) e

táxons heterotróficos (*Brigantedinium* spp., *Leipokatium invisitatum*, *Polykrikos kofoidii* / *schwartzii*, *Protoperidinium* spp. e *Selenopemphix nephroides*).

3.8.1. Representação por porcentagem

As abundâncias relativas (*i.e.*, porcentagens) dos grãos de pólen foram calculadas em relação à soma polínica (soma de todos os grãos de angiospermas), conforme a Equação 1. As abundâncias relativas dos demais palinomorfos foram calculadas em relação aos valores absolutos (soma de todos os palinomorfos).

$$f = \frac{\beta \times 100}{\sum p}$$

(Equação 1)

Onde:

f = porcentagem de um elemento

β = elemento

$\sum p$ = soma total de pólen

Para as amostras processadas sem métodos agressivos, a abundância absoluta de dinoflagelados representa a soma de todos os cistos dinoflagelados contados enquanto que as abundâncias relativas de cada táxon são indicadas como uma porcentagem em relação à abundância absoluta dos dinoflagelados.

3.8.2. Representação por concentração

As concentrações (palinomorfos/cm³) foram calculadas usando comprimidos de esporos de *L. clavatum* como valores de referência. Em cada comprimido é informado pelo fabricante o número total de esporos. Sabendo-se a quantidade de *L. clavatum* introduzidos em cada amostra, o número de *L. clavatum* contados em cada amostra e a quantidade de cada palinomorfo encontrado, pode-se estimar a concentração de cada táxon (conforme a Equação 2). Para integrar as contagens de cistos dinoflagelados e as contagens palinológicas realizadas em amostras de diferentes processamentos, utilizou-se a proporção de contagens de *L. clavatum* das amostras palinológicas e das amostras de cistos dinoflagelados correspondentes como um fator

de conversão. As contagens de cistos dinoflagelados foram multiplicadas por esta razão e adicionadas ao diagrama integrado final.

As análises de concentração foram realizadas para auxiliar as interpretações paleoecológicas, uma vez que os diagramas de porcentagem, ocasionalmente, apresentam distorções devido a super-representação de alguns táxons polínicos (e.g. Lorscheitter & Roth, 2013). Estes cálculos foram realizados no *software* Tilia 1.7.16 (Grimm, 2011), conforme a equação 2:

$$y = \frac{NY \times NLCa}{NLcc \times cm^3}$$

(Equação 2)

Onde:

y = concentração de determinado palinomorfo

NY = contagem do palinomorfo na amostra

NLa = total de esporos *L. clavatum* introduzidos em cada amostra

$NLcc$ = número de *L. clavatum* contados em cada amostra

3.8.3. Análise de agrupamento

As fases ambientais foram estabelecidas por análises de agrupamento com controle estratigráfico (*constrained*; CONISS) usando a transformação de distância da raiz quadrada da corda de Edwards & Cavalli-Sforza. Na matriz de dados foram considerados os táxons referentes aos grupos palinológicos de grãos de pólen, esporos, algas de água doce, algas marinhas, acritarcos, cistos de dinoflagelados, esporos indeterminados e grãos de pólen indeterminados, bem como fungos e palinoforaminíferos. Uma amostra discrepante (40 cm de profundidade) não foi incluída na análise cluster. Estas análises foram realizadas no *software* TILIA 1.7.16 (Grimm, 2011).

3.8.4. Análise de Componentes Principais (PCA)

Para a Análise de Componentes Principais (PCA) foram utilizados os *softwares* Canoco (Šmilauer & Lepš, 2014) e PAST 4.03 (Hammer *et al.*, 2001). Análises multivariadas foram realizadas com os dados palinológicos de abundância relativa.

4. LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A planície costeira de Santa Catarina compreende unidades do embasamento (unidades pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas) a oeste e bacias marginais sedimentares de Pelotas e Santos (cretácea a quaternária) a leste (Diehl & Horn Filho, 1996). A Plataforma de Florianópolis é o limite geográfico entre essas duas bacias. A Bacia de Pelotas estende-se em direção sul, enquanto que a Bacia de Santos a norte. O embasamento é composto por rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense e rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná. Os depósitos sedimentares marginais compreendem sistemas continentais, correspondendo a depósitos coluviais, aluviais e leques fluviais (Horn Filho & Livi, 2013). O sistema costeiro é caracterizado pela faixa costeira escarpada que cruza a linha costeira e cria embaiamentos onde se observam barreiras, bolsões de praias e sistemas estuarinos (Hesp *et al.*, 2009).

Os aspectos fisiográficos e estruturais da Ilha de Santa Catarina são muito semelhantes aos da região continental, uma vez que estiveram unidos quando o nível do mar estava abaixo do nível atual (Horn Filho, 2006). O relevo é dominado por morros graníticos com altitudes de até 532 metros e áreas relativamente planas da planície costeira, que consiste em depósitos de ambientes marinhos do Pleistoceno e Holoceno, praianos, eólicos, lagunares e paludiais (Horn Filho, 2006).

4.2. CLIMATOLOGIA

A região Sul do Brasil apresenta um clima muito homogêneo no que se refere ao seu regime pluviométrico e ao seu caráter estacional. A sua posição nas latitudes médias e a presença de uma grande superfície líquida na face leste influencia as condições climáticas. Seu posicionamento coloca a região como alvo tanto por sistemas atmosféricos de baixas latitudes, quanto por sistemas originários em latitudes médias e elevadas. Ainda, o Oceano Atlântico atua no clima da região com o efeito da maritimidade.

Dessa forma, não diferente dos demais estados da região Sul, o estado de Santa Catarina possui como principais condicionantes da dinâmica meteorológica dois sistemas de alta pressão: o Anticiclone Migratório Polar e o Anticiclone Semifixo do Atlântico. O Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul é gerador da Massa Tropical Marítima e possui, geralmente, temperaturas elevadas e amenas e forte umidade específica (Nimer, 1990). O Anticiclone Migratório Polar origina a Massa Polar Atlântica, que é caracterizada por ser fria e seca. A massa tropical gera predominantemente ventos de nordeste, enquanto que a massa de ar polar produz ventos do sudoeste (Diehl & Horn, 1996). Segundo Viana (2009), a alternância dos anticiclones atlântico e polar cria centros de alta e baixa pressão onde se configuram as frentes de contato, que são responsáveis por parte da precipitação no litoral.

De acordo com a classificação de Koppen (1936), o estado de Santa Catarina abrange o tipo climático "Cf", temperado, com chuvas em todos os meses. Dentro do tipo "Cf" ocorre dois subtipos: "Cfa", subtropical, com temperatura média das máximas superior a 22°C e a média das mínimas variando entre -3 e 18°C; "Cfb", subtropical, com a média das máximas inferior a 22°C e a média das mínimas oscilando entre -3 e 18°C (Alvares *et al.*, 2013). A área de estudo apresenta o tipo "Cfa", que corresponde ao clima mesotérmico brando ou "clima subtropical úmido sem estação seca e com verões quentes".

4.3. OCEANOGRAFIA

A Ilha de Santa Catarina é bordejada pelo Oceano Atlântico Sul. As correntes de superfície na região são dominadas pela Corrente do Brasil que flui para o sul, caracterizada por ser relativamente quente e salina (Peterson & Stramma, 1991). A Corrente do Brasil origina-se em cerca de 10°S pela bifurcação da Corrente Equatorial Sul que flui para oeste (Silveira *et al.*, 2000; de Souza & Robison, 2004). A Corrente do Brasil entra em contato com a Corrente das Malvinas, que por sua vez flui para o norte, caracterizada por águas frias e de baixa salinidade e têm sua origem na Corrente Antártica Circumpolar (Figura 4). Na zona de contato entre ambas as correntes, a chamada Confluência Brasil-Malvinas, as águas da Corrente das Malvinas mergulham sob as águas da Corrente do Brasil. As massas de água mistas são transportadas para leste como parte da Corrente do Atlântico Sul (Piola & Matano 2019). Ainda, ao longo da costa, a Corrente Costeira Brasileira flui para o norte. Esta

última corrente consiste em águas de baixa salinidade descarregadas do Rio de La Plata e da Lagoa dos Patos que em seu caminho para o norte se misturam com as outras massas de água (de Souza & Robinson, 2004). A posição da extensão máxima para o norte da Corrente Costeira Brasileira, bem como da Confluência Brasil-Malvinas, varia fortemente entre as estações (Piola *et al.*, 2000, 2005). No verão austral, a Confluência Brasil-Malvinas atinge sua posição mais ao sul. A extensão máxima ao norte da Corrente Costeira Brasileira, bem como as águas mais frias da Corrente das Malvinas podem ser observadas perto da Ilha de Santa Catarina no inverno austral (Figura 4).

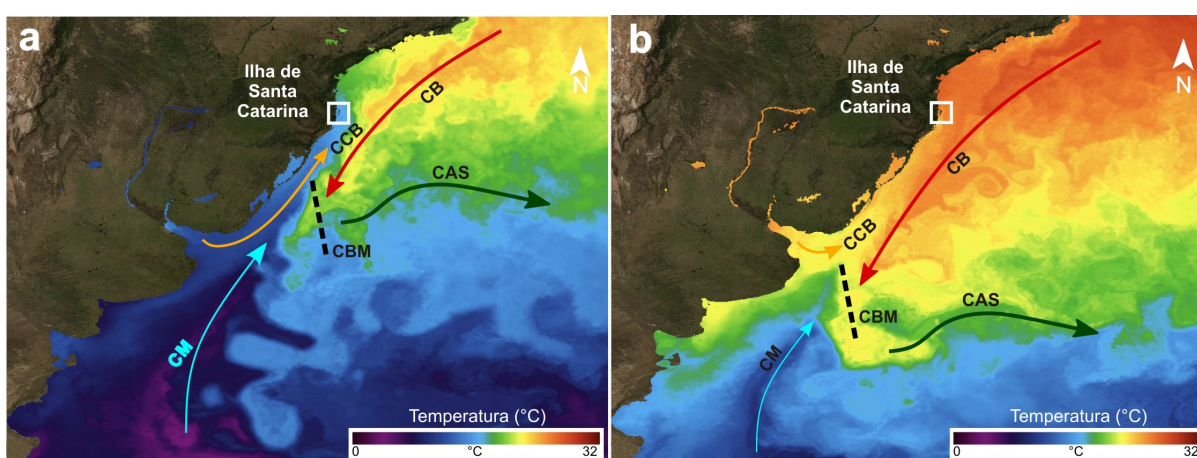


Figura 4: Correntes de superfície atuantes no Oceano Atlântico Sul (JPL MUR MEaSUREs Project, 2015) (a) durante o inverno (24/08/2020) e (b) durante o verão (24/03/2020). Em destaque observa-se a Ilha de Santa Catarina (área de estudo). CM: Corrente das Malvinas; CBM: Confluência Brasil-Malvinas; CB: Corrente do Brasil; CCB: Corrente Costeira Brasileira; CAS: Corrente do Atlântico Sul.

4.4. VEGETAÇÃO

O bioma Mata Atlântica cobre todo o estado de Santa Catarina. Este bioma engloba diferentes formações florestais e ecossistemas associados. Nas áreas altas, caracteriza-se como um mosaico de Floresta com Araucárias e campos. Na planície litorânea, há uma densa vegetação arbórea e algumas formações pioneiras como restinga, manguezais e campos salinos (MMA, 2010). Em particular, a restinga é um ecossistema que ocorre nas planícies fluviais e ao redor das depressões aluviais, tais como pântanos, lagoas e lagoas. Ela se encontra em terrenos predominantemente arenosos, formados por sedimentos marinhos oriundos do Quaternário e está distribuída principalmente na planície costeira sul e sudeste do Brasil (Magnano *et al.*, 2010; IBGE, 2012; Marques *et al.*, 2015; Melo Junior & Boeger, 2015). A restinga do

estado de Santa Catarina apresenta três fitofisionomias primárias: restinga herbácea ou subarbustiva, restinga arbustiva e restinga arbórea ou mata de restinga (Falkenberg, 1999, Binfaré, 2016). A restinga, em conjunto com as demais vegetações pioneiras, é condicionada por fatores edáficos e é composta por plantas adaptadas aos parâmetros ecológicos de caráter de primeira ocupação (IBGE, 2012).

5. ESTADO DA ARTE DO TEMA DA PESQUISA

5.1. O QUATERNÁRIO

O período Quaternário corresponde às seções sedimentares mais jovens da Era Cenozoica, sendo constituído por duas épocas de duração desigual posteriores ao Plioceno (época final do Neógeno) na escala do tempo geológico. A mais antiga, denominada Pleistoceno, com início há 2,58 Ma atrás, tem sua base definida no estágio Gelasiano reconhecido pelo estratotipo (*Global Stratotype Sections and Points/GSSP*) no Monte San Nicola na Itália (Gibbard & Head, 2010). A época mais recente, o Holoceno, abrange os últimos 11,7 mil anos da história geológica da Terra (Cohen *et al.*, 2013; atualizada) (Figura 5), com base definida em um testemunho de gelo (NGRIP2) perfurado na Groenlândia no âmbito do *North Greenland Ice Core Project* em uma profundidade de 1.492,45 m (Walker *et al.*, 2009).

Grandes mudanças climáticas, com longos intervalos de tempo de temperaturas muito baixas (glaciações) intercaladas com tempos mais quentes, como o atual, marcam o Quaternário. Durante o Pleistoceno, estima-se que ocorreram, no mínimo, 16 glaciações de tamanho variável (Salgado-Labouriau, 2007). Embora também tenham sido registradas alterações acentuadas na temperatura, tais como as fases quentes na idade Média denominada “Período Cálido Medieval” e outras mais frias como a “Pequena Idade do Gelo”, o início do Holoceno é padronizado com o aumento médio das temperaturas em cerca de 6°C (Salgado-Labouriau, 2007).

Éon	Era	Período	Época	Estágio	GSSP
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holoceno	Meghalayano	Presente
				Northgrippiano	0.0042
				Greenlandiano	0.0117
		Pleistoceno	Superior	0.129	
			Médio	0.774	
			Calabriano	1.80	
			Gelasiano	2.58	
			Piacenziano	3.600	
			Zancleano	5.333	
		Neógeno	Plioceno	Missiniano	7.246
				Tortoniano	11.63
			Mioceno	Serravalliano	13.82
				Langhiano	15.97
				Burdigaliano	20.44
				Aquitano	23.03

Figura 5: Tabela do tempo geológico dos períodos Neógeno e Quaternário (modificado de Cohen *et al.*, 2013; atualizado; International Stratigraphy Chart, 2020/03). As seções e os pontos dos estratotipos globais oficializados estão indicados pela sigla GSSP, em inglês (*Global Boundary Stratotype Section and Point*).

Praticamente desde o início do período Quaternário os continentes já ocupavam a posição moderna e toda a flora atual já existia. Diversos organismos, tais como os macrorestos de plantas, os grãos de pólen, os esporos de pteridófitas, os foraminíferos e as diatomáceas achados em sedimentos quaternários são os mesmos que os atuais e, por sua vez, podem ser relacionados diretamente com as espécies viventes. No entanto, o mesmo não ocorreu com a fauna, pois muitas espécies que se desenvolveram durante o período não alcançaram o presente (Salgado-Labouriau, 1994).

Os grandes domínios naturais que fazem parte da paisagem atual são oriundos de processos gerados pela interação dos elementos bióticos e abióticos. Esses processos estão relacionados principalmente com o clima que, durante o Quaternário, sofreu grandes mudanças. As variações de épocas glaciais e interglaciais, não somente modificaram ciclicamente a temperatura do ar, como mudaram os padrões de circulação atmosférica e oceânica, alteraram o regime de precipitação e a umidade relativa da atmosfera e causaram transgressões e regressões marinhas sobre os

continentes. Essas condições paleoambientais também atuaram sobre as rochas, sedimentos e elementos bióticos da superfície da Terra e, conseqüentemente, resultaram em modificações no relevo, na cobertura vegetal e geológica, as quais deixaram marcas na paisagem (Salgado-Labouriau, 2007).

5.2. OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO QUATERNÁRIO: CAUSAS E EFEITOS NA COSTA BRASILEIRA

O nível do mar ao longo do tempo geológico não foi constante, apresentando variações de subidas e descidas. Essas oscilações em escala global foram denominadas de eustasia por E. Suess, em 1906, quando se constatou que tais mudanças eram equivalentes em todos os oceanos do mundo (Murray-Wallace, 2007). Contudo, atualmente sabe-se que particularidades regionais existem. O nível do mar é resultante das mudanças da elevação ou da subsidência do continente, conhecidas como movimentos tectônicos e/ou isostáticos, e das variações reais do nível do mar, denominados movimentos eustáticos (Bird, 2008). Os movimentos eustáticos somam-se ou se subtraem aos movimentos crustais locais ou regionais.

As variações eustáticas do nível do mar ocorrem em escalas temporais e espaciais e são afetadas por diversos fatores (Figura 6). Os principais são de origem climática, tectônica, gravitacional e dinâmica. Dentre os climáticos, destacam-se às mudanças nos volumes das águas oceânicas por fenômenos de glaciação e deglaciação, conhecidos por glacioeustasia. As alterações de origem tectônica, denominadas tectonoeustasia, são consequência das flutuações nos volumes das bacias oceânicas. Essas flutuações podem ser decorrentes da compensação isostática gerada pelos ciclos glaciais e interglaciais. As alterações de origem gravitacional resultam de deformações na topografia da superfície do oceano, que são resultados de mudanças geoidais, geradas por variações no campo gravitacional e na rotação da Terra. Conhecida como geoidoeustasia, essas alterações também podem estar relacionadas aos eventos glaciais e interglaciais devido ao deslocamento de massas. Por fim, as variações dinâmicas do nível do mar estão relacionadas às mudanças na densidade da água por variação térmica ou de salinidade geradas por variações nas correntes oceânicas ou fenômenos meteorológicos de maior escala temporal (Suguio *et al.*, 2005; Shennan, 2007; Bird, 2008; Suguio, 2010; Angulo & Souza, 2014).

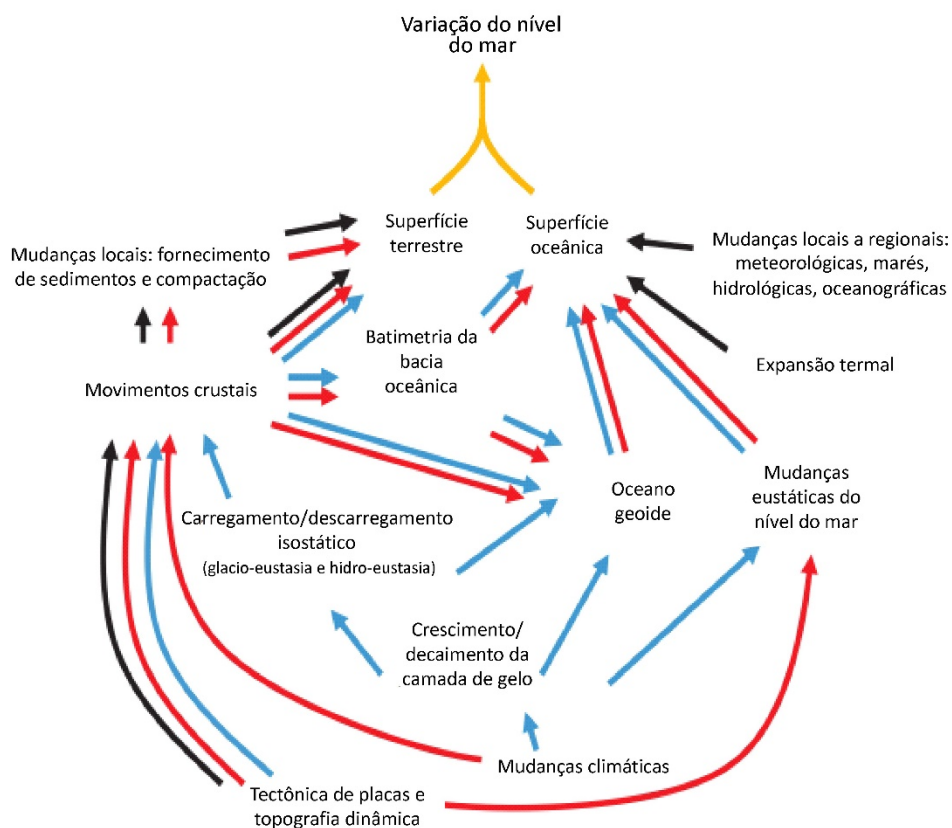


Figura 6: Diagrama esquemático dos processos globais em escala local que contribuem para a mudança do nível do mar. Setas em azul são para as escalas de tempo da ordem de $10^2 - 10^5$ anos, setas em preto são para escalas de $\sim 10^0$ a 10^2 anos e as setas em vermelho para $>10^5$ anos (modificado de Shennan *et al.*, 2013).

No Quaternário, as variações eustáticas do nível do mar estão relacionadas principalmente com os ciclos glaciais e interglaciais que caracterizaram o período. A teoria mais aceita sugere que estes ciclos, denominados de ciclos de Milankovitch, foram originados por variações de três forçantes orbitais: a inclinação do eixo terrestre (periodicidade de 42.000 anos), a excentricidade da órbita (periodicidade de 96.000 anos) e a precessão dos equinócios (periodicidade de 21.000 anos) (Angulo & Souza, 2014). Esses parâmetros modificariam a quantidade de energia recebida e forçariam uma mudança no sistema climático (Salgado-Labouriau, 1994).

Para o estudo destas antigas posições ocupadas pelo nível do mar, são utilizados indicadores (evidências ou testemunhos) tanto geológicos como biológicos, identificados em um tempo e em um espaço definido. Entre os indicadores geológicos estão os terraços de construção marinha, os terraços de abrasão marinha e as rochas

praiais. Os indicadores biológicos, por sua vez, são representados por restos biogênicos de animais, como moluscos, ou vegetais, como microfósseis (Suguio, 2010).

Na plataforma continental brasileira foram evidenciadas três fases em que o mar estava abaixo do nível atual: (i) entre 17.500 a 16.000 anos AP, com velocidade de ascensão de 2 cm/ano, estima-se que o nível do mar se situava entre -120 m a -130 m abaixo do atual, sendo assim, toda a plataforma continental atual estava emersa e submetida a oxidação e erosão; (ii) dos 16.000 a 11.000 anos AP, nesta fase a velocidade de ascensão diminuiu para 0,6 cm/ano, a linha de costa encontrava-se em até -60 m e -70 m; e, (iii) entre 11.000 a 6.500 anos AP, quando houve aumento na velocidade de ascensão do nível do mar para 1,6 cm; neste último intervalo são identificadas duas fases de estabilização, entre -32 m a -45 m e - 25 m a - 20 m de profundidade. Também há evidências de níveis do mar acima do atual. Há 120.000 anos AP o nível relativo do mar em grande parte do Brasil esteve entre 8 ± 2 m acima do nível médio atual. Esse episódio é conhecido como sistema de ilhas-barreira/laguna III descrito por Villwock *et al.* (1986) para a planície costeira do Rio Grande do Sul (Suguio *et al.*, 2005).

5.3. ESTUDOS DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO NO BRASIL

Mudanças do nível relativo do mar durante o Holoceno na planície costeira brasileira tem sido alvo de muito debate. Estudos mostram que durante o Holoceno o nível do mar ultrapassou o atual ao longo de toda a costa brasileira, seguido por uma queda até o presente (Angulo *et al.*, 2006). Contudo, alguns pontos ainda estão em discussão, como por exemplo a ocorrência de oscilações de alta frequência do nível relativo do mar com duas fases regressivas durante o Holoceno Tardio (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 2003).

Estudos pioneiros com as primeiras idades radiocarbônicas de calcário biogênico composto principalmente por vermetídeos foram publicadas por Van Andel & Laborel (1964) e Delibrias & Laborel (1969) tentando estabelecer uma curva média do nível do mar no Holoceno. Delibrias & Laborel (1969) sugeriram que os resultados abrangendo os últimos 6.000 anos poderiam ser representativos da tendência geral do nível do mar no Holoceno tardio ao longo da costa brasileira. Segundo os autores,

a tendência sugeria que o nível do mar excedia o atual em 6.000 anos AP, atingindo +3,0 m por 4.500 anos AP e depois caiu gradualmente para o nível atual. Embora a curva do nível do mar proposta tenha sido derivada de áreas amplamente separadas, provou ser um pouco similar à tendência sugerida pelas curvas regionais do nível do mar (Angulo & Lessa, 1997).

Suguio *et al.* (1985) apresentaram oito outras curvas de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos em distintos locais ao longo da costa brasileira com base em diversos tipos de indicadores do paleonível marinho (indicadores biológicos, geológicos e pré-históricos) (Figura 7). De forma geral, as curvas propostas indicam que o máximo transgressivo holocênico ocorreu há cerca de 5.500 anos AP e neste momento o mar atingiu entre 4 a 5 m acima do atual. Após esse máximo transgressivo, as curvas sugerem dois eventos de oscilações negativas (entre 4.000 a 3.800 anos AP e entre 3.000 a 2.700 anos AP) em que o nível do mar estaria abaixo do atual.

Contudo, Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006) questionam a validade e precisão de alguns dos indicadores utilizados nas reconstruções dos antigos níveis do mar. A principal crítica refere-se ao uso de informações provenientes de sambaquis e ao baixo grau de precisão destes indicadores. Em contrapartida, os autores consideram que informações advindas de vermitídeos (quando *in situ*) fornecem estimativas mais confiáveis de idade e elevação dos níveis do mar anteriores. Dessa forma, Angulo *et al.* (2006) elaboraram curvas do nível do mar, dos últimos 7.000 anos, baseadas em amostras de vermitídeos para a costa norte e sul do Brasil (Figura 8). Os autores apontam para um declínio gradual do nível relativo do mar após o máximo transgressivo, questionando a existência dos períodos em que o nível do mar estaria abaixo do presente.

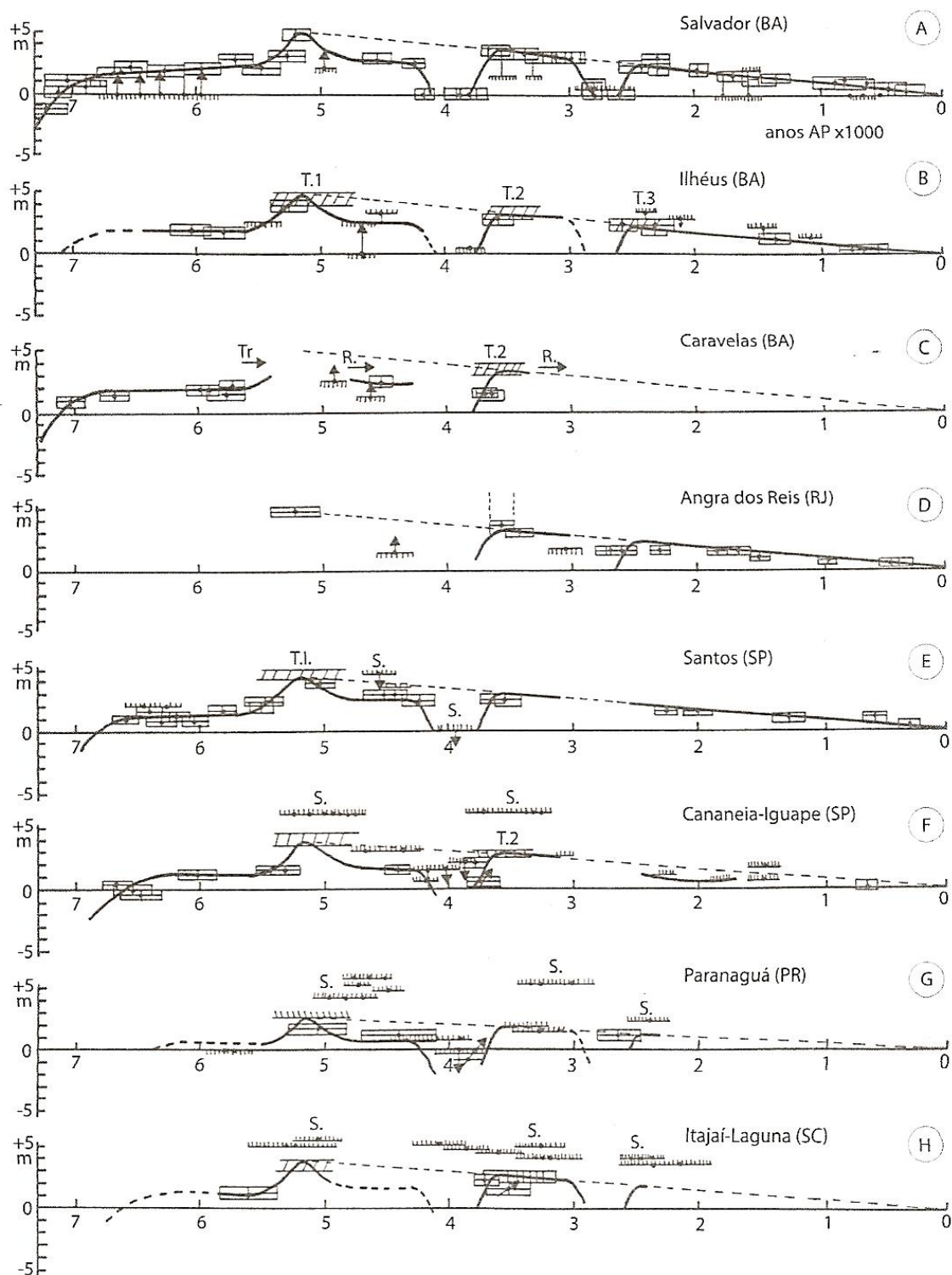


Figura 7: Curvas de variações dos níveis relativos do mar nos últimos 7.000 anos, ao longo de vários trechos do litoral brasileiro, conforme Suguio *et al.* (1985).

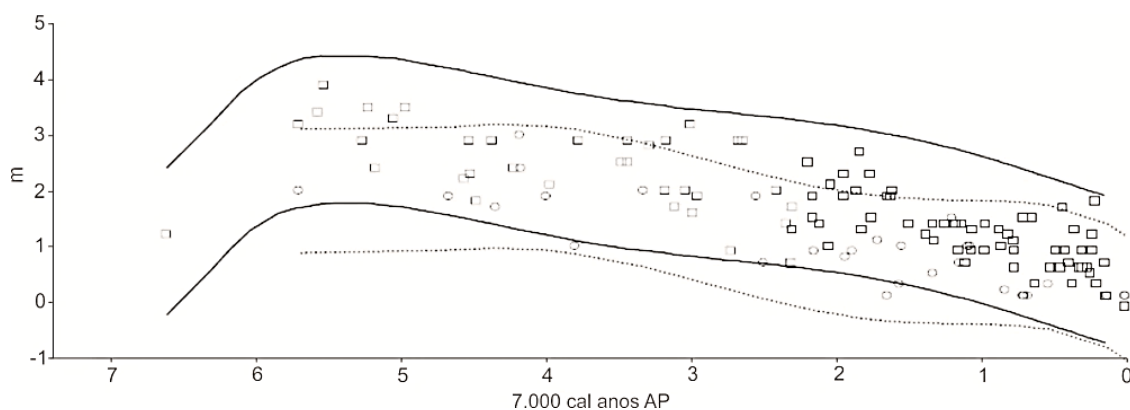


Figura 8: Curvas do nível do mar (últimos 7.000 anos AP) para a costa brasileira norte 28° (linha sólida e quadrados) e sul de 28° (linha pontilhada e círculos) baseadas em vermetídeos. Conforme Angulo *et al.* (2006).

Barboza *et al.* (2021) definiram uma curva ao sul do Cabo de Santa Marta (28°35'0"S- 48°49'0"O) a partir de dados de estratigrafia costeira de alta resolução adquiridos por GPR (Ground Penetrating Radar). A curva mostra que o nível do mar ainda estava subindo antes de 6 ka AP, com um nível máximo de 1,9 m atingido perto de 5 ka AP. Depois disso, o nível do mar diminuiu lentamente até cerca de 4 ka AP, quando a velocidade da diminuição do nível do mar aumentou.

O entendimento da dinâmica do nível do mar durante o Quaternário é imprescindível para a compreensão dos processos de formação do litoral sul do Brasil. Além de ser importante para identificar os modelos evolutivos dos processos sedimentares costeiros, é também essencial para o conhecimento da formação e evolução das paisagens, incluindo interações e desenvolvimento da vegetação, de corpos hídricos, dos fatores edáficos e geomorfológicos (Angulo *et al.*, 2006).

5.4. A PALINOLOGIA PARA ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS NO QUATERNÁRIO

5.4.1. Palinologia: conceitos e generalidades

A palinologia é um ramo da Paleontologia que se dedica ao estudo dos microfósseis de origem orgânica de tamanho muito reduzido. O termo “palinologia” foi proposto por Hyde & Williams (1945) para designar o estudo dos esporos das briófitas e pteridófitas e dos grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas. Posteriormente, o termo também incluiu outros organismos e passou a se referir ao estudo de diferentes microfósseis de parede orgânica, os palinomorfos, que são

recuperados em sedimentos e rochas sedimentares a partir de técnicas laboratoriais específicas (Salgado-Laboriau, 2007).

Os palinomorfos compreendem os esporomorfos (esporos de briófitas e pteridófitas, grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas), esporos e corpos frutíferos de fungos, cistos de dinoflagelados, escolecodontes, palinoforaminíferos, quitinozoários, cistos de determinados tipos de algas, tintinídeos e acritarcos. Apresentam dimensões que variam de 5-500 μm e são encontrados no registro geológico desde o Proterozoico ao Recente (Figura 9).

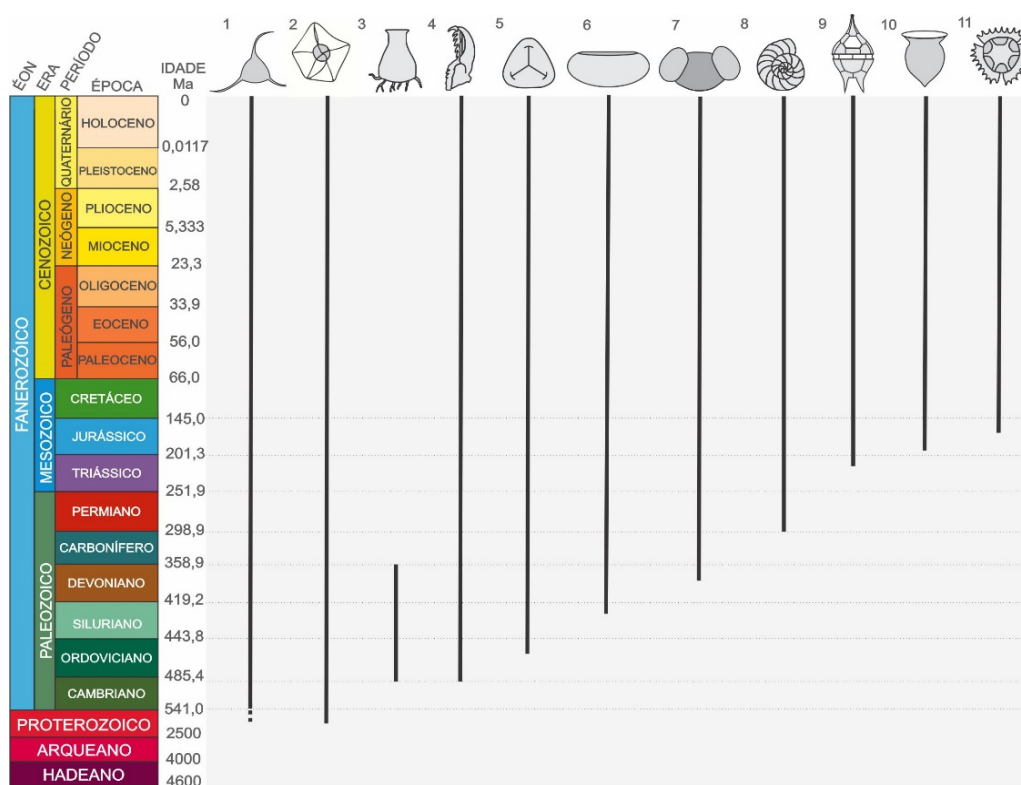


Figura 9: Distribuição geocronológica dos grupos de palinomorfos. 1. Acritarcos, 2. Algas Clorófitas, 3. Quitinozoários., 4. Escolecodontes, 5. Esporos de briófitas, 6. Esporos de pteridófitas, 7. Grãos de pólen de gimnospermas, 8. Palinoforaminíferos, 9. Cistos de dinoflagelados, 10. Tintinídeos e 11. Grãos de pólen de angiospermas.

Todos os palinomorfos possuem um elevado potencial de fossilização, pois são constituídos por um envoltório externo muito resistente composto por esporopolenina (no caso dos esporomorfos), quitina ou pseudoquitina (Traverse, 2007). Somado ao bom potencial de preservação, os palinomorfos refletem uma grande variedade de hábitos e habitats, o que os torna muito eficientes nas investigações paleoambientais. Conforme observado na Figura 10, os palinomorfos de ambientes terrestres

compreendem os grãos de pólen, esporos e esporos de fungos, já os de ambientes aquáticos (continentais, transicionais e/ou marinhos) são referentes a algas, palinoforaminíferos, dinoflagelados, acritarcos e quitinozoários. Variações quantitativas nos registros dos palinomorfos encontrados em ambientes sedimentares (lagos, turfas, estuários, matas paludosas e etc.) refletem as dinâmicas ambientais locais e/ou regionais.

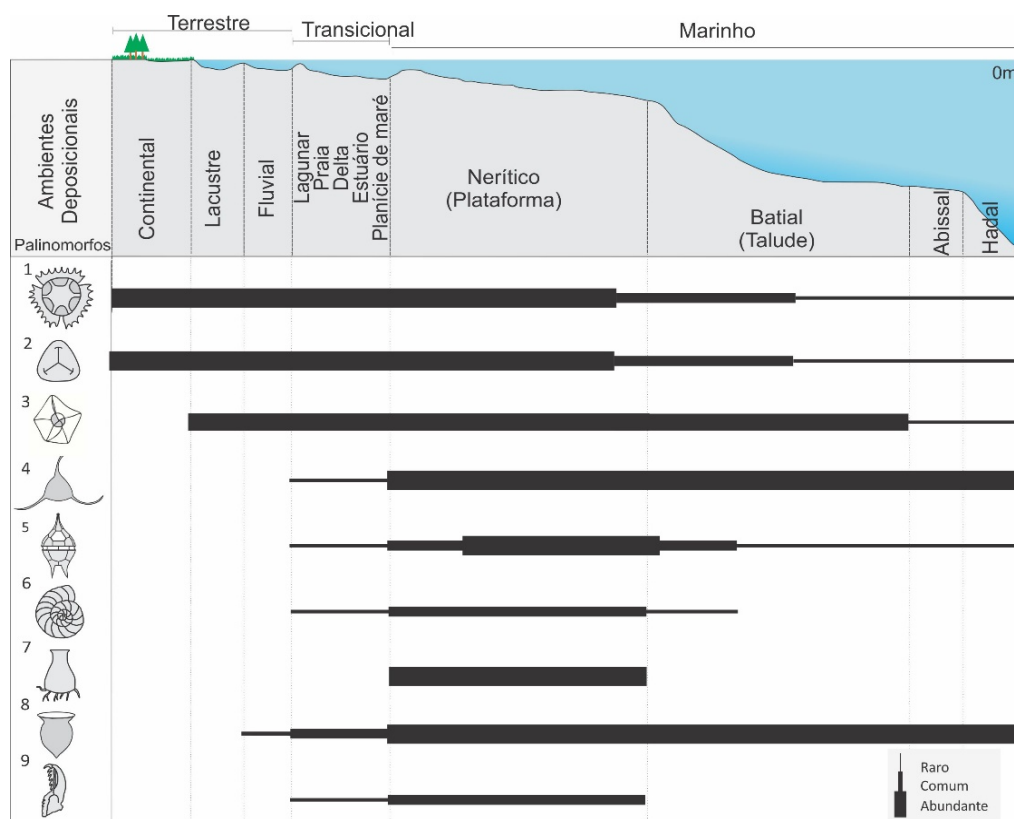


Figura 10: Distribuição ambiental dos palinomorfos. 1. Grão de pólen, 2. Esporo, 3. Algas Clorófitas, 4. Acritarco, 5. Dinoflagelado, 6. Palinoforaminífero, 7. Quitinozoários, 8. Tintinídeos e 9. Escolecodontes (adaptado de Seyve, 1990; *apud*, Antunes & Melo, 2001).

5.4.2. Grupos de palinomorfos

Palinomorfos terrestres

Os palinomorfos de ambiente terrestre são esporos de briófitas e pteridófitas, grãos de pólen de angiospermas e gimnospermas e esporos e corpos frutíferos de fungos. As plantas produzem grãos de pólen e esporos (esporomorfos) com a finalidade de reprodução. O grão de pólen é o gametófito masculino das plantas superiores (angiospermas e gimnospermas) gerado nas anteras das flores e, no caso

das gminospermas, nos sacos polínicos dos cones (estróbilos). Já o esporo é produzido pelas plantas criptógamas (musgos e samambaias) no esporângio, possui vida livre e desenvolve-se assexuadamente no ambiente (Salgado-Laboriau, 2007).

Tanto os grãos de pólen quanto os esporos são cobertos por um envoltório externo de exina que é constituída de esporopolenina, a qual pode apresentar uma grande variedade de ornamentações, estruturas e aberturas. O conhecimento da morfologia dos esporos e grãos de pólen é essencial para a identificação dos esporomorfos encontrados na análise palinológica. A diversidade dos grãos de pólen é o reflexo das adaptações das plantas produtoras em relação ao meio, as quais possuem diferentes maneiras de dispersar seus gametófitos: pelo vento (anemofilia), por animais (zoofilia) ou pela água (hidrofilia). Quando não há sucesso na reprodução, tanto os grãos de pólen quanto os esporos são fossilizados e se tornam uma ferramenta eficiente em estudos geocientíficos.

Os fungos são representados no registro palinológico por hifas ou esporos. Existem diferentes tipos de esporos fúngicos, alguns são sexualmente produzidos e outros assexuadamente, alguns unicelulares e outros multicelulares (Traverse, 2007). Na interpretação paleopalinológica os fungos são utilizados como indicadores de condições de umidade e de locais enriquecidos de matéria orgânica. Existem, também, alguns fungos de ambientes marinhos. Em ambientes estuarinos, em bocas de rio e em sedimentos de áreas de ressurgência marinha a sua abundância foi relacionada a um grande aporte de material orgânico (Elsik, 1996).

Palinomorfos aquáticos

Existem dois tipos de ambientes aquáticos distintos, o de água doce e o marinho, ainda ocorrem os ambientes transicionais como um corpo lagunar, deltaico e estuarino. Dessa forma, os palinomorfos se distribuem nesses diferentes ambientes, alguns com ocorrência restrita a apenas um deles e outros com uma maior abrangência.

Algas clorofíceas

As algas da Divisão Chlorophyta abrangem táxons de três classes distintas: Chlorophyceae, Zygnemaphyceae e Prasinophyceae (Colbath, 1996). As algas da ordem Chlorococcales (classe Chlorophyceae) são algas verdes, constituem um

grupo morfológicamente muito variado e com registro a partir do Pré-Cambriano. Existem formas que são apenas conhecidas dentro do registro fóssil, como o gênero *Quadrisporites* Hennely 1959 ex Potonié & Lele 1961, e outras que tem ocorrência até os dias atuais, como o gênero *Botryococcus* Kutzing 1849 (Félix, 2012).

Botryococcus é uma alga colonial que ocorre desde o Pensilvaniano ao recente. É amplamente dispersa em regiões temperadas e tropicais. Geralmente vive em pântanos de água doce, poças temporárias, lagoas e lagos. No entanto abundâncias consideráveis são conhecidas em águas salobras. Dessa forma, na interpretação ambiental sua associação com vestígios de organismos marinhos indica influência de água doce, e não um ambiente marinho (Batten & Grenfell, 1996).

As algas da classe Zignemaphyceae vivem em ambientes de água doce, como pântanos, próximo de margens de lagos, em águas correntes ou solos úmidos. Essa característica as torna muito importantes para as interpretações paleoambientais. É o único grupo que não possui flagelo em nenhum estágio do ciclo de vida. Os três gêneros mais comuns, são diferenciados em três morfologias distintas: estreladas (*Zygnema*), planas (*Mougeotia*) e espirais (*Spirogyra*) (Van Gell & Grenfell, 1996).

As algas da classe Prasinophyceae são unicelulares e possuem flagelos (Felix, 2012). É a classe dentro da Divisão Chlorophyta que tem como maioria de seus representantes ocorrente em ambientes marinhos. No entanto, também existem registros em ambientes de águas doces ou salobras (Tappan, 1980). Assim como as outras duas classes de algas, as algas Prasinophyceae são importantes para as interpretações paleoambientais por indicarem as condições ecológicas.

Cistos de Dinoflagelados

Os dinoflagelados são organismos unicelulares eucariontes do Reino Protista. Durante o ciclo de vida possuem dois estágios distintos: o móvel (plantônico), em que os organismos vivos produzem tecas (estrutura envoltória da célula, celulósica e não fossilizável), e o imóvel (bentônico). Algumas espécies, durante o período de vida imóvel, são capazes de produzir um cisto possível de ser fossilizado (Arai & Lana, 2011).

Os cistos de dinoflagelados são encontrados no registro geológico desde o Triássico até o presente. Possuem composição química bastante diversificada

(calcária, silicosa e orgânica) sendo a última predominante, constituída de dinosporina (substância semelhante à esporopolenina). Podem medir de 20-150 μm e o que caracteriza morfológicamente um dinoflagelado, além da sua assimetria, é a presença de um cingulo (“cintura” transversal), sulco (depressão longitudinal da face ventral) e uma abertura (arqueopilo) (Arai & Lana, 2011).

Os dinoflagelados são comuns tanto em ambientes marinhos quanto em águas doces, porém no registro sedimentar apenas dinoflagelados marinhos são fossilizáveis. Junto com as diatomáceas constituem grande parte do fitoplâncton marinho e são, portanto, importantes como produtores primários. Em pesquisas quaternárias, os cistos dinoflagelados são muito úteis para a reconstrução paleoambiental e das condições paleoceanológicas, uma vez que fatores ambientais como temperatura, salinidade, luminosidade, distância da costa (relacionada com a disponibilidade de nutrientes) são essenciais e condicionantes para o seu ciclo vital (Marret & Zonneveld, 2003).

Acritarcos

O termo “Acritarcha” foi criado por W. Evitt em 1963 para reunir palinomorfos distintos com afinidades biológicas desconhecidas. Sua classificação sistemática se baseia apenas nos caracteres morfológicos, sendo assim um grupo artificial (Félix & Souza, 2012). São organismos eucariontes, unicelulares, de pequenas dimensões e registrados desde o Pré-Cambriano até o recente, mas possui alta abundância e diversidade no Paleozoico (Cruz, 2011). De acordo com Félix & Souza (2012), devido a que a maioria dos acritarcos ter sido encontrada em depósitos marinhos ou em águas salobras, o grupo possui um elevado potencial para a análise paleoambiental, uma vez que sua combinação com o registro de palinomorfos de origem terrestre permite inferir a proximidade da linha da costa.

Apesar da menor abundância e diversidade do grupo em sedimentos atuais, alguns táxons foram encontrados em depósitos holocênicos de ambientes transicionais e marinhos. No Brasil, Cordeiro & Lorscheitter (1994), Medeanic *et al.* (2000b, 2001, 2007, 2009 e 2010), Medeanic (2006a e 2006b), Neves & Bauermann (2001), Weschenfelder *et al.* (2008), Cancelli *et al.*, (2012) e Kuhn *et al.* (2017) encontraram o gênero *Michrystidium*. Outros espécimes descritos como Acritarcos sp. foram identificadas em trabalhos da Argentina (Borel & Gómez, 2006 e Borel,

2007), no entanto, para o Brasil foi identificado em apenas em um trabalho desenvolvido na Planície Costeira de Santa Catarina (Kuhn *et al.*, 20017).

Palinoforaminíferos

Os palinoforaminíferos são testas orgânicas dos foraminíferos que resistem ao processamento palinológico. São encontrados no registro geológico desde o Permiano ao Recente. Déak (1964) propôs o termo formal para as testas de foraminíferos como supragenérico “Scytianascia” (Traverse, 2007).

Ao longo do tempo, diversas tentativas de classificação foram propostas partindo de diferentes critérios, como morfologia, tamanho e número de câmaras, mas sua taxonomia continua sendo um obstáculo dos palinoforaminíferos. Mesmo assim, a análise das assembleias de palinoforaminíferos é muito útil para indicar o ambiente de deposição, já que são elementos de origem marinha (Stancliffe, 1996). O mais próximo que podemos chegar da classificação sistemática biológica dos palinoforaminíferos encontrados nas amostras palinológicas é que provavelmente pertence à Subordem Rotaliina, pois somente os Rotaliina possuem no estágio juvenil uma testa interna quitinosa (Muller, 1959). Ainda assim, a análise de palinoforaminíferos e foraminíferos em uma mesma amostra pode permitir classificar os palinoforaminíferos em nível de espécie, visto que a assembléia de foraminíferos que compõem uma amostra é a mesma que deixou suas testas orgânicas (palinoforaminíferos) nas amostras palinológicas.

5.5. ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C/N E $\delta^{13}\text{C}$) PARA ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS NO QUATERNÁRIO

As análises das composições elementares e isotópicas de carbono e nitrogênio preservadas nos sedimentos, aliada à determinação das razões C/N, mostram-se como importantes ferramentas para estudos paleoambientais nas zonas costeiras. Estas análises baseiam-se na determinação da matéria orgânica preservada nos sedimentos, a qual pode ser originada de diferentes fontes: fitoplâncton marinho ou de água doce e plantas vasculares C_3 (vegetações arbóreas e arbustivas) ou C_4 (gramíneas) (Wilson *et al.*, 2005). Dessa forma, as variações identificadas na origem da matéria orgânica no registro sedimentar refletem as condições ambientais em diferentes períodos do passado, como variações de aporte continental e influência de

águas marinhas. A Tabela 1 apresenta um resumo das composições químicas e isotópicas de fontes de matéria orgânica no sedimento de acordo com Meyers (1994 e 2003) e Lamb *et al.* (2006).

5.5.1. Identificação da matéria orgânica através da relação C/N

Os dados de C/N podem fornecer informações sobre a fonte de carbono, tanto em termos de tipo predominante de planta quanto de seu habitat (Leng & Lewis, 2017). O uso das relações de C/N é baseado em duas premissas básicas: primeiro, que o valor nutricional da matéria orgânica está positivamente correlacionado com o conteúdo de nitrogênio e, segundo, que a matéria orgânica derivada do fitoplâncton tem um conteúdo de nitrogênio significativamente maior do que a matéria orgânica terrestre (Tyson, 1995). Os índices C/N têm sido frequentemente usados para distinguir as origens, entre algas e plantas terrestres, da matéria orgânica de sedimentos. As algas têm tipicamente relações C/N atômicas entre 4 e 10, enquanto plantas terrestres vasculares têm relação C/N ≥ 20 . Essa distinção surge da ausência de celulose nas algas e sua abundância em plantas vasculares e a riqueza de proteínas na matéria orgânica de origem algácea (Meyers, 1994).

5.5.2. Identificação da matéria orgânica através de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$)

As composições isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica refletem principalmente a dinâmica de assimilação de carbono durante a fotossíntese e as composições isotópicas da fonte de carbono (Meyers, 1997). A maioria das plantas fotossintéticas incorpora carbono em matéria orgânica usando o Ciclo de Calvin, no qual a enzima catalizadora é denominada Rubisco. As plantas que utilizam apenas esse ciclo são denominadas plantas C_3 (vegetação arbórea e arbustiva). Plantas que utilizam a via Hatch-Slack, onde a fixação do carbono se dá pela enzima PEP-carboxilase, em conjunto com o Ciclo de Calvin são denominadas plantas C_4 . As plantas CAM utilizam tanto via C_4 quanto via C_3 , no entanto, a fixação do carbono pela enzima PEP-carboxilase ocorre somente na ausência de luz (Pessenda *et al.*, 2015).

A composição isotópica de carbono das amostras analisadas em um espectrômetro de massas é medida em comparação com a composição isotópica do padrão Viena Pee Dee Belemnite (VPDB), um molusco fóssil. A razão molar $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

do padrão VPDB é igual a 0,01124. Os isótopos estáveis são expressos por “ δ ” (delta), que por sua vez são dados por partes por mil (‰). A composição isotópica de uma amostra (δ_{amostra}) em comparação com o padrão VPDB é obtida a partir da equação 3.

$$\delta_{\text{amostra}} = (R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}) / R_{\text{PDB}} = (R_{\text{amostra}} / R_{\text{PDB}}) - 1$$

(Equação 3)

Assim δ_{amostra} indica o desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra (R_{amostra}) em relação à razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão VPDB (R_{PDB}). Por envolver números geralmente pequenos, é costume na literatura multiplicar o resultado obtido na equação por mil (Pessenda *et al.*, 2015), conforme equação 4.

$$\delta_{\text{amostra}} (\text{‰}) = ([R_{\text{amostra}} / R_{\text{PDB}}] - 1) \times 1000$$

(Equação 4)

A composição isotópica da matéria orgânica produzida a partir do CO_2 atmosférico ($\delta^{13}\text{C} \sim -7\text{‰}$) por plantas terrestres utilizando a via C_3 tem um valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente -27‰ (entre -33‰ a -22‰) e por aqueles que utilizam a via C_4 aproximadamente -14‰ (entre -17‰ a -9‰). As plantas CAM por outro lado, apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ muito variáveis (entre -28‰ e -10‰), o que as torna indistinguíveis (Meyers, 1997; Pessenda *et al.*, 2015). A matéria orgânica marinha possui um valor de $\delta^{13}\text{C}$ entre -22 e -20‰ (Meyers, 1994).

Em áreas que recebem contribuição de matéria orgânica de algas e de plantas vasculares C_3 e C_4 o sinal da fonte isotópica pode tornar-se complicado, diferindo dos padrões de identificação geral. Nessas áreas, e também em lagos, recomenda-se considerar as relações entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ para melhorar a identificação da fonte de matéria orgânica (Figura 11) (Meyers, 1997).

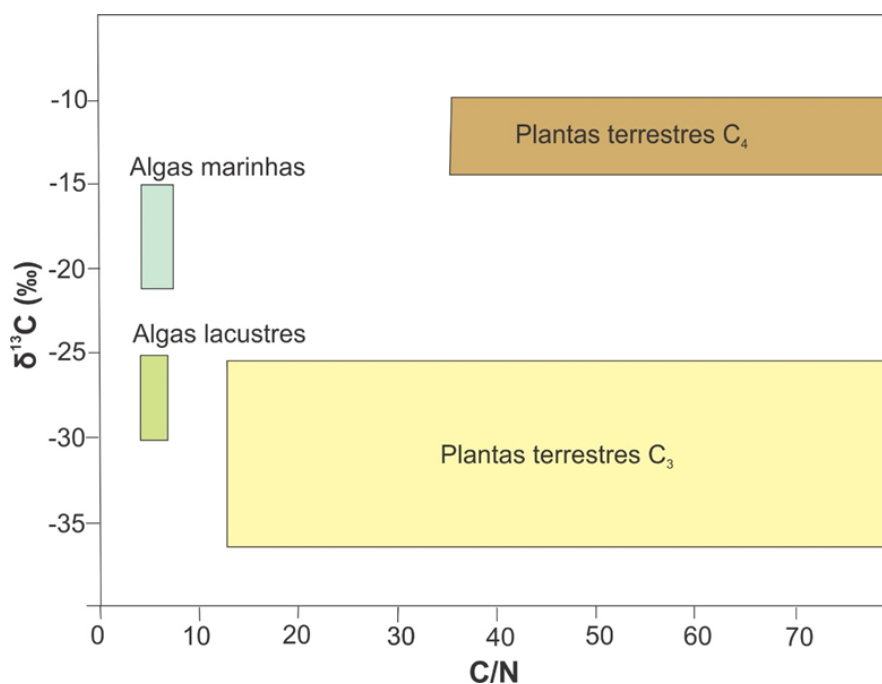


Figura 11: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica em sedimentos (Pessenda *et al.*, 2015).

Tabela 1: Resumo das composições químicas e isotópicas de fontes de matéria orgânica no sedimento (Meyers, 1994 e 2003, Lamb *et al.*, 2006).

Composições geoquímicas e isotópicas	C/N	$\delta^{13}\text{C}$
Informação do proxy Tipo de matéria orgânica	Identificação de proporções de matéria orgânica de algas e plantas	Proporções orgânicas de plantas C_3 e C_4 e produtividade de algas
Plantas terrestres vasculares	C/N \geq 20	-21 a -32‰
C3	-	-22 a -33‰
C4	-	-9 a -17‰
Fitoplâncton marinho	4 e 10	-18 a -22‰

5.6. ESTUDOS PALINOLÓGICOS HOLOCÊNICOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DE SANTA CATARINA

Os sítios palinológicos onde foram desenvolvidos os trabalhos de cunho paleoambiental na planície costeira de Santa Catarina estão distribuídos conforme a Figura 12. Até o momento a planície costeira catarinense conta com oito trabalhos que

evidenciam a evolução da paisagem durante o Holoceno (Figura 13 e Tabela 2): Volta Velha (Behling & Negrelle, 2001), Jaguaruna (Amaral *et al.*, 2012), Santa Rosa do Sul, São João do Sul (Cancelli, 2012), Garopaba (Kuhn *et al.*, 2017), Araranguá (Val-Péon *et al.*, 2019), Baía de Babitonga (França *et al.*, 2019), Silva *et al.*, (2021) e Laguna (Cohen *et al.*, 2020). Além destes, um trabalho de palinologia foi desenvolvido em NA Ilha de Santa Catarina, no entanto pela falta de datações absolutas dos sedimentos analisados, as informações são insuficientes para um modelo evolutivo (Sloppo, 1997).

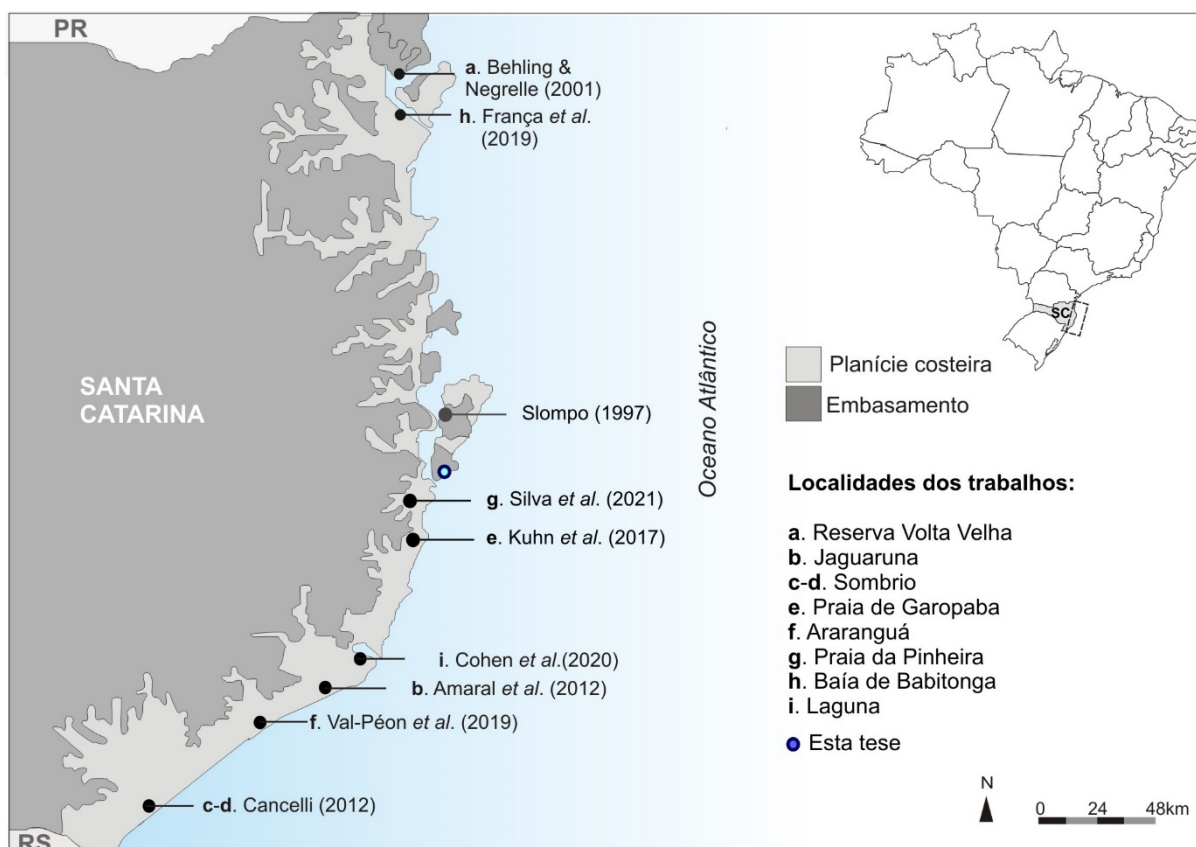


Figura 12: Localização dos trabalhos de palinologia cunho paleoambiental desenvolvidos na planície costeira de Santa Catarina. As letras de a-i são referentes aos trabalhos sintetizados na Figura 13.

Tabela 2: Resumo dos trabalhos de palinologia de cunho paleoambiental desenvolvidos na planície costeira de Santa Catarina.

Local	Trabalhos	Coordenada (Lat/Long)	Idades ¹⁴ C ou Pb	Análises palinológicas (grupos descritores)	Outras análises utilizadas
Mangue Itacorubi	Slompo (1997)	27°34'28,72"S 48°31'14,25"W	-	Grãos de pólen, esporos, fungos, palinoforaminíferose acritarcos	-
Reserva Volta Velha	Behling & Negrelle (2001)	26°04'S 48°38'W	3816 ± 36 25.650 ± 170	Grãos de pólen, esporos e palinoforaminíferos	-
Jaguaruna	Amaral <i>et al.</i> (2012)	FIG 28°39'42,85"S 48°59'35,79"W	1.070 ± 40 21.150 ± 20	Grãos de pólen	Dados granulométricos, geoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N) e diatomáceas.
		RIA 28°38'49,55"S 48°59'18,13"W	1.160 ± 40 4.500 ± 40	Grãos de pólen	
		SAN 28°38'49,36"S 49°4'13,10"W	102.3 ± 0.5 2.730 ± 40	Grãos de pólen	
Santa Rosa do Sul	Cancelli (2012)	PCSC – 01 29°10'43,68" S 49°44'57,09" W	1.060±20 7.070±30	Grãos de pólen, esporos, algas, fungos, cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos	Dados sedimentológicos e de conchas calcárias
São João do Sul		PCSC – 02 29°13'30,38" S 49°48'07,62" W	4.150±20 6.980±30	Grãos de pólen, esporos, algas, fungos, cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos	Dados sedimentológicos e de conchas calcáreas
Garopaba	Kuhn <i>et al.</i> (2017)	28°02'11,95" S 48°37'41,73"W	1.010 ±26 4.650 ± 25	Grãos de pólen, esporos, algas, fungos, cistos de dinoflagelados, acritarcos e palinoforaminíferos	Dados granulométricos
Ararangua	Val-Péon <i>et al.</i> (2019)	28°52'53,42" S 49°21'33,05"W	102 ±0.3 7.240 ± 30	Grãos de pólen, esporos, algas, fungos, cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos	-
Pinheira	Silva <i>et al.</i> (2021)	27°53'22"S 48°39'04"W	100.85 ± 0.3 pMC* 6,960 ± 30	Grãos de pólen, esporos, algas, fungos, cistos de dinoflagelados, acritarcos, palinoforaminíferos, fitoclastos, zooclastos e matéria orgânica amorfa	Dados granulométricos e geoquímicos (C/N e $\delta^{13}\text{C}$)
Baía de babitonga	França <i>et al.</i> (2019)	26° 11' S 48° 46' W	1070 ± 20 1870 ± 30	Grãos de pólen	Dados sedimentares e geoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC, TN, razão C/N, TS e razão C/S)

Lagoa de Santo Antônio	Cohen <i>et al.</i> (2020)	LAG-3 28°29'42"S	1361 ± 23	Grãos de pólen	Dados sedimentares, geoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N) e imagens de satélite/drone
		48' 47'43"W	960 ± 26		
		LAG-4 28°29'34"5	589 ± 23		
		48°47'49"W			
		LAG-5 28°29'34"S	1019 ± 24		
		48°47'50"W			
		LAG-6 28°29'37"S	51 ± 23		
		48' 0.47'57"W			
		RP-4 28'29'14"	359 ± 23		
48' 50'31"W	8130 ± 30				
RP-3					
28' 29'35"S	685 ± 24				
48' 50'52"W					

Slompo (1997) com o objetivo de identificar a dinâmica do manguezal Itacorubi, ao norte da Ilha de Santa Catarina, analisou amostras de sedimentos oriundas de três perfis sedimentares e amostras de sedimentos superficiais. A partir das assembleias fósseis foram identificados cinco níveis sedimentares. Na base dos testemunhos as concentrações de pólen de mangue, associadas a argilas finas, indicam que os mangues se desenvolviam em abundância. No nível imediatamente superior, observa-se um recuo do mangue e um aumento de táxons de pteridófitas. Os sedimentos arenosos e a ausência de organismos marinhos poderiam corresponder a um ambiente mais interiorizado em relação ao nível do mar. Na etapa seguinte, a presença de acritarcos sugere uma oscilação positiva do nível do mar. Uma nova fase deposicional caracterizada por uma quantidade significativa de esporos de pteridófitas, de gramíneas e Compositae e pelo recuo das angiospermas poderia estar associada a um período climático mais seco, de oscilação negativa do nível do mar. A última fase, a mais recente, indica um ambiente muito similar ao verificado na base da coluna, em que estão presentes pólenes de *Avicennia*, *Rizophora* e *Combretaceae*. O registro de acritarcos e palinoforaminíferos revela influência marinha. Apesar de não ter sido possível obter datações absolutas, a partir dos resultados palinológicos, a autora sugere que as observações feitas poderiam estar relacionadas a pequenas oscilações do nível do mar ocorridas nos últimos 2.500 anos AP.

Behling & Negrelle (2001) identificaram seis fases ecológicas no estudo realizado na Reserva Biológica de Volta Velha, que refletem três ambientes distintos,

identificados através das associações palinológicas predominantes: campos, mosaico de florestas com campos e corpos d'água com incursão marinha e Mata Atlântica.

As fases VV-I, VV-II e VV-III correspondem o predomínio de vegetação campestre, entre 37.640 e 12.220 anos AP, e são caracterizadas pela dominância de ervas e baixa representatividade de arbustos, árvores e pteridófitas. A fase VV-I abrange o período antes do último máximo glacial (cerca de 37.500 a 27.500 anos AP) e a fase VV-II é relativa ao período do último máximo glacial (cerca de 27,500 a 14.500 anos AP). As fases VV-I e VV-II indicam uma vegetação dominada por Poaceae. A presença de *M. desiantha* (hoje recorrente em terras altas) sugere que os campos ocupavam terras baixas. Os registros de pólen indicam que árvores tropicais típicas da Mata Atlântica (como Alchornea, Moraceae e Arecaceae) eram raras no período antes do último máximo glacial e ausentes durante o último máximo glacial. A frequência relativa de Myrtaceae, Melastomataceae e raras árvores, como Podocarpus, Symplocos e Ilex, sugere a existência de florestas subtropicais adaptadas a climas frios em baixas altitudes durante as fases VV-I e VV-II. A fase VV-III é referente ao último registro glacial (cerca de 14.328 a 12.220 anos AP). O registro palinológico indica a ocorrência de uma sucessão vegetacional antes da expansão e desenvolvimento da Mata Atlântica (fase VV-IV), que é percebida por meio do aumento expressivo dos elementos arbustivos. A fase VV-IV corresponde a um ambiente com mosaicos de florestas/campos e com os corpos lagunares sofrendo incursão marinha. Essa fase datada entre 12.220 e 6.700 anos AP corresponde com o momento no qual o mar ultrapassa o atual nível relativo do mar. Pteridófitas começam a se tornar frequentes, sugerindo um clima mais quente que o anterior. As elevadas porcentagens relativas de grãos de pólen de ervas (Poaceae, Cyperaceae e Asteraceae) indicam que não houve uma cobertura florestal homogênea nas áreas adjacentes daquele sítio deposicional e podem ser resultados de uma possível ingressão marinha, o que é reforçado pela presença de palinoforaminíferos.

As fases VV-V e VV-VI são correspondentes ao ambiente de Mata Atlântica. A fase VV-V abrange o Holoceno médio (de 6.720 até 4.330 anos AP) e é caracterizada pelo início da maior representatividade dos táxons da Mata Atlântica (Myrsine, Arecaceae, Weinmannia, Hedyosmum, Sloanea e Clusia). Condições climáticas mais quentes e o início da regressão marinha podem ter sido fatores para essa alteração na composição vegetacional. A fase VV-VI (de 4.330 anos AP ao recente) é referente

ao Holoceno tardio. Nesta fase, o aumento nos pólenes de ervas, principalmente no início da fase, pode sugerir abertura da floresta pela atividade humana. Os percentuais de *Arecaceae* e *Weinmannia* aumentam, enquanto *Myrsine* diminui. O aumento de *Arecaceae* pode estar relacionado a condições climáticas mais úmidas.

Amaral *et al.* (2012) analisaram três testemunhos sedimentares em diferentes localidades na região de Jaguaruna (Lago Figuerinha, Vale Riachinho e Rio Sangão). Os autores utilizaram diferentes proxys (sedimentologia, geoquímica, palinologia e diatomáceas) para a identificação de fases ambientais quaternárias.

O poço analisado em uma turfeira próximo ao Lago Figuerinha foi o único que apresentou sedimentos pleistocênicos, no entanto as análises feitas a partir do conteúdo microfossilífero (pólenes, esporos e diatomáceas) foram possíveis apenas nas porções mais próximas do topo, a partir de aproximadamente 4.000 anos AP. Foram identificadas cinco fases ecológicas, as quais foram agrupadas em quatro fases ambientais: fase I (terraço marinho), fase II e fase III (várzea), fase IV (lago) e fase V (turfeira). A fase I e a fase II correspondem aos sedimentos pleistocênicos, com idades mais antigas que 25.000 anos AP. A fase I representa depósitos do sistema deposicional planície costeira regressiva pleistocênico, desenvolvido após a máxima inundação marinha por volta de 120.000 anos AP. Na fase II foi registrado o início dos processos da várzea fluvial, a partir de material enriquecido em carbono e aumento de sedimentos finos. A fase III não apresenta mudanças significativas no contexto da granulometria dos sedimentos e nem dos fatores geoquímicos em relação à fase anterior. Contudo, o aumento do aporte sedimentar pode ser reflexo do máximo transgressivo holocênico (ca. 5.100 anos AP), fato que é corroborado por sua idade, próxima de 6.000 e 5.000 anos AP. No entanto, o testemunho poderia representar porções marginais da laguna, onde a inundação não chegou a induzir mudança expressiva nas condições da sedimentação local. A fase IV marca o início do registo palinológico, o que indica o início da colonização vegetal no entorno do lago, com indícios de vegetação aberta, dominada por *Poaceae*. A decomposição do material vegetal pode ter iniciado o processo de formação da turfeira no local, indicado pelo aumento progressivo de *Cyperaceae* e de táxons aquáticos típicos de vegetação de turfeira (*Ericaulaceae* e *Drosera*). A fase V é identificada como um ambiente característico de turfeira com idade próxima de 500 anos AP. O aumento progressivo de táxons arbóreos e a maior diversidade de táxons herbáceos sugerem uma

diversificação na comunidade vegetal nos períodos mais recentes. No entanto, o registro é compatível com o que se observa hoje, uma vegetação aberta e dominada por plantas herbáceas.

No estudo realizado no Vale Riachinho foram definidas três principais fases ecológicas e ambientais: lagunar, borda lagunar e mata de restinga, relacionadas respectivamente com fácies deposicionais de submaré, intermaré e supramaré. Na fase A, correspondente ao ambiente lagunar, a idade é de 5.500 a 2.740/2.370 anos AP. Nesta fase, ocorre o predomínio de táxons marinhos de diatomáceas, que podem estar relacionados com o máximo transgressivo holocênico. A transição da fase A para a fase B (2.740 a 2.370 anos AP) foi associada ao declínio progressivo do nível relativo do mar e a consequente queda do nível de água dentro da laguna. Dessa forma, a fase B corresponde a um ambiente de borda lagunar, com registros de pólenes de plantas aquáticas. A elevada frequência de táxons herbáceos (Poaceae, Cyperaceae e Amaranthaceae/Chenopodiaceae) relaciona-se a uma vegetação aberta. O aumento na frequência de plantas arbóreas (árvores, arbustos, epífitas e lianas), representadas por Moraceae, *Ilex*, *Byrsonima*, *Cecropia*, Myrtaceae e Apocynaceae, reflete o início da expansão da mata de restinga na área da coleta do testemunho. A fase C correspondente ao período entre 1.730 /1.550 anos AP ao presente. O aumento da frequência relativa de esporos no topo do testemunho pode ser relacionado com a ação antrópica, quando pteridófitas poderiam estar colonizando áreas perturbadas.

O testemunho recuperado na localidade do Rio Sangão permitiu a identificação de apenas uma fase ambiental: a planície fluvial, com a idade mais basal datada em 2.730 ± 40 anos AP. A recuperação de palinomorfos só foi obtida nas porções mais recentes que 2.245 anos AP. O registro palinológico indica uma vegetação de planície de inundação fluvial, a qual é composta por táxons de mata de restinga arbórea e/ou arbustiva. A partir de 1.780 anos AP, a queda da concentração polínica e o aumento de proporções de espécies xerófitas (Mimosaceae, Apocynaceae, *Alchornea* e Moraceae) foram associadas a um período de menor precipitação local ou a um problema de conservação dos palinomorfos resultante das alterações granulométricas nos sedimentos (quedas dos teores de argilas). A ação antrópica na região foi identificada nas amostras do topo do perfil sedimentar, onde foi possível reconhecer um declínio nos esporomorfos das espécies nativas, enquanto espécies exóticas, como *Pinus*, aumentaram sua representatividade.

Cancelli (2012) analisou dois testemunhos sedimentares em diferentes localidades do sul de Santa Catarina: municípioS de Santa Rosa do Sul e São João do Sul. Em ambos testemunhos foram identificadas três fases ambientais a partir dos registros palinológicos: lagunar, pântano e Mata Atlântica. A fase I é referente a um ambiente lagunar nas duas localidades e corresponde às porções mais basais dos perfis sedimentares. As datações radiocarbônicas dessa fase indicam que os sedimentos são de: entre 7.900 a 4.200 anos AP em Santa Rosa do Sul e entre 7.796 a 3.800 anos AP em São João do Sul. Táxons herbáceos ocorrem abundantemente, principalmente Poaceae, Amaranthus-Chenopodiaceae, Caryophyllaceae e Cyperaceae. No entanto, táxons arbóreos são raros, com o registro maior de *Alchornea*, Arecaceae, Fabaceae, *Ilex*, *Myrsine* e Myrtaceae. Briófitas e pteridófitas também ocorrem em baixa frequência nesta fase. Algas dulceaquícolas como *Botryococcus* sp., *Pseudoschizea rubina*, *Zygnema* sp., *Spirogyra* sp. e tipo *Mougeotia laetevirens* também estão presentes no espectro palinológico, principalmente em de São João do Sul. A presença de palinoforaminíferos e de acritarcos (*Michrystidium* sp.) indica influência marinha. O aumento progressivo da frequência de palinoforaminíferos coincide com o último máximo do nível relativo do mar documentado para o Brasil aproximadamente a 5.100 anos AP. Além do aumento de táxons de origem marinha, esse evento de transgressão também pôde ser identificado pela diminuição de táxons de Arecaceae, Myrtaceae e *Myrsine*, característicos de vegetação ripária nas dunas, assim como pelo incremento de Poaceae e Cyperaceae, táxons melhor adaptados a condições salinas.

A fase II, pantanosa, é caracterizada nos dois testemunhos por um decréscimo da influência marinha e uma sedimentação progressiva entre 4.200 e 2.500 anos AP. A flora regional que ocupava posições mais elevadas em torno da laguna foi favorecida pelas novas condições edáficas durante esta fase, indicadas pelo aumento da taxa de frequência arbórea. Essa vegetação corresponde a um pântano salobro com ervas e arbustos. A presença de epífitas (Bromeliaceae, Loranthaceae e Cucurbitaceae) em Santa Rosa do Sul poderia ser reflexo de um estágio mais avançado dos processos de sucessão da vegetação. O aumento da frequência de táxons herbáceos e arbóreos na localidade de Santa Rosa do Sul também sugere regressão da laguna e avanço da vegetação, enquanto a presença de espécies aquáticas (*Ludwigia*) indica dessalinização do solo. A última fase ambiental

identificada, fase III, que vai de 2.500 anos AP até o presente, é caracterizada pela consolidação da Mata Atlântica nas duas localidades. Essa fase apresenta um aumento significativo de táxons arbóreos com componentes pioneiros da Floresta Atlântica. Os elementos herbáceos diminuem sua representatividade no conjunto polínico; já as epífitas aumentam progressivamente. As briófitas e as pteridófitas apresentam significativa diversidade. As assembleias de algas indicam condições ambientais úmidas.

Kuhn *et al.* (2017) apresentam uma reconstrução paleoambiental a partir de análises palinológicas de um testemunho sedimentar de idade holocênica, perfurado no município de Garopaba. Três fases palinológicas foram definidas com base nas mudanças nas assembleias. A Fase I foi caracterizada como um paleoambiente lagunar com influência marinha desde o início da sedimentação (5.390 anos cal AP), com base em ocorrências de três formas de acritarcos, cistos de dinoflagelados (*Operculodinium* sp. e *Spiniferites* sp.) e palinoforaminíferos. O início da sedimentação da fase I coincide com o último máximo do nível do mar documentado para a costa brasileira entre 5.000 e 5.800 anos cal AP (Angulo *et al.*, 2006). A fase II (3.032 anos AP até 858 anos cal AP) também revelou um paleoambiente lagunar, no entanto, apresentou decréscimo na porcentagem de elementos marinhos e aumento no registro de algas de água doce, sugerindo menor influência marinha no corpo lagunar. A diminuição de *Amaranthus*/Chenopodiaceae ao longo desta fase reflete a dessalinização do solo contíguo ao corpo de água. O predomínio das camadas de sedimentos finos indicou uma diminuição na energia do ambiente sedimentar, correspondendo à diminuição da influência marinha no corpo lagunar, indicando uma fase transicional entre a fase I e III. Na fase III (últimos 856 anos), prevaleceu a sedimentação subaquosa, sob condições pantanosas. O aumento progressivo de pteridófitos, epífitas e táxons arbóreos (Arecaceae, Ericaceae, *Ilex*, *Myrsine* e Myrtaceae) revela o início do desenvolvimento da Mata Atlântica no local. No entanto, a baixa riqueza dos táxons arbóreos pode estar relacionada ao estágio inicial de evolução desta floresta no local.

Val-Peón *et al.* (2019) realizaram um estudo paleoambiental dos últimos 8.000 anos AP, com base na análise de pólen de um testemunho coletado no depósito natural do Campo Mãe Luzia (município de Araranguá). Os autores identificaram três fases ambientais ao longo do perfil. A fase I (de 7.995 a 6.810 anos AP) é relacionada

a um ambiente estuarino/lagunar. Grãos de pólen de ervas predominam, principalmente *Amaranthus-Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Poaceae* e *Plantago*; grãos de táxons arbóreos são raros. A porcentagem de pteridófitos é baixa, bem como as algas, representadas por *Botryococcus* e *Spirogyra*. Nesta fase ocorre influência marinha, indicada pela presença de cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos. Não foi possível identificar os dinoflagelados em nível mais específico. A fase II é subdividida em três subfases e corresponde a transição entre o ambiente da lagoa e a formação gradual de um pântano costeiro, seguida de uma expansão da barreira costeira arenosa. As fases IIa e IIb correspondem a um ambiente transicional lagunar/pântano (entre 6.810 a 4.000 anos AP), caracterizado por vegetação herbácea. A influência marinha também é registrada nesta fase com a ocorrência de dinoflagelados e palinoforaminíferos, o que possivelmente coincide com o máximo transgressivo documentado a cerca de 5.600 anos AP. A fase IIc (de 4.000 a 2.798 anos AP) indica um ambiente transicional de pântano costeiro. As taxas de elementos herbáceos continuam constantes como na subfase anterior, no entanto os elementos arbóreos têm um aumento progressivo. Nessa fase os palinoforaminíferos desaparecem e os dinoflagelados diminuem sua representatividade. A fase III (de 2.797 anos AP ao presente) é marcada pela expansão da floresta, quando se observa, além do aumento da frequência, a diversificação de táxons característicos da Mata Atlântica. A presença de epífitas da família *Curcubitaceae* também é um indicador do desenvolvimento dos elementos arbóreos da floresta. As herbáceas, apesar de menos representativas nesta etapa, aumentam sua diversidade. O incremento nas porcentagens de pteridófitas e a presença de algas dulciaquícolas (*Botryococcus* e *Spirogyra*) indicam condições úmidas. No entanto, a ausência de cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos revela ausência de influência marinha.

Silva et al. (2021) traçou a evolução paleoambiental da Praia da Pinheira para os últimos 7.744 anos cal AP. Com base na análise de agrupamento, o autor definiu três palinofácies, levando em consideração a razão entre os palinomorfos marinhos (cistos de dinoflagelados e palinoforaminíferos) e continentais (esporomorfos e algas dulciaquícolas). A palinofácies I (7.744 a 2.884 anos cal AP) foi caracterizada como um ambiente marinho marginal a partir da recuperação de cistos de dinoflagelados (*Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., *Lejeunecysta* spp., *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix quanta*, *Operculodinium centrocarpum* e *Spiniferites* spp.)

e palinoforaminíferos. A palinofácies II (2.857 a 2.276 anos cal AP) é marcada pela formação de solos ricos em matéria orgânica e úmidos, evidenciado pela abundância de fungos, e pela presença de uma coluna da água no local devido a elevada ocorrência de esporos associados com zigósporos e fragmentos de algas dulciaquícolas. Nesta palinofácies o autor não encontrou elementos marinhos. Portanto, estimou-se o fim da influência marinha no local em 2.857 anos cal AP. A palinofácies III representa os últimos 2.124 anos cal AP e é identificada como o período de colonização da área do sítio deposicional por formas arbóreas constituintes da Mata Atlântica, configurando a atual paisagem do local.

França *et al.* (2019) com o objetivo de investigar as condições ambientais para o estabelecimento do manguezal no litoral Norte de Santa Catarina analisaram um testemunho sedimentar oriundo da Baía de Babitonga. Foram realizadas análises polínicas, sedimentares e geoquímicas ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC, TN, razão C/N, TS e razão C/S). Os autores definiram três zonas palinológicas associadas com duas fácies: (A) planície de maré herbácea e (B) planície de maré de manguezal. A primeira zona (~1815 a ~1629 anos cal AP) foi marcada pela ausência de palinomorfos característicos de mangue, onde a planície de maré foi colonizada por ervas, palmeiras, árvores e arbustos na margem do estuário (associação de fácies A). A segunda zona (~1629 a ~853 anos cal AP) foi caracterizada pelo estabelecimento do manguezal evidenciado por grãos de pólen de *Laguncularia*, bem como pelo aumento da influência de plantas C_3 e matéria orgânica dissolvida de água doce/estuarina (fitoplâncton). A última zona (últimos ~853 anos cal AP) relevou um aumento de táxos de *Laguncularia*, seguido pelos táxons de *Avicennia* e *Rhizophora* (nos últimos 10 cm), com influência da matéria orgânica dissolvida de água doce/estuarina e plantas terrestres (plantas C_3). Os autores concluem que o estabelecimento da assembleia de manguezais identificada ao longo do perfil estudado foi influenciado pelo aumento da temperatura do ar e da água durante o Holoceno tardio.

Cohen *et al.* (2020) estudou a evolução ambiental de um mangue a partir da análise de seis testemunhos sedimentares na Lagoa de Santo Antônio na cidade de Laguna. Foram realizadas análises palinológicas, sedimentares e geoquímicas permitindo a identificação de três associações de fácies. A primeira fácies é referente a um ambiente de planície de inundação herbácea (~9.050 anos cal AP), onde ervas, árvores e arbustos, palmeiras e plantas aquáticas ocorreram. A segunda fácies

revelou uma barra arenosa (~940 a ~385 anos cal AP), na qual foram identificados táxons de ervas, árvores e arbustos, palmeiras e pteridófitas. A fácies mais recente evidencia uma Planície de maré (~50 anos cal AP a 1957), representada por grupos polínicos de ervas, árvores e arbustos, mangue, palmeiras e pteridófitas. Os autores consideram que as condições ambientais adequadas para o desenvolvimento dos manguezais tropicais ocorreram durante o Holoceno com a estabilização ou baixas taxas de aumento/queda do nível do mar desde ~7.000 anos AP. Contudo, a expansão dos manguezais nas zonas subtropicais ocorreu ao longo do Holoceno tardio. Na área de estudo, os autores consideram que o aparecimento dos manguezais apenas nas últimas décadas estaria relacionado a um aquecimento global natural no Holoceno, somado com o aquecimento da era industrial, permitindo a migração dos manguezais em direção aos polos.

5.7. INTEGRAÇÃO DOS DADOS PALINOLÓGICOS DO HOLOCENO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SANTA CATARINA

A partir do levantamento dos trabalhos palinológicos realizados ao longo da planície costeira de Santa Catarina, observa-se que a evolução ambiental destas áreas está relacionada aos eventos transgressivos e regressivos do nível do mar durante o Holoceno, bem como a sucessão vegetacional. Nestes trabalhos, as fases ambientais foram caracterizadas por diversos tipos de ambientes, muitas vezes ambientes similares obtiveram denominações distintas. Com o objetivo de integrar estes estudos, as caracterizações e denominações ambientais utilizadas nos trabalhos foram agrupadas em três tipos de ambientes: com influência marinha (laguna, lagoa costeira, estuário, mangue e ambiente nerítico interno), transicional (campo, banhado, pântano e restinga herbácea) e consolidação da Mata Atlântica (mata de restinga, mata paludosa e Mata Atlântica). A Figura 13 ilustra os testemunhos utilizados nos trabalhos revisados que possuíam idades radiocarbônica, os quais estão plotados de acordo com suas idades e seus ambientes deposicionais. Os estudos de França *et al.*, 2019 e Cohen *et al.*, 2020 (poços h e I, respectivamente) foram coletados em ambientes de mangue e por isso apresentam uma evolução ambiental diferenciada das demais localidades revisadas.

De forma geral, os trabalhos apresentam tendências similares do ponto de vista da sua evolução ambiental e ecológica. Em 6.500 anos AP são registrados

palinóforos marinhos (cistos de dinoflagelados, acritarcos, algas *Cymatiosphaera*, palinoforaminíferos e tintinomorfos) em todos os testemunhos, indicando incursões de águas do mar durante esse período nas localidades estudadas. Em grande parte dos trabalhos picos destes elementos são registrados próximo ao máximo transgressivo holocênico (cerca de 5.000 anos AP). Nesse período, as áreas estudadas revelavam um ambiente com influência marinha (representados pelas faixas azuis na Figura 13), como lagunas, lagos, estuários, mangues e ambientes neríticos interno.

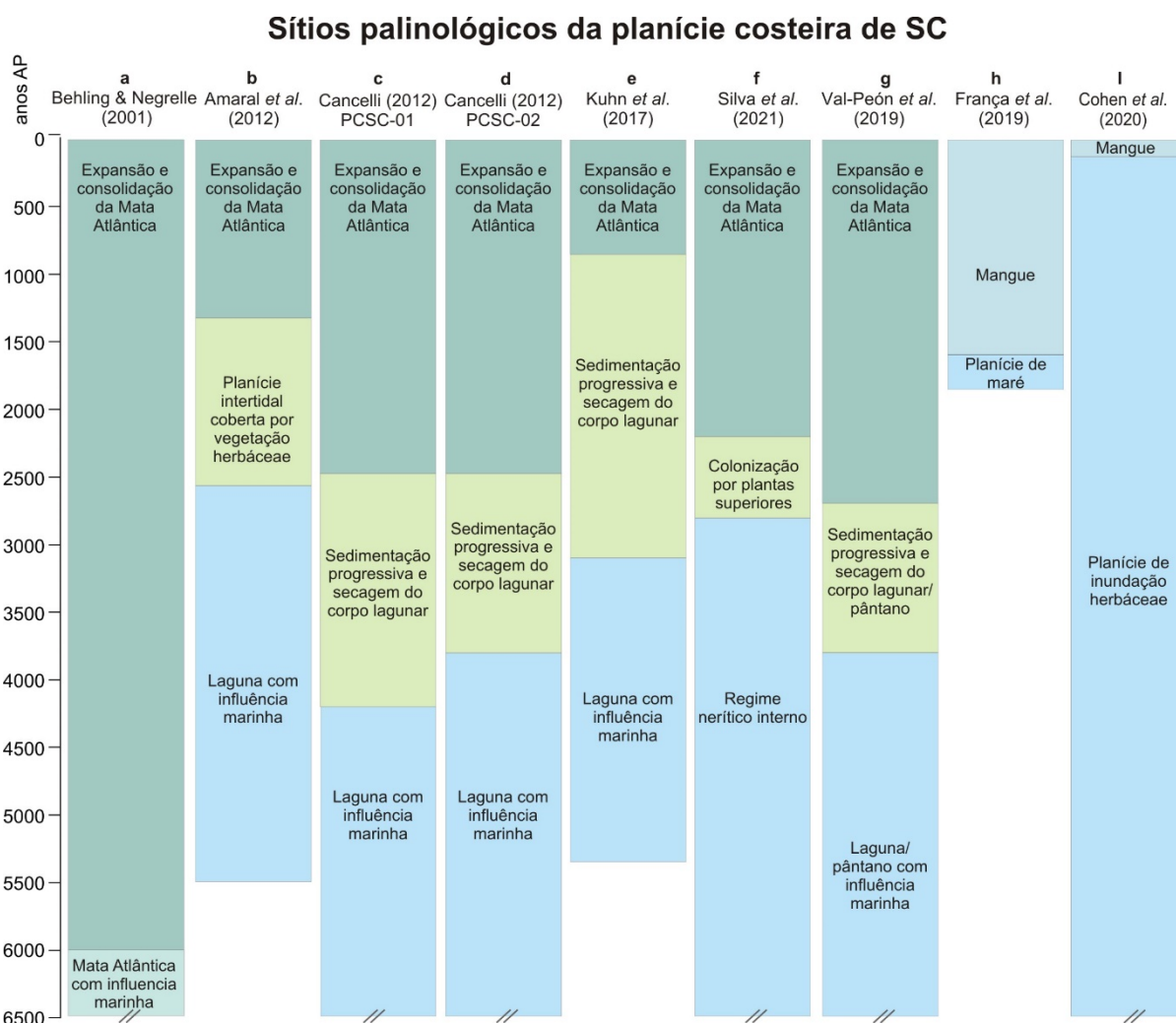


Figura 13: Mudanças ambientais sumarizadas nos trabalhos de palinologia desenvolvidos na planície costeira de Santa Catarina. Barras transversais nos limites inferiores indicam que os poços eram mais antigos que 6.500 anos AP.

A influência marinha condicionou ambientes arenosos, secos e salobros nas áreas adjacentes dos corpos da água, fato atestado pela presença de elementos de táxons halófitos, como *Amaranthus-chenopodiaceae*, recorrente em quase todos os registros palinológicos.

Após os 3.500 anos AP, algumas localidades já deixam de apresentar registros de palinóforos marinhos (Cancelli, 2018 e Val-Péon *et al.*, 2019) indicando tendência de diminuição de influência marinha em certas porções da planície costeira de Santa Catarina. Na Figura 13, é possível observar que após a fase de ambientes com influência marinha, a maioria dos testemunhos apresenta ambientes transicionais sem influência marinha (representados pelas faixas verde claro). Com a diminuição da influência marinha nas áreas, a vegetação herbácea, que estava adjacente aos corpos de água, e as florestas, que ocupavam posições mais interiorizadas e elevadas, foram favorecidas pelas novas condições edáficas, evidenciado pela expansão dos táxons herbáceos e arbóreos nas análises palinológicas.

A partir de aproximadamente 2.000 anos AP as formações vegetacionais começam a se desenvolver para a atual paisagem da zona costeira. As faixas em verde escuro na Figura 13 representam este período de expansão e consolidação da Mata Atlântica nas áreas estudadas. Em áreas mais arenosas e salinas as vegetações de restinga e de mata paludosa foram se estabelecendo. Nos últimos anos, algumas localidades detectaram efeitos da influência antrópica na vegetação através do declínio dos grãos de pólen de espécies florestais nativas, aumento nos pólenes de ervas e aparecimento de espécies exóticas (*Pinus*), indicando o desmatamento das matas próximas aos sítios.

6. RESUMO E INTEGRAÇÃO DOS PRINCIPAIS RESULTADOS OBTIDOS

Os principais resultados obtidos nesta pesquisa estão apresentados e integrados nesta seção, resumidos e divididos pelos principais grupos de dados: (i) datações radiocarbônicas (^{14}C); (ii) dados altimétricos; (iii) análises granulométricas; (iv) análises geoquímicas e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$, C/N e TOC) e (v) análises palinológicas. Demais resultados e discussões específicas, principalmente de aspectos metodológicos, estão apresentados nos artigos que compõe o corpo principal da tese (Capítulos 2 a 4).

6.1. DATAÇÕES RADIOCARBÔNICAS (^{14}C)

As idades obtidas por datações radiocarbônicas (^{14}C) estão apresentados na Tabela 3 e no Anexo D, incluindo idades não calibradas e calibradas obtidas para

quatro amostras. As idades calibradas indicam que a deposição do testemunho estudado ocorreu inteiramente durante o intervalo do Holoceno médio ao tardio. O nível basal (650 cm) apresentou uma idade de 6.503 anos cal AP, enquanto que a amostra a 55 cm de profundidade possui 388 anos cal AP. As demais amostras apresentaram idades intermediárias (Tabela 3).

Tabela 3: Idades radiocarbônicas e idades calibradas das amostras selecionadas do testemunho PCSC-4, sul da Ilha de Santa Catarina, Sul do Brasil. *Número de série do CAIS Laboratório da Universidade da Geórgia.

Número da amostra*	Profundidade (cm)	Material	Idade não calibrada (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP) média da probabilidade	Idade calibrada (2 σ) (anos cal AP)
UGAMS# 49856	55	Turfa	330 \pm 25	388	357-446
UGAMS# 49855	235	Turfa	1750 \pm 20	1614	1561-1631
UGAMS# 49854	455	Sedimento	4730 \pm 20	5394	5320-5427
UGAMS# 35404	650	Sedimento	5760 \pm 20	6503	6433-6568

6.2. DADOS ALTIMÉTRICOS

A altitude ortométrica do topo do núcleo de Pântano do Sul é de 2,89 m, enquanto que a do topo do testemunho de Garopaba é de 1,54 m. As altitudes ortométricas das superfícies que marcam mudanças ambientais foram obtidas para cada testemunho a partir das altitudes ortométricas do topo dos testemunhos. A altitude da superfície que marca a transição de um corpo lagunar com influência marinha para um corpo d'água doce é de 0,2, e 1,4 m abaixo do nível do mar atual para os testemunhos do Pântano do Sul e Garopaba, respectivamente. A altitude da superfície que marca a passagem do ambiente aquático para o terrestre é de 0,7 e 0,7 m acima do nível do mar atual para Pântano do Sul e Garopaba, respectivamente.

6.3. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

O testemunho consiste em sedimentos não consolidados compostos de areia média, areia fina, silte e argila adicionados a uma quantidade variável de matéria orgânica (Figura 14). A matéria orgânica é dominante (> 80%) de 220 cm até o topo do testemunho. Em relação à distribuição dos sedimentos clásticos, em geral, silte e argila dominam quase da base até 400 cm, enquanto que os sedimentos arenosos

predominam de 400 cm até o topo. Conchas calcárias preservadas em posição viva e fragmentos de concha ocorrem desde a base até 400 cm de profundidade. O resultado da análise granulométrica está demonstrado no Anexo B.

6.4. ANÁLISES GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS ($\delta^{13}\text{C}$, C/N E TOC)

Os dados geoquímicos obtidos estão demonstrados no Anexo C e ilustrados na Figura 14. A concentração de carbono orgânico total (TOC) varia de 0,5% a 49,6% ao longo do testemunho e mostra dois intervalos principais separados por uma transição gradual entre eles. Da base até 220 cm o TOC possui valor médio de 6%, enquanto as amostras de 180 cm até o topo apresentam um valor médio de 44%. O nitrogênio total (TN) varia de um mínimo de 0,04% a 650 cm de profundidade a 2,1% a 60 cm de profundidade. As relações C/N (peso / peso) mostram razões quase constantes de 15 da base até 240 cm, seguido por um aumento abrupto entre 240 cm e 180 cm (15,2 - 47,8) e uma subsequente diminuição de 180 cm até o topo (47,8 - 26,2) (Figura 14).

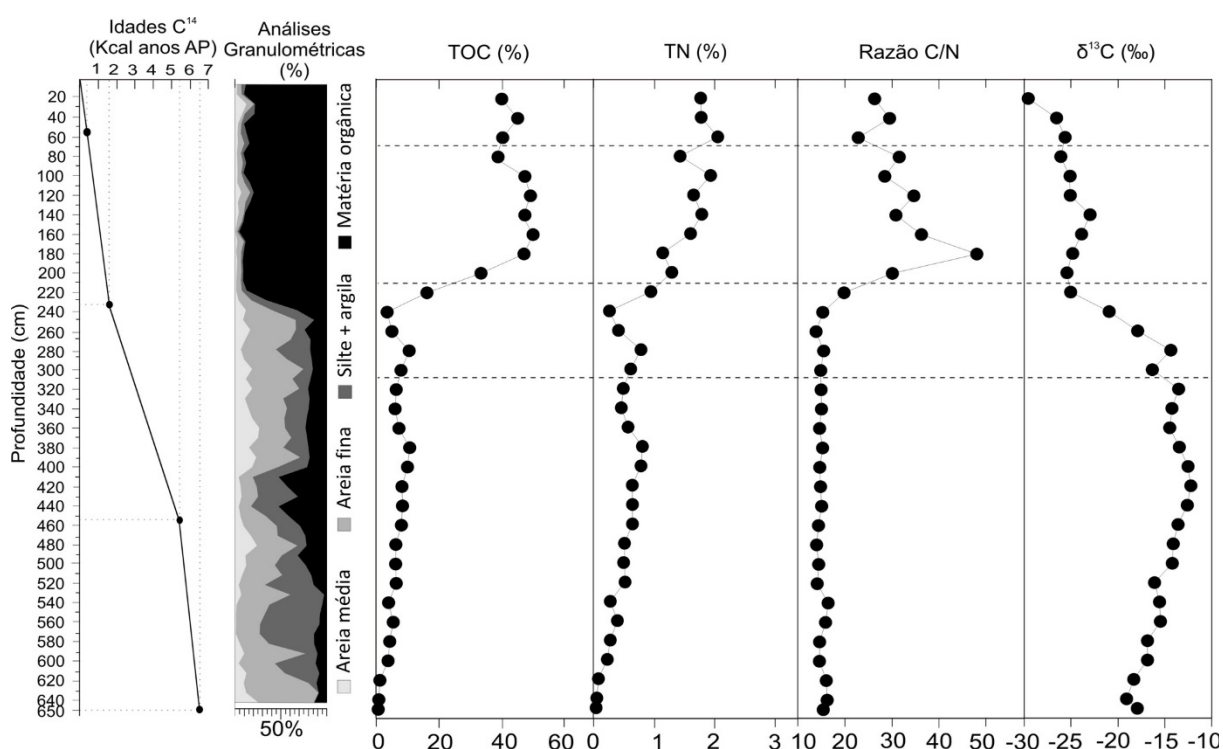


Figura 14: Resultados resumidos dos dados geocronológicos, granulometria, carbono orgânico total (TOC), nitrogênio total (TN), razão C/N e valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos do núcleo PCSC-4, ao sul de Santa Ilha de Catarina, sul do Brasil.

Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -12,2 ‰ a -29,6 ‰. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são maiores na porção basal do testemunho (650 - 240 cm de profundidade), variando entre -12,2 ‰ a -20,9 ‰, seguido por uma tendência de queda em direção ao topo.

6.5. ANÁLISES PALINOLÓGICAS

Um total de 115 palinórfos foi identificado a partir das amostras férteis, incluindo grãos de pólen (59), esporos (16), algas de água doce (4), algas marinhas (1), acritarcos (3) cistos de dinoflagelados (10), esporos indeterminados (8) e grãos de pólen indeterminados (14), bem como fungos, microforaminíferos, escolecodontes e ovos de copépode. A Tabela 4 apresenta todos os palinórfos registrados divididos por grupos, bem como suas lâminas de referências, coordenadas *England Finder* e as localizações de suas ilustrações. Os palinórfos mais representativos encontrados no testemunho estão ilustrados entre a Figura 15 e a Figura 24.

Tabela 4: Lista dos táxons registrados, com identificação das lâminas (Codificação da Palinoteca da UFRGS), coordenadas *England Finder* e localização das micrografias das espécies ilustradas (Observação: as lâminas serão tombadas posteriormente devido às limitações de acesso impostas pela Pandemia COVID-19).

Táxon	Lâmina	Coordenada	Figuras
Angiospermas			
<i>Alchornea</i> Sw.	4,0	H43a	15A
<i>Allophylus edulis</i> Radlk. Ex Warm.	6,3	U57b	15B
<i>Alternanthera</i> Forssk.	4,5		-
<i>Amaranthus</i> /Chenopodioideae	4,2	P57a	15C
Anacardiaceae	5,8	E59-2a	15D
Apiaceae	6,4	J57-1a	15E
Apocynaceae	5,5	V48-4b	-
Arecaceae	6,5	D60-4a	15F
Asteraceae subf. Asteroideae	6,4	J43a	15G
Asteraceae subf. Chicoroideae	6,4	J52-2a	15H
<i>Bauhinia</i> L.	4,4	J47a	15I
Bromeliaceae	6,2	M45-2a	15J
Caryophyllaceae	0,3	C47a	15K
<i>Caesalpinia</i> L.	5,2	H51a	15L
<i>Celtis</i> L.	6,4	M52a	16A
Cucurbitaceae	6,4	F48-3a	16B
<i>Cuphea</i> P.Browne	5,5	S38-3c	16C
Cyperaceae	6,5	S58a	16D
<i>Dalechampia</i> L.	6,2	H52-2b	16E
<i>Drymis brasiliensis</i> Miers.	2,9	J41b	16F
Ericaceae	0,2	K36a	16G
Fabaceae	4,3	M40-1a	-
<i>Fuchsia regia</i> Tipo	4,3	M38a	16H
<i>Gomphrena</i> L.	4,3	L57a	16I
<i>Gunnera herteri</i> Tipo	4,5	U46c	16J
<i>Ilex</i> L.	5,3	C50a	16K
Iridaceae	1,0	R55a	-
<i>Justicia</i> L.	3,2	H39a	16L
Lamiaceae	6,1	G55a	17A
Malpighiaceae Tipo	6,3	F59-4b	17B
Malvaceae	6,2	E45-2a	17C
<i>Matayba</i> Aubl.	6,1	S57a	17D
Melastomataceae-Combretaceae	6,2	K58-1a	-
Meliaceae	5,1	O55a	17E
Mimosoideae	6,5	G54a	17F

Táxon	Lâmina	Coordenada	Figuras
<i>Mimosa</i> Ser. Lepidotae	4,6	Y49a	17G
<i>Mimosa</i> tipo	6,2	Q57-1b	17H
<i>Myrsine</i> L.	6,2	G47-3a	17I
Myrtaceae	0,3	C59a	17J
Onagraceae	6,3	Q57-1c	-
Poaceae	6,2	R51-1a	17K
<i>Polygala</i> L.	2,4	S49a	17L
<i>Polygonum</i> L.	3,7	H54a	18A
Proteaceae	6,4	O39a	18B
Rubiaceae	5,3	N46-4c	18C
Sapindaceae	5,3	E35-4a	18D
<i>Pseudobombax</i> Dugand	6,3	Z47a	18E
<i>Sapium</i> Jacq.	5,0	N61-2a	18F
<i>Sebastiania</i> Spreng.	5,2	R49-1a	18G
<i>Tournefortia</i> L.	5,4	J54a	18H
<i>Trema micrantha</i> (L.) Blume.	4,8	G56a	18I
<i>Tripodanthus acutifolius</i> (Ruiz & Pav.) Tiegh.	2,0	O50a	-
<i>Utricularia</i> L.	5,5	V48-4b	-
<i>Valeriana</i> L.	4,2	W56-4a	-
Gminospermas			
<i>Alnus</i> Mill.	5,6	V45a	18J
<i>Araucaria angustifolia</i> (Bertol.) Kuntze	4,9	J61a	18K
<i>Ephedra tweediana</i> C.A.Mey.	5,3	L45-3a	18L
<i>Nothofagus</i> Blume.	5,2	P57-2a	19A
<i>Podocarpus</i> L' Hér. Ex Pers.	2,4	P47a	19B
Grãos de pólen não determinados			
Não determinado 1	6,5	X62-4a	19C
Não determinado 2	6,5	V62-4a	19D
Não determinado 3	6,5	G54a	19E
Não determinado 4	6,5	J37-1a	19F
Não determinado 5	6,4	T54-2a	19G
Não determinado 6	6,4	W51a	19H
Não determinado 7	6,2	P56a	19I
Não determinado 8	6,1	J53a	19J
Não determinado 9	5,9	N54a	19K
Não determinado 10	4,7	Q65a	19L
Não determinado 11	4,7	F62a	20A
Não determinado 12	5,3	O50-1a	20B
Não determinado 13	3,8	H40-2a	20C
Não determinado 14	6,4	Q58-2a	20D
Licófitas			
<i>Lycopodiella alapecuroides</i> (L.) Cranfill	6,1	G49b	20E
Briófitas			
<i>Phaeoceros</i> Prosk.	0,9	U51-1a	20F
<i>Sphagnum</i> L.	4,7	O44a	20G
Pteridófitas			
<i>Anemia</i> Sw.	5,9	T47a	20H
<i>Blechnum</i> L.	6,5	V54-1a	20I
<i>Cyathea</i> tipo 1	6,0	G53-4a	20J
<i>Cyathea</i> tipo 2	6,5	S66-4a	20K
<i>Dicksonia</i> L' Hér	6,1	V58a	20L
<i>Dryopteris</i> Adans.	6,3	V44a	21A
<i>Huperzia</i> Bernh.	6,1	S46a	21B
<i>Lycopodium clavatum</i> L.	4,0	H43-1a	21C
<i>Onychium</i> tipo	4,3	T44c	21D
<i>Pityrogramma</i> Link	5,1	D57-4a	-
Polypodiaceae	2,5	N49-2a	21E
<i>Polypodium hirsutissimum</i> tipo	5,3	X51a	21F
<i>Thelypteris</i> Schmidel	5,3	S56b	-
<i>Selaginella</i> P.Beauv.	5,0	J55a	-
Esporos não determinados			
Não determinado 1	6,5	F69-2a	21G
Não determinado 2	6,5	V51a	21H

Táxon	Lâmina	Coordenada	Figuras
Não determinado 3	6,4	N45a	21I
Não determinado 4	6,4	Q40-3a	21J
Não determinado 5	6,3	P57b	21K
Não determinado 6	6,3	M43c	21L
Não determinado 7	6,2	P54-3a	22A
Não determinado 8	5,4	F58-2a	22B
Fungos			
<i>Dictyoarthrinium sacchari</i> (J.A.Stev.) Damon	5,9	P59a	22C
<i>Microthyrium.tus.</i> & c. Tus.	6,3	Q55-4a	22D
<i>Tetraploa</i> Berk. & Br.	5,3	V45a	22E
Algas de água doce			
<i>Botryococcus</i> Kütz.	4,1	E55a	22F
<i>Pseudoschizaea rubina</i> Rossignol ex Christopher	6,0	Q57a	22G
<i>Spirogyra</i> Link.	2,5	V52a	22H
<i>Zygnema</i> C.Agardh	4,8	D48a	22I
Alga marinha			
<i>Cymatiosphaera</i> O.Wetzel, 1933	6,0	N56-1a	22J
Cistos de dinoflagelados			
<i>Operculodinium centrocarpum</i> sensu Wall and Dale (1966)	5,7; 4,1	N53-4a; U48a	22K -L
<i>Operculodinium israelianum</i> (Rossignol 1962) Wall 1967	6.1	V57-4a	23A
<i>Spiniferices mirabilis</i> (Rossignol 1964) Sarjeant 1970	5.7	N54a	23B
<i>Brigantedinium</i>	6,5	L46b	23C
<i>Leipokatium invisitatum</i> Bradford 1975	4.6	M64-2d	23D-E
<i>Pentapharsodinium dalei</i>	5.9	K52b	-
<i>Polykrikos kofoidii</i> Chatton 1914	4.1	T59-4c	23F
<i>Polykrikos schwartzii</i> Bütschli 1873	4.9/5.1	J43-1b/M63c	23G-H
<i>Protoperidinium</i> spp.	5,8/5,9/5,4/4,8	H62-2b/H52-4b/T48- 2e/V55a	23I-J;24A-B
<i>Selenopemphix nephroides</i> Benedek 1972: emend. Bujak in Bujak <i>et al.</i> , 1980: emend. Benedek and Sarjeant 1981	5,1	J56b/M64-1c	24K-L
Acritarcos			
<i>Acritarco</i> sp. 1	6,5	G61-2a	24C
<i>Acritarco</i> sp. 2	6.5	X62-2a	24D
<i>Micrhystridium</i> (Deflandre) emend. Serjeant & Stancliffe 1994	6,4	L52a	24E-F
Palinoforaminíferos	4,7; 5,7; 5,9; 5,9; 5,8	N38a; X57a; E48-3a; W59a;T54a	24G-K
Ovos de copepode	6.5	X48a	24L

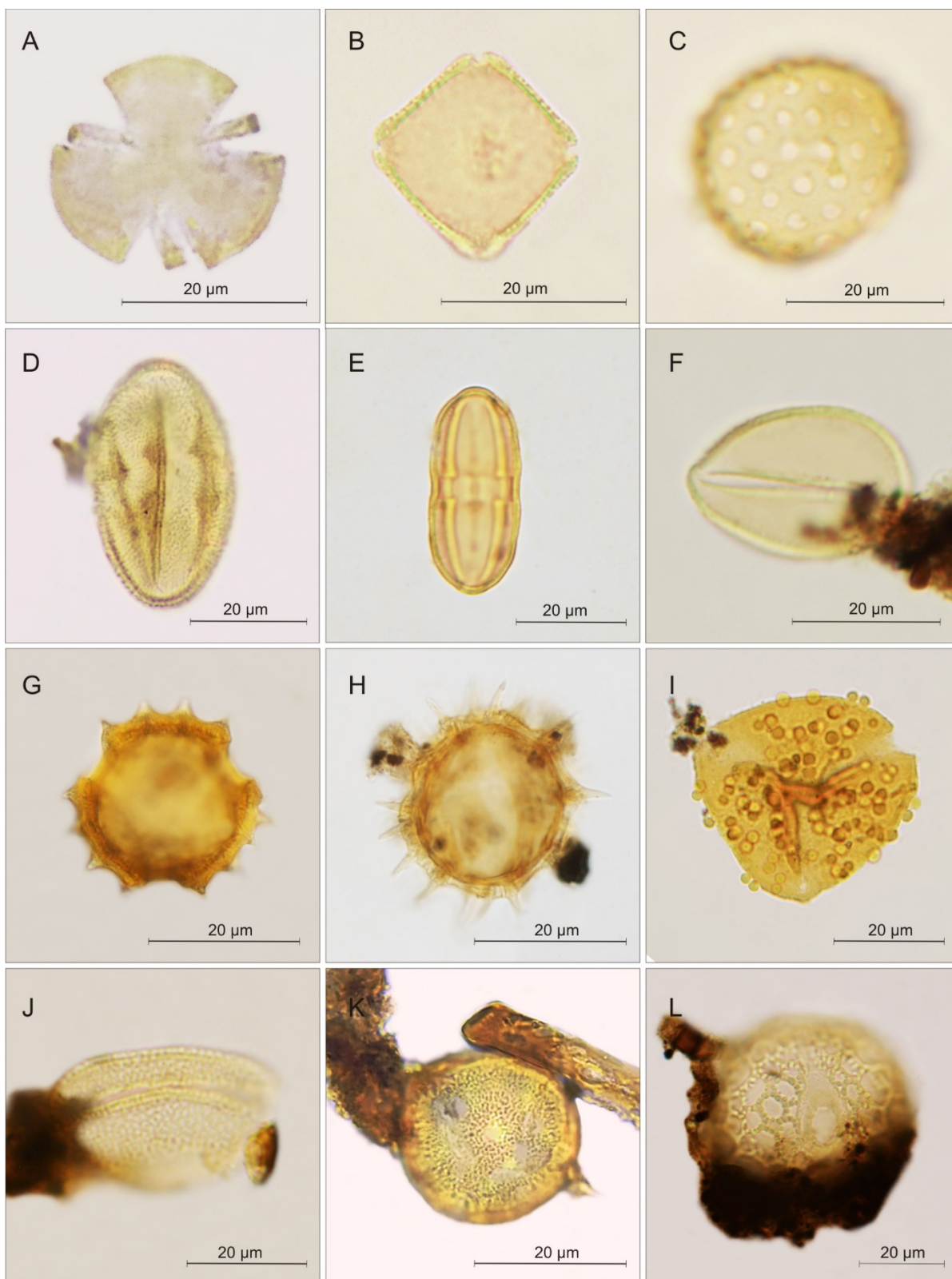


Figura 15: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen determinados: (A) *Alchornea*, (B) *Allophylus edulis*, (C) *Amaranthus/Chenopodioideae*, (D) *Anacardiaceae*, (E) *Apiaceae*, (F) *Arecaceae*, (G) *Asteraceae* subf. *Asteroideae*, (H) *Asteraceae* subf. *Chicoroideae*, (I) *Bauhinia*, (J) *Bromeliaceae*, (K) *Caryophyllaceae*, (L) *Caesalpinia*.

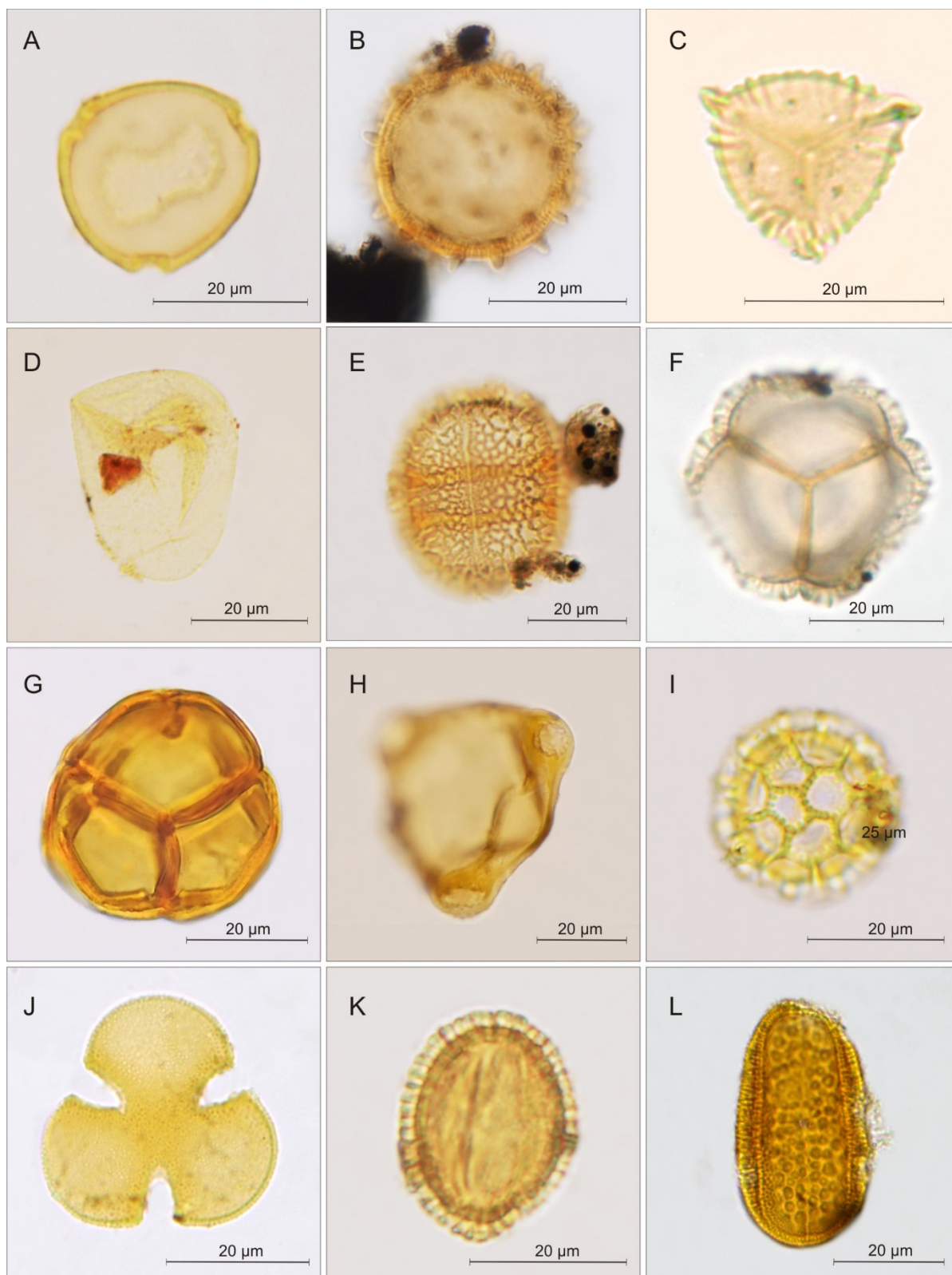


Figura 16: Fotomicrografias dos palinórfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen determinados: (A) *Celtis*, (B) *Cucurbitaceae*, (C) *Cuphea*, (D) *Cyperaceae*, (E) *Dalechampia*, (F) *Drymis brasiliensis*, (G) *Ericaceae*, (H) *Fuchsia*, (I) *Gomphrena*, (J) *Gunnera herteri*, (K) *Ilex*, (L) *Justicia*.

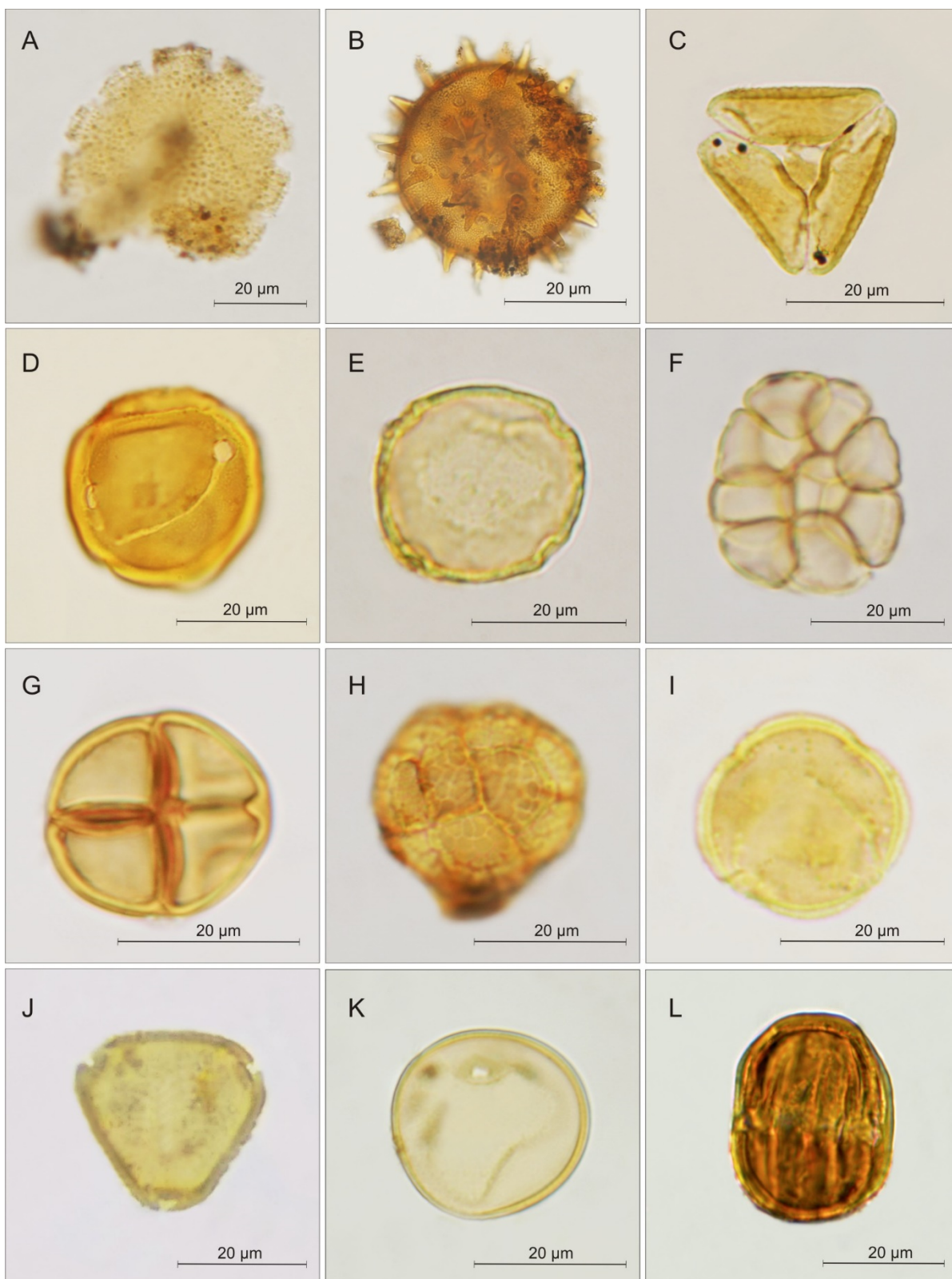


Figura 17: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen determinados: (A) Lamiaceae, (B) Malvaceae, (C) *Matayba*, (D) *Malpighiaceae* tipo, (E) Meliaceae, (F) Mimosaideae, (G) *Mimosa* ser. *Lepidotae*, (H) *Mimosa* tipo, (I) *Myrcine*, (J) Myrtaceae, (K) Poaceae, (L) *Polygala*.

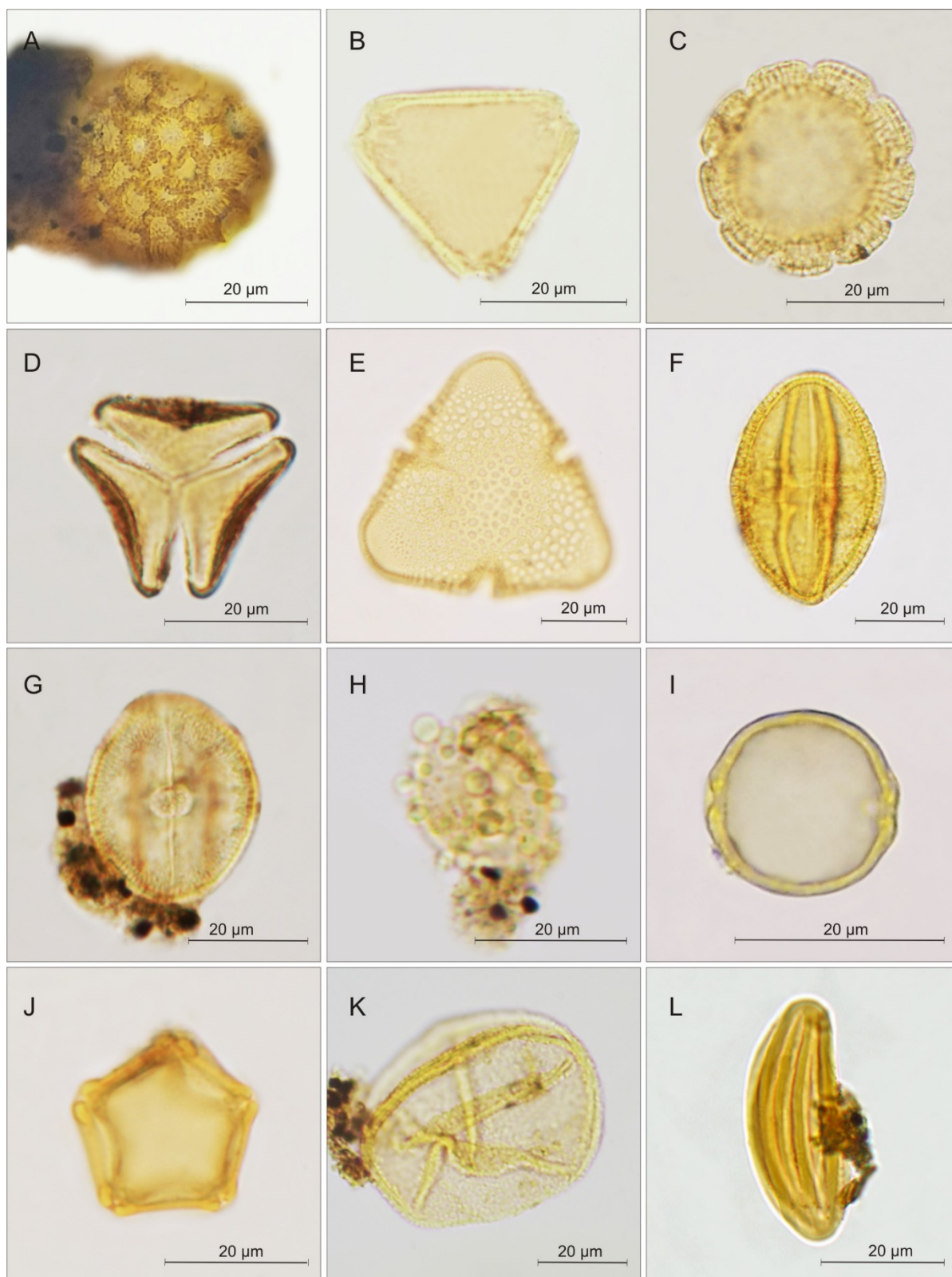


Figura 18: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen determinados: (A) *Polygonum*, (B) Proteaceae, (C) Rubiaceae, (D) Sapindaceae, (E) *Pseudobombax*, (F) *Sapium*, (G) *Sebastiania*, (H) *Tournefortia*, (I) *Trema micrantha*, (J) *Alnus*, (K) *Araucaria angustifolia*, (L) *Ephedra*.

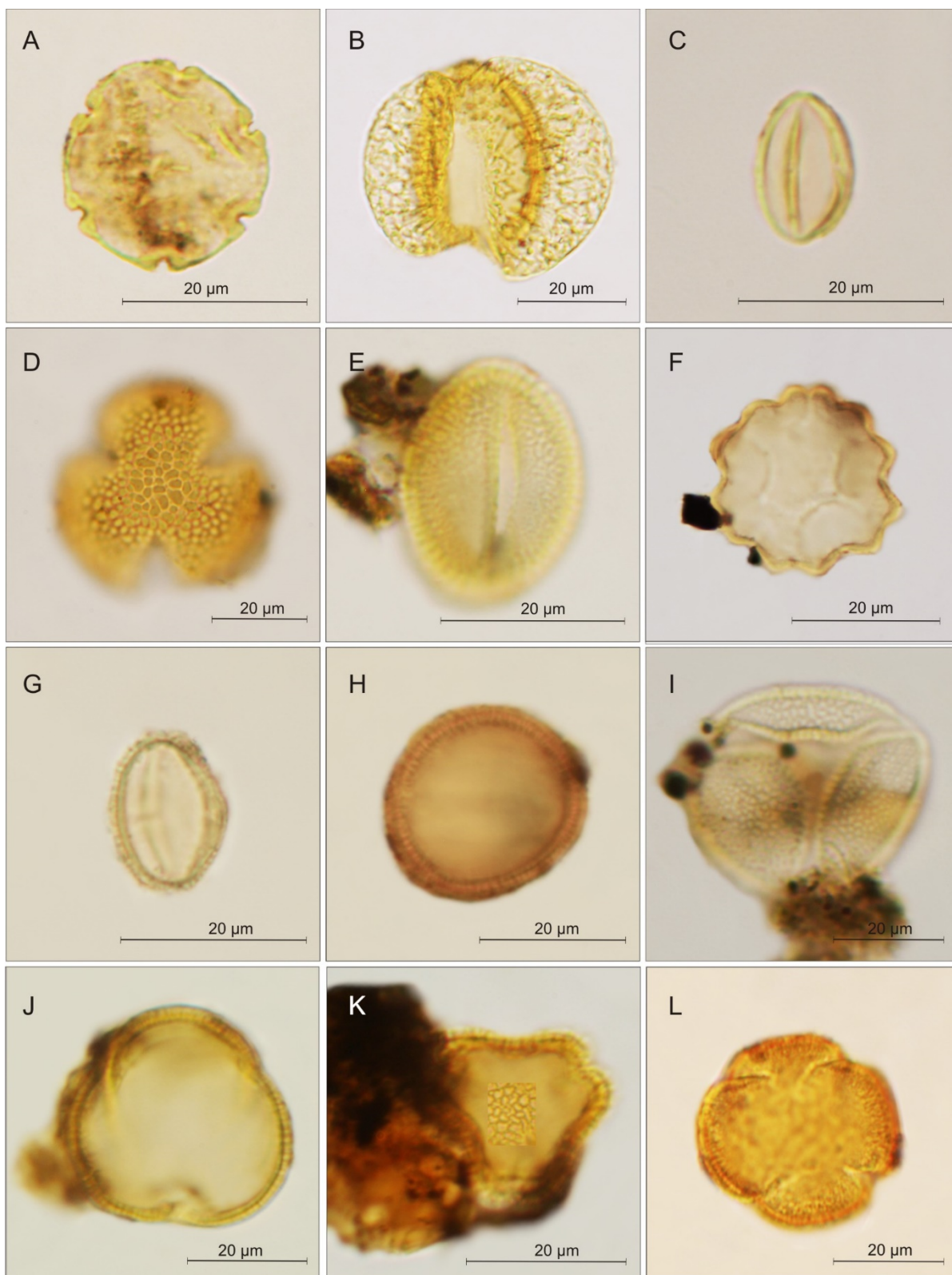


Figura 19: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen determinados: (A) *Nothofagus*, (B) *Podocarpus*. Grãos indeterminados: (C) Grão ind. 1, (D) Grão ind. 2, (E) Grão ind. 3, (F) Grão ind. 4, (G) Grão ind. 5, (H) Grão ind. 6, (I) Grão ind. 7, (J) Grão ind. 8, (K) Grão ind. 9, (L) Grão ind. 10.

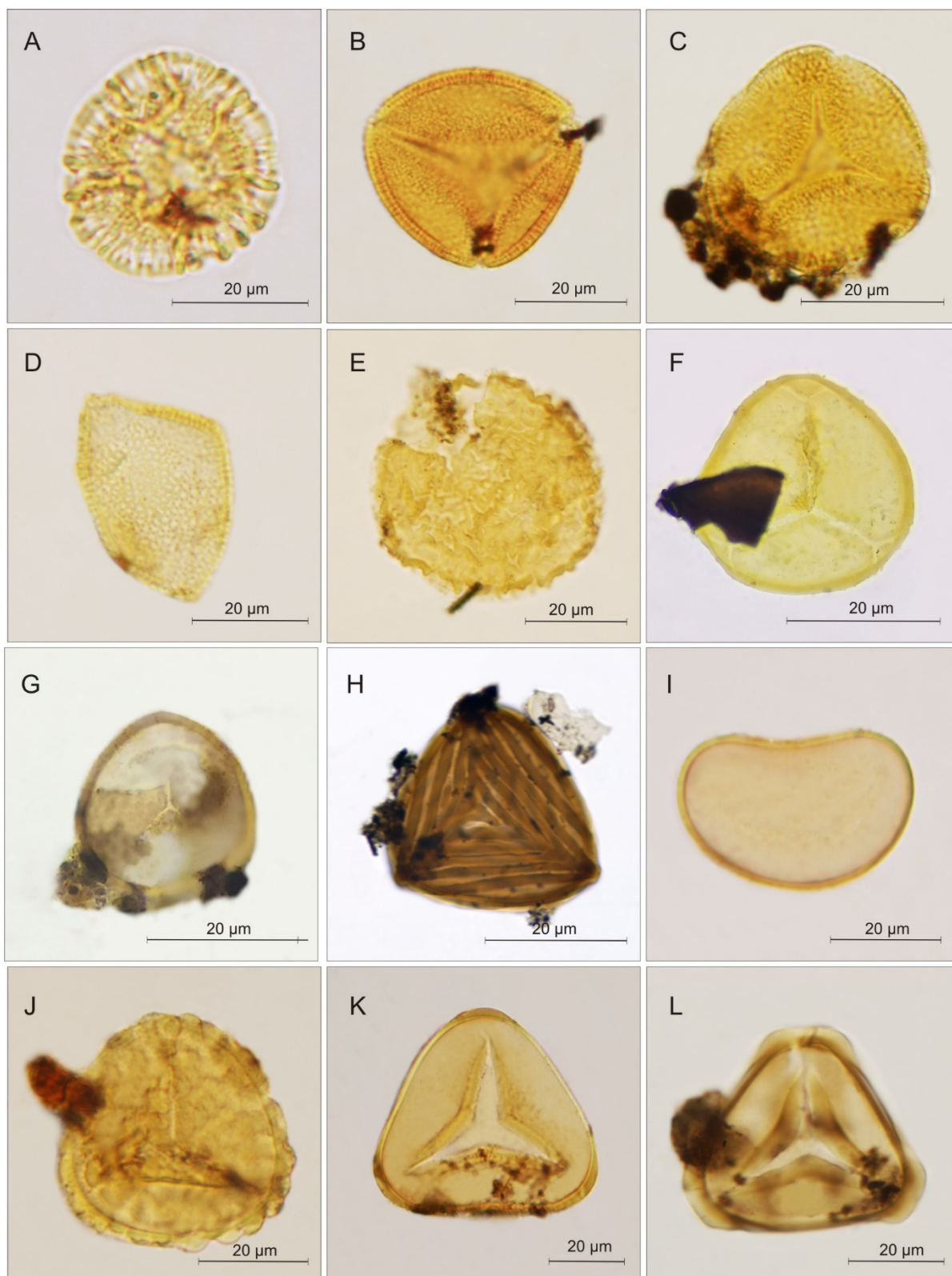


Figura 20: Fotomicrografias dos palinórfos recuperados no poço PCSC-4. Grãos de pólen indeterminados: (A) Grão ind. 11, (B) Grão ind. 12, (C) Grão ind. 13, (D) Grão ind. 14. Esporos determinados: (E) *Lycopodiella alopecuroides*, (F) *Phaeoceros*, (G) *Sphagnum*, (H) *Anemia*, (I) *Blechnum*, (J) *Cyathea* tipo 1, (K) *Cyathea* tipo 2, (L) *Dicksonia*.

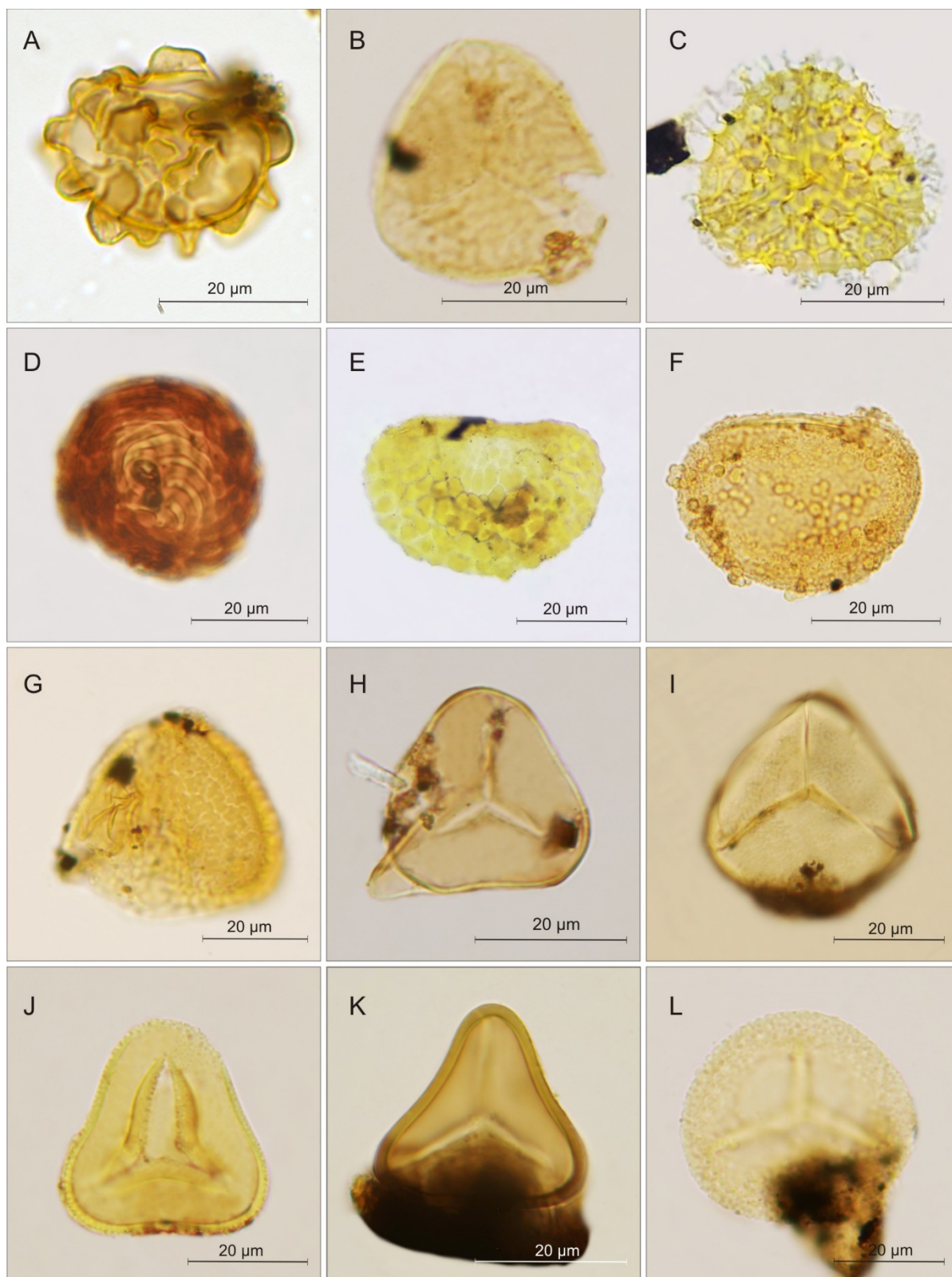


Figura 21: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Esporos determinados: (A) *Dryopteris*, (B) *Huperzia*, (C) *Lycopodium clavatum*, (D) *Onychium*, (E) Polypodiaceae, (F) *Polypodium hirsutissimum*. Esporos indeterminados: (G) Esporo ind. 1, (H) Esporo ind. 2, (I) Esporo ind. 3, (J) Esporo ind. 4, (K) Esporo ind. 5, (L) Esporo ind. 6.

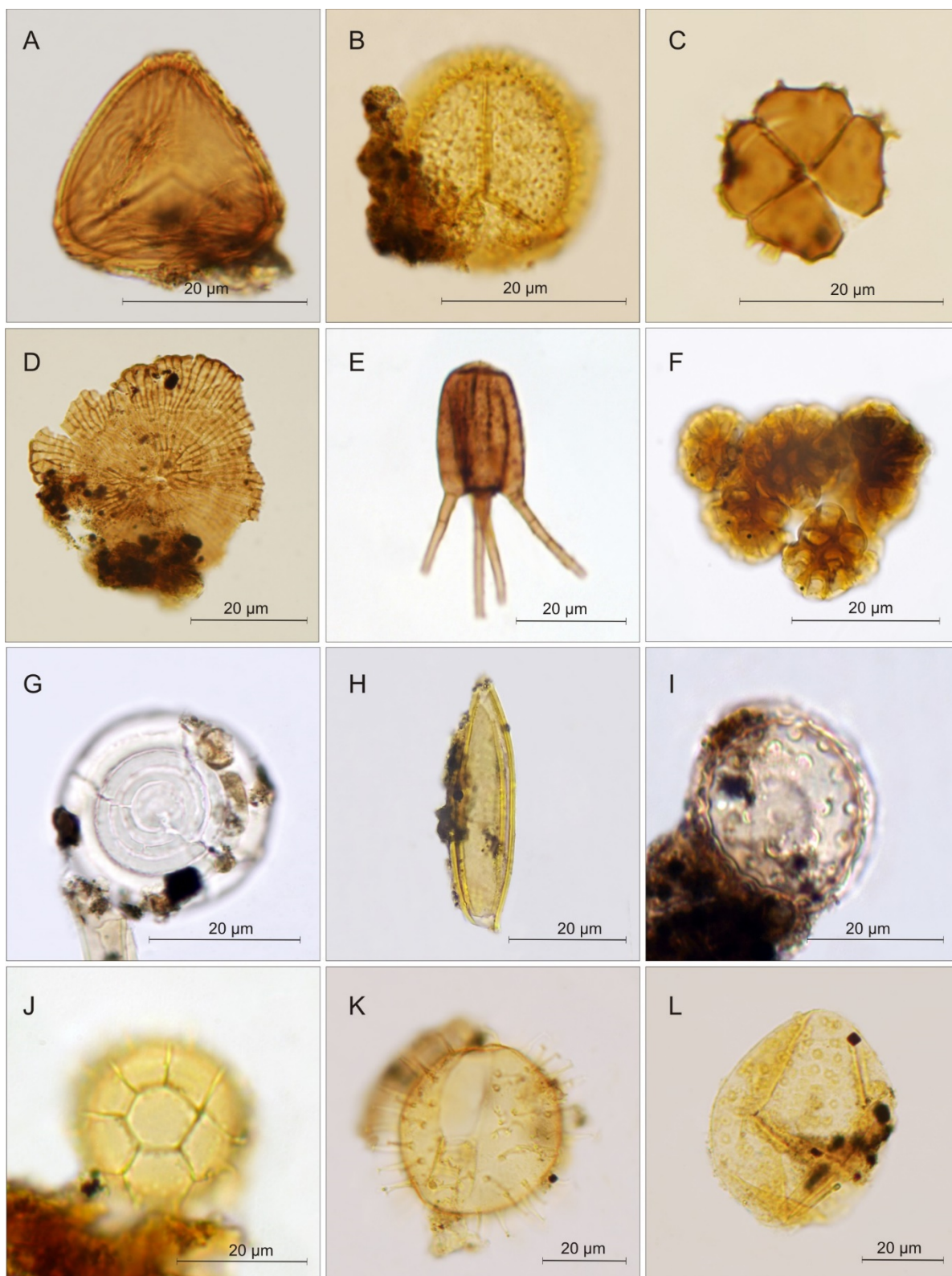


Figura 22: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Esporos indeterminados: (A) Esporo ind. 7, (B) Esporo ind. 8. Fungos: (C) *Dictyoarthrinium*, (D) *Microthyrium*, (E) *Tetraploa*. Algas de água doce: (F) *Botryococcus*; (G) *Pseudoschizeae rubina*, (H) *Spirogyra*, (I) *Zygnema*. (J) *Cymatiosphaera*. Cistos de dinoflagelados: (K) *Operculodinium centrocarpum* processos longos, (L) *Operculodinium centrocarpum* processos curtos.

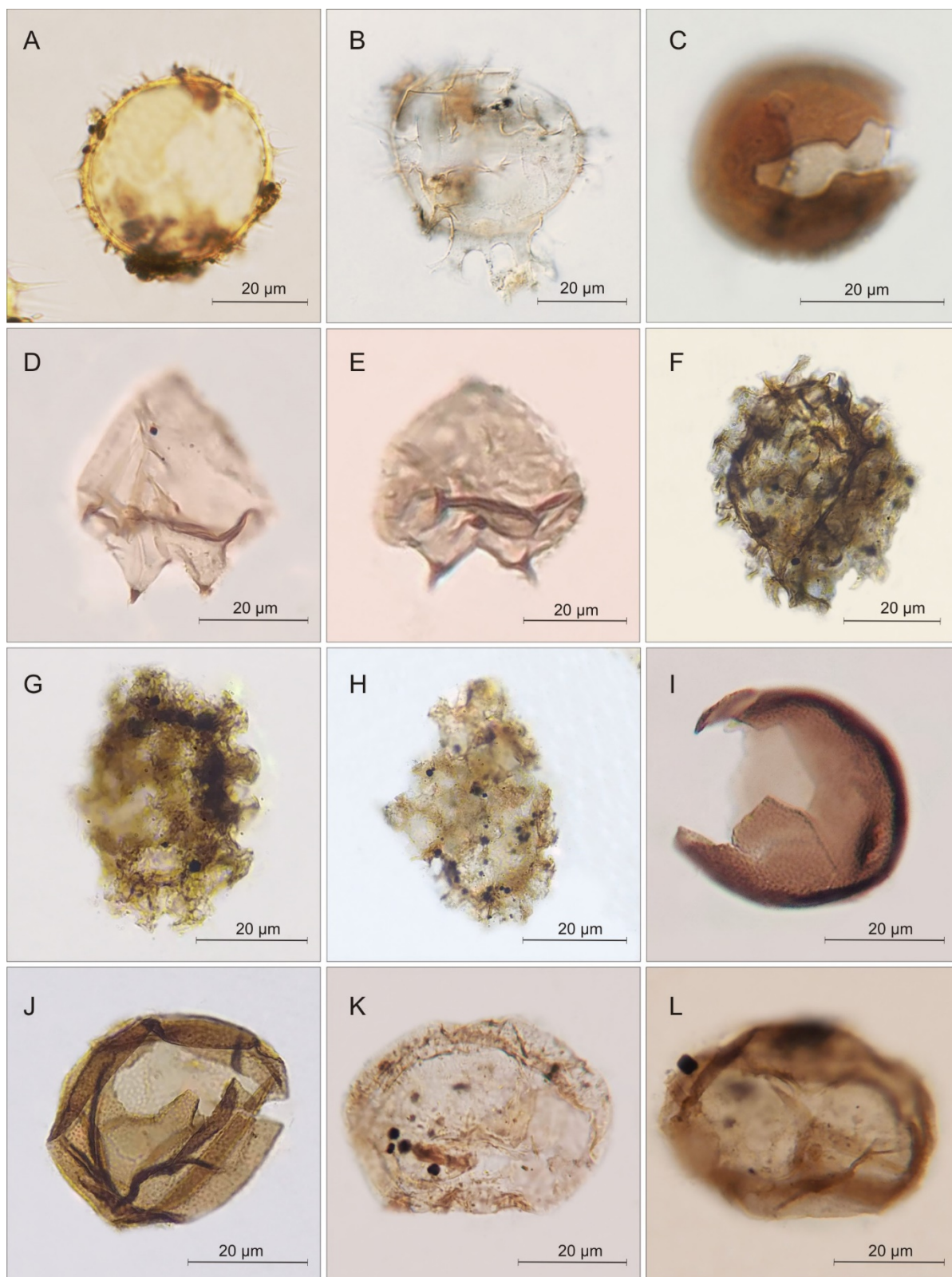


Figura 23: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Cistos de dinoflagelados: (A) *Operculodinium israelianum*, (B) *Spiniferites mirabilis*, (C) *Brigantedinium* spp., (D-E) *Leipokatium invisitatum*, (F) *Polykrikos kofoidii*, (G-H) *Polykrikos schwartzii*, (I-J) *Protooperidinium* spp., (K-L) *Selenopemphix nephroides*.

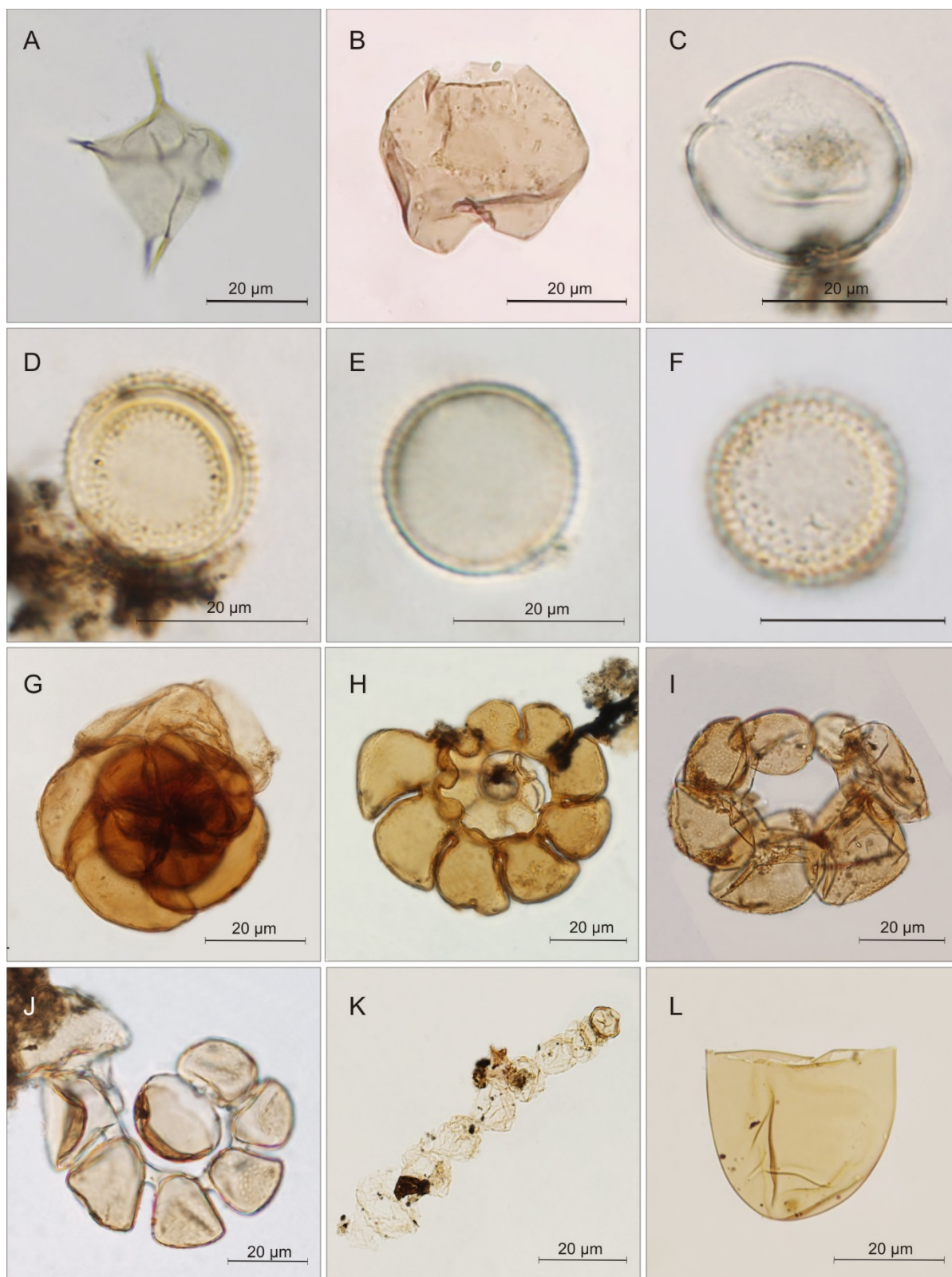


Figura 24: Fotomicrografias dos palinomorfos recuperados no poço PCSC-4. Cistos de dinoflagelados: (A) *Stelladinium stellatum*, (B) *Votadinium calvum*. Acritarcos: (C) Acritarco 1, (D) Acritarco 2, (E-F) *Micrhystridium*. (G-K) Palinoforaminíferos. (L) Ovo de copépode.

6.5.1. Evolução paleoambiental de Pântano do Sul (PCSC-4)

Através da integração dos dados palinológicos, isotópicos, datações radiocarbônicas e análises granulométricas foi possível identificar mudanças ambientais para o sul da Ilha de Santa Catarina nos últimos 6.500 anos AP (Figura 31). A partir de variações nas assembléias de palinóforos quatro fases palinológicas foram definidas: Fase I, Fase II, Fase III e Fase IV. A Fase I corresponde a porção mais basal do testemunho, 650 a 310 cm de profundidade (amostra 1 a 35), e sua idade vai de 6.503 anos cal AP a 2.817 anos AP. A Fase II abrange de 300 a 220 cm de profundidade (amostra 36 a 44) e sua idade é de 2.817 anos AP a 1.478 anos AP. A Fase III corresponde a 210 a 80 cm de profundidade (amostra 45 a 58) e sua idade é de 1.478 anos AP a 524 anos AP. A Fase IV é referente ao topo da seção, de 70 a 0 cm de profundidade (amostra 59 a 66), e corresponde os últimos 524 anos.

Os diagramas palinológicos (Figura 25 a Figura 28) representam os resultados das análises de porcentagem e concentração dos palinóforos identificados ao longo do perfil. Na Figura 25 e Figura 26 é possível identificar a distribuição dos palinóforos agrupados de acordo com suas afinidades ecológicas (hábito e habitat), bem como as fases ambientais. A ocorrência de cada táxon ao longo das amostras pode ser observada nas Figuras 27 e 28. A Figura 27 e a Figura 30 mostram a distribuição dos cistos de dinoflagelados ao longo do testemunho.

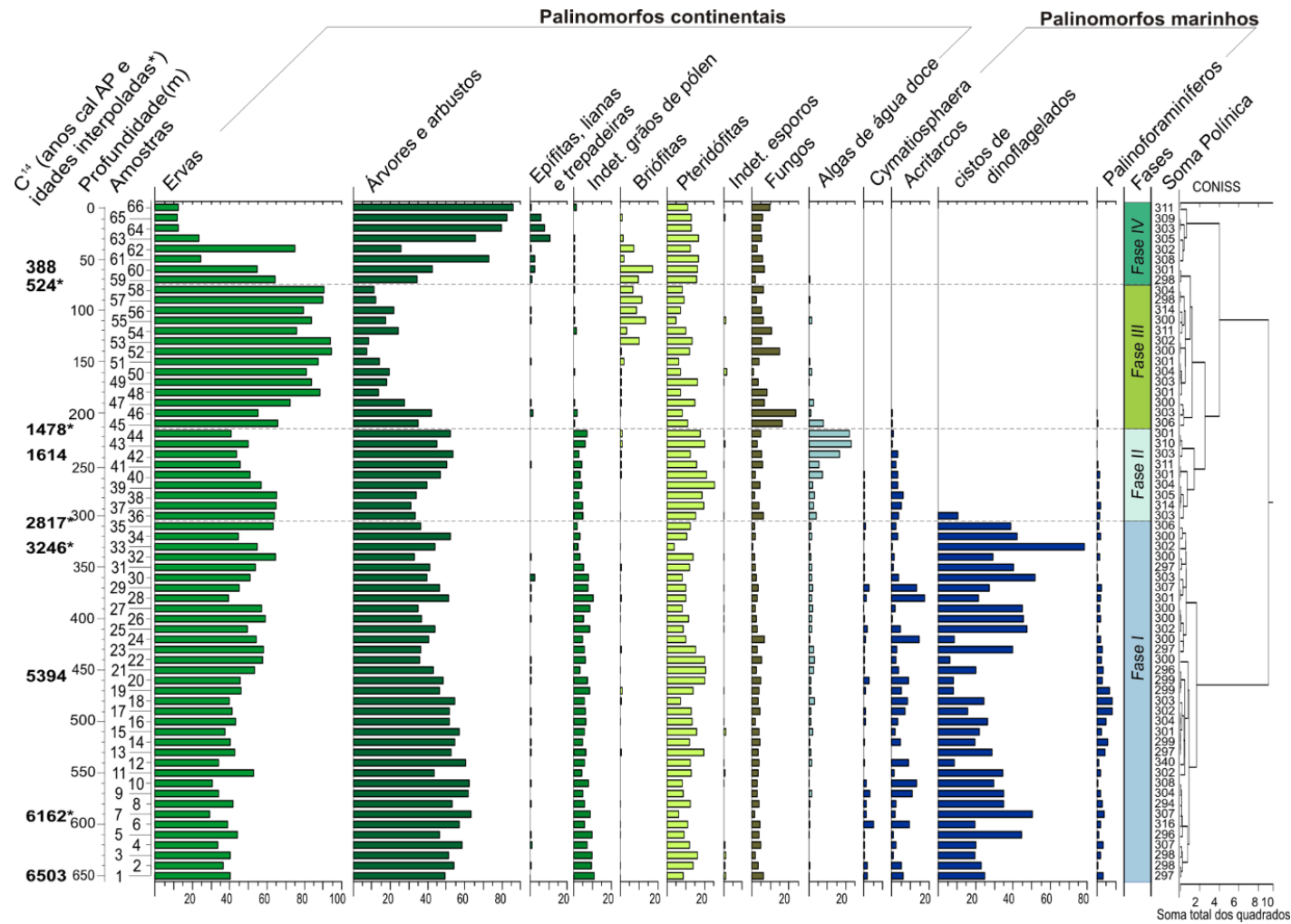


Figura 25: Diagrama de porcentagem dos grupos de palinóforos de acordo com afinidades ecológicas (hábito ou habitat) do testemunho PCSC-4. Idades radiocarbônicas, profundidade e número da amostra à esquerda. Fases ambientais e análises cluster à direita.

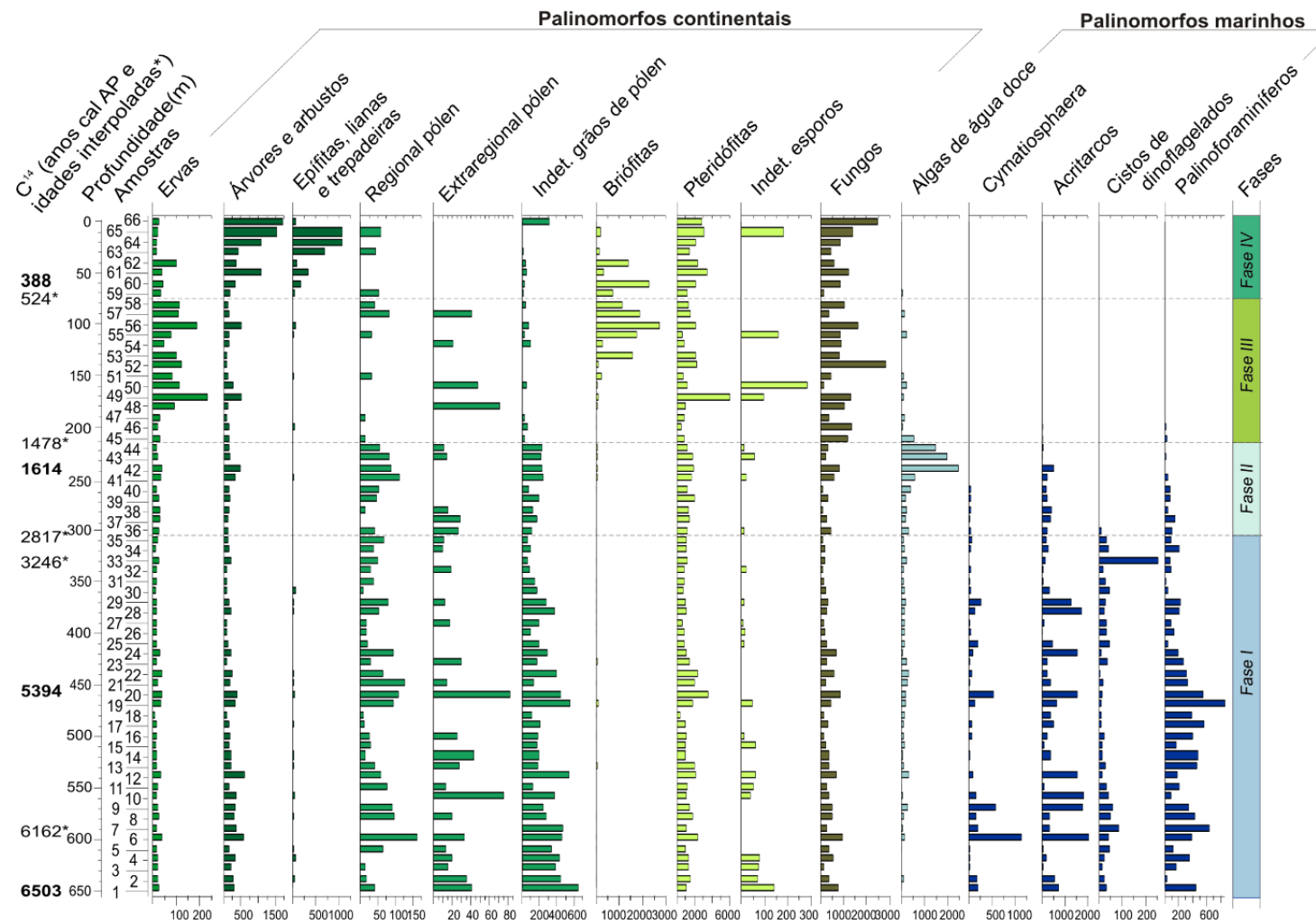


Figura 26: Diagrama de concentração dos grupos de palinórfos de acordo com afinidades ecológicas (hábito ou habitat) do testemunho PCSC-4. Idades radiocarbônicas, profundidade e número da amostra à esquerda. Fases ambientais à direita.

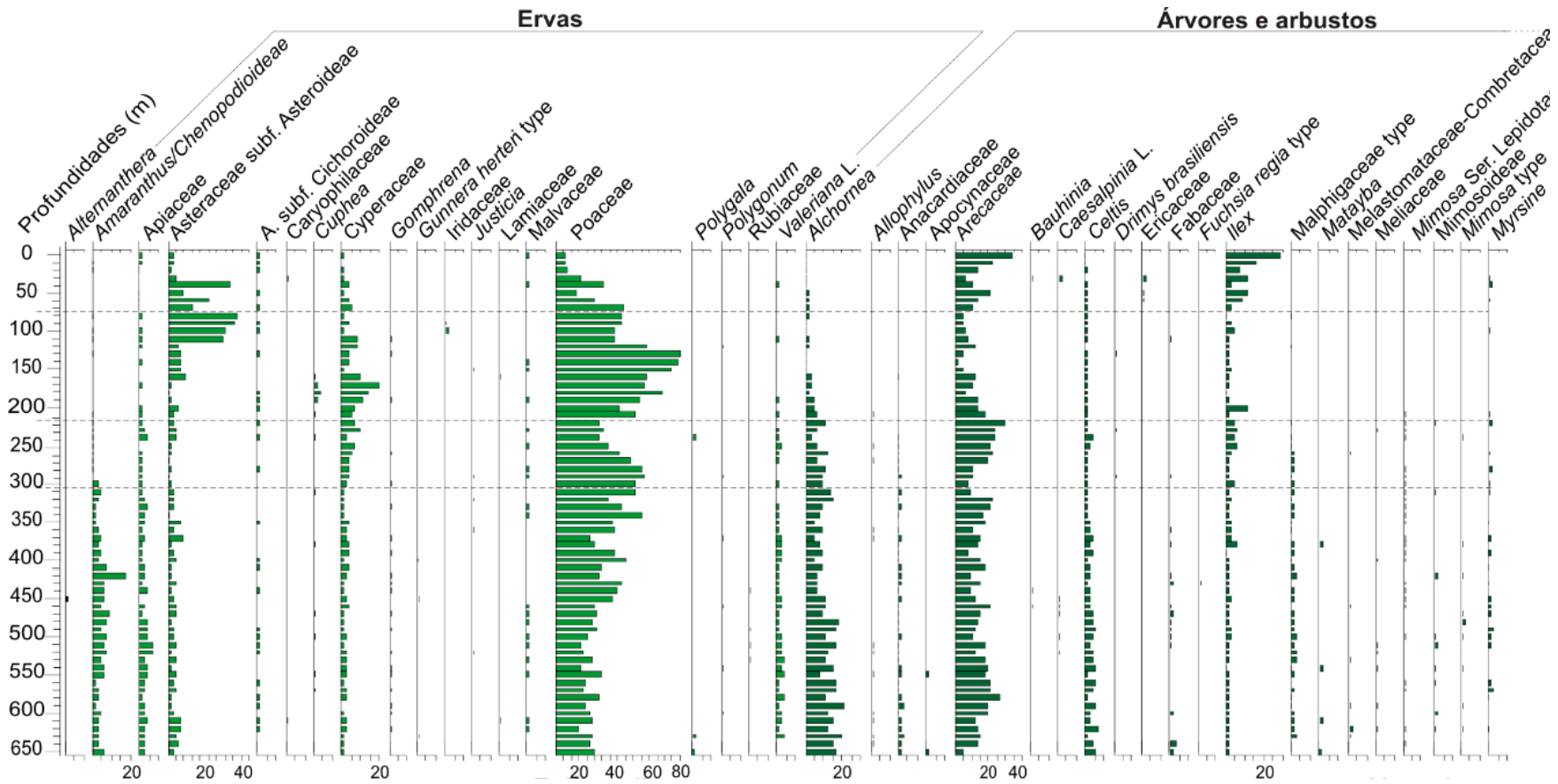


Figura 27: Diagrama de abundância relativa dos táxons de palinomorfos de acordo com afinidades ecológicas (hábito ou habitat) do testemunho PCSC-4 (Parte 1). Profundidades à esquerda.

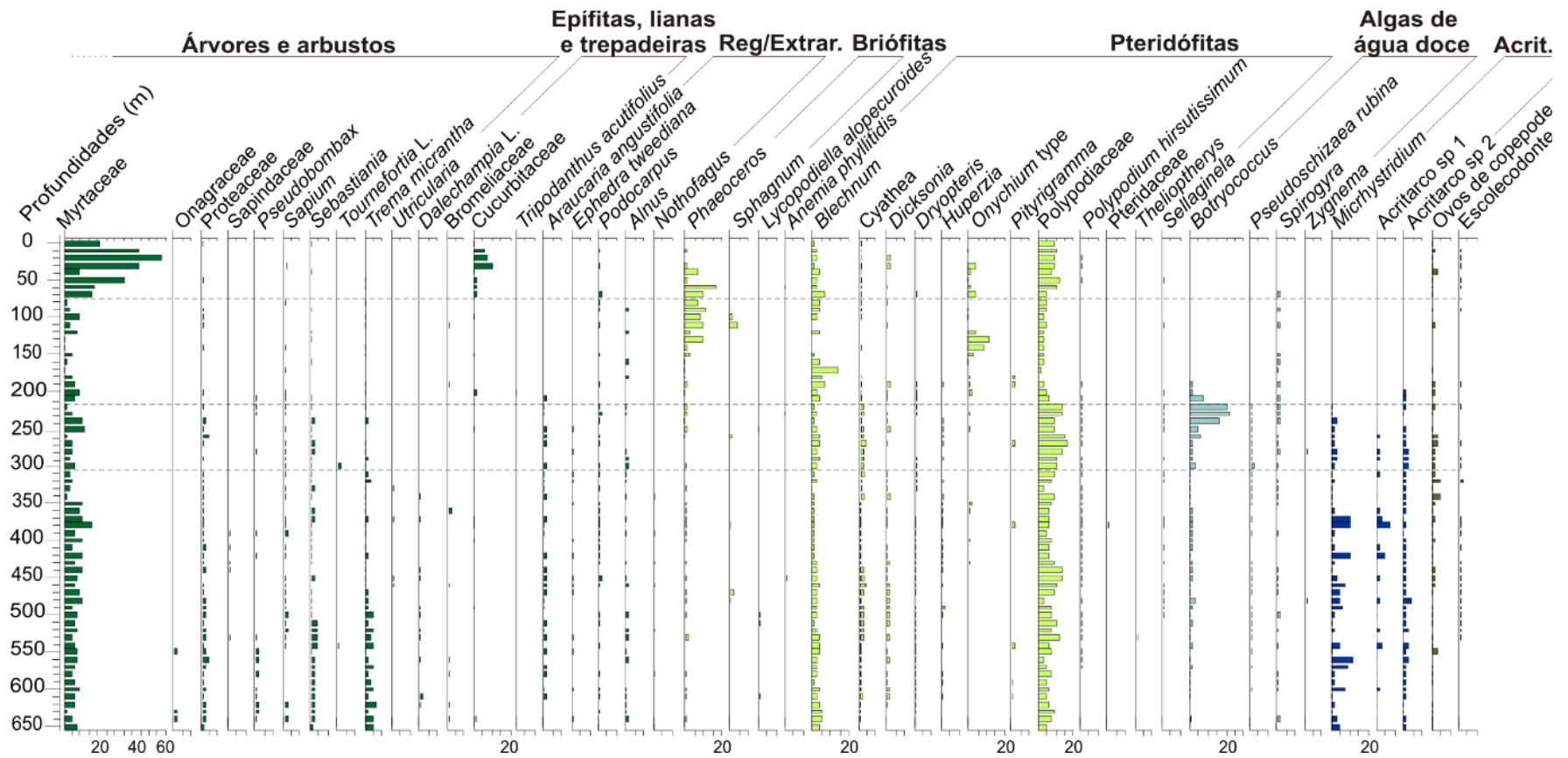


Figura 28: Diagrama de abundância relativa dos táxons de palinórfos de acordo com afinidades ecológicas (hábito ou habitat) do testemunho PCSC-4 (Parte 2). Profundidades à esquerda.

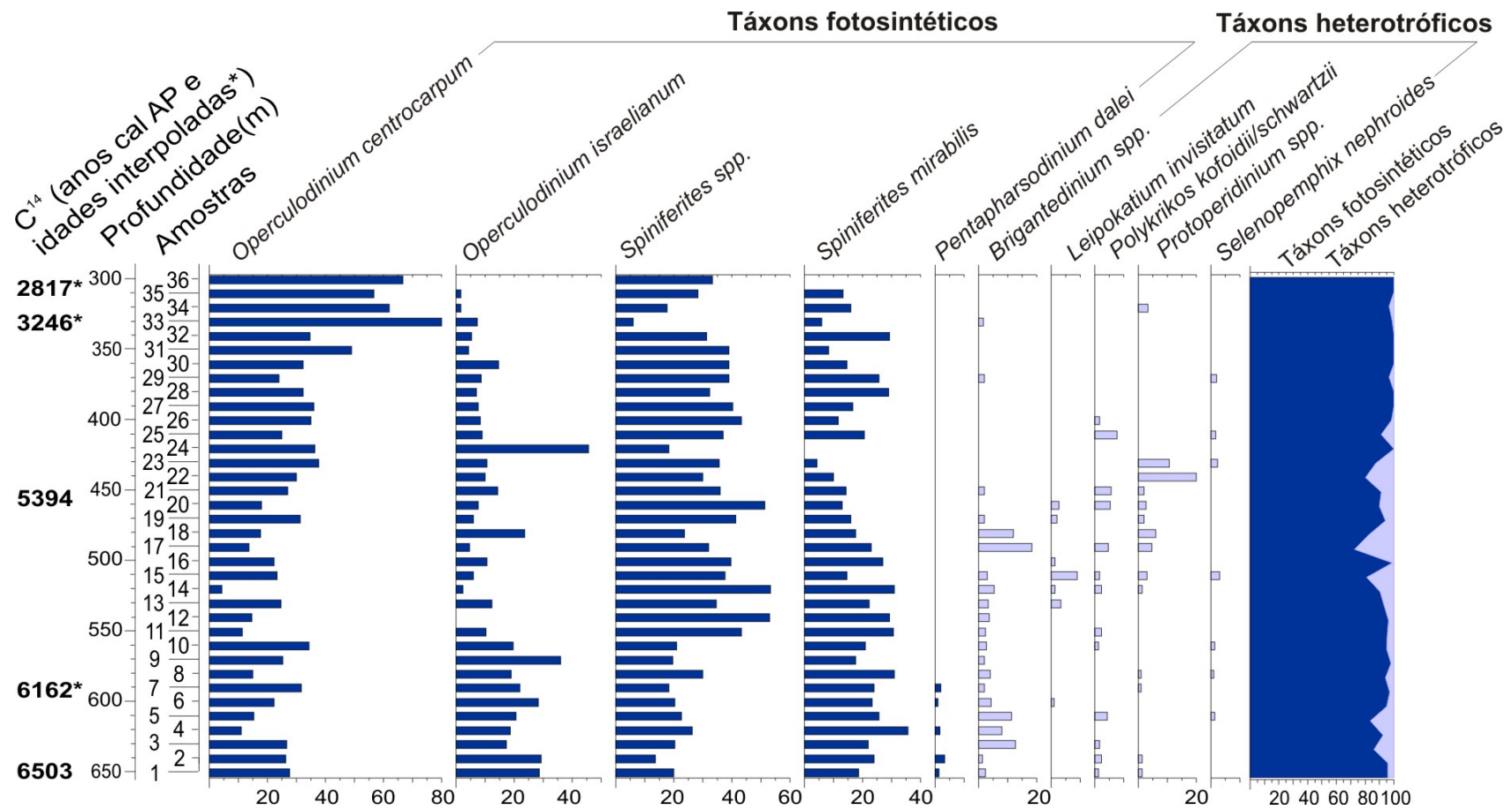


Figura 29: Diagrama de abundância relativa dos táxons de cistos de dinoflagelados do testemunho PCSC-4. Idades radiocarbônicas, profundidade e número da amostra à esquerda

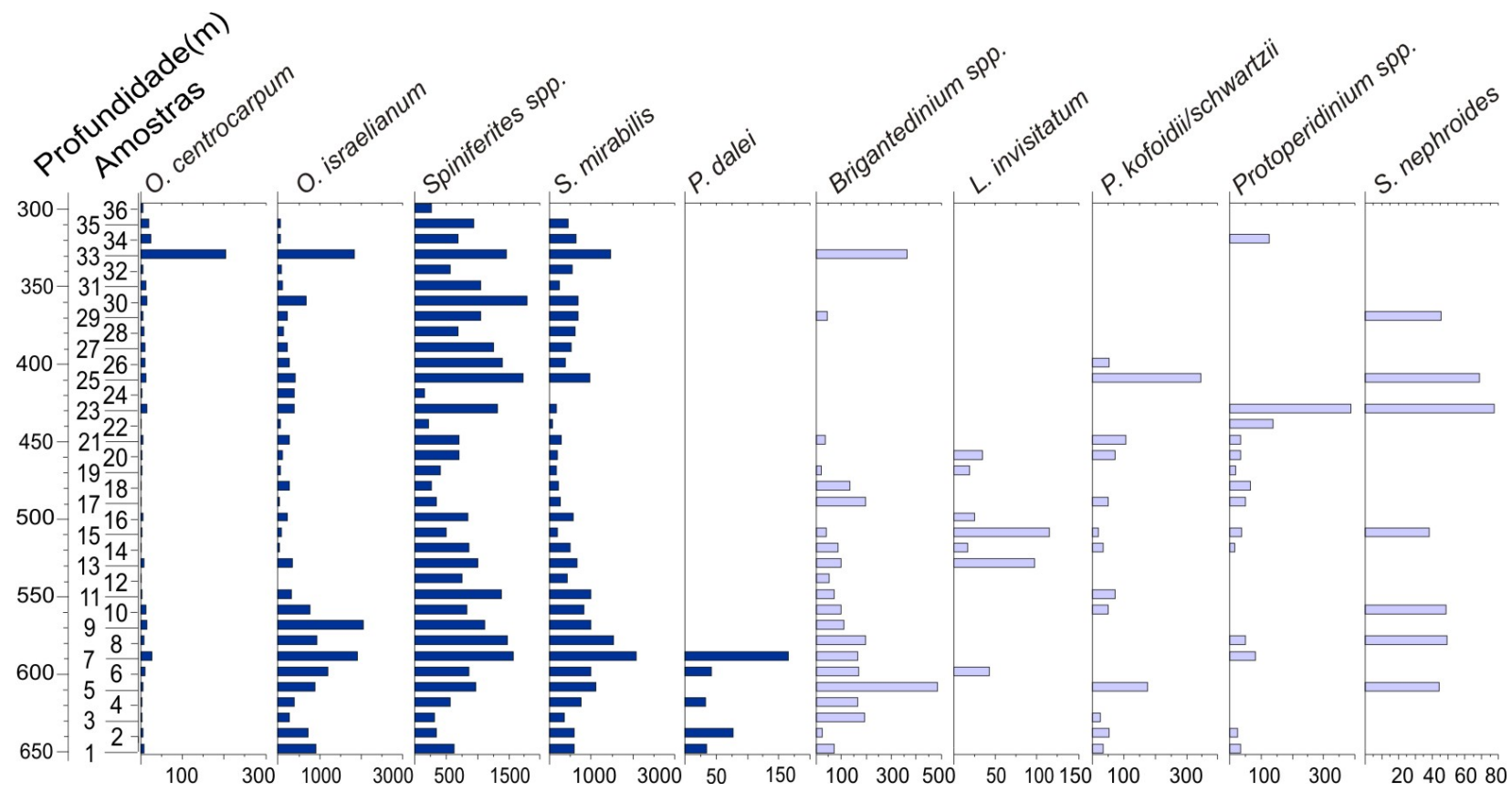


Figura 30: Diagrama de concentração dos táxons de cistos de dinoflagelados do testemunho PCSC-4. Profundidade e número da amostra à esquerda

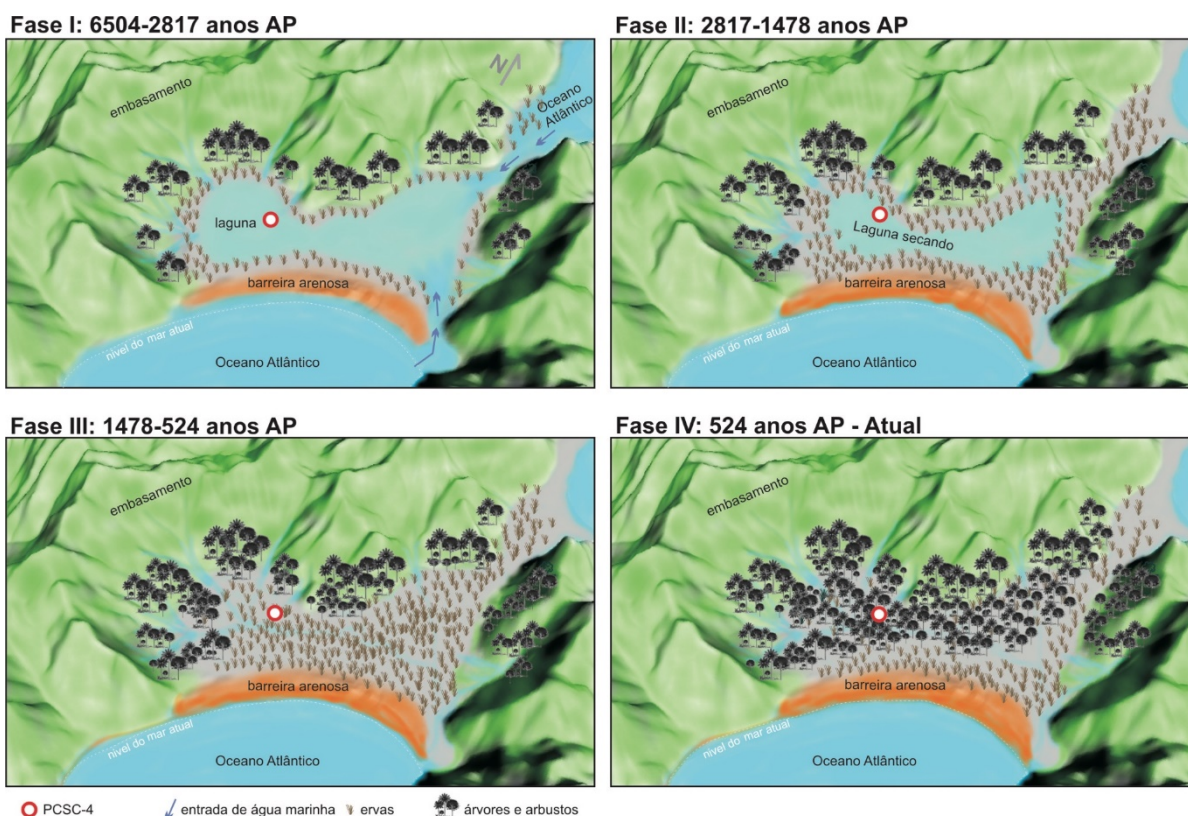


Figura 31: Modelo esquemático da evolução ambiental da porção sul da Ilha de Santa Catarina (Pântano do Sul, SC, Brasil).

7. CONCLUSÕES

A partir dos dados palinológicos, isotópicos, datações radiocarbônicas e análises granulométricas foi possível caracterizar a evolução ambiental para o sul da Ilha de Santa Catarina nos últimos 6.500 anos AP. Além disso, dados altimétricos de alta precisão permitiu a correlação das mudanças ambientais ocorridas no local de estudo com as registradas em trabalhos palinológicos disponíveis para a porção central da planície de Santa Catarina. As principais conclusões obtidas nesta tese estão listadas a seguir:

- 1) O sul da Ilha de Santa Catarina registrou uma sucessão ambiental com quatro fases definidas: Fase I (laguna com influência marinha), Fase II (lagoa sem influência marinha), Fase III (estágio inicial do desenvolvimento da Floresta de Restinga), Fase IV (Floresta de Restinga).
- 2) A Mata Atlântica já estava presente na planície costeira de Santa Catarina antes de 6.500 anos AP, provavelmente restrita a áreas não afetadas pelo máximo transgressivo holocênico e áreas mais elevadas.

- 3) Associações de cistos de dinoflagelados sugerem que as águas marinhas que entravam no corpo lagunar tinham sua origem nas águas relativamente quentes e salinas da Corrente Brasileira. Apesar do fato de que a Corrente Costeira Brasileira/Corrente Malvinas atualmente alcança sazonalmente a latitude em que o testemunho PCSC-4 está localizado, não foi observado nenhuma evidência de que isso ocorreu durante a Fase I (lagunar com influência marinha).
- 4) O desenvolvimento da Floresta de Restinga na área de estudo é diretamente relacionado com os fatores edáficos controlados pelas mudanças do nível do mar durante o Holoceno.
- 5) A partir da comparação de assembleias de cistos de dinoflagelados recuperados utilizando dois métodos de processamento distintos (com acetólise e ácidos quentes e sem aplicação destes) constatou-se que a concentração de cistos de dinoflagelados reduz drasticamente, em média 86%, assim como a diversidade de táxons. Dentre eles, os táxons gonyaulacoides apresentaram taxas de recuperação distintas. O *centrocarpum* apresentou a maior taxa de recuperação (~ 34%), seguido por *Spiniferites* spp. (~ 15%). Taxas de recuperação mais baixas foram observadas para *Spiniferites mirabilis* e *Operculodinium israelianum*, de ~ 8 e 3%, respectivamente. Alguns táxons peridinióides (*Brigantedinium* spp e *Leipokatium invisitatum*) foram quase totalmente degradados, enquanto *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Protoperidinium* spp., *Selenopemphix nephroides* e *Pentapharsodinium dalei* não foram recuperados utilizando acetólise e ácidos quentes.
- 6) A sucessão ambiental da área de Pântano do Sul é semelhante a verificada para demais áreas estudadas na planície central de Santa Catarina (e.g., Pinheira e Garopaba). As três localidades evoluíram de (i) um ambiente aquático com alta influência marinha, seguido por (ii) um corpo d'água dominado por água doce e, por último, (iii) um ambiente terrestre que registra a expansão e consolidação da Mata Atlântica. As transições ambientais correspondem a paleosuperfícies que puderam ser correlacionadas através de dados altimétricos e idades radiocarbônicas.

- 7) Dados altimétricos de alta resolução são fundamentais em estudos palinológicos por permitir a correlação de diferentes testemunhos e obter informações sobre paleosuperfícies regionais. Além disso, a correlação de diferentes estudos palinológicos permite um maior detalhamento das características internas de cada ambiente deposicional.

REFERÊNCIAS

- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., Gonçalves, J.L.M. & Sparovek, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6): 711–728.
- Amaral, P.G.C., Giannini, P.C.F., Sylvestre, F. & Pessenda, L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, 27(2): 181–191.
- Angulo, R., Lessa, G. & Souza, M. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25(5–6): 486–506.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K. & Pessenda, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ages. *Marine Geology*, 159(1–4): 323–339.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K. & Pessenda, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil – Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State/based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159: 323–339.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., De Souza, M.C. & Lessa, G.C. 2016. Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil: Comment on Castro et al. (2014). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(4): 2105–2111.
- Angulo, R.J. & Lessa, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananeia regions. *Marine Geology*, 140(1–2): 141–166.
- Angulo, R.J. & de Souza, M.C. 2014. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5(2): 1–32.
- Antunes, R.L. & Melo, J.H.G. 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de sequências. In: Severiano Ribeiro, H.J.P. (Ed.). *Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Ed. Unisinos, p. 137-218
- Arai, M & Lana, C.C. 2011. Dinoflagelados. In I. S. Carvalho (Ed.), *Paleontologia: microfósseis, paleoinvertebrados*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 137–166.
- Brown, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R.S. (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. London, John Wiley, p. 437-460.
- Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 79–97.
- Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., do Nascimento Ritter, M., Angulo, R.J., da Silva, A. B., Rosa, M.L.C.C., Caron, F. & de Souza, M.C. 2021. Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. *Geosciences*, 11(8): 326.
- Barreto, C.F., de Freitas, A.D.S., de Souza, T.C.S., de Toledo, M.B., Albuquerque, A.L.S., Neto, J.A.B, da Fonseca, E.M. & Silva, C.G. 2020. Land-sea correlation in southeastern

Brazil during the last 7.4 cal ka BP: Vegetational, climatic and oceanographic inferences. *Quaternary International*, 602: 30-38.

- Barreto, C.F., Neto, J.A.B., Vilela, C.G. & Barth, O.M. 2015. Palynological studies of Late Holocene Jurujuba Sound sediments (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, southeast Brazil. *Catena*, 126: 20–27.
- Batten, D.J. 1996. Palynofacies. In: Jansonius, J. & McGregor, D.J. (Eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 1011–1064.
- Batten, D.J. & Grenfell, H. R. 1996. Green and blue-green algae. In: Jansonius, J. & McGregor, D.J. (Eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 205–214.
- Bauermann, S.G., Behling, H., Macedo, R.B. 2009. Biomas regionais e evolução da paisagem no Rio Grande do Sul com base em paleopalinologia. In: Ribeiro C.S., Bauermann, S.G., Scherer, A.M. (Ed.). *Quaternário do Rio Grande do Sul: Integrando Conhecimentos*, Porto Alegre, SBP monografias, p. 81–93.
- Behling, H. & Negrelle, R.R.B. 2001. Tropical Rain Forest and Climate Dynamics of the Atlantic Lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quaternary Research*, 56(3): 383–389.
- Behling, H. & Negrelle, R.R.B. 2001. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 56(3): 383–389.
- Binfaré, R.W. 2016. *Guia ilustrado da flora da restinga de Santa Catarina. Florianópolis*. Florianópolis, 478p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Perícias Criminais, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Bird, E.C.F. 2008. Land and sea level changes. In: Bird, E.C.F. (Ed.), *Coastal geomorphology: an introduction*. 2° Ed. England, John Wiley & Sons Ltd. p. 39 – 66.
- Bogus, K., Harding, I.C., King, A., Charles, A.J., Zonneveld, K.A.F. & Versteegh, G.J.M. 2012. The composition and diversity of dinosporin in species of the Apectodinium complex (Dinoflagellata). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 183: 21–31.
- Bogus, K., Mertens, K.N., Lauwaert, J., Harding, I.C., Vrielinck, H., Zonneveld, K.A.F., & Versteegh, G.J.M. 2014. Differences in the chemical composition of organic-walled dinoflagellate resting cysts from phototrophic and heterotrophic dinoflagellates. *Journal of Phycology*, 50(2): 254–266.
- Borel, C.M. & Gómez, E.A. 2006. Palynology from the Holocene of Canal del Medio, Bahía Blanca estuary, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 43(2): 399–412.
- Borel, M.C. 2007. Algas no silíceas y acritarcos de depósitos costeros holocenos en el arroyo La Ballenera, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 44(2): 359-366.
- Borromei, A.M. & Quattrocchio, M. 2007. Holocene sea-level change inferred from palynological data in the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana*, 44(1): 161–171.

- Bouimetarhan, I., Chiessi, C.M., González-Arango, C., Dupont, L., Voigt, I., Prange, M. & Zonneveld, K. 2018. Intermittent development of forest corridors in northeastern Brazil during the last deglaciation: Climatic and ecologic evidence. *Quaternary Science Reviews*, 192: 86–96.
- Bringué, M., Pospelova, V., Calvert, S.E., Enkin, R.J., Lacourse, T. & Ivanochko, T. 2016. High resolution dinoflagellate cyst record of environmental change in Effingham Inlet (British Columbia, Canada) over the last millennium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 787–810.
- Cancelli, R.R. 2012. *Evolução paleoambiental da Planície Costeira sul catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos*. Porto Alegre, 159p, Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cancelli, R.R., Souza, P.A. & Neves, P.C.P. 2012. Grãos de pólen de angiospermas do Holoceno (7908±30 anos AP-atual) da Planície Costeira sul-catarinense, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 26(4): 866–885.
- Cancelli, R.R., Souza, P.A. & Neves, P.C.P. 2012. Grãos de pólen de angiospermas do Holoceno (7908 ± 30 anos AP-atual) da Planície Costeira sul-catarinense, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 26(4): 866–885.
- Candel, M.S., Borrromei, A.M., Martínez, M.A., Gordillo, S., Quattrocchio, M. & Rabassa, J. 2009. Middle-Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(1–2): 111–122.
- Candel, M.S., Díaz, P.E., Borrromei, A.M., Fernández, M., Montes, A. & Santiago, F.C. 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 557: 109941.
- Candel, M. & Borrromei, A. 2016. Review of the palaeoenvironmental reconstruction of late quaternary marine sequences, Tierra del Fuego (Argentina). *Publicación Electrónica de La Asociación Paleontológica Argentina*, 16(2): 184–201.
- Cárdenas, D., Jaramillo, C. & Oboh-Ikuenobe, F. 2020. Early Miocene marine palynology of the Colombian Caribbean Margin: biostratigraphic and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 558: 109955.
- Carr, A.S., Boom, A., Chase, B.M., Meadows, M.E. & Grimes, H.L. 2015. Holocene sea level and environmental change on the west coast of South Africa: evidence from plant biomarkers, stable isotopes and pollen. *Journal of Paleolimnology*, 53(4): 415–432.
- Carrasco, A.R., Ferreira, O. & Roelvink, D. 2016. Coastal lagoons and rising sea level: A review. *Earth-Science Reviews*, 154: 356–368.
- Caruso Jr, F. 1993. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina: texto explicativo e mapa. *Notas Técnicas*, 6: 1–28.
- Cassino, R.F., Martinho, C.T. & da Silva Caminha, S.A.F. 2018. A Late Quaternary palynological record of a palm swamp in the Cerrado of central Brazil interpreted using modern analog data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490: 1–16.

- Castro, J.W.A., Suguio, K., Seoane, J.C.S., Da Cunha, A.M. & Dias, F.F. 2014. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(2): 671–683.
- Chemello, R. & Silenzi, S. 2011. Vermetid reefs in the Mediterranean Sea as archives of sea-level and surface temperature changes. *Chemistry and Ecology*, 27(2): 121–127.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3): 199–204.
- Cohen, M.C.L., Rodrigues, E., Rocha, D.O., Freitas, J., Fontes, N.A., Pessenda, L.C.R., de Souza, A.V., Gomes, V.L.P., França, M.C., Bonotto, D.M. & Bendassolli, J.A. 2020. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena*, 195: 104775.
- Colbath, G.K. 1996. Chapter 07. Green and blue-green algae: Introduction. In: Jansonius, J.; MC Gregor, D.C. (Ed.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. v. 1, p. 171-172.
- Collinvaux, P.A., De Oliveira, P.E. & Moreno, E. 2003. Amazon: Pollen Manual and Atlas. In Amazon: Pollen Manual and Atlas. CRC Press.
- Cordeiro, S.H. & Lorscheitter, M.L. 1994. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Paleolimnology*, 10: 35–42.
- Costas, S., Ferreira, O., Plomaritis, T.A. & Leorri, E. 2016. Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. *Scientific Reports*, 6: 1–12.
- Cruz, N.M.C. 2011. Acritarcos. In: Carvalho, I.S. (org.). *Paleontologia: microfósseis, paleoinvertebrados*. Rio de Janeiro, Interciência, v.3, p. 221-228.
- Cunha, A.M., Castro, J.W.A., Pereira, F.M.B., Carvalho, M.A. & Suguio, K. 2017. Variações do nível relativo do mar durante o holoceno na bacia do rio Una, Cabo Frio - Rio de Janeiro: Aspectos sedimentológicos, faciológicos e geocronológicos. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18(1): 143–154.
- de Freitas, A.S., Barreto, C.F., Bastos, A.C. & Neto, J.A.B. 2019. The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil. *Palynology*, 43(3): 383–393.
- Delibrias, C. & Laborel, J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternaria*, 14: 45–49.
- Diehl, F.L. & Horn Filho, N. O. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. *Notas Técnicas*, 9: 39–50.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P. & Da Silva, D.B. 2006. Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Is (39): 132–135.
- Elsik, W.C. 1996. Chapter 10. Fungi. In: Jansonius, J. & MC Gregor, D.C. (Ed.). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. v. 1, p. 259-288.
- Faegri, K. & Iversen, J. 1989. Textbook of pollen analysis. 4 ed. New York, John Wiley, 328p.

- Falkenberg, D.B. 1999. Aspectos da flora e da vegetação secundária da restinga de Santa Catarina, sul do Brasil. *Insula*, 28: 1-30.
- Félix, C.M. 2012. *Nova abordagem para o tratamento taxonômico de determinadas espécies de palinórfos do paleozoico superior do Gondwana, com ênfase na Bacia do Paraná, Brasil*. Porto Alegre, 206p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Félix, C.M. & Souza, P.A. 2012. Acritarcos (Grupo Acritarcha Evitt 1963): conceitos gerais, aplicações e importância na análise estratigráfica do intervalo Pennsylvânico e Permiano da Bacia do Paraná. *Revista Do Instituto Geológico*, 33(1): 71–88.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1): 3–26.
- França, M.C., Pessenda, L.C.R., Cohen, M.C.L., de Azevedo, A.Q., Fontes, N.A., Silva, F.B., de Melo, J.C.F., Piccolo, M. de C., Bendassolli, J.A. & Macario, K. 2019. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *The Holocene*, 29(3): 445–456.
- Gibbard, P.L. & Head, M.J. 2010. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the pleistocene series/epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes*, 33(3): 152–158.
- Grimm EC. 2011. Tilia version 1.7.16 (Computer Software). Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, USA.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T & Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1):1-9.
- Herrera LF and Urrego LE. 1996. Atlas de polen de plantas úteis y cultivadas de la Amazonia Colombiana. Estudios em La Amazonia Colombiana. Bogotá: Tropenbos, 462p.
- Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, C.T., Silva, G.M. & Neto, N.E.A. 2009. The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A (Eds.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences, vol 107. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 93-129.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T. J., Palmer, J. G., Reimer, P. J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M. & Zimmerman, S.R.H. 2013. Shcal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years cal bp. *Radiocarbon*, 55(4): 1889–1903.
- Hooghiemstra H. 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Colombia: A continuous Record of the Last 3.5 Million Years. In: Hammen T.V.D. (Ed.). *The Quaternary of Colombia*, Vaduz: J. CRAMER, 10, 368 p.
- Horn Filho, N.O. 2006. Estágios de desenvolvimento costeiro no litoral da Ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. *Revista Discente Expressões Geográficas*, 2: 70–83.
- Horn Filho, N.O. & Livi, N.S. 2013. Mapa geoevolutivo da planície costeira da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. In: Horn Filho, N.O., Leal, P.C., Oliveira J.S. (Ed.), Atlas geológico das praias arenosas da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geografia, 228 p.

- IBGE. 2021. Modelo para conversão de altitudes geométricas (dadas pelos GNSS) em altitudes físicas (compatíveis com o Datum Vertical do SGB) Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/modelos-digitais-de-superficie/modelos-digitais-de-superficie/10855-modelo-de-ondulacao-geoidal.html> Acesso em: 19 ago. 2021.
- IBGE. 2012. Manual Técnico da Vegetação Brasileira. Rio de Janeiro, MPOG. Diretoria de Geociências, 271 p.
- JPL MUR MEaSURES Project. 2015. GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis. Ver. 4.1. PO. DAAC, CA, USA. Disponível em: <https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL-L4UHFnd-GLOB-MUR>. Acessado em: 28/04/2021.
- Köppen, W. 1936. Das geographische System der Klimate. In: Köppen W. & Geiger R. (Ed.), *Handbuch der Klimatologie*, Gebrüder Bornträger, p. 1–44).
- Kuhn, L.A., Souza, P.A., Cancelli, R.R., Silva, W.G. & Macedo, R.B. 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: palynological data from a Holocene core in Santa Catarina State. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 89(4): 2581–2595.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P. & Leng, M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1–4): 29–57.
- Leng, M.J & Lewis, J.P. 2017. Chapter 9 C/N ratios and Carbon Isotope Composition of Organic Matter in Estuarine Environments. In: Weckstrom, K., Saunders, K.M., Gell, P.A and Skilbeck, C.G. (Eds.) *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies*. Springer, 696 p.
- Leroy, S.A.G., Kakroodi, A.A., Kroonenberg, S., Lahijani, H.K., Alimohammadian, H. & Nigarov, A. 2013. Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate. *Quaternary Science Reviews*, 70: 28–47.
- Lorscheitter, M.L., Ashraf, A.R., Bueno, R.M. & Mosbrugger, V. 1998. Pteridophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil. *Palaeontographica*, 246: 1–113.
- Lorscheitter, M. 2003. Contribution to the Holocene history of Atlantic rain forest in the Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *Revista Del Museo Argentino de Ciencias Naturales Nueva Serie*, 5(2): 261–271.
- Lorscheitter, M.L. & Roth, L. 2013. O uso da concentração polínica em interpretações paleoambientais. *Anuario Do Instituto de Geociências*, 36(1): 80–84.
- Macedo, R.B., Souza, P.A. & Bauermann, S.G. 2009. Catálogo de pólenes, esporos e demais palinomorfos em sedimentos holocênicos de Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia - Serie Botanica*, 64(2): 43–78.
- Magnago, L.F.S., Martins, S.V., Schaefer, C.E.G.R. & Neri, A.V. 2010. Gradiente fitofisionômico-edáfico em formações florestais de Restinga no sudeste do Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 24(3): 734–746.
- Marques, M.C.M., Silva, S.M. & Liebsch, D. 2015. Coastal plain forests in southern and southeastern Brazil: ecological drivers, floristic patterns and conservation status. *Revista Brasileira de Botanica*, 38(1): 1–18.

- Marret, F. & Zonneveld, K.A.F. 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 125(1–2): 1–200.
- Martin, L., Dominguez, J.M., Bittencourt, A.C. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 1: 101–124.
- Martin, L., Suguio, K. & Flexor, J. M. 1986. Relative sea-level reconstruction during the last 7000 years along the states of Parana and Santa Catarina (Brazil) coastal plains: additional information derived from shell-middens. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 219–236.
- Medeanic, S., Dillenburg, S.R. & Toldo Junior, E.E. 2001. Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Revista Geociências*, 6(6): 64–76.
- Medeanic, S., Toldo Junior, E.E. & Dillenburg, S.R. 2000. Palynological evidence of marine in the Lagoa dos Patos Lagoon during the Holocene. *Geociências*, 141–145.
- Medeanic, S., Costa César, S.B. & Corrêa, I.C.S. 2006. Os Palinomorfos nas Reconstruções Paleoambientais: *Azolla filiculoides* Lam. nos Sedimentos Holocênicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 4: 49–61.
- Medeanic, S. 2006. Freshwater algal palynomorph records from Holocene deposits in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141(1–2): 83–101.
- Medeanic, S., Hirata, F. & Dillenburg, S.R. 2010. Algal palynomorphs response to environmental changes in the Tramandai Lagoon, Southern Brazil, and climatic oscillations in the 20th century. *Journal of Coastal Research*, 26(4): 726–735.
- Medeanic, S., Medeanic, S., Corrêa, I.C.S., Corrêa, I.C.S. & Weschenfelder, J. 2007. Palinomorfos nos sedimentos de fundo da Laguna dos Patos-RS: aplicação nas reconstruções paleoambientais. *Gravel*, 5: 89–102.
- Medeanic, S., Torgan, L.C., Clerot, L.C.P. & Santos, C.B. 2009. Holocene marine transgression in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Palynomorph and diatom evidence. *Journal of Coastal Research*, 25(1): 224–233.
- Melo Júnior, J.C.F. & Boeger, M.R.T. 2015. Riqueza, estrutura e interações edáficas em um gradiente de restinga do Parque Estadual do Acaraí, Estado de Santa Catarina, Brasil. *Hoehnea*, 42(2): 207–232.
- Meyers, P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34: 261–289.
- Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27(5–6): 213–250.
- Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3–4): 289–302.

- MMA/SBF. 2010. Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Biodiversidade e Florestas. Mata Atlântica: patrimônio nacional dos brasileiros. Campanili, M. & Schaffer, W.B. (Org), Biodiversidade 34, Brasília, 408p
- Moore, P.D., Webb, J.A. & Collinson, M.E. 1998. Pollen analysis. England, Blackwell, 216p.
- Mourelle, D., Macedo, R.B. & Prieto, A.R. 2018. 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. *Publicación Electrónica de La Asociación Paleontológica Argentina*, 18(2): 156–170.
- Mourelle, D., Prieto, A.R., Pérez, L., García-Rodríguez, F. & Borel, C.M. 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 421: 75–88.
- Muller, J. 1959. Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments. *Micropaleontology*, 5: 1–32.
- Murray-Wallace, C.V. 2007. Eustatic sea-level changes, glacial-interglacial cycles. In: Elias, S.A. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Oxford, Elsevier. V1, p. 3024-3034.
- Neves, P.C.P. & Lorscheitter M.L. 1992. Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul, Brasil. Descrições taxonômicas, parte I: fungos, algas, briófitos, pteridófitos, palinomorfos outros e fragmentos de invertebrados. *Acta Geologica Leopoldinense*, 15: 83–114.
- Newton, A., Harff, J., You, Z.J., Zhang, H. & Wolanski, E. 2016. Sustainability of future coasts and estuaries: A synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 183: 271–274.
- Nimer, E. 1990. Clima. In: IBGE. *Geografia do Brasil: Região Sul*. Rio de Janeiro, p. 151–187.
- Pessenda, L.C.R., Junior, A.A.B., Gouveia, S.E.M., Lorente, F.L. & Francisquini, M.I. 2015. *Estudos Interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica Climática, da Vegetação e Marinha no Brasil*. 2 ed. ver. Piracicaba: CENA/USP (Série Didática, v. 2).
- Peterson, R.G. & Stramma, L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26(1): 1–73.
- Piola, A.R. & Matano, R.P. 2019. Ocean currents: Atlantic Western Boundary— Brazil Current/Falkland (Malvinas) Current. In: Kirk Cochran, P.L.Y.J. & Bokuniewicz H.J. (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* 3rd ed., Amsterdam, Academic Press, p. 414–420.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller, O.O. & Campos, E.J.D. 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32(1): 1–4.
- Piola, A.R., Campos, E.J.D., Möller, O.O., Charo, M. & Martinez, C. 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(3): 6565–6578.
- Punt, W., Blackmore, S., Nilsson, S. & Thomas, A. 2007. Glossary of pollen and spore terminology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 143: 1–81.

- Ramesh, R., Chen, Z., Cummins, V., Day, J., D'Elia, C., Dennison, B., Forbes, D.L., Glaeser, B., Glaser, M., Glavovic, B., Kremer, H., Lange, M., Larsen, J.N., Le Tissier, M., Newton, A., Pelling, M., Purvaja, R. & Wolanski, E. 2015. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone: Past, present & future. *Anthropocene*, 12: 85–98.
- Salgado-Labouriau, M.L. 2007. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. São Paulo, Edgar Blücher, 387p.
- Salgado-Labouriau, M.L. 1994. Capítulo 6: A Era Cenozóica. *In: Salgado-Labouriau, M.L. História ecológica da Terra*. São Paulo, São Paulo, Edgar Blücher, p. 159-195.
- Das Neves P.C.P & Bauermann S. 2001. Feições de uma mata de restinga em Capão do Leão, planície costeira sul, Rio Grande do Sul. *Pesquisas Botânica*, 51: 73–86.
- Shennan, I. 2013. Sea level studies: Overview. *In: Elias, S.A. & Mock, C.J. (Eds.) Encyclopedia of Quaternary Science*, 2ed, V4, p. 369-460.
- Shennan, I. 2007. Sea level studies. *In: Elias, S.A. (Ed.) Encyclopedia of Quaternary Science*. Oxford, Elsevier. V1, p. 2967-2974.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Research*, 24(3): 151–158.
- Silva, W.G., Souza, P.A., Garcia, M.J., Carvalho, M.A, Dillenburg, S.R., Cancelli, R.R. & Kuhn, L.A. 2021. Middle to Late Holocene paleoenvironmental changes in the coastal plain of southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 103514.
- Silveira, I.C.A., Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S. & Ikeda, Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48(2): 171–183.
- Slompo, C.T.J. 1997. Estudo palinológico dos sedimentos do mangue de Itacorumbi, Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências Geociências*, 45: 67–79.
- Šmilauer, P. & Lepš, J. 2014. *Multivariate analysis of ecological data using CANOCO 5* (2nd ed.). Cambridge university press.
- Stancliffe, R.P.W. 1996. Chapter 13 Microforaminiferal linings. *In: Jansonius, J. & MC Gregor, D.C. (Ed.) Palynology: principles and applications*. Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, p.293-305.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores*, 13: 615–621.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. & Reimer, R.W. 2021. CALIB 8.2. Disponível em: <http://calib.org/calib/> Acesso em: 19 ago. 2021.
- Suguio, K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Oficina de Textos, 408p.
- Suguio, K., Angulo, R.J., Carvalho, A.M., Corrêa, I.C.S., Tomazelli, L.J., Willwock, J.A. & Vital, H. 2005. Capítulo 6: Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. *In: Souza, C.R.G. (Ed.) Quaternário do Brasil*, São Paulo. Holos, p. 114-127.

- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4): 273–286.
- Tappan, H. 1980. *Palaeobiology of plant protists*. San Francisco, Freeman, 1028p.
- Toniolo, T.F., Giannini, P.C.F., Angulo, R.J., de Souza, M.C., Pessenda, L.C.R. & Spotorno-Oliveira, P. 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Marine Geology*, 428: 106281.
- Traverse, A. 2007. *Paleopalynology*. Dordrecht, Springer, 813p.
- Tyson, R.V. 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Chapman & Hall, London, 615 p.
- UNESCO. 2010. Rede Mundial de Reservas da Biosfera: lugares de desarrollo sostenible. Organização Das Nações Unidas Para a Educação, Ciência e Cultura.
- Val-Peón, C., Cancelli, R.R., Santos, L. & Soares, A.L.R. 2019. Prehistoric occupation and palaeoenvironmental changes along Santa Catarina's Coastal Plain, Brazil: An integrated approach based on palynological data. *Journal of Archaeological Science*, 23: 983–992.
- Van Andel, T.H. & Laborel, J. 1964. Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. *Science*, 145: 580–581.
- Van Gell, B. & Grenfell, H.R. 1996. Spores of Zignemataceae. In: Jansonius, M.C. & Gregor, J. & (Ed.). *Palynology: Principles and Applications*. Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 259–288.
- van Soelen, E.E., Lammertsma, E.I., Cremer, H., Donders, T.H., Sangiorgi, F., Brooks, G.R., Larson, R.A., Sinninghe Damsté, J.S., Wagner-Cremer, F. & Reichart, G.J. 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa Bay: Integrated reconstruction using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and diatoms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86(2): 216–224.
- Viana, D.R. 2009. *Comportamento espaço temporal da precipitação na região sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM*. São José do Campos, 164p. Dissertação de Mestrado (Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A. & Horn Filho, N.O. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *International Symposium on Sea-Level Changes and Quaternary Shorelines*, 79–97.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R. & Schwander, J. 2009. Formal definition and dating of the gssp (global stratotype section and point) for the base of the holocene using the greenland ngrip ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24 (1): 3-17.
- Weschenfelder, J., Medeanic, S., Corrêa, I.C.S. & Aliotta, S. 2008. Holocene paleoinlet of the Bojuru region, Lagoa dos Patos, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 24(1): 99–109.

- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S. & Huddart, D. 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64(4): 685–698.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E. & Soler, V. 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196: 36–49.
- Zonneveld, K.A.F. & Pospelova, V. 2015. A determination key for modern dinoflagellate cysts. *Palynology*, 39(3): 387–409.

CAPÍTULO 2 – ARTIGO I

*Late Quaternary paleoenvironmental evolution and sea level oscillation of the
Santa Catarina Island (southern Brazil)*

Research paper**To: Quaternary Science Reviews****LATE QUATERNARY PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION AND SEA LEVEL
OSCILLATION OF THE SANTA CATARINA ISLAND (SOUTHERN BRAZIL)****Lidia A. Kuhn^a, Karin A.F. Zonneveld^b, Paulo A. Souza^a, Rodrigo R. Cancelli^a**

^aLaboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil

^bMARUM - Center for Marine Environmental Sciences and Faculty of Geosciences,
University of Bremen, Leobener Str. 8, 28359 Bremen, Germany

Corresponding author:

Lidia Aumond Kuhn

Av. Bento Gonçalves, 9500,

CEP 91540-000,

Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil.

lidiaak.lak@gmail.com;

55 (51) 3308-7386

ABSTRACT

Sea level oscillation during the Quaternary played a major role in the geomorphology and vegetation dynamics of coastal areas in southern Brazil, encompassing ecosystems that often have a unique biodiversity. Understanding the natural evolution of these areas is essential for decision-making of land use regulations towards sustainable development as well as to preserve the uniqueness of the coastal ecosystems. Particularly, the southern Brazil coastal plain is formed by Quaternary sedimentary marine, transitional and continental deposits, associated to the relative variations of sea level that influenced the development of different Atlantic Rainforest formations, such as restingas and mangroves. In this contribution, we present high-resolution palynological and stable isotope data from a Holocene core retrieved from the coastal plain of the Santa Catarina Island (southern Brazil). We were able to identify four different environmental phases from 6500 yr BP to close to modern days. The first phase (6503 – 2817 yr BP) is characterized by a lagoon with large marine water influence. Notably, the observed dinoflagellate cyst association suggests that marine waters entering the region had its origin in the relatively warm saline Brazil Current waters. During the second phase (2817 yr BP – 1478 yr BP), marine water contribution to the lagoon decreases until it is disconnected with the sea. The third phase (1478 yr BP – 524 yr BP) is marked by the decrease of the water level until it dries out and leads to the colonization of herbaceous vegetation over the paleolagoon. The last phase (524 yr BP- recent) is characterized by the consolidation of the coastal plain Atlantic Rainforest (restinga vegetation). In addition, this study contributes to the debate regarding the relative sea level changes during the Holocene in southern Brazil.

Keywords: Southern Brazil, Coastal Plain, Palynology; Stable isotopes; Environmental changes, Sea Level changes; Vegetation dynamics; Late Quaternary

1. INTRODUCTION

The comprehension of past environmental changes in the Quaternary is valuable for understanding modern and future environmental dynamics. This is particularly important in coastal areas where land-ocean interactions play a major role in the geomorphology and vegetation dynamics. This highly dynamic environment is often reshaped by anthropogenic activities including vegetation suppression, land use and hydrological changes, which may threaten their own ecological and economical sustainability (Ramesh et al., 2015; Newton et al., 2016), encompassing ecosystems that often have a unique biodiversity. Understanding the natural evolution of these areas in terms of geomorphology and vegetation dynamics is essential for decision-making of land use regulations towards sustainable development of coastal areas as well as to understand and preserve the uniqueness of these coastal ecosystems.

Brazilian coastal plain is particularly under strong anthropogenic pressure. This region is covered by the Atlantic Rainforest, recognized as one of the most important ecosystems of the Earth in terms of biodiversity (UNESCO, 2010). In particular, the restinga vegetation is a mosaic of floristic and physiognomically distinct ecosystem of the Atlantic Rainforest that covers sandy soils of marine and fluvial-marine origin formed during the Quaternary on the Brazilian coastal plain (Magnago et al., 2010; IBGE, 2012). The southern Brazil coastal plain is formed by Quaternary sedimentary marine, transitional and continental deposits, associated to the relative variations of sea level that directly influenced the development of different Atlantic Rainforest formations, such as restingas and mangroves (IBGE, 2012). A characteristic region for this system can be found in the south of Santa Catarina Island. This area hosts preserved fragments of the Atlantic Rainforest located near the coastline. It forms a particular region that allows the study of the interaction between sea level changes and vegetation dynamics.

The study of the past dynamics of coastal areas can be achieved by means of several scientific tools, such as sedimentological (e.g., Dillenburg et al., 2006; Zazo et al., 2013), archeological (Martin et al., 1986), isotopic (e.g., Martin et al., 1986; Carr et al., 2015), paleontological (e.g., Angulo et al., 1999; Chemello and Silenzi, 2011; Toniolo et al., 2020), including palynological studies (e.g., Borromei and Quattrocchio, 2007; Leroy et al., 2013). Notably, the palynological records throughout sediment cores

typically provide information on terrestrial and marine settings encompassing the environmental and vegetation changes within the same core (e.g., Mourelle et al., 2015; Kuhn et al., 2017). Additionally, the variations on relative abundances of marine and continental palynomorphs are commonly used to determine sea level oscillations (e.g., van Soelen et al. 2010; Candel and Borrromei, 2016).

Several palynological studies were conducted in the Rio Grande do Sul sector (i.e. Rio Grande do Sul coastal plain) of the southern Brazil coastal plain (see summaries in Lorscheitter, 2003; Bauermann et al., 2009; Mourelle et al., 2018), southmost Brazil. However, the Santa Catarina sector is geomorphologically distinct and similar studies are scarce, located only in the continental portion (Behling and Negrelle, 2001; Amaral et al., 2012; Cancelli, 2012; Kuhn et al., 2017; Silva, 2018, França et al., 2019; Val-Péon et al., 2019; Cohen et al., 2020).

This contribution provides the first high-resolution multi-proxy palynological and isotopic study in the Santa Catarina Island, which comprises the easternmost palynological record of the terrestrial portion of the southern Brazil coastal plain. We present detailed environmental evolution of the southern Santa Catarina Island (Fig. 1) and Atlantic Rainforest colonization and consolidation, that can be directly associated with Holocene sea level variations.

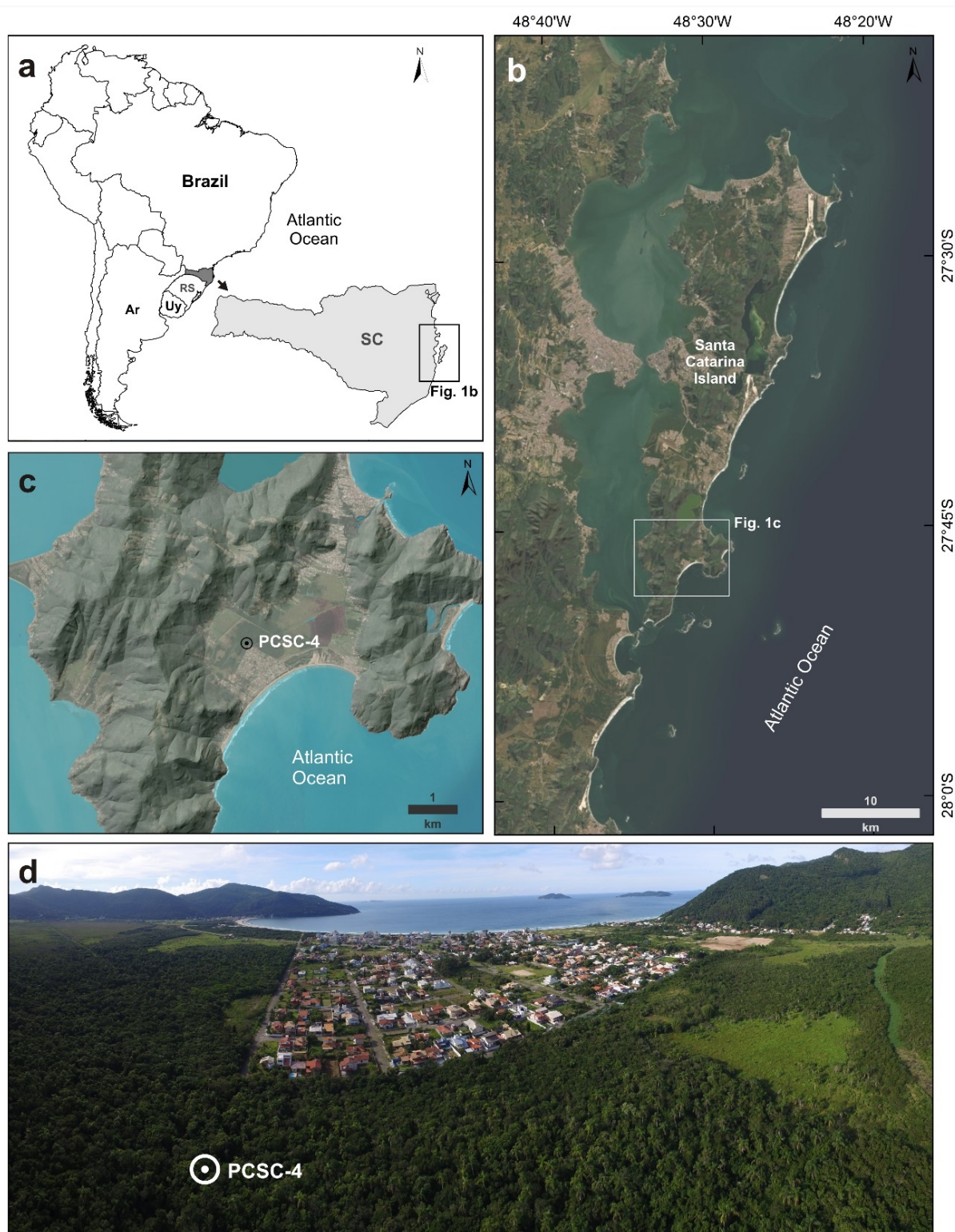


Figure 1: Location and images of the study area. a) Location of the Santa Catarina Island in southern Brazil (SC: Santa Catarina state; RS: Rio Grande do Sul state; Uy: Uruguay; Ar: Argentina). b) Santa Catarina Island and location of the Pântano do Sul beach. c) Shaded relief model of the Pântano do Sul beach and PCSC-4 core location. d) Panoramic aerial photo of the sampling location: note the preserved Atlantic Rainforest in the sampling area and the anthropogenic occupation.

2. ENVIRONMENTAL SETTING

The Santa Catarina Island is located in the Santa Catarina sector of the southern Brazil coastal plain. The physiographic and structural aspects of the island are very similar to the continental region once they were united when the sea level was below the current level (Horn Filho, 2006). The topography is dominated by granitic coastal mountains with altitudes of up to 532 meters and the coastal plain, which consists of Pleistocene and Holocene marine, beach, aeolian, lagoonal and paludial environments deposits (Horn Filho, 2006). The formation of the latter deposit is associated with transgressive and regressive events of the relative sea level that occurred during the Quaternary (Caruso Jr, 1993).

The Santa Catarina Island is situated in a subtropical zone and the climate is characterized as humid oceanic without a dry season and with hot summers (Cfa, according to Koppen's classification) (Alvares et al., 2013). The region is influenced by the South Atlantic Tropical Anticyclone and Polar Migratory Anticyclone. The South Atlantic Anticyclone produces the Atlantic Tropical Air Mass, a warm and humid mass that is active throughout the year, while the Polar Migratory Anticyclone generates the Atlantic Polar Air Mass, which is characterized by low temperatures and humidity. The migration of the Polar Migratory Anticyclone to the region generates the polar front that is characterized by unstable weather and increase of the precipitation (Nimer, 1990).

The Atlantic Rainforest covers a large portion of southern Brazil and the entire Santa Catarina coastal plain. This biome encompasses different forest formations and associated ecosystems. In the highlands, it is characterized as a mosaic of Araucaria Forest and glassland, while in the coastal plain there are a dense arboreal vegetation and some pioneer formations such as the restinga, mangroves and salt marshes (MMA/SBF - Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Biodiversidade e Florestas 2010). These pioneer vegetations are conditioned by edaphic factors and are composed by plants adapted to the ecological parameters of first occupation character (IBGE, 2012).

The Santa Catarina Island is bordered by the South Atlantic Ocean. Surface currents in the region are dominated by the southwards flowing Brazil Current (Fig. 2), relatively warm and saline (Peterson and Stramma, 1991). The Brazil Current originates at about 10° S from the bifurcation of the westward flowing South Equatorial

Current (Silveira et al., 2000; Souza and Robison, 2004). The Brazil Current contacts the northward-flowing Malvinas Current, which is characterized by cold and low salinity waters that have their origin in the Antarctic Circumpolar Current. At the contact zone, the so-called Brazil-Malvinas Confluence, Malvinas Current waters dive under the Brazil Current waters. The mixed water masses are transported successively eastward as part of the South Atlantic Current (Piola and Matano, 2019). Along the coast an additional northwards flowing water mass can be observed: the Brazilian Coastal Current. This last current consists of low salinity waters discharged from the Rio de La Plata and Patos Lagoon that, on its way north, mixes with the other water masses (Souza and Robinson, 2004). The position of the maximal northward extension of the Brazilian Coastal Current as well as Brazil-Malvinas Confluence varies strongly between the seasons (Piola et al., 2000, 2005). During austral summer, the Brazil-Malvinas Confluence reaches its southernmost position. The maximal northern extension of the Brazilian Coastal Current as well as colder Malvinas Current waters can be observed near the Santa Catarina Island in austral winter (e.g., <https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/soto/>, “state of the ocean, temperature”).

Below surface waters to a depth of approximately 600 m, southward flowing South Atlantic Central Water can be observed, which overlies the cold and less saline Antarctic Intermediate Water (Piola and Matano, 2001).

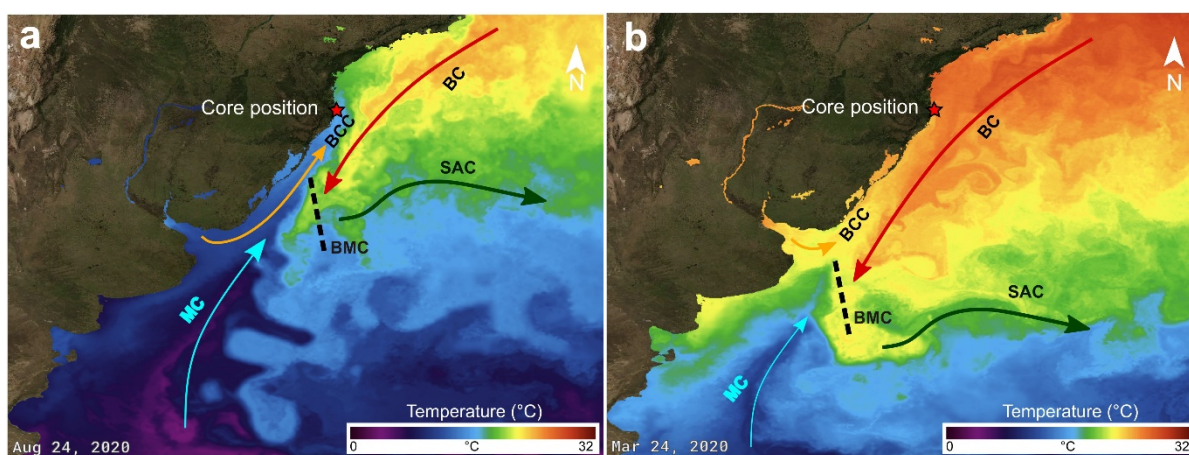


Figure 2: Present configuration of sea surface currents and temperature in the western South Atlantic ocean in the (a) winter and (b) summer (JPL MUR MEaSUREs Project, 2015). MC: Malvinas Current; BMC: Brazil-Malvinas Confluence; BC: Brazil Current; BCC: Brazilian Coastal Current; SAC: South Atlantic Current.

3. MATERIALS AND METHODS

3.1. SEDIMENT CORE COLLECTION AND SAMPLING

This study was carried out on a sedimentary core (PCSC-4) retrieved from Pântano do Sul beach (27°46'36.49"S; 48°31'45.96"W; Fig. 1) located at the southernmost Santa Catarina Island. The core was drilled using a Russian Peat Borer on a peat deposit, reaching a maximum depth of 650 cm. The sampling site is located approximately 1 km from the current coastline and ca. 1 m above the present sea-level. The core was transported to the Palynological Laboratory Marleni Marques Toigo at the Federal University of Rio Grande do Sul, where it was equally divided in 66 levels of 10 cm intervals apart and labelled from the bottom to the top.

3.2. RADIOCARBON DATING

The chronology of the PCSC- 4 core is based on 4 radiocarbon datings using the Accelerator Mass Spectrometry (AMS) at the CAIS Laboratory of the University of Georgia (USA). Results were calibrated using the program CALIB Radiocarbon Calibration Version 8.2 (Stuiver et al., 2021), considering the Southern Hemisphere SHCal 13 radiocarbon calibration curve (Hogg et al., 2013). Interpolated ages were calculated using linear interpolation on Tilia software version 1.7.16 (Fig. 3).

3.3. GRANULOMETRIC ANALYSES

Grain-size analyses and calculation of organic matter content were made for the 66 samples. The samples were equally separated into two sub-samples to determine the grain-size analyses and the organic matter content in the sediment. These analyses, as well as the calculations of the statistical parameters were carried out at the Center for Studies of Oceanic and Coastal Geology (CECO) at the Federal University of Rio Grande do Sul. All the samples were dried in an oven at 40°C and then weighted. The analyses were performed by sieving-pipetting method, following statistical parameters of Folk and Ward (1957) and textural classification of Shepard (1954). To determine the organic matter content, the samples were calcined in muffle at 550°C during 4 h and weighted before and after the calcination. The organic matter content of the sediments was determined by the loss of mass after this process.

3.4. ELEMENTAL C AND N AND ^{13}C ISOTOPES

Thirty three samples with 3 cm³ of sediment were collected with 20 cm intervals from the top to the bottom of the core (0 - 640 cm) added to the basal sample (650 cm) for total organic Carbon (TOC), total Nitrogen (TN) and $\delta^{13}\text{C}$ analyses. At first, the samples were dried in an oven at 60°C and weighted. Samples were treated with 10% HCl to eliminate carbonate and then washed with Milli-Q water until the pH reached 5. Samples were dried in a freeze-dryer, weighted again and homogenized to be analyzed in the Elemental Analyzer Coupled to Isotope Ratio Mass Spectrometry (EA-IRMS) in the Hinrichs Laboratory at the University of Bremen. TOC and TN values are expressed as a percentage of dry weight and $\delta^{13}\text{C}$ is expressed in delta per mil notation with an accuracy of $\pm 0,17\%$, with respect to the VPDB standard. The C/N (weight/weight) was calculated using the elemental results ratio.

3.5. PALYNOLOGICAL ANALYSIS

Sixty-six samples of 3 cm³ were obtained throughout the core for pollen/spores analyses with 10 cm spacing between them. After a preliminar taxonomic recognition, samples where dinoflagellate cysts were recorded (650 - 300 cm) were resampled for more detailed analyses, totalling 36 samples with the same spacing and bulk volume of sample (3 cm³). One *Lycopodium clavatum* L. spores tablet (18.584 ± 371 spores) was added to each sample previous to the chemical processing of both pollen/spores and dinoflagellate samples to allow concentration calculations (Stockmarr, 1971).

The pollen/spores samples were processed following standard preparation techniques (Faegri and Iversen, 1989), using HF (40%), HCL (10%), KOH (10%) and acetolysis. To concentrate the material, samples were sieved using a <250 μm sieve; ZnCl_2 was used for heavy liquid separation checking the residues to be sure that no material was lost in the separation. Slides were prepared from drops of the final residue, mounted with Entellan.

The dinoflagellate cysts samples were prepared using similar procedures. However, to avoid damage to the cysts, samples were not prepared using hot acids, KOH and acetolysis. The dinoflagellate cysts samples were decalcified with diluted HCl (10%), treated with HF (40%) to remove silicates. After chemical treatments, samples were sieved over a 20 μm mesh screen and residues were transferred to an eppendorf

vile where the material was concentrated in 1 ml. Slides were mounted with glycerin jelly for microscopic analysis.

Pollen/spores samples were counted until reaching a minimum of 300 pollen grains monitored by saturation curves. The other palynomorphs (i.e., spores, algae, acritarchs and microforaminiferal linings) and *L. clavatum* spores were counted in parallel. Concentrations (palynomorphs/cm³) were calculated using the *L. clavatum* spores as reference values.

Dinoflagellate cysts samples were counted until reaching their saturation curves. The total dinoflagellate sum adds all counted dinoflagellate cysts and the relative abundances of each taxa in the dinoflagellate analyses are indicated as a percentage of the total dinoflagellate sum. Concentrations (dinoflagellate cysts/cm³) were calculated using the *L. clavatum* spores as reference values.

To integrate the dinoflagellate cysts and pollen/spores counts, we used the ratio of *L. clavatum* counts from pollen/spores and the corresponding dinoflagellate cyst samples as a conversion factor. The dinoflagellate cyst counts were multiplied by this ratio and added to the final integrated diagram.

Absolute abundances represent the sum of all palynomorphs (including dinoflagellate cysts), whereas pollen sum refers to the total amount of angiosperm pollen grains. The relative abundances of pollen grains were calculated as a percentage of the pollen sum whereas relative abundances of the other palynomorphs were calculated in relation to the absolute values.

The environmental phases were established from changes in the palynomorphs assemblages and from cluster analysis, using the Edwards & Cavalli-Sforza's chord distance square-root transformation (CONISS), removing only one outlier sample (40 cm depth). Cluster analyses, percentage and concentration diagram were constructed using the Tilia versions 1.7.16 (Grimm, 2011). For the Principal Component Analyses (PCA) we used the software Canoco (Šmilauer and Lepš, 2014) and PAST 4.03 (Hammer et al., 2001). Multivariate analyses were performed on palynological relative abundance data.

The taxonomic determinations of the pollen and spores were based on comparison with modern equivalents in palynological reference collections ("MP-Pr" slides of the LPMMT/IGeo/UFRGS) and from the literature (e.g., Hooghiemstra, 1984,

Neves and Lorscheitter, 1992, Herrera and Urrego, 1996, Lorscheitter et al., 1998, Collinvaux et al., 2003, Macedo et al., 2009, Cancelli et al., 2012). Dinoflagellate cysts were identified following the online key for dinoflagellate cyst determinations (Zonneveld and Pospelova, 2015 and references therein). Dinoflagellate cysts were grouped according to their life strategies; photosynthetic taxa (*Operculodinium centrocarpum*, *O. israelianum*, *Spiniferites* spp., *Spiniferites mirabilis* and *Pentaphaersodinium dalei*) and heterotrophic taxa (*Brigantedinium* spp., *Leipokatium invisitatum*, *Polykrikos kofoidii/ schwarzii*, *Protoperidinium* spp. and *Selenopemphix nephroides*).

4. RESULTS

4.1. RADIOCARBON DATINGS

The radiocarbon dating results are presented in Table 1, including uncalibrated and calibrated ages obtained from four selected samples. Calibrated ages indicate that the deposition of the studied core occurred entirely during the Middle to Late Holocene interval, once the lowermost level (650 cm) has an age of 6503 cal yr BP, whereas the uppermost level (55 cm depth) revealed an age of 388 cal yr BP. Remaining samples presented intermediate ages.

Sample number*	Depth (cm)	Material	Uncalibrated Age (^{14}C yr BP)	Calibrated age (cal yr BP) probability average	Calibrated ^{14}C age (2σ) (cal yr BP)
UGAMS# 49856	55	Peat	330 \pm 25	388	357-446
UGAMS# 49855	235	Peat	1750 \pm 20	1614	1561-1631
UGAMS# 49854	455	Sediment	4730 \pm 20	5394	5320-5427
UGAMS# 35404	650	Sediment	5760 \pm 20	6503	6433-6568

Table 1: Radiocarbon dates and calibrated ages of selected samples from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil. *Serial number of CAIS Laboratory of University of Georgia.

4.2. GRANULOMETRIC ANALYSIS

The core consists of unconsolidated sediments composed of medium sand, fine sand, silt and clay added to variable amount of organic matter (Fig. 3). The organic matter is dominant (>80%) from 220 cm to the top of the core. Regarding the

distribution of clastic sediments, in general, silt and clay dominate from nearly the base up to 400 cm whereas sandy sediments are predominant from this depth to the top. Preserved calcareous shells in living position and shell fragments occur from the base until 400 cm of depth.

4.3. ELEMENTAL C AND N AND ^{13}C ISOTOPES

The geochemical data are presented as individual profiles along the studied core (Fig. 3) and as the binary plot of $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ (Fig. 4). Total organic carbon (TOC) concentration varies from 0.5% to 49.6% and shows two main intervals separated by a gradual transition between them. The interval from the base of the core up to 220 cm shows an average value of 6%, whereas samples from 180 cm up to the top present an average TOC value of 44%. The total nitrogen (TN) ranges from a minimum of 0.04% at 650 cm depth to 2.1% at 60 cm depth. C/N ratios (weight/weight) shows nearly constant values of ca. 15 from the base up to 240 cm, followed by an abrupt increase from 240 to 180 cm (15.2 – 47.8) and a subsequent subtle decrease from 180 cm to the top (47.8 – 26.2) (Fig. 3). The $\delta^{13}\text{C}$ results are in the range of -12.2‰ to -29.6‰. The $\delta^{13}\text{C}$ values are higher at the base of the sediment core (650 – 240 cm depth), with a range of -12.2‰ to -20.9‰, followed by a downward trend towards the top of the core.

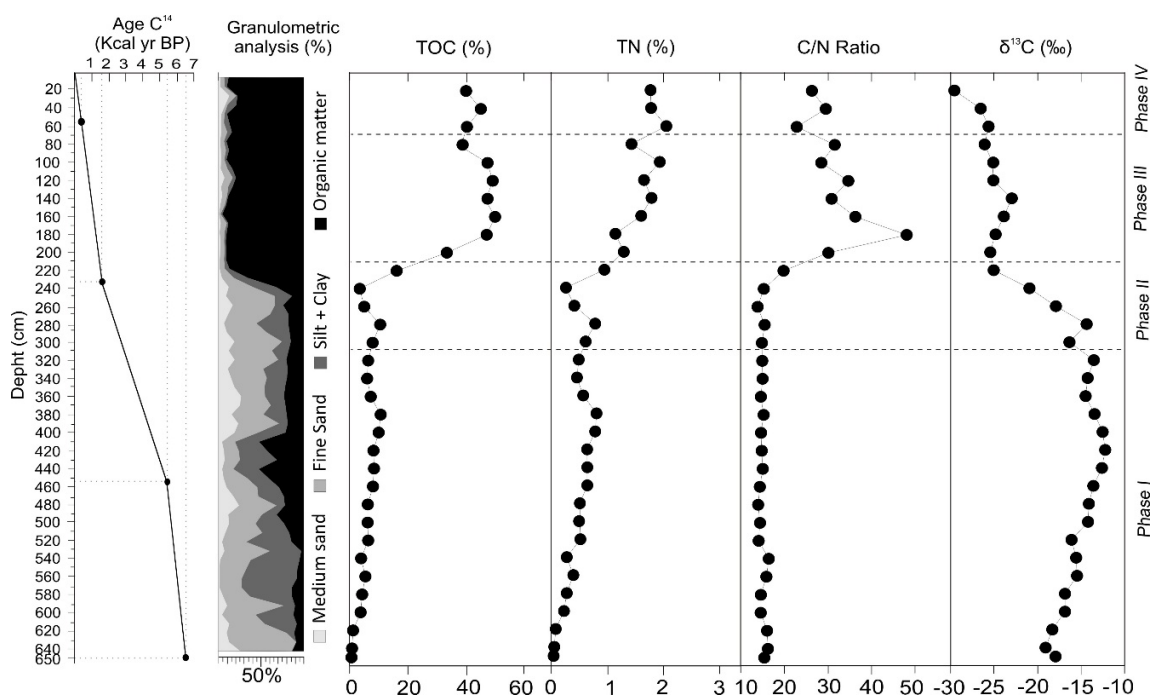


Figure 3: Summarized results of the radiocarbon dating, grain-size (granulometric) analyses, total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), C/N ratio and $\delta^{13}\text{C}$ values obtained from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil.

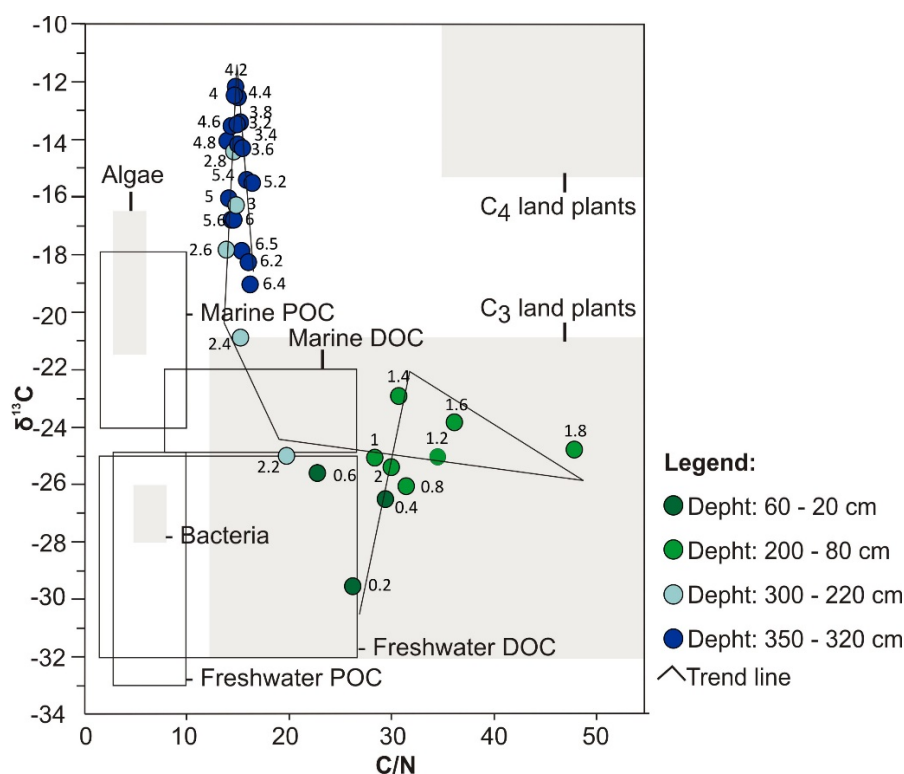


Figure 4: Binary diagram illustrating the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and C/N (according to Meyers, 1994 and Wilson et al., 2005) and the results obtained from each interval of depth of the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil. DOC: Dissolved organic carbon; POC: Particulate organic carbon.

4.4. PALYNOLOGICAL RECORD

A total of 115 distinct palynomorphs were identified along the 650 cm of the studied core, including pollen grains (59 taxa), spores (16), freshwater algae (4), marine algae (1), acritarchs (3), dinoflagellate cysts (10), indeterminate spores (8) and indeterminate pollen grains (14), as well as, fungi, microforaminiferal linings, escolecodons and copepod eggs.

The palynological diagrams show the distribution of palynomorphs in the samples, grouped according to their ecological affinities (habit or habitat) (Figs. 5-8). Both visual examination as well as the cluster and PCA analysis (Fig. 9) show the samples can be grouped in four phases with characteristic species associations. For simplification purposes, the results will be presented according to the four phases discussed in Section 5, in ascending stratigraphic order.

4.4.1. Phase I (650-310 cm)

This phase was recognized in the basal part of the core, including samples 1 to 35 (650 to 310 cm of depth). It is characterized by high contents of marine elements (11.6 - 79.1%), represented mainly by dinoflagellate cysts (8 – 78.3%). Additionally, the other marine elements, i.e. microforaminiferal linings (<8.2%), acritarchs (<17.5%) and the prasinophyte *Cymatiosphaera* (<5.2%), have the highest concentrations at this phase. The dinoflagellate cysts include both photosynthetic (*Operculodinium centrocarpum*, *O. israelianum*, *Spiniferites* spp., *S. mirabilis*, *P. dalei*) and heterotrophic taxa (*Brigantedinium* spp., *Leipokatium invisitatum*, *Polykrikos kofoidiil schwarzii*, *Protoperidinium* spp., *Selenopemphix nephoides*, Fig. 8).

The acritarch association is composed by species of the genus *Micrhystridium*, Acritarch sp. 1 and Acritarch sp. 2. Freshwater algae are observed in low percentages through this phase and are mainly formed by *Botryococcus* spp., followed by *Spirogyra*, *Pseudoschizaea rubina* and *Zygnema*.

Terrestrial palynomorphs are dominated by pollen and spores of trees and shrubs (33 - 63.2%), followed by herbs (29 - 63.3%), ferns (3.7 – 20.9%) and indeterminate pollen grains (2 - 10.8%). Epiphytes, lianas and climbers, regional and extraregional pollen grains, bryophytes, indeterminate spores and fungi are scarce.

4.4.2. Phase II (300 to 220 cm)

This phase comprises 9 samples (300 to 220 cm of depth) characterized by drastic reduction of marine elements with respect to the previous phase (e.g., microforaminiferal linings, acritarchs and *Cymatiosphaera*) and the disappearance of dinoflagellate cysts. Freshwater algae assemblage remains nearly unchanged, however *Botryococcus* increases its percentages through this phase (1.3- 21.8%). The terrestrial elements are dominated by herbs (40.9 - 65%), followed by trees and shrubs (31.2 - 53.8%). Ferns have a relative increase (12.6 – 25.5%) and indeterminate pollen grains have a relative decrease (2.3 – 5.2%) with respect to the phase I. Epiphytes, lianas and climbers, regional and extraregional pollen grains, bryophytes, indeterminate spores, fungi and algae maintain relative lower abundances.

4.4.3. Phase III (210 to 80 cm)

This phase comprises 14 samples from 210 to 80 cm of depth. It is marked by the reduction of freshwater algae (<7.7%) and the disappearance of *Botryococcus*, *Pseudoschizaea rubina* and *Zygnema*. The marine elements were not recorded. Fungi increase their percentages (2.3 - 23.7%) as well as herb pollen grains (55.1 – 92.3%). These latter are represented mainly by Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae and Cyperaceae. Additionally, bryophyte spores are mainly represented by species of *Phaeoceros*, which occur significantly for the first time in the core reaching up to 13.2%. Trees and shrubs decrease their relative abundances (8.3 – 41.9%), as well as the indeterminate pollen grains (<1.7%). Similarly to the previous phase, epiphytes, lianas and climbers, regional and extraregional pollen grains, bryophytes and indeterminate spores have low relative abundances.

4.4.4. Phase IV (70 to 0 cm)

This phase comprises the upper portion of the core, related to the samples 59 to 66 (70 to 0 cm of depth). It is characterized by an increase of pollen sum of arboreal taxa (34.2 – 85.9%) and epiphytes, lianas and climbers (0.3 - 10.5%). Herb pollen taxa decrease their relative abundances (11.7 – 73.2%), as well as bryophyte taxa (<17.4%). The arboreal assemblage is mainly represented by Myrtaceae, Arecaceae and *Ilex*; epiphytes, lianas and climbers are represented by Cucurbitaceae.

Pteridophytes shows an increase of their percentages and are represented mainly by *Blechnum* and Polypodiaceae taxa. Regional and extraregional pollen grains, indeterminate pollen grain and indeterminate spores maintain low relative abundances.

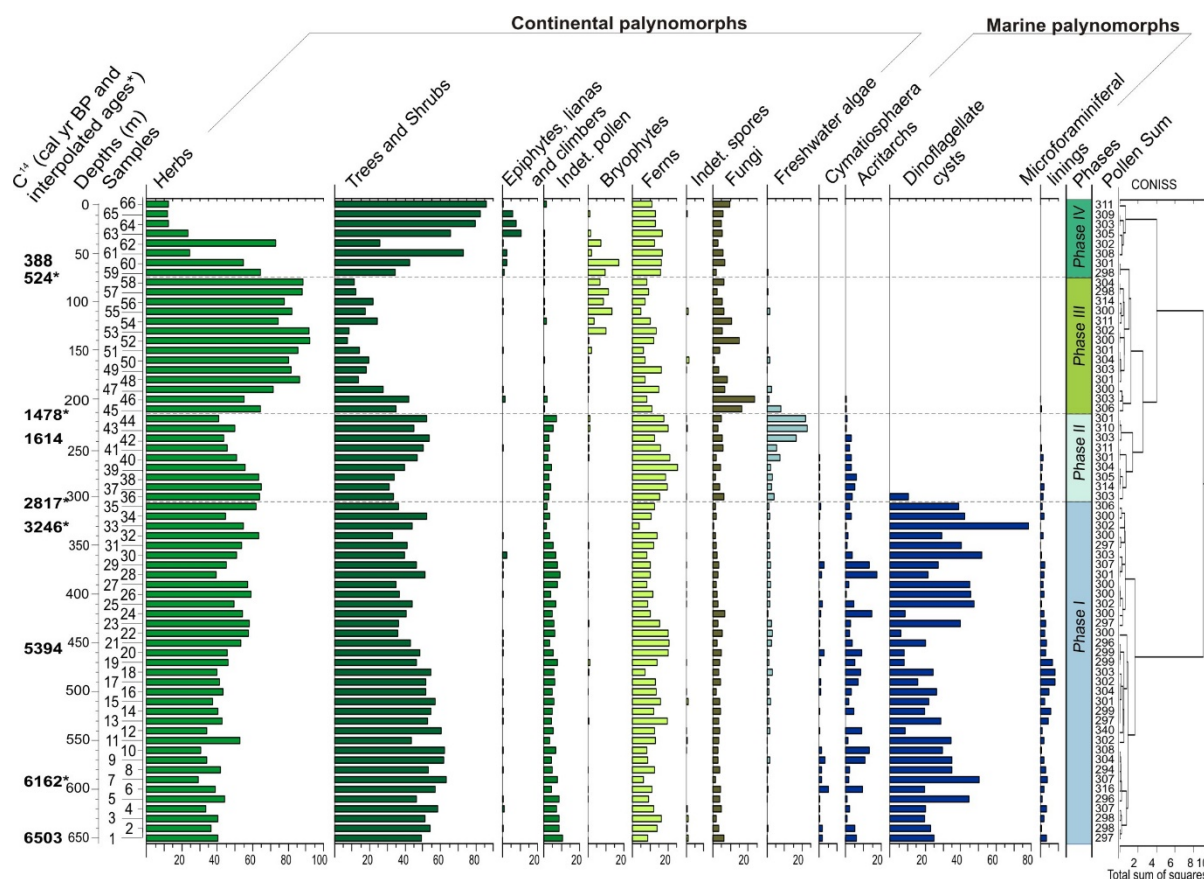


Figure 5: Percentage diagram of the palynomorphs grouped according to their ecological affinities (habit or habitat) from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil, as well as the identified phases and cluster analyses.

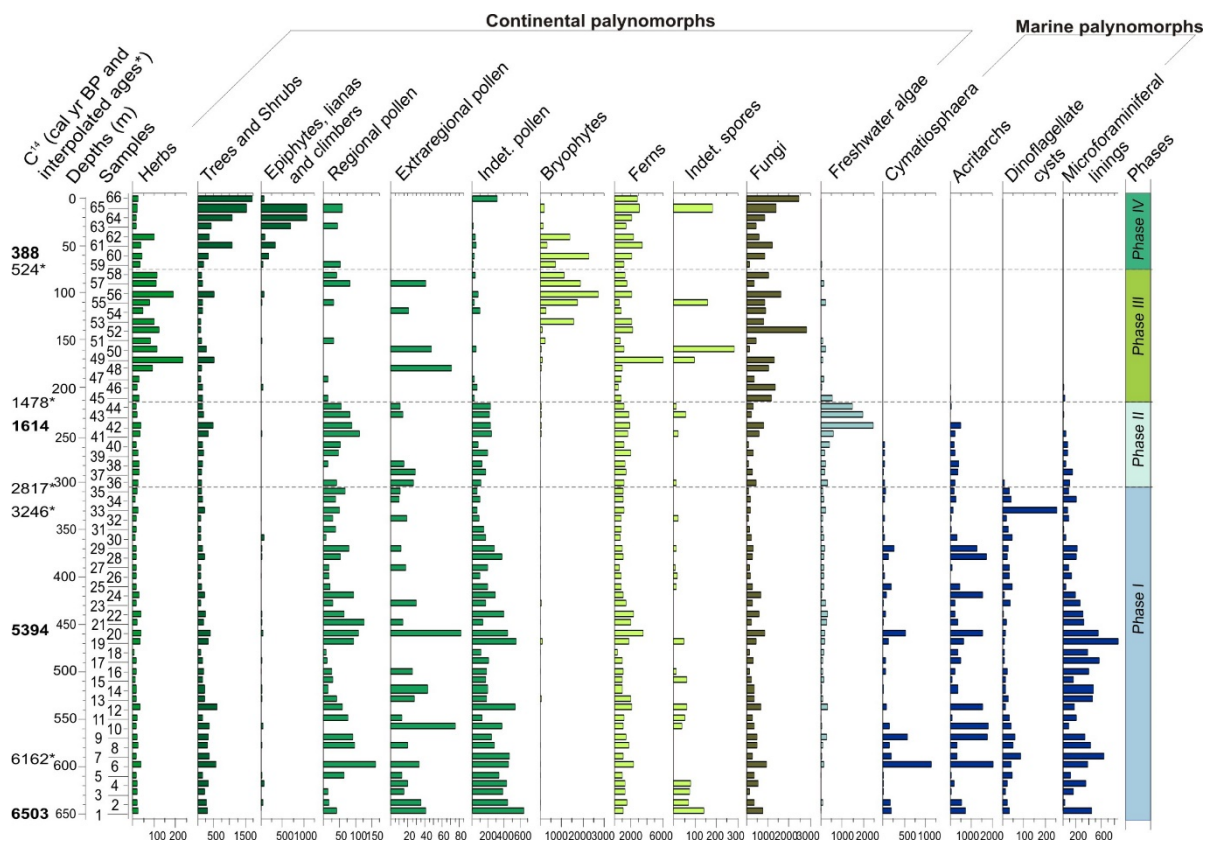


Figure 6: Concentration diagram of the palynomorphs grouped according to their ecological affinities (habit or habitat) from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil, as well as the identified phases.

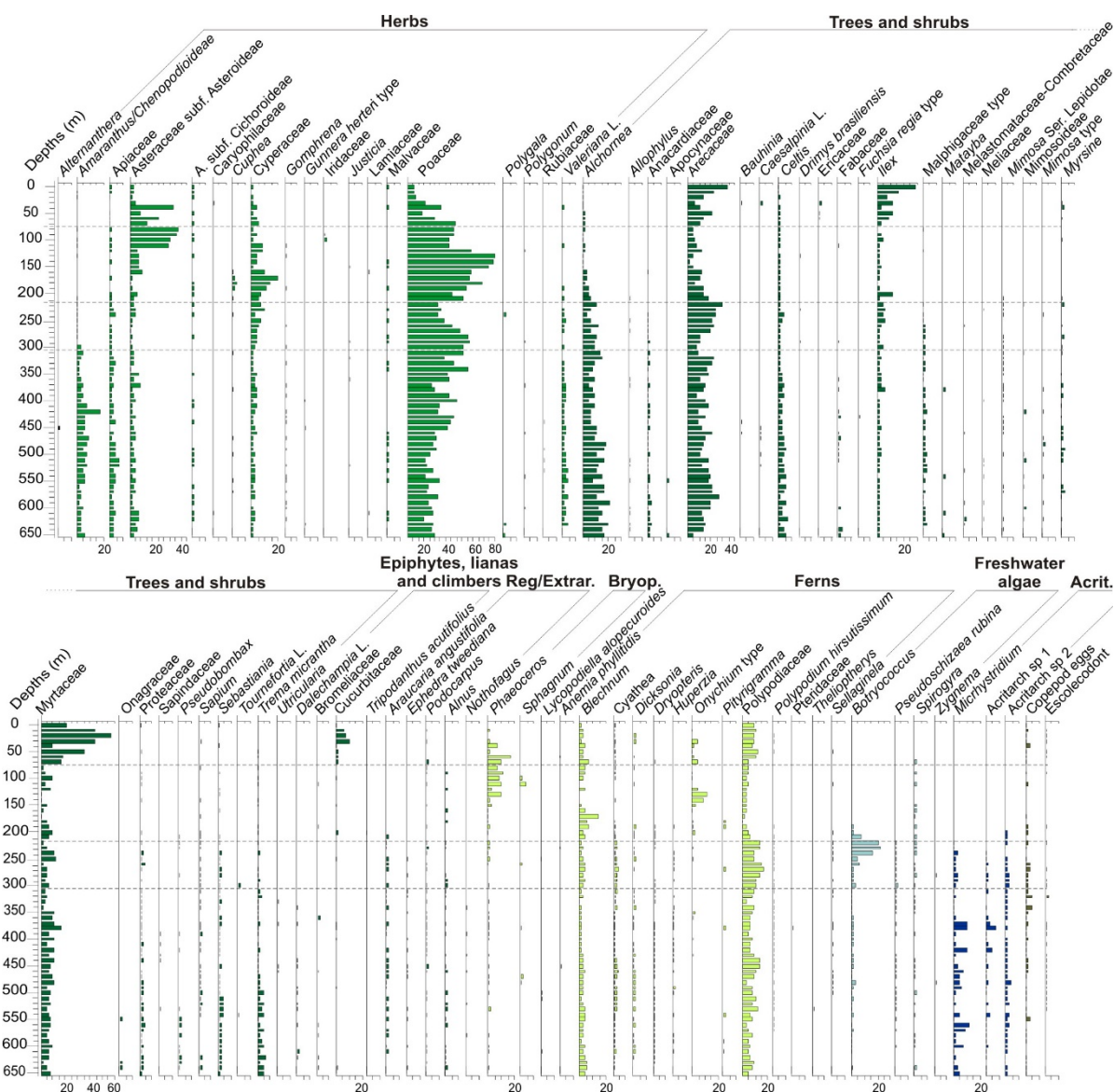


Fig. 7. Relative abundance diagram of the palynomorphs taxa according to their ecological affinities (habit or habitat) from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil, as well as the identified phases.

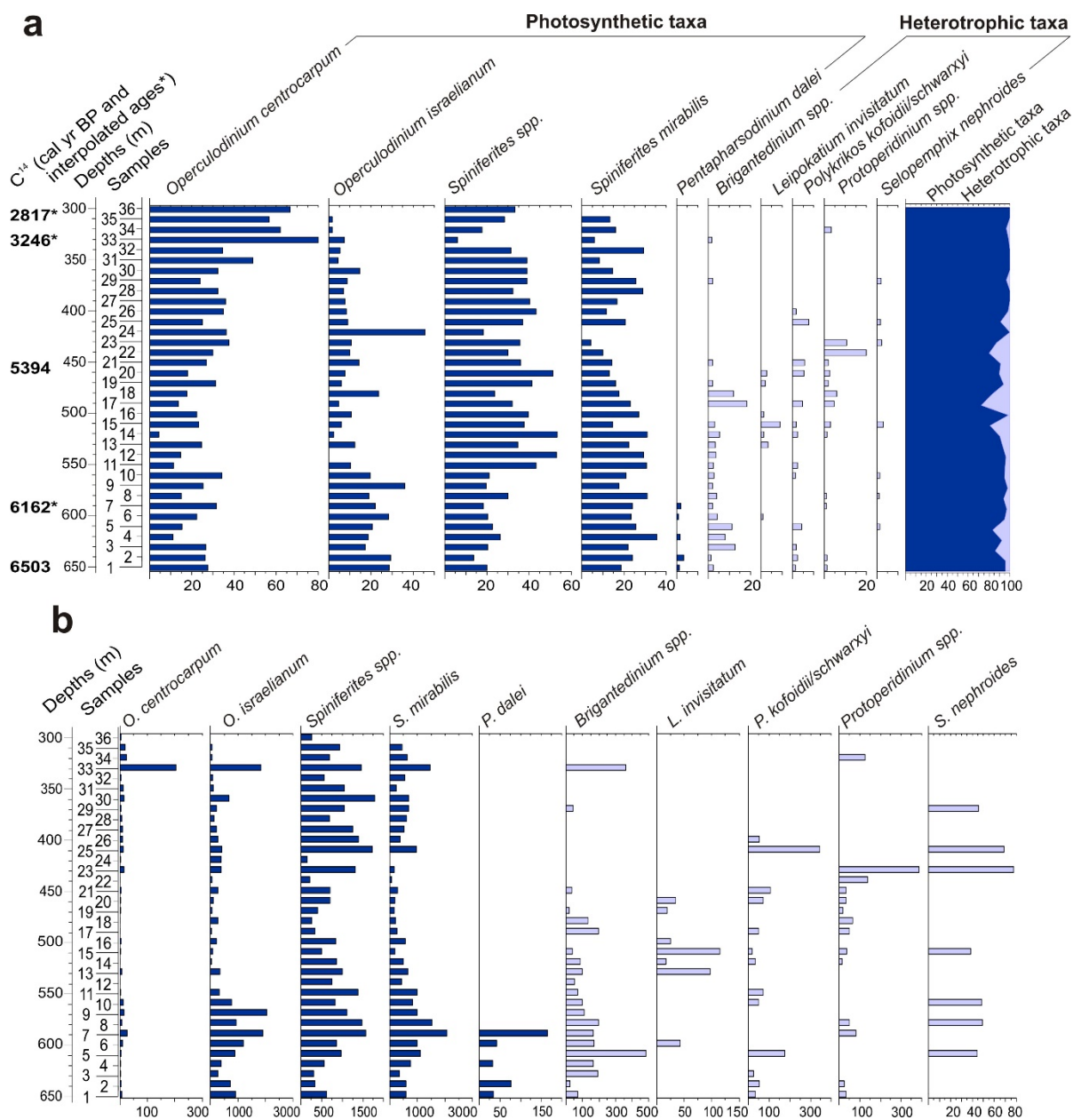


Figure 8: Relative abundance diagram of the dinoflagellate cysts taxa (a) and concentration diagram of the dinoflagellate cysts taxa (b) from the PCSC-4 core, south of Santa Catarina Island, southern Brazil.

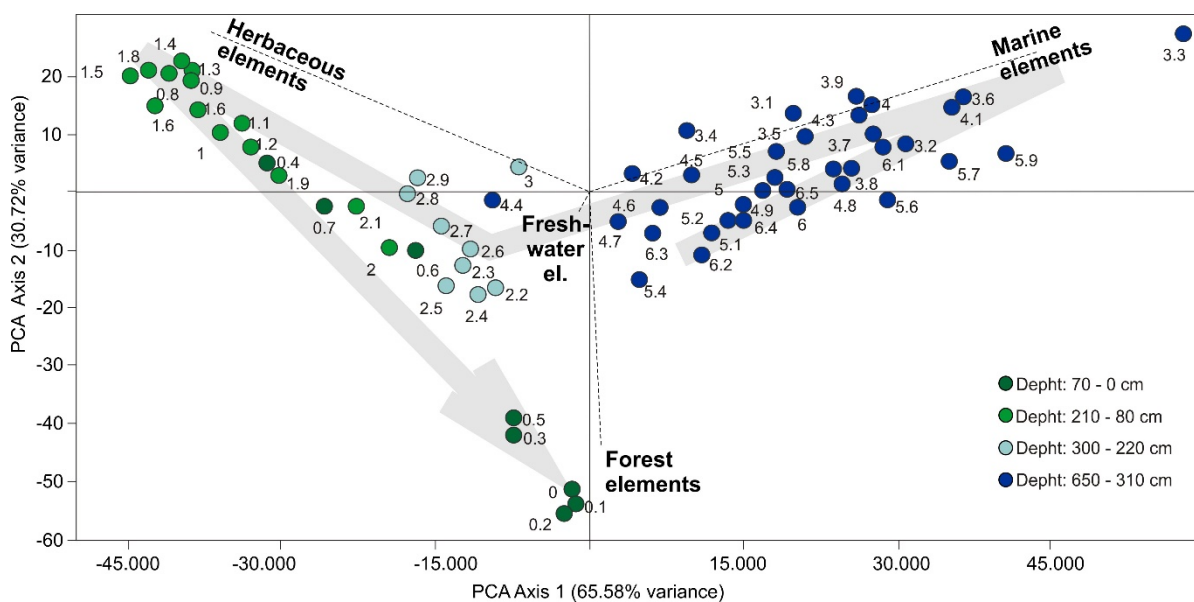


Figure 9: Biplot of the two main PCA axes with indication of palynomorph groups ordination. Numbers next to the circles indicate the depths of the samples (m).

5. DISCUSSION

The integration of palynological, granulometrical and isotopic analyses allows the distinction of four environmental phases in the PCSC-4 core (Figs. 3, 5). The succession of phases indicates an evolution from a coastal lagoon with high influence of marine waters followed by disconnection of the sea, passing to a drying and progressive sedimentation, which favored the development of a Restinga Forest (Fig. 10).

5.1. PHASE I: LAGOONAL STAGE (6503 CAL YR BP – 2817 YR BP)

The predominance of fine sand, silt and clay sediments, as well as the presence of preserved calcareous shells in living position, indicate deposition in a predominantly calm water body. High percentages of marine elements, including dinoflagellate cysts (8–78.3%), microforaminiferal linings (<8.2%), acritarchs (<17.5%) and *Cymatiosphaera* (<5.2%) are evidence of sea waters reaching the sampling site.

Microforaminiferal linings are abundant in estuarine marshes with variable salinity water influence (Batten, 1996). Species of the acritarch genus *Micrhystridium* are characteristic of shallow coastal water associations (Montenari and Leppig, 2003; Félix and Souza, 2012). The prasinophyte *Cymatiosphaera* on the other hand is known to be typically associated with marine water (Mudie et al., 2020).

The dinoflagellate cysts include photosynthetic (*Operculodinium centrocarpum*, *O. israelianum*, *Spiniferites* spp., *S. mirabilis*, *P. dalei*) and heterotrophic taxa (*Brigantedinium* spp., *Leipokatium invisitatum*, *Polykrikos kofoidii* *schwarzii*, *Protoperidinium* spp., *Selenopemphix nephoides*; Fig. 8). All the above-mentioned dinoflagellate cysts are commonly registered in the South Atlantic Ocean, as well as in coastal sites (Zonneveld et al., 2013). The dominance of heterotrophic taxa in the association suggests high nutrient inputs in the waters. The photosynthetic association is dominated by *Operculodinium centrocarpum* and *Spiniferites* spp. On a global scale, the species *Operculodinium centrocarpum* has a cosmopolitan distribution (e.g., Zonneveld et al., 2013). However, in the western South Atlantic, this species is typically present in the relatively warm waters of the Brazil Current (Gu et al., 2019). Throughout this phase, specimens of *Operculodinium israelianum* and *Spiniferites mirabilis* are registered, which are typical for warm, temperate waters (Zonneveld et al., 2013). The dinoflagellate cyst association therefore indicates that marine waters entering in the study site had their origin in the relatively warm saline Brazil Current waters.

Despite the fact that nowadays waters of the Brazil Coastal Current/Malvinas Current can seasonally reach the core position, we did not observe any evidence that this has been the case in phase I (Fig. 2). Species that are characteristically abundant in Malvinas Current and Brazilian Coastal Current waters, such as *Selenopemphix antarctica* and/or *Impagidinium variaseptum* were not observed in the studied material. The presence of a warm, temperate dinoflagellate cysts association, characteristic for high nutrient concentrations, implies that the lagoon waters were relatively warm and nutrient rich during this phase.

The presence of freshwater algae indicates freshwater influence despite the significant marine contribution. In addition, *Botryococcus* is a euryhaline freshwater algae that may have its photosynthetic activity inhibited, directly or indirectly, by the water salinity (Tyson, 1995). Therefore, the low concentrations of this freshwater algae during this phase might be caused by the presence of marine influence. The observed palynomorph association suggests that calm conditions and mixing of marine and freshwater prevailed typical for a lagoon environment.

Pollen grains (herbs, trees and shrubs) were transported and deposited in the lagoon in low concentrations (Fig. 6). The herbs taxa are mostly represented by

Poaceae, *Amaranthus*/Chenopodioideae, Apiaceae, Asteraceae subf. Asteroideae and Cyperaceae (Fig. 7). These herbs are better adapted to sandy soils and include many halophytes (Lorscheitter, 2003). This suggests that saline soil conditions prevailed in the margins of the lagoon.

In this phase, the pollen of the trees and shrubs taxa are mainly composed by *Alchornea*, Arecaceae, Myrtaceae and *Celtis*. These taxa are arboreal pioneering elements of the Atlantic Rainforest (Lorscheitter, 2003). The occurrence of these pioneering taxa suggests the development of the Atlantic Rainforest in the surrounding area, most likely in the hills around the lagoon (Fig. 10; Phase I). Indeterminate and regional pollen grains occur at higher concentrations at this and the subsequent phase II in comparison to the two upper phases. This can be explained by the input of pollen grains transported by streams and wind into the lagoon partly damaging some of the grains. The extraregional pollen grains that originated from the Andes (*Nothofagus* and *Alnus*), are expected to be transported by winds to the deposition site.

The combination of high $\delta^{13}\text{C}$ values (-19.1 to -12.2) and low C/N (13.9 – 16.4) ratios indicate mixtures of terrestrial and marine elements and show little variation throughout this phase (Figs. 3, 4). Low C/N ratios are attributed to the presence of nitrogen-enriched freshwater algae organic matter (Meyers, 1994; 1997; Wilson et al., 2005). Among terrestrial plants, higher $\delta^{13}\text{C}$ values indicate predominance of C_4 plants over C_3 plants. This can be explained by the deposition of herbs remnants from the borders of the lagoonal body. TOC values do not exceed 10.5%. Such low TOC values are typical of lagoonal and estuarine environment (Tyson, 1995; Lorente et al., 2014)

5.2. PHASE II: REGRESSIVE STAGE AND SEA DISCONNECTION (2817 YR BP – 1478 YR BP)

In this phase, predominance of fine sediments and the occurrence of freshwater algae and marine elements still indicates the presence of a calm brackish water body (Fig. 10; Phase II). However, the significant reduction of the marine indicators (e.g., microforaminiferal linings, acritarchs and *Cymatiosphaera*) and the disappearance of dinoflagellate cysts point out to a progressive reduction of sea water input into the water body. Towards the end of this phase (ca. 1478 yr BP) the lagoon was probably disconnected from the sea (Fig. 10; Phase II). This is supported by the observation of the increasing in abundance of *Botryococcus* towards the top of the phase, suggesting

that freshwater inputs into the lagoon progressively decreased its salinity transferring the lagoon into a freshwater lake. Previous studies suggest that an increase of *Botryococcus* concentration might be related to the a decrease of the water level in a lake (Tyson, 1995). It is therefore likely that in the course of the process of the closing of the lagoon and freshening waters, water table dropped consistently.

No significant changes were observed in the spore-pollen assemblage. However, the decrease of *Amaranthus*/Chenopodiaceae throughout this phase suggests a progressive desalination of the soil of the adjacent areas of the lagoonal body. The C/N ratios remain at low values of ca. 15% throughout this phase, indicating that freshwater algae are still major contributors to the total organic matter. The binary plot of $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ shows a trend towards lower $\delta^{13}\text{C}$ values likely related to the increase of freshwater phytoplankton input.

5.3. PHASE III: EARLY DEVELOPMENT OF THE RESTINGA FOREST (COASTAL PLAIN ATLANTIC RAINFOREST) (1478 YR BP – 524 YR BP)

The transition from Phase II to III is marked by a drastic decline of freshwater algae concentrations and the disappearance of *Botryococcus*, *Pseudoschizaea rubina* and *Zygnema*. This reduction suggests a reduced fresh-water input into the area. Moreover, marine elements are no longer recorded in this phase as a result of the disconnection with the sea that occurred in the previous phase.

The development of soils rich in organic matter at the site is evidenced by the increase of fungi. The abundance of fungal fragments is indicative of aerobic biodegradation of plant remains (Sebag et al., 2006). Additionally, the increase of the organic matter in the sediment and the high values of TOC (average of ca. 44 %) indicates the development of soils rich in organic matter during this phase.

High percentages of Poaceae and Cyperaceae taxa and $\delta^{13}\text{C}$ enrichment from the beginning of this phase up to 140 cm of depth can be observed in this phase (Figs. 3, 7). This suggests that the herbs that previously occupied the margins of the lagoon advanced and colonized the paleolagoon area and the environment of ongoing humid soil condition. The concentration values for trees and shrubs remain constant throughout this phase suggesting that input of arboreal pollen that were transported from adjacent areas covered by Atlantic Rainforest did not change (Fig. 10; Phase III).

Consequently, our observation of decreasing in the relative abundances of trees and shrubs with increasing herbs supports our previous suggestion of a significant increase in growth of herbs in the area of the palaeo-lagoon. The strong increase in the C/N ratios (Fig. 3) in this phase indicates an input of carbon-enriched material and suggests the increase of dense vegetation in the adjacent areas. The C/N ratios greater than 20 are originated from vascular land plants (Meyers, 1994) and $\delta^{13}\text{C}$ values around -25‰ indicate an influence of C_3 plants (Meyers, 1997). The binary plot of $\delta^{13}\text{C} \times \text{C/N}$ also shows that the organic matter was influenced by C_3 plants (Fig. 4). In the upper part of the section related to this phase, Poaceae and Cyperaceae (herbs) decrease their relative abundances whereas Myrtaceae and Arecaceae (trees and shrubs) increase, showing a succession from herbal to arboreal elements of the Restinga Forest. Bryophytes present a high percentage, being represented by *Phaeoceros* taxa that characteristically grow on wet soils (Menéndez 1962, Lorscheitter 1989).

5.4. PHASE IV: RESTINGA FOREST (COASTAL PLAIN ATLANTIC RAINFOREST) (524 YR BP – PRESENT)

This phase is characterised by a decrease in relative abundances of herbs in favour of trees and shrubs. This suggests that forests develop in the area of the palaeo-lagoon. The high relative abundances of arboreal taxa typical of the Atlantic Rainforest (Arecaceae, *Ilex* and Myrtaceae) marks the consolidation of this arboreal forest in the area during this phase. In addition, the increase of epiphytes, lianas and climbers (mainly Cucurbitaceae taxa) suggest the advance of arboreal components in the vegetational-succession of the forest as well (IBGE, 2012; Sevegnani and Schroeder, 2013).

Pteridophytes that are typically associated with the arboreal Restinga Forest (*Blechnum* and Polypodiaceae; Falkenberg, 1999) increase their concentration and supports the consolidation of the arboreal Restinga Forest in the region. The isotope data are in agreement with the pollen data, showing a depletion in the $\delta^{13}\text{C}$ values during this phase, reaching the lowest value in the uppermost sample (-29.6). These $\delta^{13}\text{C}$ values reveal the dominance of C_3 plants as source of the organic matter. In addition, the high TOC values and organic matter contents in the sediment (~40 and ~90%, respectively) reflects the decomposed material from the dense forest that occupies the area nowadays.

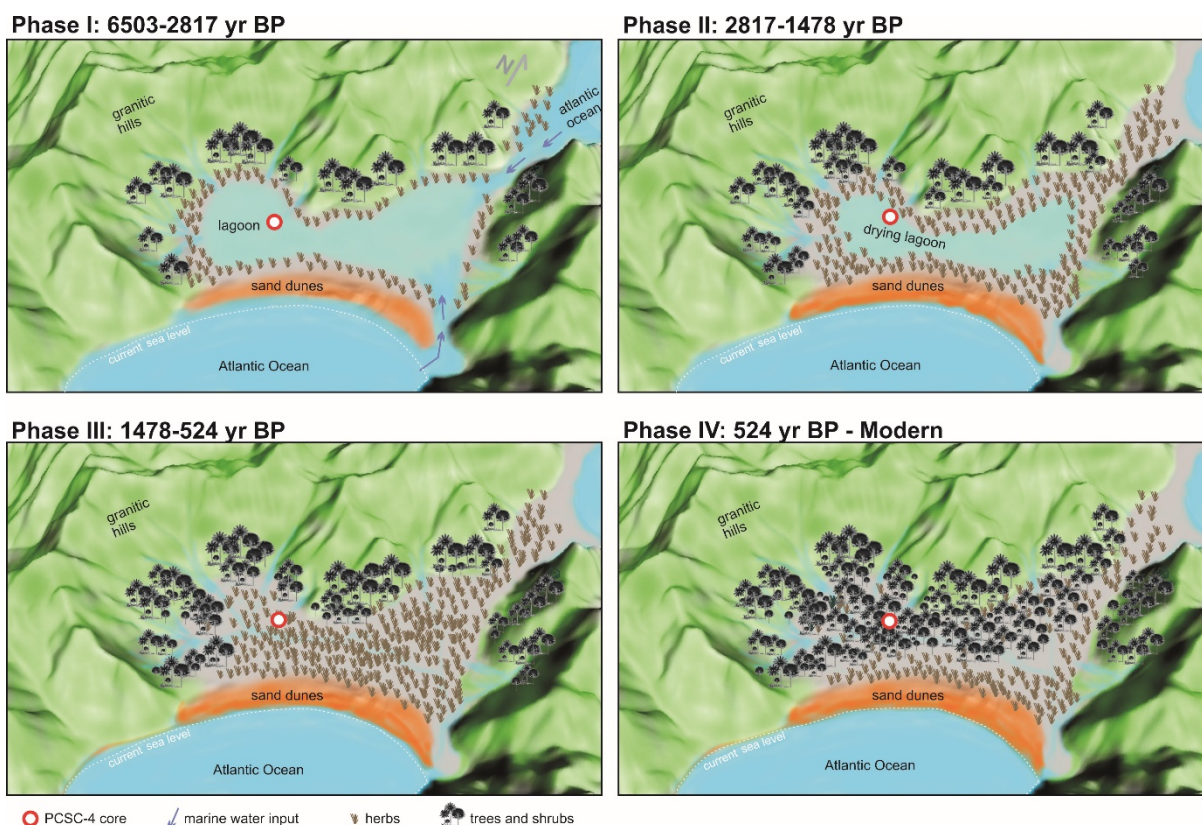


Figure 10: Schematic model of the environmental evolution of the southernmost portion of the south of Santa Catarina Island (Pântano do Sul), southern Brazil.

5.5. ENVIRONMENTAL EVOLUTION OF SOUTHERN BRAZIL COASTAL PLAIN AND REGIONAL IMPLICATIONS

The observed transition from a lagoonal environment at ca. 6500 cal. yr BP to the actual Restinga Forest, in the Pântano do Sul area, is interpreted to be directly related to sea level changes throughout the Holocene. In general, there is an observed sequence of decreasing marine water contribution that indicates that the relative sea level was higher than the current sea level in the first phase successively decreasing during the second phase. Because of the disconnection of the sea and the lagoonal body evidenced by the absence of marine elements in Phase III and Phase IV, we interpret that the sea level reached the current level at some point during one of these phases, most likely at Phase III. Previous studies on the Brazilian coastal plain suggested the existence of high-frequency oscillations in the relative sea level with two regressive phases during the Late Holocene (Suguio et al., 1985; Martin et al., 2003). The authors suggested that the sea level was slightly below its present elevation at ca. 4200-3700 and 2700-2100 yr BP. However, our findings show that the relative sea

level was above the current level at least until 2817 yr BP when the marine influence in the lagoon started to decrease. Therefore, we interpret that it is unlikely that the relative sea level was below the current elevation at ca. 2700-2100 yr BP. Additionally, other studies suggests a regular decline in the relative sea level without significant oscillations during the Late Holocene (Angulo et al., 1999; 2006; Ybert et al., 2003). In particular, Angulo et al. (2006) suggested that the highstand in the Holocene occurred between 5000 and 5800 yr BP without a distinct peak. Moreover, other palynological studies in the southern Brazil coastal plain in the Rio Grande do Sul (e.g., Cordeiro and Lorscheitter, 1994; Lorscheitter and Dillenburg, 1998; Meyer et al., 2005; Masetto and Lorscheitter, 2019) and Santa Catarina states (Behling and Negrelle, 2001; Amaral et al., 2012; Cancelli, 2012; Kuhn et al., 2017; Val-Peón et al., 2019; Guimarães, 2018, Cohen et al., 2020), also identified the marine influence ca. 6000-5000 yr BP at their sites and showed a similar sea-level dynamic. In addition, palynological studies of paleoenvironmental reconstitutions performed in the coastal areas of Uruguay and Argentina also indicated a highstand sea level between ca. 6000-5000 yr BP followed by a regressive event (e.g., Borel and Gómez, 2006; García-Rodríguez et al., 2010; Mourelle et al., 2015; Vilanova and Prieto, 2012).

In general, the environmental phase succession identified in this study is in agreement with previous paleoenvironmental studies developed on the southern Brazil coastal plain, in particular in the Santa Catarina sector (e.g., Amaral et al., 2012; Cancelli, 2012; Kuhn et al., 2017; Val-Peón et al., 2019; Guimarães, 2018). The majority of these studies indicate a succession of three phases from a lagoonal/estuarine environment (I) to a transitional/swampy regime (II) and an arboreal forest environment (III). However, in this contribution we were able to define the transition from an herbaceous Restinga (Phase III) to the arboreal Restinga Forest (Phase IV). Some of the above-mentioned studies indicate a maximum RSL ranging from ca. 5200 to 4500 yr BP (Fig. 11).

The distinct ages for the end of marine influence and the development of the Atlantic Rainforest described in the previous studies is probably related to the different distance and/or altitude of the depositional sites in relation to the current coastline and sea level. Localities nearer to the sea (e.g., Kuhn et al., 2017 and this study) were more affected by the sea level rise and show late development of the Atlantic Rainforest in comparison to those located further from the shoreline (e.g., Cancelli,

2012). This supports that the Restinga Forest development was mainly controlled by edaphic factors related to the regression of the sea and less sensitive to climate factors during the Holocene (Scheel-Ybert, 2000; Amaral et al., 2012; Melo Jr. and Boeger, 2015).

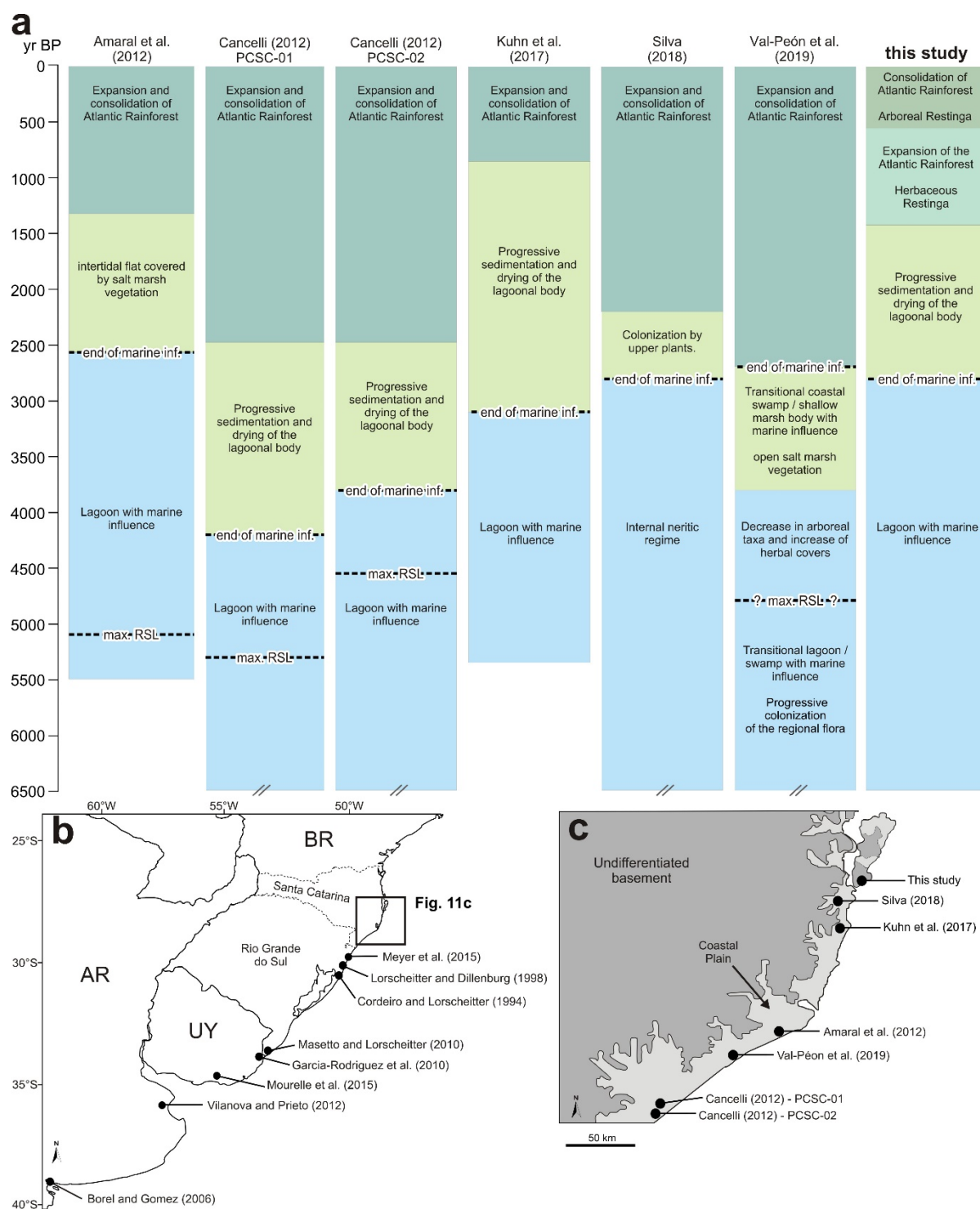


Figure 11: Palynological studies and their location. a) Summarized environmental changes of the palynological studies in similar settings of the Santa Catarina coastal plain. b) Sites from the Rio Grande do Sul State, Uruguay (UY) and Argentina (AR).

c) Sites from the Santa Catarina State (in fig. 11a). Max. RSL = Maximum relative sea level. Inf. = Influence. Cross bars at lower limits indicate that the core was older than 6500 yr BP.

6. CONCLUSIONS

This study enhances our knowledge of the evolution of southern Brazil coastal plain through information of geomorphological and vegetational changes during the Holocene. Palynological, stable isotopic and sedimentological analyses of the PCSC-4 allowed us to recognize four environmental phases from 6500 yr BP to close to modern days. Our main findings are listed below:

- 1) The southernmost Santa Catarina Island records an environmental succession with four phases namely: Phase I (lagoon with sea influence), Phase II (lagoon without sea influence), Phase III (early development of the Restinga Forest) and Phase IV (Restinga Forest);
- 2) The Atlantic Rainforest was already present in the Santa Catarina coastal plain at 6500 yr BP, however restricted to areas which were not affected by the maximum transgressive sea level in the Middle to Late Holocene;
- 3) The dinoflagellate cyst association suggests that marine waters entering the region had their origin in the relatively warm saline Brazil Current waters. Despite the fact that nowadays waters of the Brazil Coastal Current/Malvinas Current can seasonally reach the core position, we did not observe any evidence that this has been the case in phase I.
- 4) Relative sea level in the Santa Catarina coastal plain was probably above the current, at least until 2817 yr BP, which is evidenced by the disconnection of the paleolagoon and the sea at this age;
- 5) The development of the Restinga Forest is directly related to edaphic factors controlled by the sea level changes during the Holocene.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank Pedro H. Simas for fieldwork assistance and guidance at the study area, to Guilherme S. Hoerlle for fieldwork and writing assistance, and Beatriz Fontana for the English revision. This paper is part of the LAK PhD Thesis developed at the Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Funding: this work was supported by the CNPq-National Council for Scientific and Technological Development of Brazil (grant number 141324/2017) and CAPES-Brazilian Coordination of Higher Education Staff Improvement (grant number 88887.467306/2019-00).

REFERENCES

- Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., de Moraes Gonçalves, J.L., Sparovek, G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol. Zeitschrift* 22, 711–728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- Amaral, P.G.C., Fonseca, P.C.G., Sylvestre, F., Pessenda, L.C.R., 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *J. Quat. Sci.* 27, 181–191. <https://doi.org/10.1002/jqs.1531>
- Angulo, R., Lessa, G., Souza, M., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R., 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Mar. Geol.* 159, 323–339. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00204-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00204-7)
- Batten, D.J., 1996. Palynofacies, in: Jansonius, J., McGregor, D.J. (Ed.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, pp. 1011–1084.
- Bauermann, S.G., Behling, H., Macedo, R.B., 2009. Biomas regionais e evolução da paisagem no Rio Grande do Sul com base em paleopalinologia, in: Ribeiro, A.M., Bauermann, S.G., Scherer, C.S. (Eds.), *Quaternário Do Rio Grande Do Sul: Integrando Conhecimentos*. SBP, Porto Alegre, pp. 81–93.
- Behling, H., Negrelle, R.R.B., 2001. Tropical Rain Forest and Climate Dynamics of the Atlantic Lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quat. Res.* 56, 383–389. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2264>
- Borel, C.M., Gómez, E.A., 2006. Palynology from the Holocene of Canal del Medio, Bahía Blanca estuary, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 43, 399–412.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change inferred from palynological data in the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44, 161–171.
- Cancelli, R.R., 2012. Evolução paleoambiental da Planície Costeira sul catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cancelli, R.R., Souza, P.A., Neves, P.C.P., 2012. Grãos de pólen de angiospermas do Holoceno (7908±30 anos AP-atual) da Planície Costeira sul-catarinense, Brasil. *Acta Bot. Brasilica* 26, 866–885. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062012000400016>
- Candel, M.S., Borromei, A.M., 2016. Review of the palaeoenvironmental reconstruction of Late Quaternary marine sequences, Tierra del Fuego (Argentina). *Publicación Electrónica la Asoc. Paleontológica Argentina*. <https://doi.org/10.5710/PEAPA.16.08.2016.112>
- Carr, A.S., Boom, A., Chase, B.M., Meadows, M.E., Grimes, H.L., 2015. Holocene sea level and environmental change on the west coast of South Africa: evidence from plant

- biomarkers, stable isotopes and pollen. *J. Paleolimnol.* 53, 415–432. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9833-7>
- Caruso Jr, F., 1993. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina: texto explicativo e mapa. *Notas Técnicas* 6, 1–28.
- Chemello, R., Silenzi, S., 2011. Vermetid reefs in the Mediterranean Sea as archives of sea-level and surface temperature changes. *Chem. Ecol.* 27, 121–127. <https://doi.org/10.1080/02757540.2011.554405>
- Cohen, M.C.L., Rodrigues, E., Rocha, D.O.S., Freitas, J., Fontes, N.A., Pessenda, L.C.R., de Souza, A. V., Gomes, V.L.P., França, M.C., Bonotto, D.M., Bendassolli, J.A., 2020. Southward migration of the austral limit of mangroves in South America. *Catena* 195, 104–775. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104775>
- Collinvaux, P., De Oliveira, P.E. and Moreno, J.E., 2003. Amazon Pollen Manual and Atlas: Manual e Atlas Palinológico da Amazônia. Harwood, Amsterdam.
- Cordeiro, S.H., Lorscheitter, M.L., 1994. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Paleolimnology* 10, 35–42.
- Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., Barboza, E.G., Clerot, L.C.P., Da Silva, D.B., 2006. Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *J. Coast. Res. Special Is*, 132–135.
- Faegri Knut, I.J., 1989. Textbook of pollen analysis, fourth. ed. Wiley, Chichester.
- Falkenberg, D.B., 1999. Aspectos da flora e da vegetação secundária da restinga de Santa Catarina, sul do Brasil. *Insul. Rev. Botânica* 28, 1–30.
- Félix, C.M., Souza, P.A. de, 2012. Acritarcos (Grupo Acritarcha Evitt 1963): conceitos gerais, aplicações e importância na análise estratigráfica do intervalo Pennsylvaniano e Permiano da Bacia do Paraná. *Rev. do Inst. Geológico* 33, 71–88. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.20120005>
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Res.* 27, 3–26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- França, M.C., Pessenda, L.C.R., Cohen, M.C.L., de Azevedo, A.Q., Fontes, N.A., Silva, F.B., de Melo, J.C.F., Piccolo, M. de C., Bendassolli, J.A., Macario, K., 2019. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *The Holocene* 29, 445–456. <https://doi.org/10.1177/0959683618816438>
- García-Rodríguez, F., Stutz, S., Inda, H., del Puerto, L., Bracco, R., Panario, D., 2010. A multiproxy approach to inferring Holocene paleobotanical changes linked to sea-level variation, paleosalinity levels, and shallow lake alternative states in Negra Lagoon, SE Uruguay. *Hydrobiologia* 646, 5–20. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0184-0>
- Grimm, E.C., 2011. Tilia 1.7.16 (version 1.7.16). Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Gu, F., Chiessi, C.M., Zonneveld, K.A.F., Behling, H., 2019. Shifts of the Brazil-Falklands/Malvinas Confluence in the western South Atlantic during the latest

- Pleistocene–Holocene inferred from dinoflagellate cysts. *Palynology* 43, 483–493. <https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1470116>
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T and Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4, 9.
- Herrera, L.F., Urrego, L.E., 1996. Atlas de polen de plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana. Tropenbos, Bogotá.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H., 2013. Shcal13 southern hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP 55, 1889–1903. https://doi.org/https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16783
- Hooghiemstra, H., 1984. Vegetational and climatic history of the high plain of Bogotá, Colombia. J. Cramer, Vaduz.
- Horn Filho, N.O., 2006. Granulometria das praias arenosas da Ilha de Santa Catarina, SC. *Gravel* 4, 1–21.
- IBGE, 2012. Manual Técnico da Vegetação Brasileira, 2nd ed. Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro.
- JPL MUR MEaSURES Project. 2015. GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis. Ver. 4.1. PO. DAAC, CA, USA. <https://doi.org/10.5067/GHGMR-4FJ04> (accessed on 4.28.21).
- Kuhn, L.A., Souza, P.A., Cancelli, R.R., Silva, W.G., Macedo, R.B., 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: Palynological data from a holocene core in Santa Catarina State. *An. Acad. Bras. Cienc.* 89, 2581–2595. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720160895>
- Leroy, S.A.G., Kakroodi, A.A., Kroonenberg, S., Lahijani, H.K., Alimohammadian, H., Nigarov, A., 2013. Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate. *Quat. Sci. Rev.* 70, 28–47. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.03.004>
- Lorente, F.L., Pessenda, L.C.R., Oboh-Ikuenobe, F., Buso Jr., A.A., Cohen, M.C.L., Meyer, K.E.B., Giannini, P.C.F., de Oliveira, P.E., Rossetti, D. de F., Borotti Filho, M.A., França, M.C., de Castro, D.F., Bendassolli, J.A., Macario, K., 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 69–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.004>
- Lorscheitter, M., 2003. Contribution to the Holocene history of Atlantic rain forest in the Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *Rev. del Mus. Argentino Ciencias Nat. nueva Ser.* 5, 261–271.
- Lorscheitter, M.L., 1989. Palinologia de sedimentos quaternários do testemunho T15, Cone do Rio Grande, Atlântico Sul, Brasil. *Descrições taxonômicas – parte II. Pesquisas* 22, 89–127.
- Lorscheitter, M.L., Ashraf, A.R., Bueno, R.M. and Mosbrugger, V., 1998. Pteridophyte spores of Rio Grande do Sul flora, Brazil. Part I. *Palaeontographica* 246, 1–113.

- Lorscheitter, M.L., Dillenburg, S., 1998. Holocene palaeoenvironments of the northern 5 coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments. *Quat. South Am. Antarct. Penins.* 11, 73–97.
- Macedo, R.B., De Souza, P.A., Bauermann, S.G., 2009. Catálogo de pólenes, esporos e demais palinófitos em sedimentos holocênicos de Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia - Ser. Bot.* 64, 43–78.
- Magnago, L.F.S., Martins, S.V., Schaefer, C.E.G.R., Neri, A.V., 2010. Gradiente fitofisionômico-edáfico em formações florestais de Restinga no sudeste do Brasil. *Acta Bot. Brasilica* 24, 734–746. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062010000300017>
- Martin, L., Dominguez, J.M., Bittencourt, A.C., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *J. Coast. Res.* 101–124.
- Martin, L., Suguío, K., Flexor, J.M., 1986. Relative sea-level reconstruction during the last 7,000 years along the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains: additional information derived from shell middens. *Quat. South Am. Antarct. Penins.* 4, 219–236.
- Masetto, E., Lorscheitter, M.L., 2019. Vegetation dynamics during the last 7500 years on the extreme southern Brazilian coastal plain. *Quat. Int.* 524, 48–56. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.009>
- Melo Júnior, J.C.F., Boeger, M.R.T., 2015. Riqueza, estrutura e interações edáficas em um gradiente de restinga do Parque Estadual do Acaraí, Estado de Santa Catarina, Brasil. *Hoehnea* 42, 207–232. <https://doi.org/10.1590/2236-8906-40/2014>
- Menéndez, G.G.H., 1962. Estudio de las Anthocerotales y Marchantiales de la Argentina. Universidad Nacional de Tucumán.
- Meyer, K.E.B., Mendonça Filho, J.G., Ashraf, A.R. Souza, P.A., Reichhart, K., 2005. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. *Rev. Bras. Paleontol.* 8, 57–72. <https://doi.org/10.4072/rbp.2005.1.05>
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.* 114, 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27, 213–250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1)
- MMA/SBF. Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2010. Mata Atlântica: patrimônio nacional dos brasileiros, 2nd ed. MMA, Brasília.
- Montenari, M., Leppig, U., 2003. The Acritarcha: their classification morphology, ultrastructure and palaeoecological/palaeogeographical distribution. *Paläontologische Zeitschrift* 77, 173–194.
- Mourelle, D., Macedo, R., Prieto, A., 2018. 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. *Publicación Electrónica la Asoc. Paleontológica Argentina* 18, 156–170. <https://doi.org/10.5710/PEAPA.28.05.2018.258>

- Mourelle, D., Prieto, A.R., Pérez, L., García-Rodríguez, F., Borel, C.M., 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 421, 75–88. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.006>
- Mudie, P.J., Yanko-Hombach, V. V., Mudryk, I., 2020. Palynomorphs in surface sediments of the North-Western Black Sea as indicators of environmental conditions. *Quat. Int.* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.05.014>
- Neves, P.C.P., Lorscheitter, M.L., 1992. Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul, Brasil. *Descrições taxonômicas, parte I: fungos, algas, briófitos, pteridófitos, palinómorfos outros e fragmentos de invertebrados. Acta Geol. Leopold.* 15, 83–114.
- Newton, A., Harff, J., You, Z.-J., Zhang, H., Wolanski, E., 2016. Sustainability of future coasts and estuaries: A synthesis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 183, 271–274. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.11.017>
- Nimer, E., 1990. Clima, in: *Geografia Do Brasil. Região Sul.* IBGE, Rio de Janeiro, pp. 151–187.
- Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.* 26, 1–73. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8)
- Piola, A. R., Matano, R.P., 2019. Ocean currents: Atlantic Western Boundary— Brazil Current/Falkland (Malvinas) Current, in: Cochran, J. K., Bokuniewicz, H. J., Yager, P.L. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences.* Academic Press, Amsterdam, pp. 414–420. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10541-X>
- Piola, A.R., 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>
- Piola, A.R., Campos, E.J.D., Möller, O.O., Charo, M., Martinez, C., 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res. Ocean.* 105, 6565–6578. <https://doi.org/10.1029/1999JC000300>
- Piola, A.R., Matano, R.P., 2001. Brazil and Falklands (Malvinas) Currents, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences.* Elsevier, pp. 340–349. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0358>
- Ramesh, R., Chen, Z., Cummins, V., Day, J., D'Elia, C., Dennison, B., Forbes, D.L., Glaeser, B., Glaser, M., Glavovic, B., Kremer, H., Lange, M., Larsen, J.N., Le Tissier, M., Newton, A., Pelling, M., Purvaja, R., Wolanski, E., 2015. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone: Past, present & future. *Anthropocene* 12, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2016.01.005>
- Scheel-Ybert, R., 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 110, 111–138. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(00\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(00)00004-X)
- Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E., 2006. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth-Science Rev.* 79, 241–259. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.07.005>

- Sevegnani, L., Schroeder, E., 2013. Biodiversidade catarinense: características, potencialidades, ameaças. Edifurb, Blumenau.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sediment. Res.* 24, 151–158.
- Silva, W.G., 2018. Paleoambientes da porção central da Planície Costeira Catarinense (Praia Da Pinheira, Brasil) durante o Holoceno. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silveira, I.C.A. da, Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S. De, Ikeda, Y., 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.* 48, 171–183. <https://doi.org/10.1590/S1413-77392000000200008>
- Šmilauer, P., Lepš, J., 2014. Multivariate analysis of ecological data using CANOCO 5, 2nd ed. Cambridge university press, New York.
- Souza, R.B., Robinson, I.S., 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Cont. Shelf Res.* 24, 241–262. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.10.001>
- Stockmarr J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores* 13, 615–621.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2021. CALIB 8.2 [WWW Document]. <http://calib.org> (accessed 4.28.21).
- Suguió, K., Martín, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.-M., Azevedo, A.E.G. de, 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geociências* 15, 273–286. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985273286>
- Toniolo, T. de F., Giannini, P.C.F., Angulo, R.J., de Souza, M.C., Pessenda, L.C.R., Spotorno-Oliveira, P., 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Mar. Geol.* 428, 106281. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106281>
- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Chapman and Hall, London.
- UNESCO (2010) Rede Mundial de Reservas da Biosfera: lugares de desarrollo sostenible. Organização das Nações Unidas para a Educação, Ciência e Cultura, Paris.
- Val-Peón, C., Cancelli, R.R., Santos, L., Soares, A.L.R., 2019. Prehistoric occupation and palaeoenvironmental changes along Santa Catarina's Coastal Plain, Brazil: An integrated approach based on palynological data. *J. Archaeol. Sci. Reports* 23, 983–992. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.11.017>
- Van Soelen, E.E., Lammertsma, E.I., Cremer, H., Donders, T.H., Sangiorgi, F., Brooks, G.R., Larson, R.A., Sinninghe Damsté, J.S., Wagner-Cremer, F., Reichart, G.J., 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa Bay: Integrated reconstruction using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and diatoms. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 86, 216–224. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.11.010>
- Vilanova, I., Prieto, A.R., 2012. Historia de la Vegetación de Las Llanuras Costeras de la Bahía Samborombón (~35,5°s), Argentina, Desde 7800 14 C Años. *Ameghiniana* 49, 303–318. [https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i3\(499\)](https://doi.org/10.5710/AMGH.v49i3(499))

- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J., Gonzalez, S., Huddart, D., 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 64, 685–698. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.04.003>
- Ybert, J.-P., Bissa, W.M., Catharino, E.L.M., Kutner, M., 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 189, 11–24. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00590-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00590-4)
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E., Soler, V., 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean–Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology* 196, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.020>
- Zonneveld, K.A.F., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimtarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kieft, J.-F., Kim, S.-Y., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.-L., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young, M., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 191, 1–197. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003>
- Zonneveld, K.A.F., Pospelova, V., 2015. A determination key for modern dinoflagellate cysts. *Palynology* 39, 387–409. <https://doi.org/10.1080/01916122.2014.990115>

CAPÍTULO 3 – ARTIGO II

*The effect of different processing methods on dinoflagellate cysts recovery:
implications for paleoenvironmental reconstructions*

RESEARCH PAPER**To: Review of Paleobotany and Palynology****The effect of different processing methods on dinoflagellate cysts recovery: implications for paleoenvironmental reconstructions**Lidia A. Kuhn^a, Karin A.F. Zonneveld^b, Gerard J.M. Versteegh^c, Paulo A. Souza^a^a Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul^b MARUM - Center for Marine Environmental Sciences and Faculty of Geosciences, University of Bremen, Leobener Str. 8, 28359 Bremen, Germany^c Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 27570, Germany**Corresponding author:**

Lidia Aumond Kuhn

Av. Bento Gonçalves, 9500,

CEP 91540-000,

Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil.

lidiaak.lak@gmail.com;

55 (51) 3308-7386

ABSTRACT

Dinoflagellate cysts, pollen and spores are important for reconstructing marine environments. Cysts of some dinoflagellate species are sensitive to harsh chemical treatments that are standardly used to obtain better identification of spore-pollen associations, such as acetolysis, KOH and warm HF. This sensitivity is primarily investigated through laboratory experiments. So far, no information is present about which species are affected and to what particular rate along a downcore study and how this influences environmental reconstructions. We present and compare the results from palynological analyses of duplicate samples from a Holocene near-shore sediment core, processed with and without harsh chemical treatment. Despite that dinoflagellate cysts were recovered from both processing methods, we show that harsh treatment drastically reduces the cyst concentration by 86% on average. *Operculodinium centrocarpum* and *Spiniferites* spp. showed the highest recovery rates with averages of 34% and 15%, respectively. *Spiniferites mirabilis* and *Operculodinium israelianum* showed low recovery rates of 8% and 3%, respectively. Heterotrophic taxa and *Pentapharsodinium dalei* are almost totally degraded. As a result of this selective degradation, interpretations based on samples processed with harsh chemical treatments may lead to misinterpretations of environmental conditions based on dinoflagellate assemblages. However, even the low recovery rates of cysts can be useful to identify marine water contribution.

Keywords: Dinoflagellate cysts; palynological preparation; Selective recovery; Transitional environments; Quaternary

1. INTRODUCTION

Dinoflagellate cysts are an important group of organic-walled microfossils applied for Quaternary paleoceanography, paleoclimatology, and paleoecology analyses. They are mainly recorded from marine sediments and are abundant and diverse in coastal and estuarine waters (Matthiessen et al., 2005; De Vernal et al., 2013; Pospelova and Kim, 2010). Dinoflagellate cysts are excellent for reconstructing sea-surface conditions since they are controlled by water temperature, salinity, primary productivity, and eutrophication (e.g., Dale, 1996; Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013). Furthermore, associations of dinoflagellate cysts and continental palynomorphs (e.g., pollen grains and spores) are commonly used to reconstruct environmental changes in coastal areas (e.g., Van Soelen et al., 2010; Poliakova et al., 2017a; Li et al., 2017).

Although they are abundant in marine sediments, species can be selectively affected in natural environments by aerobic and anaerobic degradation (Zonneveld et al., 1997, 2001, 2008, 2019; Versteegh and Zonneveld, 2002). Laboratory studies have shown that some dinoflagellate cyst species are selectively destroyed during preparation when harsh chemical treatments, such as acetolysis and warm HF and HCl are used, or when they are exposed to long periods in acids and KOH (e.g., Dale, 1976; Reid, 1977; Marret, 1993; Hopkins, 2002; Riding and Kyffing-Hughes, 2004, 2006; Mertens et al., 2009, 2012). Despite this current knowledge, there is, until now, extremely limited information about which species are affected and to what particular rate since the effect of acetolysis was only studied in laboratory experiments for only a handful of species (e.g., Dale, 1976; Marret, 1993; Turon, 1984). Furthermore, no information is available to date, about how harsh chemical treatments might change a downcore association and how this would affect the paleoenvironmental interpretation.

Harsh chemical treatments are widely used for the standard preparation of palynological samples of recent sediments aiming to retrieve spore-pollen associations, with no specific care for other organic-walled groups. The choice of using the harsh chemicals is particularly critical in palynological studies of sediment cores that contain both terrestrial and marine elements. Consequently, when the recovery of dinoflagellate cysts is prioritized, the use of acetolysis is generally avoided (e.g., Borromei and Quattrocchio, 2007; Candel et al., 2009; Richards et al., 2014; Poliakova

et al., 2017b; Mourelle et al., 2018; García-Moreiras et al., 2019; Silva and Souza, 2019). In case of prioritization of the pollen/spore signal, the facilitation of the identification of pollen and spores by using harsh chemical treatment is preferred (e.g., Shumilovskikh et al., 2012; Trog et al., 2013; Farooqui et al., 2014; Misra and Bhattacharyya, 2014; Pandey et al., 2014; Barreto et al., 2015; Schneider et al., 2016; McGann, 2015; Kuhn et al., 2017; Val-Peón et al., 2019). Mild treatment bears a lower risk of biasing the assemblage relative to harsh treatment. However, the mild treatment fails to remove excess organic debris so that pollen and spores become much less abundant and more difficult to detect. As a result, there is a risk of obtaining biased spore-pollen quantities and associations. Upon harsh treatment, only dinoflagellate cysts resistant to chemical treatment can be considered for paleoenvironmental reconstruction. So far, only very few studies have taken the effort to analyze core sediments with both processing methods, such as Gu et al. (2017, 2018) and Kuhn et al. (subm.).

In this paper, we contribute to this discussion by showing the effects of harsh chemical treatments on the downcore dinoflagellate cysts assemblages recovered from a Holocene 650-cm-long sediment core retrieved from the coastal plain of south Brazil. For this purpose, we treated samples from different core-depths using two standard palynological preparation techniques that avoid or include an acetolysis preparation step. We discuss the reaction of individual species on this treatment, as well as the effect on the paleoenvironmental interpretations.

2. MATERIALS AND METHODS

The samples selected for this study were late Quaternary sediment samples collected from the PCSC-4 650-cm-long sediment core retrieved from the southern Santa Catarina Island, southern-Brazilian coastal plain. The core was drilled using a Russian Peat Borer on a peat deposit at Pântano do Sul beach (27°46'36.49''S; 48°31'45.96''W; Fig. 1). The core is located approximately 1 km from the current coastline and the sampling site is currently within the Atlantic Rainforest. The Santa Catarina Island comprises a series of geomorphological features and sedimentary systems. The formation of the latter deposits is associated with the transgressive and regressive events of the relative sea level that occurred during the Quaternary (Caruso Jr, 1993; Horn Filho, 2003; Hesp et al., 2009). Only samples containing dinoflagellate

cysts were selected for the present analysis, related to 35 stratigraphic levels within the interval of 650 - 310 cm depth.

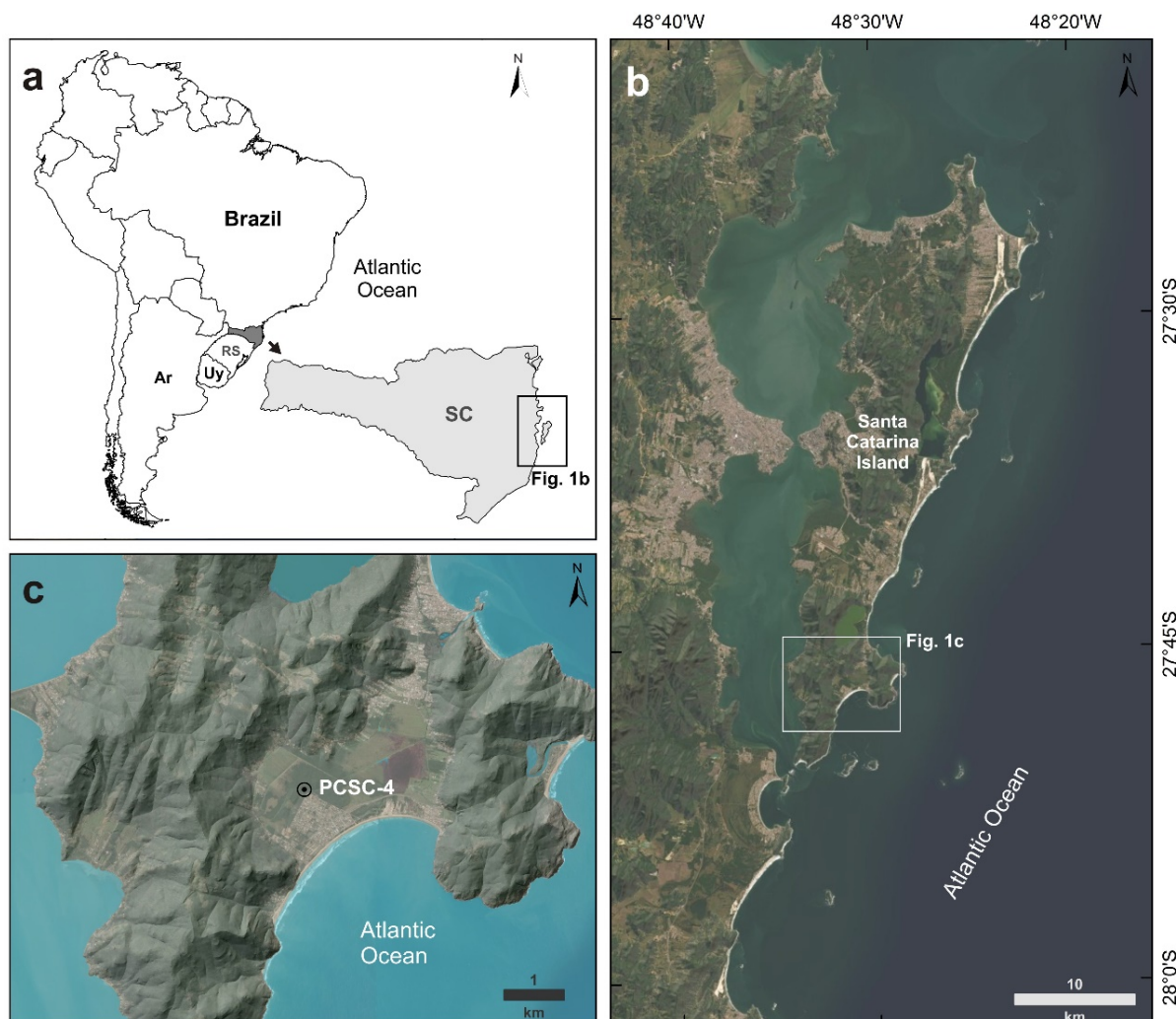


Figure 1: Location of the study area. a) Location of the Santa Catarina Island in southern Brazil (SC: Santa Catarina state; RS: Rio Grande do Sul state; Uy: Uruguay; Ar: Argentina). b) Santa Catarina Island and location of the Pântano do Sul beach. c) PCSC-4 core location in the Pântano do Sul beach.

2.1. PALYNOLOGICAL PROCESSING

Thirty-five levels with 10 cm spacing between them (650-290 cm depth) were analyzed. One sample of 3 cm³ from each level was processed using typical pollen recovery method (PRM). Another sample with the same volume was processed following typical dinoflagellate cysts recovery method (DCRM). A single *Lycopodium clavatum* L. spore tablet (18.584 ± 371 spores) was added to each sample in both preparation methods for concentration calculations (Stockmarr, 1971).

The PRM followed standard preparation techniques for palynological analyses (Faegri and Iversen, 1989). Sample processing was performed in 50 mL polypropylene centrifuge tubes. Hydrofluoric acid (HF 40%; 10 ml) was added for the removal of siliciclastic component of the samples. The residue was left to settle for 8 h (room temperature) and then immersed for 4 min in a 60°C water bath. The residues were concentrated by centrifugation at 2,500 rpm for 6 min. Hydrochloric acid (HCl 10%; 10 ml) was used for the removal of carbonate and the residues were heated by immersion for 4 min in a 60°C water bath. Samples were centrifuged. Potassium hydroxide (KOH 10%; 10 ml) was used for removal of humic acids and samples were heated by immersion for 4 min in a 60°C water bath. Samples were rinsed with distilled water after each of the acid treatments above mentioned. The samples were dehydrated using acetic acid (CH₃COOH) for 4 min and centrifuged. To conclude, samples were submitted to acetolysis that consist of 9 parts of acetic anhydride (C₄H₆O₃) to 1 part of sulfuric acid (H₂SO₄) and heated for 4 min in a boiling water bath. To concentrate the material, samples were sieved using a <250 µm sieve; ZnCl₂ was used for heavy liquid separation checking the residues to be sure that no material was lost in the separation. Slides were prepared using two drops of the final residue, mounted with Entellan.

For the DCRM samples, processing was performed in 50 mL polypropylene tubes. Dry sediments were weighed and treated with HCl (10% at room temperature) in order to remove carbonates. The residue was left to settle overnight, and distilled water was used for rinsing until pH reached neutral values. Decantation was carried with a minimum interval of 7 h. Subsequently, samples were treated with HF (40% at room temperature), agitated for 2 h, and then settled for 48 h. Distilled water was used for rinsing until pH reached neutral values and decantation was carried with a minimum interval of 7 h. The samples were sieved over a 20 mm precision stainless steel sieve. Each residue was subjected to ultrasonication, centrifuged (6 min at 2500 rpm) and concentrated to either 0.5 ml or 1 ml. Slides were prepared using homogenized sample residue with an Eppendorf pipette having a 1 ml scale interval, and then the material was embedded in glycerine jelly and insulated from air by paraffin wax.

Dinoflagellate cysts in the PRM samples were counted until reaching a minimum of 300 pollen grains monitored by saturation curves, with *L. clavatum* spores counted in parallel. Dinoflagellate cysts in the DCRM samples were counted until reaching their saturation curves and *L. clavatum* spores were counted in parallel.

The relative abundances (i.e. percentages) of each taxon are indicated as a percentage of the total dinoflagellate sum. Concentrations (dinoflagellate cysts per cm³) were calculated using the *L. clavatum* spores as reference values.

3. RESULTS

The dinoflagellate cyst assemblages recovered from the different processing methods showed disparities both in the diversity of taxa and total abundances (Table 1). Six dinoflagellate cysts taxa were identified in the PRM samples: *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium israelianum*, *Spiniferites* spp., *Spiniferites mirabilis*, *Brigantedinium* spp., *Leipokatium invisitatum*. These taxa were also retrieved from the DCRM samples, as well as five other species not recorded using the PRM method: *Pentapharsodinium dalei*, *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Protoperidinium* spp., *Selenopemphix nephroides* (Table 1).

Species name	Pollen recovery method (PRM)	Dinoflagellate recovery method (DCRM)
<i>Operculodinium centrocarpum</i> sensu Wall and Dale (1966)	x	x
<i>Operculodinium israelianum</i> (Rossignol 1962) Wall 1967	x	x
<i>Spiniferites</i> spp.	x	x
<i>Spiniferices mirabilis</i> (Rossignol 1964) Sarjeant 1970	x	x
Cyst of <i>Pentapharsodinium dalei</i> Indelicato et Loeblich III 1986		x
<i>Brigantedinium</i> spp.	x	x
<i>Leipokatium invisitatum</i> Bradford 1975	x	x
<i>Polykrikos kofoidii</i> Chatton 1914		x
<i>Polykrikos schwartzii</i> Bütschli 1873		x
<i>Protoperidinium</i> spp.		x
<i>Selenopemphix nephroides</i> Benedek 1972: emend. Bujak in Bujak et al., 1980: emend. Benedek and Sarjeant 1981		x

Table 1: Species list of dinoflagellate cysts recovered from PRM and DCRM processing methods.

On average, the total dinoflagellate cysts concentration was eighteen times higher in the DCRM compared to PRM samples (Fig. 2). The decrease in dinoflagellate

cysts recovered in the PRM samples varied from 38 to 100% with an average reduction of 86%. In other words, an average of only 14% of the dinoflagellate cysts were recovered after harsh chemical treatments. Among individual species, *O. centrocarpum* showed the highest recovery rate (PRM concentration / DCRM concentration * 100) of ~34%, followed by *Spiniferites* spp. with ~15%. The *Spiniferites mirabilis* and the *Operculodinium israelianum* showed low recovery rates of ~8 and 3%, respectively. *Pentapharsodinium dalei*, *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Protoperidinium* spp., and *Selenopemphix nephroides* were not recovered in the PRM.

In terms of relative abundances, there was a decrease in *O. israelianum*, *S. mirabilis*, *Brigantedinium* spp. and *Leipokatium invisitatum* in the PRM samples in relation to the DCRM samples. On the other hand, *O. centrocarpum* showed higher percentages in the PRM than in the DCRM (Fig. 3). The *Spiniferites* spp. showed a mixed behavior, decreasing in approximately half of the samples.

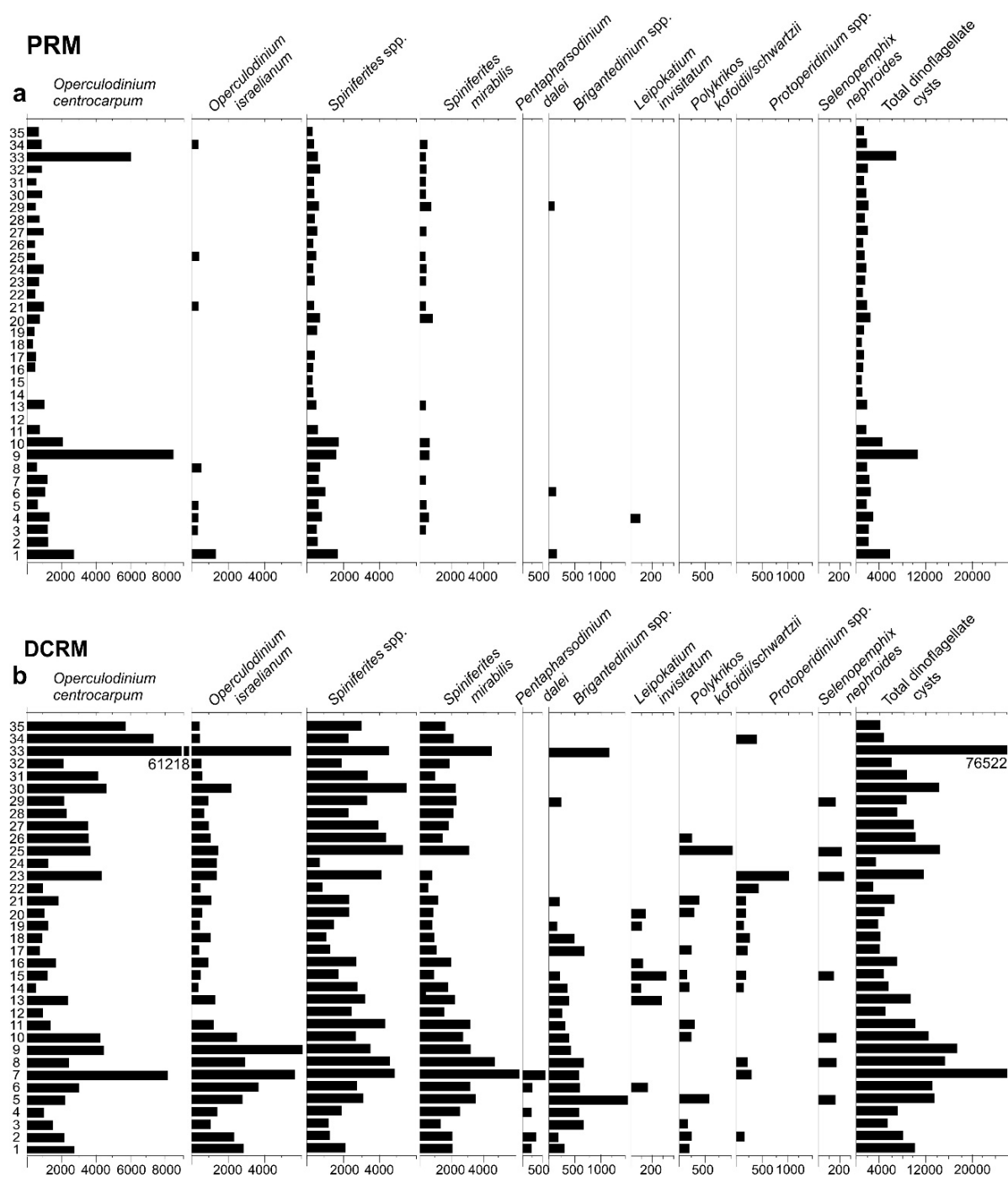


Figure 2: Concentration diagram (cysts per cm³) of the dinoflagellate cyst species through the core. a) PRM assemblages; b) DCRM assemblages.

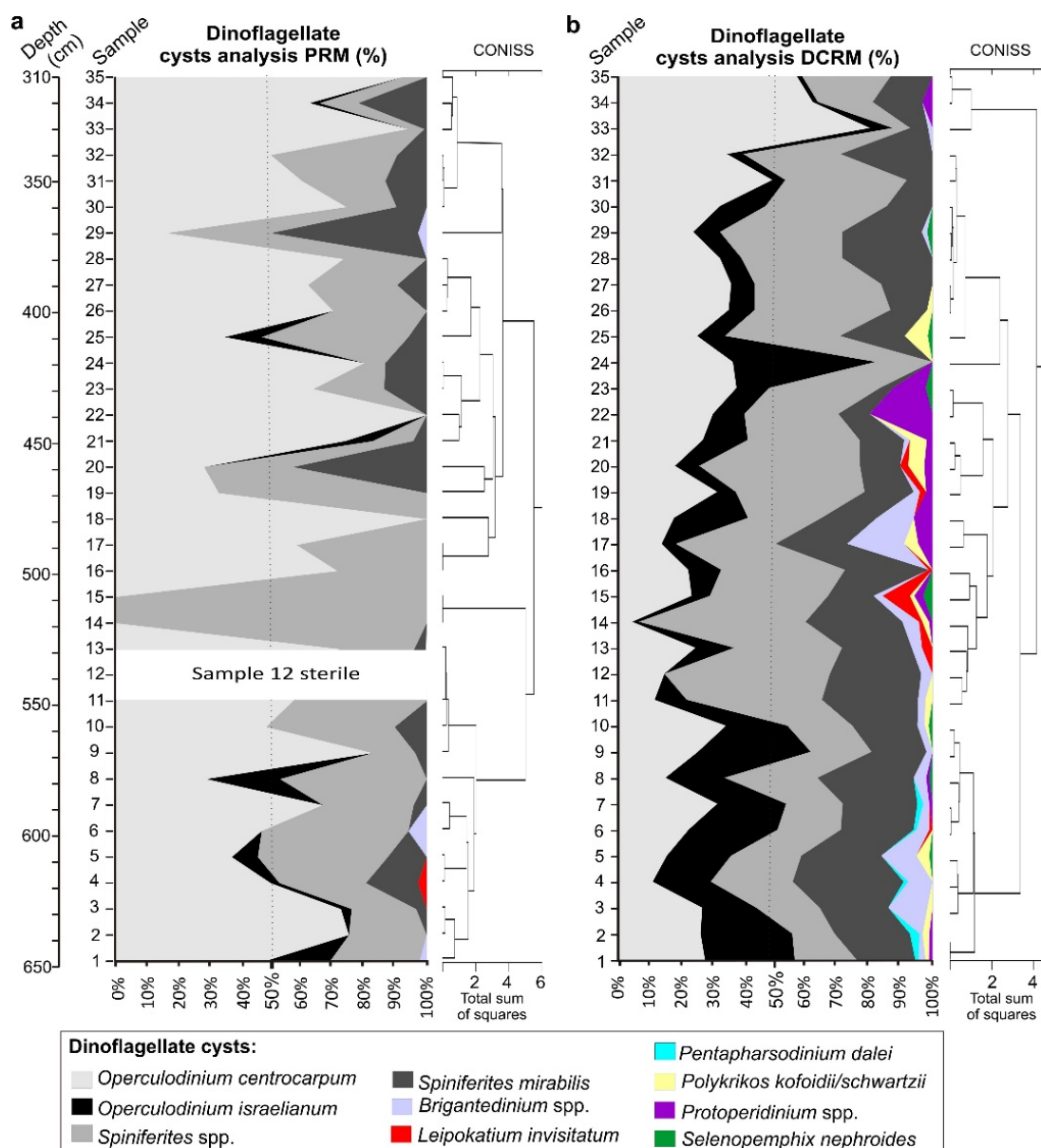


Figure 3: Relative abundances diagram of the dinoflagellate cyst species and cluster analysis. a) Percentage of species in the PRM assemblages; b) Percentage of species in the DCRM assemblage.

4. DISCUSSION

4.1. SELECTIVE PRESERVATION OF GONYAULACOID DINOFLAGELLATES

Of the species investigated *O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp. were the least affected by the standard sample treatment used to study pollen/spore assemblages (Fig. 4), that in comparison to the DCRM method that included the use of Potassium hydroxide (KOH 10%), acetic acid (CH₃COOH) and acetolysis (9(C₄H₆O₃) + (H₂SO₄)). This is in agreement with earlier findings of Marret (1993) who observed that *O.*

centrocarpum and *Spiniferites* spp. were more resistant to acetolysis in comparison with the other dinoflagellate cysts. The mixed behavior observed in the relative abundances of *O. centrocarpum* and notably *Spiniferites* spp. can be explained by the variation in degradation rate of the other species. If two species decrease in concentration but one decreases faster, the other increases in relative abundance. Therefore, relative abundances of the cyst species in downcore studies using PRM may lead to erroneous trends and interpretations. The most recovered cysts in this study (*O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp.) were considered moderately sensitive to oxidation in natural settings as well as mechanical and chemical treatments (e.g. Zonneveld et al., 2001; Mertens et al., 2009, 2012; Price et al., 2016 and references therein). In contrast to our findings, these latter studies reported *O. israelianum* and *P. dalei* to be resistant to aerobic degradation in bottom sediments and *Spiniferites mirabilis* to be moderately sensitive. However, our study showed *O. israelianum* and *S. mirabilis* to be extremely sensitive to harsh chemical treatments as they had a degradation rate of ~97% and 93% respectively. The same holds for *P. dalei*, which was not recovered in PRM samples. Thus, laboratory treatment does not have a similar degradation effect as natural degradation. The dinoflagellate cyst walls seem to consist of a carbohydrate backbone with various contributions of proteinaceous material that appears to be species-specific (Versteegh et al., 2012; Bogus et al., 2014; Mertens et al., 2016; Gurdebeke et al., 2018; Versteegh et al., 2021). In addition, recent studies on the degradation ability of microbes indicated that the enzymes used to degrade particulate organic matter are highly selective in the type of bonds that they attack (e.g., Vidal-Melgosa et al., 2021). By using monoclonal antibodies in combination with microarray analysis of particulate organic matter, these latter authors showed that during algal blooms, bacteria do not consume all glycans equally. For instance, laminarin is rapidly degraded whereas the sulfated furans resist degradation. Laboratory treatment is less specific and therefore possibly more aggressive. Therefore, we assume that the differences in selective degradation between chemical treatment in the laboratory and degradation processes in natural environments may result from natural degradation being foremost based on enzymes of aerobic degrading organisms. Furthermore, in nature, the process may be slower so that subtle differences in degradability may be more apparent.

In contrast to earlier laboratory studies, Zonneveld et al. (2019) observed *P. dalei* as the most vulnerable phototrophic species for aerobic degradation in a natural environment. They pointed out that *P. dalei* is peridinioid and suggested that the degradation rates of this species have been underestimated. Until now, the molecular structure of cysts walls of *P. dalei* is unknown and, therefore, it is unclear if the latter assumption holds. *P. dalei* cysts in surface sediments are found in tropical/subtropical and arctic regions. Possibly, this cyst morphotype is produced by more than one species. If this is the case and these species produce cysts with a remarkably similar morphology but different molecular wall composition, this could explain the discrepancy in observations. More studies about the genetic code of the dinoflagellates producing these cysts, as well as the molecular composition of their walls, are needed to solve this problem.

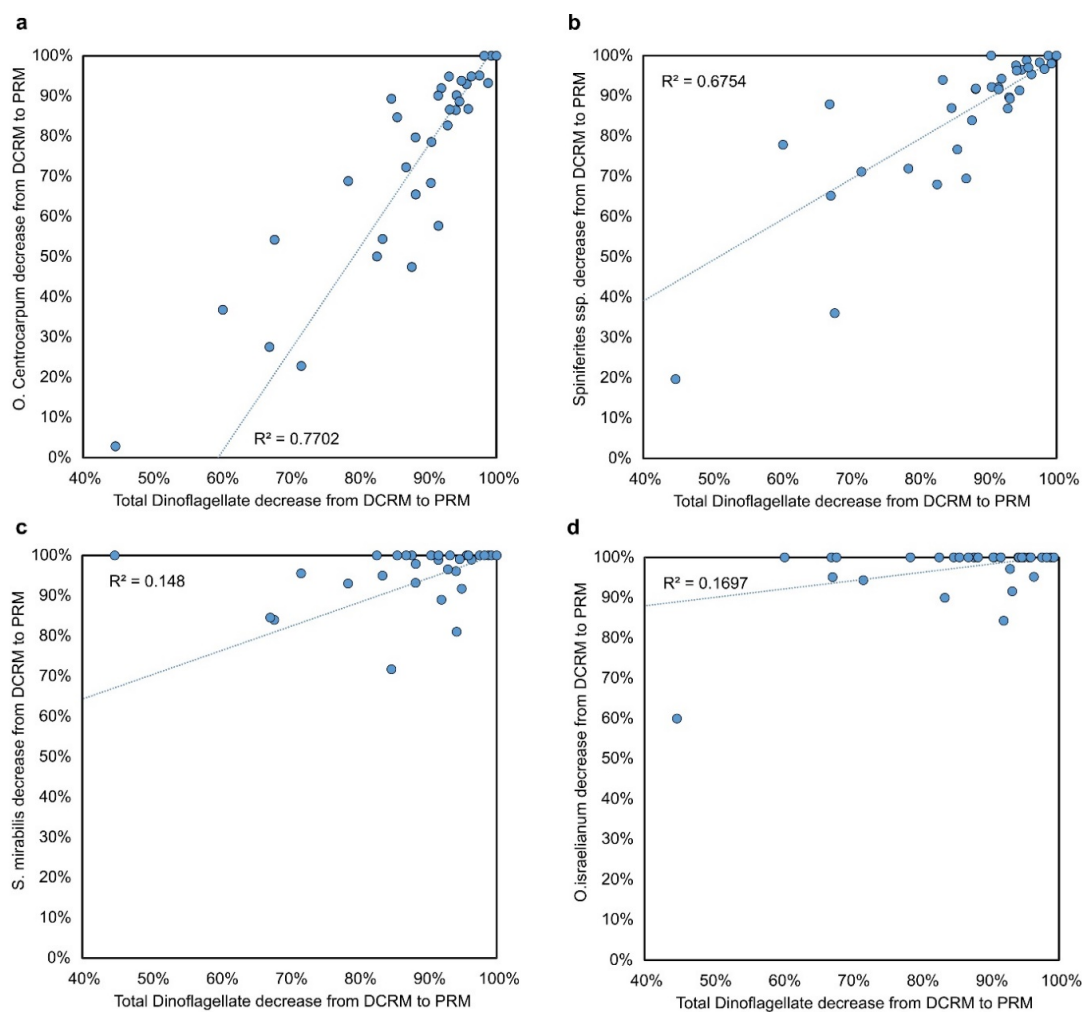


Figure 4: Decrease of individual species from DCRM to PRM in relation to the total dinoflagellate decrease. (a) *O. centrocarpum*; (b) *Spiniferites* spp. (c) *S. mirabilis*; (d) *O. israelianum*.

4.2. CHEMICAL COMPOSITION OF DINOFLAGELLATE CYST WALLS

Brigantedinium ssp. and *Leipokatium invisitatum* showed extremely low preservation in PRM, while *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Protoperidinium* spp., and *Selenopemphix nephroides* taxa were not recovered. These species are all produced by heterotrophic dinoflagellates and it is well known that harsh chemical treatment can selectively remove brown cysts produced by heterotrophic dinoflagellates from the assemblages (e.g. Dale, 1976; Marret, 1993).

Cysts of heterotrophic species (generally possessing a brown color) are chemically different from the cysts formed by species that are able to perform photosynthesis (generally transparent). As far as we know, both cysts from heterotrophic and phototrophic/mixotrophic species are carbohydrate based but the brown cysts are more similar to chitin and/or proteins, whereas the transparent cysts are more similar to cellulose (e.g., Versteegh et al., 2007, 2012, 2020, Bogus et al., 2012, 2014; Mertens et al., 2015a,b; Gurdebeke et al., 2018). The removal of the brown cysts in the PRM might thus be explained by the hydrolytic nature of the treatment where they may have already been removed by the base hydrolysis (KOH) and certainly will be by the acid hydrolysis (included in the acetolysis step). Since transparent cysts seem to survive (in part) the cytotoxicity we may conclude they are not pure cellulose but more difficult to degrade. One reason could be additional crosslinks between the sugar monomers. Based on the observation that transparent cysts show different species selective vulnerability to harsh chemical treatment, as well as aerobic degradation in natural settings, we assume a strong relationship between their vulnerability and the chemistry of their cyst walls, although factors such as thickness or density of their walls might not be ruled out.

4.3. EFFECT OF HARSH CHEMICAL TREATMENTS ON PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATIONS

Based on an interdisciplinary study combining paleoenvironmental information derived from the terrestrial and marine palynomorph content (dinoflagellate cysts using DCRM method, foraminiferal linings, freshwater algae, pollen, and spores using PRM method), stable isotopes and granulometric analyses, Kuhn et al. (subm.) concluded that the investigated sediments were deposited in a paleolagoon with a continuous

input of marine waters. Radiocarbon dating of organic matter indicated that the marine connection existed from the start of the record (6.5 kyr BP, 650 cm) to 2.9 kyr BP (310 cm).

Based on visual examination of association changes, cyst concentrations and cyst diversity combined with the result of a cluster analyses, revealed that three main environmental zones could be identified in samples treated with the DCRM treatment (Fig. 3 and 5). The most diverse assemblage and the highest concentration of dinoflagellate cysts from 650-560 cm depth (samples 1 to 10), in combination with a high concentration of *O. israelianum* defined the first zone (DCRM-Z1). The second zone (550-430 cm depth; samples 11 to 23; DCRM-Z2) is defined by lower average concentrations, dominance of *Spiniferites* spp. in the relative abundances and the highest percentages of heterotrophic taxa. The last zone (from 420 to the top; sample 24-35; DCRM-Z3) is marked by an increase in dinoflagellate cyst concentrations and the dominance of *O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp. Furthermore, heterotrophic taxa are almost absent in this zone.

The higher cyst diversity and concentration combined with high concentrations of *O. israelianum* suggest that the lagoon was characterized by a higher salinity relative to the following zones, probably related to more marine influence (Fig. 2). In other sediments, *O. israelianum* is typically observed in subtropical areas in nearshore sites, where upper-water with high salinities prevail (Zonneveld et al., 2013). In addition, Pospelova et al. (2004), while studying surface sediments of several lagoons, indicated that *O. israelianum* occurs at the highest salinity sites of the lagoons. This suggests that during this stage the lagoon might have had an open connection to the ocean.

The decrease in total dinoflagellate cysts concentration and *O. israelianum* concentration in the second zone (DCRM-Z2) suggests the reduction of salinity in the lagoonal body. The presence and higher percentages of heterotrophic taxa across the second zone may reflect several factors such as the increase of nutrients, better preservation, and/or less marine influence. Typically, the increase of heterotrophic dinoflagellates in marine studies have been used to infer higher nutrient availability closer to the shore or the occurrence of upwelling zones (e.g., Harland et al., 1998; Dale, 1996; Mudie and Ronchon, 2001). However, the high abundance of peridinioid cysts in the sediments may be also explained by the lower oxygen exposure times in

environments with higher production, leading to better preservation. Thus, it can be a matter of selective preservation, which is better in high productivity environments, but also anoxic basins and unoxidised turbidites, for example (Zonneveld et al. 2019). In this core, higher organic matter contents in the sediment occur along the same levels of those rich in peridinioid cysts (Kuhn et al., *subm.*). Therefore, an increase in clay contents and organic matter in combination with seawater (rich in SO_4) may have reduced the oxygen penetration into the sediment. In particular, studies in lagoonal environments showed that the proportion of heterotrophic cysts tends to increase with the distance from the inlet, therefore further from higher salinity waters (Pospelova et al., 2004). Nevertheless, those authors state that the ecology of heterotrophic dinoflagellates in estuarine systems are complex and further studies are needed for a better understanding of the distribution and behavior of these cysts in lagoons.

The third and uppermost zone (DCRM-Z3) had the lowest diversity, but showed an increase in the average cyst concentration compared to the previous zone. The most abundant taxa in the DCRM-Z3 were *O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp., species that are often observed in high relative abundances in regions where salinities are reduced (Pospelova et al., 2004; Zonneveld et al., 2013). We noted one outlier sample with an anomalously high concentration of many taxa (sample 33). We assume that this sample may reflect a short event that indicates that the lagoon was filled for a short time with marine water, causing a dinoflagellate bloom. In this zone, Kuhn et al. (*subm.*) documented increasing abundances of freshwater algae, pollen/spores and a gradual change in stable isotope composition that reflected a reduction of marine water input and a gradual transition into a dominantly freshwater body (Kuhn et al., *subm.*).

In contrast to the paleoenvironmental interpretation that can be drawn on the cyst association recovered after DCRM treatment, visual examination of the association, diversity, and cyst concentrations of the PRM samples showed no clear change over time, although based on the cluster analysis, two groupings could be observed. These clusters were formed by a zone from 650 to 510 cm depth (sample 1 to 15, PRM-Z1) that was characterized by slightly higher average of dinoflagellate cysts concentrations in relation to an upper zone (PRM-Z2, 520 to 310 cm depth, samples 16 to 35). Both zones were characterized by low total concentrations of dinoflagellate cysts, low cyst diversity (only 6 species have been recovered) and a dominance of *O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp. (Fig. 2). The diversity of dinoflagellate cysts increases with salinity

in estuaries (Dale, 1996; de Vernal and Giroux, 1991, Pospelova et al., 2004; Ellegaard et al., 2017). Pospelova et al. (2004) showed that lagoons in New England (USA) with low salinities (<10 ppt) are characterized by a low cyst diversity (≤ 8 taxa), low concentrations of dinoflagellate cysts with an association dominated by *Spiniferites* spp. The most abundant taxa observed along the three zones in our study (*O. centrocarpum* and *Spiniferites* spp.) are commonly observed in high relative abundances in regions where salinities are reduced (Pospelova et al., 2004; Zonneveld et al., 2013). Consequently, based on the cyst association and concentration of PRM samples, it can be concluded that sediments were deposited throughout the studied interval in a lagoon characterized with low salinities and a strongly restricted connection to the open ocean. Although the slight decrease in cyst concentrations might be interpreted as reflection of a gradual reduction of the marine influence over time, this trend is barely defined in contrast to the well-determined pattern in the DCRM samples.

Despite the much lower cyst concentrations and species diversity in the PRM samples, we also observed sample 33 to be an outlier sample. In this sample, anomalously high concentrations of *O. centrocarpum* were observed. However, in contrast to the DCRM treatment no increase in cyst diversity was observed. The sudden increase in *O. centrocarpum* might therefore be interpreted as reflecting a local bloom of this species which might have been caused by a sudden event bringing saline waters into the lagoon (as can be concluded from the DCRM samples) but also might have been caused by other processes.

Our study clearly shows that treatment with harsh chemicals can lead to a significant loss of paleoenvironmental signal and detail reflected in the dinoflagellate cyst association that may lead to false paleoenvironmental reconstructions. Therefore, it is obvious that we suggest the use of different preparation methods for downcore studies on pollen/spores and dinoflagellate cyst association.

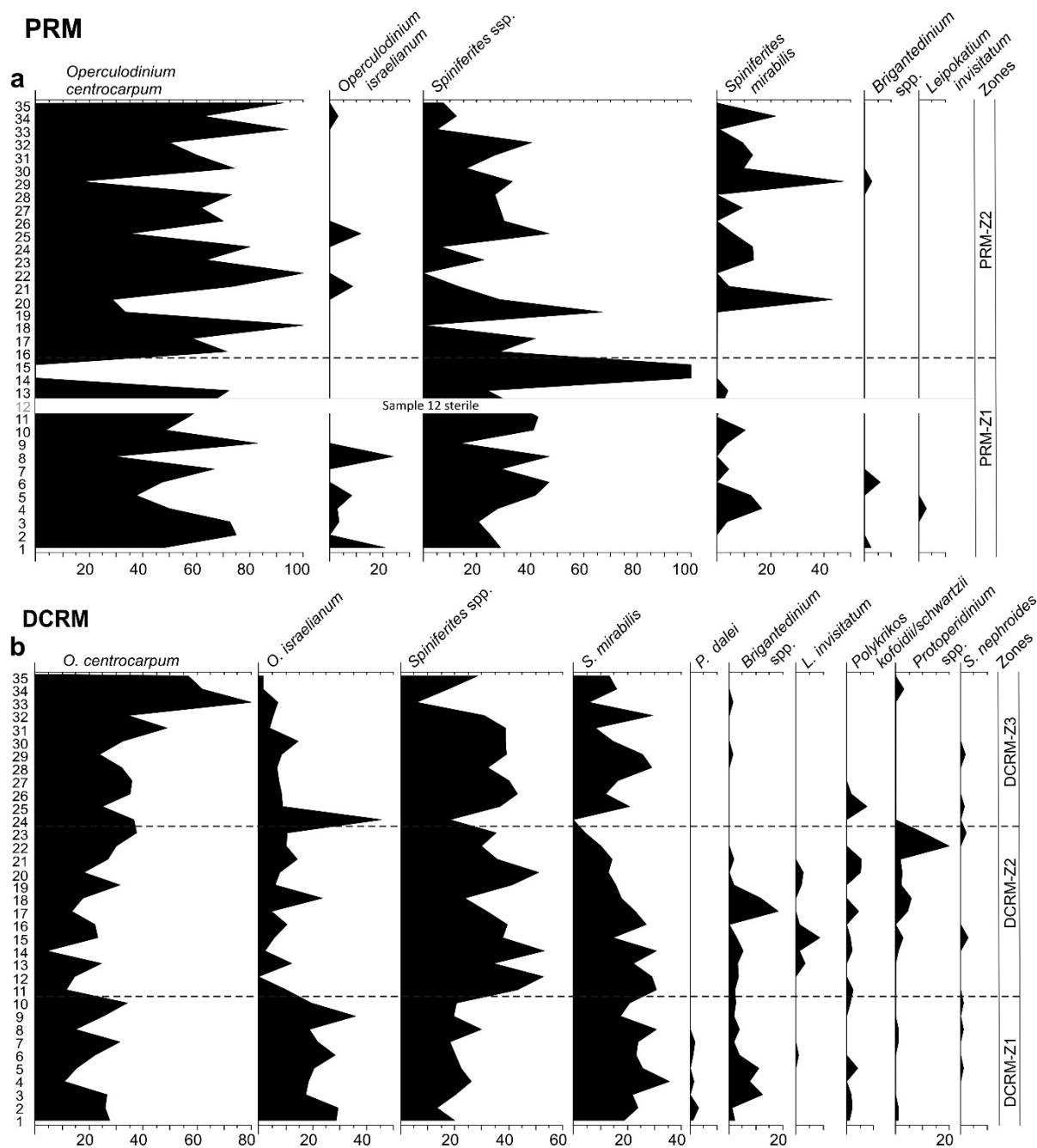


Figure 5. Relative abundances diagram of the dinoflagellate cyst species and the identified environmental zones. a) PRM assemblages; b) DCRM assemblages.

5. CONCLUSIONS

We investigated the effects of harsh chemical treatments (PRM method: acetolysis + KOH + warm HCl and HF) on the dinoflagellate cyst assemblages retrieved in Holocene sediment core retrieved from a coastal area. We compare the effect of such chemical treatments on dinoflagellate assemblages in relation to the

cysts associations recovered by standard dinoflagellate recovery method (DCRM). Our main conclusions are highlighted as follow:

- 1) Although some dinoflagellate cysts were recovered using harsh chemicals treatments (PRM), the concentration and diversity of dinoflagellate associations are drastically reduced, on average 86%.
- 2) Gonyaulacoid taxa showed distinct recovery rates. *O. centrocarpum* showed the highest recovery rate (~34%), followed by *Spiniferites* spp. (~15%). Lowest recovery rates were observed for *Spiniferites mirabilis* and *Operculodinium israelianum*, of ~8 and 3%, respectively.
- 3) Some peridinioid taxa (*Brigantedinium* spp and *Leipokatium invisitatum*) were almost totally degraded while *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Protoperidinium* spp., *Selenopemphix nephroides*, and *Pentapharsodinium dalei* were not recovered using the PRM method.
- 4) The dinoflagellate cysts concentrations and diversity obtained after each of the two processing methods led to different environmental interpretations. We were able to obtain environmental parameters based on the association recovered in the DCRM that cannot be observed using harsh chemical treatments (PRM). While nutrient availability and salinity variations could be identified using the heterotrophic taxa and changes in the cyst concentrations (e.g., *O. israelianum*), the same information could not be extracted from the PRM.
- 5) Considering that the DCRM represents the closest representation of the dinoflagellate cysts assemblage, we conclude that the interpretations based on PRM are extremely limited. Therefore, we suggest using two processing methods when both the pollen/spore and dinoflagellate cyst are being studied.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank Pedro H. Simas and Rodrigo R. Cancelli for fieldwork assistance and guidance at the study area, Guilherme S. Hoerlle for fieldwork and writing assistance and Beatriz Fontana for the English revision. This paper is part of the LAK PhD thesis developed at the Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Funding: This work was supported by the CNPq-National Council for Scientific and Technological Development of Brazil (grant number 141324/2017) and CAPES Brazilian Coordination of Higher Education Staff Improvement (grant number 88887.467306/2019-00).

REFERENCES

- Barreto, C.F., Neto, J.A.B., Vilela, C.G., Barth, O.M., 2015. Palynological studies of Late Holocene Jurujuba Sound sediments (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, southeast Brazil. *CATENA* 126, 20–27. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.028>
- Bogus, K., Harding, I.C., King, A., Charles, A.J., Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., 2012. The composition and diversity of dinosporin in species of the Apectodinium complex (Dinoflagellata). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 183, 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.07.001>
- Bogus, K., Mertens, K.N., Lauwaert, J., Harding, I.C., Vrielinck, H., Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., 2014. Differences in the chemical composition of organic-walled dinoflagellate resting cysts from phototrophic and heterotrophic dinoflagellates. *J. Phycol.* 50, 254–266. <https://doi.org/10.1111/jpy.12170>
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change inferred from palynological data in the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44, 161–171.
- Candel, M.S., Borromei, A.M., Martínez, M.A., Gordillo, S., Quattrocchio, M., Rabassa, J., 2009. Middle-Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 273, 111–122. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.12.009>
- Caruso Jr, F., 1993. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina: texto explicativo e mapa. *Notas Técnicas* 6, 1–28.
- Dale, B., 1996. Dinoflagellate cyst ecology: Modeling and geological applications, in: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Ed.), *Palynology : Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, pp. 1249–1275.
- Dale, B., 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 22, 39–60.
- De Vernal, A., Giroux, L., 1991. Distribution of organic walled microfossils in recent sediments from the Estuary and Gulf of St. Lawrence: some aspects of the organic matter fluxes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 113, 199.
- De Vernal, A., Rochon, A., Radi, T., 2013. Dinoflagellates. *Encycl. Quat. Sci. Second Ed.* 800–815. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00283-1>
- Ellegaard, M., Dale, B., Mertens, K.N., Pospelova, V., Ribeiro, S., 2017. Dinoflagellate cysts as proxies for Holocene environmental change in estuaries: diversity, abundance and morphology, in: Weckström, K., Saunders, K. M., Gell, P.A., Skilbeck, C.G. (Ed.), *Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies*. Springer, Dordrecht, pp. 295–312.
- Faegri, K., Iversen, .J., 1989. *Textbook of pollen analysis*, fourth. ed. Wiley, Chichester.
- Farooqui, A., Pattan, J.N., Parthiban, G., Srivastava, J., Ranjana, 2014. Palynological record of tropical rain forest vegetation and sea level fluctuations since 140ka from sediment

core, south-eastern Arabian Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 411, 95–109. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.020>

- García-Moreiras, I., Delgado, C., Martínez-Carreño, N., García-Gil, S., Sobrino, C.M., 2019. First high-resolution multi-proxy palaeoenvironmental record of the Late Glacial to Early Holocene transition in the Ría de Arousa (Atlantic margin of NW Iberia). *Quat. Sci. Rev. J.* 215, 308–321. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.016>
- Gu, F., Chiessi, C.M., Zonneveld, K.A.F., Behling, H., 2018. Late Quaternary environmental dynamics inferred from marine sediment core GeoB6211-2 off southern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 496, 48–61. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.015>
- Gu, F., Zonneveld, K.A.F., Chiessi, C.M., Arz, H.W., Pätzold, J., Behling, H., 2017. Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quat. Sci. Rev.* 172, 55–71. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.028>
- Gurdebeke, P.R., Mertens, K.N., Bogus, K., Marret, F., Chomérat, N., Vrielinck, H., Louwye, S., 2018. Taxonomic re-Investigation and geochemical characterization of Reid's (1974) species of *Spiniferites* from holotype and topotype material. *Palynology* 42, 93–110. <https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1465735>
- Harland, R., Pudsey, C.J., Howe, J.A. and Fitzpatrick, M.E., 1998. Recent dinoflagellate cysts in a transect from the Falkland Trough to the Weddell Sea, Antarctica. *Palaeontology* 41, 1093–1131.
- Hesp, P.A., Giannini, P.C., Martinho, C.T., Da Silva, G.M., Neto, N.E.A., 2009. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil, in: Dillenburg, S. R., Hesp, P.A. (Ed.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 93–133.
- Hopkins, J.A., 2002. Post-depositional palynomorph degradation in Quaternary shelf sediments: A laboratory experiment studying the effects of progressive oxidation. *Palynology* 26, 167–184. <https://doi.org/10.1080/01916122.2002.9989571>
- Horn Filho, N.H., 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul* 18, 71–98.
- Kuhn, L.A., Zonneveld, A.F., Souza, P.A., Cancelli, R.R., 2021. Late Quaternary paleoenvironmental evolution and sea level oscillation of the Santa Catarina Island (Southern Brazil). *Subm. Publ.*
- Kuhn, L.A., Souza, P.A., Cancelli, R.R., Silva, W.G., Macedo, R.B., 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: palynological data from a Holocene core in Santa Catarina State. *An. Acad. Bras. Cienc.* 89, 2581–2595. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720160895>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.009>
- Marret, F., 1993. Les effets de l'acétolyse sur les assemblages des kystes de dinoflagellés. *Palynosciences* 2, 267–272.

- Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 125, 1–200. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00229-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00229-4)
- Matthiessen, J., Vernal, A., Head, M., Okolodkov, Y., Zonneveld, K., Harland, R., 2005. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance. *Paläontologische Zeitschrift* 79, 3–51. <https://doi.org/10.1007/BF03021752>
- McGann, M., 2015. Late Quaternary pollen record from the central California continental margin. *Quat. Int.* 387, 46–57. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.038>
- Mertens, K.N., Gu, H., Takano, Y., Price, A.M., Pospelova, V., Bogus, K., Versteegh, G.J.M., Marret, F., Turner, R.E., Rabalais, N.N., Matsuoka, K., 2016. The cyst-theca relationship of the dinoflagellate cyst *Trinovantedinium pallidifulum*, with erection of *Protoperidinium lousianensis* sp. nov. and their phylogenetic position within the Conica group. *Palynology* 41, 183–202. <https://doi.org/10.1080/01916122.2016.1147219>
- Mertens, K.N., Price, A.M., Pospelova, V., 2012. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments II: Further tests of the *Lycopodium* marker-grain method. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 184, 74–81. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.06.012>
- Mertens, K.N., Wolny, J., Carbonell-Moore, C., Bogus, K., Ellegaard, M., Limoges, A., de Vernal, A., Gurdebeke, P., Omura, T., Al-Muftah, A., Matsuoka, K., 2015a. Taxonomic re-examination of the toxic armored dinoflagellate *Pyrodinium bahamense* Plate 1906: Can morphology or LSU sequencing separate *P. bahamense* var. *compressum* from var. *bahamense*? *Harmful Algae* 41, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2014.09.010>
- Mertens, K.N., Takano, Y., Yamaguchi, A., Gu, H., Bogus, K., Kremp, A., Bagheri, S., Matishov, G., Matsuoka, K., 2015b. The molecular characterization of the enigmatic dinoflagellate *Kolkwitzia acuta* reveals an affinity to the *Excentrica* section of the genus *Protoperidinium*. *Syst. Biodivers.* 13, 829–844. <https://doi.org/10.1080/14772000.2015.1078855>
- Mertens, K.N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, A., Ribeiro, S., Deaf, A.S., Harding, I.C., De Schepper, S., González, C., Kodrans-Nsiah, M., De Vernal, A., Henry, M., Radi, T., Dybkjaer, K., Poulsen, N.E., Feist-Burkhardt, S., Chitolie, J., Heilmann-Clausen, C., Londeix, L., Turon, J.L., Marret, F., Matthiessen, J., McCarthy, F.M.G., Prasad, V., Pospelova, V., Kyffin Hughes, J.E., Riding, J.B., Rochon, A., Sangiorgi, F., Welters, N., Sinclair, N., Thun, C., Soliman, A., Van Nieuwenhove, N., Vink, A., Young, M., 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: The *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 157, 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.05.004>
- Misra, S., Bhattacharyya, A., 2014. Analysis of the late Holocene climate vis-a-vis vegetation dynamics along the southwest coast of India: Thrissur (Kerala). *Quat. Int.* 325, 150–161. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.013>
- Mourelle, D., Perez, L., Hanebuth, T.J.J., Lantsch, H., García-Rodríguez, F., 2018. Climatic, environmental and oceanographic changes over the past millennium, reconstructed from a palynological record of the inner Uruguayan continental shelf. *J. Sediment. Environ.* 3, 234–252. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.39141>

- Mudie, P.J., Rochon, A., 2001. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region. *J. Quat. Sci. Publ. Quat. Res. Assoc.* 16, 603–620.
- Pandey, S., Scharf, B.W., Mohanti, M., 2014. Palynological studies on mangrove ecosystem of the Chilka Lagoon, east coast of India during the last 4165 yrs BP. *Quat. Int.* 325, 126–135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.09.001>
- Poliakova, A., Zonneveld, K.A.F., Kwiatkowski, C., Ari, M., Behling, H., 2017a. Marine environment, vegetation and land use changes during the late Holocene in South Kalimantan and East Java reconstructed based on pollen and organic-walled dinoflagellate cysts analysis. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 238, 105–121. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2016.11.012>
- Poliakova, A., Zonneveld, K.A.F., Herbeck, L.S., Jennerjahn, T.C., Permana, H., Kwiatkowski, C., Behling, H., 2017b. High-resolution multi-proxy reconstruction of environmental changes in coastal waters of the Java Sea, Indonesia, during the late Holocene. *Palynology* 41, 297–310. <https://doi.org/10.1080/01916122.2016.1162865>
- Pospelova, V., Chmura, G.L., Walker, H.A., 2004. Environmental factors influencing the spatial distribution of dinoflagellate cyst assemblages in shallow lagoons of southern New England (USA). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 128, 7–34. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(03\)00110-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(03)00110-6)
- Pospelova, V., Kim, S., 2010. Marine Micropaleontology Dino flagellate cysts in recent estuarine sediments from aquaculture sites of southern South Korea. *Mar. Micropaleontol.* 76, 37–51. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.04.003>
- Price, A.M., Gurdebeke, P.R., Mertens, K.N., Pospelova, V., 2016. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments III: Identifying the source of *Lycopodium* loss during palynological processing and further testing of the *Lycopodium* marker-grain method. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 226, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.12.009>
- Reid, P.C., 1977. Continuous Plankton Records: Changes in the Composition and Abundance of the Phytoplankton of the North-Eastern Atlantic Ocean and North Sea, 1958-1974. *Mar. Biol.* 339, 337–339.
- Richards, K., Bolikhovskaya, N.S., Hoogendoorn, R.M., Kroonenberg, S.B., Leroy, S.A.G., Athersuch, J., 2014. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea. *The Holocene* 24, 1226–1252. <https://doi.org/10.1177/0959683614540961>
- Riding, J. B., Kyffin-Hughes, J.E., 2004. A review of the laboratory preparation of palynomorphs with a description of an effective non-acid technique. *Rev. Bras. Paleontol.* 7, 13–44. <https://doi.org/10.4072/rbp.2004.1.02>
- Riding, J.B., Kyffin-Hughes, J.E., 2006. Further testing of a non-acid palynological preparation procedure. *Palynology* 30, 69–87. <https://doi.org/10.1080/01916122.2006.9989619>
- Schneider, H., Hofer, D., Trog, C., Mausbacher, R., 2016. Holocene landscape development along the Portuguese Algarve coast - A high resolution palynological approach. *Quat. Int. J.* 407, 47–63. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.039>
- Shumilovskikh, L.S., Tarasov, P., Arz, H.W., Fleitmann, D., Marret, F., Nowaczyk, N., Plessen, B., Schlütz, F., Behling, H., 2012. Vegetation and environmental dynamics in the

southern Black Sea region since 18kyr BP derived from the marine core 22-GC3. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 337–338, 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.015>

- Silva, W.G., Souza, P.A., 2019. Cistos de dinoflagelados do Holoceno da Planície Costeira de Santa Catarina (poço PSC- 03): descrições taxonômicas e implicações paleoambientais. *Geociências* 38, 795–812.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores* 13, 615–621.
- Trog, C., Höfer, D., Frenzel, P., Camacho, S., Schneider, H., Mäusbacher, R., 2013. A multi-proxy reconstruction and comparison of Holocene palaeoenvironmental changes in the Alvor and Alcantarilha estuaries (southern Portugal). *Rev. Micropaleontol.* 56, 131–158. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2013.10.003>
- Turon, J.L., 1984. Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mémoires l'Institut géologie du bassin d'Aquitaine* 17, 1–313.
- Val-Peón, C., Cancelli, R.R., Santos, L., Soares, A.L.R., 2019. Prehistoric occupation and palaeoenvironmental changes along Santa Catarina's Coastal Plain, Brazil: An integrated approach based on palynological data. *J. Archaeol. Sci. Reports* 23, 983–992. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.11.017>
- Van Soelen, E.E., Lammertsma, E.I., Cremer, H., Donders, T.H., Sangiorgi, F., Brooks, G.R., Larson, R.A., Sinninghe Damsté, J.S., Wagner-Cremer, F., Reichart, G.J., 2010. Late Holocene sea-level rise in Tampa Bay: Integrated reconstruction using biomarkers, pollen, organic-walled dinoflagellate cysts, and diatoms. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 86, 216–224. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.11.010>
- Versteegh, G.J.M., Koschinsky, A., Kuhn, T., Preuss, I., Kasten, S., 2021. Geochemical consequences of oxygen diffusion from the oceanic crust into overlying sediments and its significance for biogeochemical cycles based on sediments of the NE Pacific. *Biogeosciences Discuss.* 2021, 1–34.
- Versteegh, G.J.M., Blokker, P., Bogus, K.A., Harding, I.C., Lewis, J., Oltmanns, S., Rochon, A., Zonneveld, K.A.F., 2012. Infra red spectroscopy, flash pyrolysis, thermally assisted hydrolysis and methylation (THM) in the presence of tetramethylammonium hydroxide (TMAH) of cultured and sediment-derived *Lingulodinium polyedrum* (Dinoflagellata) cyst walls. *Org. Geochem.* 43, 92–102. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.10.007>
- Versteegh, G.J.M., Blokker, P., Marshall, C., Pross, J., 2007. Macromolecular composition of the dinoflagellate cyst *Thalassiphora pelagica* (Oligocene, SW Germany). *Org. Geochem.* 38, 1643–1656. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.06.007>
- Versteegh, G.J.M., Houben, A.J.P., Zonneveld, K.A.F., 2020. Better molecular preservation of organic matter in an oxic than in a sulfidic depositional environment: Evidence from *Thalassiphora pelagica* (Dinoflagellata, Eocene) cysts. *Biogeosciences* 17, 3545–3561. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3545-2020>
- Versteegh, G.J.M., Zonneveld, K.A.F., 2002. Use of selective degradation to separate preservation from productivity. *Geology* 30, 615. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0615:UOSDTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0615:UOSDTS>2.0.CO;2)

- Vidal-Melgosa, S., Sichert, A., Francis, T. Ben, Bartosik, D., Niggemann, J., Wichels, A., Willats, W.G.T., Fuchs, B.M., Teeling, H., Becher, D., Schweder, T., Amann, R., Hehemann, J.H., 2021. Diatom fucan polysaccharide precipitates carbon during algal blooms. *Nat. Commun.* 12, 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21009-6>
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., Lange, G.J. De, 2001. Palaeoproductivity and post-depositional aerobic organic matter decay reflected by dinoflagellate cyst assemblages of the Eastern Mediterranean S1 sapropel ABC26. *Mar. Geol.* 172, 181–195.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., Lange, G.J. De, 1997. Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes : a 10,000 year natural experiment. *Mar. Micropaleontol.* 29, 393–405.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G., Kodrans-nsiah, M., 2008. Marine Micropaleontology Preservation and organic chemistry of Late Cenozoic organic-walled dinoflagellate cysts : A review. *Mar. Micropaleontol. J.* 68, 179–197. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.015>
- Zonneveld, K.A.F., Gray, D.D., Kuhn, G., Versteegh, G.J.M., 2019. Postdepositional aerobic and anaerobic particulate organic matter degradation succession reflected by dinoflagellate cysts: The Madeira Abyssal Plain revisited. *Mar. Geol.* 408, 87–109. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.010>
- Zonneveld, K.A.F., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kieft, J.-F., Kim, S.-Y., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.-L., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young, M., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 191, 1–197. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003>

CAPÍTULO 4 – ARTIGO III

Paleoenvironments and sea-level changes during the Holocene in the Santa Catarina coastal plain (southern Brazil): paleosurfaces and related controls

RESEARCH PAPER

To: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**

Paleoenvironments and sea-level changes during the Holocene in the Santa Catarina coastal plain (southern Brazil): paleosurfaces and related controls

Lidia A. Kuhn^a, Paulo A. Souza^a, Maria L. C. C. Rosa^b, Sérgio, R. Dillenburg^b,
Guilherme S. Hoerlle^c

^a Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

^b Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

^c Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Corresponding author:

Lidia Aumond Kuhn

Av. Bento Gonçalves, 9500

CEP 91540-000,

Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil.

lidiaak.lak@gmail.com;

55 (51) 3308-7386

ABSTRACT

The paleoenvironmental evolution of the Brazilian coastal zone was conditioned by climate and sea-level changes during the Quaternary. In this context, palynology studies are useful to decipher the environmental and vegetation history of these zones. However, such studies are typically isolated and lack precise correlation. This study presents an integrated analysis based on three palynological studies of the central Santa Catarina coastal plain, correlated by altimetry data and radiocarbon ages. The environmental succession of these studies was similar, evolving from a marine to a terrestrial condition. Two main paleosurfaces were defined. The first represents the end of the marine influence, whereas the second marks the change from an aquatic to a terrestrial environment. The age of the first paleosurface is coincident in the studies, whereas the altitude is variable. The age of the second paleosurface varies in each study, while the altitude coincides. The first paleosurface is controlled by allogenic factors, whereas the altitude is related to the characteristics of each site. The altitude of the second paleosurface is controlled by allogenic factors, while its establishment is associated with autogenic factors. We propose that high-resolution altimetry is pivotal to correlate paleosurfaces in palynological studies to understand regional environmental changes.

Keywords: Holocene, sea-level change, southern Brazil coastal plain, palynology, paleosurface

1. INTRODUCTION

The geological, paleoenvironmental, and paleogeographic history of the Brazilian coastal zone was largely conditioned by paleoclimatic and sea-level changes along the Late Quaternary (Suguio 1985, Horn Filho 2003, Martin et al. 2003, Angulo et al. 2006, Dominguez 2009). This region encompasses important ecosystems, including mangroves, forests, swamps, lagoons, estuaries, among others.

Although such ecosystems are unique, many factors affect and contribute to their degradation, mainly the increasing urbanization, with a variety of uses and occupations. The comprehension of their natural evolution is pivotal for preservation and sustainable development since it provides support for decision-making regarding sustainable use.

Many methods have been applied for studying the paleoenvironmental evolution of coastal areas during the Quaternary. For the Brazilian coastal areas and elsewhere, many methods are employed to understand their evolution, such as sedimentological methods (e.g., Villwock et al. 1986, Tomazelli & Villwock 1995, Dillenburg & Barboza 2014, Cunha et al. 2017), geophysical data (Rosa et al. 2017, Barboza et al. 2021), archaeology (e.g., Martin et al. 1986, Martin et al., 2003), paleontological studies (e.g., Angulo et al. 1999, Castro et al. 2014, Toniolo et al. 2020), including many palynological analyses (e.g., Amaral et al. 2012, Barreto et al. 2015, Souza et al. 2016, Freitas et al. 2019), and isotopic data (e.g., Martin et al. 1986, Lorente et al. 2014, Martins et al. 2020). Particularly, the palynological records provide high-resolution information on terrestrial, transitional, and marine environments. In addition, variations in the relative abundances of marine and continental palynomorphs are commonly used to determine changes in sea level through the delimitation of transgressive and regressive events (e.g., McCarthy et al. 2003, Leroy et al. 2013, Kibria et al. 2015, Candel & Borremei 2016). Thus, the use of palynological data from different areas constitutes a valuable tool to trace such events on a regional scale.

In this paper, we present an integrative analysis based on three palynological studies of the southern coastal plain of Brazil, which were successfully spatially and temporally correlated using altimetry data and radiocarbon ages. The selected studies were conducted in the central Santa Catarina coastal plain (southern Brazil) and are located in Pântano do Sul (Kuhn et al., unpublished data), Pinheira (Silva et al. 2021),

and Garopaba (Kuhn et al. 2017) (Figure 1). This paper presents a discussion on the significance of spatial and temporal correlation of paleosurfaces from different palynological studies. This work contributes to a more robust knowledge of the Holocene evolution of the southern Brazil coastal plain, presenting an integrative analysis based on three palynological studies of the central Santa Catarina coastal plain, whose correlation was possible by the extent of altimetric and chronological data.

1.1. REGIONAL SETTING

The Santa Catarina coastal plain comprises basement units of Precambrian, Paleozoic and Mesozoic ages to the west, and a wide sedimentary coverage belonging to the Pelotas and the Santos marginal basins, which includes Cretaceous to Quaternary rocks, to the east (Diehl & Horn Filho 1996). The basement is composed of Precambrian rocks of the Catarinense Shield, and Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin. The marginal sedimentary deposits comprise continental systems, corresponding to colluvial deposits, alluvial and fluvial fans (Horn Filho & Livi 2013). The coastal system is characterized by a scarped coastal range intersecting the coastline and creating embayments where barriers, pocket beaches, and estuarine systems are observed (Hesp et al. 2009). The Santa Catarina coastal plain is located in a subtropical zone and the climate is characterized as humid oceanic without a dry season and with hot summers (Cfa, according to Koppen's classification) (Alvares et al. 2013). The region is affected by the South Atlantic Anticyclone and the Polar Migratory Anticyclone. During spring and summer, the tropical warm and humid air masses produced by the South Atlantic Anticyclone predominate in the area. During autumn and winter, the Polar Migratory Anticyclone is more active, producing the Atlantic polar mass with low temperatures (Nimer 1990). The migration of this latter to the region generates the polar front that is characterized by unstable weather and increased precipitation (Nimer 1990). The Atlantic Rainforest biome covers the entire Santa Catarina coastal plain. This biome encompasses different forest formations and associated ecosystems. In the highlands, the Santa Catarina state is characterized by a mosaic of Araucaria Forest and grassland, while the coastal plain is covered by dense arboreal vegetation and some pioneer formations such as the restinga, mangroves, and saline fields (MMA/SBF 2010). These pioneer vegetations are conditioned by edaphic factors of first occupation character (IBGE 2012).

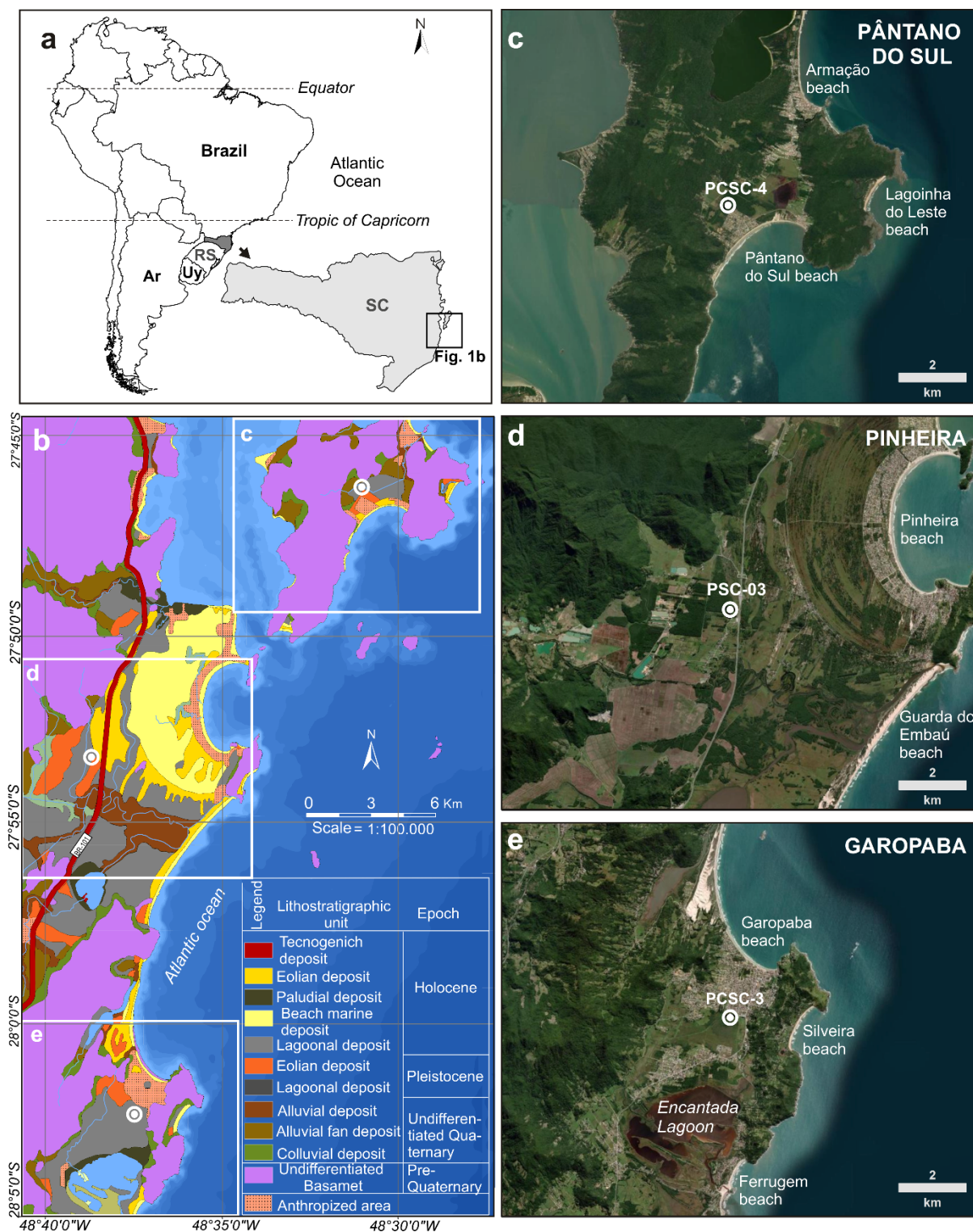


Figure 1. Location and satellite images of the studied areas. a) Location of Santa Catarina state in southern Brazil (SC: Santa Catarina state; RS: Rio Grande do Sul state; Uy: Uruguay; Ar: Argentina). b) Geologic map (modified from Horn Filho et al. 2012) and location of the site core of the palynological studies in the central Santa Catarina coastal plain. c) Location of the Pântano do Sul beach and PCSC-4 core. d) Location of the Pinheira beach and PSC-03 core. e) Location of the Garopaba beach and PCSC-3 core.

The study area is subjected to moderate to high energy waves coming from the south (1.0 to 1.5 m). Local waves are generated by ENE winds (1.0 m) (Hesp et al. 2009). A microtidal regime, with a mean range of 0.6 m was indicated by Giannini (1993). A regional net northward littoral drift is indicated based on geomorphic features and sediment grain size and mineralogy (Giannini 1993, Miot da Silva 2002, Martinho 2004).

Along most of the Brazilian coast, sea level rose relatively fast from 18 ka, and slowed down at around 7 ka, when it crossed the present level (Angulo et al. 2006). According to Angulo et al. (1999) and Angulo et al. (2006), the highest level of around 2 m was reached in the region of the Pinheira barrier at ca. 6 - 5 ka, followed thereafter by an overall sea-level fall.

2. ENVIRONMENTAL EVOLUTION OF THE GAROPABA, PINHEIRA AND PÂNTANO DO SUL AREAS

2.1. PÂNTANO DO SUL AREA

The palynological analysis of the Pântano do Sul area was conducted by (Kuhn et al., unpublished data) using a sedimentary core (PCSC-4; 27°46'36.49''S; 48°31'45.96''W) collected at the southernmost Santa Catarina Island (Figure 1c). This site is situated approximately 1 km from the coastline (Pântano do Sul and Açores beaches), within a preserved fragment of the Atlantic Rainforest, which is surrounded by igneous and metamorphic basement hills that lie around 500 m from the core location. The anthropic occupation is in increasing development in an area adjacent to the palynological site (Figure 2a).

Kuhn et al. (unpublished data) presented an environmental evolution for the last 6.5 ka identifying four different environmental phases, based on changes in palynological assemblages. The first phase (6,503 to 2,817 yr BP) was characterized as a lagoonal condition with large marine water influence because of the high abundance of marine palynomorphs (i.e., dinoflagellate cysts, microforaminiferal linings, marine algae, and acritarchs). Granulometric analyses indicate that silt and clay are dominant from the base up to the middle of the first phase, whereas sandy sediments are predominant in the upper portion of this phase. During the second phase (2,817 to 1,478 yr BP), marine water contribution to the lagoon decreased until it was

disconnected from the sea, evidenced by the progressive lowering of marine taxa and the increase of freshwater algae. At this phase, the sediments are dominantly composed of fine and medium sand. The last two phases (III and IV) comprise a terrestrial environment that records the expansion and consolidation of the Atlantic Rainforest. Phase III (1,478 to 524 yr BP) was marked by the expansion of herbaceous vegetation; algae records decrease, and an increase in fungi, the latter indicating the formation of soils rich in organic matter. An abrupt increase in the amount of organic matter in the sedimentological analyses occurs at the beginning of this phase. The organic matter remains abundant until the top of the core. Phase IV represents the colonization of arboreal elements from the last 524 yr BP until the present day. Arboreal taxa and epiphytes became more abundant, configuring the current forest setting present in the area.

2.2. PINHEIRA AREA

The Pinheira palynological analysis was performed by Silva et al. (2021) from a core retrieved within a peat deposit in the Municipality of Palhoça (PSC-03; 27°53'22"S; 48°39'04"W). This core is located approximately 6 km from the current coastline (Pinheira and Guarda do Embaú beaches; Figure 1d) and the closest basement highs are located more than 1.5 km further away. Currently, the core position is within the remaining area of the Atlantic Rainforest (Figure 2b).

Silva et al. (2021) provided an environmental evolution of the Pinheira area for the last 7.7 ka, defining three palynofacies (i.e., environmental phases). Palynofacies I (7,744 to 2,884 yr BP) was characterized as a marginal marine environment based on the recovery of marine palynomorphs (dinoflagellate cysts, tintinomorphs, and microforaminiferal linings). Grain size analysis indicates the predominance of fine silt in the basal portion of this phase, whereas the upper portion revealed mostly fine sand sediments. The palynofacies II (2,857 to 2,276 yr BP) was defined as a shallow freshwater body, evidenced by the abundance of fungi, spores associated with zygosporangia, fragments of freshwater algae, and absence of marine elements. During this phase, fine sand sediments are dominant. Palynofacies III (2,124 yr BP to present) indicates a subaerial setting with pollen grains and spores taxa, strongly influenced by arboreal forms of the Atlantic Rainforest. A high amount of organic matter occurs from the middle of this phase to the top of the core.

2.3. GAROPABA AREA

The Garopaba palynological analysis performed by Kuhn et al. (2017) was based on a peat deposit located in the Garopaba municipally (PCSC-3; 28°02'11.95"S; 48°37'41.73"W). This site is located approximately 2 km from the coastline (Garopaba beach) and approximately 2 km to the north of the Encantada Lagoon, a large brackish water body (Figure 1e). The sampled area is dominantly flat, surrounded by igneous and metamorphic basement hills. The closest hills are located approximately 500 m to the east of the sampling site. Furthermore, the current position of the core is in the border of a fragment of the Atlantic Rainforest. The surrounding area is highly anthropized and livestock activities are common next to the preserved forest (Figure 2c).

Those authors presented a paleoenvironmental reconstruction for the last 5.3 ka based on palynological analyses and granulometric data of the sedimentary core. Three palynological phases were defined taking into account the changes in palynomorph assemblages. Phase I (5,230 to 3,135 yr BP) was characterized as a lagoon with high marine influence, based on occurrences of marine palynomorphs (dinoflagellate cysts, acritarchs, and microforaminiferal linings). During this phase, fine sand is predominant. Phase II (3,032 to 858 yr BP) marks the end of the marine influence in the lagoonal body, evidenced by a decrease in the marine palynomorphs and an increase in freshwater algae. In general, fine silt is predominant along this phase showing intercalations of fine layers of sand. In phase III (856 yr BP to present), subaqueous sedimentation prevailed, under swampy conditions. Sedimentological analyses revealed a high amount of organic matter during this phase. The progressive increase of ferns, epiphytes, and arboreal taxa revealed the beginning of the Atlantic Rainforest development in the area. However, the low richness of arboreal taxa was interpreted as the initial stage of evolution of this forest at the site.

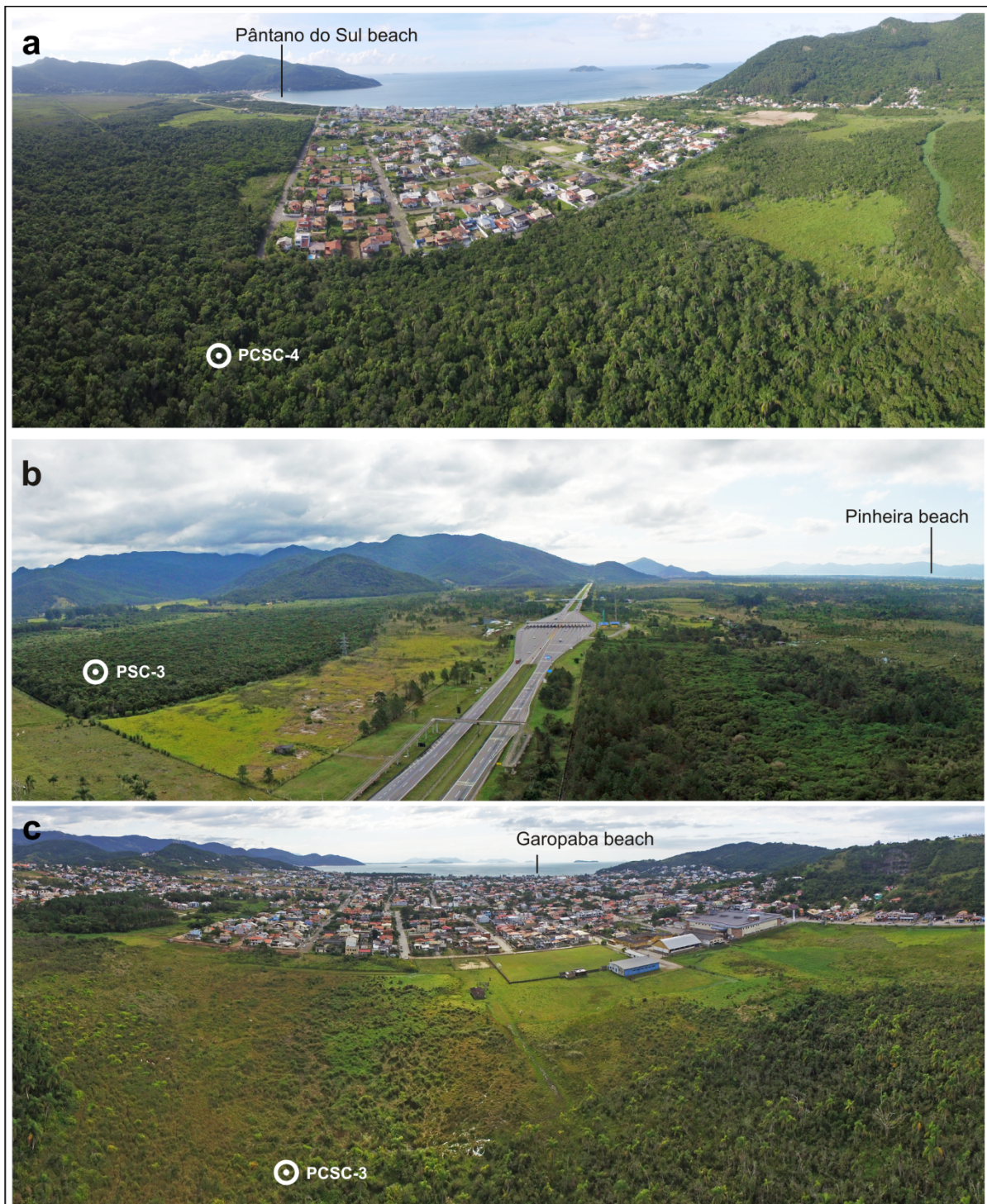


Figure 2. Panoramic aerial photos of the cores' locations. a) PCSC-4 site and Pântano do Sul beach; b) PSC-3 site and Pinheira beach; c) PCSC-3 site and Garopaba beach. Note the fragments of the Atlantic Rainforest in the sampling areas, the anthropic occupations, and the distance from the shoreline and Santa Catarina Island.

3. MATERIALS AND METHODS

3.1. COMPREHENSIVE REVIEW AND INTEGRATION OF AVAILABLE PALYNOLOGICAL DATA IN THE CENTRAL SANTA CATARINA COASTAL PLAIN

The review and integration of the available palynological data were done based on the previous studies developed in the central Santa Catarina coastal plain. Until the present, the three above-mentioned works were conducted on this sector, at Pântano do Sul (Kuhn et al., unpublished data), Pinheira (Silva et al. 2021), and Garopaba (Kuhn et al. 2017). The respective cores were collected with a distance of approximately 16.5 to 30.5 km from each other (Figure 1b). All the paleoenvironmental studies were based on the record of marine (i.e., dinoflagellate cysts and microforaminiferal linings) and continental palynomorphs (i.e., pollen grains, spores, and freshwater algae), as well as, radiocarbon ages and granulometric analyses.

The different terms used for the designation of the paleoenvironments and local environmental specificities identified in these three sites were standardized. Therefore, aiming at the homogenization and correlation of the studies, some phases or subphases were grouped to synthesize the environmental phases according to the environment successions, from marine to terrestrial conditions. Hence, the phases that marine palynomorphs (dinoflagellate cysts, microforaminiferal linings, acritarchs, marine algae, and tintinomorphs) were identified, were named herein as marine-influenced environments. The environmental phases in which freshwater elements (freshwater algae) were dominant, were designated herein as transitional environments. The phases in which only terrestrial palynomorphs (pollen grains and spores) referring to species from different stages of development of the Atlantic Rainforest were identified were designed as Atlantic Rainforest development environment.

3.2. ALTIMETRIC DATA

Altimetric data from the Garopaba and Pântano do Sul cores were obtained in relation to the current relative sea level using GNSS base and rover receptors (Stonex S8 Plus model). Each base was firstly defined through at least 30 min of tracking and

the rover position was acquired in RTK mode. The bases were post-processed in the GNSS Solutions[®] software, combining two stations from the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE), located in the municipalities of Florianópolis (IFSC Station - 48064M001) and Imbituba (IMBT Station - 41638M001). IMBT Station is located 20 km from Garopaba base and 50 km from Pântano do Sul, while IFSC Station is about 50 km from Garopaba and 20 km from Pântano do Sul. The altimetric position of the cores was adjusted after processing the bases, and the final altimetric error was estimated using the root-mean-square deviation, resulting in elevation precisions better than 0.2 m. Ellipsoidal altitudes were converted to orthometric using the MAPGEO 2015 model, through the IBGE application. The altimetric data of the Pinheira core was already available in Silva et al. (2021) and it was carried out by the same methodology.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. ALTIMETRIC DATA

The orthometric altitudes of the top of the Pântano do Sul and Garopaba cores are 2.89 and 1.54 m, respectively. The orthometric altitude of the top of the Pinheira core corresponds to 1.38 m (Silva et al. 2021). Using the orthometric altitudes of the top of the cores and depths, the altitudes of the surfaces that mark changes in environmental phase successions were obtained for each core. The transition from a marine-influenced water body to a freshwater body occurs at -0.2, 0.0 and -1.4 m for the Pântano do Sul, Pinheira, and Garopaba cores, respectively. The altitude of the level that marks the change from an aquatic to a terrestrial environment occurs at 0.7, 0.6 and 0.7 m for the Pântano do Sul, Pinheira, and Garopaba cores, respectively. The integrated phase succession and the significance of the paleosurfaces are discussed in the following sections (Section 5.2 and 5.3).

4.2. INTEGRATED PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION

The palynological studies along with the central Santa Catarina coastal plain show similar environmental successions (Figure 3). Three main phases could be identified in each of these three studies. In general, the first phase is characterized by high marine influence (lagoons with marine contribution and marine marginal) followed

by a second phase marked by the end of the marine influence, with the increase of freshwater elements (freshwater bodies). At last, the third phase is characterized by a terrestrial setting that records the expansion and consolidation of the Atlantic Rainforest in those locations.

The first phase is marked by the marine influence in the cores (represented by the blue bands in figure 3), which was identified through records of marine palynomorphs (i.e., dinoflagellate cysts, acritarchs, marine algae, and microforaminiferal linings). These marine palynomorphs were found throughout the whole phase at the three cores, indicating that, since the beginning of their sedimentation, the sites were already under the marine influence. Kuhn et al. (2017), Silva et al. (2021) and Kuhn et al. (unpublished data) described that the marine water input in these sites was related to a transgressive event that occurred during the Holocene. The record of the Pinheira site indicated a marginal marine environment (or a kind of lagoonal bay) for the first phase. However, the Garopaba and Pântano do Sul records revealed the occurrence of a lagoon with a connection with the sea allowing significant input of marine water to the lagoonal body. The end of marine contribution in these areas was estimated using radiocarbon dating in ca. 3,083 yr BP in Garopaba, ca. 2,870 yr BP in Pinheira and ca. 2,817 yr BP in Pântano do Sul. The maximum difference in the ages of the end of this marine contribution in the cores is ca. 260 yr, showing that this event was nearly simultaneous in the studied areas.

After the period of high marine influence in the depositional sites, the palynological records show a significant reduction or disappearance of marine elements, interpreted as the result of the sea-level fall started after 6-5 ka. In addition to the absence of marine palynomorphs during this phase, the cores showed a high abundance of freshwater algae, evidencing aquatic environments without connections with the sea (represented by the light green bands in figure 3). During this transitional phase, Pinheira and Pântano do Sul cores have fine sand as the predominant sediment grain size, while Garopaba shows mainly fine silt. The ages of the end of this transitional phase are divergent in the different sites. In the Pinheira site, the end of this phase was defined at ca. 2,200 yr BP, whereas in Pântano do Sul and Garopaba they were estimated at ca. 1,478 yr BP and ca. 858 yr BP, respectively. However, the altitude of the transition occurs at ~0.7 m in all three cores.

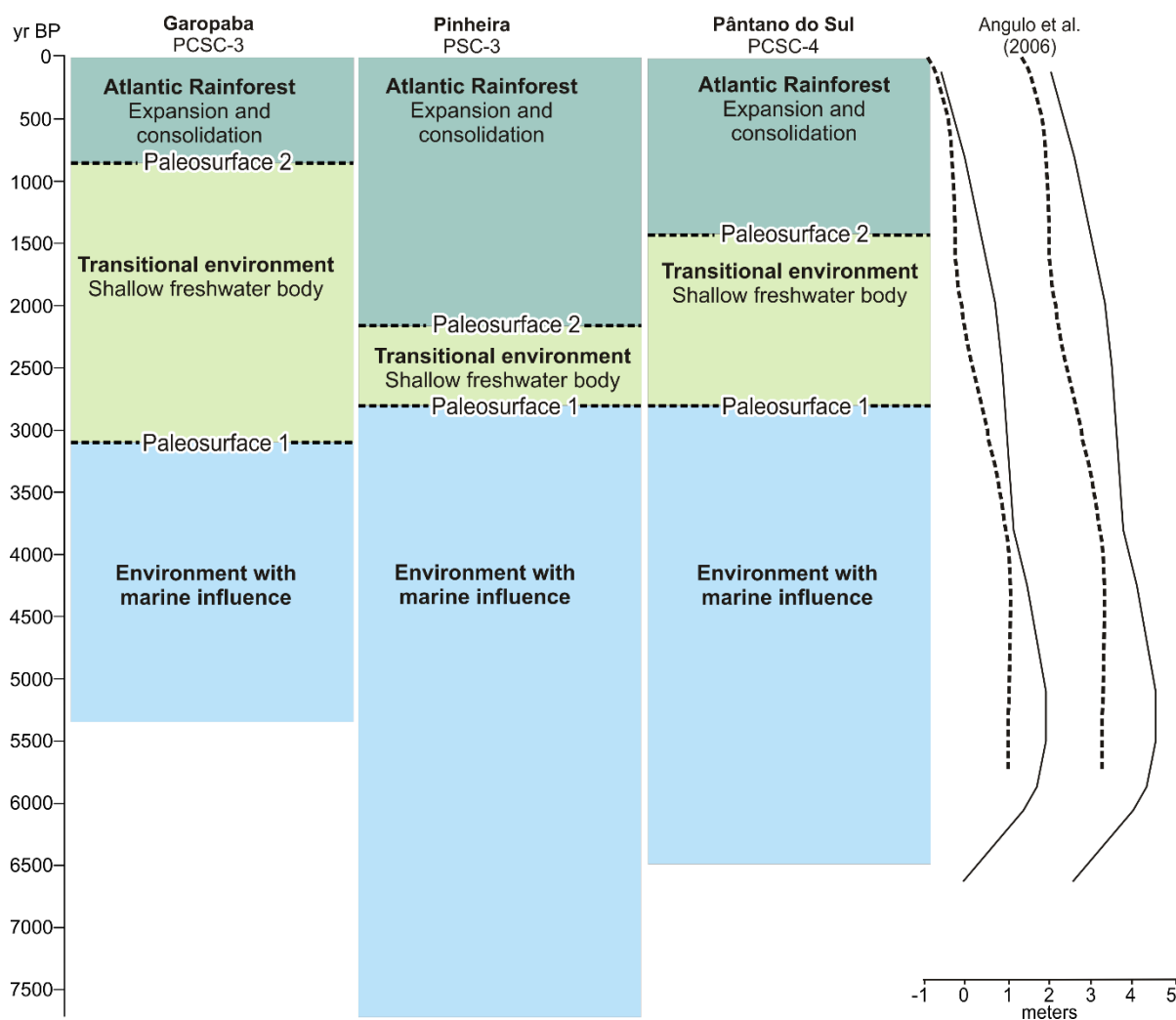


Figure 3. Summarized environmental changes of the palynological studies in the central Santa Catarina coastal plain according to radiocarbon ages (Kuhn et al. 2017, Silva et al. 2021, Kuhn et al., unpublished data) and paleo-sea-level reconstructions for the Brazilian coast north of 28° latitude (solid line) and south of 28° (dashed line) proposed by Angulo et al. (2006). **Paleosurface 1**: end of marine influence; **Paleosurface 2**: aquatic to a terrestrial environment.

Along with the sedimentation of the water bodies and desalinization of the soils throughout the transitional phase, these areas were dried out and occupied by herbaceous and arboreal vegetation. The herbaceous vegetation previously occupied the areas adjacent to the lagoons whereas arboreal vegetation was dominant in highlands and interiorized areas. This phase marks the colonization process of the Atlantic Rainforest into low areas in the coastal plain. This phase shows a variable diversity of arboreal taxa in each of the studied cores. The Garopaba core showed the lowest richness of arboreal taxa. Kuhn et al. (2017) attributed this characteristic to an initial stage of evolution of the Atlantic Rainforest at the study site, whereas Pântano do Sul presents abundant arboreal taxa showing an advanced stage of the forest (Kuhn

et al., unpublished data), as observed in the present day (see current forest fragments in Figure 2a and 2c).

The phase succession identified in the three palynological studies along the central Santa Catarina coastal plain is similar to the paleoenvironmental evolution identified in other sites of the southern Brazil coastal plain. Palynological studies in the Rio Grande do Sul coastal plain (e.g., Cordeiro & Lorscheitter 1994, Macedo et al. 2007, Masetto & Lorscheitter 2019, Roth et al. 2021) and southern and northern Santa Catarina coastal plain (e.g., Amaral et al. 2012, Cancelli 2012, Val-Peón et al. 2019), also identified marine-influenced environments at ca. 6000-5000 yr BP, followed by terrestrial phases. However, the lack of high-resolution altimetry data in most of these studies prevents the correlation of the paleosurfaces identified in them.

4.3. ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF THE PALEOSURFACES

Based on the environmental evolution of the three localities and the phase successions two paleosurfaces were defined. Each paleosurface marks the transition between two different environments that can be correlated in the three studies using the radiocarbon ages or the altimetric data. The first paleosurface represents the end of the marine water input into the three paleolagoons. The second paleosurface marks the change from an aquatic to a terrestrial environment (Figure 4).

4.3.1. Paleosurface 1: end of marine influence

The **paleosurface 1** is almost synchronous in the three cores within a difference of ca. 260 yr (Figure 3). The chronological coincidence suggests that this surface is controlled by an allogenic factor, such as sea-level variation. In general, the water level of coastal lagoons within the same geomorphological unit tends to be similar and controlled by the sea-level changes (e.g., Carrasco et al. 2016). According to Angulo et al. (2006), the sea level was rising during the Holocene and reached the current level at ca. 6,600 yr BP at the Brazilian coast. Additionally, a Holocene highstand was estimated between 5,000 and 5,800 yr BP (Figure 3). After this maximum, the sea level gradually fell until reaching the current position (Angulo & Lessa 1997, Angulo et al. 1999, 2006). This sea-level behavior through the late Holocene was also identified by several palynological studies in southern Brazil coastal plain (e.g., Cordeiro & Lorscheitter 1994, Lorscheitter & Dillenburg 1998, Medeanic et al. 2001, Meyer et al.

2005, Amaral et al. 2012, Cancelli 2012, Val Péon et al. 2019). Therefore, the age of ca. 2,900 yr BP for **paleosurface 1** indicates that sea-level fall was the main external factor controlling its formation.

However, the altitude of this surface differs in the Garopaba core in relation to the Pântano do Sul and Pinheira cores (Figure 4). Although the water level of the three lagoons was similar at the same age, the shape and bathymetry of each lagoon could have been significantly different. In such a case, this variation will lead to distinct altitudes of this surface in each core. In the present day, for example, the depth of coastal lagoons in the southern Brazilian coastal plain could vary from a maximum of 1.3 m in the Tramandaí lagoon (Tabajara & Dillenburg 1997) to an average of 3 m in the Quadros lagoon (Bitencourt et al. 2016). Therefore, when the sea level decreases and the lagoon stops receiving saline waters (and thus marine palynomorphs); this change is recorded in the bottom sediments at different depths of each water body. Hence, the altitude of this surface will be directly related to the depth of the lagoon in each location. In addition, the variable depth of each lagoon, i.e., shallower closer to the borders and deeper in the center, may also be reflected in the altitude of this surface in each sampling location (see hypothetical core locations and different altitudes for **paleosurface 1** in a coastal lagoon in Figure 5a-b).

Here, **paleosurface 1** occurs at a lower altitude in the Garopaba core (-1.4 m) compared to the same surface in the Pinheira and Pântano do Sul cores (0.0 m and -0.2 m, respectively). This can be explained by two main alternatives. In the first scenario, if all the three lagoons had a similar bathymetry and depth at ca. 2,900 yr BP, then the Garopaba core was sampled in a deeper portion of the lagoon (e.g., core 2 in Figure 5b) whereas the Pântano do Sul and Pinheira were likely retrieved from portions closer to the borders (e.g., cores 1 and 3 in Figure 5b). Alternatively, if the lagoons had different depths and shapes, the Garopaba site had a deeper water body in comparison to the other two. Regardless of which of the two scenarios occurred, the depth of the water body at the Garopaba sampling site was higher than the other two sites. In concluding this section, it is proposed that the genesis of the **paleosurface 1** in these palynological studies is mainly controlled by an allogenic factor (sea-level) whereas the altitude founded in each core is related to the characteristics of each water body (autogenic factor).

4.3.2. Paleosurface 2: aquatic to a terrestrial environment

The altitude of the **paleosurface 2** is similar in the Pinheira, Garopaba and Pântano do Sul cores (0.6, 0.7, and 0.7 m, respectively; Figure 4). However, the age of this surface in each core is different and varies from ca. 2,200 to 854 yr BP (Figure 3). The **paleosurface 2** represents the change from an aquatic to a terrestrial setting. Therefore, in opposition to **paleosurface 1**, this surface tends to have the same altitude throughout the depositional site (Figure 5c). The age that each portion of the water body is filled with sediments and reached the altitude of drying out varies laterally across the environment. The borders tend to be filled earlier than the central or deeper portions (Figure 5c). In addition, the borders or shallower areas will likely have a shorter transitional phase resulting in smaller thickness in the core. The Pinheira and Pântano do Sul sites show older ages for this surface, suggesting that the transitional sedimentation phase ended earlier than the Garopaba site. Furthermore, the thickness of the layer of the transitional phase is smaller in Pinheira and Pântano do Sul sites than Garopaba, indicating that the latter had a deeper water column.

This interpretation is in agreement with the granulometric data of the cores. During the transitional phase, the Garopaba core showed fine silt as the predominant grain size (Kuhn et al., unpublished data), while the Pinheira and Pântano do Sul cores are predominantly composed of fine sand (Silva et al. 2021, Kuhn et al. 2017). The predominance of fine silt indicates a depositional setting with lower energy such as deeper and inner portions of the lagoon in comparison to the fine sand that occurs in the borders or close to inlets.

The coincidence of the altitude of the **paleosurface 2** in the three sites suggests a regional control on the drying level of the coastal lagoons during the Late Holocene. The altitude of ~ 0.7 m seems to be a regional altimetric condition related to the sedimentary filling of several Holocene coastal lagoons in the central Santa Catarina coastal plain. The main factors generally used to explain these effects are the sea level and the average altitude of the coastal plain during the Late Holocene. In concluding this section, it is proposed that the genesis of the **paleosurface 2** was controlled by allogenic factors (e.g., sea level and climate), whereas the thickness and duration of the transitional phase are controlled by autogenic factors (e.g., distance to the borders and variable depth).

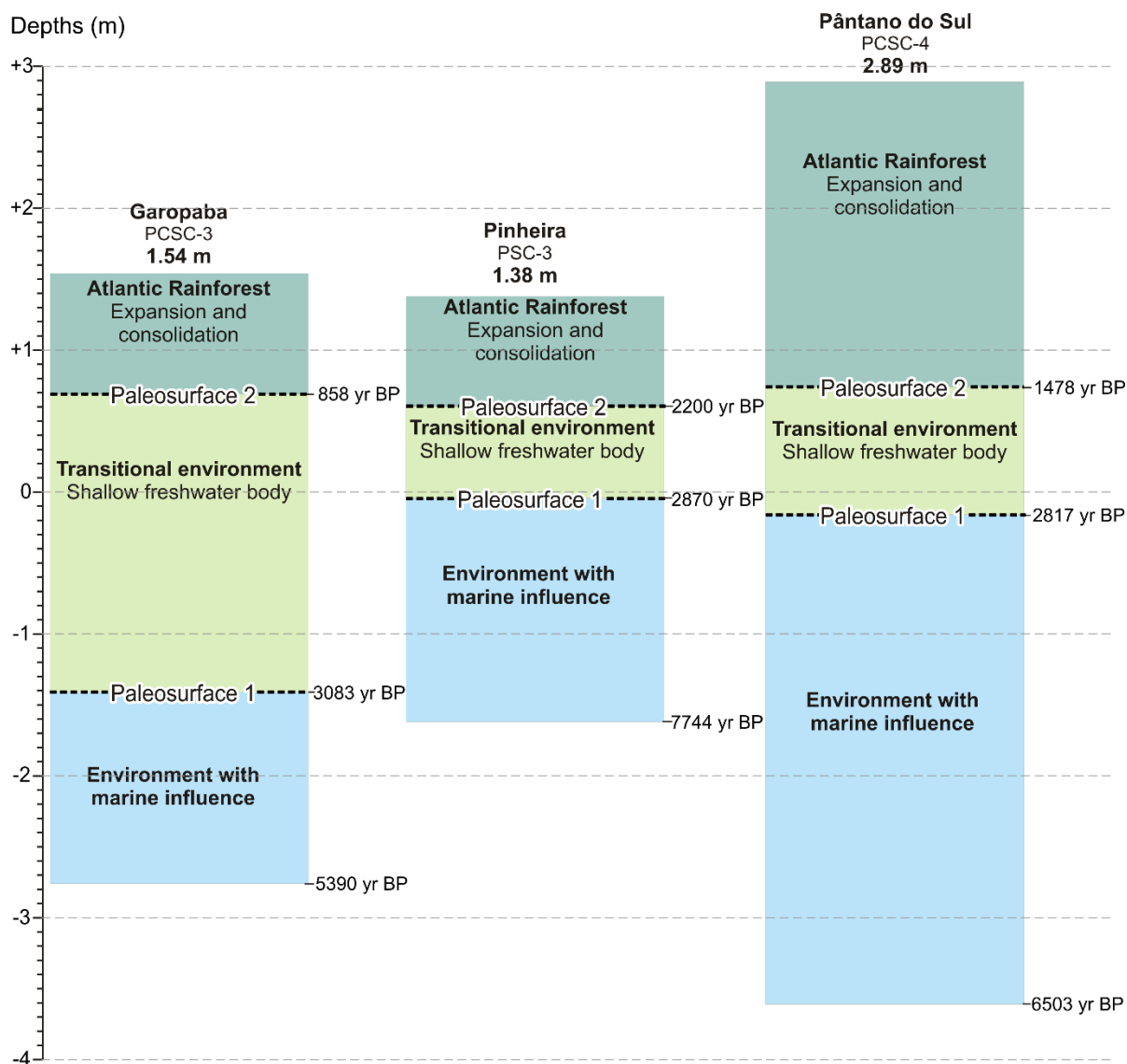


Figure 4. Summary of the environmental changes in the selected palynological sites of the central Santa Catarina coastal plain according to altimetric data (Kuhn et al. 2017, Silva et al. 2021, Kuhn et al., unpublished data). **Paleosurface 1**: end of marine influence; **Paleosurface 2**: aquatic to a terrestrial environment.

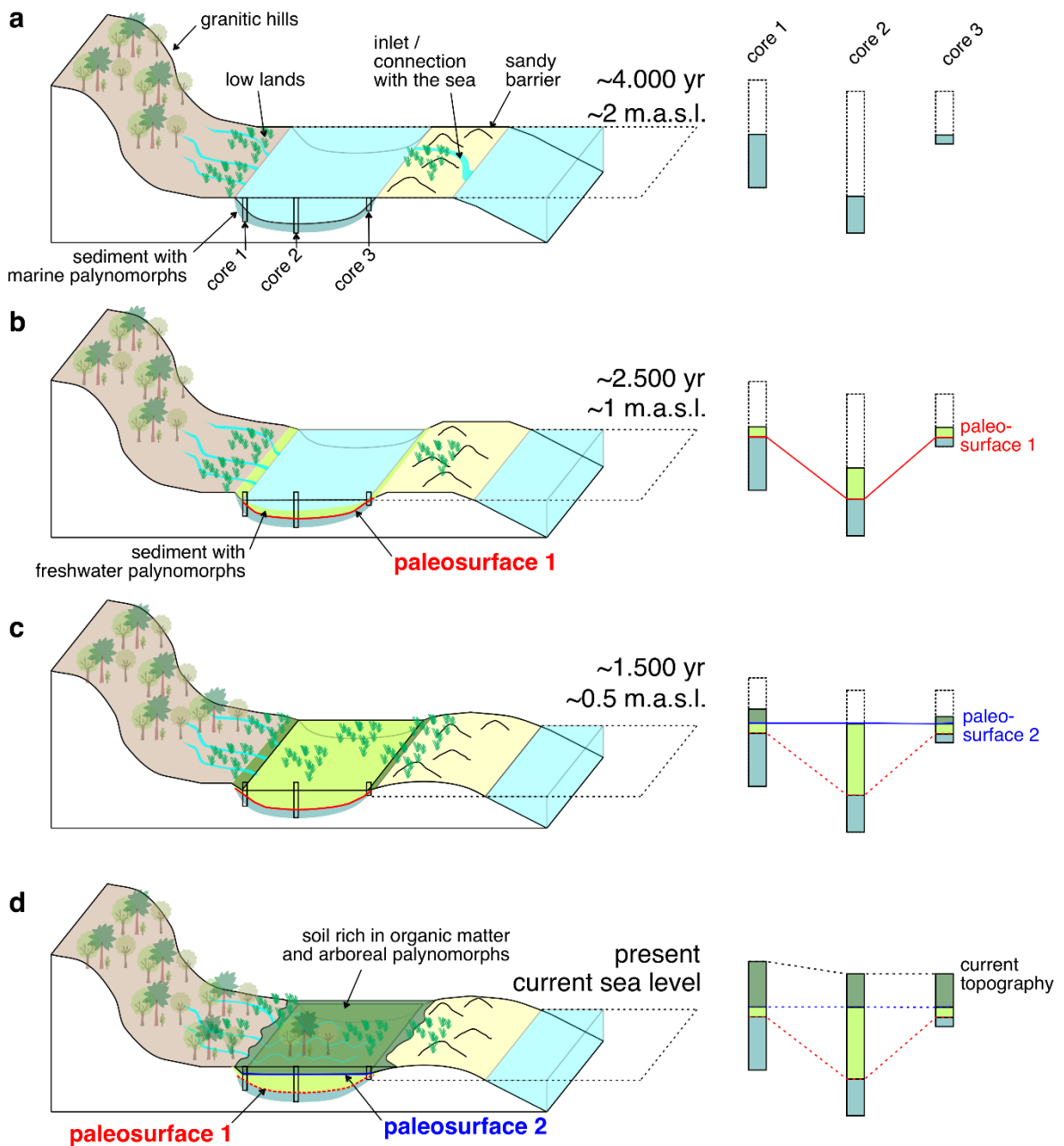


Figure 5. Schematic figure showing hypothetical cores located in a single coastal lagoon exemplifying how the autogenic factors (e.g., distance to the borders and variable depth) can control the paleosurface depths (e.g., **paleosurface 1**) and ages (e.g., **paleosurface 2**). m.a.s.l. = meters above sea level.

5. CONCLUSIONS

This study shows that high-resolution altimetry is crucial in palynological studies to enable the correlation of different studies and obtain useful information on regional paleosurfaces, which are directly related to paleoenvironmental successions. It is proposed that high-resolution altimetry data can be used to correlate paleosurfaces identified in such studies to obtain information on regional environmental changes. Moreover, it is indicated that the correlation of different palynological studies allows further detailing of the internal characteristics of each depositional site. The main conclusions are highlighted as follow:

- 1) The three selected localities of the central coastal plain of Santa Catarina, i.e., Pântano do Sul, Pinheira, and Garopaba showed similar environmental successions evolving from (i) an aquatic environment with high marine influence, followed by (ii) a freshwater-dominated water body and, at last, (iii) a terrestrial setting that records the expansion and consolidation of the Atlantic Rainforest.
- 2) The transition between two different environments defines a particular paleosurface that can be properly correlated in different palynological studies when radiocarbon dating and altimetric data are available. In our study area, we defined two main paleosurfaces, paleosurfaces 1 and 2, in ascending stratigraphic order.
- 3) Paleosurface 1 represents the end of the marine influence in the depositional sites. The approximate age of this paleosurface is controlled by allogenic factors, whereas the altitude is related to the characteristics of each water body (autogenic factors).
- 4) Paleosurface 2 marks the change from an aquatic to a terrestrial environment and, in opposition to paleosurface 1, the altitude of this paleosurface is controlled by allogenic factors (e.g., sea-level and climate); the approximate age of this paleosurface is associated with internal characteristics of the depositional site, such as distance to the borders and variable depth of the water body.
- 5) The thickness and duration of the transitional phase are therefore mainly controlled by the paleodepth of the water body between the marine and

terrestrial phases. This information can be useful to infer the depth of the paleolagoons at the sampling sites in palynological studies.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank Pedro H. Simas and Rodrigo R. Cancelli for fieldwork assistance and guidance at the study area and Gabriel P. N. Rosolem for fieldwork assistance. This paper is part of the first author's PhD thesis developed at the Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Funding: This work was supported by the CNPq-National Council for Scientific and Technological Development of Brazil (LAK PhD grant number 141324/2017; MLCCR grant number 302483/2019-5; PAS 313340/2018-8; SRD 305393/2017-0) and CAPES Brazilian Coordination of Higher Education Staff Improvement (LAK PRINT grant number 88887.467306/2019-00).

REFERENCES

- ALVARES CA, STAPE JL, SENTELHAS PC, GONÇALVES JDM & SPAROVEK G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorol Zeitschrift* 22: 711–728.
- AMARAL PGC, FONSECA PGC, SYLVESTRE F & PESSEDA LCR. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *J Quat Sci* 27: 181–191.
- ANGULO RJ & LESSA GC. 1997. The Brazilian sea-level curves: A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananeia regions. *Mar Geol* 140: 141–166.
- ANGULO RJ, GIANNINI PCF, SUGUIO K & PESSEDA LCR. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Mar Geol* 159: 323–339.
- ANGULO RJ, LESSA GC & DE SOUZA MC. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat Sci Rev* 25: 486–506.
- BARBOZA EG, DILLENBURG SR, RITTER MN, ANGULO RJ, DA SILVA AB, ROSA MLCC, CARON F & DE SOUZA MC. 2021. Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. *Geosciences* 11: 326.
- BARRETO CF, NETO JAB, VILELA CG & BARTH OM. 2015. Palynological studies of Late Holocene Jurujuba Sound sediments (Guanabara Bay), Rio de Janeiro, southeast Brazil. *CATENA* 126: 20–27.
- CANCELLI RR. 2012. Evolução paleoambiental da Planície Costeira sul catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CANDEL M & BORROMEI A. 2016. Review of the palaeoenvironmental reconstruction of Late Quaternary marine sequences, Tierra del Fuego (Argentina). *Publicación Electrónica la Asoc Paleontológica Argentina* 16: 184–201.
- CARRASCO AR, FERREIRA O & ROELVINK D. 2016. Coastal lagoons and rising sea level: A review. *Earth Science Rev* 154: 356–368.
- CASTRO JWA, SUGUIO K, SEOANE JCS, DA CUNHA AM & DIAS FF. 2014. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. *An Acad Bras Cienc* 86: 671–683.
- CORDEIRO SH & LORSCHETTER ML. 1994. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. *J Paleolimnology* 10: 35–42.
- CUNHA AM, CASTRO JWA, PEREIRA FMB, CARVALHO MA & SUGUIO K. 2017. Variações do nível relativo do mar durante o Holoceno na Baía do Rio Una, Cabo Frio - Rio de Janeiro: Aspectos sedimentológicos, faciológicos e geocronológicos. *Rev Bras Geomorfol* 18: 143–154.
- DE FREITAS TONIOLO T, GIANNINI PCF, ANGULO RJ, DE SOUZA MC, PESSEDA LCR & SPOTORNO-OLIVEIRA P. 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the

- Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Mar Geol* 428: 106-281.
- DIEHL FL & HORN FILHO NO. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do estado de Santa Catarina. *Notas Técnicas* 9: 39–50.
- DILLENBURG SR & BARBOZA EG. 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geol Soc Spec Publ* 388: 333–352.
- DOMINGUEZ JML. 2009. The Coastal Zone of Brazil, in: DILLENBURG SR & HESP PA (Ed.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 17–51.
- FREITAS AS, BARRETO CF, BASTOS AC & NETO JAB. 2019. The Holocene palaeoenvironmental evolution of Vitória Bay, Espírito Santo, Brazil. *Palynology* 43: 383–393.
- GIANNINI PCF. 1993. *Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. Universidade São Paulo.
- HESP PA, GIANNINI PC, MARTINHO CT, DA SILVA GM & NETO NEA. 2009. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil, in: DILLENBURG SR & HESP PA (Ed.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 93–133.
- HORN FILHO NH. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul* 18: 71–98.
- HORN FILHO NO & LIVI NS. 2013. Mapa geoevolutivo da planície costeira da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil, in: HORN FILHO NO, LEAL PC & OLIVEIRA JS. (Ed.), *Atlas geológico das praias arenosas da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil*. Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geografia, Florianópolis, 228 p.
- HORN FILHO NO et al. 2012. Mapa geológico da planície costeira das folhas Paulo Lopes (SG-22-ZDV-4) e Imbituba (SH-22-XB-II-2), Santa Catarina, Brasil, in: HORN FILHO NO (Org). *Atlas geológico da Planície Costeira do estado de Santa Catarina em base ao estudo dos depósitos quaternários*. Série Mapas IBGE-nº7, Escala 1:100.000. Florianópolis: UFSC/CFH (Departamento de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geografia), CNPq.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira*. Rio de Janeiro, MPOG. Diretoria de Geociências, 271 p.
- JUNIOR V, BITENCOURT B, DILLENBURG SR, GUIMARÃES E, MANZOLLI RP & CARON F. 2016. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências* 43: 249–269.
- KIBRIA MG, SAHA SK, MONSUR MH, RASHID T & RAHMAN MZ. 2015. Mid Holocene marine transgression at eastern coastal margin of Bangladesh—Implications for Past Sea Level Change. *J Clim Chang* 1: 89–97.

- KUHN LA, SOUZA PA, CANCELLI RR, SILVA WG & MACEDO RB. 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: palynological data from a Holocene core in Santa Catarina State. *An Acad Bras Cienc* 89: 2581–2595.
- LEROY SAG, KAKROODI AA, KROONENBERG S, LAHIJANI HK, ALIMOHAMMADIAN H & NIGAROV A. 2013. Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate. *Quat Sci Rev* 70: 28–47.
- LORENTE FL, PESSENDA LCR, OBOH-IKUENOBE F, BUSO JR AA, COHEN MCL, MEYER, KEB, GIANNINI PCF, OLIVEIRA PE, ROSSETTI DF, BOROTTI FILHO MA, FRANÇA MC, DE CASTRO DF, BENDASSOLLI JA & MACARIO K. 2014. Palynofacies and stable C and N isotopes of Holocene sediments from Lake Macuco (Linhares, Espírito Santo, southeastern Brazil): Depositional settings and palaeoenvironmental evolution. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 415: 69–82.
- LORSCHETTER ML & DILLENBURG SR. 1998. Holocene palaeoenvironments of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments. *Quat South Am Antarct Penins.* 11: 73–97.
- MACEDO RB, CANCELLI RR, BAUERMAN SG, BORIGNON SAL & NEVES PCP. 2007. Palinologia de níveis do Holoceno da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (localidade de Passinhos), Brasil. *Gaea - J Geosci* 3: 68–74.
- MARTIN L, DOMINGUEZ JM & BITTENCOURT AC. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *J Coast Res* 1: 101–124.
- MARTIN L, SUGUIO K & FLEXOR JM. 1986. Relative sea-level reconstruction during the last 7000 years along the states of Parana and Santa Catarina (Brazil) coastal plains: additional information derived from shell-middens. *Quat South Am Antarct Penins* 4: 219–236.
- MARTINHO CT. 2004. Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina. Universidade de São Paulo.
- MARTINS SEM, FRANÇA MC, SEDDIQUE AA, SIAL AN, PESSENDA LCR, DE CAMARGO PB, VALENÇA LMM, SANTOS LROC & BARCELLOS RL. 2020. Holocene vegetation changes according to sea-level and climate dynamics on tidal flats of the Formoso River estuary, northeastern Brazil. *Quat Int*
- MASETTO E & LORSCHETTER ML. 2019. Vegetation dynamics during the last 7500 years on the extreme southern Brazilian coastal plain. *Quat Int* 524: 48–56.
- MCCARTHY FMG, GOSTLIN KE, MUDIE PJ & HOPKINS JA. 2003. Terrestrial and marine palynomorphs as sea-level proxies: an example from Quaternary sediments on the New Jersey Margin, U.S.A. *Micropaleontol Proxies Sea-Level Chang Stratigr Discontinuities* 75: 119–129.
- MEDEANIC S, DILLENBURG SR & TOLDO JUNIOR EE. 2001. Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Rev Geociências* 6: 64-76.
- MEYER K. 2005. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. *Rev Bras Paleontol* 8: 57–72.

- MIOT DA SILVA G. 2002. Efeito do estado de equilíbrio em planta na sedimentologia de praias desenvolvidas entre promontórios. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MMA/SBF - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE/SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS. 2010. Mata Atlântica: patrimônio nacional dos brasileiros. In: CAMPANILI M & SCHAFFER WB (Eds), Biodiversidade 34, Brasília, 408 p.
- NIMER E. 1990. Clima. In: IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, Ed., Geografia do Brasil: Região Sul. Rio de Janeiro: IBGE, p. 151-187.
- ROSA MLCC, 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. *Brazilian J Geol* 47: 183–207.
- ROTH L, LORSCHBITTER ML & MASETTO E. 2021. Paleoenvironments of the last 24,000 years on the extreme northern Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Quat Int* 571: 117–126.
- SILVA WG, SOUZA PA, GARCIA MJ, CARVALHO MA, DILLENBURG SR, CANCELLI RR & KUHN LA. 2021. Middle to Late Holocene paleoenvironmental changes in the coastal plain of southern Brazil. *J South Am Earth Sci*
- SOUZA TCS, CARVALHO MA, DIAS FF, BARRETO CF, FREITAS ADS & CASTRO JVA. 2016. Analysis of Particulate Organic Matter in Holocene Sediments of Coastal Plain From Pero Beach, Cabo Frio, Rio De Janeiro, Brazil. *J Sediment Environ* 1: 242–253.
- SUGUIO K, MARTIN L, BITTENCOURT ACSP, DOMINGUEZ JML, FLEXOR JM & 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 Geociências* 15: 273–286.
- TABAJARA LL & DILLENBURG SR. 1997. Batimetria e sedimentos de fundo da Laguna de Tramandaí-RS. *Notas Técnicas* 10: 21–33.
- VAL-PEÓN C, CANCELLI RR, SANTOS L & SOARES ALR. 2019. Prehistoric occupation and palaeoenvironmental changes along Santa Catarina's Coastal Plain, Brazil: An integrated approach based on palynological data. *J Archaeol Sci Reports* 23: 983–992.
- VILLWOCK JA & TOMAZELLI LJ. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do sul. *Notas técnicas* 8: 1-45.
- VILLWOCK JA, TOMAZELLI LJ, LOSS EL, DEHNHARDT EA & HORN FILHO NO. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Int. Symp. sea-level Chang. Quat shorelines* 79–97.

ANEXOS

ANEXO A: COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DOS ARTIGOS CIENTÍFICOS

ANEXO B: DATAÇÕES RADIOCARBÔNICAS

ANEXO C: ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

ANEXO D: ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS

ANEXO E: PRODUÇÃO CIENTÍFICA DURANTE DOUTORADO

ANEXO A: COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DOS ARTIGOS CIENTÍFICOS**ARTIGO I**

De: **Quaternary Science Reviews** <em@editorialmanager.com>
Date: dom., 23 de mai. de 2021 às 13:22
Subject: Submission to Quaternary Science Reviews - manuscript number
To: Lidia Aumond Kuhn <lidiaak.lak@gmail.com>

This is an automated message.

Manuscript Number: JQSR-D-21-00301

Late Quaternary paleoenvironmental evolution and sea level oscillation of the Santa Catarina Island (southern Brazil)

Dear Mrs. Kuhn,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: JQSR-D-21-00301.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/jqsr/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Quaternary Science Reviews

ANEXO A: COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DOS ARTIGOS CIENTÍFICOS**ARTIGO II**

De: **Review of Palaeobotany and Palynology** <em@editorialmanager.com>

Date: seg., 28 de jun. de 2021 às 11:58

Subject: Submission to Review of Palaeobotany and Palynology - manuscript number

To: Lidia Aumond Kuhn <lidiaak.lak@gmail.com>

This is an automated message.

Manuscript Number: PALBO-D-21-00083

The effect of different processing methods on dinoflagellate cysts recovery: implications for paleoenvironmental reconstructions

Dear Mrs. Kuhn,

Your above referenced submission has been assigned a manuscript number: PALBO-D-21-00083.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/palbo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Review of Palaeobotany and Palynology

ANEXO A: COMPROVANTES DE SUBMISSÃO DOS ARTIGOS CIENTÍFICOS**ARTIGO III**

Annals of the Brazilian Academy of Sciences - Manuscript ID AABC-2021-1165



▶ Caixa de entrada x UFRGS/UFRGS x

**Daniel Sant'Anna** <onbehalf@manuscriptcentral.com>

qui., 19 de ago. 17:17 (há 5 dias)



para lidiaak.lak, paulo.alves.souza, luiza.camara, mluiza7, sergio.dillenburg, guilherme.hoerlle ▾

19-Aug-2021

Dear Miss Kuhn:

Your manuscript entitled "Paleoenvironments and sea level changes during the Holocene in the Santa Catarina coastal plain (southern Brazil): paleosurfaces and related controls" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the Annals of the Brazilian Academy of Sciences.

Your manuscript ID is AABC-2021-1165.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/aabc-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/aabc-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Annals of the Brazilian Academy of Sciences.

Sincerely,

Annals of the Brazilian Academy of Sciences Editorial Office



The University of Georgia

Center for Applied Isotope Studies

RADIOCARBON ANALYSIS REPORT

June 5, 2018

Lidia Aumond Kuhn
 Universidade Federal do Rio Grande do Sul
 Instituto de Geociencias
 Avenida Bento Goncalvves 9500
 Bloco 1-Predio 43113-Bairro Agronomia
 Porto Alegre, RS 91.509.900
 Brazil

Dear Dr. Kuhn,

Enclosed please find the results of ^{14}C Radiocarbon analyses and Stable Isotope Ratio $\delta^{13}\text{C}$ analyses for the samples received by our laboratory on May 22, 2018.

UGAMS#	Sample ID	Material	$\delta^{13}\text{C},\text{‰}$	^{14}C age, years BP	\pm	pMC	\pm
35404	sample 1	sediment	-18.55	5760	20	48.83	0.14

The sediment sample was treated with 5% HCl at the temperature 80°C for 1 hour, then it was washed with deionized water and dried at 60°C. For accelerator mass spectrometry analysis the cleaned charcoal was combusted at 900°C in evacuated / sealed ampoules in the presence of CuO.

The resulting carbon dioxide was cryogenically purified from the other reaction products and catalytically converted to graphite using the method of Vogel *et al.* (1984) Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B5, 289-293. Graphite $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios were measured using the CAIS 0.5 MeV accelerator mass spectrometer. The sample ratios were compared to the ratio measured from the Oxalic Acid I (NBS SRM 4990).

The sample $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios were measured separately using a stable isotope ratio mass spectrometer and expressed as $\delta^{13}\text{C}$ with respect to PDB, with an error of less than 0.1‰.

The quoted uncalibrated dates have been given in radiocarbon years before 1950 (years BP), using the ^{14}C half-life of 5568 years. The error is quoted as one standard deviation and reflects both statistical and experimental errors. The date has been corrected for isotope fractionation.

Sincerely,

Alexander Cherkinsky, Ph.D.
 Senior Research Scientist



ISO/IEC 17025:2005



The University of Georgia

Center for Applied Isotope Studies

RADIOCARBON ANALYSIS REPORT

November 20, 2020

Lidia Aumond Kuhn
 Universidade Federal do Rio Grande do Sul State
 Instituto de Geociencias
 Avenida Bento Goncalvves 9500
 Bloco 1-Predio 43113-Bairro Agronomia
 Porto Alegre, RS 91.509.900
 Brazil

Dear Dr. Kuhn,

Enclosed please find the results of ^{14}C Radiocarbon analyses and Stable Isotope Ratio $\delta^{13}\text{C}$ analyses for the samples received by our laboratory on November 2, 2020.

UGAMS#	Sample ID	Material	$\delta^{13}\text{C},\text{‰}$	^{14}C age, years BP	\pm	pMC	\pm
49854	22.5- 4.55m	sediment	-15.16	4730	20	55.52	0.15
49855	42.5-2.35m	peat	-24.13	1750	20	80.44	0.22
49856	60.5-0.55m	peat	-25.66	330	25	96.03	0.28

The sediment sample was treated with 5% HCl at the temperature 80°C for 1 hour, then it was washed with deionized water and dried at 60°C. For accelerator mass spectrometry analysis the cleaned charcoal was combusted at 900°C in evacuated / sealed ampoules in the presence of CuO.

The resulting carbon dioxide was cryogenically purified from the other reaction products and catalytically converted to graphite using the method of Vogel *et al.* (1984) Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B5, 289-293. Graphite $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios were measured using the CAIS 0.5 MeV accelerator mass spectrometer. The sample ratios were compared to the ratio measured from the Oxalic Acid I (NBS SRM 4990).

The sample $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios were measured separately using a stable isotope ratio mass spectrometer and expressed as $\delta^{13}\text{C}$ with respect to PDB, with an error of less than 0.1‰.

The quoted uncalibrated dates have been given in radiocarbon years before 1950 (years BP), using the ^{14}C half-life of 5568 years. The error is quoted as one standard deviation and reflects both statistical and experimental errors. The date has been corrected for isotope fractionation.

Sincerely,

Alexander Cherkinsky, Ph.D.
 Senior Research Scientist

ANEXO C: ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Amostra	profundidade	peso úmido	peso seco (estufa 40C)	peso mufla	M.O em % por amostra	Umidade em % por amostra	Peso 0,250mm	Média 0,250mm	Peso 0,125 mm	Média 0,125 mm	Peso 0,063mm	Média 0,063 mm
1	0 -0,5											
E1	0 - 0,1	28.11	3.31	0.39	88.22	88.22	0.66	19.94	0.71	21.45	0.54	16.31
D1	0,1- 0,2	26.9	2.93	0.29	90.10	89.11	0.59	20.14	0.81	27.65	0.77	26.28
C1	0,2-0,3	18.59	2.15	0.47	78.14	88.43	1.24	57.67	0.27	12.56	0.54	25.12
B1	0,3-0,4	18.84	1.98	0.42	78.79	89.49	0.75	37.88	0.12	6.06	0.12	6.06
A1	0,4-0,5	30.71	3.09	0.31	89.97	89.94	1.08	34.95	0.61	19.74	0.48	15.53
2	0,5-1,0											
E2	0,5-0,6	36.64	3.6	0.46	87.22	90.17	0.8	22.22	0.6	16.67	0.42	11.67
D2	0,6-0,7	34.47	3.37	0.53	84.27	90.22	0.7	20.77	0.8	23.74	0.69	20.47
C2	0,7-0,8	35.83	3.13	0.29	90.73	91.26	0.73	23.32	0.78	24.92	0.71	22.68
B2	0,8-0,9	36.03	2.68	0.33	87.69	92.56	0.6	22.39	0.69	25.75	0.62	23.13
A2	0,9-1,0	34.99	2.79	0.26	90.68	92.03	0.9	32.26	0.53	19.00	0.64	22.94
3	1,0-1,5											
E3	1,0-1,1	27.1	2.79	0.45	83.87	89.70	0.45	16.13	0.73	26.16	0.62	22.22
D3	1,1-1,2	31.29	2.69	0.55	79.55	91.40	0.92	34.20	0.74	27.51	0.53	19.70
C3	1,2-1,3	33.09	2.53	0.42	83.40	92.35	0.49	19.37	0.71	28.06	0.55	21.74
B3	1,3-1,4	31.52	2.22	0.25	88.74	92.96	0.84	37.84	0.3	13.51	0.84	37.84
A3	1,4-1,5	23.01	1.87	0.17	90.91	91.87	0.46	24.60	0.67	35.83	0.41	21.93
4	1,5-2,0											
E4	1,5-1,6	36.88	3.07	0.14	95.44	91.68	0.41	13.36	0.78	25.41	0.51	16.61
D4	1,6-1,7	35.29	2.87	0.33	88.50	91.87	0.67	23.34	0.83	28.92	0.93	32.40
C4	1,7-1,8	37.72	2.6	0.25	90.38	93.11	0.36	13.85	0.73	28.08	0.8	30.77
B4	1,8-1,9	33.82	2.67	0.23	91.39	92.11	0.76	28.46	0.63	23.60	0.68	25.47
A4	1,9-2,0	33.46	2.96	0.27	90.88	91.15	0.64	21.62	0.99	33.45	0.68	22.97
5	2,0-2,5											
E5	2,0-2,1	40.06	3.19	0.28	91.22	92.04	0.54	16.93	0.61	19.12	1.24	38.87
D5	2,1-2,2	38.67	3.12	0.4	87.18	91.93	0.35	11.22	0.64	20.51	0.83	26.60
C5	2,2-2,3	38.06	3.78	1.3	65.61	90.07	0.44	11.64	0.8	21.16	0.73	19.31
B5	2,3-2,4	43.82	8.25	5.55	32.73	81.17	1.47	17.82	3.05	36.97	0.41	4.97
A5	2,4-2,5	45.5	17.61	15.14	14.03	61.30	1.82	10.34	9.45	53.66	2.24	12.72
6	2,5-3,0											
E6	2,5-2,6	47.86	12.37	9.36	24.33	74.15	2.73	22.07	5.1	41.23	2.98	24.09
D6	2,6-2,7	44.12	15.72	12.9	17.94	64.37	2.16	13.74	6.93	44.08	2.51	15.97
C6	2,7-2,8	48.3	16.42	13.41	18.33	66.00	1.31	7.98	3.92	23.87	3.71	22.59
B6	2,8-2,9	43.12	12.97	10.8	16.73	69.92	1.54	11.87	4.02	30.99	3.25	25.06
A6	2,9-3,0	39.7	13.15	11.13	15.36	66.88	2.9	22.05	5.97	45.40	2.67	20.30
7	3,0-3,5											
E7	3,0-3,1	35.55	12.48	10.24	17.95	64.89	1.83	14.66	5.19	41.59	2.49	19.95
D7	3,1-3,2	38.76	10.51	8.35	20.55	72.88	2.49	23.69	4.48	42.63	2.27	21.60
C7	3,2-3,3	52.2	15.92	12.91	18.91	69.50	2.15	13.51	4.77	29.96	3.37	21.17
B7	3,3-3,4	40.31	12.57	10.07	19.89	68.82	2.31	18.38	3.61	28.72	2.95	23.47
A7	3,4-3,5	46.12	12.68	9.88	22.08	72.51	3.05	24.05	2.49	19.64	3.21	25.32
8	3,5-4,0											
E8	3,5-3,6	57.02	18.36	14.08	23.31	67.80	6.32	34.42	5.18	28.21	1.54	8.39
D8	3,6-3,7	51.7	16.92	13.26	21.63	67.27	5.43	32.09	5.52	32.62	2.26	13.36
C8	3,7-3,8	53.3	18.3	14.61	20.16	65.67	3.54	19.34	6.58	35.96	1.94	10.60
B8	3,8-3,9	45.8	16.46	13.35	18.89	64.06	4.7	28.55	8.15	49.51	1.52	9.23
A8	3,9-4,0	52.51	16.37	12.84	21.56	68.82	3.93	24.01	3.92	23.95	1.86	11.36
9	4,0-4,5											
E9	4,0-4,1	52.51	26.07	12.38	52.51	50.35	2.3	8.82	6.34	24.32	2.03	7.79
D9	4,1-4,2	52.28	24.21	13.82	42.92	53.69	2.71	11.19	5.72	23.63	1.64	6.77
C9	4,2-4,3	57.66	28.51	19.46	31.74	50.55	3.02	10.59	5.61	19.68	1.83	6.42

B9	4,3-4,4	59.09	30.29	14.35	52.62	48.74	2.81	9.28	6.42	21.20	1.93	6.37
A9	4,4-4,5	48.3	20.71	12.13	41.43	57.12	2.13	10.28	7.68	37.08	2.12	10.24
10	4,5-5,0											
E10	4,5-4,6	45.57	17.36	12.29	29.21	61.90	2.33	13.42	6.84	39.40	1.97	11.35
D10	4,6-4,7	64.39	19.2	14.69	23.49	70.18	4.4	22.92	6.16	32.08	1.13	5.89
C10	4,7-4,8	49.03	16.43	12.77	22.28	66.49	5.08	30.92	6.85	41.69	2.42	14.73
B10	4,8-4,9	58.2	20.71	14.12	31.82	64.42	3.49	16.85	9.53	46.02	2.42	11.69
A10	4,9-5,0	52.71	20.3	15.6	23.15	61.49	3.27	16.11	6.41	31.58	1.77	8.72
11	5,0-5,5											
E11	5,0-5,1	54.78	22.46	18.6	17.19	59.00	2.17	9.66	8.54	38.02	3.2	14.25
D11	5,1-5,2	62.21	28.15	24.05	14.56	54.75	1.41	5.01	7.12	25.29	2.17	7.71
C11	5,2-5,3	45.87	20.65	19.99	3.20	54.98	1.48	7.17	8.07	39.08	3.29	15.93
B11	5,3-5,4	50.8	22.2	21.03	5.27	56.30	0.43	1.94	5.47	24.64	2.91	13.11
A11	5,4-5,5	60.08	24.62	22.7	7.80	59.02	0.32	1.30	5.57	22.62	2.74	11.13
12	5,5-6,0											
E12	5,5-5,6	60.14	22.81	20.93	8.24	62.07	0.33	1.45	4.77	20.91	1.71	7.50
D12	5,6-5,7	57.03	21.2	18.21	14.10	62.83	0.28	1.32	4.36	20.57	2.01	9.48
C12	5,7-5,8	58.32	29.04	24.99	13.95	50.21	1.87	6.44	8.22	28.31	2.43	8.37
B12	5,8-5,9	42.58	17.19	15.39	10.47	59.63	1.94	11.29	10.06	58.52	2.65	15.42
A12	5,9-6,0	49.72	20.98	18.39	12.35	57.80	1.01	4.81	5.79	27.60	3.56	16.97
13	6,0-6,5											
E13	6,0-6,1	58.21	27.12	24.83	8.44	53.41	3.75	13.83	9.12	33.63	3.17	11.69
D13	6,1-6,2	60.07	16.32	14.46	11.40	72.83	1.77	10.85	8.99	55.09	3.95	24.20
C13	6,2-6,3	49.67	21.14	18.27	13.58	57.44	4.52	21.38	20.35	96.26	8.39	39.69
B13	6,3-6,4	50.26	21.8	18.81	13.72	56.63	6.5	29.82	11.69	53.62	3.4	15.60

Média da umidade em % entre 6,5 - 4,0 m 58.41
Média da umidade em % entre 4,0 - 0,0 m 78.52
Média da M.O em % 6,5 - 4,0 m 33.11
Média da M.O em % 4,0 - 0,0 m 54.89

Média em % da fração 0,250 11.53
Média em % da fração 0,125 35.87
Média em % da fração 0,063 12.54

Média em % da fração 250 para todo poço 24.88
Média em % da fração 125 para todo poço 37.54
Média em % da fração 63 para todo poço 15.96

ANEXO D: ANÁLISES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS

Sample Preparation		Analysis						Data Evaluation						
Sample ID	Sediment depth [cm]	mean d13C/12C [permil vs VPDB]	SD d13C/12C [permil vs VPDB]	error d 13C/12C [permil vs VPDB]	mean d15N/14N [permil vs air-N2]	SD d15N/14N [permil vs air-N2]	error d 13C/12C [permil vs VPDB]	mean TOC [wt%]	SD TOC [wt%]	error TOC [wt%]	mean TN [wt%]	SD TN [wt%]	error TN [wt%]	molecular C/N ratio
PCSC3_6.5	6.50	-17.9	0.29	0.20	2.7	0.32	0.23	0.5	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	15.3
PCSC3_6.4	6.40	-19.1	0.24	0.17	3.5	0.03	0.02	0.7	0.05	0.04	0.1	0.00	0.00	16.2
PCSC3_6.2	6.20	-18.3	0.09	0.06	3.5	0.51	0.36	1.0	0.06	0.04	0.1	0.00	0.00	16.0
PCSC3_6.0	6	-16.8	0.01	0.01	3.0	0.06	0.04	3.7	0.19	0.13	0.2	0.04	0.03	14.6
PCSC3_5.8	5.8	-16.8	0.16	0.12	2.9	0.03	0.02	4.2	0.27	0.19	0.3	0.01	0.01	14.6
PCSC3_5.6	5.6	-15.4	0.02	0.01				5.3	1.72	1.21	0.4	0.13	0.10	15.8
PCSC3_5.4	5.4	-15.5	0.11	0.08				3.8	0.42	0.30	0.3	0.01	0.01	16.4
PCSC3_5.2	5.2	-16.1	0.11	0.08	2.7	0.04	0.03	6.2	0.76	0.54	0.5	0.07	0.05	14.1
PCSC3_5.0	5	-14.2	0.24	0.17	2.1	0.01	0.00	6.1	2.55	1.81	0.5	0.22	0.15	14.4
PCSC3_4.8	4.8	-14.1	0.21	0.15	2.4	0.47	0.33	6.1	1.51	1.07	0.5	0.12	0.08	13.9
PCSC3_4.6	4.6	-13.6	0.12	0.08	1.6	0.35	0.25	7.9	0.76	0.54	0.6	0.07	0.05	14.3
PCSC3_4.4	4.4	-12.6	0.06	0.04	4.3	0.36	0.26	8.2	0.55	0.39	0.6	0.00	0.00	15.0
PCSC3_4.2	4.2	-12.2	0.02	0.02				8.0	1.36	0.96	0.6	0.12	0.08	14.8
PCSC3_4.0	4	-12.5						9.8	0.10	0.07	0.8	0.01	0.01	14.6
PCSC3_3.8	3.8	-13.4	0.10	0.07	4.3	0.28	0.20	10.5	0.14	0.10	0.8	0.05	0.03	15.2
PCSC3_3.6	3.6	-14.4						7.1			0.6			14.6
PCSC3_3.4	3.4	-14.2	0.10	0.07				5.9	0.84	0.59	0.5	0.07	0.05	15.0
PCSC3_3.2	3.2	-13.5	0.13	0.09	0.5	0.11	0.08	6.2	0.02	0.02	0.5	0.02	0.01	14.9
PCSC3_3.0	3	-16.3	0.59	0.42	-0.4	0.06	0.04	7.8	1.44	1.02	0.6	0.09	0.06	14.8
PCSC3_2.8	2.8	-14.3	0.23	0.17				10.3	3.85	2.72	0.8	0.33	0.23	15.4
PCSC3_2.6	2.6	-17.9	0.44	0.31				4.9	0.80	0.57	0.4	0.07	0.05	13.8
PCSC3_2.4	2.4	-20.9	0.15	0.10				3.4	0.51	0.36	0.3	0.05	0.03	15.2
PCSC3_2.2	2.2	-25.0	1.92	1.36	-1.6	0.47	0.33	16.0	1.13	0.80	0.9	0.03	0.02	19.7
PCSC3_2.0	2	-25.4	0.17	0.12	-2.5	0.32	0.22	33.1	0.02	0.02	1.3	0.03	0.02	29.9
PCSC3_1.8	1.8	-24.8	0.09	0.06				46.7	0.19	0.13	1.1	0.02	0.01	47.8
PCSC3_1.6	1.6	-23.9	0.16	0.11	3.9	0.27	0.19	49.6	0.01	0.00	1.6	0.10	0.07	36.1
PCSC3_1.4	1.4	-22.9	0.09	0.07				47.0	1.56	1.11	1.8	0.08	0.06	30.7
PCSC3_1.2	1.2	-25.1	0.64	0.46				48.7	0.23	0.16	1.6	0.00	0.00	34.5
PCSC3_1.0	1	-25.1	0.22	0.16	-1.6	0.01	0.01	47.0	0.17	0.12	1.9	0.02	0.01	28.3
PCSC3_0.8	0.8	-26.1	0.17	0.12	4.6	1.17	0.82	38.5	0.02	0.02	1.4	0.02	0.01	31.4
PCSC3_0.6	0.6	-25.6	0.08	0.06	4.0	0.09	0.06	40.0	0.15	0.11	2.1	0.00	0.00	22.7
PCSC3_0.4	0.4	-26.5	0.22	0.15	5.5	0.27	0.19	44.7	0.09	0.06	1.8	0.03	0.02	29.4
PCSC3_0.2	0.2	-29.6	0.13	0.09	2.1	0.08	0.05	39.7	0.00	0.00	1.8	0.02	0.01	26.2

ACRITARCOS HOLOCÊNICOS DA PLANÍCIE COSTEIRA DE SANTA CATARINA (GAROPABA, BRASIL): IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

L.A. KUHN, P.A. SOUZA

Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS
lidiaak.lak@gmail.com

Análises palinológicas em sedimentos quaternários constituem uma importante ferramenta para investigar questões paleoecológicas, paleovegetacionais e paleoambientais devido ao elevado potencial de preservação dos palinórfos e à ampla variedade de hábitos e habitats nos quais eles são distribuídos. Apesar do grande avanço nos estudos palinológicos do Quaternário do Brasil, esses trabalhos são voltados principalmente para o estudo da história paleovegetacional e paleoclimática e, por sua vez, dão ênfase ao registro polínico recuperado de depósitos sedimentares. Contudo, em determinados ambientes, a presença de outros elementos, tais como cistos de algas, cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos e acritarcos, também é de alta relevância para o entendimento de condições paleoambientais. Nas planícies costeiras, por exemplo, a comparação da frequência e abundância de palinórfos marinhos em relação aos continentais é comumente usada como método para a delimitação de eventos transgressivos e regressivos do nível do mar. Neste contexto, este trabalho apresenta três espécimes de acritarcos (*Michrystidium* sp., Acritarco sp. 1 e Acritarco sp. 2) verificados em análises palinológicas de um testemunho sedimentar de idade holocênica da Planície Costeira de Santa Catarina, Garopaba, sul do Brasil. Um total de 46 amostras foi coletado ao longo de 450 cm do testemunho (poço PCSC-3, coordenadas 28°02'11,95" S; 48°37'41,73" W). Os três acritarcos possuem forma esférica e pequenas dimensões (de 10 a 15 µm). Tanto *Michrystidium* sp. quanto Acritarco sp. 1 têm processos curtos e pertencem ao subgrupo Acanthomorphae, no entanto o Acritarco sp. 1 possui exina mais espessa. Já o Acritarco sp. 2 corresponde ao subgrupo Sphaeromorphae, sua ornamentação é psilada e alguns espécimes possuem aberturas em forma de rasgo. Os acritarcos foram identificados em 24 amostras do perfil sedimentar, com abundância decrescente desde a base do testemunho (5390 cal anos AP) até 90 cm de profundidade (cerca de 960 anos AP). Nestes mesmos níveis de profundidade, e com o mesmo padrão de frequência, outros elementos marinhos também foram identificados (dinoflagelados e palinoforaminíferos). Essa assembléia palinológica composta de acritarcos, dinoflagelados e palinoforaminíferos revelou um ambiente de deposição com influência marinha. Os acritarcos foram descritos, ilustrados e comparados com ocorrências similares em sedimentos quaternários do sul da América do Sul. [CNPq, FAPERGS]

RELATIONSHIP BETWEEN VEGETATIONAL FIRE, CLIMATE EVOLUTION AND VEGETATION PATTERNS IN THE QUATERNARY OF THE COASTAL PLAIN OF RIO GRANDE DO SUL, BRAZIL

Ribeiro, V.¹; Kuhn, L. A.²; Guerra-Sommer, M.³; Simões, J. C.⁴; Menegat, R.⁵

^{1,2,3,4,5} Federal University of Rio Grande do Sul

ABSTRACT: The goal of the study was to establish correlations between the occurrence of fire peaks in the Late Pleistocene-Holocene interval and potential changes in the pattern of vegetation in the Águas Claras locality, municipality of Viamão, in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul State, Brazil. Charcoal fragments were recovered from a 1.17 cm drill core at intervals of 10 cm and submitted to statistical analyses and documented under stereomicroscope and scanning electron microscopy (SEM). For palynological analyzes samples of 1 cm³ were recovered at different intervals of deposition at the basal Pleistocene lagoon interval and in the overlaying Holocene peat layer. The palynomorphs were quantified for statistical analysis and grouped taxonomically as well as for their ecological affinities, under optical microscopy (400x magnification). Palynological and charcoal analyzes indicated that in the basal (sandy matrix) Pleistocene lagoon facies, small charcoal fragments showing evidences of remobilization were commonly associated with dominant herbaceous forms (Poaceae besides, *Asteraceae* and *Apiaceae*), arboreal plants (*Myrtaceae*) are complementary forms. Pteridophytes are rare represented by *Blechnum* and Polypodiaceae, and Bryophytes are absent. The data indicate restricted conditions probably related to mixohaline environment caused by rapid sea level rise. Wildfires were distant events from the lagoon. At the charcoal peak identified at the deposition of the lagoon environment (approximately 25400 years BP) wood charred fragments are small but well preserved, showing incomplete burning (partially homogenized cell walls). Palynological data indicate that herbaceous forms from previous interval increase their dominance, decreasing the influence of arboreal and pteridophyte and bryophyte (*Sphagnum*, *Phaeoceros*) becoming more frequent. Integration of data suggest that mixohaline evolved to an environment where freshwater conditions were progressively been installed during sea level falling. Surface fires with low intensity and rapid propagation reached the area of the lagoon. At the boundary with peat generation facies the size, preservation and concentration of the charcoal fragments increases abruptly. Palynological analyzes in the peat level underlying a paleosurface represented by a thin carbonate lamina (1 cm) which represent the maximum flood of the transgression phase in Coastal Plain of Rio Grande do Sul (~5.100 years BP) show an increase in arboreal forms and expansion of Bryophyta (*Sphagnum*) which is indicative of humidity, low mineral nutrient rate and paleoenvironmental acidity. After the inferred maximum transgression, arboreal plants become more important. Pteridophytes (dominated by *Blechnum*) and bryophytes, represented mainly by *Sphagnum* continue to expand. In the charcoal peak identified in the peat layer in the late Holocene (1590-1515 cal years BP) charcoals reached the maximum concentration and dimensions indicating the proximity of fires from the peat deposition area. Nevertheless, the incomplete homogenization of cell walls suggests low temperature of surface fires. The dominance of herbaceous angiosperms associated to the significant impoverishment of arboreal plants, pteridophytes and bryophytes reflected a dry environment probably correlated to the occurrence of regional climatic fluctuations. At the top of peat deposition, before the uppermost soil layer, charcoal concentration and dimensions abruptly decrease indicating a decrease in fire events. However, palynological composition remains stable. (Sponsored by INCT da Criosfera/FAPERGS processo n: 17/2551-0000518-0).

KEYWORDS: CHARCOAL; PALYNOLOGY; HOLOCENE.

EVIDÊNCIAS PALINOLÓGICAS DE INFLUÊNCIA MARINHA HOLOCENA NO SUL DA ILHA DE FLORIANÓPOLIS (SANTA CATARINA, BRASIL)

Kuhn, Lidia A.⁽¹⁾; Souza, Paulo A.⁽¹⁾; Cancelli, Rodrigo R.⁽¹⁾

(1) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo; lidiaak.lak@gmail.com

A evolução geológica, paleoambiental e paleogeográfica da planície costeira do sul do Brasil foi, em grande parte, condicionada pelas mudanças paleoclimáticas do Quaternário e pelas oscilações do nível do mar relacionadas. Essas variações do nível do mar modelaram o litoral durante eventos transgressivos e regressivos, os quais deixaram registros impressos na paisagem. Com o objetivo de identificar a influência marinha no sul da Ilha de Florianópolis durante o Holoceno, foi realizada uma coleta de um testemunho sedimentar de 6,5 m de profundidade na praia de Pântano do Sul (Florianópolis, SC) no interior de uma Mata Paludosa a aproximadamente 1 km de distância da atual linha da costa (PCSC-4, coordenadas 48°31'45''O; 27°46'36''S). O perfil coletado é composto por sedimentos inconsolidados acinzentados entre as profundidades de 6,5 até 2,25 m; de 6,5 até 3,75 m apresenta conchas calcárias, as quais deixam de ocorrer nas porções superiores do perfil; nos últimos 2,25 m o testemunho é composto por lama e, nos 0,25 m superiores, estão presentes restos vegetais como raízes e folhas. As 66 amostras coletadas foram submetidas a tratamento laboratorial padrão para recuperação de palinomorfos quaternários; as lâminas foram analisadas em microscopia óptica com o auxílio de luz fluorescente incidente. Para estabelecer a geocronologia, uma amostra da base (6,5 m) foi encaminhada para a datação radiocarbônica pelo método AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), resultando em uma idade de 6.503 anos cal AP. As análises palinológicas permitiram identificar elementos marinhos na porção basal do testemunho (de 6,5 a 2,4 m de profundidade). Dentre os elementos marinhos foram reconhecidos cistos de dinoflagelados, acritarcos e palinoforaminíferos. Os cistos de dinoflagelados recuperados pertencem às ordens Gonyaulacales e Peridinales, sendo identificados cinco gêneros (*Brigantedinium*, *Lejeunecysta*, *Lingulodinium*, *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967 e *Spiniferites mirabilis* (M.R. Rossignol) Sarjeant.). Três espécimes de acritarcos foram registrados, sendo eles: *Michrystridium* sp., Acritarco sp. 1 e Acritarco sp. 2. Com relação aos palinoforaminíferos, o estudo está em fase de vinculação a táxons conhecidos. Neste trabalho foi possível verificar um padrão de diversidade de elementos palinológicos de natureza marinha em maior número de espécimes e diversidade do que para a maioria dos trabalhos realizados na Planície Costeira do Sul Brasil. (CNPq processo: 141324/2017-1)



FIRE EVENTS AND VEGETATION DYNAMICS DURING THE LATE PLEISTOCENE-MEGHALAYAN INTERVAL IN THE SOUTHERNMOST BRAZILIAN COASTAL PLAIN

VERIDIANA RIBEIRO

Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil.
very.ribeiro@yahoo.com.br

MARGOT GUERRA-SOMMER

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS,
 Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.
margot.sommer@ufrgs.br

RUALDO MENEGAT

Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, UFRGS,
 Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.
rualdo.menegat@ufrgs.br

LIDIA AUMOND KUHN

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS,
 Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.
lidiaak.lak@gmail.com

JEFFERSON CARDIA SIMÕES

Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, UFRGS,
 Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.
jefferson.simoes@ufrgs.br

RICARDO BURGO BRAGA

Laboratório de Gerenciamento Costeiro, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.
burgobraga@gmail.com

SORAIA GIRARDI BAUERMANN

Laboratório de Palinologia, Universidade Luterana do Brasil, Av. Farroupilha,
 8001, 92425-900, Canoas, Rio Grande do Sul, Brasil.
soraia.bauermann@ulbra.br

WAGNER GUIMARÃES DA SILVA

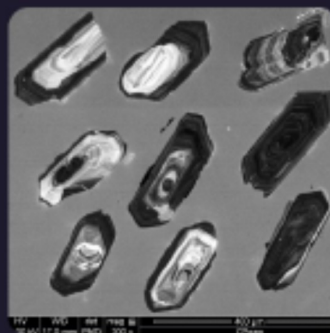
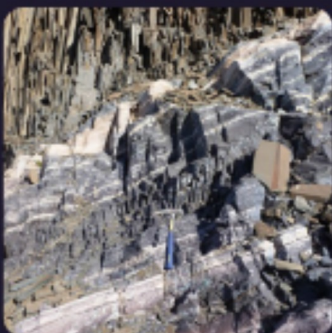
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul, Campus Restinga,
 Rua Alberto Hoffmann, 285, 91791-508, Porto Alegre, RS, Brasil.
wagner.guimaraes.silva@gmail.com

ABSTRACT – The present study analyzes the correspondence between charcoal concentrations and changes in the palynological composition in a core from Águas Claras peatland (30°06'24.39" S; 50°49'04.90" W) in the coastal plain of southernmost Brazil (Rio Grande do Sul state) from approximately 38,900 yrs BP until 1,500 yrs BP. The dominance of grassland vegetation (mainly Poaceae) in Late Pleistocene sediments persisted into the Holocene during the development of a peatland. Analysis of fragment size distribution and concentration were useful to discriminate local fires from regional wildfires. Late Pleistocene regional fires registered in shallow pond deposits (older than 21,545 cal yrs BP) were distinguished from a local Holocene fire by the presence of higher proportions of small particles in charcoal assemblages. A charcoal peak related to a natural fire signal, composed by high concentration of charcoal with larger diameters, was identified at the topmost

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

ANDRÉA RITTER JELINEK
CARLOS AUGUSTO SOMMER





Contribuições palinológicas para a estratigrafia da porção brasileira da Bacia de Pelotas

Paulo Alves de **Souza**^{1,2*}, Wagner Guimarães da **Silva**¹, Eduardo **Premaor**¹, Tiago Vier **Fischer**¹, Renato Backes **Macedo**¹, Rodrigo Rodrigues **Cancelli**¹, Lidia Aumond **Kuhn**^{1,2}

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

² Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

*autor correspondente: paulo.alves.souza@ufrgs.br

1 INTRODUÇÃO

Microfósseis têm sido amplamente utilizados como ferramentas estratigráficas nas bacias sedimentares brasileiras. Com relação àqueles de parede orgânica (palinomorfos), as contribuições de Regali *et al.* (1974a, 1974b), baseadas essencialmente na sucessão de esporos e de grãos de pólen para todas as bacias da margem costeira, excetuando a Bacia de Pelotas (BP), constituem um marco pioneiro para o arcabouço bioestratigráfico dos depósitos mesozoicos e cenozoicos do país. Somente nas últimas duas décadas, os dados sobre os palinomorfos da seção pré-quaternária desta bacia foram progressivamente revelados, a partir da descrição e das análises bioestratigráfica e paleoambiental das seções atravessadas por poços profundos, perfurados pela Petrobras. Por outro lado, a seção quaternária é conhecida, em termos palinológicos, por meio de perfurações rasas na área emersa da bacia, com trabalhos, versando sobre as dinâmicas da sedimentação costeira e da evolução da vegetação nesta porção do continente, com maior concentração de estudos no Rio Grande do Sul (RS). Anjos-Zerfass *et al.* (2008) realizaram a mais recente síntese sobre a importância bioestratigráfica de determinados microfósseis ocorrentes na BP. De forma complementar, este trabalho objetiva apresentar uma síntese das contribuições palinológicas disponíveis para a bacia, enfatizando: (i) a variedade dos palinomorfos registrados e os significados (ii) biocronoestratigráfico e (iii) paleoambiental das associações.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames

Middle to Late Holocene paleoenvironmental changes in the coastal plain of southern Brazil

Wagner G. Silva^{a,b,*}, Paulo A. Souza^b, Maria Judite Garcia^c, Marcelo de Araujo Carvalho^d, Sergio R. Dillenburg^e, Rodrigo R. Cancelli^e, Lidia A. Kuhn^b

^a Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul, IFRS, Campus Restinga, Rua Aberto Hoffman, 285, CEP 91791-508, Porto Alegre, RS, Brazil

^b Programa de Pós-graduação em Geociências, Laboratório de Palinologia Marlene Marques Toigo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brazil

^c Laboratório de Paleobotânica, Palinologia e Micropaleontologia, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências (IGc.), Universidade de São Paulo (USP), R. do Lago, 562, Butantã, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

^d Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Departamento de Geologia e Paleontologia, Laboratório Paleocologia Vegetal (LAPAV), Quinta da Boa Vista s/n, São Cristóvão, CEP 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^e Instituto de Geociências, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Santa Catarina
Pinheira
Palynofacies
Sea-level
Paleoenvironmental changes
Holocene

ABSTRACT

The coastal plain of southern Brazil documents several environmental changes mainly related to sea-level fluctuation and climatic variations during the Quaternary. Comprehensive studies have been carried out, of local and regional scope, in order to improve the knowledge about the geological evolution of this portion of the South American. In this paper we present the results of stable isotope, palynological and palynofaciological analysis of the PSC-03 core (7744 cal yr BP – Modern) was performed to provide the sedimentary evolution of the Santa Catarina coastal plain. Palynological and palynofacies analyses revealed abundant and diversified palynological associations, including terrestrial palynomorphs (spores, pollen grains, fungi, and freshwater algae), marine elements (dinoflagellate cysts and foraminiferal linings), besides abundant phytoclasts and amorphous organic matter. Based on the combined analysis of $\delta^{13}\text{C}$ isotopes (-20.7‰ to -29.6‰) and the C/N ratio (15.5–68) of the selected samples, we deduce that the organic matter is derived from marine phytoplankton and terrestrial C_3 plants. The integrated approach of palynofacies and stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and C/N) analyses revealed three distinct intervals, which characterize the environmental evolution of this portion of the coastal plain. The Interval I (7744 to 2844 cal yr BP) is related to a marginal marine environment, followed by the Interval II (2857 to 2276 cal yr BP), which indicates shallow water conditions, with wetland or soggy soils, while the Interval III (2124 cal yr BP to Modern) shows a subaerial scenario, strongly influenced by arboreal forms of the Atlantic Forest. Comparisons with other sites in southeastern South America were carried out, especially from Uruguay and Argentina, showing similarities in the palynological succession, as response to broader climatic conditions.

1. Introduction

The Brazilian coastal zone was intensely affected by sea-level variations during the Quaternary. These events were responsible for the generation of distinct and complex sedimentary facies, discontinuous in time and space, which resulted from the displacement of processes and

environments, as recorded in previous works (e.g., Kowsmann et al., 1977; Suguio et al., 1985; Martin et al., 1993, 2003; Villwock and Tomazelli, 1995; Corrêa and Villwock, 1996; Corrêa et al., 1996).

The biotic components enclosed in the sedimentary deposits represent important sources of information for the understanding of the transformations experienced by the coastal zone during the Quaternary

* Corresponding author. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul, IFRS, Campus Restinga, Rua Aberto Hoffman, 285, CEP 91791-508, Porto Alegre, RS, Brazil.

E-mail addresses: wagner.guimaraes.silva@gmail.com (W.G. Silva), paulo.alves.souza@ufrgs.br (P.A. Souza), mj-garcia@uol.com.br (M.J. Garcia), mcarvalho@mn.ufrj.br (M.A. Carvalho), sergio.dillenburg@ufrgs.br (S.R. Dillenburg), rodrigocancelli@hotmail.com.br (R.R. Cancelli), lidiaak.lak@gmail.com (L.A. Kuhn).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103514>

Received 28 January 2021; Received in revised form 23 July 2021; Accepted 6 August 2021

Available online 10 August 2021

0895-9811/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UMA SEÇÃO HOLOCENA DO SUL DA ILHA DE SANTA CATRINA, SUL DO BRASIL”Área de Concentração: **Paleontologia**Autor: **LIDIA AUMOND KUNH**Orientador: **Prof. Dr. Paulo Alves de Souza**Examinador: **Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho**Data: **24/09/2021**Conceito: **A****PARECER:**

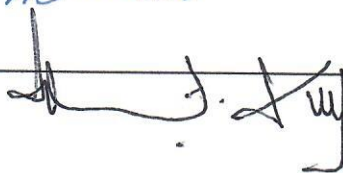
A tese de doutorado apresentada pela candidata Lídia Kunh abordou a evolução paleoambiental do Holoceno de Santa Catarina, um importante tema para compreender a influência das variações relativa do mar dos últimos ~6.500 anos. Os objetivos são claros e a metodologia utilizada foi adequada. A candidata utilizou a palinologia como ferramenta, com destaque para a distribuição estratigráfica dos cistos de dinoflagelados. Um ponto de discussão importante foi a interpretação de um ambiente aquático com influência marinha, quando no meu entendimento foi um ambiente marinho raso com influência continental. Destaque também, para a metodologia utilizada para maior recuperação de cistos de dinoflagelados. A apresentação oral da candidata foi muito esclarecedora.

Assinatura:

Data: **30/09/2021**

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

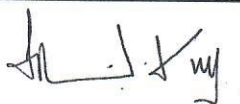
“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UMA SEÇÃO HOLOCENA DO SUL DA ILHA DE SANTA CATRINA, SUL DO BRASIL”Área de Concentração: **Paleontologia**Autor: **LIDIA AUMOND KUNH**Orientador: **Prof. Dr. Paulo Alves de Souza**Examinador: **Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza**Data: **24/09/2021**Conceito: **A****PARECER:**

A Tese apresentada pela discente Lídia Aumond Kunh fornece uma excelente contribuição aos estudos que tratam da evolução costeira no Holoceno, principalmente, para o Sul da Ilha de Santa Catarina. A identificação de fases ambientais a partir de associações de cistos de dinoflagelados, também auxilia em um melhor refinamento cronoestratigráfico para o Holoceno. A Tese está muito bem estruturada e os artigos são de alto nível de pesquisa. A discente apresentou e defendeu a sua Tese com conhecimento de caso. Dessa forma, considero que a mesma está apta a receber o título de Doutora na área de Paleontologia.

Assinatura:

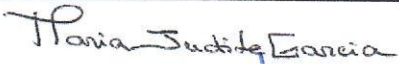
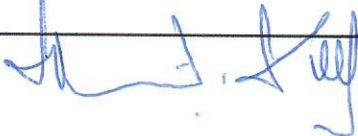
Data: **24/09/2021**

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:



ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UMA SEÇÃO HOLOCENA DO SUL DA ILHA DE SANTA CATRINA, SUL DO BRASIL”	
Área de Concentração: Paleontologia	
Autor: LIDIA AUMOND KUNH □	
Orientador: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza	
Examinador: Profa. Dra. Maria Judite Garcia	
Data: 24 de setembro de 2021	
Conceito: A	
PARECER: O manuscrito encontra-se muito bem organizado, com objetivos e hipótese bem fundamentados e alcançados. Os três artigos já encaminhados para publicação são o resultado desse profícuo trabalho demonstrado pelo amadurecimento científico da candidata. A apresentação por videoconferência foi brilhante e elucidativa. Já a defesa transcorreu de forma totalmente satisfatória, tendo a candidata respondido às questões propostas pelo avaliador e aceitado suas sugestões.	
Assinatura:  24/09/2021	Data:
Ciente do Orientador: 	
Ciente do Aluno: 