

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

**MOMENTOS CLIMÁTICOS E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO
PLEISTOCENO-Holoceno NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO
GRANDE DO SUL E SUA RELAÇÃO COM ESTÁGIOS ISOTÓPICOS
MARINHOS**

VERIDIANA RIBEIRO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADORA: Prof^a. Dr^a Margot Guerra Sommer

PORTO ALEGRE – 2024

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

**MOMENTOS CLIMÁTICOS E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO
PLEISTOCENO-Holoceno NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO
GRANDE DO SUL E SUA RELAÇÃO COM ESTÁGIOS ISOTÓPICOS
MARINHOS**

VERIDIANA RIBEIRO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Margot Guerra Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. André Jasper – Programa de Pós-Graduação em Ambiente e
Desenvolvimento, Universidade do Vale do Taquari

Prof^a. Dr^a. Soraia Girardi Bauermann – Rede de Catálogos Polínicos Online

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer – Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada
como requisito parcial para a
obtenção do Título de Doutor em
Geografia.

PORTO ALEGRE – 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Ribeiro, Veridiana
MOMENTOS CLIMÁTICOS E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO
PLEISTOCENO-Holoceno NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO
GRANDE DO SUL E SUA RELAÇÃO COM ESTÁGIOS ISOTÓPICOS
MARINHOS / Veridiana Ribeiro. -- 2024.

145 f.

Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Coorientadora: Margot Guerra-Sommer.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2024.

1. Paleoclimatologia . 2. Estágios Isotópicos
Marinhos . 3. Reconstruções paleoambientais . 4.
Planície Costeira do Rio Grande do Sul . 5.
Quaternário. I. Simões, Jefferson Cardia, orient. II.
Guerra-Sommer, Margot, coorient. III. Título.

*Dedico esta tese a todas as pessoas que
acreditaram em mim
e por fazerem isso, despertaram a
motivação necessária para a
realização desta conquista!
Margot, minha inspiração e gratidão!*

AGRADECIMENTOS

Expresso, aqui, meu agradecimento às pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento da presente pesquisa.

Ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – POSGea/IG/UFRGS, especialmente nas pessoas do Diretor Prof. Dr. Nelson Sambaqui Gruber, do Coordenador Prof. Dr. Paulo Roberto Rodrigues Soares, da Secretária Michele Torres Elizalde e do Técnico Administrativo Gabriel Gonçalves, pelo apoio institucional.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera) e ao Centro Polar e Climático da Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, pelo auxílio financeiro e diálogos importantes para a amplitude desta pesquisa.

Ao grupo do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica-CECO/UFRGS, Prof. Dr. Eduardo Barboza, Prof. Dr. Sérgio Rebelo Dillenburg, Prof^a. Dr^a. Maria Luiza Correa da Camara Rosa e o Técnico Gilberto Silveira dos Santos pelo apoio técnico, informativo e a disponibilidade em responder meus questionamentos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões, pela confiança, ensinamentos e incentivo, oportunizando um estudo integrativo e multidisciplinar, sempre compartilhando de sua sabedoria para embasar novas reflexões e conclusões para esta pesquisa.

À minha coorientadora Prof^a. Dr^a. Margot Guerra Sommer, acima de tudo por acreditar em mim, pegar a minha mão e me guiar, acompanhando comigo minhas angústias e minhas descobertas, me dando direção e inspiração, não só na carreira profissional, mas acima de tudo, em minha vida. Minha eterna gratidão e admiração.

Ao Prof. Dr. Rualdo Menegat, que foi juntamente coorientador em todo o desenvolvimento desta pesquisa, por compartilhar de sua sabedoria e seu tempo nas longas “reuniões” de discussão sobre os dados, sempre de forma gentil e acolhedora, sendo essencial nos desdobramentos desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. André Jasper, pela amizade e acolhimento, sempre contribuindo com ótimos ensinamentos, desde a investigação até a aquisição dos dados, dando incentivo e apoio constante.

À Prof^a. Dr^a. Gabrielli Gadens Marcon, a qual devo minha vinda a Porto Alegre e a Paleobotânica/UFRGS, pois sempre foi um exemplo de mulher e profissional.

Às colegas e amigas, Isa Schmidt, Ângela Scaramuzza, Ane Siegloch e Lídia Kuhn pela amizade e incentivo nos momentos importantes, não só com sugestões científicas, mas também pessoais, e a todos/as os/as colegas e professores do Instituto de Geociências desta universidade, em especial ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia/UFRGS (Setor Paleobotânica, Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo e Museu de Paleontologia Irajá Damiani Pinto) com quem o contato foi de fundamental importância para minha formação.

À minha família, esposo, mãe, pai, irmã, sogro, tias e primos, Rodrigo, Noemi, Ademar, Juliana, Luiz, Elena, Santa, Jussara, Diâner e Luis, que sempre estiveram ao meu lado (mesmo de longe) me encorajando a seguir em frente, confiando e apoiando a minha escolha. Agradeço o carinho, paciência e acolhimento em todos os momentos.

Mesmo que a palavra “obrigada” signifique tanto, não expressará por inteiro a gratidão em compartilhar esta conquista com vocês.

“Entre a Áustria e a Itália, há uma parte dos Alpes chamada Semmering. É uma parte incrivelmente difícil de subir, no alto das montanhas. Dizem que construíram um trilho nestes Alpes para ligar Viena e Veneza, mesmo antes de existir um trem que pudesse fazer a viagem. Mas eles construíram porque sabiam que, algum dia, o trem chegaria.”

Frances Mayes

RESUMO

A reconstrução das condições paleoambientais vigentes na porção continental interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), Brasil, no Pleistoceno superior-Holoceno (38.900–38.155 a 1.590–1.515 anos cal Antes do Presente (A.P.)) por registros palinológicos e de *macro-charcoal*, controlados por análises faciológicas, geomorfológicas e datações radiocarbônicas (^{14}C), em perfil sedimentar da turfeira de Águas Claras (30°06'24,39" S; 50°49'04,90" W), permitiram inferir que ecossistemas terrestres são muito sensíveis às mudanças de vegetação, impulsionadas pela variabilidade climática em uma escala de tempo milenar. O conjunto de dados permitiu estabelecer diferentes momentos climáticos (MC) e conjecturar que as regiões subtropicais continentais experimentaram variações climáticas com frequência semelhante à identificada em testemunhos de sedimentos marinhos de altas latitudes no Hemisfério Norte, evidente em *proxies* do sistema de estágios isotópicos marinhos (MIS). O registro interstadial MIS 3 foi confirmado na associação de fácies basal (AF) II [m-fS/om], no MC datado de 38.900–38.155 anos cal A.P., correspondente a uma paisagem com raras árvores, sob condições paleoclimáticas do subestágio Dansgaard–Oeschger (D–O) 8, quando vigoraram condições amenas e mais úmidas. O MC de idade de 14.865–14.230 anos cal A.P. corresponde à fase final do estágio MIS 2, em uma paisagem dominada por ervas e com redução de árvores, caracterizado por condições gerais mais secas e coincidente com o início da retração de gelo da Antártica Ocidental sob influência do Último Máximo Glacial. As concentrações de *macro-charcoal* de fundo, procedentes de amostras datadas e relacionáveis aos MIS 3 e MIS 2, foram atribuídas a incêndios ocorrentes em diferentes ambientes, depositados em lagoas rasas e pântanos, e atribuídas principalmente a distintos eventos regionais. O registro palinológico do MC 7.329–7.165 anos cal A.P. aponta para a uma diminuição repentina da temperatura já evidenciada em outras regiões do Hemisfério Sul, após o máximo termal do Holoceno, que ocorreu em aproximadamente 8.000 anos cal A.P. A paisagem nesse intervalo constituída eminentemente por vegetação herbácea, era caracterizada pela presença de pântanos com umidade superficial. A evolução das condições paleoambientais de pântano para a turfeira, com aumento da diversidade de grupos vegetacionais, correspondente ao MC de 5.640–5.635 anos cal A.P., foi quase contemporânea à transgressão máxima do nível do mar no

extremo sul do Brasil (aproximadamente 5.600 anos cal A.P.). O aumento gradativo de *macro-charcoal* nesse intervalo indica a recorrência de incêndios vegetacionais regionais. O MC de 1.590–1.515 anos cal A.P., registra mudanças bruscas nas assembleias palinológicas e evidências de um grande incêndio local indicado pela ocorrência de pico expressivo de *macro-charcoal*, apontando para a diminuição na umidade na área da turfeira e seus arredores, condições que permaneceram até o início da influência antrópica no manejo da turfeira, detectada pela presença de formas exóticas. As reconstruções das paisagens foram desenvolvidas ao longo do intervalo temporal analisado (de 38.000 anos A.P. até 1.500 anos A.P.), a partir da integração de dados palinológicos e *macro-charcoal*, apoiados em análises faciológicas e geomorfológicas, controlados por idades radiocarbônicas. Os dados obtidos em diferentes idades permitiram inferir, que os MC incluídos no MIS 3, MIS 2 e MIS 1, podem ser correlacionados com mudanças climáticas milenares evidenciadas na curva de temperatura da Antártica, a partir de perfis da razão de isótopos $^2\text{H}/^1\text{H}$ de alta resolução em testemunhos de gelo e a boa correlação entre os diferentes MCs da PCRS e variações da curva de temperatura da Antártica sugere que estas variações também se refletiram no Atlântico Sul no intervalo estudado.

Palavras-chave: Quaternário. Momentos Climáticos. Reconstruções Paleambientais. Paleoincêndios. Estágios Isotópicos Marinhos.

ABSTRACT

The reconstruction of climatic conditions through palynological and charcoal records controlled by faciological and geomorphologic analyses and radiometric dating (^{14}C) in columnar profile from Águas Claras peatland (30°06'24.39" S; 50°49'04.90" W) in the inner, continental portion of the Coastal Plain in Rio Grande do Sul State, Brazil (CPRS) within the Late Pleistocene/Holocene (38,900–38,155 cal yr B.P. to 1,590–1,515 cal yr B.P.) show that terrestrial ecosystems respond sensitively to vegetation changes driven by climatic variability on a millennial timescale. The data assemblage led to the conjecture that the continental subtropical regions experienced a similar frequency of climatic variation, as identified in marine sediment cores from high northern latitudes, which is evident in marine isotopic stage (MIS) system proxies. The interstadial MIS 3 record was confirmed in the basal facies association (FA) II [m-fS/om], of the climatic moment dated at 38,900–38,155 cal yr B.P., under paleoclimatic conditions of the Dansgaard–Oeschger (D–O) 8 substage, when mild and wetter conditions prevailed. The climatic moment 14,865–14,230 cal yr B.P. age corresponds to the topmost MIS 2, which coincides with the onset of the West Antarctic Ice Sheet retreat under the influence of the Last Glacial Maximum. The background macro-charcoal concentrations found in samples dated as MIS 3 and MIS 2 were attributed to fires from different environments, deposited in shallow ponds and marshy environments, and linked to regional rather than local fires. The palynological record of the climatic moment 7,329–7,165 yr BP pointed to a sudden decrease in temperature, already evidenced in other regions of the Southern Hemisphere after the Holocene thermal maximum that occurred at approximately 8,000 yr B.P. In this interval, composed eminently of herbs, the landscape was characterized by marshes with superficial humidity. A change toward higher temperatures and humid peat-generating environments, corresponding to the climatic moment of 5,640–5,635 cal yr B.P., almost contemporaneously with the maximum sea level transgression in southernmost Brazil (approximately 5,600 cal yr B.P.). The climatic moment 1,590–1,515 cal yr B.P., sharp changes in the palynological assemblages and evidence of a major local fire, indicated by the occurrence of an expressive macro-charcoal peak, pointed to a decrease in humidity in the peatland area and its surroundings, that remained until the beginning of anthropogenic influence on peatland management, detected by the presence of exotic forms.

Reconstructions of landscapes were developed throughout the analyzed temporal interval (38,000 yr B.P. to 1,500 yr B.P.) by integrating palynological and macro-charcoal data based on faciological and geomorphological analyses and controlled by radiometric age. The data assemblage obtained at different ages led to the inference that climatic moments included within MIS 3, MIS 2, and MIS 1 can be correlated with millennial climatic changes evidenced in the Antarctic temperature curve based on profiles of the $^2\text{H}/^1\text{H}$ isotope ratio of high resolution in ice cores and the good correlation between CPRS CMs and variations in the Antarctic temperature curve suggests that these variations were also reflected in the South Atlantic in the studied interval.

Keywords: Quaternary. Climatic Moments. Paleoenvironmental Reconstruction. Paleo-wildfires. Marine Isotope Stages.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 2

- FIRE EVENTS AND VEGETATION DYNAMICS DURING THE LATE PLEISTOCENE-MEGHALAYAN INTERVAL IN THE SOUTHERNMOST BRAZILIAN COASTAL PLAIN*
- 1 Location map of Coastal Plain of Rio Grande do Sul (Tomazelli & Villwock, 1996 and Stevaux & Dillenburg, 2011) and geological map and location of T3 section point (adapted from CPRM, 2006). (237)
 - 2 Columnar profile of Águas Claras peatland showing facies succession, geochronology and geochronological units, charcoal concentration, and charcoal dimension. (238)
 - 3 Photomicrographs of macro-charcoals retrieved from the Águas Claras core. A–B, mineralized charcoals from the base of the lacustrine environment. C–D, fragments from the charcoal peak in shallow pond environment. E–F, fragments from the charcoal peak in the peatland environment. Arrows point to homogenized cell walls. Scale bars = 20 µm. (240)
 - 4 Percentage diagram of the palynomorphs showing the frequency of pollen grains, spores and algae taxa from the core grouped into herbs, trees, and shrubs, pteridophytes, gymnosperms, ferns, bryophytes and algae. The diagram also includes the Holocene charcoal peak (*), and the Pleistocene charcoal peak (+). (242)
 - 5 Photomicrographs of palynomorphs retrieved from the Águas Claras core. A, *Alchornea* Sw.; B, Asteraceae subf. Asteroideae; C, Apiaceae; D, *Amaranthus*/ Chenopodiaceae; E, Myrtaceae; F, Poaceae; G, *Blechnum* L.; H, *Phaeoceros* Prosk.; I, *Sphagnum* L.; J, *Botryococcus* Kütz.; K, *Spirogyra* Link.; L, *Pseudoschizaea rubina* Rossignol ex Christopher. Scale bars = 20 µm. (244)
 - 6 Integration of palynological and charcoal results for the Peat 1 (245)

facies from the Águas Claras core; percentage calculation: 1+2 = 100%; 1+2+3+4+5+6 = 100%; black stars: charcoal; green stars: palynology.

PLEISTOCENE–HOLOCENE CLIMATIC EVENTS ON THE INNER COASTAL PLAIN OF SOUTHERNMOST BRAZIL IN RELATION TO MARINE ISOTOPIC STAGES*

- 1 A) Rio Grande do Sul state location map (modified from Ribeiro et al., 2020). B) Main units of the Rio Grande do Sul coastal plain (Tomazelli and Villwock, 1996; Stevaux and Dillenburg, 2011). The red dashed rectangle indicates the enlarged geological map C below; the blue dashed rectangle is the geomorphological map of Fig. 2. C) Geological map of the studied area and location of T3 section point (adapted from CPRM, 2006). (2)
- 2 The digital elevation map of the Gravataí River floodplain and Coxilhas das Lombas sandy ridge. The yellow circle identifies the Águas Claras Valley. The Black contour line identifies the 25 m elevation. The Negros Gorge connects eastwards with the western Gravataí floodplain. (See Fig. 1 for location. Cartography by authors). (3)
- 3 Águas Claras peatland stratigraphic profile modified from Ribeiro et al. (2020) showing facies succession, depositional models, chronostratigraphic units, MIS, background charcoal concentration, charcoal peak, and charcoal dimension. (5)
- 4 GPR section of the Águas Claras peatland area with drill hole T3 superimposed, ~50 m wide. A) Processed section; B) Interpreted section shows approximately 1.5 m-depth change in the reflection pattern from low- to high-signal amplitude, characterizing two distinct radar facies associated (7)

with the deposited sediments.

- 5 Photomicrographs of macrocharcoals retrieved from the Águas Claras core. A) Fragment from the charcoal peak at 1,590–1,515 cal yr B.P. in the peatland environment; B) Detail from A showing homogenized tracheid walls; C–D), fragments from the background charcoal in a shallow pond environment. The Arrow points to homogenized cell walls. A–C), stereomicroscope scale bars = 1000 µm. B–D), scanning electron microscopy scale bars = 20 µm (8)
- 6 Photomicrographs of palynomorphs retrieved from the Águas Claras core. A) Apiaceae; B) Asteraceae subf. Asteroideae; C) Cyperaceae; D) Poaceae; E) Rubiaceae; F) Mimosoideae; G) Myrtaceae; H) *Blachnum* L.; I) *Phaeoceros* Prosk. Scale bars = 20 µm. (9)
- 7 Percentage diagram of the palynomorphs modified from Ribeiro et al. (2020) showing the frequency of pollen grains, spores, and algae taxa from the core grouped into herbs, trees and shrubs, climbers, ferns, bryophytes, and algae. 10)
- 8 Palynological diagram for representative groups of palynomorphs (pollen grains, spores, and algae taxa). The red star indicates dating. The yellow star indicates palynological analyzes. The light color represents the palynological interpolated data. (11)
- 9 Landscape reconstruction from Águas Clara's peatland based on palynological, sedimentary facies and geomorphological data. A. Climatic Moment of 38,900–38, 155 cal yr B.P. Shallow ponds in cool conditions, almost treeless, and herbs are dominant forms. B. Climatic moment of 14,865–14,230 cal yr B.P. Marshy with restriction of available freshwater in relatively dry conditions. Almost treeless and herbs dominant. C. Climatic Moment 7329–7165 cal yr B.P. Marshy environment in semi-arid (12)

conditions with the disappearance of trees and ferns and the dominance of herbs. D. Climatic Interval from 5640 to 5635 cal yr B.P. The peatland environment is in warmer and humid conditions with increasing diversity in the terrestrial plant group spectrum. Key for environment and geomorphological features: 1. Serra Geral escarpment; 2. Shallow pond; 3. Marsh; 4. Herbal marsh; 5. Peatland. For vegetation: a) Algae; b) Ferns; c) Herbs; d) Trees and shrubs.

- 10 Antarctic temperature curve and correlation with Águas Claras peatland CMs. CM1: - 6.5 °C (38,000 yr B.P.), RA1: - 9.2 °C (21,000 yr B.P.), CM2 - 4.2 °C (14,000 yr B.P.), CM3: - 1.6 °C (7000 yr B.P.), CM4: - 0.7 °C (5600 yr B.P.) and CM5: +0.5 °C (1590–1515 yr B.P.) (Antarctic temperature curve from Jouzel et al., 2007). (13)

CAPÍTULO 3

- 1 A) Mapa de localização do Estado do Rio Grande do Sul. B) Principais unidades da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Tomazelli e Villwock, 1996; Stevaux e Dillenburg, 2011). O retângulo tracejado em vermelho indica o mapa geológico ampliado C, abaixo; o retângulo tracejado em azul é o mapa geomorfológico da Figura 2. C) Mapa geológico da área de estudo e localização do ponto de coleta do testemunho sedimentar T3 (adaptado de CPRM, 2006). 71
- 2 Mapa digital de elevação da planície de inundação do rio Gravataí e da crista arenosa das Coxilhas das Lombas. O círculo amarelo identifica o Vale das Águas Claras. A linha de contorno preta registra a elevação de 25 m. Passo dos Negros liga o leste com o oeste da planície de inundação de Gravataí e 73

do Lago Guaíba. (Ver Figura 1 para localização).

CAPÍTULO 4

- 3 Perfil estratigráfico da turfeira de Águas Claras mostrando a sucessão de fácies, modelos deposicionais, unidades cronoestratigráficas, estágios isotópicos marinhos, concentração de *charcoal*, pico de *charcoal* e dimensão de *charcoal*. 80
- 4 Seção do GPR na área da turfeira de Águas Claras com o testemunho de perfuração T3 sobreposto, mostrando uma largura de aproximadamente 50 m. A) Seção processada; B) Seção interpretada que mostra uma mudança aproximadamente a 1.5 m de profundidade no padrão de reflexão, de baixa para alta amplitude de sinal, caracterizando duas radarfácies distintas associadas aos sedimentos depositados. 81
- 5 Fotomicrografias de *macro-charcoals* recuperados do testemunho sedimentar de Águas Claras. A-B, fragmentos do pico de *charcoal* de idade 1.590–1.515 anos cal A.P. no ambiente de turfeira (17 cm). C-D, concentração de *charcoal* de fundo em um ambiente de lago raso (67 cm). A seta indica paredes celulares homogeneizadas. A-C) Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . B-D) Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm . 82
- 6 Fotomicrografias de *macro-charcoal* recuperados do testemunho sedimentar de Águas Claras. A) Fragmento de lenho queimado externamente (seta 2) e internamente não queimado (seta 1) sob observação em estereomicroscópio. C) Observação em microscopia eletrônica de varredura de 83

fragmento de lenho parcialmente queimado, apresentando paredes celulares totalmente homogeneizadas (seta 2) e paredes celulares não homogeneizadas (seta 1). A) Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . B) Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm .

- 7 Fotomicrografias de *macro-charcoal* recuperados da fácies basal arenosa (117 cm) do testemunho sedimentar de Águas Claras. A) Fragmentos de lenho observados em estereomicroscópio, densamente associados ao sedimento (seta). B) Fragmento de lenho observado em microscopia eletrônica de varredura, em vista longitudinal de tecido condutor e densamente agregado ao sedimento. C) Detalhe da B, em vista longitudinal de tecido condutor com paredes celulares totalmente homogeneizadas e densamente associadas a partículas de sedimento. B, C) A seta indica paredes celulares homogeneizadas. A) Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . B-C) Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm . 84
- 8A Fotomicrografias de palinórfos recuperados do testemunho de sondagem de Águas Claras. A) *Alchornea* Sw.; B) Asteraceae subf. Asteroideae; C) Apiaceae; D) *Amaranthus*/Chenopodiaceae; E) Myrtaceae; F) Poaceae; G) *Blechnum* L.; H) *Phaeoceros* Prosk.; I) *Sphagnum* L.; J) *Botryococcus* Kütz.; K) *Spirogyra* Link.; L) *Pseudoschizaea rubina* Rossignol ex Christopher. Escala = 20 μm . 85
- 8B Fotomicrografias de palinórfos recuperados do testemunho de sondagem de Águas Claras. A) Apiaceae; B) Asteraceae subf. Asteroideae; C) Cyperaceae; D) Poaceae; E) Rubiaceae; F) Mimosoideae. Escala = 20 μm . 86
- 9 Diagrama percentual dos palinórfos mostrando a frequência de grãos de pólen, esporos e táxons de algas do testemunho, agrupados em ervas, árvores e arbustos, trepadeira, 87

pteridófitas, briófitas e algas.

- 10 Diagrama palinológico para grupos representativos de palinomorfos (grãos de pólen, esporos e táxons de algas). A estrela vermelha indica datação. A estrela amarela indica análises palinológicas. A coloração atenuada representa os dados palinológicos interpolados. 88

CAPÍTULO 5

- 11 Reconstrução da paisagem da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos de 38.900–38.155 anos cal A.P. durante condições paleoclimáticas mais quentes e úmidas do Dansgaard-Oeschger 8 (D-O 8) do MIS 3. Meio ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 2) Corpo d'água raso e estagnante. Vegetação: a) Algas; b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos. 91
- 12 Reconstrução da paisagem da área da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos em 14.865–14.230 anos cal A.P. durante o estágio MIS 2 mais recente, coincidente com o início da retração do gelo na Antártica Ocidental. Meio ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 3) Ambiente pantanoso. Vegetação: b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos. 96
- 13 Reconstrução da paisagem da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos em 7.329–7.165 anos cal A.P. sob condições climáticas restritas após o intervalo do máximo termal do Ótimo Climático do Holoceno no Hemisfério Sul. Meio ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 4) Vegetação 98

herbácea em ambiente pantanoso. Vegetação: c) Ervas.

- 14 Reconstrução da paisagem da área de turfeiras de Águas Claras durante o intervalo climático entre 5.640–5.635 anos cal A.P. até próximo de 1.590–1.515 anos cal A.P., com base em dados palinológicos e geomorfológicos durante o auge do MIS 1, imediatamente após o Ótimo Climático tropical do Holoceno Inferior. Meio ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 5) Turfa. Vegetação: b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos. 101
- 15 Reconstrução da paisagem da área de turfeiras de Águas Claras durante o intervalo climático de 1.590–1.515 anos cal A.P. com base em dados palinológicos, geomorfológicos e de *charcoal* durante o evento de incêndio. Meio ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 5) Turfa. Vegetação: b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos. 102
- 16 Imagens obtidas em expedição de campo na turfeira de Águas Claras. A) Vista geral com: 1) formas herbáceas e, 2) e formas exóticas (*Eucalyptus*). B) 1) *Sphagnum* e, 2) *Blechnum* (samambaia). C) Ponto de coleta do testemunho de sondagem. 105
- 17 Área de dispersão dos sítios arqueológicos no Rio Grande do Sul. A) Sítios arqueológicos da tradição Sambaquiana. B) Sítios arqueológicos da tradição Tupiguarani e Jê. Fonte: Museu da UFRGS, 2013-2014. 106

- 18 Modo de vida dos pré-históricos que habitaram a região costeira do Rio Grande do Sul no Holoceno. A) Caçadores, coletores e pescadores. B) Construtores de sambaquis. C-D) Bigorna multifuncional (Acervo MUAE). Fonte: Museu da UFRGS, 2013-2014 (Ilustração por Ana Luiza Koehler e fotografia por Rafael do Canto). 107
- 19 Curva de temperatura da Antártica (derivada de testemunhos de gelo) e correlação com momentos climáticos (MC) da turfeira de Águas Claras. MC1: -6,5°C (38.000 anos A.P.), RA1: -9,2°C (21.000 anos A.P.), MC2 -4,2°C (14.000 anos A.P.), MC3: -1,6°C (7.000 anos A.P.), MC4: -0,7°C (5.600 anos A.P.) e MC5: +0,5°C (1.500 anos A.P.) (curva de temperatura na Antártica de Jouzel *et al.* (2007), redesenhada por Ubilla *et al.* (2016). 109

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

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

- | | | |
|---|---|-------|
| 1 | Codes, description, and interpretation of facies | (239) |
| 2 | AMS radiocarbon ages used to build the age-depth model of the core T3 | (240) |

PLEISTOCENE–HOLOCENE CLIMATIC EVENTS ON THE INNER COASTAL PLAIN OF SOUTHERNMOST BRAZIL IN RELATION TO MARINE ISOTOPIC STAGES*

- | | | |
|---|---|-----|
| 1 | AMS radiocarbon age results were used to build the age-depth model of the core T3 | (3) |
| 2 | Codes, description, and interpretation of facies | (6) |

CAPÍTULO 4

- | | | |
|---|---|----|
| 1 | Os resultados das idades radiocarbônicas AMS que foram utilizados para construir o modelo de idade-profundidade do testemunho sedimentar T3 | 77 |
| 2 | Códigos, descrição e interpretação de fácies | 78 |

*Numeração entre parêntesis refere-se à paginação do periódico.

LISTA DE ABREVIATURAS

A.P.	Antes do Presente
AF	Associação de Fácies
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
BC	<i>Black Carbon</i>
C/N	Carbono/Nitrogênio
CECO	Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
D-O	<i>Dansgaard-Oeschger</i>
ENSO	El Niño Oscilação Sul
EPICA	<i>European Project for Ice Coring in Antarctica</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GPR	<i>Ground Penetration Radar</i>
GRIP	<i>Greenland Ice Core Project</i>
HCO	<i>Holocene Climatic Optimum</i>
IGEO	Instituto de Geociências
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i>
MC	Momento Climático
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
MIS	<i>Marine Isotope Stages</i>
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i>
PCRS	Planície Costeira do Rio Grande do Sul
RS	Rio Grande do Sul
SEM	<i>Scanning Electron Microscopy</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul

SUMÁRIO

TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA TESE	xi
---	----

CAPÍTULO 1

1	INTRODUÇÃO	27
2	OBJETIVOS	33
2.1	Objetivo Geral	33
2.2	Objetivos Específicos	33

CAPÍTULO 2

3	ARTIGO PUBLICADO “Fire events and vegetation dynamics during the late Pleistocene-Meghalayan interval in the southernmost brazilian coastal plain”	36
4	ARTIGO PUBLICADO “Pleistocene–Holocene climatic events on the inner coastal plain of southernmost Brazil in relation to marine isotopic stages”	52

CAPÍTULO 3

5	METODOLOGIA	70
5.1	Síntese Geológica e Geomorfológica	70
5.2	Material e Métodos	73
5.2.1	<i>Técnica de perfuração</i>	73
5.2.2	<i>Perfil estratigráfico e sedimentológico</i>	73
5.2.3	<i>Teor de matéria orgânica</i>	74
5.2.4	<i>Datação radiocarbônica</i>	74
5.2.5	<i>Análises palinológicas</i>	74

5.2.6	<i>Charcoal</i>	75
5.2.7	<i>Georadar (GPR)</i>	75

CAPÍTULO 4

6	RESULTADOS	77
6.1	Idades radiocarbônicas	77
6.2	Perfil Sedimentar	77
6.3	Georadar (GPR)	80
6.4	<i>Charcoal</i>	82
6.5	Palinologia	84

CAPÍTULO 5

7	DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS	90
7.1	Momentos climáticos e evolução da paisagem da turfeira de Águas Claras, porção interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul durante o Pleistoceno-Holoceno e correlações com curva de temperatura na Antártica	90
7.1.1	<i>Momento climático (MC) de 38.900–38.155 anos cal A.P.</i>	90
7.1.2	<i>Momento climático (MC) de 14.865–14.230 anos cal A.P.</i>	95
7.1.3	<i>Momento climático (MC) de 7.329–7.165 anos cal A.P.</i>	97
7.1.4	<i>Momento climático (MC) de 5.640–5.635 anos cal A.P.</i>	99
7.1.5	<i>Momento climático (MC) de 1.590–1.515 anos cal A.P.</i>	102
7.2	Relação entre fator antrópico e incêndios no momento climático 1.590–1.515 anos cal A.P. na região da turfeira de Águas Claras	106
7.3	Temperatura na Antártica e a correlação com momentos climáticos	108
8	CONCLUSÕES	111
	RECOMENDAÇÕES DE FUTUROS TRABALHOS	115
	REFERÊNCIAS	116

ANEXOS	135
ANEXO A – RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2017)	136
ANEXO B – RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2018)	140
ANEXO C – RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2018)	142
ANEXO D – RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2023)	145

TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA TESE

Sobre a estrutura da Tese

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados e submetidos a periódicos nacionais e internacionais. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes:

- a) Capítulo 1: Introdução ao tema e descrição geral dos objetivos da pesquisa de Doutorado.
- b) Capítulo 2: Artigos publicados em periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes escritos pela autora durante o desenvolvimento de seu Doutorado.
- c) Capítulo 3: Metodologia, síntese geológica e geomorfológica e, materiais e métodos.
- d) Capítulo 4: Resultados obtidos com a aplicação das diferentes metodologias.
- e) Capítulo 5: Discussão e integração dos resultados, conclusões e recomendações de pesquisas futuras.
- f) Anexos, compreendendo: resumos publicados em anais de eventos pela doutoranda em primeira autoria.

Este documento foi redigido em concordância com o Regimento do Pós-Graduação em Geografia/UFRGS e a Resolução Nº 115/2014 da Câmara de Pós-Graduação/UFRGS no que tange a submissão de teses e dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geografia/UFRGS.



Turfeira de Águas Claras, Viamão-RS. **Foto:** Veridiana Ribeiro, 2024

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A história geológica do Quaternário é caracterizada por mudanças climáticas cíclicas de diferentes frequências e intensidades, compreendendo a alternância de períodos mais frios (intervalos glaciais) e períodos mais temperados-quentes (intervalos interglaciais). Essas mudanças cíclicas, atribuídas principalmente aos ciclos de Milankovitch (excentricidade, obliquidade e precessão), geraram reorganizações periódicas da paisagem e do sistema ambiental (Berger e Loutre, 1991; Goni e Harrison, 2010; Pisaric, 2017; Walsh *et al.*, 2016; Marshall *et al.*, 2017).

A América do Sul é a única massa de terra que atravessa virtualmente todo o gradiente meridional, desde os trópicos até as latitudes subantárticas (Fletcher e Moreno, 2012). O Brasil compreende cerca de 50% do continente sul-americano, incluindo ecossistemas quaternários proeminentes (Behling, 1998). Conseqüentemente, os estudos paleovegetacionais e paleoclimáticos do Quaternário brasileiro abrangem diversas regiões climáticas durante o intervalo Pleistoceno superior e Holoceno, incluindo regiões de Floresta Tropical da Amazônia e da Costa Atlântica, Florestas de Cerrado, Campos de Alta Altitude, Campos Sulinos e Florestas de Araucárias do sul e sudeste do Brasil, o Pantanal e a Caatinga do semiárido.

Especificamente o litoral, nas regiões sudeste e sul do Brasil (estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), apresentam uma variedade de características geológicas, oceanográficas e climáticas que influenciam a ocorrência de paisagens distintas. Enquanto o litoral do Espírito Santo é marcado por grandes planícies costeiras intercaladas por afloramentos e falésias da Formação Barreiras, o litoral, desde o Rio de Janeiro até a região central de Santa Catarina (Cabo de Santa Marta), é marcado por morros e pontas da Serra do Mar que interrompem a planície costeira e definem diversas baías, angras e enseadas, bem como, favorecem a instalação de lagoas e lagunas (Silveira, 1964). Nessas duas regiões litorâneas do sul e sudeste, o clima é basicamente tropical a subtropical, marcado por precipitações pronunciadas, causadas pela umidade retida na escarpa da Serra do Mar (Maack, 1947).

Desde o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) até a fronteira sul, há um conjunto de lagoas interrompidas apenas por uma pequena porção de rochas basálticas, do grupo Serra Geral, em Torres, Rio Grande do Sul (Silveira, 1964).

Nesse intervalo litorâneo contínuo, as planícies costeiras são formadas por sedimentos quaternários, depositados em ambientes marinhos e continentais nos quais se desenvolveu uma vegetação peculiar (Villwock, 1994).

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) distingue-se do litoral do Norte, Nordeste e Sudoeste do Brasil por sua extensão contínua, abrangendo cerca de 33.000 km², sendo constituída por depósitos continentais, de transição e marinhos, relacionados a leques aluviais do Neógeno e Paleógeno, e também a quatro sistemas sucessivos de laguna-barreira, originados por ciclos transgressivos-regressivos do final do Quaternário, estabelecendo assim, ecossistemas distintos (Villwock, 1984; Villwock *et al.*, 1986; Dillenburg *et al.*, 2009).

Concomitantemente aos padrões geomorfológicos, a vegetação da planície costeira evidenciou ser extremamente dinâmica. Análises palinológicas desenvolvidas na PCRS, evidenciaram que esta região foi mais afetada pelas oscilações marinhas (Lorscheitter e Romero, 1985; Cordeiro, 1991; Neves e Lorscheitter, 1995; Neves, 1998; Lorscheitter, 1992, 2003; Lorscheitter e Dillenburg, 1998; Leal e Lorscheitter, 2007; Werneck e Lorscheitter 2001; Bauermann, 2003; Bauermann *et al.*, 2005; Macedo *et al.*, 2007). Extensas formações de vegetação campestre contendo manchas de Floresta Atlântica foram identificadas desde o final do Pleistoceno (66.500 anos cal A.P.), em condições mais úmidas e quentes que persistiram até 47.000 anos A.P., permitindo a ocorrência de floresta de galeria (Neves e Lorscheitter, 1996; Gu *et al.*, 2017; Medeanic *et al.*, 2003; Ávila *et al.*, 2020).

Regimes sazonais prevaleceram nos ambientes relacionados à PCRS desde o Último Máximo Glacial (LGM na sigla em inglês) (Leonhardt e Lorscheitter, 2010; Roth *et al.*, 2021), evento que modificou o paleoclima até cerca de 14.000 anos A.P. (Leonhardt e Lorscheitter, 2010). Uma tendência a climas quente e mais úmido foi obtida por dados palinológicos para a PCRS desde 12.500 anos A.P. até o início do Holoceno em 11.700 anos A.P. (Leonhardt e Lorscheitter, 2010; Lorscheitter, 1992, 2003; Leal e Lorscheitter, 2007) e esta tendência continuou entre 11.000 e 9.700 anos A.P. (Lorscheitter, 1992, 2003; Leal e Lorscheitter, 2007; Leonhardt e Lorscheitter, 2010).

Entre 9.700 e 6.500 anos A.P. foi inferida uma diminuição da umidade, mas o clima permaneceu quente a partir de 7.500 anos A.P. Após o último máximo transgressivo (5.600 anos A.P.), a expansão dos elementos da Mata Atlântica

ocorreu sobre as áreas costeiras, concomitantemente com o aumento da umidade e dessalinização dos ambientes (Roth, 1990; Behling *et al.*, 2001; Behling *et al.*, 2004; Roth *et al.*, 2021). De 4.000 anos A.P. até os dias atuais, um aumento na umidade e na temperatura levou à expansão dos táxons florestais (Medeanic *et al.*, 2003; Behling *et al.*, 2005; Medeanic, 2006; Weschenfelder *et al.*, 2008; Macedo, 2009; Leal e Lorscheitter, 2007; Leonhardt e Lorscheitter, 2010; Hadler *et al.*, 2013; Roth *et al.*, 2021).

Nesse contexto, os dados palinológicos, especificamente relacionados a turfeiras (Barboza *et al.*, 2003, Bauermann, 2003; Bauermann *et al.*, 2008; Medeanic e Silva, 2010; De Oliveira *et al.*, 2012) tem fornecido um arquivo importante para a reconstrução de climas terrestres costeiros de baixa altitude no extremo sul do Brasil. Estes registros têm o potencial de complementar as histórias climáticas derivadas de dados marinhos, contribuindo para a compreensão da dinâmica dos ecossistemas costeiros e terrestres nesta região.

Lima *et al.* (2020) estabelecem considerações a respeito do significado paleogeográfico de ambientes paludosos de água doce (turfas basais), ocorrentes na linha de costa do Rio Grande do Sul, no Quaternário, em sondagens e afloramentos realizados na praia de Itapeva (litoral norte do Rio Grande do Sul) e praia do Hermenegildo (litoral sul do Rio Grande do Sul). Os dados micropaleontológicos apontaram para escassos indicadores marinhos, representados por microforaminíferos (0,4%) e acritarcha (*Micrhystridium*) 0,2%.

A integração de resultados geológicos, paleontológicos e também palinológicos, relativos à turfeira de Águas Claras, localizada na porção interna da PCRS (Bauermann, 2003; Medeanic e Silva, 2010), levaram Lima *et al.* (2020) a ratificar inferências de Dillenburg *et al.* (2009), de que diferentes balanços sedimentares foram estabelecidos ao longo do litoral, promovidos em parte, por variáveis da deriva litorânea de sedimentos, ocasionando no litoral do Rio Grande do Sul, extensos setores em progradação, retrogradação e agradação da barreira costeira holocênica.

É importante salientar que dados palinológicos relativos à turfeira de Águas Claras (Bauermann, 2003; Bauermann *et al.*, 2008) indicaram total influência de ambiente continental na geração do pacote sedimentar de aproximadamente 1,00 m de espessura, caracterizado genericamente como “turfa”. Anteriormente, Callegaro (1988, 1995) com base em análises de diatomáceas no mesmo intervalo, indicou

condições ecológicas que sugerem variações climáticas regionais com algumas flutuações dos níveis de água em um ambiente tipicamente de água doce, lântico e ácido. Adicionalmente, Medeanic e Silva (2010) também ratificam essa influência continental a partir da análise de palinomorfos relacionados a algas e fungos durante a deposição da turfeira, no Pleistoceno-Holoceno.

As variações na atividade dos incêndios florestais são controladas por processos globais de longo prazo, incluindo concentração de oxigênio atmosférico (O₂), clima propício com baixa umidade, mecanismo de ignição e disponibilidade de combustível (Scott, 2000; Glasspool *et al.*, 2015; Baker *et al.*, 2017; Belcher e Hudspith, 2017; Baker, 2022).

A detecção de incêndios vegetacionais é particularmente instigante quando centrada em ambientes de turfeiras e seus arredores, os quais são locais de “alta umidade”, onde as variações típicas climáticas e ambientais têm menos probabilidade de ter um impacto na ocorrência de incêndios (Glasspool e Scott, 2010).

Considerando que as turfeiras são um importante arquivo, que combina taxas de acumulação relativamente rápidas, abundante matéria orgânica e sensibilidade de diversos *proxies* (Jackson *et al.*, 2010), optou-se por acoplar dados de natureza geológica, palinológica e evidências físicas de incêndios controlados por datações radiocarbônicas, na tentativa de enriquecer as informações de evolução climática na PCRS no Pleistoceno-Holoceno na área da turfeira de Águas Claras, tentando também distinguir fatores climáticos, ambientais e/ou antrópicos na origem do fogo.

Os registros físicos de incêndios vegetacionais identificados inicialmente como fragmento em lâminas palinológicas, em microscopia ótica sob luz transmitida, caracterizados pela textura opaca, cor preta e anatomia original preservada (e.g. Behling *et al.*, 2005), passaram atualmente a ser coletados a partir de amostragens estatisticamente controladas e analisadas, também sob microscopia eletrônica de varredura (MEV), afim de confirmar sua afinidade como produto residual da pirólise de acordo com os critérios de Scott (2000, 2010).

É importante ressaltar que, além do reconhecimento de *charcoal* em MEV, a inertinita pirogênica (fusinita, semifusinita e inertodetrinita) preservada em carvão, linhito ou turfa, caracterizada por sua estrutura anatômica e alta reflectância quando analisada sob microscópio ótico de luz refletida (ICCP, 2001), também passou a ser reconhecida petrograficamente como *charcoal* (Scott e Glasspool, 2007; Glasspool

e Scott, 2010). Incêndios florestais podem gerar, na ausência de *charcoal*, outros produtos que incluem hidrocarbonetos aromáticos policíclicos (PAHs) pirogênicos (pyreno, benzofluoranthenos, benzo[e]pyreno, benzo[ghi]perylene e coronen), considerados como produtos derivados de combustão e tem potencial para preservação em sedimentos (Finkelstein *et al.*, 2005; Marynowski e Filipiak, 2007; Nabbefeld *et al.*, 2010; Shen *et al.*, 2011; Lu *et al.*, 2019). Porém, essas evidências só podem ser encontradas em rochas e materiais com alta quantidade de matéria orgânica (Abu Hamad *et al.*, 2012). Por outro lado, partículas de aerossol “*Black carbon*” (BC), também conhecido como fuligem (*soot*), identificados por diferentes técnicas, tais como microscopia óptica, espectrometria de massa, análises químicas (Shu *et al.*, 2023) e incandescência induzida por laser (Schwarz *et al.*, 2006; McConnell *et al.*, 2007; Kaspari *et al.*, 2011, 2014; Bisiaux *et al.*, 2012a; Bisiaux *et al.*, 2012b; Casey *et al.*, 2017; Osmont *et al.*, 2019) espalham-se globalmente, seguindo o padrão de circulação atmosférica, não sendo considerados como indicadores precisos da localização de incêndios florestais (Belcher *et al.*, 2003; Shen *et al.*, 2011; Freitas *et al.*, 2005).

No Hemisfério Norte, o BC emitido para a atmosfera é oriundo da combustão controlada (queima de combustíveis, processos industriais, geração de energia), já no Hemisfério Sul o principal emissor setorial é a queima de biomassa (Bice *et al.*, 2009). Aumentos repentinos e simultâneos de partículas de BC na Antártica são relacionados a atividades antrópicas mais intensas, procedentes principalmente de regiões ao sul do equador (Brasil e África) segundo diferentes autores (Evangelista e Pereira, 1994; Maldonado, 2003; Pereira *et al.*, 2006).

O estabelecimento de correlações entre dados palinológicos e de *charcoal*, sob controle sedimentar, estratigráfico e de idades radiocarbônicas, a partir de coletas estatisticamente representativas no testemunho sedimentar, incluindo a observação dos fragmentos sob MEV, que possibilitam a identificação de *macro-charcoal* com dimensões a partir de 1mm (Scott, 2010), permitem a amplificação das inferências a respeito de modificações climático/ambientais discerníveis durante os últimos 38.000 anos A.P. na área de estudo.

Todavia, os resultados pontuais relacionados a potenciais mudanças cíclicas relacionadas a reorganizações periódicas da paisagem e do sistema ambiental, revestem-se de robustez quando comparados com réguas climáticas globais, no caso, correspondentes ao sistema de estágios isotópicos marinhos (MIS na sigla em

inglês). Este sistema é amplamente utilizado para expressar datações no Quaternário, além de fornecer os melhores e mais completos dados para a paleoclimatologia, representando o padrão para correlacionar outros registros climáticos nos últimos 2.6 milhões de anos.

Os estágios MIS são expressos pelo conteúdo relativo do isótopo de oxigênio 18 ($\delta^{18}\text{O}$) ou outros elementos substitutos, como também substâncias contidas no gelo de testemunhos glaciais, como os da Groenlândia e da Antártida. Também podem ser definidos por variações do mesmo isótopo em foraminíferos e/ou ostracoda encontrados em testemunhos sedimentares marinhos. Nesse sistema, os estágios climáticos identificados por números pares têm altos níveis de $\delta^{18}\text{O}$ que representam períodos glaciais frios, enquanto os estágios rotulados por números ímpares refletem baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$, representando intervalos interglaciais quentes.

Tendo em vista a importância da correlação de dados pontuais com dados climáticos globais, optou-se por tentar encontrar evidências da vigência de estágios climáticos MIS em extratos continentais na PCRS que pudessem ser correlacionadas com os registros climáticos marinhos nos últimos ciclos glaciais e interglaciais do Quaternário.

2. OBJETIVOS

A presente tese de doutoramento norteou-se pelos seguintes objetivos:

2.1 Geral

Estabelecer a evolução paleoambiental e geomorfológica de depósito paludoso denominado como “turfeira de Águas Claras”, a partir de perfil colunar obtido por testemunho de sondagem e definir a idade dos depósitos, correlacionando-os com os modelos gerais de evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e integrar dados palinológicos, de *macro-charcoal* e sedimentológicos na tentativa de compatibilizar a história climática baseada em registros de ambientes continentais com estágios isotópicos marinhos (MIS) estabelecidos globalmente para o Quaternário.

2.2 Específicos

- Estabelecer perfil colunar obtido por testemunho de sondagem na turfeira de Águas Claras, a partir de descrição e análise faciológica e cronoestratigráfica controlada por datações radiocarbônicas.
- Definir a dinâmica da vegetação, indicada por variações na composição palinológica ao longo das diferentes faciologias identificadas no perfil.
- Identificar a presença de *macro-charcoal* nas diferentes faciologias, caracterizando qualitativa e quantitativamente.
- Refinar ao longo do testemunho sedimentar as relações entre eventos de incêndio, detectados pela presença de picos de *charcoal* e a dinâmica da vegetação, indicada por variações na composição palinológica, sob controle de datações radiocarbônicas associadas à descrição faciológica e respectiva interpretação paleoambiental.
- Estabelecer a evolução paleoambiental e geomorfológica de depósito paludoso denominado como “turfeira de Águas”, correlacionando-os com os modelos gerais de evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

- Integrar dados palinológicos, de *macro-charcoal* e sedimentológicos do perfil colunar localizado na porção interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, visando compatibilizar a história climática baseada em registros de ambientes continentais com estágios isotópicos marinhos globais (MIS).
- Estabelecer hipóteses a respeito da origem dos eventos de incêndio detectados através de picos de *macro-charcoal* ao longo do Pleistoceno Tardio e Holoceno.
- Elaborar reconstruções de paisagens ao longo do intervalo temporal analisado (38.000 anos A.P.) a partir da integração de dados palinológicos e de *macro-charcoal*, embasados em análises faciológicas e geomorfológicas, controladas por idades radiocarbônicas correlacionáveis a estágios MIS.



Turfeira de Águas Claras, Viamão-RS. Foto: Veridiana Ribeiro, 2024

CAPÍTULO 2



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

level of the peat facies (1,590–1,515 cal yrs BP). Correlated with palynological data, this charcoal peak originated by local fires indicates a change in vegetation during a dry climate interval that occurred around 1,500–1,600 yrs BP.

Keywords: charcoal peak, palynology, climate, Holocene.

RESUMO – O presente estudo analisa a correspondência entre as concentrações de carvão vegetal e as alterações na composição palinológica em um testemunho sedimentar da turfeira de Águas Claras (30°06'24.39" S; 50°49'04.90" W) na planície costeira do extremo sul do Brasil (Rio Grande do Sul) em um intervalo de cerca de 38.900 anos AP a 1.500 anos AP. A dominância de vegetação herbácea (principalmente Poaceae) no intervalo glacial tardio do Neopleistoceno persistiu até o Holoceno, durante o desenvolvimento de uma turfeira. A análise da distribuição e concentração de tamanho dos fragmentos de *charcoal* foi utilizada para distinguir incêndios florestais locais de incêndios regionais. Incêndios regionais no Neopleistoceno (mais antigos do que 21.545 anos cal AP) foram diferenciados de um incêndio local do Holoceno, dadas as grandes quantidades de pequenos fragmentos de *charcoal* com diâmetros semelhantes. Um pico de *charcoal* que corresponde a um sinal incêndio natural, composto por alta concentração de fragmentos com grandes diâmetros indicando incêndio local, foi identificado no nível de topo de fácies originadas em turfeira (1.590–1.515 anos cal AP). Esse pico de *charcoal*, correlacionado aos dados palinológicos, indicou uma mudança na vegetação relacionada a um intervalo climático de seca que ocorreu por volta de 1.500–1.600 anos AP.

Palavras-chave: pico de carvão vegetal, palinologia, clima, Holoceno.

INTRODUCTION

Fire is the dominant disturbance agent in most terrestrial ecosystems (Bowman *et al.*, 2009), and is a key ecological process affecting vegetation dynamics and land cover (Iglesias *et al.*, 2015). The fire regime results from complex interactions between long-term trends in climate, local fuel availability, and the probability of ignition (Heyerdahl *et al.*, 2008).

Charcoal, which is formed from the incomplete combustion of fuel under reducing conditions, has been used in combination with other paleo-environmental proxies to analyze climate-fire-vegetation linkages (Clark & Royall, 1995; Gavin *et al.*, 2006).

Syntheses of charcoal records on the Holocene, which started about 11,650 cal yrs BP (Masson-Delmotte *et al.*, 2013), led to the Global Charcoal Database (Power *et al.*, 2008; Marlon *et al.*, 2009; Daniu *et al.*, 2012; Marlon *et al.*, 2013). The database includes a large number of metadata records from both macroscopic and microscopic charcoal, from different sites (lake, lagoon, mire, and alluvial-fan sediment), with varying temporal resolution and dating control. Nevertheless, these data have marked spatial heterogeneity in the sample-site distribution, and some regions, such as southern South America, are generally poorly represented.

Charcoal records from South America suggest that fire is a natural component of arid (Paduano *et al.*, 2003), temperate and cool-temperate (Huber *et al.*, 2004; Whitlock *et al.*, 2007; Markgraf *et al.*, 2013), and tropical wet (Cordeiro *et al.*, 2008) biomes. The occurrence of fires during the Late Pleistocene–Meghalayan in the highland grasslands (Campos) ecosystem in southernmost Brazil was inferred by putative burned fragments observed in palynological slides (Behling, 1995; Behling *et al.*, 2004).

The present study was based on the correlation between charcoal variability and changes in the key pollen taxa in different paleoenvironments detected in a single profile,

which helped identifying vegetation responses to past fire events (Green, 1981; Patterson & Backman, 1988; Rhodes & Davis, 1995; Larsen & MacDonald, 1998; Whitlock & Bartlein, 2003; Whitlock *et al.*, 2007; Boyle *et al.*, 2011). The goal was to test whether fire-vegetation linkages could be identified through the cross-correlation between charcoal assemblages and palynological composition along a profile obtained in the Águas Claras peatland in the coastal plain of Rio Grande do Sul, the southernmost Brazilian state. The profile represents deposition in a freshwater environment during the Late Pleistocene, which has evolved to a peatland in the Late Holocene. In order to assess connections between fire events and climatic fluctuations, palynological and charcoal analyses are supported by a detailed faciological description and paleoenvironmental interpretation.

The studied area is included in the “Campos del Norte Region” as defined by León (1991) for the Río de la Plata grasslands, which extends from Uruguay across southern Rio Grande do Sul and into the boundary between the “Campos Arbustivos” and “Campos do Centro do Estado”, as defined by Boldrini *et al.* (2010), Hasenack *et al.* (2010) and Mourelle *et al.* (2018).

GEOLOGICAL SETTING

The low-relief coastal plain of Rio Grande do Sul is the onshore portion of the Pelotas Basin, which was installed in Early Cretaceous during the opening of the South Atlantic Ocean (Villwock & Tomazelli, 1995). This basin lies on Precambrian rocks of the Sul-Rio-Grandense Shield and Paleozoic and Mesozoic volcanic-sedimentary sequences of the Paraná Basin (Villwock & Tomazelli, 1995).

The sedimentary record of the 20 to 80 km wide coastal plain of Rio Grande do Sul is constituted by the succession of four barrier-lagoon systems built during the Middle Pleistocene and Holocene. The barrier successions were driven by four events of rising sea levels in the last 400 kys

BP. The three older barrier systems, known as Systems I, II, and III, were formed during the Pleistocene, and the youngest (System IV) during the Holocene. The modern configuration of the still-active System IV dates back to the final stages of the Post Glacial Marine Transgression at about 7 kyrs BP (Villwock *et al.*, 1986; Dillenburg *et al.*, 2009).

The morphological elements of the barrier-lagoon systems represent ancient coastal depositional environments corresponding to ancient lagoons, lakes, relict and active transgressive dune fields, fore dune ridges, and other architectural elements that compose each system (Barboza *et al.*, 2005; Dillenburg *et al.*, 2009).

The Águas Claras peatland is located on the inner landward portion of the coastal plain and was formed during the deposition of the Lagoon-Barrier System IV according the criteria of Villwock *et al.* (1986) and Dillenburg *et al.* (2009).

This 32.1 km² area is positioned at altitudes between 10 and 15 m pertains to the southern edge of the Gravataí River floodplain. The elongated axis of the peatland follows the NE-SW-oriented sand ridge called Coxilha das Lombas (146 m high), which corresponds to the relictual barrier of the Lagoon-Barrier System I (Figure 1).

METHODOLOGY

Drilling technique

Samples for various analyses were recovered from a 2.3-meter-long and 75 mm in diameter sediment core obtained by percussion drilling technique using a polyvinyl chloride tube (PVC).

Sedimentological profile

The facies description and analysis were based on Walker (1992, 2006) and Miall (1992) concepts and techniques. The facies were identified according to sediment color and texture, sedimentary structures and grouped in facies associations. The chronostratigraphic framework was established from radiocarbon dating (calibration curve) obtained by Beta Analytic Inc., Florida (USA), from samples collected in different sedimentary textures of the profile. An additional radiometric dating was obtained at a depth of 17 cm. Grain size was measured with a laser Horiba particle analyzer system (model LA-950V2).

Detailed facies analysis was performed for paleoenvironment interpretation and the description of the stratigraphic framework. The total organic matter content was determined by burning 3 g of sediment for 24 h and then heating in a muffle at 550°C for 4.5 h. The relationship between the initial and final weight was obtained according to the criteria of Wetzel (1975).

Charcoal

For the charcoal analysis, a volume of 4 cm³ was collected at 10 cm intervals along the 2.30 m drill core. Samples were placed in an oven at room temperature (20°C) for 48 h. The

unconsolidated sediment was then manually disaggregated, and the potential macroscopic charcoal fragments were examined under a 20x stereomicroscope (Leica S8APO) coupled with a digital camera in a Petri dish with the aid of a fine brush.

Potential macroscopic charcoal fragments were identified by physical proprieties, such as black color, silky luster, brittleness, and good anatomical preservation (Scott, 2000, 2010). These particles were also counted and measured under the stereomicroscope.

The particles considered as possible charcoals were analyzed with scanning electron microscopy (SEM) analysis to identify the homogenization of cell walls and anatomical peculiarities according to the criteria of Scott (2000, 2010), which considers fragments <180 µm as micro-charcoal, fragments from 180 µm to 1 mm as meso-charcoal, and fragments >1 mm as macroscopic charcoal. The inference of intensities and duration of fire events were based on total homogenization or partial homogenization of the cell wall (Scott, 2000). The results are presented graphically showing concentration and size of the particles (Figure 2, right column). The charcoal chronology was constructed based on the linear succession of calibrated ages.

Palynology

To identify the paleovegetation and the changes in its composition resulting from fire peaks, six samples of 1 cm³ along the core drill were collected for palynological analysis at different depths representing pre-fire, fire, and post-fire intervals (at depths of 117, 67, 22, 18, 17 and 14 cm). All processing techniques for palynological analysis were performed in the Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LPMMT/IG/UFRGS).

The samples were prepared according to the standard techniques for pollen analyses of Quaternary sediments (Ybert *et al.*, 1992), modified by HF, HCl, KOH, and acetolysis, sequentially, and then filtered through a 250 µm mesh sieve. Four permanent slides of each sample were prepared using Entellan. A minimum of 300 pollen grains was counted for each subsample (Mosimann, 1965).

The counts were carried out under 400x magnification, and the systematic determination was made on the basis of morphological and morphometric characteristics of sporomorphs with 1000x magnification. Pollen identification was based on catalogs of published palynomorphs as well by comparison with modern equivalents in pollen reference collections ("MP-Pr" slides of LPMMT/IG/UFRGS).

The pollen sum included trees, shrubs, and herbs. Pteridophytes, moss spores, and algae were also counted, constituting a separated list expressed as the percentage of the total pollen sum. The relative value of each palynomorph was calculated as a percentage of the total pollen sum (total pollen grains) (Faegri & Iversen, 1989).

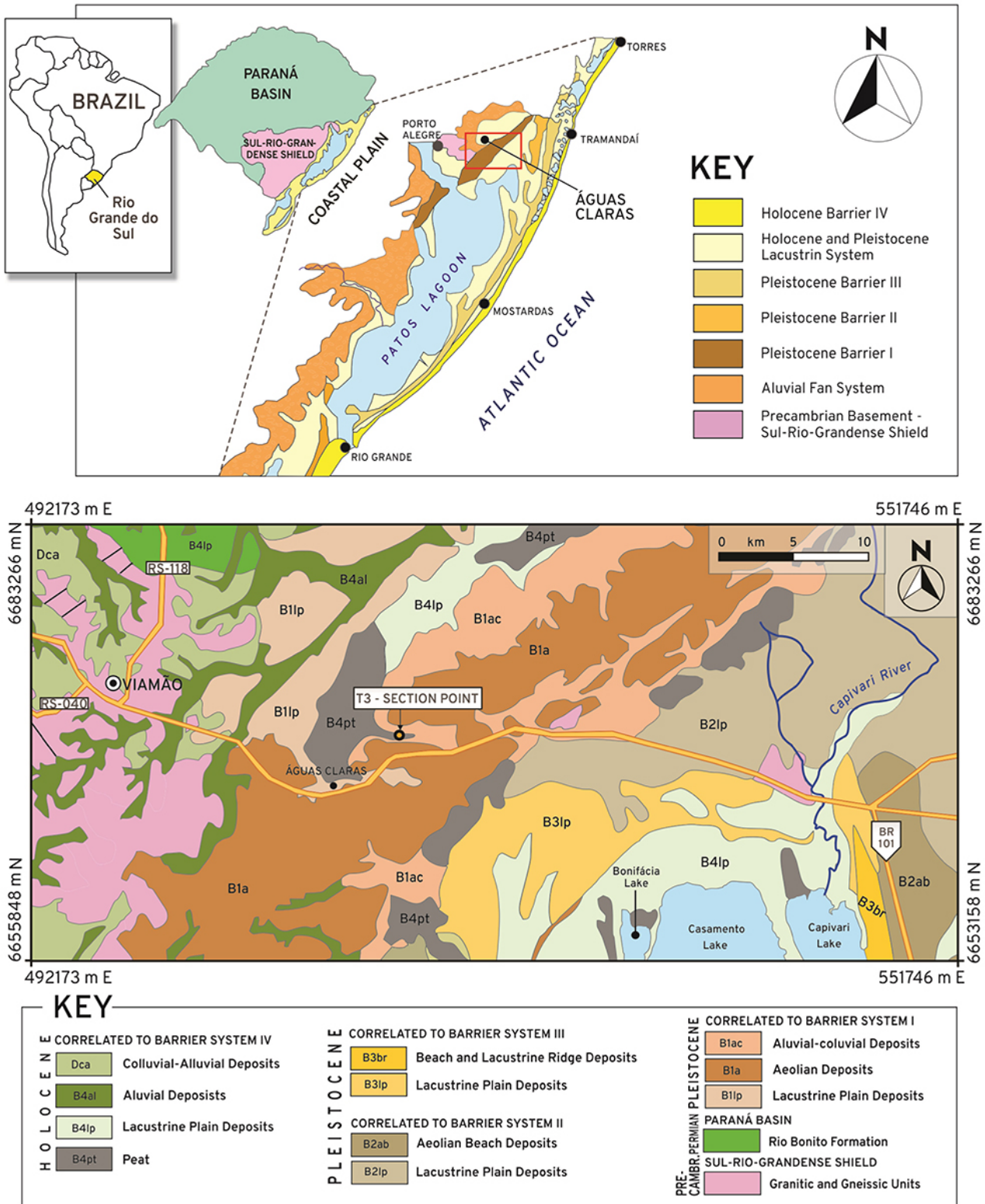


Figure 1. Location map of Coastal Plain of Rio Grande do Sul (Tomazelli & Villwock, 1996 and Stevaux & Dillenburg, 2011) and geological map and location of T3 section point (adapted from CPRM, 2006).

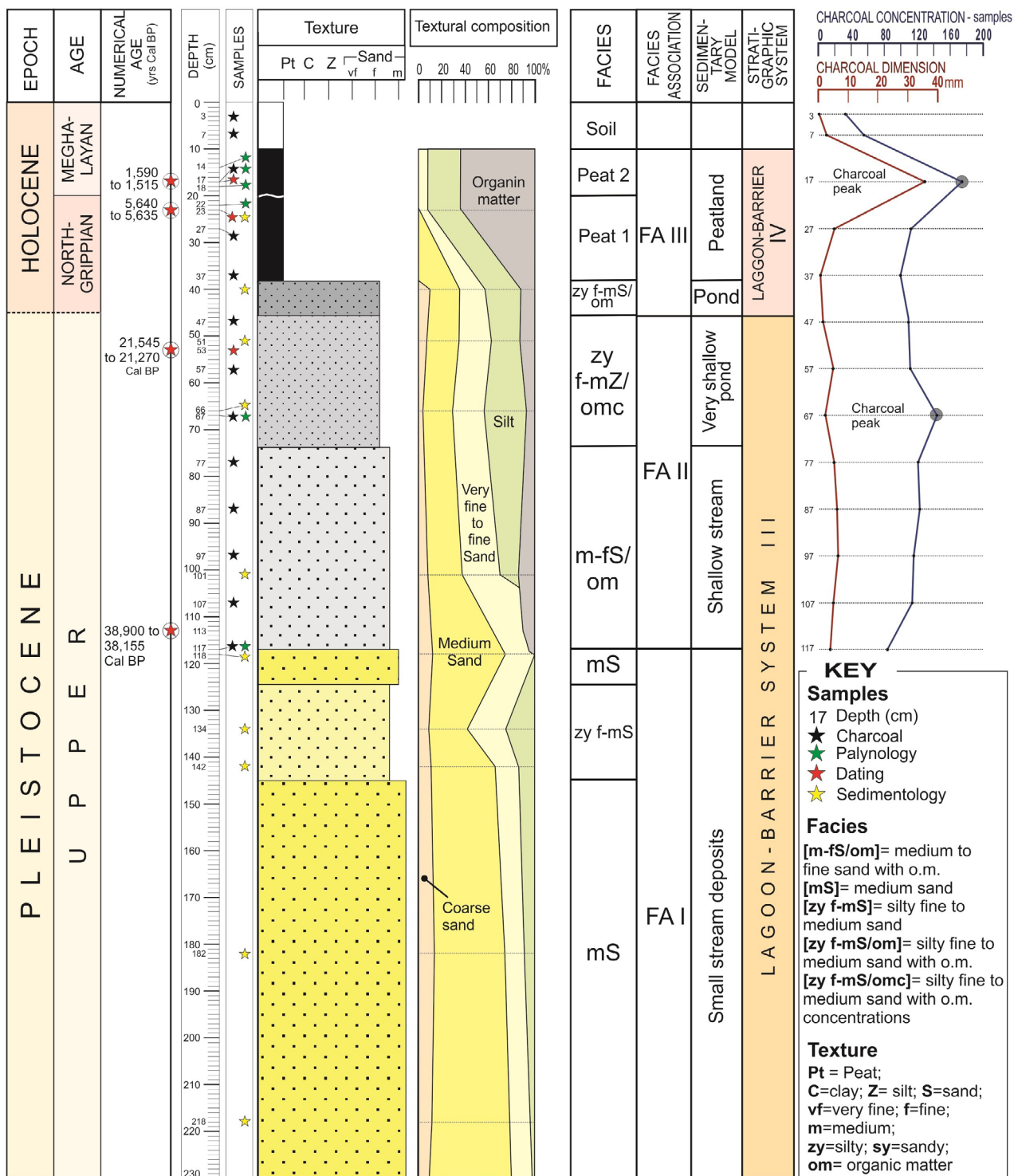


Figure 2. Columnar profile of Águas Claras peatland showing facies succession, geochronology and geochronological units, charcoal concentration, and charcoal dimension.

RESULTS

Stratigraphic profile

The stratigraphic profile (Figure 2) comprises three facies associations, called, from base to top. Facies Associations (FAs) I, II, and III, which include a total of eight facies characterized by textural variation, organic matter content, and color. Codes, description, and interpretation of different facies are described in Table 1.

The 1.12-m thick basal FA I, at a depth of 1.18 to 2.30 m includes three facies. At the base, the medium sand facies [mS] without apparent structures, is overlain by silty medium to fine sand [zy-f-mS], followed by a centimetric layer of medium sand [mS] all without organic matter. These facies of medium sand also contain the highest proportions of coarse sand that represent a small stream deposit. In addition, the absence of clay along the FA I suggests that stagnant water bodies were not formed in this area.

The intermediate 73-cm-thick FA II occurs at a depth between 0.45 and 1.18 m, and includes a medium to fine-sand facies [m-fS/om] with 4.87% to 13.51% organic matter and about 9% of coarse sand and 19% of silt, interpreted as a shallow stream deposits. This basal facies is overlain by a 30-cm-thick silty very-fine to medium-sand with organic matter concentration facies [zy-f-mS/omc] with 6.98% to 11.74% organic matter inferred as a very shallow pond. Both FA I and FA II are correlated with the Lagoon Barrier System III of Villwock *et al.* (1986) and Dillenburg *et al.* (2009). The uppermost 45-cm-thick FA III correlated with the Lagoon-Barrier System IV encompasses a 7-cm-thick silty very-fine to medium-sand facies [zy-f-mS/om] with 11.56% organic matter interpreted as pond deposits. This basal facies is overlain by an 18-cm-thick Peat I facies with 30.00% of

organic matter. In turn, the uppermost facies of the FA III is the 10-cm-thick Peat 2 facies with 65.53% organic matter. These last two facies represent a peatland environment.

Dating

Calibrated radiocarbon datings indicate that the studied interval of the core spans the last 38,900–38,155 cal yrs BP, comprising a time interval from the Late Pleistocene to the Late Holocene (1,590–1,515 cal yrs BP). Charcoal chronology was constructed based on the linear succession of calibrated ages (Table 2).

Charcoal

Charcoalized fragments ranging from 1.35 mm to 34 mm in length, characterized as macrocharcoal, were recovered from each of the 12 sampling levels at the studied core (Figure 2). The fragments showed generally well-preserved anatomical details and homogenized cell walls (Figure 3), which are typical characteristics of charcoals under SEM (Scott, 2010).

The anatomical details linked almost charcoal with the xylem of angiosperms, and the common presence of parenchyma tissues (Figure 3E) seems to indicate monocot affinities, but the absence of a more detailed systematic approach limits any taxonomic conclusion.

The association between concentration and size of charcoals from 117 cm to 7 cm depth of the studied core led to the construction of a curve represented in the Figure 2 (right). Some characteristics of the charcoals that could give information about fire events, *i.e.* total homogenization of cell walls, which indicates intense and/or long duration fires, and partial homogenization of the cell wall linked to low intensity and/or short duration fires (Scott, 2010), were identified during the description of charcoal assemblages.

Table 1. Codes, description, and interpretation of facies.

Facies Code	Description	Interpretation	Facies Association
[Peat 2]	Dark gray peat with 65.53% organic matter, 26.23% silt and 8.24% of quartzose very fine sand.	Peatland accumulation	FA III
[Peat 1]	Dark gray peat, with 54.45% of organic matter, 27.52% silt, 8.12% of very fine sand, and 9.91% quartzose medium sand.	Peatland accumulation	FA III
[zy-f-mS/om]	Silty very fine to medium sand with 12.72% organic matter, 35.65% silt, 26.56% very fine to fine sand, 22.27% medium sand, and 2.8% coarse sand, without apparent structure.	Deposition in low energy environment with accumulation of organic matter; some traction in lower flow regime; flat bed form	FA III
[zy-f-mS/omc]	Silty very fine to medium sand with organic matter concentration with 9.8% of organic matter, 35.43% silt, 26.01% very fine to fine sand, 25.67% medium sand and 3.09% coarse sand, scarcely little thin lens of organic matter concentration.	Deposition in low energy environment and accumulation of organic matter	FA II
[m-fS/om]	Medium to fine sand with 8.25% of organic matter, 19.12% silt, 40.27% medium sand, 28.56% very fine to fine sand, and 3.8% coarse sand, without apparent structure.	Shallow/intermittent water body with accumulation of organic matter	FA II
[zy-f-mS]	Silty fine to medium sand , with 24.62% silt, 41.32% medium sand, 24.76% very fine to fine sand, and 9.30% coarse sand, without apparent structure.	Subaqueous traction in lower flow regime and flat deposits of small stream.	FA I
[mS]	Medium sand , with 8.46% silt, 65.22% medium sand, 15.04% very fine to fine sand, and 11.28% coarse sand, without apparent structure, some levels with oxidation.	Predominance of subaqueous traction in lower flow regime of small stream	FA I

Table 2. AMS radiocarbon ages used to build the age-depth model of the core T3.

Depth (cm)	^{13}C yr BP	Laboratory number ^a	Calibrated ages (cal yrs BP)
17	1,690 ± 30	b439990	1,590 ≥ 1,515
23	4,890 ± 30	b395575	5,640 ≥ 5,635
53	17,730 ± 50	b395575	21,545 ≥ 21,270
113	34,060 ± 230	b396001	38,900 ≥ 38,155

^aSamples were processed by Beta Analytic.

Charcoal analyses from the basal FA I, that correspond to small stream deposits (older than 38,900 yrs BP), revealed that the medium-to-fine sands were sterile, without organic matter accumulation. At base of the FA II (Figure 2), at the depth of 117 cm, the macrocharcoal found in m-fS/om facies, that represent shallow stream deposits, are small to medium size (from 3.86 to 5.34 mm). The charcoaled fragments showed intense surface mineralization, and in spite of been anatomically poorly preserved, presented complete homogenization of cell walls (Figures 3A and B). At the depth

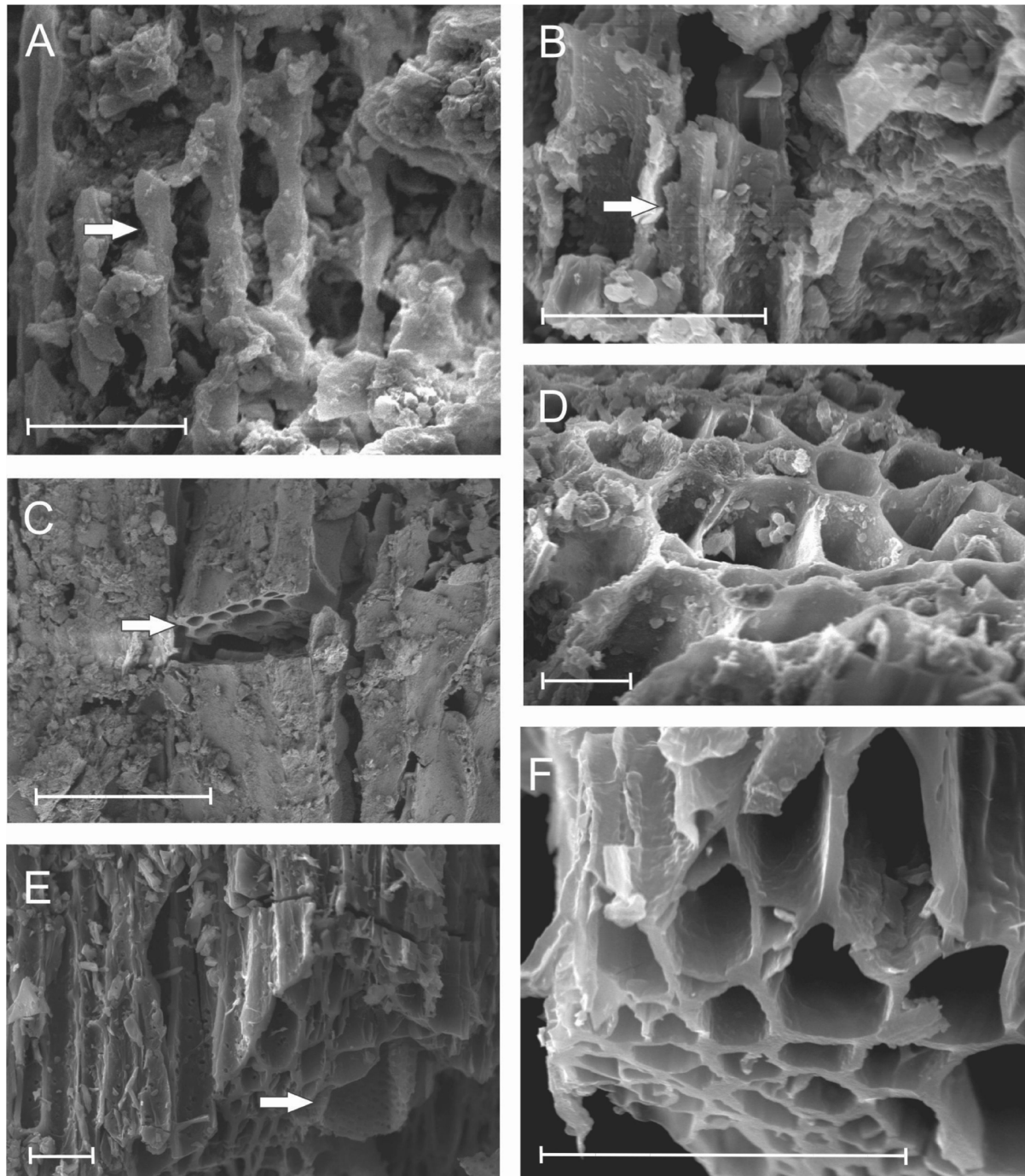


Figure 3. Photomicrographs of macrocharcoals retrieved from the Águas Claras core. A–B, mineralized charcoals from the base of the lacustrine environment. C–D, fragments from the charcoal peak in shallow pond environment. E–F, fragments from the charcoal peak in the peatland environment. Arrows point to homogenized cell walls. Scale bars = 20 μm .

of 107 cm, the composition of the burned fragments found in [m-fS/om] facies changed significantly and becomes largely dominated by non-mineralized charcoals; however, scarce fragments (5%) of mineralized charcoals are still present. Charcoal fragments showing partially homogenized cell walls occur mixed with fragments showing total homogenization of the cell wall. From the topmost portion of the [m-fS/om] facies interpreted as shallow stream deposits (depth of 77 cm) until the depth of 67 cm ([zy-f-mS/omc] facies) considered as very shallow pond, the concentration of charcoal increased gradually whereas their small size remained unchanged. Mineralized fragments are totally absent, and the charcoal assemblage is characterized by the highest concentration of small, almost similar size charcoal fragments (average 4 mm) (Figure 2 right, Figures 3C and D).

At the depth of 67 cm the charcoal concentration decreased gradually, but the fragments size characteristics remained unchanged until the depth of 57 cm (older than 21,545–21,270 cal yrs BP) featuring a smooth positive curve (Figure 2 right). The general anatomic characteristics, besides size and concentration of the charcoal assemblage remained unchanged until the topmost FA II ([zy-f-mS/omc] facies) and also during the deposition of basal [zy-f-mS/om] facies (depths of 46 to 38 cm) of the FA III related to pond deposits. Nevertheless, at the transition from the [zy-f-mS/om] facies (depth of 37 cm) to the Peat facies 1, it was observed a gradual increase of both parameters, respectively dimension and concentration of charcoals, which became very expressive at the depth of 27 cm (older than 5,640–5,635 cal yrs BP), culminating in a peak in the depth of 17 cm (1,590–1,515 cal yrs BP) at the beginning of the deposition of the Peat facies 2. At this level, macrocharcoal reached maximum concentration and diameter (34 mm) of the profile and cell walls are totally homogenized in almost non-abraded fragments (Figure 2 right). From the peak towards the top of the Peat facies 2 (depth of 7 cm), the concentration and the dimensions of the charcoal fragments decreased abruptly and persisted at low levels in the soil.

Palynology

Palynological analysis from the base of the FA II ([m-fS/om] facies) at the depth of 117 cm (Figure 5) indicated that the most representative palynomorphs are herbal pollen grains (87.7%), mainly of Poaceae (41.2%), Asteraceae subf. Asteroideae (27.4%) and Apiaceae (15.4%). The trees reached 12.3%, especially Myrtaceae (8.6%), Mimosoideae (1.2%) and *Ilex* (1%). The bryophyte spores are absent and pteridophytes are poorly represented (3.1%) with *Blechnum* and Polypodiaceae. Fresh water taxa are very rare and represented by algal mats of *Botryococcus* (2.9%) and spores of *Spirogyra* (1.3%).

The most representative palynomorphs from the charcoal peak at the depth of 67 cm (FA II [zy-f-mS/omc] facies) are herbal pollen grains (94.6%) of Poaceae (42.4%), Asteraceae subf. Asteroideae (37%) and Apiaceae (7.9%). The trees

reached 5.4%, with emphasis on Mimosoideae (2.7%), *Celtis* (1.4%) and Myrtaceae (1.1%). Pteridophytes increased to 14.7%, with *Blechnum* (14.6%) and Polypodiaceae (0.1%). The bryophyte spores are 1.1% with *Sphagnum* and *Phaeoceros*. At this level, aquatic taxa are very rare, but it was observed an increase in spores of *Spirogyra* (3.6%), a decrease in *Botryococcus* blooms (0.3%) and the very rare presence of *Zygnema* (0.3%) (Figure 4).

Palynological analyses from the peat sample collected at the depth of 22 cm (FA II [Peat 1] facies) indicated that the most representative palynomorphs are herb pollen grains (90.8%), mainly Poaceae (54.6%), Asteraceae subf. Asteroideae (32.1%) and Apiaceae (3.5%). The trees reached 9.2%, especially *Celtis* (2%), Ericaceae (2%), Myrtaceae (1.4%) and *Sebastiania* (1.2%). *Trema*, *Alchornea* and *Sapium* genera appear for the first time in the core. The spores of bryophytes increased to 11.1% with *Sphagnum* and *Phaeoceros*, and pteridophytes decreased to 10.5% with *Blechnum* (9.2%), *Isoetes* (0.9%) and Polypodiaceae (0.4%). Aquatic taxa are found only in trace amounts represented by algae spores of the genus *Pseudoschizaea* (0.9%) (Figure 4).

At the depth of 18 cm (FA III, [Peat 2] facies), just before the charcoal peak, the dominant palynomorphs are herbal pollen grains (87.5%), with taxa of Poaceae (53%), Asteraceae subf. Asteroideae (30.6%) and Apiaceae (2.6%). The trees reached 12.5%, especially Ericaceae (7.9%), *Alchornea*, Myrtaceae and *Sapium* (1.3%). The spores of bryophytes reached the maximum in the samples (20%) with *Sphagnum* and *Phaeoceros*, as well as pteridophytes (40.3%) with *Blechnum* (37.1%), *Marattia* (1.8%), *Anogramma* (0.9%) and Polypodiaceae (0.5%). *Pseudoschizaea* remained as the single aquatic taxon recorded at this level (0.8%).

The dominant palynomorphs from the charcoal peak at depth of 17 cm are herbal pollen grains (92.7%), with taxa of Poaceae (60.5%), Asteraceae subf. Asteroideae (24.9%) and Apiaceae (4.7%). The trees reached 7.3%, especially Myrtaceae (5.3%), *Celtis* (1.3%), Ericaceae (0.3%) and Arecaceae (0.3%). The spores of bryophytes decreased to 11.4%, with *Sphagnum* and *Phaeoceros*, as well as pteridophytes (18.4%) with *Blechnum* (14.4%), *Anogramma* (2.8%), Polypodiaceae (0.7%) and *Marattia* (0.5%). Aquatic taxa were absent in this charcoal peak.

The most representative palynomorphs at the depth of 14 cm, after the charcoal peak are herbal pollen grains (95.3%), with taxa of Poaceae (48.6%), Asteraceae subf. Asteroideae (42%) and Apiaceae (4.7%). The trees decreased to 4.7%, being represented only by Myrtaceae (3.8%), *Celtis* (0.3%), *Allophylus* (0.3%) and Arecaceae (0.3%). The spores of bryophytes stayed at a percentage of 11.5% with *Sphagnum* and *Phaeoceros*, and pteridophytes at 15.9% with *Blechnum* (14.9%), *Marattia* (0.5%) and Polypodiaceae (0.5%). The green alga *Pseudoschizaea* is the single taxon of aquatic forms (0.5%) (Figures 4 and 5).

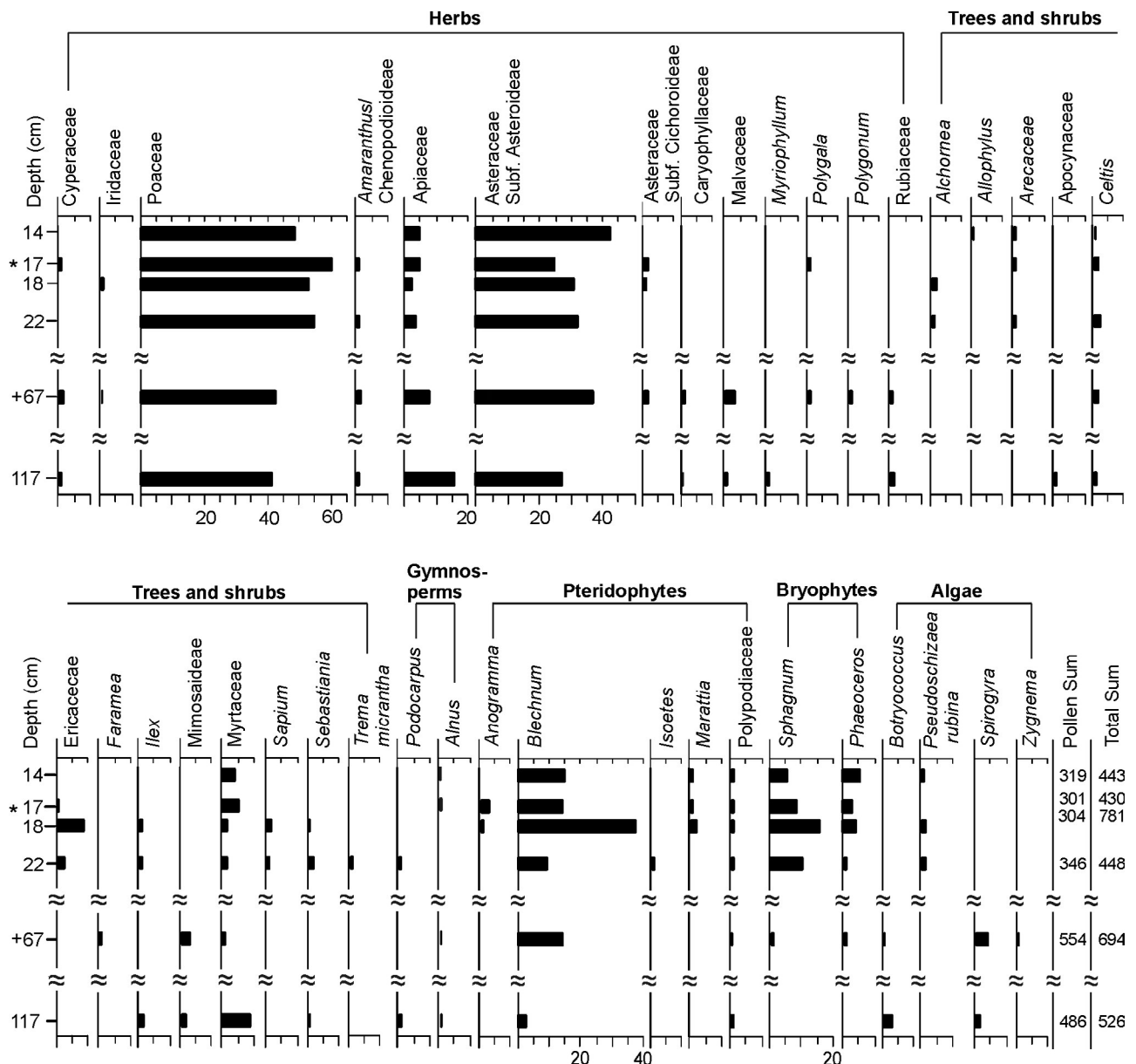


Figure 4. Percentage diagram of the palynomorphs showing the frequency of pollen grains, spores and algae taxa from the core grouped into herbs, trees, and shrubs, pteridophytes, gymnosperms, ferns, bryophytes and algae. The diagram also includes the Holocene charcoal peak (*), and the Pleistocene charcoal peak (+).

PALEOENVIRONMENTAL CONSIDERATIONS

The absence of organic matter and clay in the medium sand facies of the FA I (2.30–1.19 m depth), older than 38,900 yrs BP, suggest the dominance of currents from the high-energy stream that carried out fine particles. In addition, the occurrence of the highest coarse sand proportion along the succession evidences that water bodies were not formed in this area.

The dominant herbal palynomorphs (Poaceae, Asteraceae and Apiaceae) from the shallow stream deposits at the base of the FA II (depth of 117 [m-fs/om] facies) with poor organic matter content, indicate an hipoautochthonous to parautochthonous origin linked to local and regional

predominantly treeless vegetation (Jacobson & Bradshaw, 1981; Prentice, 1985; Sugita, 1993, 1994). Pteridophytes were also rare, and podocarpacean pollen grains, as trace elements, were probably allochthonous and attributed to long-distance transport, given that during the Late Pleistocene, podocarp pollen grains appear periodically at multiple low-elevation sites (Behling *et al.*, 1999; Haberle & Maslin, 1999; Ledru *et al.*, 2001; Niemann & Behling, 2008) and as a rare occurrence in lowlands (Behling, 1995).

The dominance of anatomically poorly preserved small to medium size charcoal at the base of the FA II depth of 117 m ([m-fs/om] facies) with surface mineralization indicates that the charcoal is mainly allochthonous, *i.e.* remobilized from other depositional sites probably from shallow interconnected water bodies and transported into the depositional site, or

alternatively from older geological units and re-deposited in Quaternary. The total homogenization of the cell wall in all fragments indicated the charcoal precede from high intensity fires.

The unusual preservation (which is different from the typical permineralization process as described by Dietrich *et al.*, 2013) is the result of post-burial mineral infilling of charcoal and has been documented in Lower Permian (Uhl *et al.*, 2004), Upper Triassic (Uhl & Montenari, 2011; Cardoso *et al.*, 2018), Jurassic, Pliocene (Scott & Collinson, 2003), and Holocene (De Lafontaine *et al.*, 2011) charcoal. Nevertheless, the rapid and intense percentage reduction of mineralized charcoal (to 5% of the association) at the depth of 107 m is an indicator that allochthonous or re-deposited charcoal were a relatively minor component and were no longer transported to the sedimentary environment.

The scarce but well preserved autochthonous aquatic elements represented by *Botryococcus* mats and *Spirogyra* spores from the depths of 117 m ([m-fS/om] facies) and 67 cm ([zy-f-mS/omc] facies) testify for the installation of a freshwater basin (Torgan *et al.*, 2001; Medeanic, 2006; Ivanov *et al.*, 2012). The pteridophyte increase (14.7%) during the deposition in a shallow pond (depth of 67 cm), in relation to their concentration in the basal facies [m-fS/om] at depth of 117 cm (2.7%), points to some increased wet environmental conditions on the margins of the pond, given that in extant floras *Blechnum* is an indicator of moist to wet environments from sea level to montane zones (Halverson *et al.*, 1986; Klinka *et al.*, 1989). The ecological preference of *Blechnum* for humid areas of open environments is ratified by the almost inexpressive presence of trees and shrubs in the pollen assemblages (Figure 4). The slight increase of spores of the autochthonous aquatic *Spirogyra* in the depth of 67 cm could testify for some wetter condition, given that this genus generally thrive in more nutrient rich environments.

The FA I and the basal facies of FA II [m-fS/mo] are correlated with warmer and wetter paleoclimatic conditions of the Dansgaard–Oeschger 8 (D-O 8), approximately 38 cal yrs BP, enclosed in the interstadial Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3), invigorating from 57 to 29 cal yrs BP (Rabassa & Ponce, 2016). The deposition of coarser facies without clays, as result of streams located in the plain that follow basal sand ridge slope, is in accordance with warmer and wetter conditions of D-O 8 interval (Rabassa & Ponce, 2016).

Along the FA II, the presence of burned fragments with distinct cell wall preservation (totally homogenized or partially homogenized walls) that indicate distinct fires intensity and the high proportions of small, similar sized particles are typical of background charcoal deposition (Higuera *et al.*, 2010; Oris *et al.*, 2014) (Figure 2 right). Such charred material might be included into the water body from potential different regional fire events that occurred away from the place of final deposition and transported selectively via hydraulic flow and also by winds.

The increase concentration of almost small, similar size charcoal fragments reaching the climax in the depth of 67 cm ([zy-f-mS/omc] facies) (Figures 2, 3C and D) testify for the

increased occurrence of regional fire and selective charcoal transport of long-distance and deposition by water, during short wetter periods, and also by winds during drier periods. Such kind of peak is distinct from the typical charcoal peaks characterized by macroscopic charcoal assemblages with large diameters which are a good indicator of short dispersal distances and could be used to detect true local fire events (Oris *et al.*, 2014).

This fire peak identified in the depth of 67 cm is older than 21,545 cal yrs BP, corresponding to the Last Glacial Maximum (Llanquihue Glaciation, Rabassa & Clapperton, 1990; Lowell *et al.*, 1995) when dry environmental conditions prevailed in the tropical-temperate belt of Southern Hemisphere (Peltier, 2004). The [zy-f-mS/omc] facies is correlated with drier and fully glacial climate of the of the Heinrich 2 (H2), approximately 22 cal yrs BP, pertained to the stadial Marine Isotopic Stage 2 (MIS 2), invigorating from 29 to 11,7 cal yrs BP (Rabassa & Ponce, 2016).

Cross-correlation between the smooth charcoal peak and the palynological assemblages from the depth of 67 cm ([zy-f-mS/omc] facies) in pond depositional environment (Figure 4) indicates that regional fires were likely facilitated by the dominance of Poaceae in arid and xeric environments during dry climate intervals (Bremer & Anderberg, 1994; Mondin, 2004), which can lead to the accumulation of large amounts of highly inflammable biomass (Pillar & Quadros, 1997). Fuels in these environments desiccated quickly and were frequently dry enough to support fires even in non-drought years (Iglesias *et al.*, 2015).

Evidence of regional fires documented by the presence of small background charcoal deposition persist during the youngest stage (FA III, correlated to the Lagoon-Barrier System III according Villwock *et al.*, 1986 and Dillenburg *et al.*, 2009), which record a change from a shallow and intermittent pond [zy-f-mS/om]. This interval possibly marks the transition from the Last Glacial Maximum stage to the Holocene, when the climate became wetter and warmer, to a peat-forming, organic matter-rich environment (Peat facies, 5,640–5,635 cal yrs BP). This environmental change in the early Holocene seems to have been influenced by the rising sea-level (see Dillenburg *et al.*, 2009).

The dominance of herb pollen grains (Poaceae) associated with significant pteridophyte spores (*Blechnum*) in the Peat 1 (35% of organic matter content) and Peat 2 facies (65% of organic matter content) implies that these plants were common in the mainly treeless peat generating community and also in the environments surrounding the peat swamp. Studies performed by Bush (2002) in modern samples from Panama, Costa Rica and Ecuador, and those by Radaeski *et al.* (2016) and Radaeski & Bauermann (2018) in southernmost Brazil, concluded that the representation of Poaceae pollen in the neotropics is influenced by many factors, and that high Poaceae abundance does not always indicate aridity. In addition, the importance of *Blechnum* spores along the peatland environment testify for its moist to wet environments in “water-receiving” sites (Halverson *et al.*, 1986; Klinka *et al.*, 1989). The poor representation of shrub and/or arboreal plants corroborates the

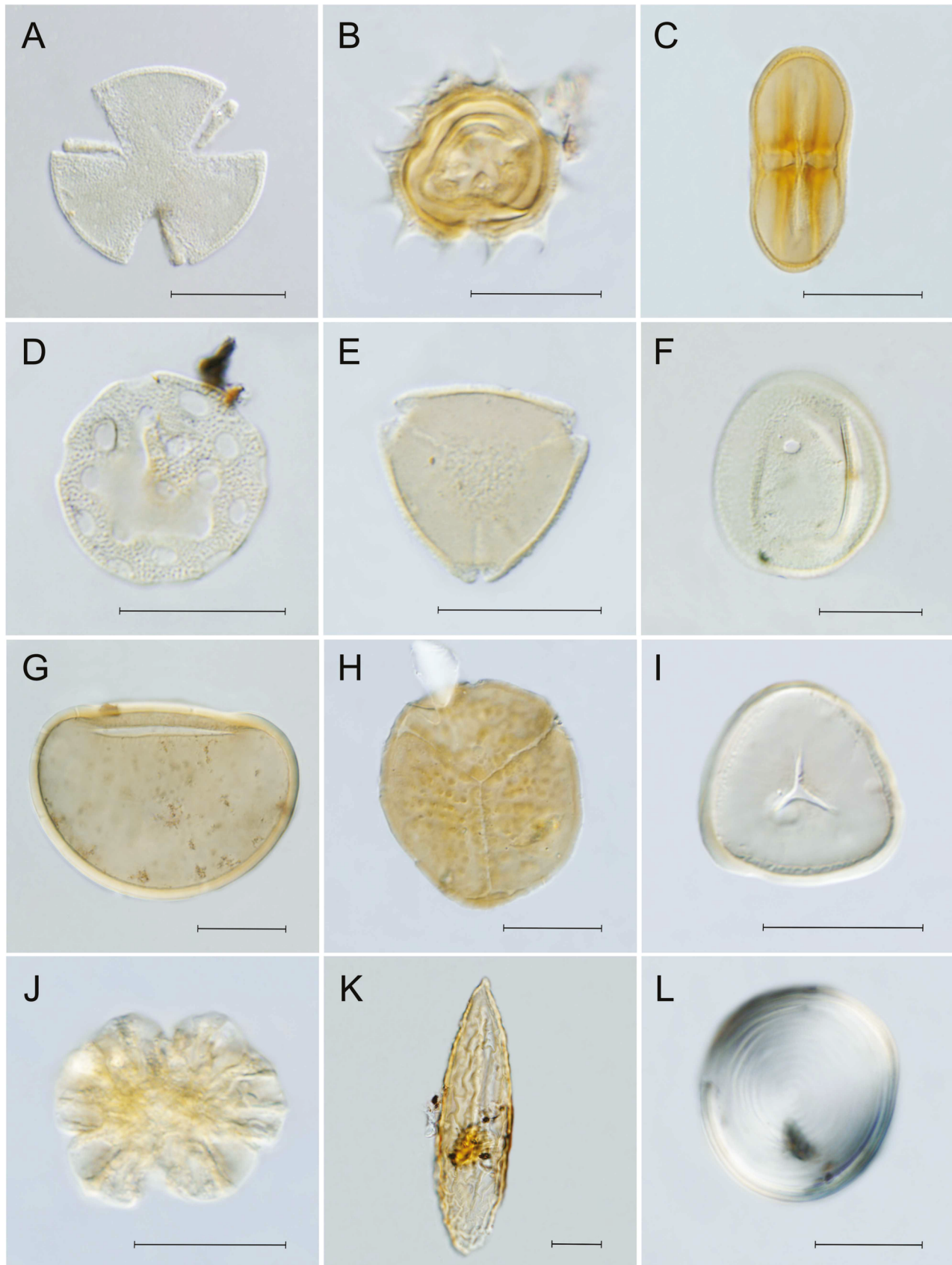


Figure 5. Photomicrographs of palynomorphs retrieved from the Águas Claras core. **A**, *Alchornea* Sw.; **B**, Asteraceae subf. Asteroideae; **C**, Apiaceae; **D**, *Amaranthus*/Chenopodiaceae; **E**, Myrtaceae; **F**, Poaceae; **G**, *Blechnum* L.; **H**, *Phaeoceros* Prosk.; **I**, *Sphagnum* L.; **J**, *Botryococcus* Kütz.; **K**, *Spirogyra* Link.; **L**, *Pseudoschizaea rubina* Rossignol ex Christopher. Scale bars = 20 µm.

evidence of a predominantly treeless environment during the entire peat deposition interval (Figure 4).

The very low occurrence (0.2%) of pollen grains of Podocarpaceae in the Holocene peat environment is attributed to allochthonous contribution and long-distance transport to the site of deposition. Ledru *et al.* (2007) combined pollen records with molecular analysis of living material to infer relationships among populations of Brazilian endemic species of Podocarpaceae in different regions and concluded that the extant *Podocarpus lambertii*, a species associated with *Araucaria* forest, is related to the recent population expansion in the last 3,000 years in southern Brazil.

The occurrence of *Pseudoschizaea*, as an autochthonous aquatic element although scarce, just after the transition from shallow and intermittent pond [zy-f-mS/om] to a peat-forming environment (Peat 1 facies and Peat 2 facies), indicate the occurrence of seasonal dry-wet environmental changes in relatively warm climates where moisture is available (Scott, 1992). In addition, the expressive presence of *Sphagnum* spores in the peat generation interval, which is an ecologically prominent wetland plant with xerophytic adaptations, besides succession-directing acidification capabilities (Joly, 2002; Baptista *et al.*, 2012) gives information about the peatland dynamics.

The increasing humidity in the peatland, inferred by different palynological indicators associated to the high enrichment in organic matter content (65%) at the beginning of the deposition of the Peat 2 facies (depth of 18 cm), is coincident with the Holocene maximum sea level in southernmost Brazil, dated as 5,600 cal yrs BP (Dillenburg *et al.*, 2009).

A charcoal peak considered as an indicator of fires in the environments surrounding the peatland, as they likely were transported for short distances, comprising large size, well-preserved and non-abraded fragments, was recorded at a depth of 17 cm in the Peat 2 facies (1,590–1,515 cal yrs BP). The expressive size (up to 34 mm) and the absence of abrasion of macro-charcoals recovered from the charcoal peak suggest that the fire events occurred very near from the place of final deposition (Scott, 2010) and hipautochthonous sourced charcoals were transported inside the depositional environment via hydraulic flow and not by wind (Collinson *et*

al., 2007) over a short distance into the mire. The absence of continuous bands of charred fragments, typical of smoldering ground burning of peat-forming material, withdraw an autochthonous source for the studied charcoals (Davies *et al.*, 2013; Cohen *et al.*, 1987). In modern peatland environments, under dry climatic conditions, especially during seasons of severe drought or during longer periods of reduced water tables, fire events are frequent even in wet biomes (Cypert, 1961; Staub & Cohen, 1979; Ellery *et al.*, 1989) (Figure 3).

The palynological spectrum of the vegetation at the charcoal peak at 1,590–1,515 cal yrs BP (Meghalayan Stage, according to Walker *et al.*, 2018) indicate sharp changes in the palynomorph assemblages correlated with the fire occurrence at the area of peat deposition (Figure 6). The smaller concentration of pteridophytes, mainly represented by spores of *Blechnum* (18.4%), compared to the 40.3% recorded in the underlying peat level (depth of 18 cm), associated with the reduction of *Sphagnum* spores (from 20% to 11.4%), indicate decrease of humidity and drier conditions in the peatland area and its surroundings. This was presumably an important factor for the occurrence of fire, along with the presence of highly flammable biomass. After the fire event, wet environmental conditions persisted in the topmost Peat 2 facies at the depth of 14 cm (younger than 1,500 yrs BP).

Decreasing concentrations and sizes of fragments from the charcoal peak up to the top of the peat deposition (Figures 2 and 6) may indicate parautochthonous sources related to regional fire events, relatively far from the studied region. The soil level (11 to 0 cm deep), characterized by the dominance of arboreal forms of foreign species such as *Pinus* and *Eucalyptus* (Barth *et al.*, 1976; Barboza *et al.*, 2003), is related to human disturbance and not discussed in the present study.

ORIGIN OF THE HOLOCENE FIRE EVENT

According to biomass burning reconstructions included in the Global Charcoal Database, the Holocene fire event under study could be linked to increasing trends in biomass burning that peaked at approximately 1,500 yrs BP (Marlon *et al.*, 2016). This event agrees with the reconstruction of regional and global temperatures for the past 11,300 years from Marcott *et al.* (2013), which indicates a warm interval

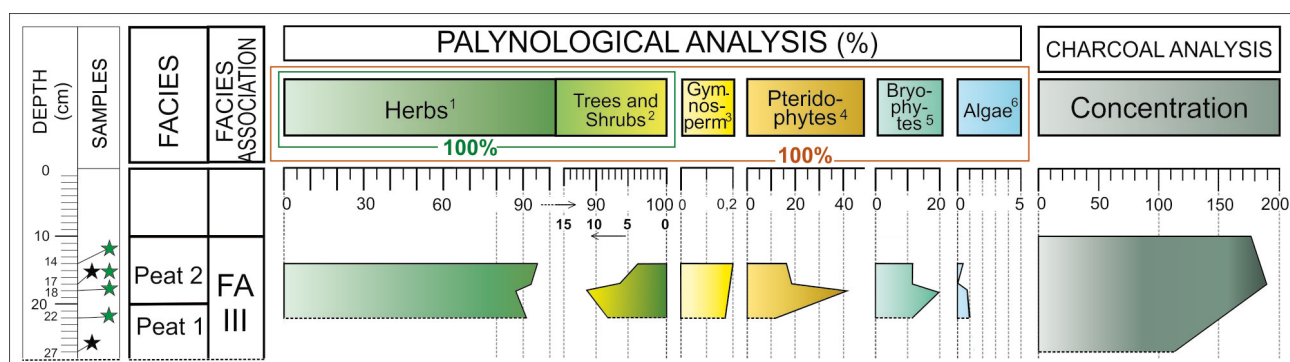


Figure 6. Integration of palynological and charcoal results for the Peat 1 facies from the Águas Claras core; percentage calculation: 1+2 = 100%; 1+2+3+4+5+6 = 100%; black stars: charcoal; green stars: palynology.

(~1,500 to 1,000 yrs BP) transitioning to a cold interval from ~500 to 100 yrs BP.

Cross-correlation between the charcoal peak (a fire signal) and palynological assemblages of the Peat 2 facies shows that, at the interval of the charcoal peak, the palynological data show a sharp decrease in pteridophytes (mainly *Blechnum*) and bryophytes (mainly *Sphagnum*) in the peatland, as well as decrease in trees and shrubs in the land scape. This suggests a relationship between the change in plant group concentrations in wet environments and vegetational fire events, which occurred under exceptional very dry climatic conditions.

The fire event could be correlated with warm climate intervals included in global and regional temperatures reconstructed for the Holocene (Marcott *et al.*, 2013) or alternatively with variations arising from atmosphere/ocean interactions agreeing to La Niña episode of ENSO amplitude around 1,500 yrs BP. However, the absence of studies with emphasis on ENSO intervals in southernmost South American Holocene prevents such inference. After the fire event (indicated by the charcoal peak at a depth of 17 cm), wet environmental conditions returned to Águas Claras peatland.

An attempt to link the peak of fire with anthropogenic fire regime, *i.e.* human-induced ignition, considered the chronological range of pre-colonial occupation in Brazil's coastal regions. Copé (2012) identifies the presence of fisher-hunter-gatherers at 4,000 yrs BP, who lived by hunting, fishing, and gathering mollusks, at the Banhado Chico Lomã, near the region of the present study. Cultural characteristics of fisher-hunter-gatherer human groups that inhabited the coastal region of southern Brazil during the Late Holocene are not related to the occurrence of large fires since the food habit was derived from small-animal hunting, fishing, and plant collection (Rosa, 2010; Rosa & Jacobus, 2010). This group did not use the fire targeting deforestation to prepare the ground for agriculture, which is an activity developed later with the European colonization (Copé, 2012). Besides, Scheel-Ybert *et al.* (2010) analyzed archaeological coals from the Late Holocene on the southern Brazilian coast, which indicated that fire was ignited from the dead-fallen wood, mainly for domestic use.

Bueno *et al.* (2013) hypothesized the riverine colonization model in the geographical context of central and northeastern Brazil between 13,000 and 8,000 yrs BP. Evidence of at least four occupation events was found in the northeast of Rio Grande do Sul State, called Sangão (8,790±40 ¹⁴C BP), Adelar Pilger (8,430±50 ¹⁴C BP and 8090±35 ¹⁴C BP) and Garivaldino (averaged date of 8101±118 ¹⁴C BP). These events, mostly during the Holocene, suggest that the human settlement was associated with the expansion of the Atlantic Forest biome, formerly restricted to mountain slopes and river valleys. At the coast, the spread of Atlantic Forest only occurred after the last maximum sea level event, at around 5,000 yrs BP.

The chronological control established from samples of charcoal from the archaeological site RS-S-327: Sangão (8,800±40 to 3,730±60 yrs BP), which is near the area under study (some 44.6 km to the west), suggests that each bonfire represented a family group that inhabited the area. The

immediate disposal pattern is associated with the domestic bonfire characteristic of sites of brief occupation (Dias, 2003). In addition to the published data dealing with a chronological range of pre-colonial occupation, the absence of evidence of human exploitation in the southernmost Brazilian coastal plain in this time interval (1,590–1,515 cal yrs BP) cannot confirm a relationship between human activities and extended fire. As discussed before, the palynological control (Figures 4 and 6) is an indicator that the charcoal peak, sourced by natural fire, was linked to a period of severe climatic drought.

CONCLUSIONS

The integration of charcoal, palynology, and faciological analyses provided the following conclusions:

- Fires occurred from the Late Pleistocene to the Late Holocene in the coastal plain of southernmost Brazil, as indicated by the presence of sedimentary charcoal in distinct shallow pond and peatland environments.
- The dominance of grassland vegetation (mainly Poaceae) in the Late Pleistocene scenario persisted into the Holocene during the development of a peatland.
- The charcoal peak identified in the sedimentary facies attributed to a shallow pond environment (older than 21,545 cal yrs BP), characterized by higher proportions of small, similar sized fragments in charcoal assemblages, points to the occurrence of regional fires in Late Pleistocene coastal plain of southernmost Brazil .
- A Meghalayan local fire event identified at the topmost level of the peat forming environment (1,590–1,515 cal yrs BP) was indicated by a sharp charcoal peak composed of high concentration of charcoal with large diameters.
- Fire evidence in the Holocene peatland environment was correlated with a change of the relative palynological abundance in the peat depositional site, indicated by a sharp decline of the pteridophyte (mainly *Blechnum*) and bryophyte spores (mainly *Sphagnum*), and provided evidence of anomalous drier conditions in potentially ever-wet environment.
- The Holocene charcoal peak is considered a signal of local, natural fire. Fuel availability, climate, and grassland vegetation type were the dominant drivers of biomass burning under a dry climate interval around 1,500–1,600 yrs BP.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Centro Polar e Climático, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, the Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica and the Instituto de Geociências of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) for field and laboratory assistance. Discussions with N.L.S. Gruber, S.R. Dillenburg and E.G. Barboza significantly improved the manuscript. Funding and scholarships were

provided by the INCT-Criosfera (CNPq 465680/2014-3, 573720/2008-8 and FAPERGS 17/2551-0000518-0).

REFERENCES

- Baptista, L.R.M.; Lorscheitter, M.L. & Scherer, C. 2012. Floristic composition of a Subtropical bog, Eastern Plateau from southern Brazil. *Check List*, **8**:224–236. doi:10.15560/8.2.224
- Barboza, E.G.; Ayup-Zouain, R.N.; Tomazelli, L.J.; Rosa, M.L.C.C. & Ferreira, H.P.L. 2005. Paleocanal pleistocênico na Barreira III entre o Chuí e o Balneário Hermenegildo-Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005. *Anais*, Guarapari, ABEQUA.
- Barboza, E.G.; Medeanic, S.; Guerra-Sommer, M. & Cazzulo-Klepzig, M. 2003. Aplicação da palinologia como subsídio para o estudo estratigráfico da turfeira de Águas Claras, RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, 2003. *Anais*, Recife, ABEQUA.
- Barth, O.M.; Barbosa, H.S. & Macieira, E.G. 1976. Morfologia do pólen anemófilo e alegizante no Brasil: VI. Gramineae, Palmae, Typhaceae, Cyperaceae, Cupressaceae e Combretaceae. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz*, **74**:347–359. doi:10.1590/S0074-02761976000300013
- Behling, H. 1995. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeobotany*, **4**:127–152. doi:10.1007/BF00203932
- Behling, H.; Berrio, J.C. & Hooghiemstra, H. 1999. Late Quaternary pollen records from the middle Caquetá river basin in central Colombian Amazon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**:193–213. doi:10.1016/S0031-0182(98)00105-9
- Behling, H.; Pillar, V.D.; Orlóci, L. & Bauermann, S.G. 2004. Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**:277–297. doi:10.1016/S0031-0182(03)00687-4
- Boldrini, I.L.; Ferreira, P.M.A.; Andrade, B.O.; Schneider, A.A.; Setúbal, R.B.; Trevisan, R. & Freitas, E.M. 2010. *Bioma Pampa: diversidade florística e fitonômica*. Porto Alegre, Pallotti, 64 p.
- Bowman, D.M.J.S *et al.* 2009. Fire in the Earth system. *Science*, **324**:481–484. doi:10.1126/science.1163886
- Boyle, J.F.; Gaillard, M.J.; Kaplan, J.O. & Dearing, J.A. 2011. Modelling prehistoric land use and carbon budgets: a critical review. *The Holocene*, **21**:715–722. doi:10.1177/0959683610386984
- Bremer, K. & Anderberg, A.A. 1994. *Asteraceae: cladistics and classification*. Portland, Timber Press, 751 p.
- Bueno, L.; Dias, A.S. & Steele, J. 2013. The Late Pleistocene/Early Holocene archaeological record in Brazil: a geo-referenced database. *Quaternary International*, **301**:74–93. doi:10.1016/j.quaint.2013.03.042
- Bush, M.B. 2002. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**:5–17. doi:10.1016/S0031-0182(01)00348-0
- Cardoso, D.S.; Mizusaki, A.M.P.; Guerra-Sommer, M.; Menegat, R.; Barili, R.; Jasper, A. & Uhl, D. 2018. Wildfires in the Triassic of Gondwana Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **82**:193–206. doi:10.1016/j.jsames.2017.12.018
- Clark, J.S. & Royall, P.D. 1995. Particle-size evidence for source areas of charcoal accumulation in Late Holocene sediments of Eastern North American lakes. *Quaternary Research*, **43**:80–89. doi:10.1006/qres.1995.1008
- Cohen, A.D.; Spackman, W. & Raymond, R. 1987. Interpreting the characteristics of coal seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. In: A.C. Scott (ed.) *Coal and coal-bearing strata: recent advances*, London, Geological Society, p. 107–125. (Special Publication 32). doi:10.1144/GSL.SP.1987.032.01.08
- Collinson, M.E.; Steart, D.C.; Scott, A.C.; Glasspool, I.J. & Hooker, J.J. 2007. Episodic fire, run off and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary. *Journal of the Geological Society*, **164**:87–97. doi:10.1144/0016-76492005-185
- Copé, S.M. 2012. *Diagnóstico arqueológico na LT 230KV – Se Viamão 3 – SE Restinga, Restinga, Porto Alegre 13, CEEE/RS*. Porto Alegre, Construtora PROCABLE Energia e Telecomunicações S/A & Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Relatório Técnico-Científico.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil. 2006. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Escala 1:750.000.
- Cordeiro, R.C.; Turcq, B.; Suguio, K.; da Silva, A.O.; Sifeddine, A. & Volkmer-Ribeiro, C. 2008. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. *Global and Planetary Change*, **61**:49–62. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.005
- Cypert, E. 1961. The effects of fires in the Okefenokee Swamp in 1954 and 1955. *American Midland Naturalist*, **66**:485–503. doi:10.2307/2423049
- Daniau, A.L. *et al.* 2012. Predictability of biomass burning in response to climate changes. *Global Biogeochemical Cycles*, **26**:1–12. doi:10.1029/2011GB004249
- Davies, G.M.; Gray, A.; Rein, G. & Legg, C.J. 2013. Peat consumption and carbon loss due to smoldering wildfire in a temperate peatland. *Forest Ecology and Management*, **308**:169–177. doi:10.1016/j.foreco.2013.07.051
- De Lafontaine, G.; Couillard, P.L. & Payette, S. 2011. Permineralization process promotes preservation of Holocene macrofossil charcoal in soils. *Journal of Quaternary Science*, **26**:571–575. doi:10.1002/jqs.1529
- Dias, A.S. 2003. *Sistemas de assentamento e estilo tecnológico: uma proposta interpretativa para a ocupação pré-colonial do Alto Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul*. Programa Interdepartamental de Pós-Graduação em Arqueologia, Universidade de São Paulo, Ph.D. thesis, 401 p.
- Dietrich, D.; Lampke, T. & Rößler, R. 2013. A microstructure study on silicified wood from the Permian petrified forest of Chemnitz. *Paläontologische Zeitschrift*, **87**:397–407. doi:10.1007/s12542-012-0162-0
- Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N.; Hesp, P.A. & Clerot, L.C. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: S.R. Dillenburg & P.A. Hesp (eds.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer, p. 53–92. doi:10.1007/978-3-540-44771-9_3
- Ellery, W.; Ellery, K.; McCarthy, T.S.; Cairncross, B. & Oelofse, R. 1989. A peat fire in the Okavango Delta, Botswana, and its importance as an ecosystem process. *African Journal of Ecology*, **27**:7–2. doi:10.1111/j.1365-2028.1989.tb00924.x
- Faegri, K. & Iversen, L. 1989. *Textbook of pollen analysis*. 4th ed. New York, John Wiley, 328 p.
- Gavin, D.G.; Hu, F.S.; Lertzman, K. & Corbett, P. 2006. Weak climatic control of stand-scale fire history during the Late

- Holocene. *Ecology*, **87**:1722–1732. doi:10.1890/0012-9658(2006)87[1722:WCCOSF]2.0.CO;2
- Green, D.G. 1981. Time Series and Postglacial Forest Ecology. *Quaternary Research*, **15**:265–277. doi:10.1016/0033-5894(81)90030-2
- Haberle, S.G. & Maslin, M.A. 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon fan, ODP site 932. *Quaternary Research*, **51**:27–38. doi:10.1006/qres.1998.2020
- Halverson, N.M.; Rodahorst, A.; Topik, C.; Riley, J.; McClure, R.H. & Leshner, R. 1986. *Major indicator shrubs and herbs on national forests of western Oregon and southwestern Washington*. Portland, Forest Service, Pacific Northwest Region, 196 p.
- Hasenack, H.; Weber, E.; Boldrini, I.I. & Trevisan, R. 2010. *Mapa de sistemas ecológicos da ecorregião das Savanas Uruguaias em escala 1:500.000*. Porto Alegre, UFRGS/Centro de Ecologia, 22 p.
- Heyerdahl, E.K.; McKenzie, D.; Daniels, L.D.; Hessel, A.E.; Littell, J.S. & Mantua, N.J. 2008. Climate drivers of regionally synchronous fires in the inland Northwest (1651–1900). *International Journal of Wildland Fire*, **17**:40–49. doi:10.1071/WF07024
- Higuera, P.E.; Gavin, D.G.; Bartlein, P.J. & Hallett, D.J. 2010. Peak detection in sediment–charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *International Journal of Wildland Fire*, **19**:996–1014. doi:10.1071/WF09134
- Huber, U.M.; Markgraf, V. & Schäbitz, F. 2004. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quaternary Science Reviews*, **23**:1079–1097. doi:10.1016/j.quascirev.2003.11.002
- Iglesias, V.; Yospin, G.I. & Whitlock, C. 2015. Reconstruction of fire regimes through integrated paleoecological proxy data and ecological modeling. *Frontiers in Plant Science*, **5**:1–12. doi:10.3389/fpls.2014.00785
- Ivanov, D.A.; Utescher, T.; Ashraf, A.R.; Mosbrugger, V.; Bozukov, V.; Djorgova, N. & Slavomirova, E. 2012. Late Miocene palaeoclimate and ecosystem dynamics in Southwestern Bulgaria – a study based on pollen data from the Gotse-Delchev Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **21**:187–211. doi:10.3906/yer-1004-45
- Jacobson, G.L. & Bradshaw, R.H. 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research*, **16**:80–96. doi:10.1016/0033-5894(81)90129-0
- Joly, A.B. 2002. *Botânica: introdução à taxonomia vegetal*. 13rd ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 777 p.
- Klinka, K.; Krajina, V.J.; Ceska, A. & Scagel, A.M. 1989. *Indicator plants of coastal British Columbia*. Vancouver, UBC Press, 296 p.
- Larsen, C.P.S. & MacDonald, G.M. 1998. Fire and vegetation dynamics in a jack pine and black spruce forest reconstructed using fossil pollen and charcoal. *Journal of Ecology*, **86**:815–828. doi:10.1046/j.1365-2745.1998.8650815.x
- Ledru, M.; Cordeiro, R.C.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A. & Turcq, B. 2001. Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**:47–56. doi:10.1006/qres.2000.2187
- Ledru, M.P.; Salatino, M.L.F.; Ceccantini, G.; Salatino, A.; Pinheiro, F. & Pintaud, J.C. 2007. Regional assessment of the impact of climatic change on the distribution of a tropical conifer in the lowlands of South America. *Diversity and Distributions*, **13**:761–771. doi:10.1111/j.1472-4642.2007.00389.x
- León, R.J.C. 1991. Río de la Plata grasslands. In: R.T. Coupland (ed.) *Ecosystems of the World. Natural grasslands: introduction and western hemisphere*, Elsevier, p. 369–376, 380–387.
- Lowell, T.V.; Heusser, C.J.; Andersen, B.G.; Moreno, P.I.; Hauser, A.; Heusser, L.E.; Schlüchter, C.; Marchant, D.R. & Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science*, **269**:1541–1549. doi:10.1126/science.269.5230.1541
- Marcott, S.A.; Shakun, J.D.; Clark, P.U. & Mix, A.C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, **339**:1198–1201. doi:10.1126/science.1228026
- Markgraf, V.; Iglesias, V. & Whitlock, C. 2013. Late and postglacial vegetation and fire history from Cordón Serrucho Norte, northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **371**:109–118. doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.023
- Marlon, J.R.; Bartlein, P.J.; Daniau, A.L.; Harrison, S.P.; Maezumi, S.Y.; Power, M.J.; Tinner, W. & Vannié, B. 2013. Global biomass burning: a synthesis and review of Holocene paleofire records and their controls. *Quaternary Science Reviews*, **65**:5–25. doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.029
- Marlon, J.R. et al. 2009. Wildfire responses to abrupt climate change in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **106**:2519–2524. doi:10.1073/pnas.0808212106
- Marlon, J.R.; Kelly, R.; Daniau, A.L.; Vannié, B.; Power, M.J.; Bartlein, P.; Higuera, P.; Blarquez, O.; Brewer, S.; Brücher, T. et al. 2016. Reconstructions of biomass burning from sediment charcoal records to improve data-model comparisons. *Biogeosciences*, **13**:3225–3244. doi:10.5194/bg-13-3225-2016
- Masson-Delmotte, V. et al. 2013. Information from paleoclimate archives. In: T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Doschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P.M. Midgley (eds.) *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, p. 383–464. doi:10.1017/CBO9781107415324.013
- Medeanic, S. 2006. The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia, Série Botânica*, **61**:49–62.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models. Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, p. 119–142.
- Mondin, C.A. 2004. Two new species of *Smalanthus* (Asteraceae: Heliantheae) from Brazil. *Compositae Newsletter*, **41**:1–8.
- Mosimann, J.E. 1965. Statistical methods for the pollen analyst multinomial and negative multinomial techniques. In: B. Kummel & D. Raup (eds.) *Handbook of Paleontological Techniques*, Freeman, p. 636–673.
- 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**:156–170. doi:10.5710/PEAPA.28.05.2018.258
- Niemann, H. & Behling, H. 2008. Late Quaternary vegetation, climate and fire dynamics inferred from the El Tiro record in the

- southeastern Ecuadorian Andes. *Journal of Quaternary Science*, **23**:203–212. doi:10.1002/jqs.1134
- Oris, F.; Ali, A.A.; Asselin, H.; Paradis, L.; Bergeron, Y. & Finsinger, W. 2014. Charcoal dispersion and deposition in boreal lakes from 3 years of monitoring: differences between local and regional fires. *Geophysical Research Letters*, **41**:6743–6752. doi:10.1002/2014GL060984
- Paduano, G.M.; Bush, M.B.; Baker, P.A.; Fritz, S.C. & Seltzer, G.O. 2003. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**:259–279. doi:10.1016/S0031-0182(03)00281-5
- Patterson, W.A. & Backman, A.E. 1988. Fire and disease history of forests. In: B. Huntley & T. Webb (eds) *Vegetation history*, Springer, p. 603–632. doi:10.1007/978-94-009-3081-0_16
- Peltier, W.R. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**:111–149. doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359
- Pillar V.D. & Quadros F.L.F. 1997. Grassland-forest boundaries in southern Brazil. *Coenoses*, **12**:119–26. doi:10.1007/978-3-0348-8722-9_17
- Power, M.J. *et al.* 2008. Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate dynamics*, **30**:887–907. doi:10.1007/s00382-007-0334-x
- Prentice, I.C. 1985. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research*, **23**:76–86. doi:10.1016/0033-5894(85)90073-0
- Rabassa, J. & Clapperton, C.M. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, **9**:153–174. doi:10.1016/0277-3791(90)90016-4
- Rabassa, J. & Ponce, J.F. 2016. The Heinrich and Dansgaard-Oeschger climatic events during Marine Isotopic Stage 3. In: M. Gasparini, J. Rabassa, C. Deschamps & E.P. Tonni (eds.) *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 ka B.P.–30 ka B.P.*, Springer, p. 7–21. doi:10.1007/978-3-319-40000-6_2
- Radaeski, J.N. & Bauermann, S.G. 2018. Poaceae pollen grains from southern Brazilian grasslands: pollen grain size in species from dry and humid environments. *Neotropical Biology and Conservation*, **13**:111–123. doi:10.4013/nbc.2018.132.03
- Radaeski, J.N.; Bauermann, S.G. & Pereira, A.B. 2016. Poaceae pollen from Southern Brazil: distinguishing grasslands (campos) from forests by analyzing a diverse range of Poaceae species. *Frontiers in plant science*, **7**:1833. doi:10.3389/fpls.2016.01833
- Rhodes, T.E. & Davis, R.B. 1995. Effects of Late Holocene forest disturbance and vegetation change on acidic mud pond, Maine, USA. *Ecology*, **76**:734–746. doi:10.2307/1939340
- Rosa, A. 2010. Análise zooarqueológica do sítio Garivaldino (RS-TQ-58), município de Montenegro, RS. *Pesquisas-Antropologia*, **67**:133–172.
- Rosa, A. & Jacobus, A. 2010. Registro de mamíferos em sítios arqueológicos do Rio Grande do Sul, Brasil. In: A.M. Ribeiro, S. Bauermann & C. Scherer (eds.) *Quaternário do Rio Grande do Sul*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 233–242.
- Scheel-Ybert, R.S.; Caromano, C.F.; Cascon, L.M.; Bianchini, G.F. & Beauclair, M. 2010. Estudos de paleoetnobotânica, paleoambiente e paisagem na Amazônia Central e o exemplo do sudeste-sul do Brasil. In: E. Pereira & V. Guapindaia (eds.) *Arqueologia Amazônica*, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 909–935.
- Scott, A.C. 2000. The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **164**:281–329. doi:10.1016/S0031-0182(00)00192-9
- Scott, A.C. 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **291**:11–39. doi:10.1016/j.palaeo.2009.12.012
- Scott, A.C. & Collinson, M.E. 2003. Non-destructive multiple approaches to interpret the preservation of plant fossils: implications for calcium-rich permineralizations. *Journal of the Geological Society*, **160**:857–862. doi:10.1144/0016-764902-163
- Scott, L. 1992. Environmental implications and origin of microscopic *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz ex R. Potonié emend. in sediments. *Journal of Biogeography*, **19**:349–354. doi:10.2307/2845562
- Staub, J.R. & Cohen, A.D. 1979. The snuggedy swamp of South Carolina: a back-barrier estuarine coal-forming environment. *Journal of Sedimentary Research*, **49**:133–143. doi:10.1306/212F76D5-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Stevaux, R. & Dillenburg, S.R. 2011. Propriedades Sedimentológicas e Mineralógicas das Barreiras Costeiras do Rio Grande do Sul: uma análise preliminar. In: XIII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2011. Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário: III Encontro do Quaternário Sul-Americano, 2011. Armação dos Búzios: ABEQUA, p. 213–217.
- Sugita, S. 1993. A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary Research*, **39**:239–244. doi:10.1006/qres.1993.1027
- Sugita, S. 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology*, **82**:881–897. doi:10.2307/2261452
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Anais Academia da Brasileira de Ciências*, **68**:373–382.
- Torgan, L.C.; Barreda, K.D.A. & Fortes, D.F. 2001. Catálogo das algas Chlorophyta de águas continentais e marinhas do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia, Série Botânica*, **56**:147–183.
- Uhl, D.; Lausberg, S.; Noll, R. & Stapf, K.R.G. 2004. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe—an overview of the Rotliegend (Upper Carboniferous–Lower Permian) of the Saar–Nahe Basin (SW-Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **207**:23–35. doi:10.1016/j.palaeo.2004.01.019
- Uhl, D. & Montenari, M. 2011. Charcoal as evidence of palaeo-wildfires in the Late Triassic of SW Germany. *Geological Journal*, **46**:34–41. doi:10.1002/gj.1229
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do sul. *Notas Técnicas*, **8**:1–45.
- Villwock, J.A.; Tomazelli, L.J.; Loss, E.L.; Dehnhardt, E.A.; Horn, P.N.O.; Bachi, F.A. & Dehnhardt, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: J. Rabassa (ed.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Balkema, **4**:79–97.
- Walker, M.; Head, M.J.; Berkelhammer, M.; Björck, S.; Cheng, H.; Cwynar, L.; Fisher, D.; Gkinis, V.; Long, A.; Lowe, J.; Newnham, R.; Rasmussen, S.O. & Weiss, H. 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new

- stages/subseries. *Episodes*, **41**:213–223. doi:10.18814/epiiugs/2018/018016
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 1–14.
- Walker, R.G. 2006. Introduction. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) *Facies Models Revisited*, Special Publications SEPM 84, p.1–17.
- Wetzel, R.G. 1975. *Limnology*. Philadelphia, W.B. Saunders Company, 743 p.
- Whitlock, C. & Bartlein, P.J. 2003. Holocene fire activity as a record of past environmental change. *Developments in Quaternary Science*, **1**:479–490. doi:10.1016/S1571-0866(03)01022-4
- Whitlock, C.; Moreno, P.I. & Bartlein, P. 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research*, **68**:28–36. doi:10.1016/j.yqres.2007.01.012
- Ybert, J.P.; Salgado-Labouriau, M.L.; Barth, O.M.; Lorscheitter, M.L.; Barros, M.A.; Chaves, S.A. M.; Luz, C.F.P.; Ribeiro, M.; Scheel, R. & Vicentini, K.F. 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico*, **13**:47–49. doi:10.5935/0100-929X.19920009

Received in 25 March, 2020; accepted in 12 October, 2020.



Pleistocene–Holocene climatic events on the inner coastal plain of southernmost Brazil in relation to marine isotopic stages

Veridiana Ribeiro^a, Margot Guerra-Sommer^{b,*}, Rualdo Menegat^c, Jefferson Cardia Simões^a, Lidia Aumond Kuhn^d, Eduardo Guimarães Barboza^b, Gabrielli Teresa Gadens Marcon^e

^a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, IGEO, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro Polar e Climático, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

^b Universidade Federal do Rio Grande do Sul, IGEO, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil

^c Universidade Federal do Rio Grande do Sul, IGEO, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil

^d Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geografia, Rua Cel. Francisco H. dos Santos S/N - Centro Politécnico, Curitiba, PR, Brazil

^e Universidade Estadual do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Educação, R. Machado de Assis, 1456 - Sulbrasileiro, 95520-000, Osório, RS, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Fires
Paleoclimatic reconstruction
Radiocarbon dating
Quaternary
Rio Grande do Sul

ABSTRACT

The reconstruction of climatic conditions through continental records controlled by radiometric dating in a single columnar profile from Águas Claras peatland (30°06'24.39" S; 50°49'04.90") in the inner portion of the coastal plain of in Rio Grande do Sul State, Brazil (CPRS) within the Late Pleistocene/Holocene (38,900–38,155 cal yr B.P. to 1590–1515 cal yr B.P.) allow conjecturing that the continental subtropical regions experienced a similar climatic variation frequency as identified in marine sediment cores from high northern latitudes, evident in marine isotopic stage (MIS) system proxies. The interstadial MIS 3 record was confirmed in the basal facies association (FA) II [m-fs/om], dated at 38,900–38,155 cal yr B.P., under cool paleoclimatic Dansgaard–Oeschger (D–O) 8 substage conditions. The age of 14,865–14,230 cal yr B.P. corresponds to the topmost MIS 2, which coincides with the onset of the West Antarctic Ice Sheet retreat. The background charcoal concentrations found in samples dated as MIS 3 and MIS 2 were attributed to fires from different environments, deposited in shallow ponds and marshy environments, and linked to regional rather than local fires. The 7329–7165 cal yr B.P. palynological record is related to a sudden decrease in temperature after the Holocene thermal maximum. A change toward higher temperatures and humid pet-generating environments was detected at 5640–5635 cal yr B.P., immediately after the maximum sea level transgression in southernmost Brazil (approximately 5600 cal yr B.P.). At 1590–1515 cal yr B.P., sharp changes in the palynological assemblages and evidence of a major local fire indicate a decrease in humidity and drier conditions in the peatland area and its surroundings.

1. Introduction

The Quaternary geological history is characterized by cyclical climatic changes of different frequencies and intensities, comprising alternation of colder periods (glacial intervals) and more temperate-warmer spans (interglacial intervals). These cyclical changes, which were primarily attributed to Milankovitch cycles (eccentricity, obliquity, and precession), and generated periodic reorganization of the landscape and environmental system (Berger and Loutre, 1991; Goni and Harrison, 2010; Pisaric, 2017; Walsh et al., 2016; Marshall et al., 2017).

South America is the only landmass that virtually transects the entire meridional gradient from the tropics to sub-Antarctic latitudes (Fletcher and Moreno, 2012), Brazil comprises approximately 50% of the South American continent, including prominent Quaternary ecosystems (Behling, 1998). Consequently, paleovegetational and paleoclimatic studies of the Brazilian Quaternary encompass several climatic changes during the Late Pleistocene–Holocene interval including rainforest regions from the Amazon and Atlantic coast, Cerrado woodlands, high altitude Campos, Campos and Araucaria forests of southern and south-eastern Brazil, the Pantanal wetlands and the semi-arid Caatinga (Oliveira, 2005).

* Corresponding author.

E-mail addresses: very.rbp@gmail.com (V. Ribeiro), margot.sommer@ufrgs.br (M. Guerra-Sommer), rualdo.menegat@ufrgs.br (R. Menegat), jefferson.simoes@ufrgs.br (J.C. Simões), lidiakuhn@ufpr.br (L.A. Kuhn), eduardo.barboza@ufrgs.br (E.G. Barboza), gabrielli-marcon@uergs.edu.br (G.T. Gadens Marcon).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104857>

Received 3 January 2024; Received in revised form 28 February 2024; Accepted 28 February 2024

Available online 1 March 2024

0895-9811/© 2024 Published by Elsevier Ltd.

Coastal development in Rio Grande do Sul State (CPRS) during the Quaternary, distinct from the Brazilian northern, northeastern, and southeastern coasts, which are narrow, is characterized by a broad coastal plain approximately 700 km long and up to 120 km wide, originating from successive sea level oscillations and controlled by dynamic lagoon-barrier system processes. Such a setting allows for the analysis of relationships among sea level variations, climate, and vegetation evolution, and paleoenvironmental changes, encompassing

distinct ecosystems (Dillenburg et al., 2009).

Paleopalynological analyses (Fig. 1) have shown that seasonal climate prevailed from the pre-Last Glacial Maximum (LGM) (Bauer-mann, 2003; Leonhardt and Lorscheitter, 2010; Roth et al., 2021) which influenced the paleoclimate until approximately 14,000 yr B.P. (Leonhardt and Lorscheitter, 2010). A warmer and more humid climate trend was clearly shown for the CPRS from 12,500 yr B.P. to the beginning of the Holocene at 11,700 yr B.P. and this trend continued between 11,000

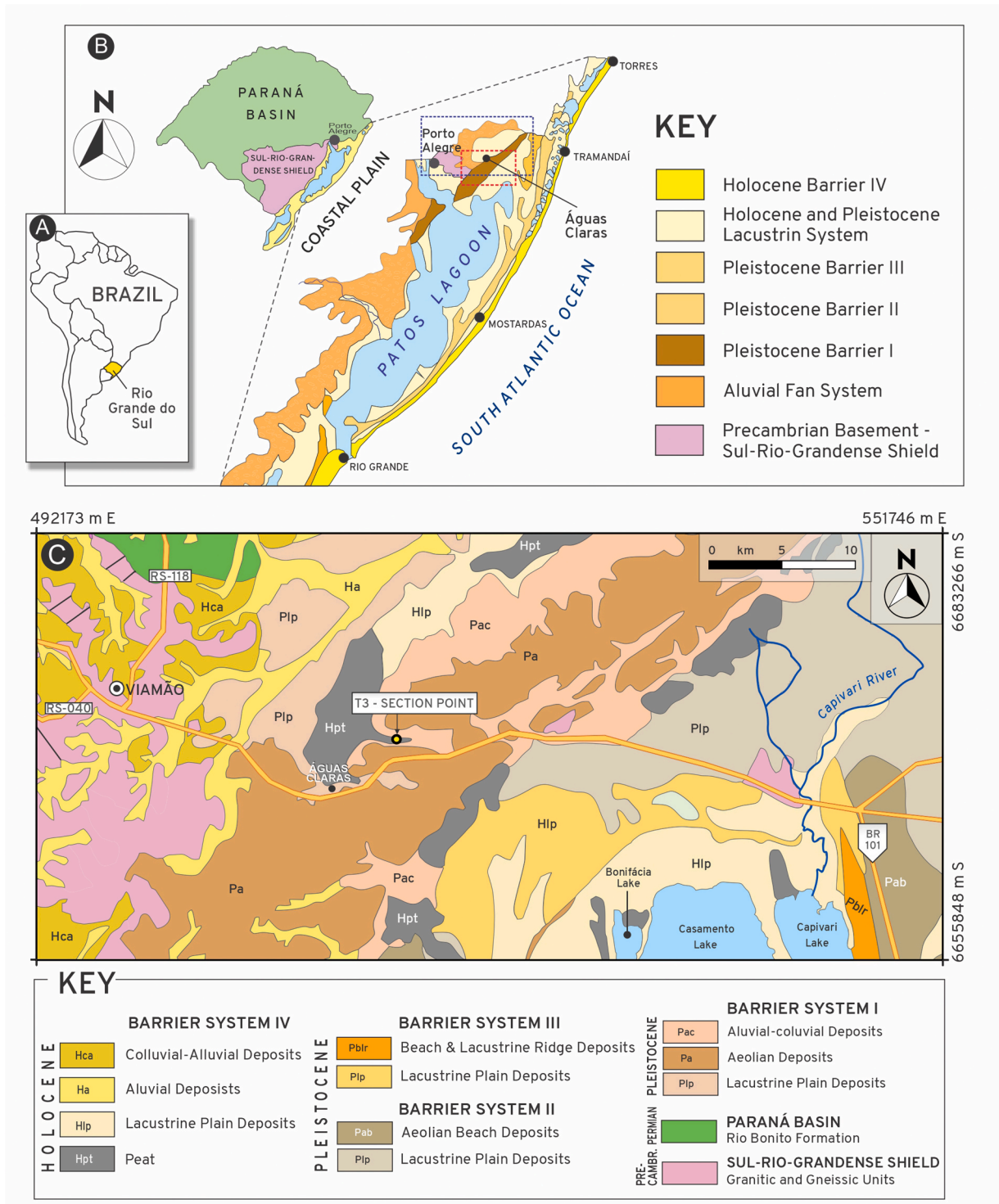


Fig. 1. A) Rio Grande do Sul state location map (modified from Ribeiro et al., 2020). B) Main units of the Rio Grande do Sul coastal plain (Tomazelli and Villwock, 1996; Stevaux and Dillenburg, 2011). The red dashed rectangle indicates the enlarged geological map C below; the blue dashed rectangle is the geomorphological map of Fig. 2. C) Geological map of the studied area and location of T3 section point (adapted from CPRM, 2006).

and 9700 yr B.P. (Lorscheitter, 1992, 2003; Leal and Lorscheitter, 2007; Leonhardt and Lorscheitter, 2010). Between 9700 and 6500 yr B.P. there was decreased humidity, however, the climate remained warm, especially from 7500 yr B.P. onwards. After the last transgressive maximum (5600 yr B.P.), the expansion of the elements of the Atlantic rainforest occurred over the coastal areas concomitantly with an increase in humidity and environmental desalination (Roth, 1990; Behling and Negrelle, 2001; Bauermann et al., 2005; Behling et al., 2004; Roth et al., 2021). From 4000 yr B.P. to the present an increase in humidity and temperature has led to the expansion of forest taxa (Medeanic et al., 2003; Behling et al., 2005; Medeanic, 2006; Leal and Lorscheitter, 2007; Weschenfelder et al., 2008; Macedo et al., 2009; Leonhardt and Lorscheitter, 2010; Hadler et al., 2013; Roth et al., 2021).

The primary goal of this study is to integrate radiocarbon age and sedimentological palynological and charcoal data from the columnar profile analyzed by Ribeiro et al. (2020) located at the inner landward portion of the southernmost Brazil coastal plain (Fig. 1) in Águas Claras peatland (30°06'24.39" S; 50°49'04.90" W), from the Late Pleistocene–Megalayan interval aiming to complement climate histories in continental records by correlating them with MIS.

The MIS are very well exposed by the relative content of oxygen isotope 18 ($\delta^{18}\text{O}$) or other proxy elements or substances contained in polar ice cores, such as those in Greenland and Antarctica, as well as variations in the same isotopes in foraminifera and/or ostracoda found in marine sedimentary cores. It provides the most complete and accurate data for paleoclimatology and represents the standard for correlating other Quaternary climate records.

2. Material and methods

In the present study we have combined previous data from the Águas Claras peatland core obtained by Ribeiro et al. (2020) with new data. By updating the stratigraphic profile, we have identified new distinct facies and their extension along the core. The new results incorporate a high-resolution stratigraphic GPR profile along the core and a digital elevation map of the Gravataí River floodplain.

Additionally, the Geological Synthesis expands on geomorphologic data from the East Gravataí floodplain, especially regarding the importance of Coxilhas das Lombas sandy ridge (Fig. 2). New radiometric ages were obtained for the 40 and 35 cm depths of the Águas Claras core, which are presented in Table 1, and integrated with

Table 1

AMS radiocarbon age results were used to build the age-depth model of the core T3.

Depth (cm)	^{13}C yr B.P.	Laboratory number ^a	Calibrated ages (cal yrs B.P.)
17	1690 ± 30	b439990	1590 ≥ 1515
23	4890 ± 30	b395575	5640 ≥ 5635
35	6380 ± 30	b679141	7329 ≥ 7165
40	12,440 ± 40	b663347	14,865 ≥ 14,230
53	17,730 ± 50	b395575	21,545 ≥ 21,270
113	34,060 ± 230	b396001	38,900 ≥ 38,155

^a Samples were processed by Beta Analytic.

analyses of four accelerator mass spectrometry AMS published by Ribeiro et al. (2020). These new radiometric dates are supported by new palynological data, as shown in Fig. 7.

The new database was essential in complementing the climate history from continental records on the Rio Grande do Sul coastal plain allowing to correlate with MIS and the high-resolution deuterium profile available from the Ice Coring in Antarctica Dome C ice core (EPICA 2006) by Jouzel et al. (2007).

All the techniques here applied follow international standard protocols, as detailed below.

2.1. Drilling technique

Samples for various analyses were recovered from a sediment core 2.3 m in length and 75 mm in diameter, obtained by percussion drilling using a polyvinyl chloride tube.

2.2. Stratigraphical and sedimentological profile

Facies description and analysis was based on the concepts and techniques of Walker (1992, 2006), James and Dalrymple (2010), Miall (1992, 2016), and Coe (2022). The facies were identified according to the sediment color and texture of the sedimentary structures and grouped into facies associations (FA). A chronostratigraphic framework was established using radiocarbon dating. The grain size was measured using a laser Horiba particle analyzer system (model LA-950V2). Detailed facies analysis was performed to interpret the paleoenvironment and describe the stratigraphic framework. The total organic matter

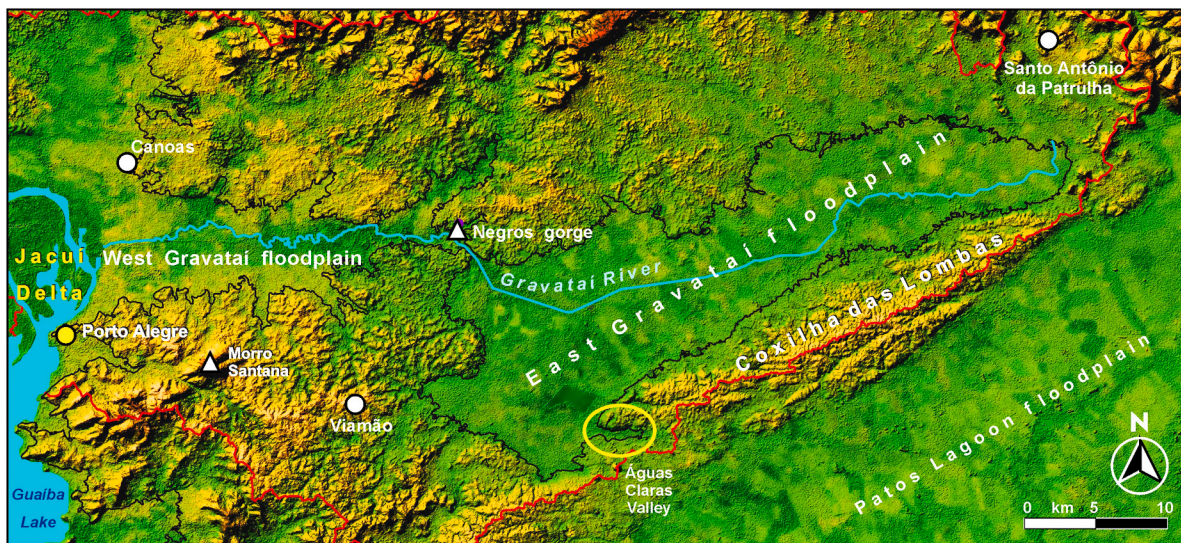


Fig. 2. The digital elevation map of the Gravataí River floodplain and Coxilhas das Lombas sandy ridge. The yellow circle identifies the Águas Claras Valley. The black contour line identifies the 25 m elevation. The Negro Gorge connects eastwards with the western Gravataí floodplain. (See Fig. 1 for location. Cartography by authors).

content was determined by burning 3 g of sediment for 24 h and then heating in a muffle at 550 °C for 4.5 h. The relationship between initial and final weights was determined according to the criteria described by Wetzel (1975).

2.3. Palynology

The samples were submitted to standard preparation techniques for Quaternary sediment pollen analyses (Ybert et al., 1992), modified by sequentially using HF, HCl, KOH, acetolysis, and followed by filtering through a 250 µm mesh sieve and four permanent slides of each sample were prepared using Entellan. The counts were conducted under 400x magnification, and a systematic determination was made based on sporomorph morphological and morphometric characteristics at 1000x magnification. At least 300 pollen grains were counted in each sample (Mosimann, 1965). The identified palynomorphs were categorized as herbs, trees, shrubs, climbers, ferns, bryophytes, and algae. The pollen sum included herbs, climbers, trees, and shrubs, whereas the total sum included ferns, bryophytes, and algae. Percentage diagrams were constructed using Tilia version 1.7.16 (Grimm, 2011). The relative value for each palynomorph was calculated using the total pollen sum (total pollen grains), which was assigned a value of 100 (Faegri and Iversen, 1989).

2.4. Charcoal

A 4 cm³ volume was collected at 10 cm intervals, totaling 12 sampling levels along the 2.30 m drill core. The samples were placed in an oven at room temperature (20 °C) for 48 h. The unconsolidated sediment was manually disaggregated, and potential macroscopic charcoal fragments were examined under a 20x stereomicroscope (Leica S8APO). They were identified by physical properties, such as black color, silky luster, brittleness, and good anatomical preservation (Scott, 2000, 2010).

Potential charcoal fragments were analyzed using scanning electron microscopy to identify the homogenization of cell walls and anatomical peculiarities, according to the criteria described by Scott (2000, 2010).

2.5. Ground-penetrating radar (GPR)

The high-resolution stratigraphic GPR profile was acquired with a Geophysical Survey Systems, Inc. SIR-3000 data collector for an 80 MHz monostatic aerial antenna (Subecho SE-70, Radarteam Sweden AB).

The GPR profiles were acquired according to Barboza et al. (2014), and high-pass, stacking, and gain filters were applied during data acquisition. Positioning was determined by a GNSS Trimble® ProXRT (datum: WGS84). Topographic correction was not necessary because the acquisition was performed on a plan grade.

The data was post-processed with Reflex-Win®, Radan™, and Prism2® software packages, followed by trace analysis (Leandro et al., 2019), background removal, band-pass frequency filter (ORMSBY), gain equalization, and time to depth conversion. A dielectric constant of 10 for wet sand converted travel time to depth, representing a 0.09 m/ns velocity (Daniels et al., 1995). Stratigraphic interpretation was based on a seismostratigraphical method adapted to GPR (Neal, 2004).

2.6. Geological and geomorphological synthesis

The Rio Grande do Sul coastal plain is approximately 700 km long and 20–120 km wide and stretches from Torres on the north to Chui municipality on the south. These sedimentary deposits are the Pelotas Basin's onshore portion and record the last four significant glacio-eustatic sea-level changes during the Middle Pleistocene-Holocene. Stratigraphy and geomorphology show four barrier-island systems stacked from the interior to the exterior of the coast over the last 400 thousand years (Villwock et al., 1986). The three oldest barrier systems,

I, II, and III, were structured by marine transgressions 400, 225, and 125 kyr ago, respectively, during the Middle-Late Pleistocene. The Holocene barrier system IV is still active. This system began during the final stages of the post-glacial marine transgression 7000 years ago (Dillenburg et al., 2009).

The succession of the four barrier systems can only be observed on the central-north coast of the RS, reaching approximately 80 km in width, and each barrier is identified by its particular geomorphological configuration. On the internal coast, barrier system I is marked by a narrow and long NE–SW sandy ridge 165 m high, extending 77 km from the south of Lake Guaíba to the Meridional Plateau's escarpment (Fig. 1). Barrier system II is a small, sandy, ridge-oriented N–S and is only 38 m high. Barrier systems III and IV are very long and parallel to the external coast. The first barrier forms the eastern margin of the Patos Lagoon, and the second corresponds to the marine beach. Each system comprises deposits from ancient lagoons, dunes, channel strands, and barrier island architectural elements (Barboza et al., 2005).

The sandy crest of the Barrier System I is a prominent long linear geomorphological feature 165 m high that divides the north-central coastal plain into two regions. The inner northwest region is the Gravataí River's eastern floodplain, and the outer southeastern region is the Lagoa dos Patos lake floodplain and beach strip.

The northwestern inner region has been protected from marine transgression since constructing the sandy barrier 400 kyr ago. The transgressions that followed this geomorphological feature did not exceed 165 m in thickness. Therefore, the Gravataí River's eastern floodplain, which extends from this sandy ridge to the Serra Geral escarpment, was formed as an isolated basin linked to the western Gravataí floodplain by the Negros Gorge. This area corresponds to the Gravataí River Basin, with an area of 32.1 km², which flows from east to west to Guaíba Lake (Fig. 2).

2.6.1. The study site

The study area is in the shallow valley embedded in the northwestern flank of the Coxilha das Lombas sand ridge (Barrier System I; see Fig. 1).

This valley is transversal to the sand ridge and opens to the Gravataí River's eastern floodplain in the central-north PCRS. On the narrow valley floor and the near plain outcrops, the Águas Claras peat bog, where the core here analyzed, was extracted (Fig. 2).

3. Results

3.1. RAs

Table 1 lists the radiocarbon dates and corresponding core depths of four pre-existing samples included in the manuscript by Ribeiro et al. (2020) and two new samples (40 and 35 cm depth). Samples were analyzed at Beta Analytic (Miami, FL, USA) using AMS ¹⁴C dating. Calibrated radiocarbon dating indicated that the studied interval of the core spans the last 38,900–38,155 cal yr B.P., comprising the time interval from the Late Pleistocene to the Late Holocene (1590–1515 cal yr B.P.).

3.2. Stratigraphic profile

The 230.00-cm-thick stratigraphic profile (Fig. 3) includes three FAs (I, II, and III) from base to top. They comprise nine facies identified by texture, organic matter content, and color. The facies and FAs were described in a previous work (Ribeiro et al., 2020). Based on a detailed investigation, the present study introduces some modification in the original profile of Ribeiro et al. (2020) corresponding to an organic silt [omZ] and peat facies [Peat] at the top, formerly named Peat 1 and 2, respectively. The 12 cm thick organic silt facies [omZ] occurred at a depth of 25–37 cm and contained 28.67% organic matter and 56.89% silt. It is overlain by the uppermost FA III peat facies, with a 15-cm thickness and 65.63% organic matter content (Table 2).

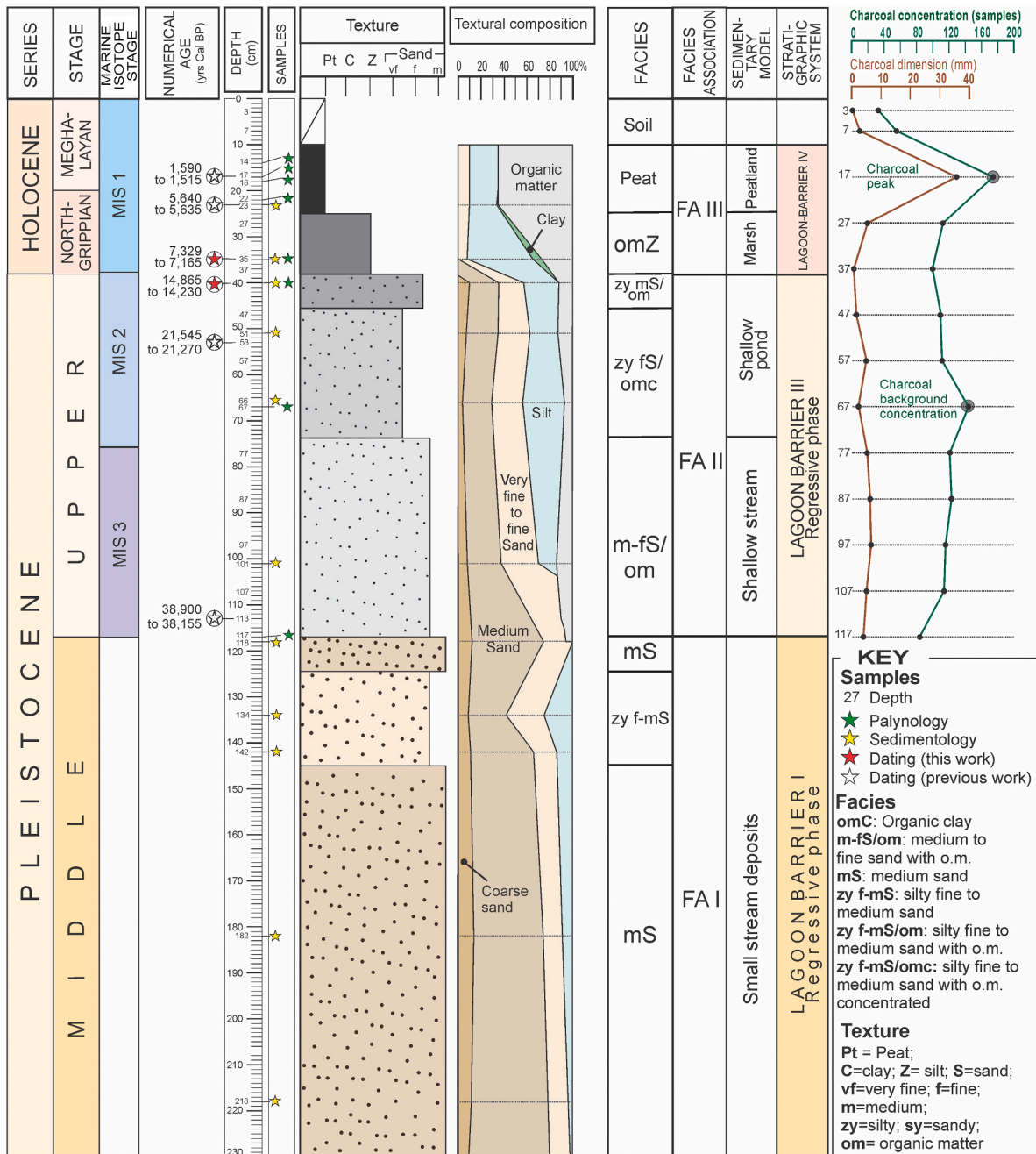


Fig. 3. Águas Claras peatland stratigraphic profile modified from Ribeiro et al. (2020) showing facies succession, depositional models, chronostratigraphic units, MIS, background charcoal concentration, charcoal peak, and charcoal dimension.

FAs correlate with the transgressive and regressive phases of each lagoon barrier system. FAs I and II correspond to lagoon barrier I and III regressive phases, respectively. The medium sand [mS] and silty fine to medium sand [zy f-mS] facies of FA I represent deposits from the aeolian sandy ridge erosion during the regressive phase. All FA II facies contain organic matter and represent the regressive phase that occurred after barrier III was formed during the transgressive phase. Finally, FA III contained silty organic facies deposited under marshy conditions overlain by peat facies installed in a more drained configuration (Fig. 3).

3.3. GPR

Interpretation of the section obtained with GPR (Fig. 4, A) defined two radar facies (Fig. 4, B) based on the lateral continuity of the

reflections, signal amplitude, and internal configuration. Radar facies I presents continuous reflections with a downlap in the E direction. The signal amplitude is low, as it shows signal attenuation, which is probably characterized by organic matter. Radar facies II presents a lateral continuity of reflections with a high signal amplitude and is characterized by material with low conductivity. Based on the internal configuration pattern of radar facies II, it is a deposition with an interdigitation process.

Radar facies I represents FAs II and III comprising significant organic matter, especially the [omZ] and [Peat] top facies. Radar facies II corresponds to FA III, which is sandy. The lateral extension of both radar facies demonstrates a continuum of sedimentary FAs I, II, and III described in the stratigraphic column (Fig. 3).

Table 2
Codes, description, and interpretation of facies.

FACIES CODE	DESCRIPTION	INTERPRETATION	FACIES ASSO-CIATION
[Peat]	Dark gray peat with 65.53% organic matter, 26.23% silt and 8.24% of quartzose very fine sand.	Peatland accumulation	FA III
[omZ]	Dark gray organic silt, with 28.67% of organic matter, 71.33% silt.	Marshy	FA III
[zy mS/om]	Silty medium sand with 12.72% organic matter, 35.65% silt, 26.56% very fine to fine sand, 22.27% medium sand, and 2.8% coarse sand, without apparent structure.	Deposition in low energy environment with accumulation of organic matter; some traction in lower flow regime; flat bedform	FA III
[zy fS/om]	Silty fine sand with 9.8% of organic matter, 35.43% silt, 26.01% very fine to fine sand, 25.67% medium sand and 3.09% coarse sand, without apparent structure.	Deposition in low energy environment and accumulation of organic matter; some traction in lower flow regime; flat bedform	FA II
[m-fS/om]	Medium to fine sand with 8.25% of organic matter, 19.12% silt, 40.27% medium sand, 28.56% very fine to fine sand, and 3.8% coarse sand, without apparent structure.	Traction in lower flow regime with accumulation of organic matter; flat bedform	FA II
[zy f-mS]	Silty fine to medium sand, with 24.62% silt, 41.32% medium sand, 24.76% very fine to fine sand, and 9.30% coarse sand, without apparent structure.	Subaqueous traction in lower flow regime and flat deposits.	FAI
[mS]	Medium sand, with 8.46% silt, 65.22% medium sand, 15.04% very fine to fine sand, and 11.28% coarse sand, without apparent structure, some levels with oxidation.	Predominance of subaqueous traction in lower flow regime	FAI

3.4. Charcoal

Dispersed charcoal fragments ranging from 1.35 to 34 mm in length, characterized as macrocharcoal (Fig. 5), were common in the studied core. The fragments showed well-preserved anatomical details and homogenized cell walls, which are typical characteristics of charcoal reported by (Scott, 2010).

The association between concentration and charcoal size from 117 to 7 cm depth in the studied core led Ribeiro et al. (2020) to construct the curve represented in Fig. 3. This indicates that fires during the Late Pleistocene/Late Holocene interval were common events. The increased concentration of small, similar-sized background charcoal fragments (Fig. 5, C–D) reaching a climax at a depth of 67 cm (sy Z/omc, sandy silt with o.m. concentration) in facies older than 21,545 cal yr B.P. featuring a smooth, positive curve, testifies to the increased occurrence of regional fire and selective charcoal transport over long distances and water deposition. An actual charcoal peak was identified at a depth of 17 cm (Fig. 5, A–B) in the Late Holocene (1590–1515 cal yr B.P.) during peat facies deposition when macrocharcoal reached its maximum concentration and dimensions (34 mm). This type of peak, characterized by

charcoal samples with large dimensions, is a good indicator of short dispersal distances and can be used to detect actual local fire events (Oris et al., 2014).

3.5. Palynology

The results from two samples from depths of 40 cm [zy mS/om facies] 14,865–14,230 cal yr B.P. and 35 cm [omZ facies] 7329–7165 cal yr B.P. of the columnar profile from the present study were included in six previously analyzed samples (depths of 14, 17, 18, 22, 67, and 117 cm) from the core analyzed by Ribeiro et al. (2020).

The palynological results shown in Figs. 6–8 represent the pollen percentage diagrams of the study interval, illustrating the most important and frequent taxa groups in the vegetation types commonly registered in palynological diagrams (grassland, tropical rainforest, ferns, bryophytes, and algae), as well as the correspondence between the calibrated RAs and MIS stages.

4. Discussion

4.1. Pleistocene–Holocene climatic moments (CM) and MIS

4.1.1. CM at 38,900–38,155 cal yr B.P.

The first record of the interstadial MIS 3 occurrence from 59,000 to 24,000 cal yr B.P. (Railsback et al., 2015) in continental sediments from the Quaternary coastal plain in southern Brazil was identified in the medium-to-fine sand facies [m-fS/om] of the basal FA II dated as 38,900–38,155 cal yr B.P. in the Águas Claras peatland core by Ribeiro et al. (2020).

Under the global conditions prevailing during the MIS 3 period, which was characterized by a high frequency of climate instability, the dated interval is correlated with warmer and wetter paleoclimatic conditions of the Dansgaard–Oeschger (D–O) 8, substage 3 A, at approximately 38,000 yr B.P. (Dansgaard et al., 1993).

The palynological data from the age-controlled interval of 38,900–38,155 cal yr B.P. for the Águas Claras core (Ribeiro et al., 2020) revealed that the dominant palynomorphs were herbal (87.7%) dominated by Poaceae (41.2%) and indicated predominantly grassland, and treeless vegetation included in grassland formation (Fig. 8) (Jacobson and Bradshaw, 1981; Prentice, 1985; Sugita, 1993, 1994).

It is important to emphasize that the common interpretation that links high abundance (50–90%) in Poaceae pollen to regional aridity and dry savanna habitats in tropical environments must be revised because the determination of other taxa related to “transitional vegetation types” are important to define regional habitats (Bush, 2002; Oliveira, 2005; Radaeski et al., 2016; Radaeski and Bauermann, 2018) in Brazil. In this context, the palynological spectrum of the 38,900–38,155 cal yr B.P. (Fig. 8) interval reveals that the dominance of grassland, trees and shrubs reached 12.3%. In addition, terrestrial pteridophytes such as *Blechnum* (2.7%) and Polypodiaceae (0.4%) indicate local wetness with sufficient moisture to support these plants (Fig. 9, A). In addition, scarce but well-preserved autochthonous aquatic elements, represented by *Botryococcus* (2.9%) and *Spirogyra* (1.3%), indicate the presence of shallow, stagnant freshwater (Erdtman, 1969; Torgan et al., 2001; Medeanic, 2006; Ivanov et al., 2012).

These sedimentary facies are characterized by medium-to-fine sand, with organic matter represented in shallow stream deposits (Fig. 3). The deposition of coarser sandy facies without clays resulting from streams located in the lower portion of the basal sand ridge slope corroborated the warmer and wetter conditions of the D–O 8 interval.

Previous efforts to identify the MIS 3 in the southern hemisphere attempted to reconstruct general environmental and climatic conditions using different continental records controlled by absolute dating under different scopes, that is, geology, geomorphology, vertebrate and invertebrate paleontology, palynology, paleomagnetism, paleoenvironmental and paleoclimatology (EPICA, 2006; Jouzel et al., 2007;

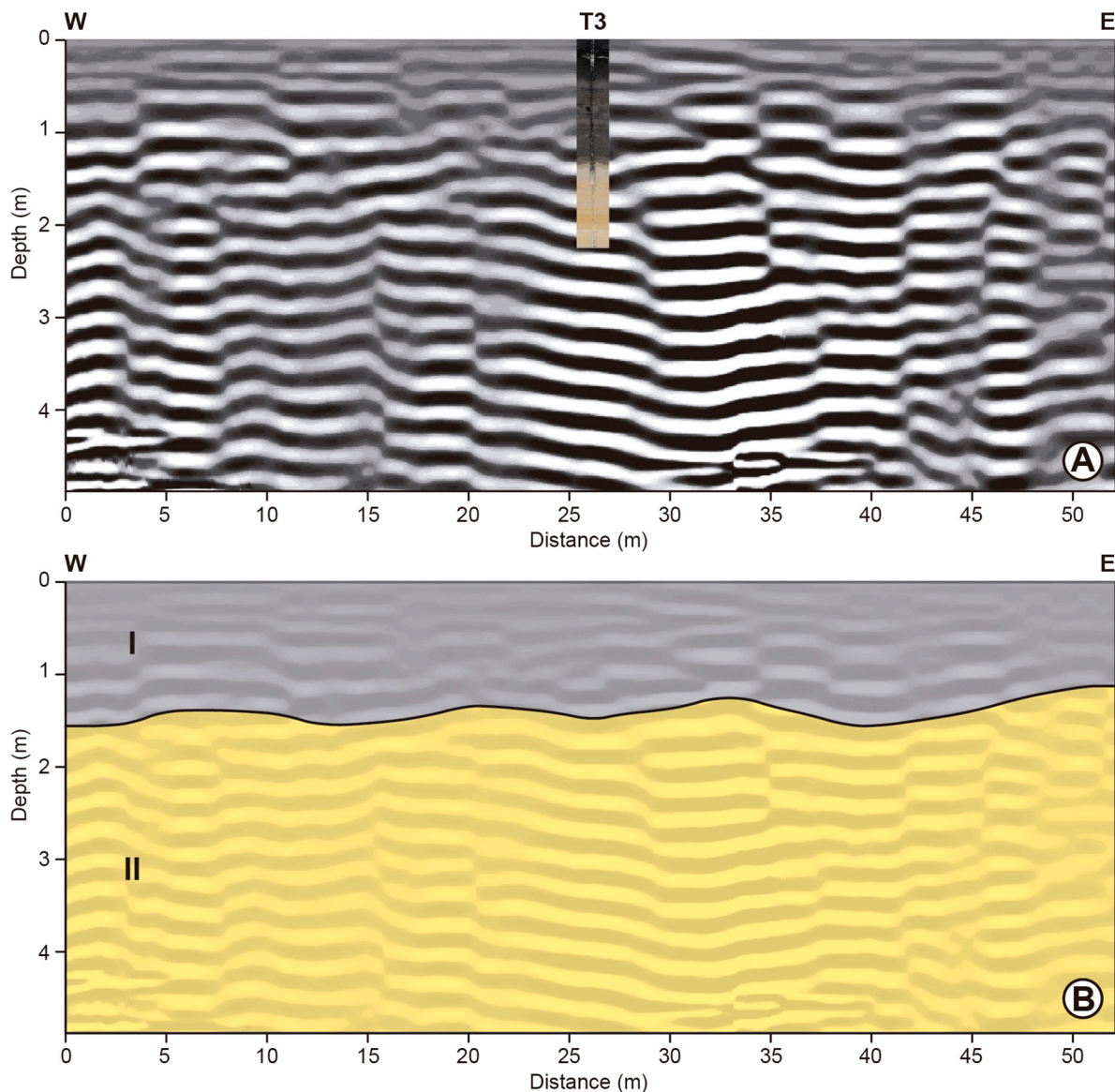


Fig. 4. GPR section of the Águas Claras peatland area with drill hole T3 superimposed, ~50 m wide. **A)** Processed section; **B)** Interpreted section shows approximately 1.5 m-depth change in the reflection pattern from low-to high-signal amplitude, characterizing two distinct radar facies associated with the deposited sediments.

Hodgson et al., 2009; Tonni et al., 2010; Buiron et al., 2012; Paisani et al., 2014; Gottschalk et al., 2014) and specifically in South America (Borromei and Musotto, 2016; Dantas and Cozzuol, 2016; Gasparini et al., 2016; Osterrieth et al., 2016; Ubilla et al., 2016; Zárate et al., 2016).

Dillenburg et al. (2020) indicated that southern Brazil experienced a relatively high MIS 3 sea level from 36,2 to 47,7 ka based on pre-existing AMS ^{14}C dates of marine shells recovered from cores collected on the coastal plain. This study was also supported by new records of estuarine/shallow marine deposits from the Santa Catarina State coastal plain core, characterized by abundant well-preserved diatom and silicoflagellate assemblages and palynomorph data. The sand deposit from the depth interval that covers the estuarine/shallow marine deposit at Pinheira in Santa Catarina state yielded an OSL age of $38,410 \pm 2936$ (38,4 ka). The results obtained on the Rio Grande do Sul State coastal plain were correlated by Dillenburg et al. (2020) with those obtained by Cohen et al. (2013) in a deltaic system developed in response primarily to eustatic sea-level fall in southeastern Brazil based on facies analysis, palynological records, $\delta^{13}\text{C}$, C/N analysis and AMS ^{14}C dating between

~47,500 and ~29,400 cal yr B.P (MIS 3). Salvaterra et al. (2017) combined radiocarbon ages with organic and inorganic proxies to determine the MIS 3 transgression of the Baixada Santista (SE Brazil) coastal plain from an older (MIS 5) transgressive event between 45,600 and 40,300 cal yr B.P.

Palynological analysis revealed the importance of foraminiferal linings, dinoflagellate cysts, *Spiniferits* sp., and acritarchs. Pollen grains from terrestrial trees and herbs were generally considered “at a lower frequency”, including Myrtaceae, Areaceae, *Alchornea* sp., *Ilex* sp., *Myrsine* sp., *Podocarpus* sp. Poaceae sp. and Cyperaceae sp., in association with the spores of *Microgramma* sp. Cyatheaceae, *Selaginella* sp., and freshwater algae genera such as *Botryococcus* sp. *Spirogyra* sp. and *Zygnema* sp. The assemblage is considered diagnostic of a lagoonal or estuarine environment with marine influences (Howe et al., 2002; Heusser and Heusser, 2006; González et al., 2008; Silva et al., 2015).

Although the palynological data of CM 38,900–38,155 cal yr B.P. for the Águas Claras core from the inner portion of the CPRS differ, by its strictly continental spectrum (Fig. 9, A), from that of the estuarine-with-marine-influence environment described for Pinheira in Santa Catarina

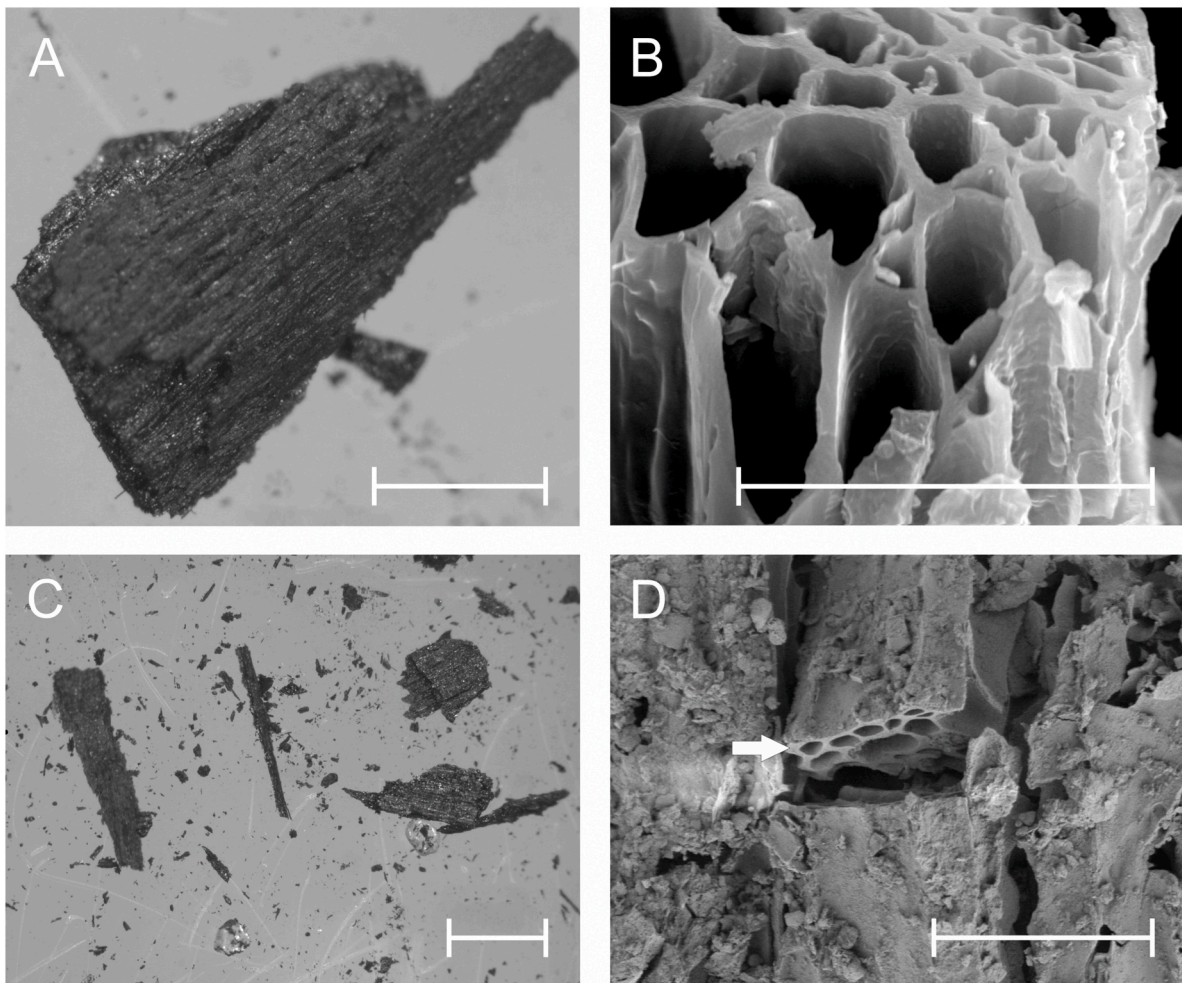


Fig. 5. Photomicrographs of macrocharcoals retrieved from the Águas Claras core. **A)** Fragment from the charcoal peak at 1590–1515 cal yr B.P. in the peatland environment; **B)** Detail from A showing homogenized tracheid walls; **C–D)**, fragments from the background charcoal in a shallow pond environment. The arrow points to homogenized cell walls. **A–C)**, stereomicroscope scale bars = 1000 μ m. **B–D)**, scanning electron microscopy scale bars = 20 μ m.

state by Dillenburger et al. (2020), a close similarity was found within the terrestrial and freshwater palynomorph assemblage pointing to the dominance of grassland formations over arboreal and shrub-like formations.

The representativeness of continental palynomorphs in marine-influence environments in the south Brazilian continental margin was also registered in the southern portion of the Rio Grande cone included in MIS 3 by Ávila et al. (2020) and was attributed to the transport of typical vegetation from coastal landscapes to the marine environment by water-like ocean currents and/or rivers and secondarily by winds.

Similarities were also found between the palynological spectrum of the Águas Claras peatland during MIS 3 and that of a highland minerotrophic peatland in Santa Catarina State during the second half of MIS 3 ($39,407 \pm 681$ cal yr B.P.). The almost treeless landscape, similar in composition to contemporaneous coastal regions, suggests a cold climate during MIS 3 that became dryer and colder during MIS 2 (De Oliveira et al., 2012).

Evidence of MIS 3 climatic conditions was obtained in Brazilian continental low-order streams and valley heads by Paisani et al. (2014) by analyzing paleosoils dated at $23,8 \pm 0.05$ yr B.P. ($28,06$ – $29,08$ cal yr B.P.) and $41,16 \pm 0.48$ yr B.P. ($44,13$ – $45,58$ cal yr B.P.) as proxies. Paleosoils were considered stratigraphic level markers of pedogenesis and records of paleoenvironmental conditions of the Araucaria Plateau (Paraná State), with calibrated ages related to MIS 3. A regional change toward a drier hydric regime occurred during the transition to LGM MIS 2.

Changes in the palynological pattern observed at a depth of 67 cm in the core (Fig. 8) may be related to the transition from MIS 3 to MIS 2. Although herbs (primarily Poaceae) were dominant at this level, there were marked fluctuations in Cyperaceae and Malvaceae. Additionally, the abrupt disappearance of *Botryococcus* and the beginning of the significant reduction of *Spirogyra*, both autochthonous marker elements of aquatic environments, indicate a glaciation interval that peaked at 21,500 yr B.P.; however, the palynological composition was not formally related to the MIS system because controlled ages were not obtained at this depth (Fig. 8).

4.1.2. CM at 14,865–14,230 cal yr B.P

The RA of 14,865–14,230 cal yr B.P. in the FA III silty medium sand facies [zy mS/om] (Fig. 3) corresponds to the topmost MIS 2. This coincides with the onset of the West Antarctic Ice Sheet retreat between 14,000 and 15,000 ka, linked to D-O 1 (Fig. 10).

Pollen grain dominance (86.7%) from grassland formation, mainly Poaceae (46%), associated with Atlantic rainforest trees and shrubs (13%), with a reduction of trees and the absence of *Botryococcus* (Figs. 7 and 8) allied with relictual *Spirogyra* occurrence ratify the restriction of available freshwater bodies and the relatively dry conditions still influenced by the LGM (Fig. 9, B). The increase in organic matter at the top of FA II indicates deposition in undisturbed environments, such as marshlands in flat areas.

The background macrocharcoal assemblages (Fig. 5, C–D) identified in MIS 3 and MIS 2 were interpreted as low-density flows transported

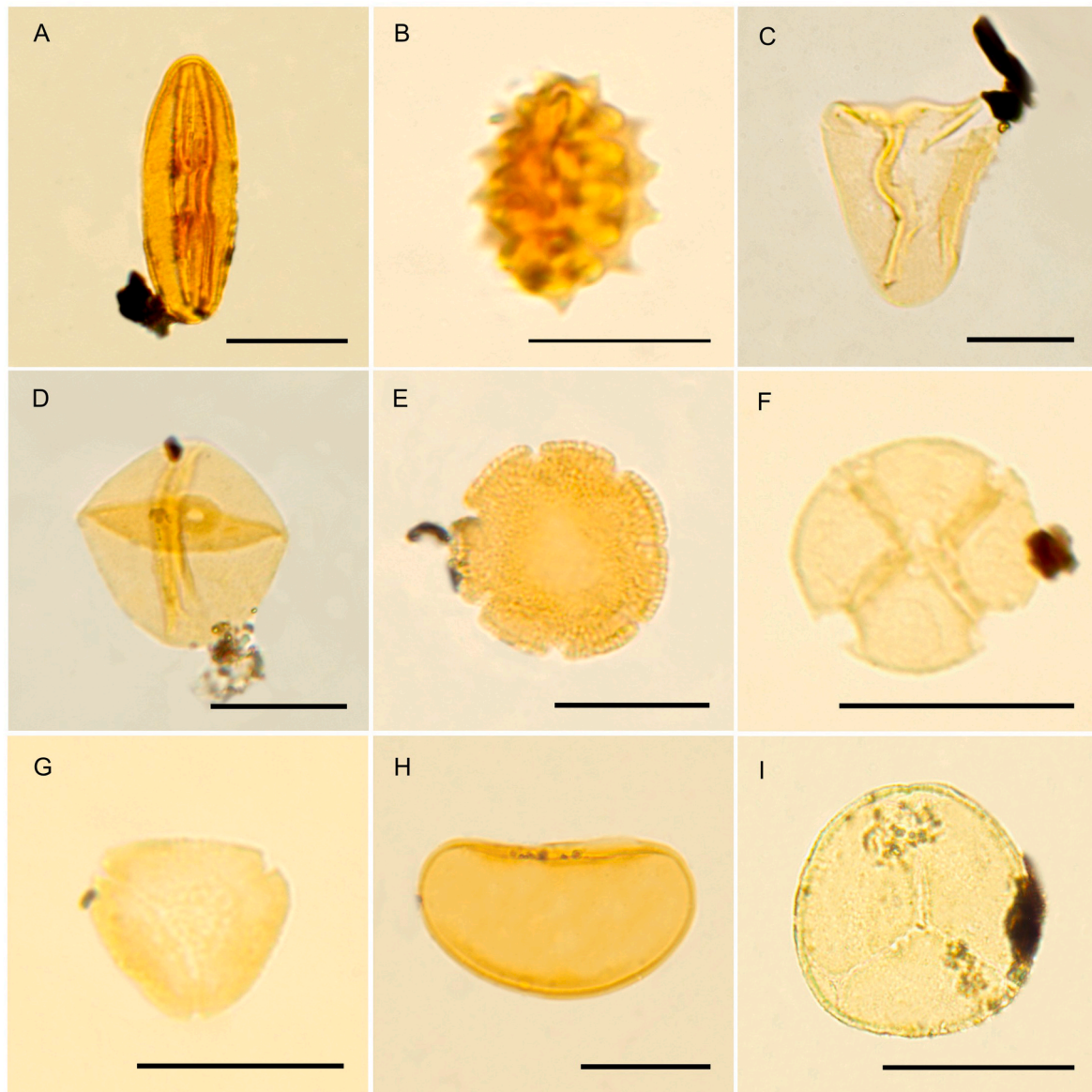


Fig. 6. Photomicrographs of palynomorphs retrieved from the Águas Claras core. A) Apiaceae; B) Asteraceae subf. Asteroideae; C) Cyperaceae; D) Poaceae; E) Rubiaceae; F) Mimosoideae; G) Myrtaceae; H) *Blechnum* L.; I) *Phaeoceros* Prosk. Scale bars = 20 μm .

from fire-origin areas to deposition, accumulation, and burial sites in marshy and pond environments. This process may have involved fires originating from different regional environments, rather than local fires.

Lopes et al. (2023) recognized the MIS 2 occurrence in the Brazilian Pampa in the southernmost Rio Grande do Sul State coastal plain (Santa Vitória do Palmar County) from paleoenvironmental and paleoclimatic reconstructions based on stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) in Pleistocene camelid tooth enamel linked to stratigraphic level within a loess unit deposited during the LGM (26,5–19 ka b2k). The camelids exhibited higher $\delta^{18}\text{O}$ and aridity indexes than the other mammals from the assemblage, consistent with ingesting ^{18}O -enriched water from plants growing in arid and semi-arid conditions. Compared with that of the other Pleistocene megafauna, the assemblage indicates that the coastal Pampa comprised arid/semi-arid environments at the time these camelids lived, driven by a cold and dry climate during MIS 2/LGM and possibly older stadial.

4.1.3. CM at 7329–7165 cal yr B.P

The controlled age of 7329–7165 cal yr B.P. identified in the FA III

base organic silt facies [omZ] was included in the Holocene MIS 1, which lasted for more than 11,6 yr, exceeding the shortest interglacial period previously (Kukla, 2003; Tzedakis et al., 2012). The increase in sea surface temperature was reflected worldwide in the biotic communities with changes in composition, abundance, diversity, and distribution (Charó, 2021; Wang et al., 2023).

The age interval has been linked to the first half of the Holocene, occurring in the 9500–5500 yr B.P. interval (Marcott et al., 2013) with a thermal maximum in the Northern Hemisphere of approximately 8000 yr B.P., approximately 4.9 °C warmer than that in the LGM (Shakun and Carlson, 2010). This interval significantly affected regional climates, affecting temperature and precipitation patterns in different parts of the world. However, in the Southern Hemisphere central, southern, and southeastern regions, there has been a reduction in precipitation compared with the current climate (Kitoh and Murakami, 2002).

Studies on northwestern Patagonia inferred significantly drier conditions during the Early and Middle Holocene, peaking during the mid-Holocene (9200–5500 cal yr B.P.), and becoming more humid during the Late Holocene following the end of the HCO (Llano et al., 2020). In

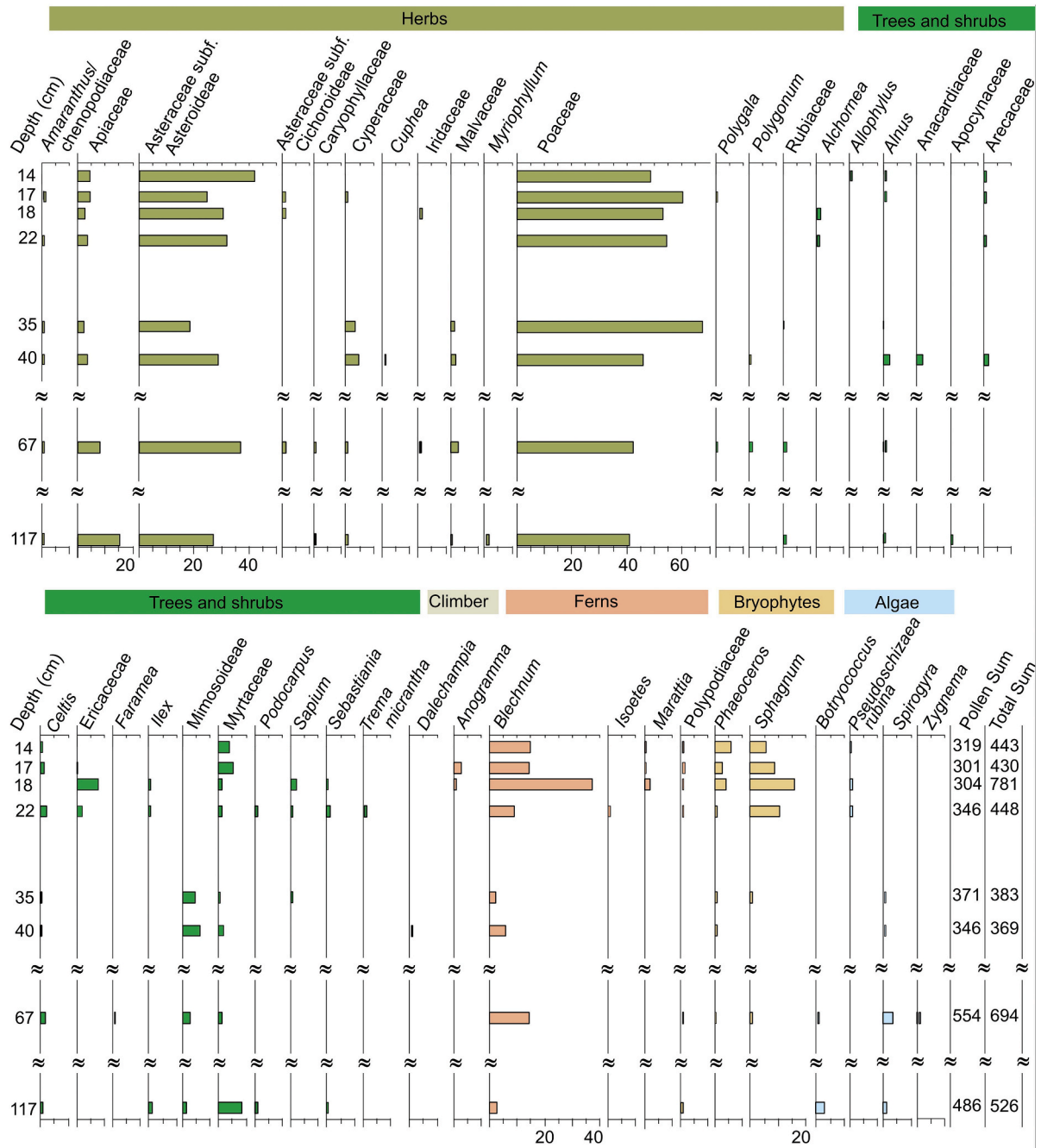


Fig. 7. Percentage diagram of the palynomorphs modified from Ribeiro et al. (2020) showing the frequency of pollen grains, spores, and algae taxa from the core grouped into herbs, trees and shrubs, climbers, ferns, bryophytes, and algae.

New Zealand, the Holocene thermal optimum occurred from 11 to 8 ka B.P., followed by a mid-Holocene thermal minimum from 6 to 2 ka B.P., culminating at approximately 4–3 ka B.P. (Masson et al., 2000).

In Antarctica, the warmest period during the Holocene occurred from 10,500 to 8000 yr ago, immediately after the end of the last ice age, and increasingly negative $\delta^{18}\text{O}$ values after 7,5 ka B.P. (Fig. 10) indicate that temperatures declined to a late mid-Holocene minimum centered around 3 ka BP (Williams et al., 2004).

The palynological record at this climatic moment in Águas Claras peatland (Fig. 9, C) was still dominated by herbaceous, mainly Poaceae sporomorphs (67.4%). Sudden changes in the environmental and climatic context were revealed by a) the sudden disappearance of Cyperaceae and Malvaceae; b) the disappearance of trees and the severe impoverishment of ferns (2.1%), which are both markers of humid

conditions; c) disappearance of aquatic autochthonous *Spirogyra* (0.3%), typical of freshwater bodies; and d) the beginning of *Sphagnum* expansion (0.5%) (Figs. 7 and 8).

The age interval is included in the lagoon Barrier System IV transgressive phase and corresponds to the lowland, monotypic grassland landscape, which indicates restrictive environmental conditions (Fig. 9, C). This is likely linked to the occurrence of marshes with superficial soil moisture, which impedes the development of trees and shrubs that require deep and satisfactory soil moisture (Wang et al., 2009, 2020).

The current results from the Águas Claras peatland agree with previous palynological studies in the CPRS (Roth, 1990; Behling and Negrelle, 2001; Behling et al., 2004; Roth et al., 2021), which claimed that between 9700 and 6500 yr B.P. there was a decrease in humidity. Our data are in accordance with the sudden decrease in temperature

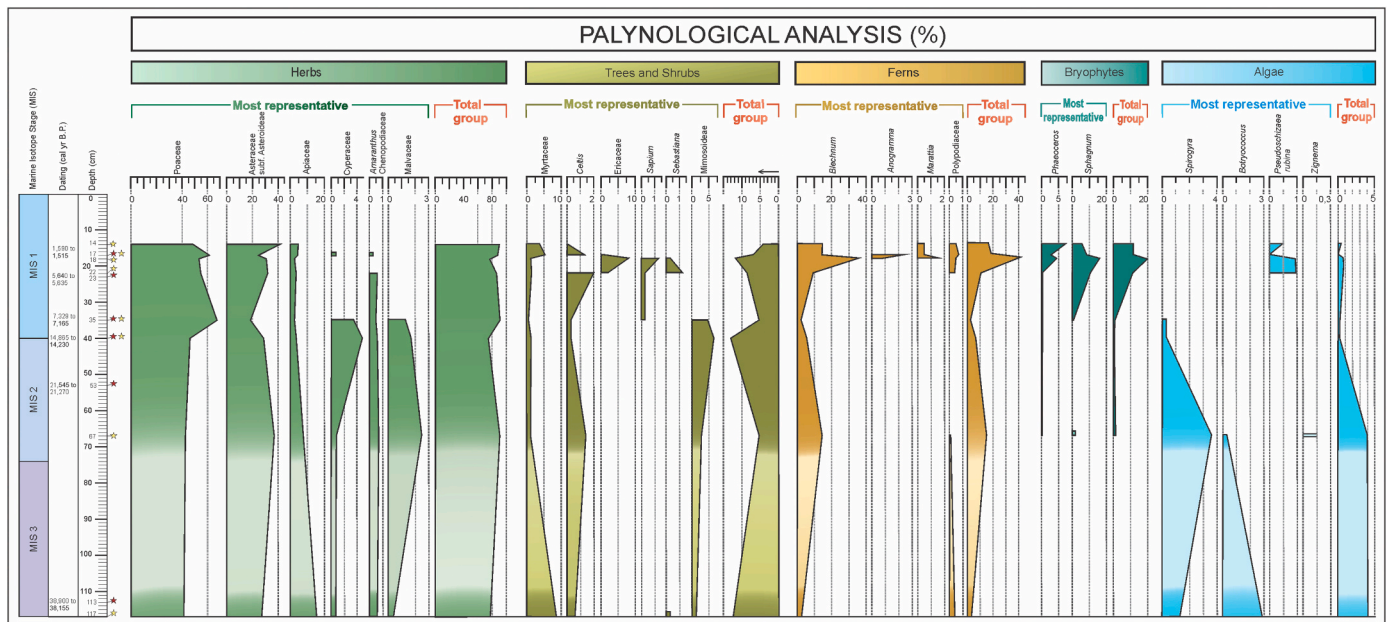


Fig. 8. Palynological diagram for representative groups of palynomorphs (pollen grains, spores, and algae taxa). The red star indicates dating. The yellow star indicates palynological analyzes. The light color represents the palynological interpolated data.

after the Holocene thermal maximum, according to the global compilation of temperature-sensitive pollen records registered by Kaufman et al. (2020).

4.1.4. CM at 5640–5635 cal yr B.P

Palynological analyses at 5640–5635 cal yr B.P. from the peat facies [Peat] at the top of FA III showed that herb pollen grains (90.8%) were the most representative (54.6%), primarily Poaceae (Ribeiro et al., 2020). The occurrence of new tree elements linked to the tropical rainforest (Ericaceae and *Sebastiania*) and the expansion of Sapindaceae (Figs. 7 and 8) could be attributed to the new environmental conditions after the transgression in the lowlands along the CPRS (Roth et al., 2021) given that the controlled age of 5640–5635 cal yr B.P. is near-contemporaneous with the Holocene maximum sea level in southernmost Brazil (5600 cal yr B.P.).

The particular geomorphological configuration of the mid-northern CPRS (Fig. 2) explains the absence of marine palynomorphs throughout the Late Pleistocene–Holocene in the Águas Claras inner coastal core. This is in contrast to their common presence on external coasts (Lorscheitter and Dillenburg, 1998; Lorscheitter, 2003; Masetto and Lorscheitter, 2019). The prominent Coxilha das Lombas sandy barrier protected the northwestern region from direct marine influence during sea-level changes during the Late Pleistocene–Holocene.

During the climatic interval between 5640 and 5635 cal yr B.P. until approximately 1590 yr B.P., herbal pollen grains (90.8–87.5%) remain important palynomorphs, mainly Poaceae (54.6–53%). The tree elements became complementary and comprised 12.5% of the palynological assemblage (Figs. 7 and 8). This plant group has a diverse spectrum (*Celtis*, Ericaceae, Myrtaceae, *Sebastiania*, *Trema*, *Alchornea*, and *Sapium*), indicating increasingly warm and humid conditions.

Pteridophytes increased from 10.5 to 40.3% under the dominance of *Blechnum* (9.2–37.1%), in addition to identification of a diversified assemblage represented by *Marattia* up to 1.8%, *Anogramma* up to 0.9%, and Polyodiaceae up to 0.5%.

The increase in *Sphagnum* spores (10.7–16%) in the peat generation interval (Fig. 9, D) provides information about peatland dynamics because *Sphagnum* creates acidic, nutrient-poor, wet, and anoxic environments (Rydin et al., 2006), that is, they are ecologically prominent wetland plants with xerophytic adaptations, in addition to

succession-directing acidification capabilities (Joly, 2002; Baptista et al., 2012). Additionally, the occurrence of *Phaeoceros* (0.4–4%) is ecologically related to sheltered humid locations and sufficient vegetative cover to prevent drying out (Menéndez, 1962; Macedo et al., 2009).

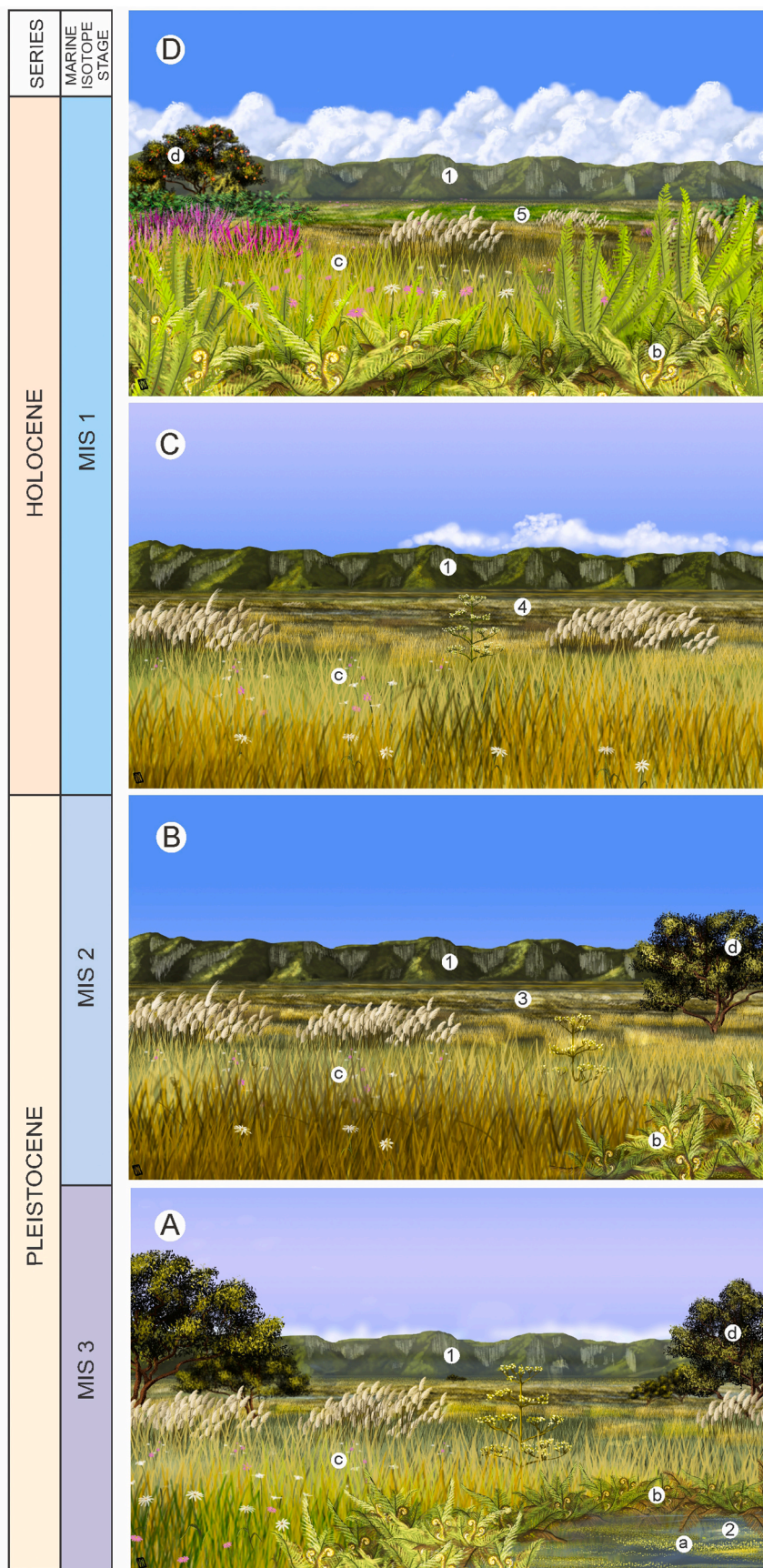
The scarcity of autochthonous aquatic elements, represented exclusively by spores of algal-like *Pseudoschizaea* (0.9%), in the peat-forming interval indicates some ecological constraints. *Pseudoschizaea* (Figs. 7 and 8) is considered a genus *incertae sedis* (Christopher, 1976) and shows somewhat different behavior when compared to *Botryococcus* and other algae. According to Scott (1992), *Pseudoschizaea* can indicate local seasonal drying, because it is common in recent environments in relatively warm areas with available moisture.

Gadens-Marcon et al. (2014a,b), based on palynofacies and organic geochemical analyses of a Holocene highland inland pond in southern Brazil, suggested that *Pseudoschizaea* is relatively more resistant to dry periods than other algal elements and appears to act as a transitional interval biological marker related to seasonal drying.

4.1.5. CM at 1590–1515 cal yr B.P

The charcoal peak, recorded in the peat facies (1590–1515 cal yr B.P.) comprising large (up to 34 mm), dispersed, well-preserved, and non-abraded fragments, suggested by Ribeiro et al. (2020) that hypoautochthonous-sourced charcoals were transported into the depositional environment via hydraulic flow and not by wind (Collinson et al., 2007) over a short distance into the mire (Fig. 5, A–B).

The palynological spectrum, contemporaneous with the charcoal peak detected at 1590–1515 cal yr B.P. (Meghalayan Stage, according to Cohen et al., 2013; Walker et al., 2018) indicates sharp changes in plant assemblages (Figs. 7 and 8). The reduction in pteridophytes, primarily represented by *Blechnum* spores (37.1–14.4%), and the reduction in *Sphagnum* and *Phaeoceros* spores (20–11.4%) indicates a decrease in humidity and drier conditions in the peatland area and its surroundings. In this context, the disappearance of *Pseudoschizaea* also indicates environmental stress. This rapid change in terrestrial plant assemblages caused by climatic forcing was presumably an important factor in the occurrence of fires, along with the presence of highly flammable biomass. Nevertheless, based on the landscape evolution diagram (Figs. 7 and 8), it is important to highlight that fire was probably a consequence rather than the cause of the changing landscape pattern.



(caption on next page)

Fig. 9. Landscape reconstruction from Águas Clara's peatland based on palynological, sedimentary facies and geomorphological data. A. Climatic Moment of 38,900–38,155 cal yr B.P. Shallow ponds in cool conditions, almost treeless, and herbs are dominant forms. B. Climatic moment of 14,865–14,230 cal yr B.P. Marshy with restriction of available freshwater in relatively dry conditions. Almost treeless and herbs dominant. C. Climatic Moment 7329–7165 cal yr B.P. Marshy environment in semi-arid conditions with the disappearance of trees and ferns and the dominance of herbs. D. Climatic Interval from 5640 to 5635 cal yr B.P. The peatland environment is in warmer and humid conditions with increasing diversity in the terrestrial plant group spectrum. Key for Environment and geomorphological features: 1. Serra Geral escarpment; 2. Shallow pond; 3. Marsh; 4. Herbal marsh; 5. Peatland. For vegetation: a. Algae; b) Ferns; c) Herbs; d) Trees and shrubs.

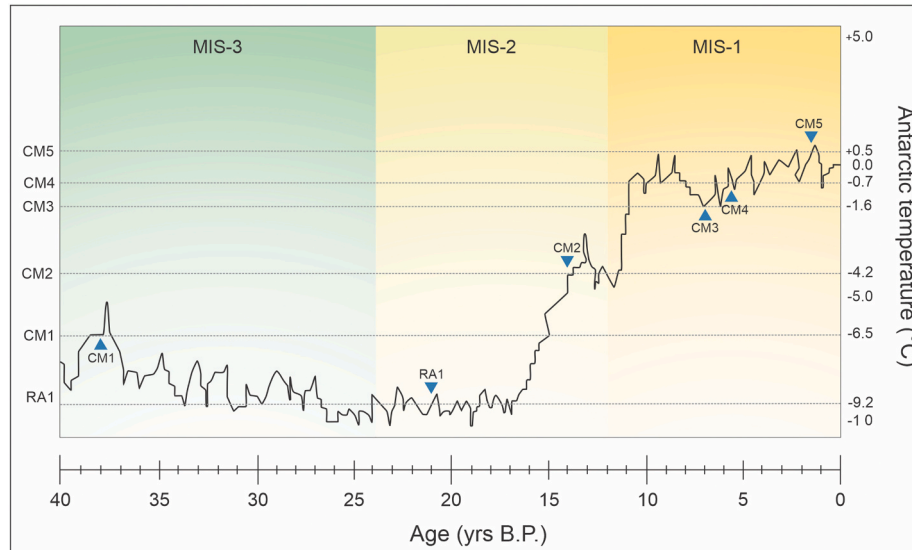


Fig. 10. Antarctic temperature curve and correlation with Águas Claras peatland CMs. CM1: -6.5°C (38,000 yr B.P.), RA1: -9.2°C (21,000 yr B.P.), CM2 -4.2°C (14,000 yr B.P.), CM3: -1.6°C (7000 yr B.P.), CM4: -0.7°C (5600 yr B.P.) and CM5: $+0.5^{\circ}\text{C}$ (1590–1515 yr B.P.) (Antarctic temperature curve from Jouzel et al., 2007).

After the fire, plant distribution patterns persisted at a depth of 14 cm.

Anthropic ignition for this fire was withdrawn by Ribeiro et al. (2020) based on data from archeological sites, which revealed the cultural characteristics of fisher–hunter–gatherer human groups, including Sambaquiana, Taquara, and Tupiguarani traditions (Wagner, 2009, 2022; Rogge and Schmitz, 2010), that inhabited the southern Brazil coastal region during the Late Holocene on restingas within lagoon environments. The presence of sedimentary charcoal in settlements or camps indicates areas of activity related to combustion structures; the frequent and intense use of fire in bonfires and recurring culinary practices in the area (Campos et al., 2023), and not related to large fires (Rosa, 2009; Bueno et al., 2013; Jacobus and Rosa, 2013).

4.2. Antarctic temperature and correlation with CM

Comparisons were also made between the age-controlled CM defined for the inner portion of the CPRS and the high-resolution deuterium profile available along the Ice Coring in Antarctica Dome C ice core (EPICA 2006) by Jouzel et al. (2007).

The radiocarbon ages established for the Águas Claras peat bog indicate that they coincide with the increase in atmospheric temperature recorded in ice cores from Greenland (North GRIP) and Antarctica (Dome C; Jouzel et al., 2007). This increase in temperature initiated the deglaciation of the North American ice sheet but underwent a reduction during the cooling of the Younger Dryas (12,900–11,700 yr B.P.).

The data assemblage obtained at different ^{14}C ages in the current study suggests that CMs enclosed within MIS 3, MIS 2, and MIS 1 in the Águas Claras peatland were correlated with the Late Pleistocene–Holocene Antarctic temperature curve obtained by Jouzel et al. (2007) as shown in Fig. 10.

In this context, CM1 at 38,900–38,155 cal yr B.P. from the inner coastal plain peatland was correlated with a temperature of -6.5°C

during the MIS 3 in Antarctica.

RA1 at 21,545–21,270 cal yr B.P. correlates with the rising local maximum temperature peak of -9.2°C in MIS 2 in Antarctica. No palynological data were available for this age group.

CM2 at 14,865–14,230 cal yr B.P., in the Late Pleistocene, near the MIS 2/MIS 1 boundary, can be correlated with the rapid rise of the temperature curve in Antarctica (at approximately -4.2°C) during the final interval influenced by the LGM.

CM3 at 7329–7165 cal yr B.P. included in MIS 1, which revealed an important impoverishment in plant diversity in the inner CPRS after Holocene thermal maximum, is correlated with the reduction in the temperature curve in Antarctica (-1.6°C). The results agree with the literature review on paleoclimatic records of the Holocene on King George Island, Maritime Antarctic (Perondi et al., 2022) that revealed a tendency toward atmospheric cooling and substantial glacial advance at ± 7000 yr B.P. (Mäusbacher et al., 1989; Hjort et al., 1992; Ingólfsson et al., 1992).

CM4 at 5640–5635 cal yr B.P., which identifies the beginning of the peat generating interval, is correlated with the maximum temperature ascendant curve in Antarctica increasing to -0.7°C .

CM5, at 1590–1515 cal yr B.P., marked the occurrence of a significant fire in the inner coastal peatlands of southernmost Brazil. The temperature in Antarctica had increased to approximately $+0.5^{\circ}\text{C}$.

The data assemblage obtained at different ^{14}C ages, represented in Fig. 10, led to inferring that climatic moments within MIS 3, MIS 2, and MIS 1 in the Águas Claras peatland located in the Coastal Plain of Southernmost Brazil identified in the present study can be correlated with millennial climatic changes evidenced in the Antarctic temperature curve from Jouzel et al. (2007).

Previous studies by Ubilla et al. (2016), based on the diversified fossil content of the Sopas Formation, a Late Pleistocene continental unit in northern Uruguay, revealed a complex climatic and environmental

pattern detected in different outcrops, controlled by available ^{14}C and OSL ages. The distinct scenarios composed of savannahs and woodlands, including gallery forests and perennial rivers, mostly tropical to temperate climates but sometimes arid and semiarid, revealed that they could have been driven by millennial climatic changes, as evidenced in the climatic curve described by Jouzel et al. (2007), which were prevalent during MIS interval 3.

5. Conclusions

Evidence from palynological and charcoal data of distinct age-controlled sedimentary levels from a single core in the continental inner coastal plain peatland of Águas Claras, southernmost Brazil, provided paleoenvironmental and paleoclimatic information that allows inferences regarding the Late Paleocene–Holocene time interval (38,900–38,155 cal yr B.P. to 1590–1515 cal yr B.P.). Our results show that terrestrial ecosystems respond sensitively to vegetation changes driven by climatic variability on a millennial timescale.

The MIS 3 interstadial record, from 59,000 to 24,000 cal yr B.P., was detected in the basal FA II facies [m-fs/om] dated at 38,900–38,155 cal yr B.P. under cool paleoclimatic conditions of the D–O 8 substage.

The 14,865–14,230 cal yr B.P. age interval at the end of the Pleistocene corresponds to the topmost MIS 2, which coincides with the onset of the West Antarctic Ice Sheet retreat still under the influence of the LGM.

Background charcoal concentrations from stratigraphic intervals included in the MIS 3 and MIS 2 were attributed to fires from different environments, deposited in marshy or pond environments, and linked to regional rather than to local fires.

The 7329–7165 cal yr B.P. age interval, included in the Holocene MIS 1, was characterized by severe impoverishment of plant biodiversity in marshy environments, probably related to the decrease in temperature after the warm climate during the Holocene Climatic Optimum in the Southern Hemisphere.

A change toward higher temperatures and peatland environmental conditions was detected at 5640–5635 cal yr B.P., almost contemporary with the maximum sea level transgression in southernmost Brazil (approximately 5600 cal yr B.P.) during MIS 1.

At 1590–1515 cal yr B.P., sharp changes in the palynological assemblages and evidence of a significant local fire indicated decreased humidity and drier conditions in the peatland and its surroundings at the topmost portion of MIS 1.

The data assemblage obtained at different ^{14}C ages led to inference that climatic moments enclosed within MIS 3, MIS 2, and MIS 1 in the Águas Claras peatland can be correlated with millennial climatic changes evidenced in the Antarctic temperature curve based on profiles of the $^2\text{H}/^1\text{H}$ isotope ratio of high resolution in ice cores.

Funding

Funding and scholarships were provided by Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera, CNPq 465680/2014-3, 573720/2008-8 and FAPERGS 17/2551-0000518-0 and grant 304856/2019-3 for M.G.S).

CRedit authorship contribution statement

Veridiana Ribeiro: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation. **Margot Guerra-Sommer:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Supervision, Resources, Project administration, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Conceptualization. **Rualdo Menegat:** Writing – original draft, Visualization, Validation, Resources, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Jefferson Cardia Simões:** Writing – original draft, Validation, Supervision, Resources, Project administration,

Methodology, Investigation, Funding acquisition, Formal analysis. **Lidia Aumond Kuhn:** Writing – original draft, Visualization, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Eduardo Guimarães Barboza:** Writing – original draft, Visualization, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Gabrielli Teresa Gadens Marcon:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

No data was used for the research described in the article.

Acknowledgments

We thank the Centro Polar e Climático, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, the Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo and the Instituto de Geociências of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) for field and laboratory assistance. We also thank Voltaire D. Paes Neto for the digital illustrations.

References

- Ávila, A.S.P., Leonhardt, A., Diniz, D., 2020. Paleoenvironmental reconstruction off southern Brazil during a glacial period (66.5–47 kyr BP): continental and oceanic environments. *J. Coast Res.* 36 (6), 1204–1214.
- Baptista, L.R.M., Lorscheitter, M.L., Scherer, C., 2012. Floristic composition of a subtropical bog, eastern plateau from southern Brazil. *Check List* 8 (2), 224–236.
- Barboza, E.G., Ayup-Zouain, R.N., Tomazelli, L.J., Rosa, M.L.C.C., Ferreira, H.P., 2005. Paleocanal Pleistocênico na Barreira III entre o Chuí e o Balneário Hermenegildo–Rio Grande do Sul. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- Barboza, E.G., Rosa, M.L., Dillenburg, S.R., da Silva, A.B., Tomazelli, L.J., 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *J. Coast Res.* 70, 687–692.
- Baermann, S.G., 2003. Análises palinológicas e evolução paleovegetacional e paleoambiental das turfeiras de Barrocadas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 137p.
- Baermann, S.G., Neves, P.C., Marques Toigo, M., Ashraf, A.R., 2005. Evidences of holocene transgression on domingos petroli swamp, southern coastal plain, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Geoscientific Res. Northeast Asia* 8 (1), 98–103.
- Behling, H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 99 (2), 143–156.
- Behling, H., Negrelle, R.R., 2001. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quat. Res.* 56 (3), 383–389.
- Behling, H., Pillar, V.D., Orlóci, L., Baermann, S.G., 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 203 (3–4), 277–297.
- Behling, H., Pillar, V.D., Baermann, S.G., 2005. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 133 (3–4), 235–248.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quat. Sci. Rev.* 10, 297–317.
- Borromei, A.M., Musotto, L.L., 2016. Vegetation and climate in southern south America during marine isotope stage 3 (MIS 3): an overview of existing terrestrial pollen records. In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP–30 KA BP, pp. 279–298.
- Bueno, L., Dias, A.S., Steele, J., 2013. The Late Pleistocene/Early Holocene archaeological record in Brazil: a geo-referenced database. *Quat. Int.* 301, 74–93.
- Buiron, D., Stenni, B., Chappellaz, J., Landais, A., Baumgartner, M., Bonazza, M., et al., 2012. Regional imprints of millennial variability during the MIS 3 period around Antarctica. *Quat. Sci. Rev.* 48, 99–112.
- Bush, M.B., 2002. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 177 (1–2), 5–17.
- Campos, J.B., DeBlasis, P., Perin, E.B., Schneider, F., Ferrasso, S., Araújo, A.L.D., et al., 2023. Muita comida, pouca gente: perspectivas acerca dos sítios rasos do litoral norte do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas* 18, e20220077.

- Charó, M.P., 2021. Quaternary marine mollusk associations of the last interglacials in north Patagonia (Argentina): paleoecology and paleoclimates. In: Update on Malacology. IntechOpen.
- Christopher, R.A., 1976. Morphology and Taxonomic Status of *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz Ex R. Potonié Emend. *Micropaleontology*, pp. 143–150.
- Coe, A. (Ed.), 2022. Deciphering Earth's History: the Practice of Stratigraphy. Geological Society, of London.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X., 2013. The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes J.Int. Geosci.* 36 (3), 199–204.
- Collinson, M.E., Steart, D.C., Scott, A.C., Glasspool, I.J., Hooker, J.J., 2007. Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary. *J. Geol. Soc.* 164 (1), 87–97.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2006. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1:750.000.
- Daniels, J.J., Roberts, R., Vendl, M., 1995. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. *J. Appl. Geophys.* 33 (1–3), 195–207.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., et al., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364 (6434), 218–220.
- Dantas, M.A.T., Cozzuol, M.A., 2016. The Brazilian intertropical fauna from 60 to about 10 ka BP: taxonomy, dating, diet, and Palaeoenvironments. In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP-30 KA BP, pp. 207–226.
- De Oliveira, M.A.T., Porsani, J.L., de Lima, G.L., Jeske-Pieruschka, V., Behling, H., 2012. Upper Pleistocene to Holocene peatland evolution in Southern Brazilian highlands as depicted by radar stratigraphy, sedimentology and palynology. *Quat. Res.* 77 (3), 397–407.
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Clerot, L.C., 2009. The holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. *Geol. Geomorphol. Holocene Coast. Barriers of Brazil* 53–91.
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C., Caron, F., Cancelli, R., Santos-Fischer, C.B., et al., 2020. Sedimentary records of marine isotopic stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo Mar. Lett.* 40, 1099–1108.
- EPICA Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444 (7116), 195–198.
- Erdtman, G., 1969. *Handbook of Palynology: Morphology-Taxonomy-Ecology: an Introduction to the Study of Pollen Grains and Spores.* (No Title).
- Fægri, K., Iversen, L., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*, 4 ed. Hafner Pub., New York, p. 486p.
- Fletcher, M.S., Moreno, P.I., 2012. Vegetation, climate and fire regime changes in the Andean region of southern Chile (38 S) covaried with centennial-scale climate anomalies in the tropical Pacific over the last 1500 years. *Quat. Sci. Rev.* 46, 46–56.
- Gadens-Marcon, G.T., Guerra-Sommer, M., Mendonça-Filho, J.G., de Oliveira Mendonça, J., de Araújo Carvalho, M., Hartmann, L.A., 2014a. Holocene environmental climatic changes based on palynofacies and organic geochemical analyses from an inland pond at altitude in Southern Brazil. *Am. J. Clim. Change* 3 (1), 95–117.
- Gadens-Marcon, G.T., Mendonça-Filho, J.G., Guerra-Sommer, M., Carvalho, M.A., Pires, E.F., Hartmann, L.A., 2014b. Relation between the sedimentary organic record and the climatic oscillations in the Holocene attested by palynofacies and organic geochemical analyses from a pond of altitude in southern Brazil. *An Acad. Bras Ciências* 86 (3), 1077–1099.
- Gasparini, G.M., Soibelzon, E., Deschamps, C., Francia, A., Beilinson, E., Soibelzon, L.H., Tonni, E.P., 2016. Continental vertebrates during the marine isotope stage 3 (MIS 3) in Argentina. In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 ka BP-30 ka BP, pp. 227–247.
- Goni, M.F.S., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. *Quat. Sci. Rev.* 29 (21–22), 2823–2827.
- González, C., Dupont, L.M., Mertens, K., Wefer, G., 2008. Reconstructing marine productivity of the Cariaco Basin during marine isotope stages 3 and 4 using organic-walled dinoflagellate cysts. *Paleoceanography* 23 (3).
- Gottschalk, J., Skinner, L.C., Waelbroeck, C., 2014. Hydrographic changes in the surface ocean of the sub-Antarctic Atlantic linked to atmospheric CO₂ variations over the last deglaciation and Marine Isotope Stage 3. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 10742.
- Grimm, E.C., 2011. *Tilia Version 1.7.16* (Computer Software). Illinois State Museum. Research and Collections Center, Springfield, USA.
- Hadler, P., Dias, A.S., Bauermann, S.G., 2013. Multidisciplinary studies of Southern Brazil Holocene: archaeological, palynological and paleontological data. *Quat. Int.* 305, 119–126.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., 2006. Submillennial palynology and palaeoecology of the last glacialiation at Taiquemó (~ 50,000 cal yr, MIS 2–4) in southern Chile. *Quat. Sci. Rev.* 25 (5–6), 446–454.
- Hjort, C., Ingólfsson, O., Björck, S., 1992. The last major deglaciation in the Antarctic Peninsula region - a review of recent Swedish Quaternary research. In: *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, pp. 741–743. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Japan.
- Hodgson, D.A., Verleyen, E., Vyverman, W., Sabbe, K., Leng, M.J., Pickering, M.D., Keely, B.J., 2009. A geological constraint on relative sea level in marine isotope stage 3 in the larsemann hills, lambert glacier region, east Antarctica (31 366–33 228 cal yr BP). *Quat. Sci. Rev.* 28 (25–26), 2689–2696.
- Howe, J.A., Harland, R., Pudsey, C.J., 2002. Dinoflagellate cyst evidence for quaternary palaeoceanographic change in the northern Scotia sea, south Atlantic ocean. *Mar. Geol.* 191 (1–2), 55–69.
- Ingólfsson, O., Hjort, C., Björck, S., Smith, R.L., 1992. Late Pleistocene and holocene glacial history of James Ross island, Antarctic Peninsula. *Boreas* 21 (3), 209–222.
- Ivanov, D.A., Utescher, T., Ashraf, A.R., Mosbrugger, V., Bozouk, V., Djorgova, N., Slavomirova, E., 2012. Late Miocene palaeoclimate and ecosystem dynamics in southwestern Bulgaria – a study based on pollen data from the Gotse-Delchev Basin. *Turk. J. Earth Sci.* 21 (2), 187–211.
- Jacobson, G.L., Bradshaw, R.H., 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quat. Res.* 16 (1), 80–96.
- Jacobus, A.L., Rosa, A.O., 2013. Antigos habitantes do quadrante patrlhense e os animais. *Pesquisas Antropologia* 70, 241–254.
- Facies models. John's (Canada). In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), 2010. *Geotext* 6. Geological Association of Canada, St, p. 4, 317p.
- Joly, A.B., 2002. *Botânica: introdução à taxonomia vegetal*, 13 ed. Companhia Editora Nacional, São Paulo, p. 777p.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., et al., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317 (5839), 793–796.
- Kaufman, D., McKay, N., Routsom, C., Erb, M., Davis, B., Heiri, O., et al., 2020. A global database of Holocene paleotemperature records. *Sci. Data* 7 (1), 115.
- Kitoh, A., Murakami, S., 2002. Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography* 17 (3), 19–1.
- Kukla, G., 2003. *Continental Records of MIS 11*, vol. 137. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, pp. 207–211.
- Leal, M.G., Lorscheitter, M.L., 2007. Plant succession in a forest on the lower Northeast slope of Serra Geral, Rio Grande do Sul, and holocene palaeoenvironments, southern Brazil. *Acta Bot. Bras.* 21, 1–10.
- Leandro, C.G., Barboza, E.G., Caron, F., de Jesus, F.A., 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *J. Appl. Geophys.* 162, 1–12.
- Leonhardt, A., Lorscheitter, M.L., 2010. The last 25,000 years in the eastern plateau of southern Brazil according to Alpes de São Francisco record. *J. S. Am. Earth Sci.* 29 (2), 454–463.
- Llano, C., de Porras, M.E., Barberena, R., Timpson, A., Beltrame, M.O., Marsh, E.J., 2020. Human resilience to Holocene climate changes inferred from rodent middens in drylands of northwestern Patagonia (Argentina). *Paleoecogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109894.
- Lopes, R.P., Scherer, C.S., Pereira, J.C., Dillenburg, S.R., 2023. Paleoenvironmental changes in the Brazilian Pampa based on carbon and oxygen stable isotope analysis of Pleistocene camelid tooth enamel. *J. Quat. Sci.* 38 (5), 702–718.
- Lorscheitter, M.L., 1992. Pollen registers of the South and Southeast regions of Brazil during the last 40,000 years. In: *Paleoclimatic Changes and the Carbon Cycle*, pp. 55–61.
- Lorscheitter, M., 2003. Contribution to the Holocene history of Atlantic rain forest in the Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *Rev. Mus. Argent. Ciencias Nat. Nueva Ser.* 5 (2), 261–271.
- Lorscheitter, M.L., Dillenburg, S.R., 1998. Holocene palaeoenvironments of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 11 (1), 73–97.
- Macedo, R.B., de Souza, P.A., Bauermann, S.G., 2009. *Catálogo de pólenes, esporos e demais palinóforos em sedimentos holocenos de Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Brasil.* Iheringia. Série Botânica 64 (2), 43–78.
- Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U., Mix, A.C., 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* 339 (6124), 1198–1201.
- Marshall, N., Zeeden, C., Hilgen, F., Krijgsman, W., 2017. Milankovitch cycles in an equatorial delta from the Miocene of Borneo. *Earth Planet Sci. Lett.* 472, 229–240.
- 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.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., et al., 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quat. Res.* 54 (3), 348–358.
- Mäusbacher, R., Müller, J., Schmidt, R., 1989. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (king George island). *Z. Geomorphol.* 219–234.
- Medeanic, S., 2006. The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia Ser. Bot.* 61 (1/2), 49–62.
- Medeanic, S., Jankovska, V., Dillenburg, S.R., 2003. The implication of green algae [Chlorophyta] for palaeoecological reconstruction of the Holocene lagoon system in the Tramandaí Lagoon Region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Acta Palaeobot.* 43 (1), 113–123.
- Menéndez, G.G.H., 1962. *Estudio de las Anthocerotales y Marchantiales de la Argentina.* Tucumán: Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Miguel Lillo, p. 325p.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R.G., P James, N. (Eds.), *Facies Models. Response to Sea Level Change.* Geological Association of Canada, pp. 119–142.
- Miall, A.D., 2016. *Stratigraphy: a Modern Synthesis.* Springer, New York, p. 454p.
- Mosimann, J.E., 1965. Statistical methods for the pollen analyst: multinomial and negative multinomial techniques. *Handb. Paleontol. Tech.* 636–673.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci. Rev.* 66 (3–4), 261–330.
- Oliveira, P., 2005. *Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil.* Quaternário do Brasil 52–74.
- Oris, F., Ali, A.A., Asselin, H., Paradis, L., Bergeron, Y., Finsinger, W., 2014. Charcoal dispersion and deposition in boreal lakes from 3 years of monitoring: differences between local and regional fires. *Geophys. Res. Lett.* 41 (19), 6743–6752.
- Osterrieth, M., Alvarez, M.F., Fernández Honaine, M., Erra, G., 2016. Silicophytolith studies in South America and Argentina: scope and limitations for paleoenvironmental reconstruction of the marine isotope stage 3 (MIS3). In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP-30 KA BP, pp. 321–352.
- Paisani, J.C., Pontelli, M.E., Osterrieth, M.L., Paisani, S.D.L., Fachin, A., Guerra, S., Oliveira, L., 2014. Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria

- Plateau—record of continental environmental conditions in Southern Brazil at the end of MIS 3. *J. S. Am. Earth Sci.* 54, 57–70.
- Perondi, C., Rosa, K.K., Vieira, R., Petsch, C., 2022. Uma revisão sobre os registros paleoclimáticos das mudanças glaciais no Holoceno na Ilha Rei George (62° 12' 0" S-58° 30' 0" W). *Para Onde!?* 16 (1), 51–77.
- Pisarcic, M.F., 2017. Paleoclimatology. In: *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth. Environment and Technology*, pp. 1–11.
- Prentice, I.C., 1985. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quat. Res.* 23 (1), 76–86.
- Radaeski, J.N., Ewaldt, A.C.P., Bauermann, S.G., 2016. Morfologia polínica de espécies da família Asteraceae Martinov nos cerros da Campanha do Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia. Série Botânica* 71 (3), 357–366.
- Radaeski, J.N., Bauermann, S.G., 2018. Poaceae pollen grains from southern Brazilian grasslands: pollen grain size in species from dry and humid environments. *Neotrop. Biol. Conserv.* 13 (2), 111.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106.
- Ribeiro, V., Sommer, M.G., Menegat, R., Kuhn, L.A., Simões, J.C., Braga, R.B., et al., 2020. Fire events and vegetation dynamics during the late Pleistocene-Meghalayan interval in the southernmost Brazilian coastal plain comments on the endocranial morphology. *Rev. Bras. Palaontol.* 23 (4), 234–250.
- Rogge, J.H., Schmitz, P.I., 2010. Projeto Arroio do Sal: a ocupação indígena pré-histórica no litoral norte do RS. *Pesquisas. Antropologi* 68, 167–225.
- Rosa, A.O., 2009. Análise zooarqueológica do sítio Garivaldino (RS-TQ-58), município de Montenegro. *RS. Pesquisas-Antropologia* 67, 133–172.
- Roth, L., 1990. Palinologia de uma turfeira de região de Aparados da Serra, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre. Master Dissertation, Curso de Pós-graduação em Botânica 223p. Instituto de Biociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Roth, L., Lorscheitter, M.L., 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.
- Rydin, H., Gunnarsson, U., Sundberg, S., 2006. The role of Sphagnum in peatland development and persistence. *Boreal Peatland Ecosyst.* 47–65.
- Salvaterra, A.D.S., Santos, R.F.D., Salaroli, A.B., Figueira, R.C.L., Mahiques, M.M.D., 2017. Evidence of an marine isotope stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast. *Braz. J. Genet.* 47, 693–702.
- Scott, A.C., 2000. The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 164 (1–4), 281–329.
- Scott, A.C., 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291 (1–2), 11–39.
- Scott, L., 1992. Environmental implications and origin of microscopic Pseudoschizaea Thiergart and Frantz Ex R. Potonié emend. in sediments. *J. Biogeogr.* 19, 349–354.
- Shakun, J.D., Carlson, A.E., 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quat. Sci. Rev.* 29 (15–16), 1801–1816.
- Silva, W.G., Zerfass, G.S., Souza, P.A., Helenes, J., 2015. Biochronostratigraphy and palaeoenvironment analysis of neogene deposits from the Pelotas Basin (well 2-TG-96-RS), southernmost Brazil. *An Acad. Bras Ciências* 87 (3), 1565–1582.
- Stevaux, R., Dillenburger, S.R., 2011. Propriedades sedimentológicas e mineralógicas das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul: uma análise preliminar. In: *Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário: III Encontro do Quaternário Sul-Americano*, pp. 213–217.
- Sugita, S., 1993. A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quat. Res.* 39 (2), 239–244.
- Sugita, S., 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *J. Ecol.* 82, 881–897.
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *An Acad. Bras Ciências* 68 (3), 373–382.
- Tonni, E.P., Carbonari, J.E., Huarte, R., 2010. Marine sediments attributed to marine isotope stage 3 in the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Curr. Res. Pleistocene* 27, 154–156.
- Torgan, L.C., Barreda, K.D.A., Fortes, D.F., 2001. Catálogo das algas Chlorophyta de águas continentais e marinhas do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia. Série Botânica* 56, 147–183.
- Tzedakis, P.C., Wolff, E.W., Skinner, L.C., Brovkin, V., Hodell, D.A., McManus, J.F., Raynaud, D., 2012. Can we predict the duration of an interglacial? *Clim. Past* 8 (5), 1473–1485.
- Ubilla, M., Corona, A., Rinderknecht, A., Perea, D., Verde, M., 2016. Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and continental beds from northern Uruguay (Sopas Formation): paleontology, chronology, and climate. In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP-30 KA BP, pp. 183–205.
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn, P.N.O., Bachi, F.A., Dehnhardt, B.A., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 4, 79–97.
- Wagner, G.P., 2009. Sambaquis da barreira da Itapeva: uma perspectiva geoarqueológica. Porto Alegre. Tese Doutorado, Curso de Pós-Graduação em História 241p. Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul.
- Wagner, G.P., 2022. O Povoamento da Costa Atlântica Brasileira, uma Abordagem Geoarqueológica para a Transição entre Holoceno Inicial e Médio. *Tessituras: Revista de Antropologia e Arqueologia* 10 (1), 73–111.
- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., et al., 2018. Formal ratification of the subdivision of the holocene series/epoch (quaternary system/period): two new global boundary stratotype sections and points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes J.Int. Geosci.* 41 (4), 213–223.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, pp. 1–14.
- Walker, R.G., 2006. Introduction. In: *Facies Models Revisited*, 84, pp. 1–17. Special Publications SEPM.
- Walsh, J., Widiashih, E., Hahn, J., McGehee, R., 2016. Periodic orbits for a discontinuous vector field arising from a conceptual model of glacial cycles. *Nonlinearity* 29 (6), 1843–1964.
- Wang, Y., Brandt, M., Zhao, M., Xing, K., Wang, L., Tong, X., et al., 2020. Do afforestation projects increase core forests? Evidence from the Chinese Loess Plateau. *Ecol. Indicat.* 117, 106558.
- Wang, Y., Yang, X., Wang, Y., Wang, Q., Edwards, R.L., 2023. The structure of marine isotope Stage 11 and its alignment with the Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 609, 111311.
- Wang, Z., Liu, B., Zhang, Y., 2009. Soil moisture of different vegetation types on the Loess Plateau. *J. Geogr. Sci.* 19, 707–718.
- Weschenfelder, J., Medeanic, S., Corrêa, I.C., Aliotta, S., 2008. Holocene paleoinlet of the Bojuru region, Lagoa dos Patos, southern Brazil. *J. Coast Res.* 24 (1), 99–109.
- Wetzel, R.G., 1975. *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Academic Press, p. 743p.
- Williams, P.W., King, D.N.T., Zhao, J.X., Collerson, K.D., 2004. Speleothem master chronologies: combined Holocene 18O and 13C records from the North Island of New Zealand and their palaeoenvironmental interpretation. *Holocene* 14 (2), 194–208.
- Ybert, J.P., Salgado-Labouriau, M.L., Barth, O.M., Lorscheitter, M.L., de Barros, M.A., de Miranda Chaves, S.A., et al., 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico da Universidade de São Paulo* 13 (2), 47–49.
- Zárate, M., Mehl, A., Tripaldi, A., 2016. The continental record of marine isotope stage 3 (MIS 3; ~ 60–25 ka) in central Argentina: evidence from fluvial and aeolian sequences. In: *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America*, 60 KA BP-30 KA BP, pp. 167–181.



Refúgio de Vida Silvestre Banhado dos Pachecos. Foto: Veridiana Ribeiro, 2024

CAPÍTULO 3

5. METODOLOGIA

5.1 Síntese Geológica e Geomorfológica

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul tem cerca de 700 km de extensão e 20 a 80 km de largura e se estende de Torres até Chuí. Os depósitos sedimentares desta porção continental da Bacia de Pelotas registram as quatro últimas significativas variações glacio-eustáticas do nível do mar no Pleistoceno Médio-Holoceno. A estratigrafia e a geomorfologia mostram quatro sistemas de laguna-barreira empilhados da costa interna para a externa ao longo dos últimos 400 mil anos (Villwock *et al.*, 1986). Os três sistemas de barreiras mais antigos, I, II e III, foram estruturados por transgressões marinhas há 400, 225 e 125 mil anos no Pleistoceno Médio-Final. Ainda ativo é o Sistema de Barreira do Holoceno IV. Este sistema começou durante os estágios finais da transgressão marinha pós-glacial, há cerca de sete mil anos (Dillenburg *et al.*, 2009).

A sucessão de quatro sistemas de barreiras só pode ser observada no litoral centro-norte do Rio Grande do Sul, atingindo aproximadamente 120 km de largura, e cada barreira é identificada por suas configurações geomorfológicas particulares. No litoral interno, o Sistema de Barreira I é marcado por uma crista arenosa estreita e longa seguindo a direção NE-SW, com 165 m de altura máxima, que se estende por 77 km do sul do Lago Guaíba até a escarpa do Planalto Sul (Figura 1).

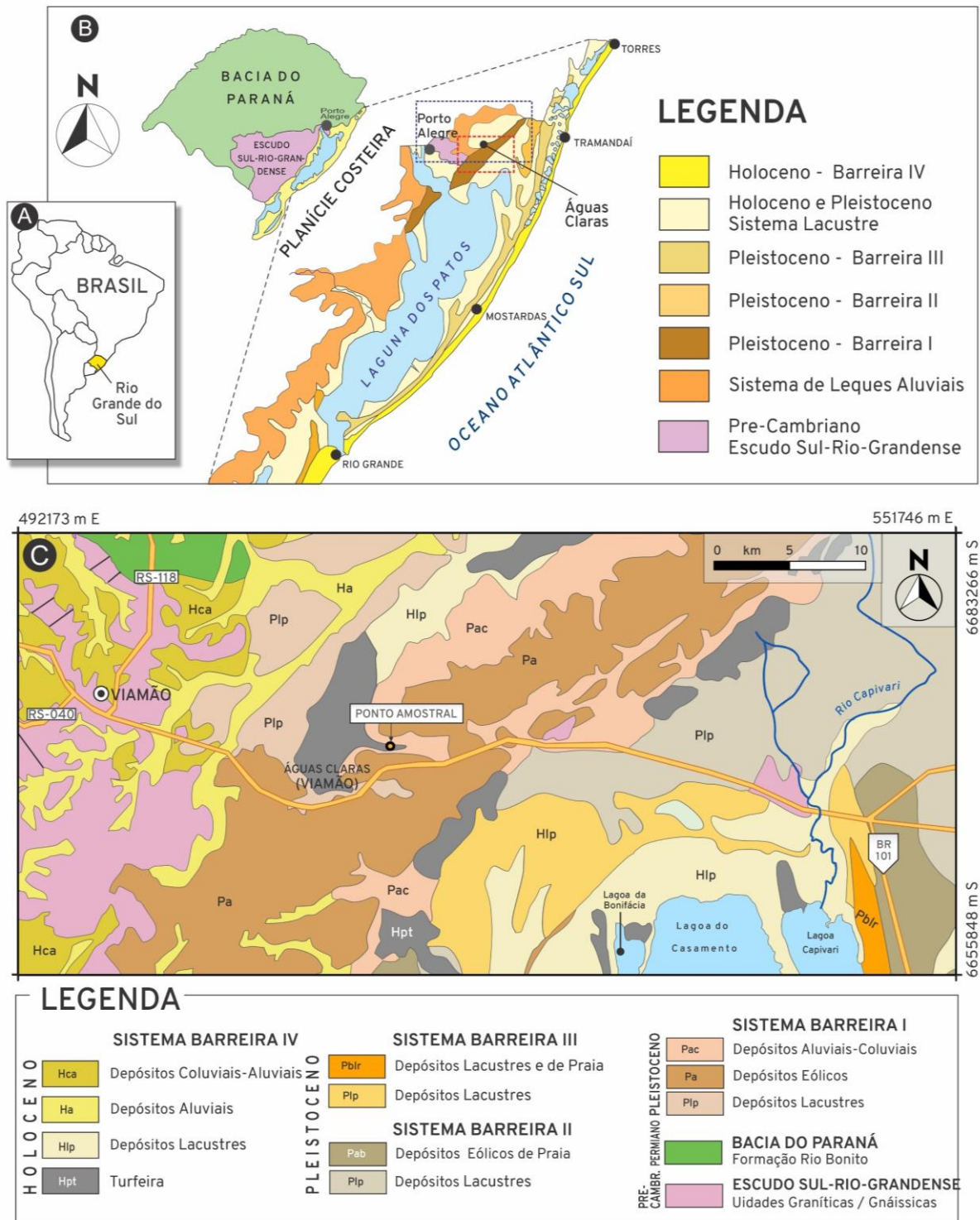


Figura 1. A) Mapa de localização do Estado do Rio Grande do Sul. **B)** Principais unidades da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Tomazelli e Villwock, 1996; Stevaux e Dillenburg, 2011). O retângulo tracejado em vermelho indica o mapa geológico ampliado C, abaixo; o retângulo tracejado em azul é o mapa geomorfológico da Figura 2. **C)** Mapa geológico da área de estudo e localização do ponto do coleta do testemunho sedimentar T3 (adaptado de CPRM, 2006).

Por sua vez, o Sistema Barreira II é composto por uma pequena crista arenosa de orientação N-S e com apenas 38 m de altura. Os Sistemas de Barreira III e IV são muito alongados e paralelos à costa externa. A barreira III forma a margem leste da Laguna dos Patos, e, a quarta, corresponde à praia marinha atual. Cada sistema compreende depósitos de antigas lagoas, dunas, canais ou elementos arquitetônicos de lagoas-barreira (Barboza *et al.*, 2005).

A crista arenosa da barreira do Sistema I é uma proeminente feição geomorfológica alongada com 165 m de altura que estruturou a planície costeira centro-norte em duas regiões: a região interior noroeste é a planície de inundação leste do rio Gravataí, e a região exterior sudeste é a várzea lacustre da Laguna dos Patos e a faixa de praia.

A região interna noroeste tem sido protegida de transgressões marinhas desde a estruturação desta barreira arenosa, há 400 mil anos. As transgressões que se seguiram não ultrapassaram os 165 m de espessura desta feição geomorfológica. Portanto, a planície de inundação oriental do rio Gravataí, que se estende desta crista arenosa até a escarpa da Serra Geral, formou-se como uma bacia isolada ligada à planície de inundação ocidental de Gravataí pelo Estreito dos Negros. Até o momento esta área corresponde à bacia do rio Gravataí, com área de 32,1 km², que flui de leste a oeste até o Lago Guaíba (Figura 2).

A turfeira de Águas Claras aflora na margem sudeste da planície de inundação leste de Gravataí. O corte estratigráfico foi realizado num pequeno vale no flanco noroeste do extenso morro arenoso denominado Coxilha das Lombas (Figura 2).

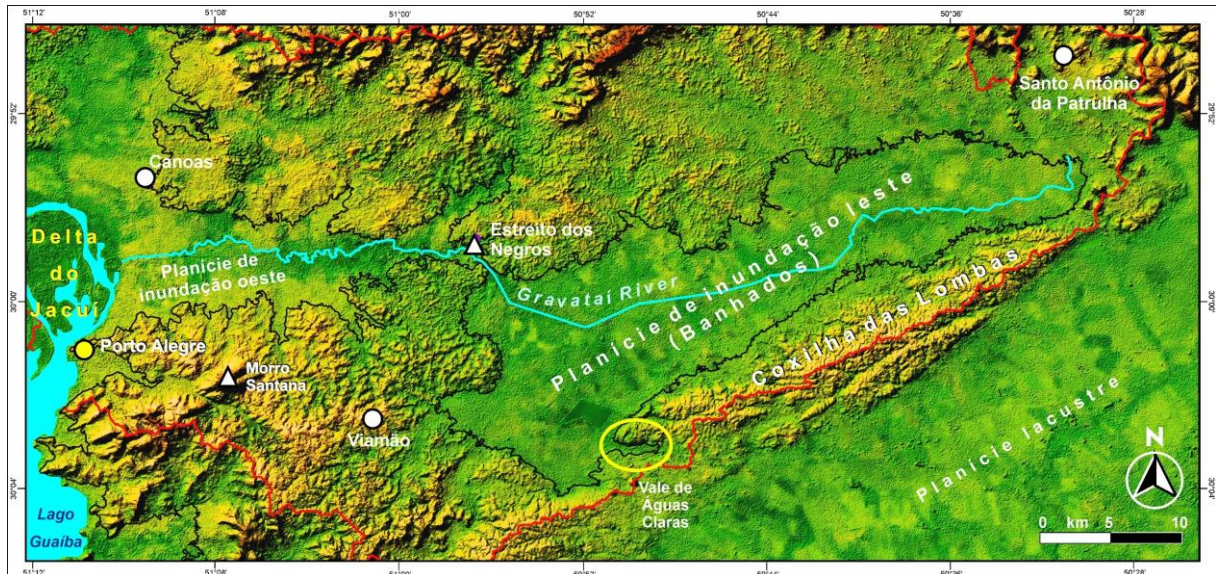


Figura 2. Mapa digital de elevação da planície de inundação do rio Gravataí e da crista arenosa das Coxilhas das Lombas. O círculo amarelo identifica o Vale de Águas Claras. A linha de contorno preta registra a elevação de 25 m. Estreito dos Negros liga o leste com o oeste da planície de inundação de Gravataí e do Lago Guaíba. (Ver Figura 1 para localização).

5.2 Material e Métodos

O estudo é baseado em datações radiocarbônicas pré-existentes (Ribeiro *et al.*, 2020) e novas datações (Ribeiro *et al.*, 2024) que evoluíram a partir de uma análise de 5 datações AMS ^{14}C , suportadas por dados sedimentares, palinológicos e de *charcoal*, realizados em um testemunho sedimentar coletado na turfeira de Águas Claras, porção interna da PCRS.

5.2.1 Técnica de perfuração

As amostras para as diversas análises foram coletadas de um testemunho sedimentar com 2.30 metros de comprimento e 75 mm de diâmetro, obtido pela técnica de perfuração a percussão, utilizando um tubo de policloreto de vinila (PVC).

5.2.2 Perfil estratigráfico e sedimentológico

A descrição e análise das fácies foram baseadas em Walker (1992, 2006), James e Dalrymple (2010), Miall (1992, 2016) e Coe (2022) seguindo conceitos e técnicas. As fácies foram identificadas de acordo com a cor e textura dos sedimentos, estruturas sedimentares e agrupadas em associações de fácies. A estrutura cronoestratigráfica foi estabelecida a partir da datação por radiocarbono. O

tamanho do grão foi medido com um sistema analisador de partículas a laser Horiba (model LA-950V2). A análise detalhada de fácies foi realizada para interpretação paleoambiental e descrição do arcabouço estratigráfico.

5.2.3 Teor de matéria orgânica

O teor total de matéria orgânica foi determinado pela queima de 3 g de sedimentos por 24 h e depois aquecido em mufla a 550°C por 4.5 h. A relação entre o peso inicial e final foi obtida segundo os critérios de Wetzel (1975).

5.2.4 Datação radiocarbônica

A coleta de material para datação radiocarbônica (^{14}C) foi estabelecida a partir de controle sedimentar. Foram retiradas amostras de 1 cm de espessura nos níveis: 1.13 m, 53 cm, 40 cm, 35 cm, 23 cm e 17 cm. Cada amostra foi colocada em recipientes fechados e posteriormente aquecida em estufa a aproximadamente 40°C, por cinco dias. Após, foram enviadas para serem analisadas pela Beta Analytic Inc., Flórida, USA (www.radiocarbon.com).

5.2.5 Análises palinológicas

As amostras foram submetidas às técnicas padrão de preparo para análises polínicas de sedimentos Quaternários (Ybert *et al.*, 1992), modificado usando sequencialmente HF, HCl, KOH, acetólise e seguido de filtragem através de uma peneira de malha 250 μm e quatro lâminas permanentes de cada amostra utilizando Entellan. Um mínimo de 300 grãos de pólen foram contados em cada lâmina. Paralelamente aos 300 grãos de pólen foram contabilizados esporos de samambaia, briófitas, algas e fungos (Mosimann, 1965).

As contagens foram realizadas sob aumento de 400x e a determinação sistemática foi feita com base nas características morfológicas e morfométricas dos esporomorfos com aumento de 1000x. O diagrama de porcentagem foi construído usando a versão Tilia 1.7.16 (Grimm, 2011). O valor relativo de cada palinomorfo foi calculado pela soma total de pólen (total de grãos de pólen) ao qual foi atribuído um valor de 100 (Faegri e Iversen, 1989).

5.2.6 *Charcoal*

Um volume de 4cm³ foi coletado a cada 10 cm ao longo de 2.30 m do testemunho sedimentar, totalizando 12 níveis de amostragem. As amostras foram colocadas em estufa à temperatura ambiente (20°C) por 48h. O sedimento não consolidado foi desagregado manualmente e os potenciais fragmentos de *charcoals* foram examinados sob 20x em estereomicroscópio (Leica S8APO) e foram identificados por propriedades físicas, como cor preta, brilho sedoso, fragilidade e boa preservação anatômica (Scott, 2000, 2010).

Potenciais fragmentos de *charcoal* foram analisados com microscopia eletrônica de varredura (SEM sigla em inglês) para identificar a homogeneização das paredes celulares e peculiaridades anatômicas de acordo com os critérios de Scott (2000, 2010).

5.2.7 *Georadar (GPR)*

O perfil estratigráfico de alta resolução GPR (*Ground Penetration Radar*) foi adquirido por um coletor GSSI™ (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) SIR-3000 com antena aérea monoestática de frequência central 80 MHz (SUBECHO SE-70 – *Radarteam Sweden AB*).

O perfil GPR foi adquirido de acordo com Barboza *et al.* (2014), utilizando filtros de trapezoidal de passa bandas, empilhamento e ganho, aplicados durante a aquisição dos dados. O posicionamento foi determinado por GNSS (*Global Navigation Satellite System*) Trimble® ProXRT (datum: WGS84), não sendo necessária correção topográfica, pois a aquisição foi feita em declive plano.

Os dados foram pós-processados com Reflex-Win®, Radan™, e Prism2® *software*, seguido da análise de traços de acordo com (Leandro *et al.*, 2019), removendo ruídos de fundo, filtro de frequência de passa bandas (ORMSBY), ganho de equalização, conversão de tempo e profundidade.

Uma constante dielétrica de 10 para areia úmida foi usada para converter o tempo de profundidade, o que representa uma velocidade de 0.09 m/ns (Daniels *et al.*, 1995). A interpretação estratigráfica baseou-se no método de sismoestratigrafia adaptado ao GPR (Neal, 2004).



Águas Claras, Viamão-RS. Foto: Veridiana Ribeiro, 2024

CAPÍTULO 4

6. RESULTADOS

6.1 Idades radiocarbônicas

A Tabela 1 lista as datações radiocarbônicas e as respectivas profundidades no testemunho sedimentar, compostas por 4 amostras pré-existentes incluídas no manuscrito de Ribeiro *et al.* (2020) e duas novas amostras (profundidades de 40 cm e 35 cm) Ribeiro *et al.* (2024). Todas as amostras foram analisadas na Beta Analytic (Miami, Flórida) por espectrometria de massa por acelerador (AMS ^{14}C) do sedimento. A datação por radiocarbono calibrada indica que o intervalo estudado do testemunho abrange os últimos 38.900–38.155 anos cal A.P. (Calibrados- Antes do Presente), compreendendo um intervalo de tempo do final do Pleistoceno ao final do Holoceno (1.590–1.515 anos cal A.P.).

Tabela 1. Os resultados das idades radiocarbônicas AMS que foram utilizados para construir o modelo de idade-profundidade do testemunho sedimentar T3.

Profundidade (cm)	^{13}C yr A.P.	Número do laboratório ^a	Idades calibradas (anos cal A.P.)
17	1.690 ± 30	b439990	1.590 ≥ 1.515
23	4.890 ± 30	b395575	5.640 ≥ 5.635
35	6.380 ± 30	b679141	7.329 ≥ 7.165
40	12.440 ± 40	b663347	14.865 ≥ 14.230
53	17.730 ± 50	b395575	21.545 ≥ 21.270
113	34.060 ± 230	b396001	38.900 ≥ 38.155

^aAmostras foram processadas por Beta Analytic.

6.2 Perfil Sedimentar

O perfil estratigráfico de 2.30 m de espessura (Figura 3) inclui três Associações de Fácies (AF) I, II e III, da base ao topo. Elas compreendem nove fácies identificadas por textura, conteúdo de matéria orgânica e cor. Essas fácies e AFs foram descritas em trabalhos anteriores (ver Ribeiro *et al.*, 2020). Devido a uma investigação detalhada ulterior, Ribeiro *et al.*, 2024 apresenta novas fácies, como o silte orgânico [Smo] e uma fácies [Turfa] no topo, anteriormente denominada Turfa 1 e 2. A fácies silte orgânico [Smo], com 12 cm de espessura, ocorre em uma profundidade entre 25 a 37 cm e contém 28,67% de matéria orgânica, 56,89% de

silte. É recoberto pela fácies [Turfa] no topo da AF III, com 15 cm de espessura e 65,63% de matéria orgânica (Tabela 2).

Tabela 2. Códigos, descrição e interpretação de fácies.

CODIGO FÁCIES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES
[Turfa]	Turfa cinzenta escura com 65,63% de matéria orgânica , 26,23% de silte e 8,23% de areia quartzosa muito fina.	Acumulação de turfeiras.	AF III
[Smo]	Silte orgânico cinza escuro, com 28,67% de matéria orgânica , 5,98% argila, 56,89% de silte, 8,46% de areia muito fina e fina.	Pântano com acúmulo significativo de matéria orgânica em condições tranquilas.	AF III
[Am si/mo]	Areia média siltosa com 12,72% de matéria orgânica , 35,65% de silte, 26,56% de areia muito fina a fina, 22,27% de areia média e 2,8% de areia grossa, sem estrutura aparente.	Deposição em ambiente de baixa energia com acúmulo de matéria orgânica; alguma tração em regime de fluxo inferior; forma de leito plana.	AF III
[Af si/mo]	Areia fina siltosa com 9,8% de matéria orgânica , 35,43% de silte, 26,01% de areia muito fina a fina, 25,67% de areia média e 3,09% de areia grossa, sem estrutura aparente.	Deposição em ambiente de baixa energia e acúmulo de matéria orgânica; alguma tração em regime de fluxo inferior; forma de leito plana.	AF II
[Am-f/mo]	Areia média a fina com 8,25% de matéria orgânica , 19,12% de silte, 40,27% de areia média, 28,56% de areia	Tração em regime de fluxo inferior com acúmulo de matéria orgânica; forma de leito plana.	AF II

	<p>muito fina a fina e 3,8% de areia grossa, sem estrutura aparente.</p>		
[Af-m si]	<p>Areia fina a média siltosa, com 24,62% de silte, 41,32% de areia média, 24,76% de areia muito fina a fina e 9,30% de areia grossa, sem estrutura aparente.</p>	<p>Tração subaquosa em regime de fluxo inferior e depósitos tabulares.</p>	<p>AF I</p>
[Am]	<p>Areia média, com 8,46% de silte, 65,22% de areia média, 15,04% de areia muito fina a fina e 11,28% de areia grossa, sem estrutura aparente, alguns níveis com oxidação.</p>	<p>Predomínio da tração subaquosa em regime de fluxo inferior.</p>	<p>AF I</p>

As associações de fácies correlacionam-se com as fases transgressivas e regressivas de cada sistema laguna-barreira. As AF I e II correspondem à fase regressiva da Barreira I e III, respectivamente. As fácies de areia média [Am] e areia fina a média siltosa [Af-m si] da AF I representam depósitos provenientes da erosão da crista arenosa eólica durante a fase regressiva. Todas as fácies da AF II possuem matéria orgânica e representam a fase regressiva que ocorreu após a instalação da barreira III. Finalmente, a AF III contém a fácies silte orgânico depositada em condições pantanosas sobreposta pela fácies [Turfa] instalada em contexto de terreno mais bem drenado (Figura 3).

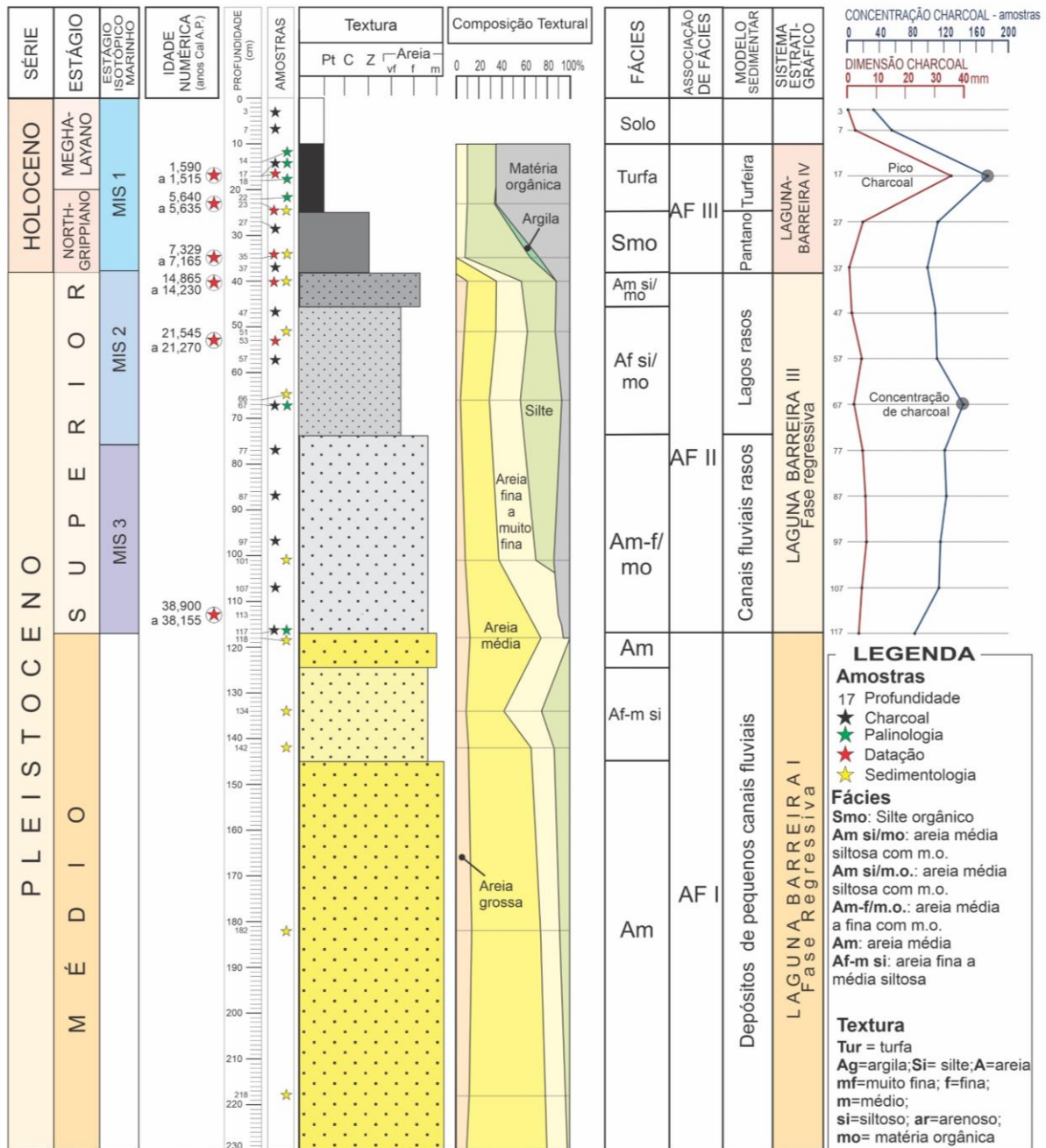


Figura 3. Perfil estratigráfico da turfeira de Águas Claras mostrando a sucessão de fácies, modelos deposicionais, unidades cronoestratigráficas, estágios isotópicos marinhos, concentração de *charcoal*, pico de *charcoal* e dimensão de *charcoal*.

6.3 Georadar (GPR)

A interpretação da seção obtida com GPR (Figura 4, A) definiu duas radarfácies (Figura 4, B) com base na continuidade lateral das reflexões, na amplitude do sinal e na configuração interna. A Radarfácie I apresenta reflexões contínuas com sobreposição descendente na direção E; a amplitude do sinal é baixa, demonstrando uma atenuação do sinal, provavelmente caracterizada por

matéria orgânica. A Radarfície II mostra continuidade lateral das reflexões com alta amplitude de sinal, caracterizada por material com baixa condutividade. Também pode ser observado que, com base no padrão de configuração interna da Radarfície II, trata-se de uma deposição com um processo de interdigitação.

A radarfície I representa Associações de Fácies AF II e III, constituídas por matéria orgânica significativa, especialmente a fácies superior [Smo] e [Turfa]. A radarfície II corresponde à associação de fácies AF III, que é pouco arenosa. A extensão lateral de ambas as radarfácies demonstra o contínuo das associações de fácies sedimentares I, II e III descritas na coluna estratigráfica (Figura 3).

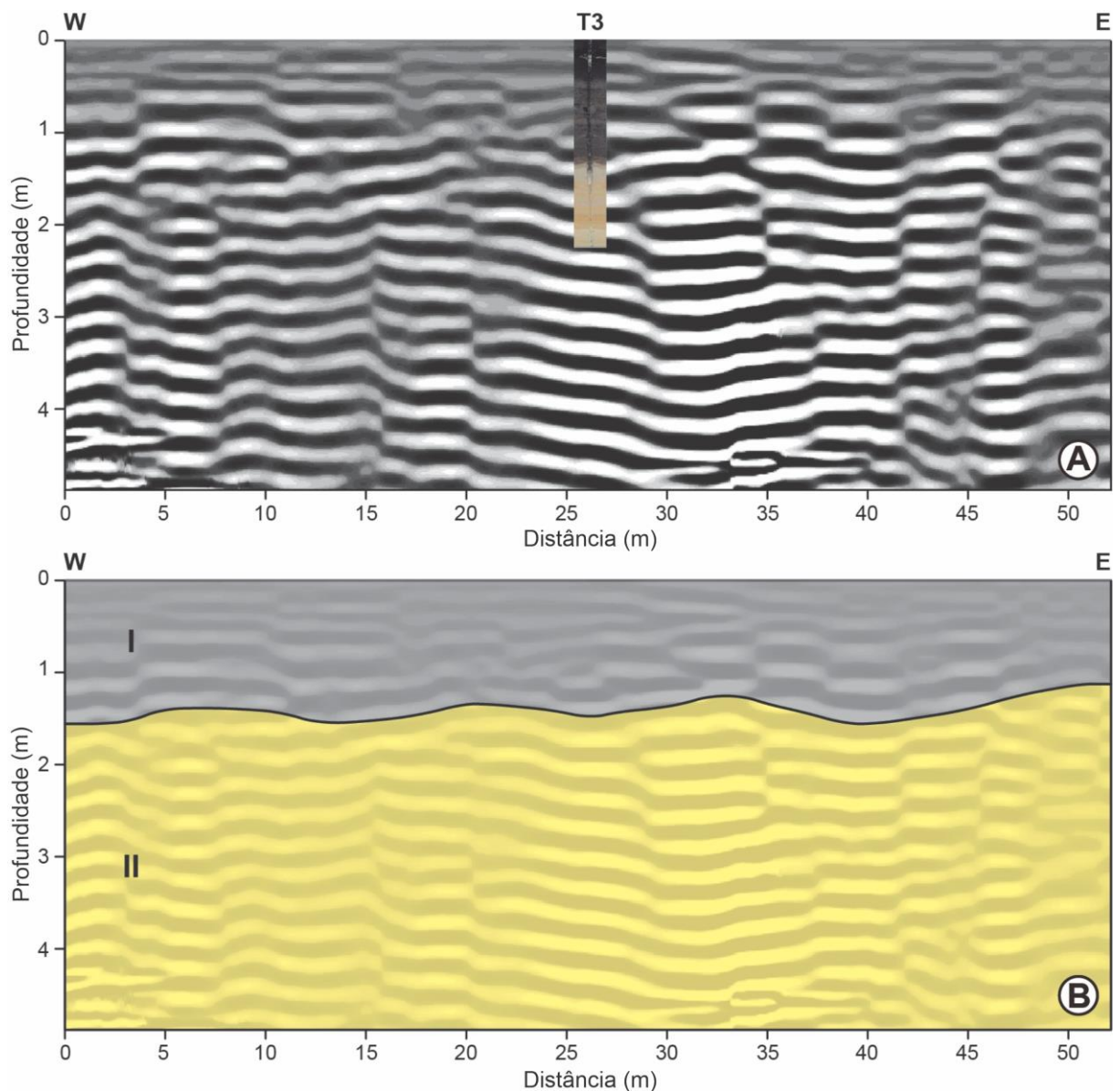


Figura 4. Seção do GPR na área da turfeira de Águas Claras com o testemunho de perfuração T3 sobreposto, mostrando uma largura de aproximadamente 50 m. **A)** Seção processada; **B)** Seção interpretada que mostra uma mudança

aproximadamente a 1.5 m de profundidade no padrão de reflexão, de baixa para alta amplitude de sinal, caracterizando duas radarfácies distintas associadas aos sedimentos depositados.

6.4 Charcoal

Fragmentos dispersos de *charcoal* variando de 1.35 mm a 34 mm de comprimento, caracterizados como *macro-charcoal* de acordo com os critérios de Scott (2010), são comuns no testemunho estudado. Os fragmentos mostram detalhes anatômicos bem preservados e paredes celulares homogeneizadas (Figura 5), quando observadas em MEV, características típicas de *charcoal* conforme Scott (2010).

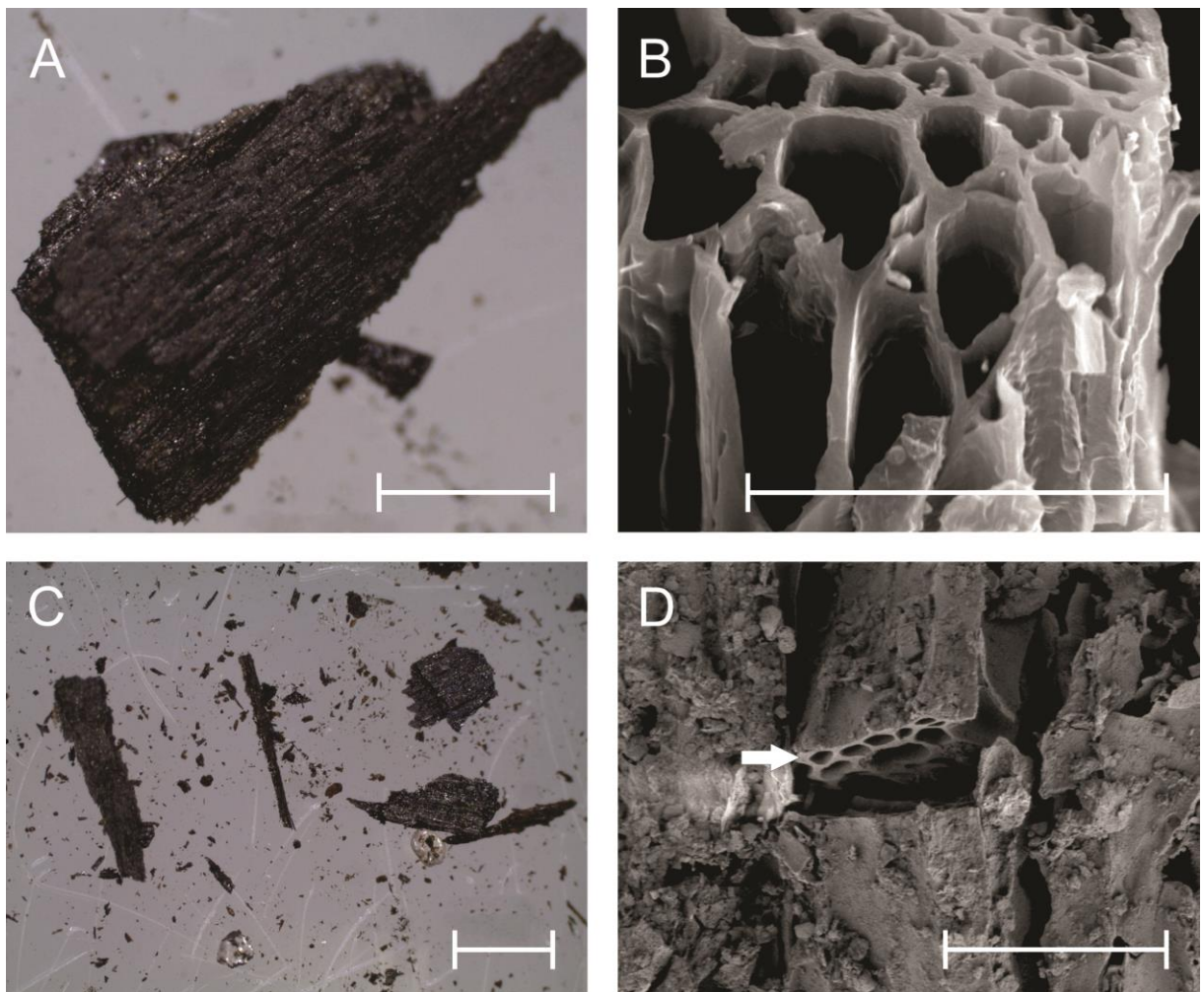


Figura 5. Fotomicrografias de *macro-charcoals* recuperados do núcleo de Águas Claras. **A-B)** Fragmentos do pico de *charcoal* de idade 1.590–1.515 anos cal A.P. no ambiente de turfeira (17 cm). **C-D)** Concentração de *charcoal* de fundo em um ambiente de lago raso (67 cm). A seta indica paredes celulares homogeneizadas. **A-**

C) Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . **B-D)** Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm .

Algumas das características dos fragmentos de *macro-charcoal* presentes ao longo do testemunho são indicadoras da intensidade dos eventos de incêndio, tal como, a homogeneização total das paredes celulares (Figura 5, B), que indica incêndios intensos e/ou de longa duração, ou alternativamente a homogeneização parcial em locais distintos da parede celular (Figura 6, B), que tem sido vinculada a incêndios de baixa intensidade e/ou curta duração (Scott, 2010).

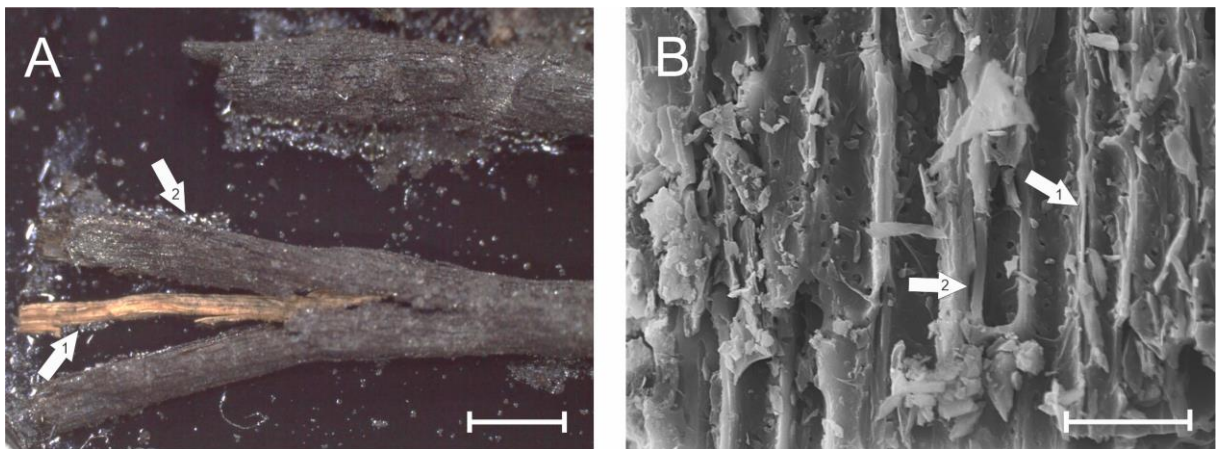


Figura 6. Fotomicrografias de *macro-charcoal* recuperados do testemunho sedimentar de Águas Claras. **A)** Fragmento de lenho queimado externamente (seta 2) e internamente não queimado (seta 1) sob observação em estereomicroscópio. **C)** Observação em microscopia eletrônica de varredura de fragmento de lenho parcialmente queimado, apresentando paredes celulares totalmente homogeneizadas (seta 2) e paredes celulares não homogeneizadas (seta 1). **A)** Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . **B)** Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm .

Alguns fragmentos de *macro-charcoal* provenientes da fácies basal arenosa [Am-f/mo] apresentaram como peculiaridade a intensa mineralização superficial e completa homogeneização das paredes celulares (Figura 7). Esse tipo incomum de preservação (diferente do processo típico de permineralização descrito por Dietrich *et al.* 2013) é o resultado do preenchimento mineral pós sepultamento dos fragmentos de *charcoal* e tem sido documentada no Permiano inferior (Uhl *et al.*, 2004), Permiano superior (Uhl *et al.*, 2004), Permiano superior e Triássico (Uhl e Montenari, 2011; Cardoso *et al.*, 2018), Jurássico, Plioceno (Scott e Collinson, 2003) e Holoceno (De Lafontaine *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2020).

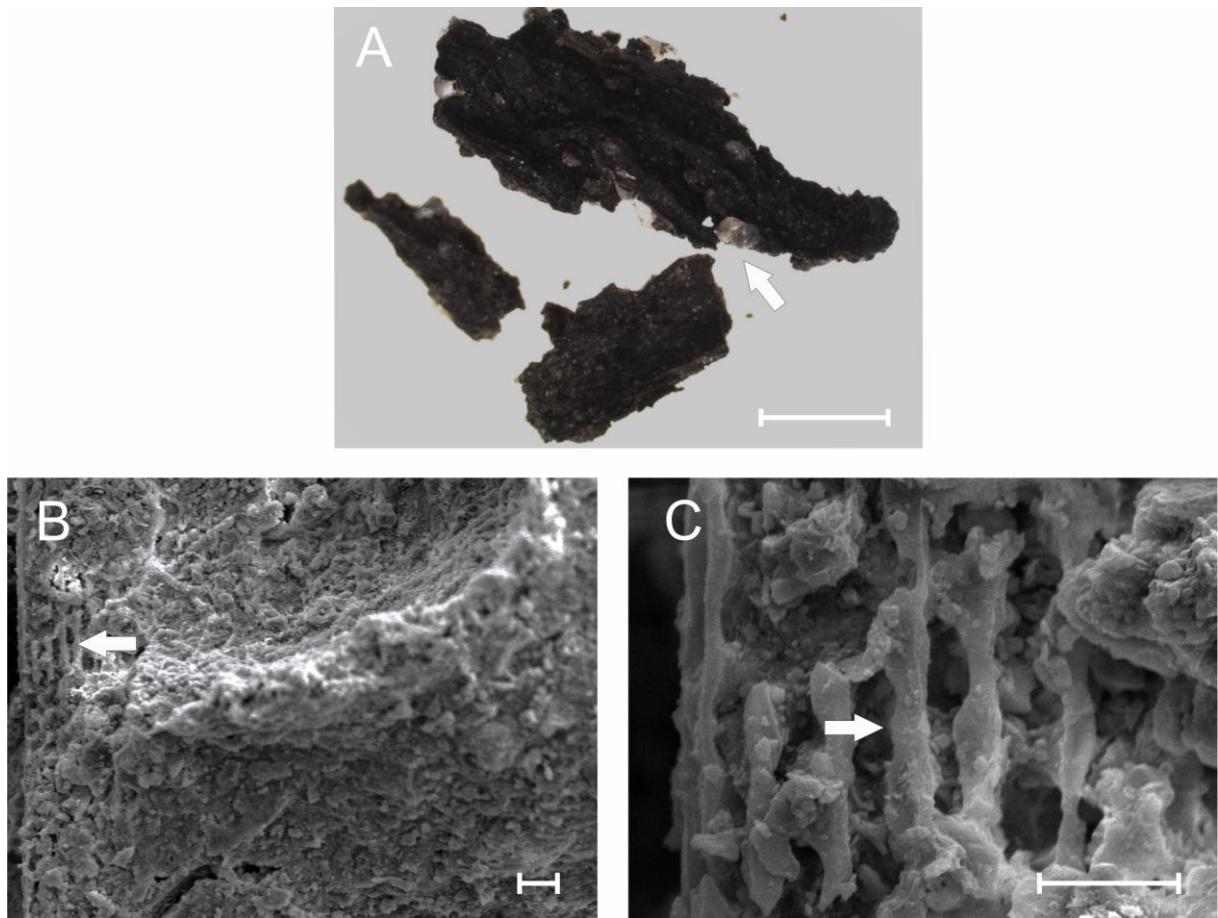


Figura 7. Fotomicrografias de *macro-charcoal* recuperados da fácies basal arenosa (117 cm) do testemunho sedimentar de Águas Claras. **A)** Fragmentos de lenho observado em estereomicroscópio, densamente associados ao sedimento (seta). **B)** Fragmento de lenho observado em microscopia eletrônica de varredura, em vista longitudinal de tecido condutor e densamente agregado ao sedimento. **C)** Detalhe da B, em vista longitudinal de tecido condutor com paredes celulares totalmente homogeneizadas e densamente associadas a partículas de sedimento. **B-C)** A seta indica paredes celulares homogeneizadas. **A)** Escala do estereomicroscópio = 1000 μm . **B-C)** Escala da microscopia eletrônica de varredura = 20 μm .

6.5 Palinologia

Os resultados de duas amostras provenientes das profundidades de 40 cm fácies [Am si/mo] de 14.865–14.230 anos cal A.P. e 35 cm fácies [Smo] de 7.329–7.165 anos cal A.P. do perfil colunar, foram incluídos ao resultados de Ribeiro *et al.* (2020), totalizando oito amostras analisadas por Ribeiro *et al.* (2024) nas profundidades de 14, 17, 18, 22, 35, 40, 67 e 117 cm (Figura 8A e 8B).

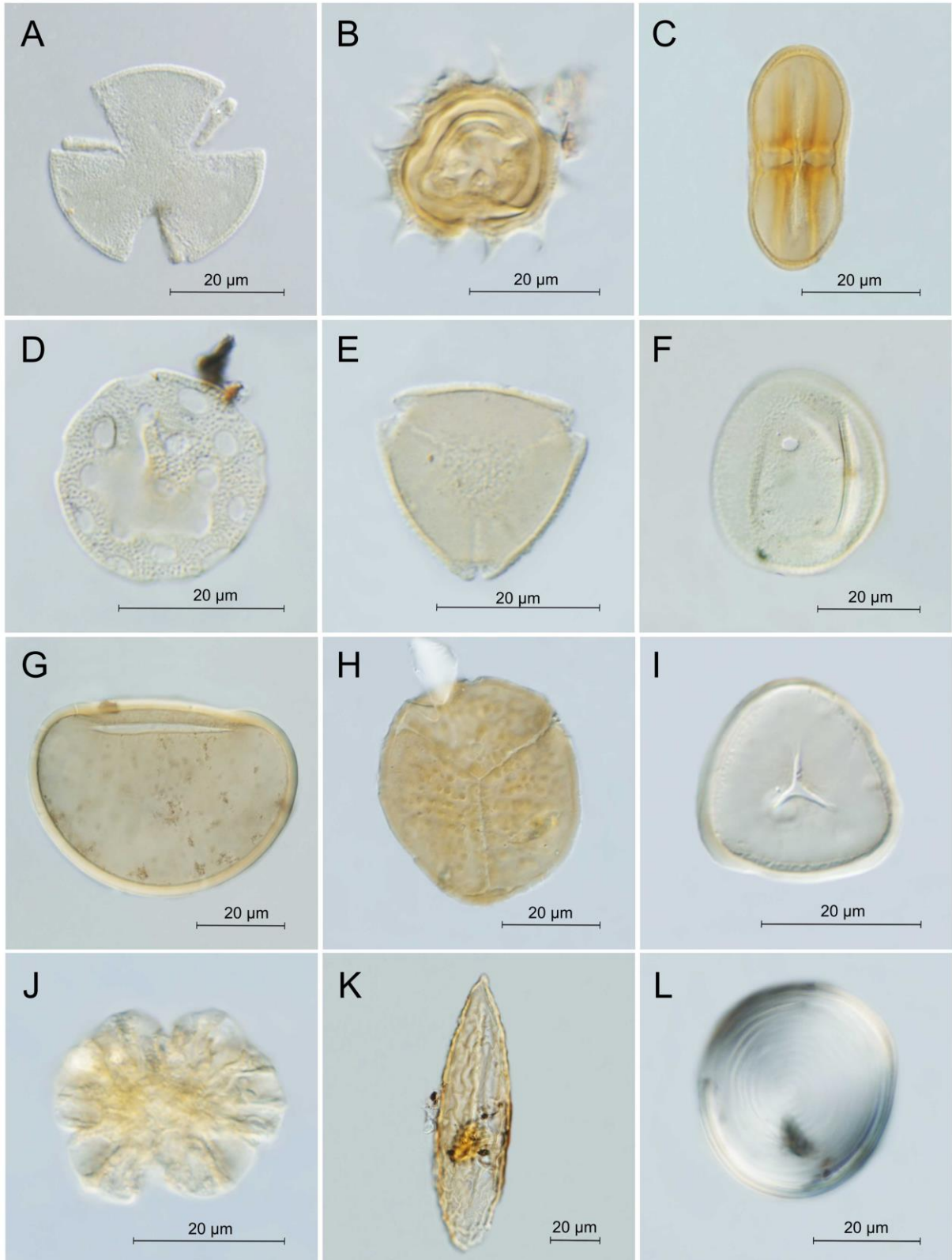


Figura 8A. Fotomicrografias de palinómorfos recuperados do testemunho de sondagem de Águas Claras. **A)** *Alchornea* Sw.; **B)** Asteraceae subf. Asteroideae; **C)** Apiaceae; **D)** *Amaranthus*/ Chenopodiaceae; **E)** Myrtaceae; **F)** Poaceae; **G)** *Blechnum* L.; **H)** *Phaeoceros* Prosk.; **I)** *Sphagnum* L.; **J)** *Botryococcus* Kütz.; **K)** *Spirogyra* Link.; **L)** *Pseudoschizaea rubina* Rossignol ex Christopher. Escala = 20 µm.

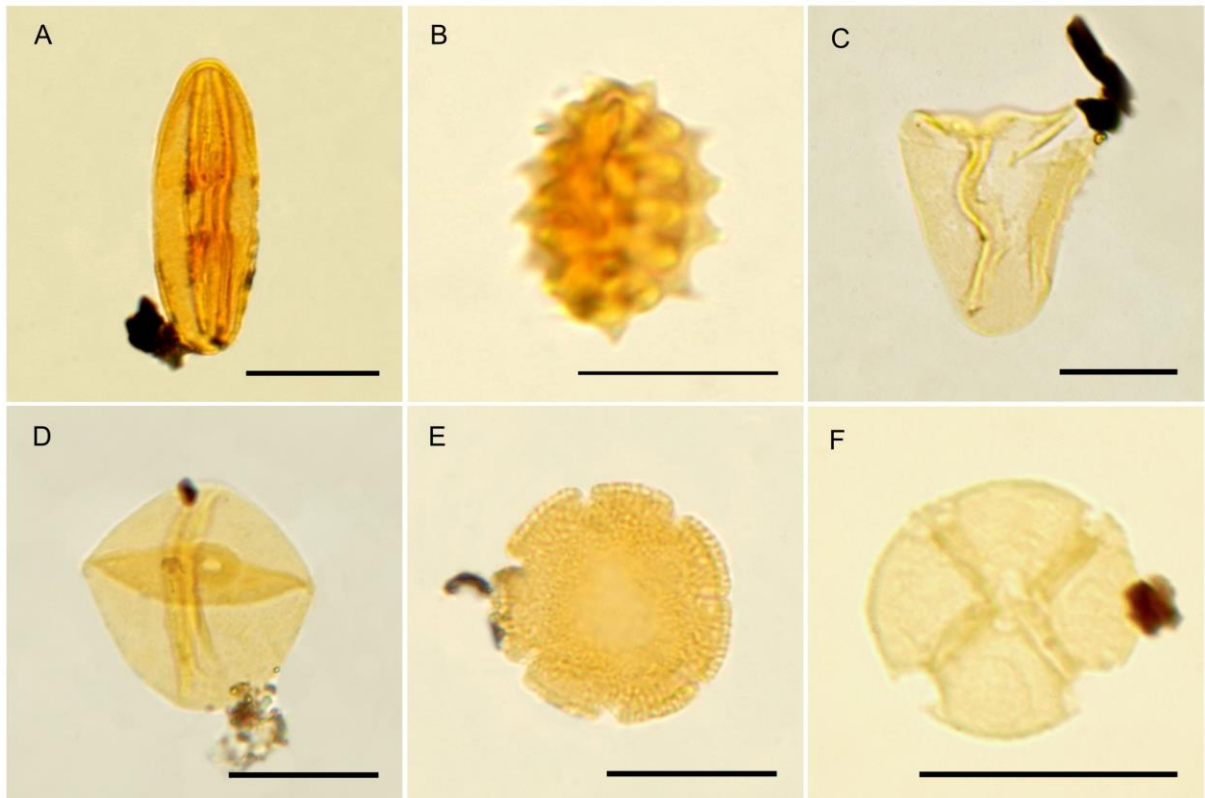


Figure 8B. Fotomicrografias de palinomorfos recuperados do testemunho de sondagem de Águas Claras. **A)** Apiaceae; **B)** Asteraceae subf. Asteroideae; **C)** Cyperaceae; **D)** Poaceae; **E)** Rubiaceae; **F)** Mimosoideae. Escala = 20 μm .

Os resultados palinológicos mostrados nas Figuras 9 e 10 representam os diagramas percentuais de pólen do intervalo de estudo, ilustrando os grupos taxonômicos de pólen mais importantes e frequentes nos tipos de vegetação comumente registrados em diagramas palinológicos (campo, floresta tropical, samambaias, briófitas e algas), além da correspondência entre idades radiocarbônicas calibradas e estágios MIS.

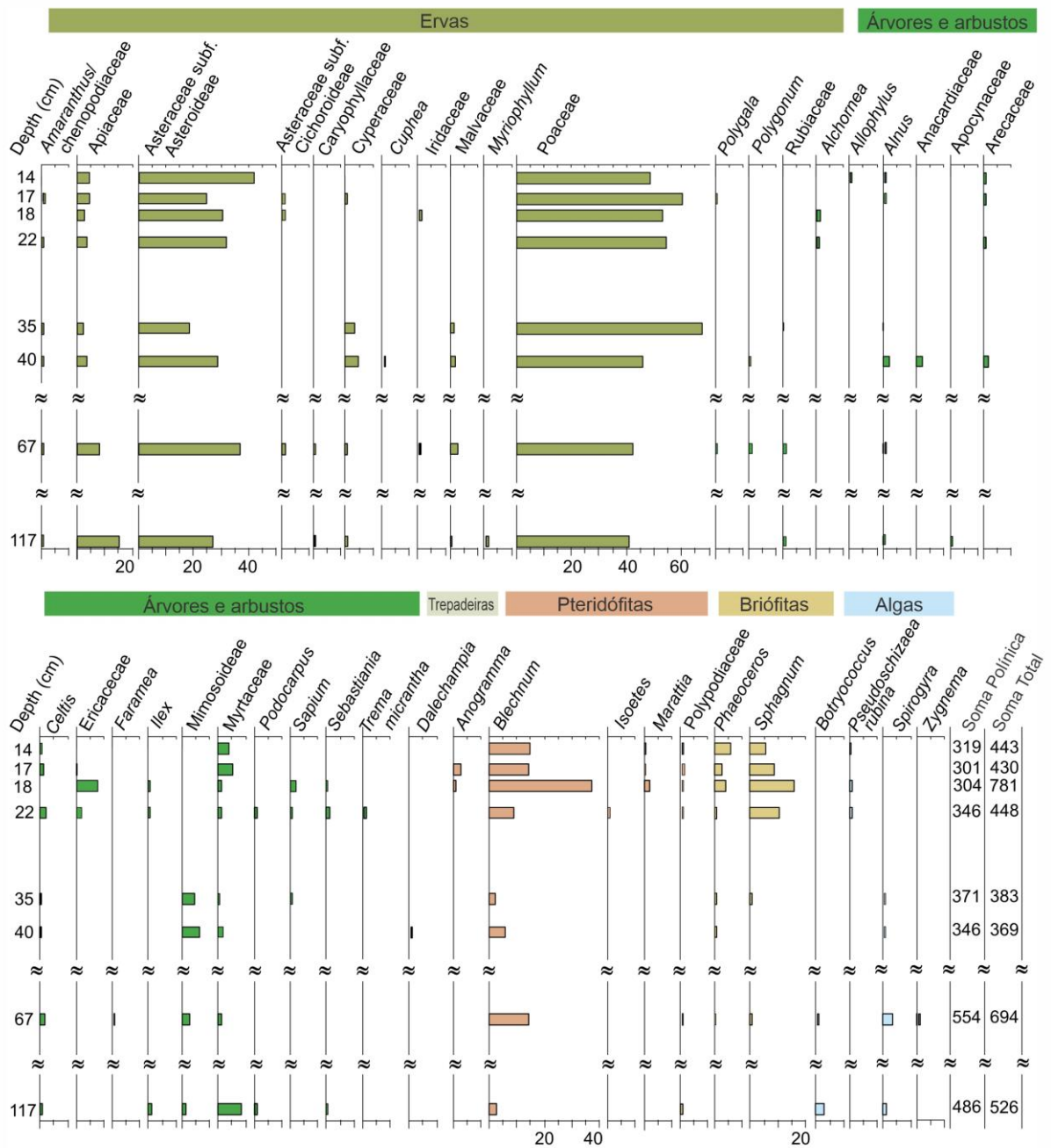


Figura 9. Diagrama percentual dos palinomorfos mostrando a frequência de grãos de pólen, esporos e táxons de algas do testemunho, agrupados em ervas, árvores e arbustos, trepadeira, pteridófitas, briófitas e algas.

O diagrama palinológico representado na Figura 10 correlaciona as formas mais representativas de palinomorfos expressos em valores percentuais e com dados palinológicos interpolados representados por coloração atenuada. Na figura são integradas datações radiocarbônicas calibradas aos estágios isotópicos marinhos do Quaternário definidos por (Railsback *et al.*, 2015).

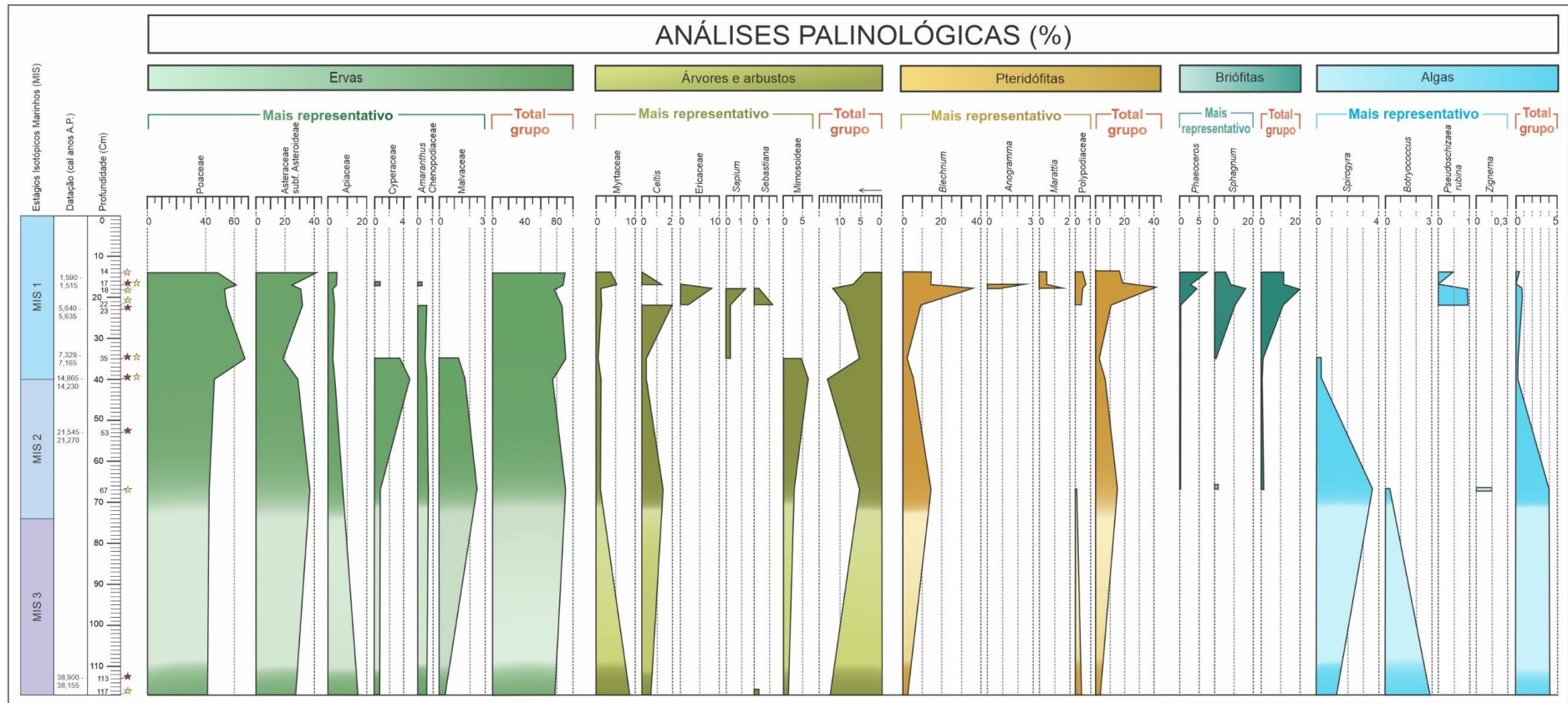


Figura 10. Diagrama palinológico para grupos representativos de palinóforos (grãos de pólen, esporos e táxons de algas). A estrela vermelha indica datação. A estrela amarela indica análises palinológicas. A coloração atenuada representa os dados palinológicos interpolados.



Refúgio de Vida Silvestre Banhado dos Pachecos. **Foto:** Veridiana Ribeiro, 2024

CAPÍTULO 5

7. DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS

7.1 Momentos climáticos e evolução da paisagem da turfeira de Águas Claras, porção interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, durante o Pleistoceno-Holoceno e correlações com curva de temperatura na Antártica

A integração de diferentes proxies controlados por características faciológicas e por idades radiocarbônicas expressas no perfil estratigráfico da turfeira de Águas Claras (Figura 3) levaram a inferências sobre o reconhecimento da evolução climática e ambiental e a proposição de correlações com estágios climáticos globais no intervalo analisado.

A ausência de matéria orgânica e argila na sucessão de fácies areia média da associação de fácies AF I (2.30–1.18 m de profundidade), com idade mais antiga do que de 38.900 anos A.P., sugere a dominância das correntes do fluxo de alta energia que transportava partículas finas. Além disso, a ocorrência da maior proporção de areia grossa ao longo da sucessão evidencia que corpos d'água estagnados não foram formados nesta área (Ribeiro *et al.*, 2020).

7.1.1 Momento climático (MC) de 38.900–38.155 anos cal A.P.

A análise palinológica da amostra com idade radiométrica de 38.900–38.155 anos cal A.P, nos depósitos fluviais rasos na base da associação de fácies AF II (profundidade de 117 cm e fácies [Am-f/mo] no testemunho analisado, apresentando baixo teor de matéria orgânica (8,25%) permitiu identificar palinomorfos herbáceos como formas dominantes (87,7%), principalmente Poaceae (41,2%), seguidos de Asteraceae (27,4%) e Apiaceae (15,4%).

É importante enfatizar que interpretações que relacionam alta abundância (50% a 90%) de grãos de pólen de Poaceae à aridez regional e habitats de savanas para ambientes tropicais deve ser revisada, pois a determinação de outros táxons relacionados a “tipos de vegetação de transição” é importante para definir habitats regionais (Bush, 2002; Oliveira, 2005; Radaeski *et al.*, 2016; Radaeski e Bauermann, 2018) no Brasil. Neste contexto, o espectro palinológico do intervalo de 38.900–38.155 anos cal A.P. revela que, além da predominância de gramíneas, as árvores e arbustos compõem 12,3% da paisagem, sendo a assembleia majoritariamente composta por Myrtaceae (8,6%), Mimosoideae (1,2%) e *Ilex* (1%). Além disso,

pteridófitas terrestres como *Blechnum* (2,7%) e Polypodiaceae (0,4%), embora raras, indicam um ambiente local com umidade suficiente para o desenvolvimento dessas plantas (Figura 11). Esses indicadores apontam para uma origem da assembleia palinológica eminentemente hipoautóctone ligada à vegetação local e regional com raras árvores (Jacobson e Bradshaw, 1981; Prentice, 1985; Sugita, 1993, 1994).

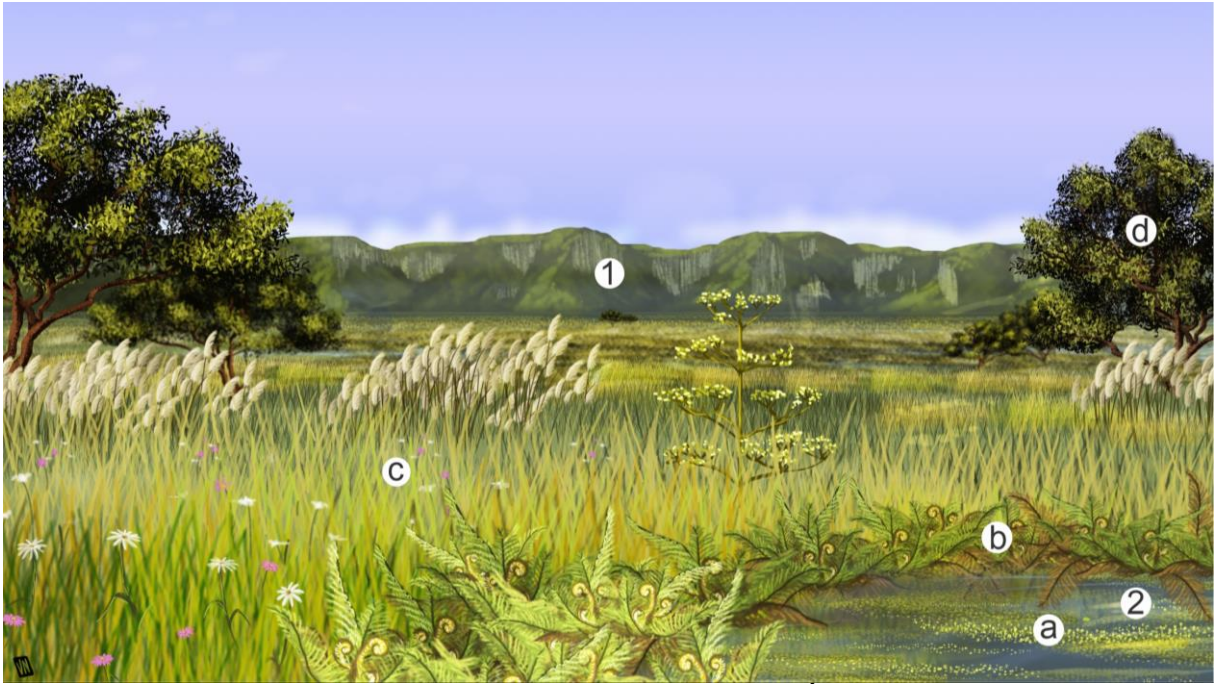


Figura 11. Reconstrução da paisagem da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos de 38.900–38.155 anos cal A.P. durante condições paleoclimáticas mais quentes e úmidas do Dansgaard-Oeschger 8 (D-O 8) do MIS 3. **Meio ambiente e características geomorfológicas:** 1) Escarpa da Serra Geral. 2) Corpo d'água raso e estagnante. **Vegetação:** a) Algas; b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos.

Adicionalmente, os elementos aquáticos autóctones escassos, porém bem preservados, representados por esporos de *Botryococcus* (2,9%) e *Spirogyra* (1,3%), atestam a presença de água doce superficial estagnada (Erdtman, 1969; Torgan *et al.*, 2001; Medeanic, 2006; Ivanov *et al.*, 2012).

A predominância de fragmentos de *charcoal* de pequeno a médio porte (Figura 3), com mineralização superficial (Figura 7), na porção basal da associação de fácies AF II [Am-f/mo] indica procedência alóctone, provavelmente uma remobilização de outros locais de deposição e transporte para o local de deposição, ou alternativamente, de unidades geológicas mais antigas e redepositados no Quaternário.

A integração de dados palinológicos e de *macro-charcoal* controlados por idades radiocarbônicas, dados sedimentológicos e geomorfológicos, permitiu a identificação da ocorrência do estágio isotópico marinho 3 (MIS 3) interstadial (59.000 a 24.000 anos cal A.P) de acordo com Railsback *et al.*, 2015.

O sistema de estágios isotópicos marinhos (MIS) é amplamente utilizado para expressar datações no Quaternário, além de fornecer os melhores e mais completos dados para a paleoclimatologia, representando o padrão para correlacionar outros registros climáticos nos últimos 2.6 milhões de anos.

Os dados obtidos no presente estudo, em sedimentos continentais quaternários da PCRS permitiram correlacionar o intervalo datado com condições paleoclimáticas mais quentes e úmidas do subestágio 3A de Dansgaard-Oeschger 8 (D-O 8), aproximadamente 38.000 anos A.P. (Dansgaard *et al.*, 1993). A deposição de fácies de areia média a fina [Am-f/mo] da associação de fácies AF II basal, na ausência de argilas, relacionado a processos deposicionais atribuídos a riacho raso localizados na porção inferior da inclinação da crista de areia basal, corrobora as condições mais quentes e úmidas do intervalo de Dansgaard-Oeschger 8 (D-O8).

A comparação entre os resultados pontuais em ambientes com influência continental com réguas climáticas globais, controladas por idades radiocarbônicas obtidas em sedimentos marinhos, tem obtido bons resultados no Hemisfério Sul sob diferentes escopos, ou seja, geologia, geomorfologia, paleontologia de vertebrados e invertebrados, palinologia, paleomagnetismo e paleoclimatologia (EPICA, 2006; Jouzel *et al.*, 2007; Hodgson *et al.*, 2009; Tonni *et al.*, 2010; Buiron *et al.*, 2012; Paisani *et al.*, 2014; Gottschalk *et al.*, 2014) e especificamente na América do Sul (Zárate *et al.*, 2016; Ubilla *et al.*, 2016; Osterrieth *et al.*, 2016; Gasparini *et al.*, 2016; Borromei e Musotto, 2016; Dantas e Cozzuol, 2016).

Dillenburg *et al.* (2020) indicaram que no sul do Brasil ocorreu um nível relativamente alto do mar durante o MIS 3, de 36.2 a 47.7 mil anos, com base em datações radiocarbônicas de AMS ^{14}C pré-existentes em conchas marinhas de testemunhos coletados na planície costeira. O estudo também foi apoiado por novos registros de depósitos estuarinos/marinhos rasos de um testemunho da planície costeira do Estado de Santa Catarina, caracterizados por abundantes diatomáceas bem preservadas e assembleias de silicoflagelados, além de palinomorfos. O depósito de areia no intervalo recobre o depósito estuarino/marinho raso na localidade de Pinheira no Estado de Santa Catarina datado em OSL 38.410 ± 2936

(38.4 mil anos). Os resultados obtidos na PCRS foram correlacionados por Dillenburg *et al.* (2020) com aqueles obtidos por Cohen *et al.* (2013) em um sistema deltaico, desenvolvido em resposta à queda eustática do nível do mar no sudeste do Brasil, com base em análises de fácies, registros palinológicos, $\delta^{13}\text{C}$, análise de C/N e datação AMS ^{14}C , entre ~47.500 e ~29.400 anos cal A.P. (estágio MIS 3). Adicionalmente, os estudos de Salvaterra *et al.* (2017) combinaram idades radiocarbônicas com proxies orgânicos e inorgânicos para distinguir a transgressão do MIS 3 da planície costeira da Baixada Santista (SE Brasil) de um evento transgressivo mais antigo (MIS 5) entre 45.600 e 40.300 anos cal A.P.

A análise palinológica desenvolvida por Dillenburg *et al.* (2020) revelou a importância de foraminíferos e cistos de dinoflagelados *Spiniferites* sp. e acritarcas. Os grãos de pólen de árvores terrestres e ervas foram considerados “em menor frequência”, incluindo Myrtaceae, Arecaceae, *Alchornea* sp., *Ilex* sp., *Myrsine* sp., *Podocarpus* sp., Poaceae sp. e Cyperaceae sp. em associação com esporos de *Microgramma* sp., Cyatheaceae e *Selaginella* sp., como também, algas de água doce *Botryococcus* sp., *Spirogyra* sp. e *Zygnema* sp. A assembleia foi considerada diagnóstica de um ambiente lagunar/estuarino com influência marinha (Howe *et al.*, 2002; Heusser e Heusser, 2006; González *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2015).

Embora os dados palinológicos do momento climático de 38.900–38.155 anos cal A.P. para o testemunho de Águas Claras, na porção interna da PCRS, se diferenciem por seu espectro estritamente continental (Figura 11) daqueles do ambiente estuarino com influência marinha descrito para a localidade de Pinheira, no Estado de Santa Catarina (Dillenburg *et al.*, 2020), foi encontrada uma semelhança expressiva na assembleia de palinóforos terrestres e de água doce, apontando para predominância de formações herbáceas sobre formações arbóreas e arbustivas na área fonte da vegetação terrestre.

A representatividade de palinóforos continentais em ambiente de influência marinha também foi registrada no extremo sul do Brasil (município de Rio Grande), incluída no MIS 3 por Ávila *et al.* (2020) e foi atribuída ao transporte da vegetação típica de paisagens costeiras para o ambiente marinho por meio de correntes oceânicas e/ou rios e secundariamente pelos ventos.

Também foram encontradas similaridades entre o espectro palinológico da turfeira de Águas Claras durante o MIS 3 e de uma turfeira minerotrófica de terras altas no Estado de Santa Catarina, durante a segunda metade do MIS 3

(39.407±681 anos cal A.P.). A paisagem quase desprovida de árvores, semelhante em composição às regiões costeiras contemporâneas, sugeriu um clima frio durante o MIS 3, que se tornaria mais seco e frio durante o MIS 2 (De Oliveira *et al.*, 2012).

Evidências das condições climáticas dos MIS 3 foram obtidas em ambientes continentais brasileiros e cabeceiras de vales por Paisani *et al.* (2014) com o uso de proxies correspondentes a paleossolos datados como 23.8±0,05 anos A.P. (28.06–29.08 anos cal A.P.) e 41.16±0,48 anos A.P. (44.13–45.58 anos cal A.P.). Os paleossolos foram considerados marcadores de níveis estratigráficos de pedogênese e registros de condições paleoambientais do Planalto da Araucária (Estado do Paraná), com idades calibradas relacionadas ao estágio isotópico marinho 3 (MIS 3). Uma mudança regional para um regime hídrico mais seco ocorreu durante a transição para o MIS 2 no Último Máximo Glacial (LGM sigla em inglês).

Os registros palinológicos obtidos em 67 cm de profundidade (Figuras 9 e 10), mais antigo do que 21.545 anos cal A.P., revelaram uma mudança no padrão da vegetação. Remanesce a dominância de ervas (94,6%) principalmente Poaceae, mas com flutuações marcantes em Cyperaceae e Malvaceae, também aliados à modificação na composição arbórea, com regressão expressiva de Myrtaceae. O desaparecimento de *Botryococcus* e o início da redução significativa de *Spirogyra*, ambos marcadores autóctones da presença de corpos d'água, indicam mudanças climático/ambientais. Todavia, a permanência de samambaias, predominantemente *Blechnum*, remetem para a permanência de ambientes pantanosos.

A redução percentual de fragmentos de *macro-charcoal* mineralizados até seu desaparecimento nesse nível, de 67 cm de profundidade, é um indicador de que o *charcoal* era alóctone ou redepositado. Todavia, a concentração de *macro-charcoal* identificado nessa profundidade, com alta proporção de partículas pequenas, de dimensões semelhantes e fragmentos queimados com preservação distinta da parede celular no mesmo espécime (paredes totalmente homogeneizadas ou apenas parcialmente homogeneizadas) são típicas de deposição de *charcoal* de fundo (Higuera *et al.*, 2010; Oris *et al.*, 2014). Esse material carbonizado foi incluído no ambiente sedimentar a partir de diferentes eventos regionais de incêndio, com distintas intensidades, que ocorreram afastados do local de deposição final e transportados seletivamente via fluxo hidráulico e pelo vento. A concentração de *macro-charcoal*, mais antigo a 21.545 anos cal A.P., corresponde ao Último Máximo

Glacial (Glaciação Llanquihue, Rabassa e Clapperton, 1990; Lowell *et al.*, 1995), quando condições ambientais secas prevaleciam na região tropical, cinturão temperado do Hemisfério Sul (Peltier, 2004).

O conjunto das características paleontológicas e sedimentológicas identificadas na profundidade de 67 cm apontam para a transição do estágio MIS 3 para o estágio MIS 2. No entanto, a composição palinológica não foi formalmente relacionada ao sistema MIS porque não foram obtidas idades calibradas nessa profundidade.

7.1.2 Momento climático (MC) de 14.865–14.230 anos cal A.P.

A análise da associação polínica na idade calibrada 14.865–14.230 anos cal A.P. permitiu identificar a predominância de grãos de pólen provenientes de formações de campo (86,7%), principalmente Poaceae (46%), complementada por Asteraceae (28,9%), Cyperaceae (4,9%), Apiaceae (3,8%), Malvaceae (1,6%), *Polygonum* e *Amaranthus* com (0,6%) e *Cuphea* (0,3%), associada a redução expressiva de árvores e arbustos de Mata Atlântica (13%), composta por Mimosoideae (6,3%), *Alnus* (2,3%), Anacardiaceae (2%), Myrtaceae (1,2%), Arecaceae (0,9%) e *Celtis* (0,3%), e na ausência de *Botryococcus*, juntamente com a ocorrência relictual de *Spyrogyra* (0,3%). O aumento de matéria orgânica no topo da associação de fácies AF II percentual 35,43% (Figura 3) indica a deposição em ambientes não perturbados, tal como pântanos em áreas planas; a remanência de samambaias (5,7%), são provavelmente marcadoras de condições úmidas locais (Figura 12).

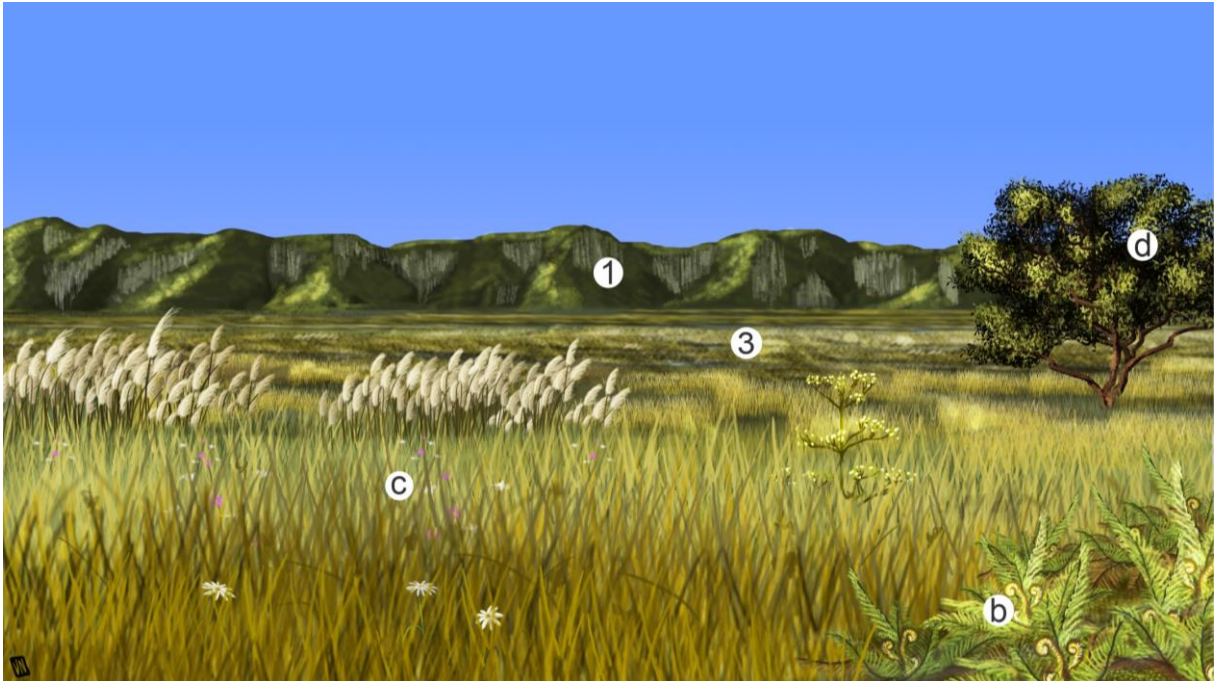


Figura 12. Reconstrução da paisagem da área da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos em 14.865–14.230 anos cal A.P. durante o estágio MIS 2 mais recente, coincidente com o início da retração do gelo na Antártica Ocidental. **Meio ambiente e características geomorfológicas:** 1) Escarpa da Serra Geral. 3) Ambiente pantanoso. **Vegetação:** b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos.

Essa idade radiométrica de 14.865–14.230 anos cal A.P. relacionada ao final do Pleistoceno, obtida na facies de areia média siltoza [Am si/mo] da associação de fácies AF III basal, corresponde ao estágio mais recente do MIS 2, coincidente com o início da retração do gelo da Antártica Ocidental entre 14.000 e 15.000 anos atrás, associado ao Dansgaard-Oeschger 1 (D-O1) (Dansgaard *et al.*, 1993).

Assembleias de *macro-charcoal* de fundo identificadas no MIS 2 foram interpretadas como fluxos de baixa densidade transportados de áreas de origem dos incêndios para áreas de deposição, acúmulo e sepultamento em ambientes pantanosos. Esse processo deve estar relacionado a incêndios regionais e não a incêndios locais.

Lopes *et al.* (2023) reconheceram a ocorrência do MIS 2 no Pampa brasileiro, na PCRS (município de Santa Vitória do Palmar), por meio de reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas baseadas em isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) no esmalte dentário de camelídeos do Pleistoceno, associados a um nível estratigráfico dentro de uma unidade de *loess* depositada durante o Último Máximo Glacial (26.5-19 ka b2k). Os camelídeos apresentaram $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados e índices de aridez

maiores do que outros mamíferos do conjunto, consistentes com a ingestão de água enriquecida em ^{18}O proveniente de plantas que crescem em condições áridas e semiáridas. Comparada à outra megafauna do Pleistoceno, a assembleia indica que o Pampa costeiro compreendia a ambientes áridos/semiáridos durante o período em que esses camelídeos viveram, influenciado pelo clima frio e seco durante o MIS 2/Máximo Glacial superior e possivelmente estádios mais antigos.

7.1.3 Momento climático (MC) de 7.329–7.165 anos cal A.P.

O registro polínico para a idade controlada de 7.329–7.165 anos cal A.P. na turfeira de Águas Claras, indica o domínio de esporomorfos herbáceos, principalmente Poaceae (67,4%), além da ocorrência de Asteraceae (18,6%), Cyperaceae (3,5%), Apiaceae (2,4%), Malvaceae (1,3%), *Amaranthus* com (0,5%) e Rubiaceae (0,3%). Mudanças súbitas no contexto ambiental e climático são reveladas pelas seguintes evidências: a) o desaparecimento repentino de Cyperaceae e Malvaceae, b) o desaparecimento pontual de árvores e o empobrecimento severo de samambaias (2,1%) que são marcadores de condições úmidas, c) a redução expressiva de *Spirogyra*, alga aquática autóctone (0,3%) típica de corpos d'água doce, e d) o início da expansão do *Sphagnum* (0,5%) (Figura 13).

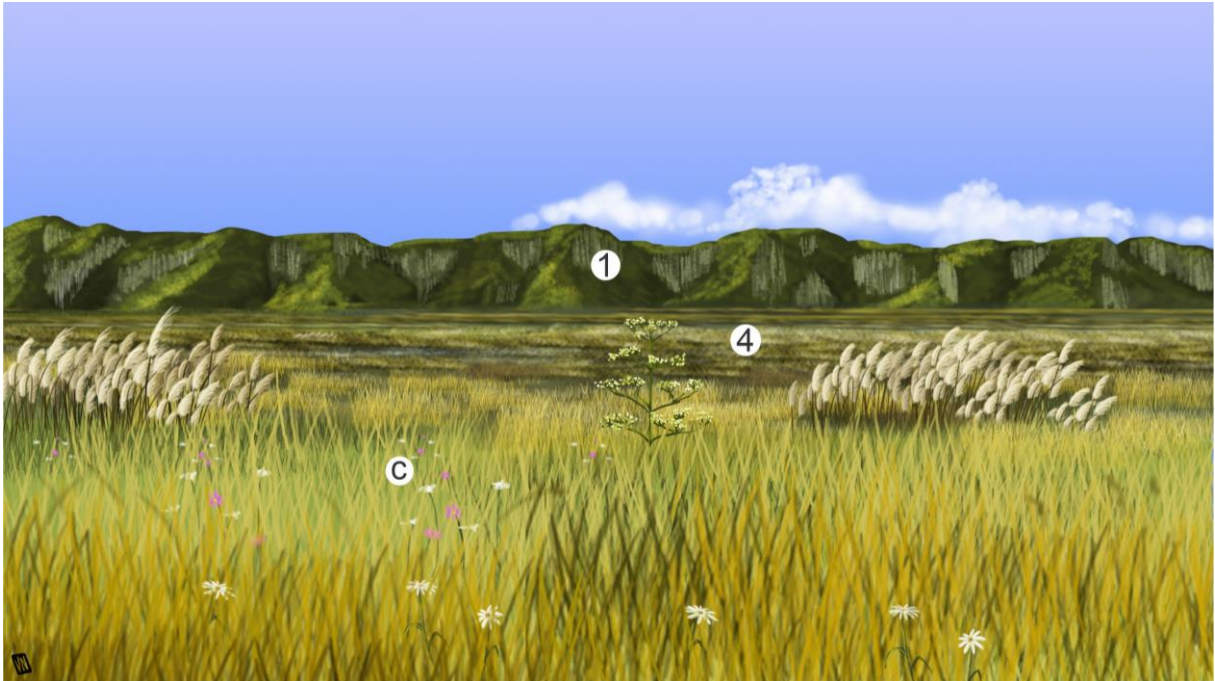


Figura 13. Reconstrução da paisagem da turfeira de Águas Claras com base em dados palinológicos e geomorfológicos em 7.329–7.165 anos cal A.P. sob condições climáticas restritas após o intervalo do máximo termal do Ótimo Climático do Holoceno no Hemisfério Sul. **Meio ambiente e características geomorfológicas:** 1) Escarpa da Serra Geral. 4) Vegetação herbácea em ambiente pantanoso. **Vegetação:** c) Ervas.

O intervalo de idade aqui analisado tem sido relacionado a primeira metade do Holoceno, no intervalo de 9.500 a 5.500 anos A.P. (Marcott *et al.*, 2013), quando ocorreu o máximo termal no Hemisfério Norte por volta de 8.000 anos A.P., aproximadamente 4.9°C mais quente do que o Último Máximo Glacial (Shakun e Carlson, 2010). Esse intervalo impactou significativamente os climas regionais, afetando as temperaturas e os padrões de precipitação em diferentes partes do mundo. O aumento da temperatura da superfície do mar (TSM) é refletido globalmente nas comunidades bióticas com alterações na composição, abundância, diversidade e distribuição (Charó, 2021; Wang *et al.*, 2023).

No entanto, nas regiões centrais, sul e sudeste do Hemisfério Sul, foi detectada uma redução na precipitação em comparação com o clima atual (Kitoh e Murakami, 2002). Estudos no noroeste da Patagônia inferiram condições significativamente mais secas durante o Holoceno inicial e médio, atingindo o auge durante o Holoceno médio (9.200–5.500 anos cal A.P.) e tornando-se mais úmidas durante o Holoceno superior, após o fim do Ótimo Climático do Holoceno (HCO sigla em inglês) (Llano *et al.*, 2020). Na Nova Zelândia, o ótimo termal do Holoceno

ocorreu de 11.000 a 8.000 anos A.P., seguido por um mínimo termal no Holoceno médio de 6.000 a 2.000 anos A.P., culminando por volta de 4.000 a 3.000 anos A.P. (Masson *et al.*, 2000).

Na Antártica, o período mais quente durante o Holoceno ocorreu de 10.500 a 8.000 anos atrás, imediatamente após o fim da última era do gelo, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ cada vez mais negativos após 7.500 anos A.P. indicando que as temperaturas diminuíram para um mínimo entre o Holoceno médio e superior, em torno de 3.000 anos A.P. (Williams *et al.*, 2004).

A idade controlada de 7.329–7.165 anos cal A.P. identificada na fácies de silte orgânico [Smo] na base da associação de fácies AF III (Figura 3) está incluída no estágio isotópico marinho 1 (MIS 1) do Holoceno, que durou mais de 11.600 anos (Kukla, 2003; Tzedakis *et al.*, 2012).

O intervalo de idade está incluído na fase transgressiva do Sistema Laguna-Barreira IV e aponta para condições ambientais que correspondem à pradaria de terras baixas e úmidas. Essas evidências provavelmente estão relacionadas à ocorrência de umidade restrita à porção superficial do solo, o que impediu o desenvolvimento de árvores e arbustos que requerem umidade satisfatória em camadas mais profundas do solo (Wang *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2020).

Os resultados atuais da turfeira de Águas Claras estão de acordo com estudos palinológicos anteriores na PCRS (Roth, 1990; Behling e Negrelle, 2001; Behling *et al.*, 2004; Roth *et al.*, 2021), que afirmaram que entre 9.700 e 6.500 anos A.P. houve uma diminuição na umidade na PCRS. As datações estão de acordo com a súbita diminuição na umidade e temperatura após o máximo termal do Holoceno, de acordo com a compilação global de registros polínicos sensíveis à temperatura registrados por Kaufman *et al.* (2020).

7.1.4 Momento climático (MC) de 5.640–5.635 anos cal A.P.

Análises palinológicas em 5.640–5.635 anos cal A.P. da fácies [Turfa] no topo da associação de fácies AF III (Figura 3) indicaram a dominância de grãos de pólen herbáceos (90,8%), como os mais representativos, principalmente Poaceae (54,6%), além de Asteraceae (32,1%) e Apiaceae (3,5%). A ocorrência de novos elementos arbóreos associados à Floresta Tropical Úmida (Ericaceae (2%) e *Sebastiania* (1,2%) e a expansão de Sapindaceae, podem ser atribuídas às novas condições ambientais

após o máximo transgressivo que influenciou o desenvolvimento de vegetação de maior porte nas terras baixas ao longo da PCRS (Roth *et al.*, 2021).

A configuração geomorfológica particular do meio-norte da PCRS explica a ausência de palinórfos marinhos ao longo de todo o final do Pleistoceno-Holoceno no testemunho sedimentar de Águas Claras, parte interna da PCRS. Isso contrasta com a presença comum na costa externa da PCRS (Lorscheitter e Dillenburg, 1998; Lorscheitter, 2003; Masetto e Lorscheitter, 2019). A proeminente barreira arenosa da Coxilha das Lombas protegeu a região noroeste da influência marinha direta durante as mudanças do nível do mar no final do Pleistoceno-Holoceno.

Durante o intervalo climático entre 5.640–5.635 anos cal A.P. até próximo de 1.500 anos A.P., relacionado a fase mais importante de deposição de turfeira, grãos de pólen de ervas (90,8% a 87,5%) permanecem como palinórfos importantes, principalmente Poaceae (54,6% a 53%). Elementos arbóreos alcançaram 12,5% das assembleias palinológicas apresentando um espectro diversificado (*Celtis*, Ericaceae, Myrtaceae, *Sebastiania*, *Trema*, *Alchornea* e *Sapium*), indicando condições cada vez mais quentes e úmidas.

As pteridófitas aumentam de 10,5% para 40,3%, sob a predominância de *Blechnum* (9,2% a 37,1%), além da identificação de formas diversificadas relacionadas a *Marattia* (1,8%), *Anogramma* (0,9%) e Polypodiaceae de 0,4% até 0,5%.

O aumento de esporos de *Sphagnum* (10,7% a 16%) no intervalo de geração de turfa, fornece informações sobre a dinâmica da turfeira, pois *sphagnum* relaciona-se a ambientes ácidos, pobres em nutrientes, úmidos e anóxicos (Rydin *et al.*, 2006), ou seja, são plantas de pântanos, mas com proeminentes adaptações xerofíticas, além de capacidades de acidificação que direcionam a sucessão (Joly, 2002; Baptista *et al.*, 2012). Além disso, a ocorrência de *Phaeoceros* (0,4% a 4%) está ecologicamente relacionada a locais úmidos protegidos com cobertura vegetal suficiente para evitar a desidratação (Macedo *et al.*, 2009; Menéndez, 1962). O aumento da umidade nas turfeiras e a diversificação na comunidade vegetal inferidos por diferentes indicadores palinológicos, associados ao elevado enriquecimento em matéria orgânica (65%) (Figura 3) ocorre gradativamente após a transgressão máxima do mar no Rio Grande do Sul, datado de 5.600 anos cal A.P. (Dillenburg *et al.*, 2009).

A escassez de elementos aquáticos autóctones, representados exclusivamente por esporos do tipo algáceo *Pseudoschizaea* (0,9%) no intervalo de formação da turfa, aponta para algumas restrições ecológicas. *Pseudoschizaea* é considerado um gênero *incertae sedis* (Christopher, 1976) e mostra um comportamento um pouco diferente quando comparado a *Botryococcus* e a outras algas. Para Scott (1992), *Pseudoschizaea* pode indicar períodos de seca local sazonal, pois é comum em ambientes recentes em áreas relativamente quentes onde a umidade está disponível sazonalmente.

Gadens-Marcon *et al.* (2014 a, b), com base em análises de palinofácies e geoquímica orgânica de alagados holocênicos do planalto no sul do Brasil, sugeriram que a *Pseudoschizaea* é relativamente mais resistente a períodos secos do que outros elementos algálicos e parece atuar como um marcador biológico dos intervalos de transição relacionados à seca sazonal (Figura 14).

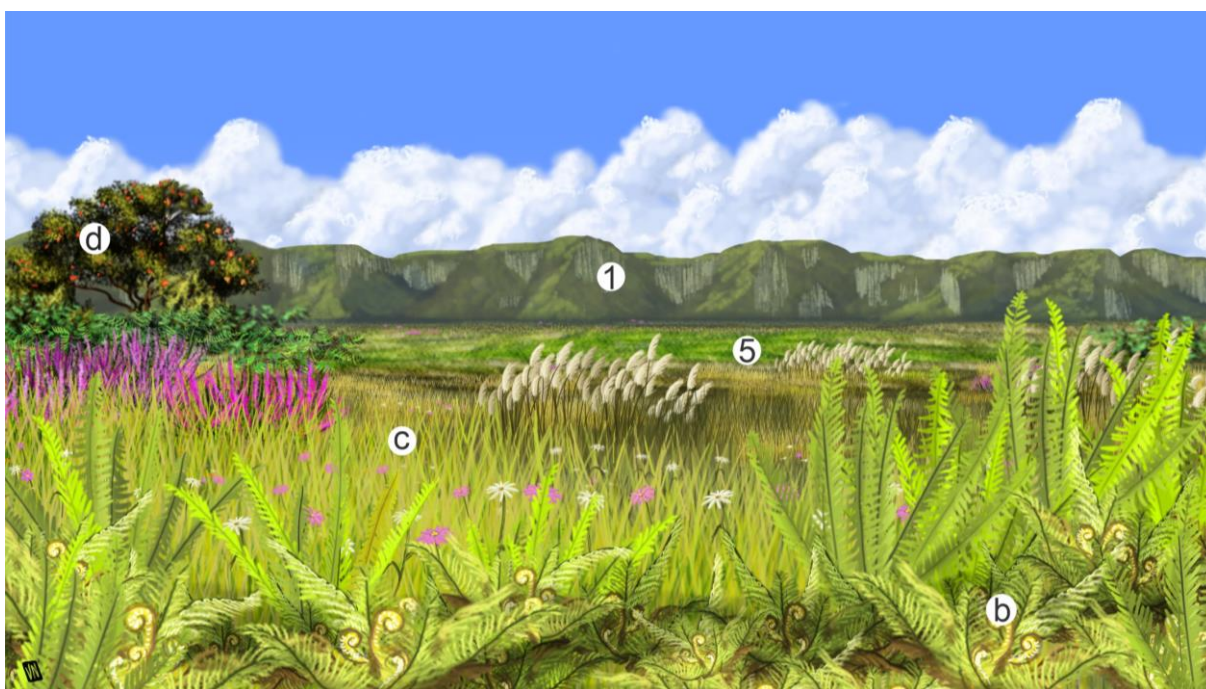


Figura 14. Reconstrução da paisagem da área de turfeiras de Águas Claras durante o intervalo climático entre 5.640–5.635 anos cal A.P. até próximo de 1.590–1.515 anos cal A.P., com base em dados palinológicos e geomorfológicos durante o auge do MIS 1, imediatamente após o Ótimo Climático tropical do Holoceno Inferior. **Meio ambiente e características geomorfológicas:** 1) Escarpa da Serra Geral. 5) Turfa. **Vegetação:** b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos.

7.1.5 Momento climático (MC) de 1.590–1.515 anos cal A.P.

O espectro polínico detectado em 1.590–1.515 anos cal A.P. (Estágio Meghalayan, de acordo com Cohen *et al.*, 2013; Walker *et al.*, 2018) indica mudanças significativas nas assembleias de plantas. A redução de pteridófitas, principalmente representada por esporos de *Blechnum* (37,1% para 14,4%) e a diminuição de esporos de *Sphagnum* e *Phaeoceros* (20% para 11,4%), indicam uma diminuição na umidade e condições mais secas na área da turfeira e arredores. Nesse contexto, o desaparecimento de *Pseudoschizea* também indica estresse ambiental.

Essa rápida mudança na assembleia de plantas terrestres causada por forças climáticas, foi presumivelmente um fator importante para a ocorrência de incêndios, associada a presença de biomassa altamente inflamável (Figura 15). A esse respeito é importante salientar que ao longo do intervalo estudado (Pleistoceno-Holoceno) na PCRS, os incêndios regionais foram provavelmente facilitados pela predominância de Poaceae em ambientes frequentemente secos o suficiente para sustentar incêndios, mesmo em anos sem estiagem (Iglesias *et al.*, 2015; Bremer e Anderberg, 1994; Mondin, 2004), o que pode levar ao acúmulo de grandes quantidades de biomassa altamente inflamável (Pillar e Quadros, 1997).

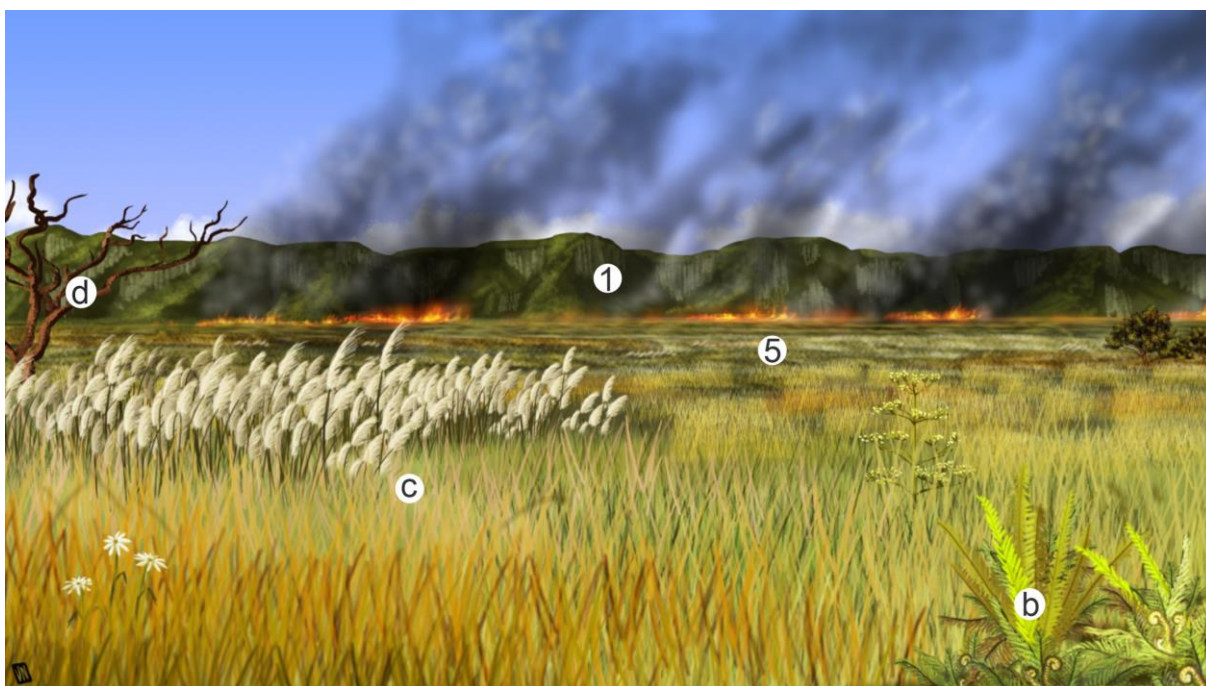


Figura 15. Reconstrução da paisagem da área de turfeiras de Águas Claras durante o intervalo climático de 1.590–1.515 anos cal A.P. com base em dados palinológicos, geomorfológicos e de *charcoal* durante o evento de incêndio. **Meio**

ambiente e características geomorfológicas: 1) Escarpa da Serra Geral. 5) Turfa.
Vegetação: b) Samambaias; c) Ervas; d) Árvores e arbustos.

O pico de *macro-charcoal* registrado na fácies de [Turfa] (em 1.590–1.515 anos cal A.P.) (Figura 3), composto por fragmentos grandes (até 34 mm), dispersos e bem preservados, sugeriu uma fonte de incêndio hipoaútóctone em ambientes que circundavam a turfeira. O tamanho expressivo e a ausência de abrasão dos *macro-charcoals* sugeriram que os eventos de fogo ocorreram muito próximos do local de deposição final (Scott, 2010) e que foram transportados no ambiente de deposição via fluxo hidráulico e não pelo vento (Collinson *et al.*, 2007).

A ausência de lâminas ou mesmo bandas contínuas de fragmentos carbonizados, típica da queima de solos orgânicos, no caso de material turfoso, afasta a inferência de uma fonte autóctone para as assembleias de *charcoal* (Davies *et al.*, 2013; Cohen *et al.*, 1987).

De acordo com as reconstruções de combustão de biomassa incluídas na Base de Dados Global de *Charcoal* (Marlon *et al.*, 2016), o evento de incêndio do Holoceno em estudo, poderia estar ligado a tendências crescentes na queima de biomassa que atingiram o pico em aproximadamente 1.500 anos A.P. Este evento está de acordo com a reconstrução das temperaturas regionais e globais dos últimos 11.300 anos de Marcott *et al.* (2013), que indica um intervalo quente (~1.500 a 1.000 anos A.P.) em transição para um intervalo frio entre ~500 a 100 anos A.P.

Este evento de incêndio poderia também ser correlacionado com variações decorrentes das interações atmosfera/oceano de acordo com o episódio La Niña dentro da amplitude do El Niño Oscilação Sul (ENSO) por volta de 1.500 anos A.P. (Moy *et al.*, 2002). No entanto, a ausência de análises integradas em ambientes sedimentares com potencial preservação de diferentes *proxies*, cuja flutuação seja indicativa de intervalos ENSO (tal como lagunas, lagos e determinados ambientes marinhos) no Holoceno para a costa Atlântica sul-americana, impede tal inferência.

Amostragem palinológica na profundidade de 14 cm (Figura 10), de idade mais recente que 1.500 anos cal A.P., revelou que os palinórfos com maior representatividade são os grãos de pólen herbáceos (95,3%), eminentemente de Poaceae (48,6%), Asteraceae subf. Asteroideae (42%) e Apiaceae (4,7%). A vegetação herbácea alcançou, nesse intervalo, a máxima representatividade na paisagem holocênica. As árvores restringiram-se a 4,7%, representadas por

Myrtaceae (3,8%), *Celtis* (0,3%), *Allophylus* (0,3%) e *Arecaceae* (0,3%), com porte mesofanerófito, que compunham manchas vegetacionais típicas em ambiente de restinga. As samambaias restringem-se expressivamente na paisagem (15,9%), sendo representadas por *Blechnum* (14,9%), *Marattia* (0,5%) e *Polypodiaceae* (0,5%). Os esporos das briófitas também diminuíram sua ocorrência, correspondendo a 11,5% (*Sphagnum* e *Phaeoceros*). Esse conjunto de informações indica que a composição florística na turfeira se tornou ainda mais restrita do que àquela identificada no nível do incêndio em 1.500 anos cal A.P. Também indica que não houve recuperação da composição florística registrada no intervalo que antecedeu o incêndio (Figura 14).

A diminuição da concentração e dimensões dos fragmentos de *macro-charcoal*, desde o pico de ocorrência até o topo da deposição de turfa, está relacionado a eventos de incêndio cujas fontes de ignição e propagação estariam relativamente distantes da região estudada (Figura 3).

Os resultados obtidos no presente estudo, apontam para a manutenção de padrões vegetacionais semelhantes registrados desde a fase de incêndio, identificado no nível de 17 cm de profundidade (1.590-1.515 anos cal A.P.) até o nível de solo, que ocorre a partir de 11 cm de profundidade. Este nível caracteriza-se pela presença de formas exóticas como *Pinus* e *Eucalyptus* (Barth *et al.*, 1976; Barboza *et al.*, 2003) relacionada à influência antrópica (Figura 16).

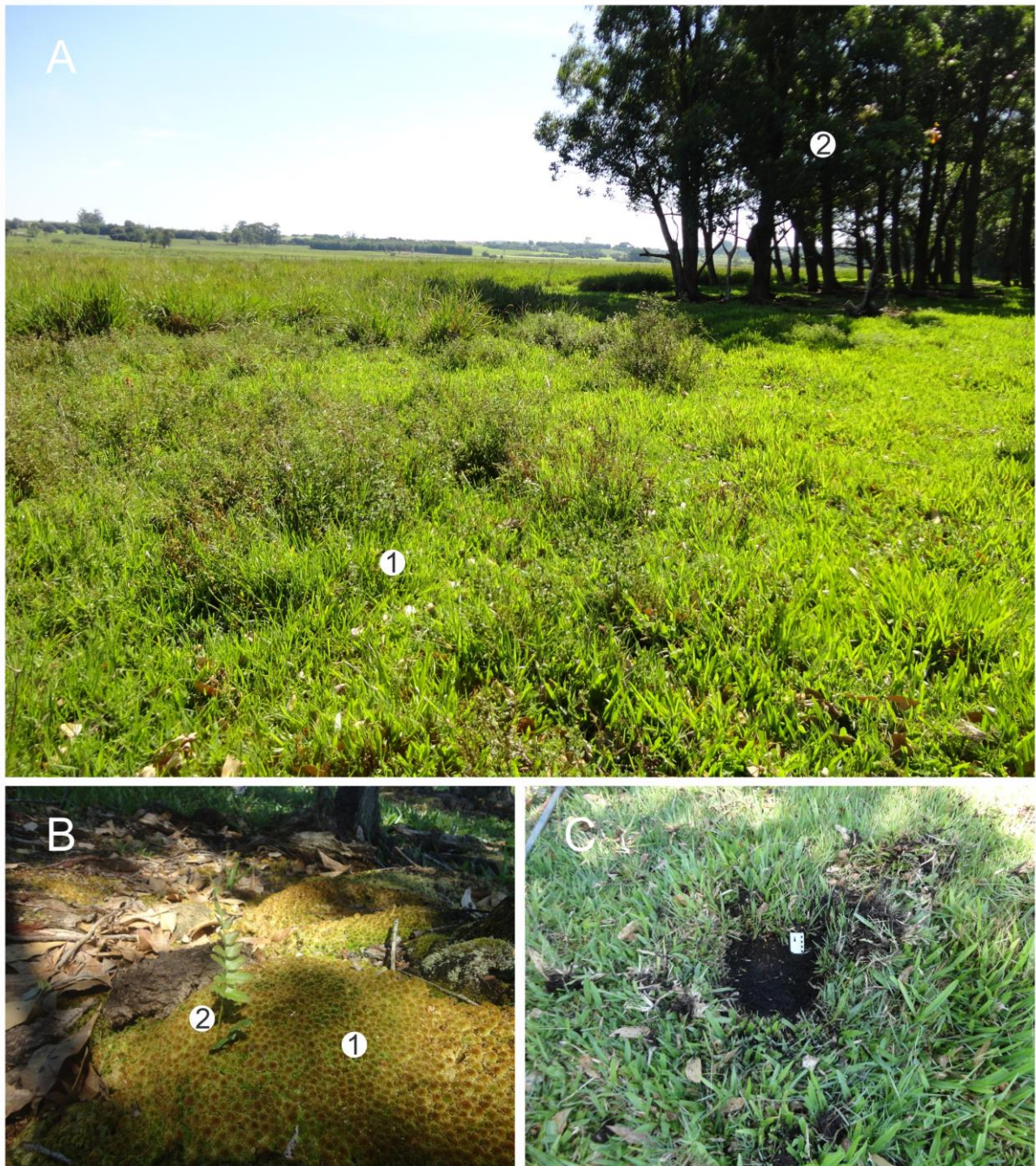


Figura 16. Imagens obtidas em expedição de campo na turfeira de Águas Claras. A) Vista geral com: 1) formas herbáceas e, 2) e formas exóticas (*Eucalyptus*). B) 1) *Sphagnum* e, 2) *Blechnum* (samambaia). C) Ponto de coleta do testemunho de sondagem.

Dessa maneira, a persistência da composição florística ocorrida a partir do nível de incêndio registrado na turfeira, pode estar relacionada às restrições ambientais devidas ao decréscimo global de temperatura verificado desde então, como mostra a curva de temperatura da Antártida (Figura 19).

18), hábitos esses, não relacionadas à origem de processos de ignição a extensos incêndios (Rosa, 2010; Rosa e Jacobus, 2010; Copé, 2012).

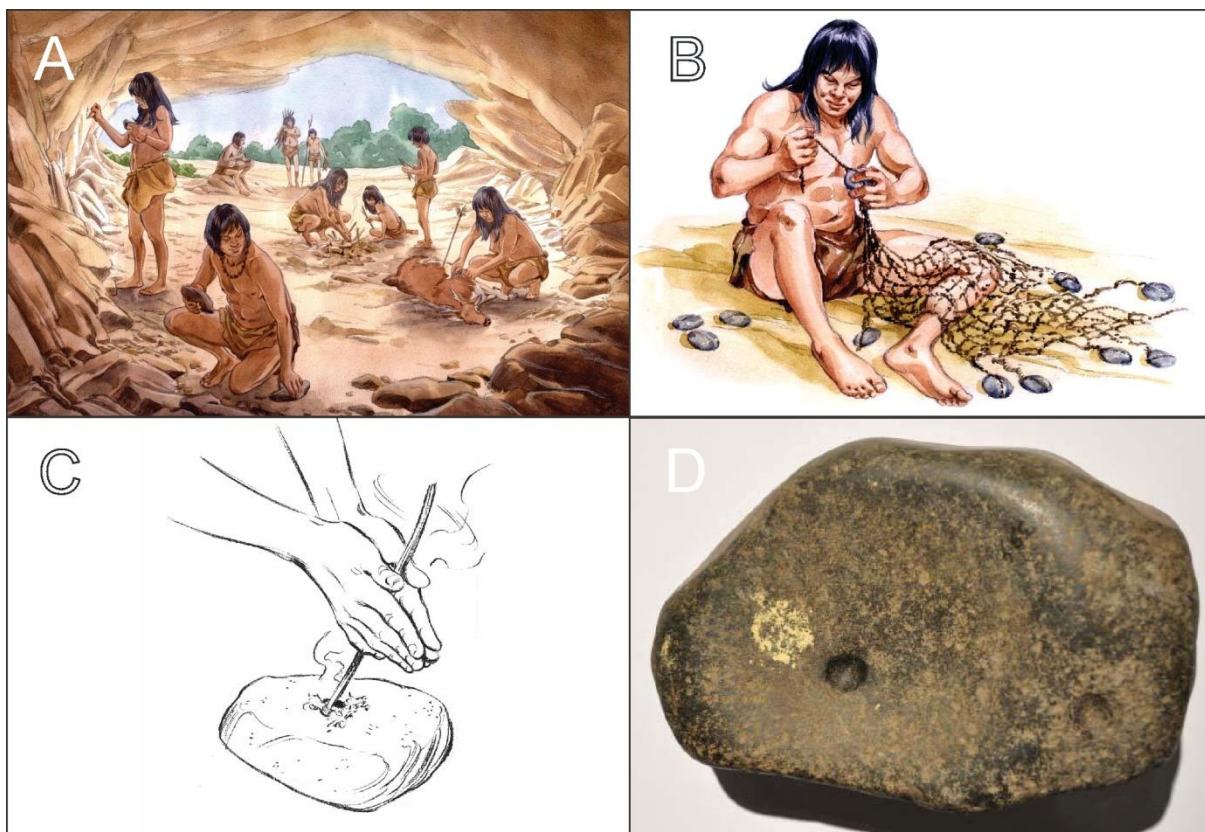


Figura 18. Modo de vida dos pré-históricos que habitaram a região costeira do Rio Grande do Sul no Holoceno. A) Caçadores, coletores e pescadores. B) Construtores de sambaquis. C-D) Bigorna multifuncional (Acervo MUAE). Fonte: Museu da UFRGS, 2013-2014 (Ilustração por Ana Luiza Koehler e fotografia por Rafael do Canto).

Este grupo também não utilizou o fogo visando o desmatamento para preparar o terreno para a agricultura, atividade desenvolvida posteriormente com a colonização europeia (séculos XVI e XVII) (Copé, 2012; Leonel, 2000). Adicionalmente, Scheel-Ybert *et al.* (2010) a partir da análise de *charcoal* arqueológico do Holoceno superior na costa sul do Brasil, indicaram processos de ignição a partir da madeira tombada, principalmente para uso doméstico. Bueno *et al.* (2013) inferiu o modelo de colonização ribeirinha no contexto geográfico do centro e nordeste do Brasil entre 13.000 e 8.000 anos A.P. evidenciando que pelo menos quatro eventos de ocupação foram identificados no nordeste do Rio Grande do Sul, sítios denominados como Sangão (8.790 ± 40 ^{14}C A.P.), Adelar Pilger (8.430 ± 50 ^{14}C A.P. e 8.090 ± 35 ^{14}C A.P.) e Garivaldino (data média de 8.101 ± 118 ^{14}C A.P.).

Esses eventos, principalmente durante o Holoceno, sugerem que a ocupação humana esteve associada à expansão do bioma Mata Atlântica, antes restrito às encostas das montanhas e aos vales dos rios. No litoral, a expansão da Mata Atlântica só ocorreu após o último evento do nível máximo do mar, por volta de 5.600 anos A.P. Todavia, a região de Viamão é ocupada pela Tradição Guarani (Dias e Silva, 2013), que inicia seu processo de expansão bem mais tarde, a partir de 500 anos A.P.

O controle cronológico estabelecido a partir de amostras de *carcoal* do sítio arqueológico RS-S-327: Sangão (8.800±40 a 3.730±60 anos A.P.), próximo à área de estudo (cerca de 44.6 km a oeste), sugere que cada fogueira representava um grupo familiar que habitava a região (Bueno *et al.* (2013). O padrão de descarte imediato está associado à fogueira doméstica característica de locais de breve ocupação (Dias, 2003).

É importante salientar, que os resultados obtidos até o presente, restringem-se as etapas de ocupação pré-colonial e a ausência de evidências de exploração humana na PCRS no intervalo de tempo em que foi detectado o incêndio de grandes proporções (1.590–1.515 anos cal A.P.), não permitindo relacionar atividades humanas e eventos de incêndio representativos.

7.3 Temperatura na Antártica e a correlação com momentos climáticos

Foram também estabelecidas comparações entre os momentos climáticos controlados por idade radiocarbônicas para a porção interna do PCRS e o perfil de deutério de alta resolução disponível ao longo gelo no Dome C da Antártica (EPICA, 2006; Jouzel *et al.* 2007 e Ubilla *et al.* 2016).

As idades radiocarbônicas obtidas para a turfeira de Águas Claras e os momentos climáticos definidos coincidiram tanto com o aumento da temperatura atmosférica registrado em testemunhos de gelo da Groelândia (GRIP Norte) como na Antártida (Dome C; Jouzel *et al.* 2007). Este aumento na temperatura iniciou o degelo do manto de gelo norte-americano, que sofreria uma redução durante o resfriamento do *Young Dryas* (12.900 a 11.700 anos A.P.). Os resultados delimitados a partir diferentes idades ¹⁴C obtidas no presente estudo sugerem que os momentos climáticos incluídos nos estágios MIS 3, MIS 2 e MIS1 na turfeira de Águas Claras foram correlacionados com a curva de temperatura da Antártica do

Pleistoceno-Holoceno superior de Jouzel *et al.* (2007) e Ubilla *et al.* (2016), conforme representado na Figura 19.

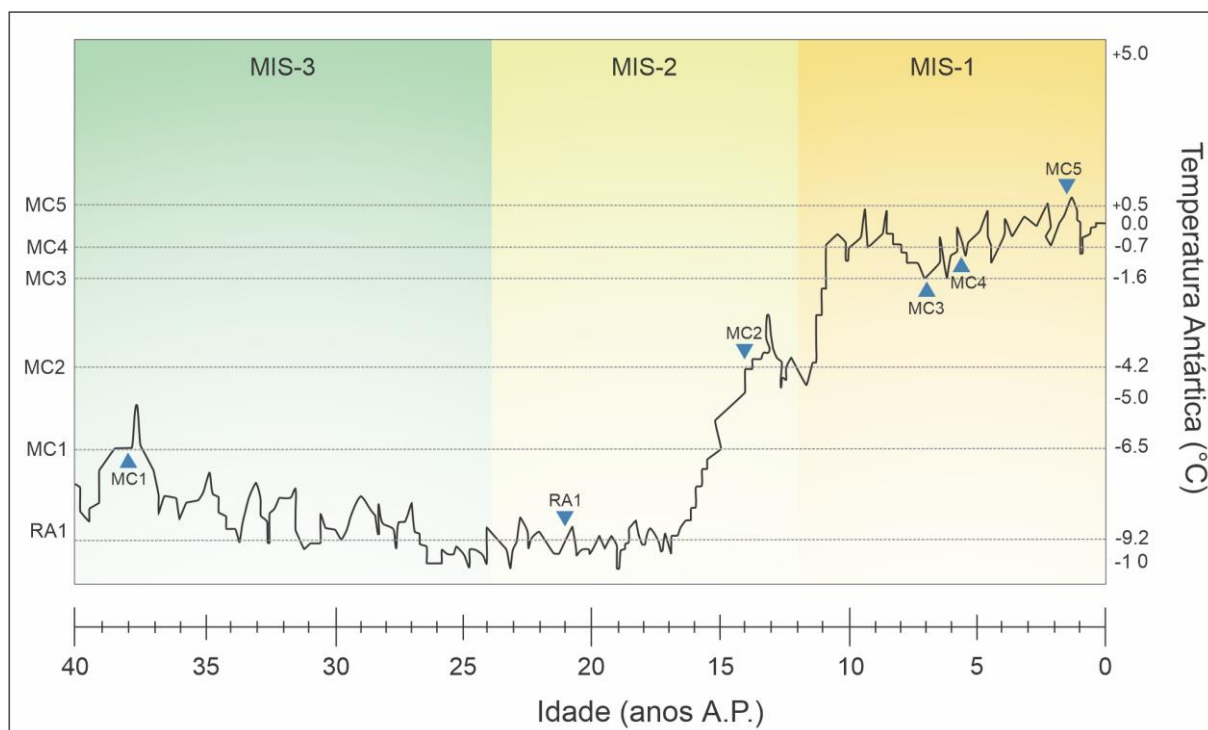


Figura 19. Curva de temperatura da Antártica (derivada de testemunhos de gelo) e correlação com momentos climáticos (MC) da turfeira de Águas Claras. MC1: $-6,5^{\circ}\text{C}$ (38.000 anos A.P.), RA1: $-9,2^{\circ}\text{C}$ (21.000 anos A.P.), MC2 $-4,2^{\circ}\text{C}$ (14.000 anos A.P.), MC3: $-1,6^{\circ}\text{C}$ (7.000 anos A.P.), MC4: $-0,7^{\circ}\text{C}$ (5.600 anos A.P.) e MC5: $+0,5^{\circ}\text{C}$ (1.500 anos A.P.) (curva de temperatura na Antártica de Jouzel *et al.* (2007), redesenhada por Ubilla *et al.* (2016)).

Neste contexto, o momento climático 1 (MC1) na idade de 38.900–38.155 anos cal A.P. da porção interna da PCRS, está correlacionado com uma temperatura de $-6,5^{\circ}\text{C}$ durante o MIS 3 na Antártica. A idade radiocarbônica (RA1) de 21.545–21.270 anos cal A.P. correlaciona-se com um pico de aumento de temperatura no platô de mínima temperatura local de $-9,2^{\circ}\text{C}$ no MIS 2 na Antártica. Dados palinológicos não estão disponíveis para este intervalo. O momento climático 2 (MC2) na idade de 14.865–14.230 anos cal A.P., no Pleistoceno superior, próximo ao limite entre MIS 2/MIS 1, provavelmente está correlacionado com o rápido aumento de temperatura da curva na Antártica (em torno de $5,0^{\circ}\text{C}$, variando de $-9,2^{\circ}\text{C}$ para $-4,2^{\circ}\text{C}$) durante o intervalo final da influência do Último Máximo Glacial. O momento climático 3 (MC3) de idade de 7.329–7.165 anos cal A.P. incluído no MIS 1, revelou um importante empobrecimento na diversidade vegetal na turfeira de

Águas Claras, porção interna da PCRS, após o máximo termal do Holoceno e está correlacionado com a queda de temperatura na Antártica ($-1,6^{\circ}\text{C}$). Os resultados estão de acordo com a revisão da literatura sobre registros paleoclimáticos do Holoceno na Ilha Rei George, Antártida Marítima (Perondi *et al.*, 2022) que revelou uma tendência ao resfriamento atmosférico e grande avanço das geleiras em ± 7.000 anos A.P. (Mäusbacher *et al.*, 1989; Hjort *et al.*, 1992; Ingolfsson *et al.*, 1992). O momento climático 4 (MC4) na idade de 5.640–5.635 anos cal A.P. que identifica o início do intervalo de geração de turfa, está correlacionado com a curva ascendente de temperatura na Antártica, atingindo $-0,7^{\circ}\text{C}$ em relação à média holocênica. O momento climático 5 (MC5) na idade de 1.590–1.515 anos cal A.P. marcou a ocorrência de um incêndio significativo na turfeira costeira do extremo sul do Brasil e provavelmente foi concomitante com o aumento de temperatura na Antártica (cerca de $+0,5^{\circ}\text{C}$ em relação à média holocênica).

Estudos anteriores de Ubilla *et al.* (2016) com base no conteúdo fóssil diversificado da Formação Sopas, uma unidade continental do Pleistoceno superior do norte do Uruguai, revelou um padrão climático e ambiental complexo detectado em diferentes afloramentos, controlado pelas idades ^{14}C e OSL disponíveis. Os cenários distintos compostos por savanas e florestas, incluindo florestas de galeria e rios perenes, em sua maioria de climas tropicais a temperados, mas às vezes áridos e semiáridos, revelaram que poderiam ter sido impulsionados por mudanças climáticas milenares evidenciadas na curva climática de Jouzel *et al.* (2007) que prevaleceram durante o MIS 3.

8. CONCLUSÕES

- Evidências provenientes de dados palinológicos e de *macro-charcoal* de níveis sedimentares distintos controlados por idades radiocarbônicas de um testemunho sedimentar na turfeira de Águas Claras, porção interna da PCRS, forneceram informações paleoambientais e paleoclimáticas que permitem inferências sobre o intervalo de tempo do Pleistoceno-Holoceno superior (38.900–38.155 anos cal A.P. a 1.590–1.515 anos cal A.P.). Os resultados mostram que os ecossistemas terrestres responderam de maneira sensível às mudanças na vegetação, impulsionadas pela variabilidade climática em uma escala de tempo milenar.
- As análises palinológicas confirmaram a dominância de vegetação campestre, de associação herbácea, representada principalmente Poaceae, na turfeira de Águas Claras, desde pelo menos o Pleistoceno até o Holoceno superior, sendo secundária a influência de elementos da Mata Atlântica.
- Os dados pontuais obtidos no presente estudo permitiram identificar diferentes momentos climáticos (MC) controlados por datações radiocarbônicas, análises e perfis sedimentológicos, estratigráficos e geomorfológicos, e compatibilizar a história climática baseada em registros de ambientes continentais com estágios isotópicos marinhos (MIS) estabelecidos globalmente para o Quaternário, considerados como réguas globais.
- O registro do estágio isotópico marinho interestadial 3 (MIS 3), vigente de 59.000 a 24.000 anos cal A.P. foi detectado na associação de fácies basal AF II [Am-f/mo] datada de 38.900–38.155 anos cal A.P. sob condições paleoclimáticas amenas do subestágio Dansgaard-Oeschger 8 (D-O 8). A assembleia palinológica remete à vegetação regional campestre, predominantemente composta por associações herbáceas, sendo as árvores elementos complementares e as raras pteridófitas, provavelmente associadas às zonas marginais de corpos d'água rasos e banhados, onde se desenvolviam formas algálicas de água doce (tais como *Botryococcus* e *Spyrogira*).
- A idade correlacionada ao momento climático de 14.865–14.230 anos cal A.P. do Pleistoceno superior corresponde ao estágio final MIS 2, que coincide com o

início do recuo do gelo da Antártida Ocidental, após o clímax do Último Máximo Glacial a 21.000 anos cal A.P. Nesse momento climático, diminuiu a influência da vegetação de Mata Atlântica na paisagem e desapareceu o registro de formas algálicas, conformando condições ambientais secas, prevalentes nesse ambiente interno da PCRS em cinturão tropical- temperado.

- As ocorrências de *macro-charcoal*, em sua grande maioria de dimensões pequenas e semelhantes ao longo dos intervalos estratigráficos incluídos nos estágios MIS 3 e MIS 2, foi atribuída a ignição de incêndios em diferentes ambientes e transporte e deposição de fragmentos carbonizados em ambientes pantanosos ou lagos efêmeros. Dessa forma, a concentração de *charcoal* de fundo, mais antigo que 21.000 anos cal A.P. relacionado a transição do estágio MIS 3 para MIS 2, aponta para a ocorrência de incêndios regionais e não locais, durante o Pleistoceno superior na PCRS. Esses eventos ocorreram, possivelmente, no Último Máximo Glacial (Glaciação Llanquihue) quando condições ambientais secas prevaleciam na região do cinturão tropical-temperado do Hemisfério Sul.

- A assembleia polínica identificada no momento climático relacionado à idade de 7.329–7.165 anos cal A.P. incluída no estágio isotópico marinho do Holoceno (MIS 1), foi indicadora de severo empobrecimento da biodiversidade vegetal em ambientes pantanosos, provavelmente relacionada à diminuição da temperatura e umidade após o clima quente e úmido vigente no Ótimo Climático do Holoceno no Hemisfério Sul. O intervalo de idade está incluído na fase transgressiva do Sistema Laguna-Barreira IV da PCRS e aponta para condições ambientais que correspondem à paisagem de pradaria de terras baixas, em terras úmidas. As datações estão de acordo com a abrupta diminuição na umidade e temperatura após o máximo termal do Holoceno, de acordo com a mais recente compilação global de registros polínicos sensíveis à temperatura no Quaternário.

- Uma mudança relacionada tanto a temperaturas mais altas como a condições ambientais compatíveis com a formação de turfeiras foi detectada entre 5.640–5.635 anos cal A.P., quase contemporânea com a transgressão máxima do nível do mar no extremo sul do Brasil (cerca de 5.600 anos cal AP) durante o estágio MIS1.

- Embora a dominância de grãos de pólen de gramíneas seja inconteste, o registro de novos elementos arbóreos associados à Floresta Tropical Úmida e à expressiva expansão e diversificação de pteridófitas, além da marcada expansão de *Sphagnum*, foi atribuído às novas condições ambientais após o máximo transgressivo que influenciou o desenvolvimento de vegetação de maior porte nas terras baixas ao longo da PCRS.
- A diversificação da comunidade vegetal, associada ao elevado enriquecimento em matéria orgânica (65%), ocorreu gradativamente após a transgressão máxima do mar no Holoceno na PCRS, datado de 5.600 anos cal A.P.
- O aumento gradativo na concentração de *macro-charcoal* desde a instalação do ambiente pantanoso (7.329–7.165 anos cal A.P.) até o início da deposição de turfa (5.640–5.635 anos cal A.P.), indica que incêndios vegetacionais tornaram-se importantes eventos na PCRS.
- Entre 1.590–1.515 anos cal A.P. mudanças bruscas nas assembleias palinológicas e a evidência de um incêndio local significativo indicam a diminuição da umidade e condições mais secas na turfeira e seus arredores, no estágio MIS 1. A alta concentração de palinóforos relacionados à vegetação herbácea, principalmente Poaceae, associada à redução pronunciada de árvores e sobretudo de pteridófitas, incluindo a diminuição significativa de esporos de *Sphagnum*, indicam uma diminuição severa na umidade.
- O pico de *macro-charcoal* registrado na fácies de [Turfa] (de 1.590–1.515 anos cal A.P.) identificado por fragmentos grandes dispersos e bem preservados, contemporaneamente à drástica modificação na composição polínica, sugere uma fonte de incêndio hipoaútóctone em ambientes que circundavam a turfeira. Os incêndios regionais foram provavelmente facilitados pela predominância de Poaceae nesses ambientes, que eram frequentemente secos o suficiente para sustentar incêndios mesmo em períodos de mais umidade.
- O evento de incêndio poderia estar ligado a tendências na queima de biomassa, que atingiram o auge em aproximadamente 1.500 anos A.P., de acordo

com a reconstrução das temperaturas regionais e globais dos últimos 11.300 anos A.P.

- A composição florística registrada na turfeira a partir da profundidade de 14 cm tornou-se ainda mais restrita do que àquela identificada no nível de incêndio a 17 cm de profundidade, com idade de 1.500 anos A.P. Também indica que não houve recuperação da composição florística registrada no intervalo que antecedeu o incêndio.
- A persistência da composição florística ocorrida a partir do nível de incêndio registrado na turfeira, pode estar relacionada às restrições ambientais devidas ao decréscimo global de temperatura verificado desde então, como mostra a curva de temperatura da Antártida.
- A integração de dados obtidos em diferentes idades ^{14}C leva a inferir que os momentos climáticos incluídos nos estágios MIS 3, MIS 2 e MIS 1 na turfeira de Águas Claras, podem ser correlacionados com mudanças climáticas milenares evidenciadas na curva de temperatura da Antártida, a partir de perfis da razão de isótopos $^2\text{H}/^1\text{H}$ de alta resolução em testemunhos de gelo.
- A boa correlação entre os diferentes momentos climáticos da PCRS e variações da curva de temperatura da Antártica sugere que estas variações também se refletiram no Atlântico Sul no intervalo estudado.

RECOMENDAÇÕES DE FUTUROS TRABALHOS

A ratificação dos resultados aqui apresentados será atingida a partir da ampliação da área de amostragem em diferentes ambientes na PCRS, refinando as relações entre incêndios vegetacionais e a história climática no Holoceno, expandindo também, as relações com estágios isotópicos marinhos (MIS) estabelecidos globalmente para o Quaternário e especificamente para o Atlântico Sul.

REFERÊNCIAS

- Abu Hamad, A. M. B., Jasper, A., & Uhl, D. (2012). The record of Triassic charcoal and other evidence for palaeo-wildfires: Signal for atmospheric oxygen levels, taphonomic biases or lack of fuel?. *International Journal of Coal Geology*, 96, pp. 60- 71.
- Ávila, A. S. P., Leonhardt, A., & Diniz, D. (2020). Paleoenvironmental Reconstruction off Southern Brazil during a Glacial Period (66.5–47 kyr BP): Continental and Oceanic Environments. *Journal of Coastal Research*, 36(6), 1204-1214.
- Baker, S. J. (2022). Fossil evidence that increased wildfire activity occurs in tandem with periods of global warming in Earth's past. *Earth-Science Reviews*, 224, 103871.
- Baker, S. J., Hesselbo, S. P., Lenton, T. M., Duarte, L. V., & Belcher, C. M. (2017). Charcoal evidence that rising atmospheric oxygen terminated Early Jurassic ocean anoxia. *Nature Communications*, 8(1), 15018.
- Baptista, L. R. M., Lorscheitter, M. L., & Scherer, C. (2012). Floristic composition of a Subtropical bog, Eastern Plateau from southern Brazil. *Check List*, 8(2), 224-236.
- Barboza, E. G., Ayup-Zouain, R. N., Tomazelli, L. J., Rosa, M. L. C. C., & Ferreira, H. P. (2005). Paleocanal Pleistocênico na Barreira III entre o Chuí e o Balneário Hermenegildo–Rio Grande do Sul. In: *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*.
- Barboza, E. G., Rosa, M. L., Dillenburg, S. R., da Silva, A. B., & Tomazelli, L. J. (2014). Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, 70, 687-692.
- Barboza, E. G.; Medeanic, S.; Guerra-Sommer, M. & Cazzulo-Klepzig, M. (2003). Aplicação da palinologia como subsídio para o estudo estratigráfico da turfeira de Águas Claras, RS. In: *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 9, 2003. Anais, Recife, ABEQUA.
- Barth, O. M.; Barbosa, H. S. & Macieira, E. G. (1976). Morfologia do pólen anemófilo e alegizante no Brasil: VI. Gramineae, Palmae, Typhaceae, Cyperaceae, Cupressaceae e Combretaceae. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz*, 74:347–359.

- Bauermann, S. G. (2003). Análises palinológicas e evolução paleovegetacional e paleoambiental das turfeiras de Barrocas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Tese Doutorado*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 137p.
- Bauermann, S. G., Macedo, R. B., Behling, H., Pillar, V. D. P., & Neves, P. C. P. D. (2008). Dinâmicas vegetacionais, climáticas e do fogo com base em palinologia e análise multivariada no quaternário tardio do Sul do Brasil. *Revista brasileira de paleontologia*. Rio de Janeiro, RJ. Vol. 11, n. 2 (mai./ago. 2008), p. 87-96.
- Bauermann, S. G., Neves, P. C., Marques Toigo, M., & Ashraf, A. R. (2005). Evidences of Holocene transgression on Domingos Petrolí Swamp, southern coastal plain, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia*, 8(1), 98-103.
- Behling, H. (1998). Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2), 143-156.
- Behling, H., & Negrelle, R. R. (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., Pillar, V. D., & Bauermann, S. G. (2005). Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 133(3-4), 235-248.
- Behling, H., Pillar, V. D., Orlóci, L., & Bauermann, S. G. (2004). Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203(3-4), 277-297.
- Belcher, C. M., & Hudspeth, V. A. (2017). Changes to Cretaceous surface fire behaviour influenced the spread of the early angiosperms. *New Phytologist*, 213(3), 1521-1532.
- Belcher, C. M., Collinson, M. E., Sweet, A. R., Hildebrand, A. R., & Scott, A. C. (2003). Fireball passes and nothing burns—The role of thermal radiation in the

- Cretaceous-Tertiary event: Evidence from the charcoal record of North America. *Geology*, 31(12), 1061-1064.
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review*, 10, 297-317.
- Bice, K., Eil, A., Habib, B., Heijmans, P., Kopp, R., Nogues, J., ... & Whitworth, A. (2009). Black carbon: A review and policy recommendations. *Woodrow Wilson School of Public and International Affairs, Princeton University*.
- Bisiaux, M. M., Edwards, R., McConnell, J. R., Albert, M. R., Anshütz, H., Neumann, T., Isaksson, E., Penner, J. E. (2012b). Variability of black carbon deposition to the East Antarctic Plateau, 1800-2000 AD. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(8), 3799–3808.
- Bisiaux, M. M., Edwards, R., McConnell, J. R., Curran, M. A. J., Van Ommen, T. D., Smith, A. M., Meumann, T. A., Pasteris, D. R., Penner, J. E., Taylor, K. (2012a). Changes in black carbon deposition to Antarctica from two high-resolution ice core records, 1850-2000 AD. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(9), 4107–4115.
- Borromei, A. M., & Musotto, L. L. (2016). Vegetation and Climate in Southern South America during Marine Isotope Stage 3 (MIS 3): an Overview of Existing Terrestrial Pollen Records. *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP*, 279-298.
- Bremer, K., & Anderberg, A. A. (1994). Asteraceae: cladistics and classification. (*No Title*).
- Bueno, L., Dias, A. S., & Steele, J. (2013). The Late Pleistocene/Early Holocene archaeological record in Brazil: A geo-referenced database. *Quaternary International*, 301, 74-93.
- Buiron, D., Stenni, B., Chappellaz, J., Landais, A., Baumgartner, M., Bonazza, M., ... & Udisti, R. (2012). Regional imprints of millennial variability during the MIS 3 period around Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 48, 99-112.
- Bush, M. B. (2002). On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177(1-2), 5-17.
- Cai, Y. F., Zhang, H., Cao, C. Q., Zheng, Q. F., Jin, C. F., & Shen, S. Z. (2021). Wildfires and deforestation during the Permian–Triassic transition in the

- southern Junggar Basin, Northwest China. *Earth-Science Reviews*, 218, 103670.
- Callegaro, V. L. M. (1988). Diatomáceas da turfeira de Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul: taxonomia, aspectos ecológicos e subsídios à Paleolimnologia. *Tese Doutorado*. Porto Alegre: Curso de Pós-graduação em Geociências da UFRGS, 229p.
- Callegaro, V. L. M. (1995). Diatomáceas da Turfeira de Águas Claras, Rio Grande do Sul, Brasil: Gênero *Eunotia* Ehrenberg. *Revista Brasileira de Biologia*, v. 55, n. 3, p. 369-382.
- Campos, J. B., DeBlasis, P., Perin, E. B., Schneider, F., Ferrasso, S., Araújo, A. L. D., ... & Dagostim, S. A. P. (2023). Muita comida, pouca gente: perspectivas acerca dos sítios rasos do litoral norte do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Humanas*, 18, e20220077.
- Cardoso, D. S.; Mizusaki, A. M. P.; Guerra-Sommer, M.; Menegat, R.; Barili, R.; Jasper, A. & Uhl, D. (2018). Wildfires in the Triassic of Gondwana Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 82:193–206.
- Casey, K. A., Kaspari, S. D., Skiles, S. M., Kreutz, K., Handley, M. J. (2017). The spectral and chemical measurement of pollutants on snow near South Pole, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(12), 6592–6610.
- Charó, M. P. (2021). Quaternary Marine Mollusk Associations of the Last Interglacials in North Patagonia (Argentina): Paleoecology and Paleoclimates. In *Update on Malacology*. IntechOpen.
- Christopher, R. A. (1976). Morphology and taxonomic status of *Pseudoschizaea* Thiergart and Frantz ex R. Potonié emend. *Micropaleontology*, 143-150.
- Coe, A. (Ed.). (2022). Deciphering Earth's History: The Practice of Stratigraphy. *Geological Society*, of London.
- Cohen, A. D.; Spackman, W. & Raymond, R. (1987). Interpreting the characteristics of coal seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. In: A.C. Scott (ed.) *Coal and coal-bearing strata: recent advances*, London, Geological Society, p. 107–125. (Special Publication 32).
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J. X. (2013). The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes Journal of International Geoscience*, 36(3), 199-204.

- Collinson, M. E., Steart, D. C., Scott, A. C., Glasspool, I. J., & Hooker, J. J. (2007). Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary. *Journal of the Geological Society*, 164(1), 87-97.
- Copé, S. M. 2012. Diagnóstico arqueológico na LT 230KV – Se Viamão 3 – SE Restinga, Restinga, Porto Alegre 13, CEEE/ RS. Porto Alegre, Construtora PROCABLE Energia e Telecomunicações S/A & Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Relatório Técnico-Científico*.
- Cordeiro, S. H. (1991). Palinologia de sedimentos da lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil. *Master's Thesis*, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil. 2006. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Escala 1:750.000.
- Daniels, J. J., Roberts, R., & Vendl, M. (1995). Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. *Journal of Applied Geophysics*, 33(1-3), 195-207.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434), 218-220.
- Dantas, M. A. T., & Cozzuol, M. A. (2016). The Brazilian intertropical fauna from 60 to about 10 ka BP: taxonomy, dating, diet, and Paleoenvironments. *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP*, 207-226.
- Davies, G. M.; Gray, A.; Rein, G. & Legg, C. J. (2013). Peat consumption and carbon loss due to smoldering wildfire in a temperate peatland. *Forest Ecology and Management*, 308:169– 177.
- De Lafontaine, G.; Couillard, P. L. & Payette, S. (2011). Permineralization process promotes preservation of Holocene macrofossil charcoal in soils. *Journal of Quaternary Science*, 26:571–575.
- De Oliveira, M. A. T., Porsani, J. L., de Lima, G. L., Jeske-Pieruschka, V., & Behling, H. (2012). Upper Pleistocene to Holocene peatland evolution in Southern Brazilian highlands as depicted by radar stratigraphy, sedimentology and palynology. *Quaternary Research*, 77(3), 397-407.
- Dias, A. S., & da Silva, S. B. (2013). Seguindo o fluxo do tempo, trilhando o caminho das águas: territorialidade Guarani na região do Lago Guaíba. *Revista de Arqueologia*, 26(1), 58-70.

- Dias, A. S. (2003). Sistemas de assentamento e estilo tecnológico: uma proposta interpretativa para a ocupação pré-colonial do Alto Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul. Programa Interdepartamental de Pós-Graduação em Arqueologia, Universidade de São Paulo, *Ph.D. Thesis*, 401 p.
- Dietrich, D.; Lampke, T. & Rößler, R. (2013). A microstructure study on silicified wood from the Permian petrified forest of Chemnitz. *Paläontologische Zeitschrift*, 87:397–407.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C., Caron, F., Cancelli, R., Santos-Fischer, C. B., ... & do Nascimento Ritter, M. (2020). Sedimentary records of marine isotopic stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Marine Letters*, 40, 1099-1108.
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N., ... & Clerot, L. C. (2009). The holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, 53-91.
- EPICA Community Members. (2006). One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444(7116), 195-198.
- Erdtman, G. (1969). Handbook of palynology: morphology-taxonomy-ecology: an introduction to the study of pollen grains and spores. (*No Title*).
- Evangelista, H., & Pereira, E. B. (1994). Critical analysis in remote stations for atmospheric aerosol studies, (in Portuguese), *paper presented at Latin American Conference on Space and Atmospheric Sciences in Antarctic*, Braz. Antarct. Progr. (PROANTAR), Serra Negra, São Paulo, Brazil.
- Faegri, K. & Iversen, L. (1989). Textbook of pollen analysis. 4 ed. New York, Hafner Pub., 486p.
- Finkelstein, D. B., Pratt, L. M., Curtin, T. M., & Brassell, S. C. (2005). Wildfires and seasonal aridity recorded in Late Cretaceous strata from south-eastern Arizona, USA. *Sedimentology*, 52(3), 587-599.
- Fletcher, M. S., & Moreno, P. I. (2012). Vegetation, climate and fire regime changes in the Andean region of southern Chile (38 S) covaried with centennial-scale climate anomalies in the tropical Pacific over the last 1500 years. *Quaternary Science Reviews*, 46, 46-56.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Dias, M. A. F., & Dias, P. L. (2005). Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. *Estudos avançados*, 19, 167-185.

- Gadens-Marcon, G. T., Guerra-Sommer, M., Mendonça-Filho, J. G., de Oliveira Mendonça, J., de Araújo Carvalho, M., & Hartmann, L. A. (2014a). Holocene environmental climatic changes based on palynofacies and organic geochemical analyses from an inland pond at altitude in Southern Brazil. *American Journal of Climate Change*, 3(1), 95-117.
- Gadens-Marcon, G. T., Mendonca-Filho, J. G., Guerra-Sommer, M., Carvalho, M. A., Pires, E. F., & Hartmann, L. A. (2014b). Relation between the sedimentary organic record and the climatic oscillations in the Holocene attested by palynofacies and organic geochemical analyses from a pond of altitude in southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(3), 1077-1099.
- Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Deschamps, C., Francia, A., Beilinson, E., Soibelzon, L. H., & Tonni, E. P. (2016). Continental vertebrates during the marine isotope stage 3 (MIS 3) in Argentina. *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 ka BP-30 ka BP*, 227-247.
- Glasspool, I. J., & Scott, A. C. (2010). Phanerozoic concentrations of atmospheric oxygen reconstructed from sedimentary charcoal. *Nature Geoscience*, 3(9), 627-630.
- Glasspool, I. J., Scott, A. C., Waltham, D., Pronina, N. V., & Shao, L. (2015). The impact of fire on the Late Paleozoic Earth system. *Frontiers in Plant Science*, 6, 756.
- Goni, M. F. S., & Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2823-2827.
- González, C., Dupont, L. M., Mertens, K., & Wefer, G. (2008). Reconstructing marine productivity of the Cariaco Basin during marine isotope stages 3 and 4 using organic-walled dinoflagellate cysts. *Paleoceanography*, 23(3).
- Gottschalk, J., Skinner, L. C., & Waelbroeck, C. (2014). Hydrographic changes in the surface ocean of the sub-Antarctic Atlantic linked to atmospheric CO² variations over the last deglaciation and Marine Isotope Stage 3. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 10742).
- Grimm, E. C. (2011). Tilia version 1.7.16 (Computer Software). Illinois State Museum, Research and Collections Center, *Springfield, USA*.
- Gu, F., Zonneveld, K. A., Chiessi, C. M., Arz, H. W., Pätzold, J., & Behling, H. (2017). Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500

- years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 172, 55-71.
- Hadler, P., Dias, A. S., & Bauermann, S. G. (2013). Multidisciplinary studies of Southern Brazil Holocene: archaeological, palynological and paleontological data. *Quaternary International*, 305, 119-126.
- Heusser, C. J., & Heusser, L. E. (2006). Submillennial palynology and palaeoecology of the last glaciation at Taiquemo (~ 50,000 cal yr, MIS 2–4) in southern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 25(5-6), 446-454.
- Higuera, P. E.; Gavin, D. G.; Bartlein, P. J. & Hallett, D. J. (2010). Peak detection in sediment–charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *International Journal of Wildland Fire*, 19:996–1014.
- Hjort, C., Ingolfsson, O. & Björck, S. (1992). The last major deglaciation in the Antarctic Peninsula region- a review of recent Swedish Quaternary research. Recent Progress in Antarctic Earth Science. *Terra Scientific Publishing Company*, Tokyo, Japan, 741-743.
- Hodgson, D. A., Verleyen, E., Vyverman, W., Sabbe, K., Leng, M. J., Pickering, M. D., & Keely, B. J. (2009). A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31,366–33,228 cal yr BP). *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), 2689-2696.
- Howe, J. A., Harland, R., & Pudsey, C. J. (2002). Dinoflagellate cyst evidence for Quaternary palaeoceanographic change in the northern Scotia Sea, South Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 191(1-2), 55-69.
- ICCP. (2001). International Committee for Coal and Organic Petrology. The new inertinite classification (ICCP System 1994), *Fuel*, [S.1.], v. 80, p. 459-471.
- Iglesias, V.; Yospin, G.I. & Whitlock, C. (2015). Reconstruction of fire regimes through integrated paleoecological proxy data and ecological modeling. *Frontiers in Plant Science*, 5:1–12.
- Ingolfsson, Ó., Hjort, C., Björck, S., & Smith, R. L. (1992). Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Boreas*, 21(3), 209-222.
- Ivanov, D. A., Utescher, T., Ashraf, A. R., Mosbrugger, V., Bozukov, V., Djorgova, N., & Slavomirova, E. (2012). Late Miocene palaeoclimate and ecosystem

- dynamics in southwestern Bulgaria– a study based on pollen data from the Gotse-Delchev Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(2), 187-211.
- Jackson, S. T., Charman, D., Newman, L., & Kiefer, T. (2010). *Peatlands: Paleoenvironments and carbon dynamics*. Pages International Project Office.
- Jacobson, G. L., & Bradshaw, R. H. (1981). The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research*, 16(1), 80-96.
- Jacobus, A. L., & Rosa, A. O. (2013). Antigos habitantes do quadrante patruhense e os animais. *Pesquisas Antropologia*, 70, 241-254.
- James, N. P. & Dalrymple, R.W. (Eds.). (2010). Facies models. 4 ed. Geotext 6. St. John's (Canada), *Geological Association of Canada*, 317p.
- Joly, A. B. (2002). *Botânica: introdução à taxonomia vegetal*. 13 ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 777p.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., ... & Wolff, E. W. (2007). Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839), 793-796.
- Kaspari, S. D., Schwikowski, M., Gysel, M., Flanner, M. G., Kang, S., Hou, S., Mayewski, P. A. (2011). Recent increase in black carbon concentrations from a Mt. Everest ice core spanning 1860-2000 AD. *Geophysical Research Letters*, 38(4), 11– 16.
- Kaspari, S., Painter, T. H., Gysel, M., Skiles, S. M., Schwikowski, M. (2014). Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(15), 8089–8103.
- Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Davis, B., Heiri, O., ... & Zhilich, S. (2020). A global database of Holocene paleotemperature records. *Scientific Data*, 7(1), 115.
- Kitoh, A. & Murakami, S. (2002). Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography*, 17(3), 19-1.
- Kukla, G. (2003). Continental records of MIS 11. Washington DC *American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 137, 207-211.
- Leal, M. G. & Lorscheitter, M. L. (2007). Plant succession in a forest on the Lower Northeast Slope of Serra Geral, Rio Grande do Sul, and Holocene palaeoenvironments, Southern Brazil. *Acta Botanica Brasilica*, 21, 1-10.

- Leandro, C. G., Barboza, E. G., Caron, F., & de Jesus, F. A. (2019). GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 162, 1-12.
- Leonel, M. (2000). O uso do fogo: o manejo indígena ea piromania da monocultura. *Estudos Avançados*, v. 14, n. 40, p. 231-250.
- Leonhardt, A. & Lorscheitter, M. L. (2010). The last 25,000 years in the Eastern Plateau of Southern Brazil according to Alpes de São Francisco record. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 454-463.
- Lima, L. G. D., Dillenburg, S. R., Buchmann, F. S. D. C., & Parise, C. K. (2020). O significado paleogeográfico das turfeiras costeiras do Rio Grande do Sul. *Revista Geociências*. Rio Claro, SP: UNESP. Vol. 39, n. 2, p. 393-410.
- Llano, C., de Porrás, M. E., Barberena, R., Timpson, A., Beltrame, M. O., & Marsh, E. J. (2020). Human resilience to Holocene climate changes inferred from rodent middens in drylands of northwestern Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 557, 109894.
- Lopes, R. P., Scherer, C. S., Pereira, J. C., & Dillenburg, S. R. (2023). Paleoenvironmental changes in the Brazilian Pampa based on carbon and oxygen stable isotope analysis of Pleistocene camelid tooth enamel. *Journal of Quaternary Science*, 38(5), 702-718.
- Lorscheitter, M. L. & Dillenburg, S. R. (1998). Holocene palaeoenvironments of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil, reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments. *Quaternary of South America and Antarctica Peninsula*, 11(1), 73-97.
- Lorscheitter, M. L. & Romero, E. J. (1985). Palynology of Quaternary sediments of the core T15, Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 3(1), 55-92.
- Lorscheitter, M. L. (1992). Pollen registers of the South and Southeast regions of Brazil during the last 40,000 years. *Paleoclimatic Changes and the Carbon Cycle*, 55-61.
- Lorscheitter, M. L. (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.

- Lowell, T. V.; Heusser, C. J.; Andersen, B. G.; Moreno, P. I.; Hauser, A.; Heusser, L. E.; Schlüchter, C.; Marchant, D. R. & Denton, G. H. (1995). Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science*, 269:1541–1549.
- Lu, M., Lu, Y., Ikejiri, T., Hogancamp, N., Sun, Y., Wu, Q., ... & Pashin, J. (2019). Geochemical evidence of first forestation in the southernmost Euramerica from Upper Devonian (Famennian) black shales. *Scientific Reports*, 9(1), 7581.
- Maack, R. (1947). Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia, Rio de Janeiro*, 2, 65-154.
- Macedo, R. B., Cancelli, R. R., Bauermann, S. G., Bordignon, S. D. L., & Neves, P. D. (2007). Palinologia de níveis do Holoceno da Planície Costeira do Rio grande do Sul (localidade de Passinhos), Brasil. *Gaea*, 3(2), 68-74.
- Macedo, R. B., de Souza, P. A., & Bauermann, S. G. (2009). Catálogo de pólen, esporos e demais palinóforos em sedimentos holocênicos de Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia, Série Botânica.*, 64(2), 43-78.
- Maldonado, J. (2003). Elemental carbon as atmospheric tracer in the axis Rio – São Paulo, (in Portuguese), *M.S. thesis*, Inst. of Biol. “Roberto Alcântara Gomes,” State Univ. of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil.
- Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., & Mix, A. C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124), 1198-1201.
- Marlon, J. R., Kelly, R., Daniu, A. L., Vannièrè, B., Power, M. J., Bartlein, P., ... & Zhihai, T. (2016). Reconstructions of biomass burning from sediment-charcoal records to improve data–model comparisons. *Biogeosciences*, 13(11), 3225-3244.
- Marshall, N., Zeeden, C., Hilgen, F., & Krijgsman, W. (2017). Milankovitch cycles in an equatorial delta from the Miocene of Borneo. *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 229-240.
- Marynowski, L., & Filipiak, P. (2007). Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, 144(3), 569-595.

- Masetto, E., & Lorscheitter, M. L. (2019). Vegetation dynamics during the last 7500 years on the extreme southern Brazilian coastal plain. *Quaternary International*, 524, 48-56.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., ... & Vaikmae, R. (2000). Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research*, 54(3), 348-358.
- Mäusbacher, R., Müller, J., & Schmidt, R. (1989). Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 219-234.
- Mays, C., & McLoughlin, S. (2022). End-Permian burnout: The role of Permian–Triassic wildfires in extinction, carbon cycling, and environmental change in eastern Gondwana. *Palaios*, 37(6), 292-317.
- McConnell, J. R., Edwards, R., Kok, G. L., Flanner, M. G., Zender, C. S., Saltzman, E. S., ... & Kahl, J. D. (2007). 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing. *Science*, 317(5843), 1381-1384.
- Medeanic, S. & Silva, M. B. (2010). Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene Peat, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 84, n. 3, p. 248-257.
- Medeanic, S. (2006). The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia, Série Botânica*, 61(1/2), 49-62.
- Medeanic, S., Jankovska, V., & Dillenburg, S. R. (2003). The implication of green algae [Chlorophyta] for palaeoecological reconstruction of the Holocene lagoon system in the Tramandai Lagoon Region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Acta Palaeobotânica*, 43(1), 113-123.
- Menéndez, G. G. H. (1962). Estudio de las Anthocerotales y Marchantiales de la Argentina. Tucumán: Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Miguel Lillo. 325p.
- Miall, A. D. (1992). Alluvial deposits. In: R.G. Walker & N.P James (eds.) Facies Models. Response to Sea Level Change, *Geological Association of Canada*, 119-142.
- Miall, A. D. (2016). *Stratigraphy: a modern synthesis*. New York, Springer, 454p.
- Mondin, C. A. (2004). Two new species of *Smallanthus* (Asteraceae: Heliantheae) from Brazil. *Compositae Newsletter*, 41:1–8.

- Mosimann, J. E. (1965). Statistical methods for the pollen analyst: multinomial and negative multinomial techniques. *Handbook of Paleontological Techniques*, 636-673.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., & Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420(6912), 162-165.
- Museu da UFRGS. (2013-2014). 12.000 anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul. *Catálogo organizado e editado pelo Museu da UFRGS/PROEXT*. Textos de Silvia Moehlecke Copé, James Macedo Barreto e Mariane Moreira da Silva. Ilustrações de Ana Luiza Koehler e fotografias de Rafael do Canto. Identidade visual de Adriana Tazima. 116p.
- Nabbefeld, B., Grice, K., Summons, R. E., Hays, L. E., & Cao, C. (2010). Significance of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Permian/Triassic boundary sections. *Applied Geochemistry*, 25(9), 1374-1382.
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science Reviews*, 66(3-4), 261-330.
- Neves, P. C. P. (1998). Palinologia de sedimentos quaternários no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil: Guaíba e Capão do Leão. Porto Alegre, *Tese de Doutorado*, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 513p.
- Neves, P. D., & Lorscheitter, M. L. (1995). Upper Quaternary palaeoenvironments in the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9(1), 43-72.
- Neves, P. D., & Lorscheitter, M. L. (1996). Feições de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, planície costeira norte, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas técnicas II*, 9(1), 28-38.
- Oliveira, P. (2005). Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. *Quaternário do Brasil*, 52-74.
- Oris, F., Ali, A. A., Asselin, H., Paradis, L., Bergeron, Y., & Finsinger, W. (2014). Charcoal dispersion and deposition in boreal lakes from 3 years of monitoring: Differences between local and regional fires. *Geophysical Research Letters*, 41(19), 6743-6752.

- Osmont, D., Sigl, M., Eichler, A., Jenk, T. M., & Schwikowski, M. (2019). A Holocene black carbon ice-core record of biomass burning in the Amazon Basin from Illimani, Bolivia. *Climate of the Past*, 15(2), 579-592.
- Osterrieth, M., Alvarez, M. F., Fernández Honaine, M., & Erra, G. (2016). Silicophytolith studies in South America and Argentina: scope and limitations for paleoenvironmental reconstruction of the marine isotope stage 3 (MIS3). *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP*, 321-352.
- Paisani, J. C., Pontelli, M. E., Osterrieth, M. L., Paisani, S. D. L., Fachin, A., Guerra, S., & Oliveira, L. (2014). Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau—record of continental environmental conditions in Southern Brazil at the end of MIS 3. *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 57-70.
- Pearsall, D. M. (2000). *Paleoethnobotany: A handbook of procedures*. 2 edition. San Diego: Academic Press, 700 p.
- Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32:111–149.
- Pereira, E. B., Evangelista, H., Pereira, K. C. D., Cavalcanti, I. F. A. and Setzer, A. W. (2006) 'Apportionment of black carbon in the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula.' *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(3) pp. 1–14.
- Perondi, C., Rosa, K. K., Vieira, R., & Petsch, C. (2022). Uma revisão sobre os registros paleoclimáticos das mudanças glaciais no Holoceno na Ilha Rei George (62° 12'0" S-58° 30'0" W). *Para Onde!?*,16(1), 51-77.
- Pillar V. D. & Quadros F. L. F. 1997. Grassland-forest boundaries in southern Brazil. *Coenoses*,12:119–26.
- Pisaric, M. F. (2017). Paleoclimatology. In: *International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology*, 1-11.
- Prentice, I. C. (1985). Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research*, 23(1), 76-86.
- Rabassa, J. & Clapperton, C.M. (1990). Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9:153–174.

- Radaeski, J. N. & Bauermann, S. G. (2018). Poaceae pollen grains from southern Brazilian grasslands: pollen grain size in species from dry and humid environments. *Neotropical Biology and Conservation*, 13:111–123.
- Radaeski, J. N.; Bauermann, S. G. & Pereira, A. B. (2016). Poaceae pollen from Southern Brazil: distinguishing grasslands (campos) from forests by analyzing a diverse range of Poaceae species. *Frontiers in plant science*, 7:1833.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- Ribeiro, V., Sommer, M. G., Menegat, R., Kuhn, L. A., Simões, J. C., Braga, R. B., ... & Silva, W. G. D. (2020). Fire events and vegetation dynamics during the late Pleistocene-Meghalayan interval in the southernmost Brazilian coastal plain. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 23(4), 234-250.
- Rogge, J. H., & Schmitz, P. I. (2010). Projeto Arroio do Sal: a ocupação indígena pré-histórica no litoral norte do RS. *Pesquisas-Antropologia*, 68, 167-225.
- Rosa, A. & Jacobus, A. (2010). Registro de mamíferos em sítios arqueológicos do Rio Grande do Sul, Brasil. In: A.M. Ribeiro., S. Bauermann & C. Scherer (eds.) *Quaternário do Rio Grande do Sul*, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 233–242.
- Rosa, A. (2010). Análise zooarqueológica do sítio Garivaldino (RSTQ-58), município de Montenegro, RS. *Pesquisas-Antropologia*, 67:133–172.
- Rosa, A. O. (2009). Análise zooarqueológica do sítio Garivaldino (RS-TQ-58), município de Montenegro, RS. *Pesquisas-Antropologia*, 67, 133-172.
- Roth, L. (1990). Palinologia de uma turfeira de região de Aparados da Serra, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre. *Master Dissertation*, Curso de Pós-graduação em Botânica, Instituto de Biociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 223p.
- Roth, L., Lorscheitter, M. L., & Masetto, E. (2021). Paleoenvironments of the last 24,000 years on the extreme northern Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Quaternary International*, 571, 117-126.
- Rydin, H., Gunnarsson, U., & Sundberg, S. (2006). The role of Sphagnum in peatland development and persistence. *Boreal Peatland Ecosystems*, 47-65.

- Salvaterra, A. D. S., Santos, R. F. D., Salaroli, A. B., Figueira, R. C. L., & Mahiques, M. M. D. (2017). Evidence of an Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast. *Brazilian Journal of Geology*, 47, 693-702.
- Scheel-Ybert, R. S.; Caromano, C. F.; Cascon, L. M.; Bianchini, G. F. & Beauclair, M. (2010). Estudos de paleoetnobotânica, paleoambiente e paisagem na Amazônia Central e o exemplo do sudeste-sul do Brasil. In: E. Pereira & V. Guapindaia (eds.) *Arqueologia Amazônica*, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 909–935.
- Schwarz, J. P., Gao, R. S., Fahey, D. W., Thomson, D. S., Watts, L. A., Wilson, J. C., ... & Aikin, K. C. (2006). Single-particle measurements of midlatitude black carbon and light-scattering aerosols from the boundary layer to the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D16).
- Scott, A. C. (2000). The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164(1-4), 281-329.
- Scott, A. C. (2010). Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(1-2), 11-39.
- Scott, A. C., & Glasspool, I. J. (2007). Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology*, 70(1-3), 53-66.
- Scott, A.C. & Collinson, M.E. (2003). Non-destructive multiple approaches to interpret the preservation of plant fossils: implications for calcium-rich permineralizations. *Journal of the Geological Society*, 160:857–862.
- Scott, L. (1992). Environmental implications and origin of microscopic Pseudoschizaea Thiergart and Frantz Ex R. Potonié emend. in sediments. *Journal of Biogeography*, 19, 349-354.
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1801-1816.
- Shen, W., Sun, Y., Lin, Y., Liu, D., & Chai, P. (2011). Evidence for wildfire in the Meishan section and implications for Permian–Triassic events. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(7), 1992-2006.

- Shu, Z., Huang, C., Min, K., Long, C., Liu, L., Tan, J., ... & Jiang, G. (2023). Analysis of black carbon in environmental and biological media: Recent progresses and challenges. *TrAC Trends in Analytical Chemistry*, 117347.
- Silva, W. G., Zeffass, G. S., Souza, P. A., & Helenes, J. (2015). Biochronostratigraphy and paleoenvironment analysis of Neogene deposits from the Pelotas Basin (well 2-TG-96-RS), Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 87(3), 1565-1582.
- Silveira, J. D. (1964). Morfologia do litoral. In: A. de Azevedo. *Brasil, a terra e o homem*. São Paulo: 253-305.
- Stevaux, R. & Dillenburg, S. R. (2011). Propriedades sedimentológicas e mineralógicas das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul: uma análise preliminar. In: Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário: III Encontro do Quaternário Sul-Americano, 213-217.
- Sugita, S. (1993). A model of pollen source area for an entire lake surface. *Quaternary Research*, 39(2), 239-244.
- Sugita, S. (1994). Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology*, 82, 881-897.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (1996). Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3), 373-382.
- Tonni, E. P., Carbonari, J. E., & Huarte, R. (2010). Marine sediments attributed to marine isotope stage 3 in the southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Current Research in the Pleistocene*, 27, 154-156.
- Torgan, L. C., Barreda, K. D. A., & Fortes, D. F. (2001). Catálogo das algas Chlorophyta de águas continentais e marinhas do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Iheringia, Série Botânica*, 56, 147-183.
- Tzedakis, P. C., Wolff, E. W., Skinner, L. C., Brovkin, V., Hodell, D. A., McManus, J. F., & Raynaud, D. (2012). Can we predict the duration of an interglacial?. *Climate of the Past*, 8(5), 1473-1485.
- Ubilla, M., Corona, A., Rinderknecht, A., Perea, D., & Verde, M. (2016). Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and continental beds from northern Uruguay (Sopas Formation): paleontology, chronology, and climate. *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP*, 183-205.

- Uhl, D. & Montenari, M. (2011). Charcoal as evidence of palaeo- wildfires in the Late Triassic of SW Germany. *Geological Journal*, 46:34–41.
- Uhl, D., Lausberg, S., Noll, R., & Stapf, K. R. G. (2004). Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe—an overview of the Rotliegend (Upper Carboniferous–Lower Permian) of the Saar–Nahe Basin (SW-Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 207(1-2), 23-35.
- Villwock, J. A., Dehnhardt, E. A., Loss, E. L., Tomazelli, L. J., & Koppe, J. C. (1984). Mapa Geológico, folhas Rancho Velho e Cidreira. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, CECO, 1(100.000).
- Villwock, J.A.; Tomazelli, L.J.; Loss, E.L.; Dehnhardt, E.A.; Horn, P.N.O.; 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.
- Wagner, G. P. (2009). Sambaquis da barreira da Itapeva: uma perspectiva geoarqueológica. Porto Alegre. *Tese Doutorado*, Curso de Pós-Graduação em História, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, 241p.
- Wagner, G. P. (2022). O Povoamento da Costa Atlântica Brasileira, uma Abordagem Geoarqueológica para a Transição entre Holoceno Inicial e Médio. *Tessituras: Revista de Antropologia e Arqueologia*, 10(1), 73-111.
- Walker, M., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., ... & Weiss, H. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes Journal of International Geoscience*, 41(4), 213-223.
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 1-14.
- Walker, R. G. (2006). Introduction. In: *Facies Models Revisited*, Special Publications SEPM, 84, 1-17.
- Walsh, J., Widiasih, E., Hahn, J., & McGehee, R. (2016). Periodic orbits for a discontinuous vector field arising from a conceptual model of glacial cycles. *Nonlinearity*, 29(6), 1843- 1964.

- Wang, Y., Brandt, M., Zhao, M., Xing, K., Wang, L., Tong, X., ... & Fensholt, R. (2020). Do afforestation projects increase core forests? Evidence from the Chinese Loess Plateau. *Ecological Indicators*, 117, 106558.
- Wang, Y., Yang, X., Wang, Y., Wang, Q., & Edwards, R. L. (2023). The structure of marine isotope Stage 11 and its alignment with the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 609, 111311.
- Wang, Z., Liu, B., & Zhang, Y. (2009). Soil moisture of different vegetation types on the Loess Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, 19, 707-718.
- Werneck, P. B., & Lorscheitter, M. L. (2001). Paleoambientes dos últimos milênios na zona da mata do Faxinal, Torres, Rio Grande do Sul, Brasil, através de um estudo de sucessão vegetal. In: *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 8(2001), 405-406.
- Weschenfelder, J., Medeanic, S., Corrêa, I. C., & Aliotta, S. (2008). Holocene paleoinlet of the Bojuru region, Lagoa dos Patos, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 24 (1), 99-109.
- Wetzel, R. G. (1975). *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Academic Press. 743p.
- Williams, P. W., King, D. N. T., Zhao, J. X., & Collerson, K. D. (2004). Speleothem master chronologies: combined Holocene 18O and 13C records from the North Island of New Zealand and their palaeoenvironmental interpretation. *The Holocene*, 14(2), 194-208.
- Ybert, J. P., Salgado-Labouriau, M. L., Barth, O. M., Lorscheitter, M. L., de Barros, M. A., de Miranda Chaves, S. A., ... & Vicentini, K. F. (1992). Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico da Universidade de São Paulo*, 13(2), 47-49.
- Zárate, M., Mehl, A., & Tripaldi, A. (2016). The Continental Record of Marine Isotope Stage 3 (MIS 3; ~ 60–25 ka) in Central Argentina: Evidence from Fluvial and Aeolian Sequences. *Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP*, 167-181.



Turfeira de Águas Claras, Viamão-RS. Foto: Veridiana Ribeiro, 2024

ANEXOS

ANEXO A- RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2017)

Resumo publicado no Boletim de Resumos da Reunião Regional PALEO-RS, Rio Grande, 2017

Incêndios vegetacionais na Planície Costeira do Rio Grande do Sul: tendências/ flutuações climáticas no Quaternário

PALEO RS 2017
BOLETIM DE RESUMOS



EDITORES

.....
HEITOR FRANCISCHINI
GIOVANA PEDROL DE FREITAS
EMMANUELLE FONTOURA MACHADO
DÉBORA DINIZ

RIO GRANDE - 2017

REUNIÃO REGIONAL PALEO RS 2017

BOLETIM DE RESUMOS

EDITORES: Heitor Francischini, Giovana P. Freitas, Emmanuelle F. Machado e Débora Diniz

REALIZAÇÃO: Laboratório de Geologia e Paleontologia, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande

CONTATO: inscricoespaleors2017@gmail.com e resumospaleors2017@gmail.com

SITE: <https://paleors2017.wixsite.com/paleors2017>

SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA (Gestão 2017-2019)

Presidente: Renato Pirani Ghilardi (UNESP)

Vice-Presidente: Annie Schmaltz Hsiou (USP)

1ª Secretária: Taissa Rodrigues Marques da Silva (UFES)

2º Secretário: Rodrigo Miloni Santucci (UnB)

1º Tesoureiro: Marcos César Bissaro Júnior (USP)

2º Tesoureiro: Átila Augusto Stock da Rosa (UFESM)

Diretor de Publicações: Sandro Marcelo Scheffler (Museu Nacional)



INCÊNDIOS VEGETACIONAIS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL: TENDÊNCIAS/ FLUTUAÇÕES CLIMÁTICAS NO QUATERNÁRIO

V. RIBEIRO¹, M. GUERRA-SOMMER¹, J. C. SIMÕES¹, R. B. BRAGA², G. T. GADENS-MARCON³

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia- Setor Paleobotânica e Centro Polar e Climático da UFRGS; ²Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Instituto do Meio Ambiente e Recursos Naturais PUCRS; ³Universidade Estadual do Rio Grande Do Sul
very.ribeiro@yahoo.com.br

O objetivo desse estudo foi relacionar o registro de carvão vegetal macroscópico (*charcoal*) em testemunho de sondagem na turfeira de Águas Claras, município de Viamão, Estado do Rio Grande do Sul, com a ocorrência de incêndios na planície costeira no Quaternário no sul do Brasil, tentando estabelecer causas de caráter climático. O estudo baseou-se na coleta de um testemunho de sondagem de 2,30m de comprimento e 75mm de diâmetro. Foram utilizados estudos integrados, relacionados a análises sedimentológicas e estratigráficas, microscopia ótica e eletrônica, e datações radiocarbônicas. As análises dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico foram previamente realizadas em estereomicroscópio e confirmadas em microscopia eletrônica de varredura (MEV), permitindo caracterizar picos de incêndios de superfície, respectivamente no Pleistoceno superior (aproximadamente 25400 anos AP) em sedimentação lagunar em nível de mar alto e no Holoceno superior (1590-1515 cal anos AP) na turfeira sobrejacente. O pico de incêndio pleistocênico pode estar relacionado à vigência de um clima frio e seco no Hemisfério Sul durante a glaciação Wisconsiana que atingiu mais severamente todo o Hemisfério Norte, sendo que os parâmetros anatômicos dos fragmentos (pequenas dimensões do carvão vegetal macroscópico e homogeneização parcial das paredes celulares) indicaram a vigência de incêndios de superfície, de caráter regional, porém de baixa intensidade que se propagaram rapidamente e se extinguíram em intervalos curtos de tempo. O pico de incêndio holocênico ocorreu durante o período que inicia o Ótimo Climático Romano e o aumento expressivo das dimensões e concentração dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico associado à homogeneização parcial das paredes celulares ratifica a ocorrência de incêndios em baixa temperatura ocorrentes na área da turfeira, caracterizando eventos de características locais. O controle climático desse evento pode estar relacionado a evidências da ocorrência do fenômeno El Niño Oscilação-Sul caracterizados por resfriamento polar, aridez nas faixas tropicais/temperadas e importantes modificações na circulação atmosférica. As evidências confirmam que o fogo foi um agente sistêmico nos processos que atuaram na planície costeira do sul do Brasil durante o Quaternário. [CNPq- Projeto: 465680/2014-3 - Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera]

ANEXO B- RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2018)

Resumo publicado nos Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 2018 (ISBN: 978-85-99198-20-9)

Relationship between vegetational fire, climate evolution and vegetation patterns in the Quaternary of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil

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.

ANEXO C- RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2018)

Resumo publicado nos Anais da 2ª Semana Acadêmica dos Pós-Graduandos do Instituto de Geociências (SAPIGEO), Porto Alegre, 2018

Incêndios vegetacionais de grandes proporções na planície costeira do Rio Grande do Sul: o fogo como resultado de flutuações climáticas no Quaternário



II SAPIGEO
SEMANA ACADÊMICA DOS PÓS-GRADUANDOS
DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFRGS

CONSTRUINDO UMA CULTURA DE DIÁLOGO

ANAIS DA
2ª SEMANA ACADÊMICA DOS PÓS-GRADUANDOS DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (SAPIGEO):

“Construindo uma Cultura de Diálogo”

Organizadores

Flavia Alves Tavares (mestranda/PPGGEO)
Antônia dos Reis S. Evangelista (doutoranda/PÓSGEA)
Aurélio Fagundes Silva (doutorando/PPGGEO)
Edgar do Amaral Santos (mestrando/PPGGEO)
Guilherme Madrid Pereira (mestrando/PPGGEO)
João Pacífico Silveira Luiz Machado (doutorando/PPGGEO)
Karinne Wendy Santos de Menezes (doutoranda/PÓSGEA)
Larissa Lanes Tononi (mestranda/PPGGEO)
Lauro Roberto de Jesus Rosa (mestrando/PPGGEO)
Leonardo Palombini (doutorando/PÓSGEA)
Maiara Bettinelli (mestranda/PPGGEO)
Manuella Yebra de Lima e Silva (mestranda/PPGGEO)
Matheus Ariel Battisti (mestrando/PPGGEO)
Narla Stutz (mestranda/PPGGEO)
Stephanie Carvalho da Silva (mestranda/PPGGEO)

Realização

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
Instituto de Geociências (IGEO/UFRGS)
Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO/UFRGS)
Programa de Pós-Graduação em Geografia (PÓSGEA/UFRGS)

Apoio

American Association of Petroleum Geologists - Pampa Student Chapter
Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RS/SC
Petra Jr. Consultoria, Assessoria e Soluções em Geologia - UFRGS
Conselho Regional de Engenharia e Agronomia do Rio Grande do Sul

INCÊNDIOS VEGETACIONAIS DE GRANDES PROPORÇÕES NA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL: O FOGO COMO RESULTADO DE FLUTUAÇÕES CLIMÁTICAS NO QUATERNÁRIO

Ribeiro, V.¹; Guerra-Sommer, M.¹; Simões, J. C.¹; Menegat, R.¹; Braga, R. B.²; Gadens-Marcon, G. T.³.

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências - Programa de Pós-Graduação em Geografia e Programa de Pós-Graduação em Geociências; ²Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Instituto do Meio Ambiente e Recursos Naturais PUCRS; ³Universidade Estadual do Rio Grande do Sul.

RESUMO: O objetivo desse estudo foi relacionar o registro de carvão vegetal macroscópico (charcoal) em testemunho de sondagem na turfeira de Águas Claras, município de Viamão, Estado do Rio Grande do Sul, com a ocorrência de incêndios na planície costeira no Quaternário no sul do Brasil, tentando estabelecer causas de caráter climático para esses eventos. O estudo baseou-se na coleta de um testemunho de sondagem de 2,30m de comprimento e 75 mm de diâmetro. O ponto de coleta foi definido a partir de informações obtidas pela técnica de Radar de Penetração no Solo (GPR), que possibilitou a identificação de uma maior espessura do pacote de turfa. Foram utilizados estudos integrados, relacionados a análises sedimentológicas e estratigráficas, em microscopia ótica e eletrônica, e datações radiocarbônicas. Com base nos resultados obtidos na análise do teor de matéria orgânica foram definidas quatro unidades sedimentares para o perfil estudado: fácies F1- nível mais inferior, constituído de areia sem conteúdo orgânico (2,30 a 1,19cm), fácies F2- de coloração escura, teores de matéria orgânica entre 4,87 e 13,95%, porém com matriz arenosa (1,18 a 35cm), fácies F3-turfa (34 a 11cm) e fácies F4-nível de solo atual (10 a 0cm). A análise dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico foi efetuada em material identificável a vista desarmada, com dimensão mínima de 1mm. Essas análises foram previamente realizadas em estereomicroscópio e confirmadas em microscopia eletrônica de varredura (MEV), permitindo caracterizar picos de incêndios de superfície, respectivamente no Pleistoceno superior (aproximadamente 25400 anos AP) em sedimentos de origem lagunar depositados em nível de mar alto (Sistema Depositional Laguna/Barreira III) e no Holoceno superior (1590-1515 cal anos AP) na turfeira sobrejacente (Sistema Depositional Laguna/Barreira IV). O pico de incêndio pleistocênico pode estar relacionado à vigência de um clima frio e seco no Hemisfério Sul durante a glaciação Wisconsiniana que atingiu mais severamente todo o Hemisfério Norte, sendo que os parâmetros anatômicos dos fragmentos (pequenas dimensões do carvão vegetal macroscópico e homogeneização parcial das paredes celulares) indicaram a vigência de incêndios de superfície, de caráter regional, porém de baixa intensidade que se propagaram rapidamente e se extinguíram em intervalos curtos de tempo. O pico de incêndio holocênico ocorreu durante o período que inicia o Ótimo Climático Medieval e o aumento expressivo das dimensões e concentração dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico associado à homogeneização parcial das paredes celulares ratifica a ocorrência de incêndios em baixa temperatura ocorrentes na área da turfeira, caracterizando eventos de características locais. O controle climático desse evento pode estar relacionado a evidências da ocorrência do fenômeno El Niño Oscilação-Sul caracterizado por resfriamento polar, aridez nas faixas tropicais/temperadas e importantes modificações na circulação atmosférica. A continuidade da pesquisa visa estabelecer possibilidades de correlação entre os resultados obtidos no Holoceno na área de Águas Claras com a ocorrência de incêndios vegetacionais na Estação Ecológica do Taim (ESEC-Taim) no mesmo intervalo de tempo, enriquecendo as informações relacionadas a tendências climáticas, flutuações climáticas e reflexo na dinâmica dos diferentes ecossistemas que compõe a Planície Costeira do Rio Grande do Sul no Quaternário tardio.

PALAVRAS-CHAVE: INCÊNDIOS; QUATERNÁRIO; PALEOCLIMA.

ANEXO D- RESUMO PUBLICADO EM EVENTO (2023)

Resumo publicado nos Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia, São Leopoldo, 2023

Fire dynamic in the southernmost brazilian coastal plain during the late Pleistocene- Holocene interval

XVI Simpósio Brasileiro de Paleobotânica e Palinologia

“Ciência e perspectiva climática”

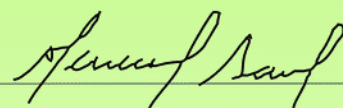
17 a 20 de outubro de 2023

São Leopoldo - RS

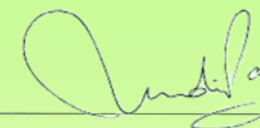
CERTIFICADO

Certificamos que **Veridiana Ribeiro**, participou com o trabalho **FIRE DYNAMIC IN THE SOUTHERNMOST BRAZILIAN COASTAL PLAIN DURING THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE INTERVAL** na categoria de Apresentação oral no **XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA**.

São Leopoldo, 22 de novembro de 2023



Alessandra Santos
Presidenta do XVI SBPP



Mercedes Di Pasquo
Presidenta da ALPP

Promoção



Asociación
Latinoamericana
de Paleobotánica
y Palinología

Organização



UFRGS
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL



Universidade de São Paulo

Apoio



GEOPARQUE
CAMINHOS DOS
CANYONS DO SUL



Patrocínio - Cota Ouro



Apoio Especial



FIRE DYNAMIC IN THE SOUTHERNMOST BRAZILIAN COASTAL PLAIN DURING THE LATE PLEISTOCENE- HOLOCENE INTERVAL

Veridiana Ribeiro¹, Margot G. Sommer², Jefferson C. Simões¹, Rualdo Menegat², Gabrielli T. G. Marcon³

¹ *Centro Polar e Climático da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brasil.
Email: very.rbp@gmail.com*

² *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brasil.*

³ *Programa de Pós-graduação em Educação da Universidade Estadual do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brasil.*

The study analyses the correspondence between charcoal concentrations and changes in the palynological composition in a core from Águas Claras peatland at the coastal plain of southernmost Brazil (Rio Grande do Sul State). Fires occurred from the late Pleistocene to the late Holocene, as proven by the presence of sedimentary charcoal in distinct coastal lagoon and peatland environments, along a time span of around 38,900 kyrs BP. However, the background charcoal concentration in the lagoon paleoenvironment represented by a great concentration of very small burned fragments detected at the late Pleistocene (25,400 kyrs BP interpolated age) cannot be considered as a charcoal peak and the accumulation process was controlled by low density influx from source areas to the lagoon deposition and burial. The palynology indicated the dominance of grassland (Poaceae, Asteraceae and Apiaceae) in relation to arbustive and arboreal plants (Myrtaceae, Ericaceae, Arecaceae, Mimosoideae) during the late Pleistocene glacial interval which persisted until the Holocene. Autochthonous aquatic elements are very rare (*Botryococcus*, *Spirogyra*, *Zignema*, *Pseudoschizaea*) and pointed to freshwater conditions and a reduced capacity to sustain high algal biomass. The vegetation dynamics changed in the peatland area with the increase of pteridophytes (*Blechnum*, *Anogramma*, *Marattia* and *Polypodiaceae*) and bryophytes (*Sphagnum* and *Phaeoceros*). The pronounced charcoal peak that was detected in the topmost level of the peatland (1,590 to 1,515 cal kyrs BP) is characterized by the high density of bigger and well preserved macro-charcoal. Correlation of the fire event with palynological data points to a sharp decline in pteridophyte and bryophyte spores and provides evidence of extreme conditions of water restriction in the peatland area. The charcoal peak was contemporaneous with increased fluctuations of atmosphere/ocean interactions corresponding to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) which occurred around 1,500 - 1,600 kyrs BP. [INCT da Criosfera/CPC-UFRGS; CNPq 304856/2019-3].