UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 662

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA VEGETAÇÃO COSTEIRA NA FOZ DOS RIOS SANTA MARIA DA VITÓRIA E JUCU DURANTE O HOLOCENO MÉDIO E TARDIO, ESTADO DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL

Dissertação apresentada por:

NISYA ROBELLY CARDOSO PANTOJA
Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFES)

BELÉM-PARÁ
2025

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

P198r Pantoja, Nisya Robelly Cardoso.

Reconstituição paleoambiental da vegetação costeira na foz dos rios Santa Maria da Vitória e Jucu durante o Holoceno médio e tardio, Estado do Espírito Santo, Brasil. /Nisya Robelly Cardoso Pantoja. — 2025.

xviii, 67 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2025.

1. Manguezal. 2. Paleovegetação. 3. Dinâmica Sedimentar. 4. Palinologia. 5. Dinâmica Costeira. I. Título.

CDD 551.3

Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL DA VEGETAÇÃO COSTEIRA NA FOZ DOS RIOS SANTA MARIA DA VITÓRIA E JUCU DURANTE O HOLOCENO MÉDIO E TARDIO, ESTADO DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL

Dissertação apresentada por

NISYA ROBELLY CARDOSO PANTOJA

Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA e Linha de Pesquisa em GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA

Data de Aprovação: 13 / 03 / 2025

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marlon Carlos França
(Orientador – IFES)

Prof. Dr. Orangel Antônio Aguilera Socorro
(Membro – UFF)

Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Membro – UFPA

Dedico este trabalho à minha família,
Em especial: Marcos Pantoja, Mônica Cardoso e Nívea Pantoja.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) –Código de Financiamento 001, pela bolsa de doutorado.

À FAPES (093/2020, 03/2021, 441/2021, and 282/2021).

Ao CNPq (305074/2017-2 and 309618/2020-7).

A UFPA e ao PPGG pela estrutura e oportunidade

Agradeço a Deus e à Nossa Senhora de Nazaré por estarem sempre me amparando, me dando forças e proteção, durante toda a minha vida.

Agradeço à minha família, minha mãe Mônica Cardoso, meu pai Marcos Pantoja e minha irmã Nívea Pantoja que sempre acreditaram em mim incondicionalmente. Nunca deixaram que eu desistisse, amarei vocês por toda a vida.

Ao Prof. Dr. Marlon Carlos França, pela oportunidade, orientação, confiança, respeito, paciência, sugestões e a todo ensinamento científico repassado.

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC), ao Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) da UFPA e aos Laboratórios de Oceanografia, Biologia e de Saneamento do IFPA, onde foi possível realizar o presente trabalho.

Aos professores do PPGG e aos amigos do Ladic: Fernando Borges e Sérgio Nunes por toda contribuição científica.

RESUMO

Mudanças climáticas e no nível do mar podem ter provocado alterações significativas na morfologia costeira e na distribuição dos manguezais no litoral central do Estado do Espírito Santo, Brasil. Portanto, este trabalho pretende identificar a dinâmica da vegetação litorânea durante o Holoceno médio e tardio, nos rios Santa Maria da Vitória e Jucu. Para tal, foram utilizadas datações ^{14}C, dados sedimentares e dados polínicos, obtidos a partir de dois testemunhos sedimentares, denominados RSMV (340cm) e JUCU (190cm). Durante o Holoceno médio, por volta de 7245-7368 anos cal AP, o nível relativo do mar (NRM) estava acima do nível atual, resultando no desenvolvimento de manguezal na região do testemunho RSMV. Entretanto, cerca de 2699-2787 anos cal AP, com a regressão do NRM, a área de manguezal se deslocou para regiões topograficamente mais baixas. Outro fator determinante para a redução dessas áreas durante esse período até o momento foi a intervenção humana. Na região do testemunho JUCU, identificou-se a instalação de manguezal em 2188-2332 anos cal AP inicialmente colonizado por *Laguncularia*. Assim, nesse contexto, a dinâmica da vegetação e dos sedimentos estão associadas com às flutuações do nível relativo do mar e às mudanças climáticas ao longo do Holoceno.

Palavras-chave: manguezal; paleovegetação; dinâmica sedimentar; palinologia; dinâmica costeira.

ABSTRACT

Climate and sea level changes may have caused significant alterations in coastal morphology and mangrove distribution on the central coast of Espírito Santo State, Brazil. Therefore, this study aims to identify the dynamics of coastal vegetation during the middle and late Holocene, in the Santa Maria da Vitória and Jucu rivers. For this purpose, ^{14}C dates, sedimentary data and pollen data were used, obtained from two sedimentary cores, called RSMV (340 cm) and JUCU (190 cm). During the middle Holocene, around 7245-7368 cal years BP, the relative sea level (SSL) was above the current level, resulting in the development of mangroves in the RSMV core region. However, around 2699-2787 cal years BP, with the regression of the SSL, the mangrove area moved to topographically lower regions. Another determining factor for the reduction of these areas during this period to date was human intervention. In the JUCU core region, mangrove forests were identified between 2188-2332 cal yr BP, initially colonized by Laguncularia. Thus, in this context, the dynamics of vegetation and sediments are associated with fluctuations in relative sea level and climate change throughout the Holocene.

Keywords: mangrove; paleovegetation; sedimentary dynamics; palynology; coastal dynamics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, apresentando: a) Brasil. b) Estado do Espírito Santo. c) Localização da área de estudos, contendo os municípios de Vila Velha e Vitória (ES), além da localização da foz dos rios Santa Maria da Vitória e Jucu. d) Área de amostragem à montante do rio Santa Maria da Vitória. e) Área de amostragem na foz do rio Jucu. 4

Figura 2- Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: Modificado de França 2010. 11

Figura 3- Representação da difração a *laser* ocorrida durante a análise do tamanho de partículas. Fonte: França & Couto (2007) 12

Figura 4- Estruturas gerais de grãos de pólen e esporos, marcando suas respectivas nomenclaturas. Fonte: Modificada de Punt *et al*., (2007). 14

Figura 5- Exemplos de esporos e grãos de pólen mostrando os diferentes tipos de estruturas. 14

Figura 6- a) desenho esquemático do trato russo (peat sampler); b) preparação para realizar amostragem em ambiente de manguezal; c) amostra coletada em ambiente de manguezal. 17

Figura 7- Modelo esquemático de pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a *Laser*. Fonte: França (2010). 20

Figura 8- Analisador de tamanho de partícula de difração a *Laser* SHIMADZU SALD 2201, acoplado a um computador. 20

Figura 9- Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho RSMV em % ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise a *Laser*. 25

Figura 10- Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho Jucu em % ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise a *Laser*. 27

Figura 11- Perfil litoestratigráfico de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores, destacando suas estruturas e idades através das datações ^{14}C; a) testemunho coletado na planície do rio Santa Maria da Vitória; b) testemunho coletado na planície do rio Jucu. 29

Figura 12- Taxa de sedimentação, idades ^{14}C e as zonas associadas com os grupos ecológicos do testemunho RSMV. 31

Figura 13- Conteúdo polínico do testemunho RSMV, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (manguezais, ervas, arbustos, árvores, palmeiras, esporos)..... 32
Figura 14- Taxa de sedimentação, idades ^{14}C e as zonas associadas com os grupos ecológicos do testemunho Jucu..... 36
Figura 15- Conteúdo polínico do testemunho Jucu, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (manguezais, ervas, arbustos, árvores, palmeiras, esporos)..... 37

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Classificação granulométrica adaptada de Wentworth (1922) para sedimentos clásticos. 12

Tabela 2- Amostras de sedimento selecionadas para datação ^{14}C. 19

Tabela 3- Amostras de sedimentos selecionados para datação ^{14}C e resultados do testemunho Jucu (Vila Velha-ES) com profundidade, material, idade ^{14}C em anos AP convencional, calibrada e média (usando Calib 8.20, Hogg et al., 2020). 24

Tabela 4- Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho RSMV, seguindo o método da análise a *Laser*. 26

Tabela 5- Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho Jucu, seguindo o método da análise a *Laser*. 28

LISTA DE ABREVIAÇÕES

AMS	Espectrometria De Aceleração De Massa
AW	Tropical Úmido
Cal yr BP	Anos Calibrados Antes Do Presente
HF	Ácido Fluorídrico
IBGE	Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística
ITCZ	Zona De Convergência Intertropical
LADIC	LABORATÓRIO De Dinâmica Costeira
LIA	Little Ice Age
LOQ	LABORATÓRIO De Oceanografia Química
NRM	Nível Relativo Do Mar
RPM	Rotações Por Minuto

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA ..... **iv**

AGRADECIMENTOS ..... **v**

RESUMO ..... **vi**

ABSTRACT ..... **vii**

LISTA DE ILUSTRAÇÕES ..... **viii**

LISTA DE TABELAS ..... **x**

LISTA DE ABREVIAÇÕES ..... **xi**

1 INTRODUÇÃO **1**

2 OBJETIVOS 3

2.1 GERAL 3

3 ÁREA DE ESTUDO **4**

3.1 LOCALIZAÇÕES DAS ÁREAS DE ESTUDO 4

3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS E OCEONOGRAFICOS MODERNOS 5

3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS 5

3.4 VEGETAÇÃO MODERNA 6

3.4.1 Manguezais **6**

3.4.2 Restinga **7**

3.4.3 Vegetação de água doce **7**

3.4.4 Campos naturais **8**

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO **9**

4.1 DATAÇÃO C-14 9

4.2 GRANULOMETRIA 11

4.3 PALINOLOGIA 13

4.4 ESTUDOS AMBIENTAIS COSTEIROS 16

5 MATERIAIS E MÉTODOS 17

5.1 TRABALHO DE CAMPO, AMOSTRAGEM E ARMAZENAMENTO 17

5.2 DATAÇÃO C-14 18

5.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA 19

5.4 ANÁLISE POLÍNICA 21

5.4.1 Tratamento com ácido clorídrico (HCl) 21

5.4.2 Tratamento com ácido fluorídrico (HF) 22

5.4.3 Tratamento com ácido acético glacial ($C_2H_4O_2$) 22

5.4.4 Tratamento com acetólise (H_2SO_4 e C4H6O3) 22

5.4.5 Preparação de lâminas para análise 23

5.4.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos 23

6 RESULTADOS 24

6.1 IDADES E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO 24

6.2.1 Granulometria 25

6.2.1.1 Testemunho RSMV 25

6.2.1.2 Testemunho JUCU 27

6.2.2 Cor e estruturas sedimentares 28

6.2.2.1 Testemunho RSMV 28

6.2.2.2 Testemunho JUCU 30

6.3 DINÂMICA POLÍNICA 30

6.3.1 Testemunho RSMV 30

6.3.1.1 Zona I (340 cm a 200 cm, 7245-7368 anos cal AP)..... 33

6.3.1.2 Zona II (190 a 100 cm)..... 33

6.3.1.3 Zona III (90 cm a 0 cm, 2699-2787 anos cal AP até o presente)..... 34

6.3.2 Testemunho JUCU 35

6.3.2.1 Zona I (190 cm a 170 cm)..... 37

6.3.2.2 Zona II (165 cm a 120 cm, 2188-2332 anos cal AP) 37

6.3.2.3 Zona III (110 cm a 50 cm, 439-498 anos cal AP)..... 38

6.3.2.4 Zona IV (40 cm a 0 cm, 319-470 anos cal AP até o presente) 39

7 DISCUSSÃO 40

8 CONCLUSÃO..... 44

REFERÊNCIAS 45

1 INTRODUÇÃO

Estudos de reconstituição paleoambiental buscam o entendimento das dinâmicas ambientais pretéritas, e são cruciais para a compreensão dos processos ambientais modernos (Wanner *et al*. 2008). A zona costeira brasileira com cerca de 8,5 mil km de extensão tem apresentado diversas mudanças na distribuição da vegetação ao longo do Holoceno (Cohen *et al*. 2014, França *et al*. 2013).

As mudanças paleoambientais deixaram diversas evidências armazenadas nos depósitos sedimentares (ecossistemas costeiros, substratos oceânicos, lagos e turfeiras) e/ou antrópicos (depósitos arqueológicos e solos cultivados), conforme Oliveira *et al* (2015).

Entre os diversos ecossistemas costeiros encontrados no litoral brasileiro, os manguezais estão sujeitos às várias perturbações, como por exemplo: físicas, químicas e biológicas em diferentes escalas espaço-temporais. A localização desses ecossistemas é bem específica, ocorrendo em sua maior parte, em áreas de interface entre a terra e o mar, sob condições de baixas latitudes e sujeitas diariamente às flutuações de diversos gradientes como: i) variações do nível relativo do mar (NRM); ii) temperatura; iii) salinidade; e iv) graus de anoxia. Portanto, conforme Alongi (2008) esses ambientes têm funcionado como bioindicadores de mudanças paleoambientais costeiras.

No litoral brasileiro, fenômenos associados às flutuações do NRM, assim como o transporte longitudinal de areia e mudanças climáticas, controlaram a construção das planícies costeiras (Suguio 1982), como é o caso das planícies costeiras do Estado do Espírito Santo, região Sudeste brasileira (França *et al*. 2013).

Portanto, eventos climáticos de grande magnitude, têm impactado na dinâmica da vegetação e na evolução costeira. Dessa forma, o estudo desses eventos é de grande importância para a elaboração de modelos temporais da dinâmica da vegetação. Esses estudos podem ser realizados através da caracterização das assembleias dos microfósseis registrados nos sedimentos, também denominados como palinomorfos (Colinvaux 1999).

Estudos na região norte do Estado do Espírito Santo revelaram um aumento no nível relativo do mar há cerca de aproximadamente 6 mil anos AP (França *et al*. 2013), provocando a migração de manguezais em direção ao continente durante o Holoceno inicial-médio. Nas porções topograficamente mais elevadas da região de estudo, a planície era previamente ocupada por ervas, palmeiras, árvores e arbustos. Com a diminuição do NRM, durante o Holoceno médio-tardio, houve uma diminuição da ocorrência de grãos de pólen

característicos de manguezais. A diminuição do NRM provavelmente está associada à Pequena Idade do Gelo (LIA-Little Ice Age), conforme Bozi (2020).

Portanto, estudos que visam a reconstituição paleoambiental representam uma importante fonte de dados para a compreensão das mudanças ambientais que ocorreram no Holoceno. Assim, buscando compreender e complementar a história paleoambiental da região costeira do Estado do Espírito Santo, em relação à dinâmica da vegetação durante o Holoceno, este trabalho integrou dados sedimentares, dados polínicos e datações ^{14}C, extraídos a partir de dois testemunhos sedimentares coletados na foz dos rios Santa Maria da Vitória e Jucu (ES), litoral central-sul capixaba.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

Determinar as fases de estabelecimento, expansão e contração dos manguezais sob influência dos rios Santa Maria da Vitória e Jucu (ES) durante o Holoceno médio-tardio.

2.2 ESPECÍFICOS

- Definir as relações entre o aporte sedimentar e a hidrodinâmica local;
- Identificar a paleovegetação com base na análise de pólen e esporos;
- Determinar a cronologia dos eventos por meio de datações ^{14}C.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÕES DAS ÁREAS DE ESTUDO

A área de estudo está situada na porção central do litoral do Estado do Espírito Santo. O primeiro testemunho foi coletado às margens do rio Santa Maria da Vitória (RSMV), bacia central do Estado do Espírito Santo (20°14'45.75"S e 40°19'27.67"O). O segundo testemunho utilizado neste trabalho foi coletado na foz do rio Jucu, localizado nas imediações do município de Vila Velha, sul da capital do Estado, Vitória (20°24'29.18"S e 40°19'26.25"O), conforme Figura 1.

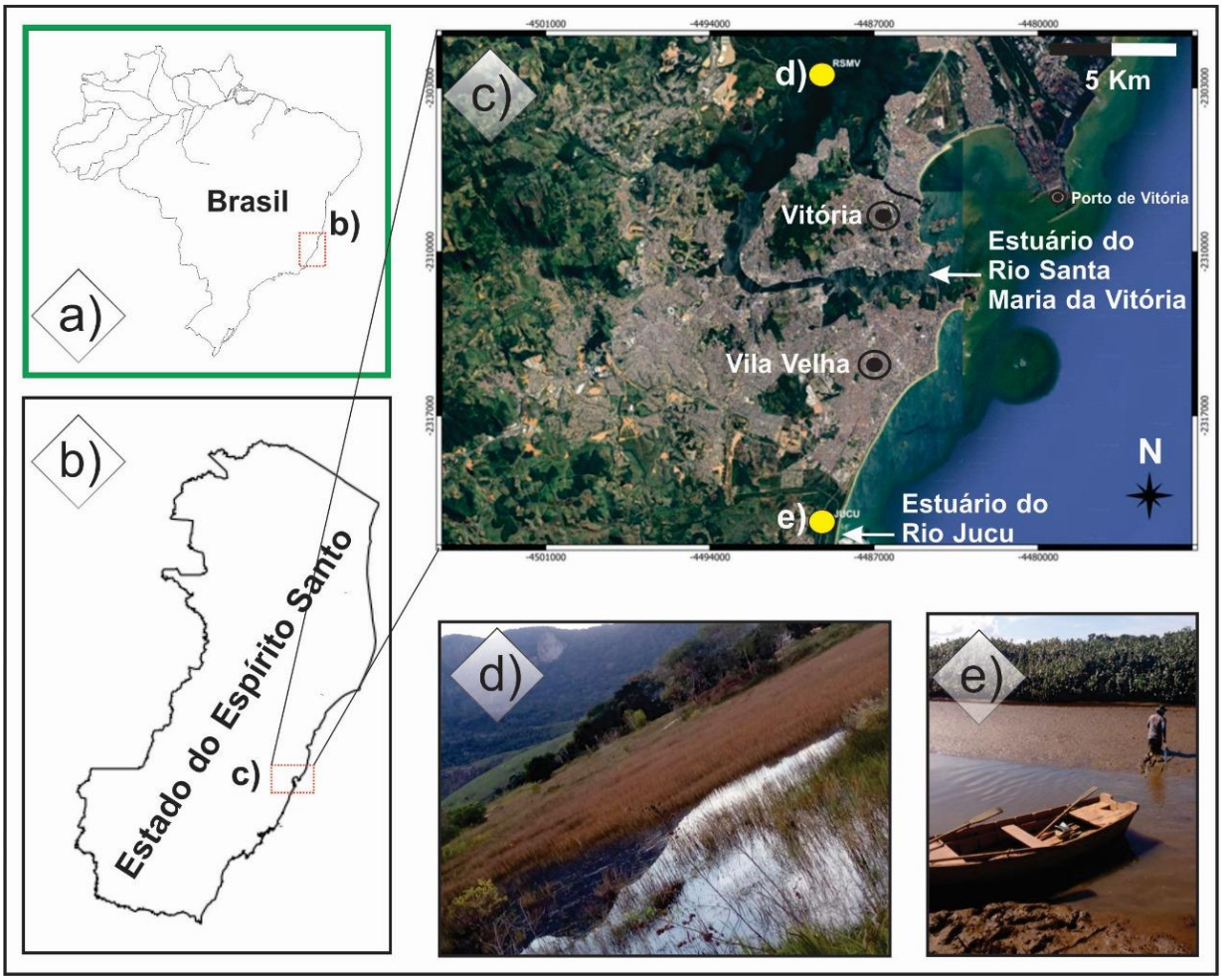

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, apresentando: a) Brasil. b) Estado do Espírito Santo. c) Localização da área de estudos, contendo os municípios de Vila Velha e Vitória (ES), além da localização da foz dos rios Santa Maria da Vitória e Jucu. d) Área de amostragem à montante do rio Santa Maria da Vitória. e) Área de amostragem na foz do rio Jucu.

3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS E OCEONOGRAFICOS MODERNOS

O clima da região é classificado, segundo Köppen (1948), como tipo Aw tropical, com verões quentes e chuvosos (de novembro a abril) e invernos frios e secos (de maio a outubro). A temperatura média é de 25°C, com precipitações médias oscilando entre 1100 e 1300mm/ano (Incaper 2014).

A dinâmica atmosférica é controlada por células de alta pressão subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pelo avanço periódico de frentes polares antárticas e oscilações da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (Sant'anna Neto 2005). A região é dominada por um regime de micromaré, cuja variação de altura das marés de sizígia alcança valores inferiores a 2 metros. O regime das marés é caracterizado como semi-diurno, definido com duas preamares e duas baixa-mares, ao longo de um dia (DHN 2003).

3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

O Estado do Espírito Santo encontra-se na Província Mantiqueira, na borda meridional da faixa móvel Araçuaí (Cinturão Móvel do Atlântico), sobre embasamento do Complexo do Paraíba do Sul, apresentando idades variáveis entre o Proterozóico, o Pré-Cambriano até o Terciário-Quaternário/recente, havendo grandes lacunas estratigráficas do Paleozóico ao Mesozóico (Projeto RADAMBRASIL 1983). As rochas do embasamento regional são constituídas predominantemente por gnaisses de alto grau metamórfico (Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000).

A evolução morfológica da região costeira do Espírito Santo apresenta longa e complexa formação desde o Paleógeno até o Quaternário (Dominguez *et. al*. 1981, Martin *et. al*. 1993, Albino 1999). A região é representada basicamente por dois domínios morfoestruturais: i) os depósitos sedimentares; ii) os dobramentos remobilizados. Assim, a faixa costeira é marcada pela presença de depósitos flúvio-lagunares, planícies costeiras, complexos deltaicos estuarinos e praias, além de tabuleiros costeiros e a formação do Grupo Barreiras.

As rochas com idades do Pré-Cambriano são representadas em sua maioria pelo Complexo Paraíba do Sul, que abrange quase a totalidade da área desta bacia, sendo a sua geomorfologia dominada pelos Dobramentos Remobilizados, que se constituem de uma pequena faixa de colinas e maciços costeiros distribuídos nas várzeas do rio e pelos Patamares Escalonados do Sul Capixaba, que representam a maior área da bacia, se estendendo desde as proximidades do litoral, no sentido E-W, até o extremo oeste do município de Domingos Martins.

A área litorânea é representada por unidades geológicas que datam do Terciário ao Quaternário recente. O terciário é dominado pelas formações do Grupo Barreiras, localizadas ao longo do litoral, constituídas por arenitos e sedimentos areno-argiloso com laterização e que correspondem em relação à geomorfologia do local, ao domínio dos depósitos sedimentares representados pelos Tabuleiros Costeiros.

O relevo apresenta ampla variedade de feições geomorfológicas em decorrência da diversidade litológica, características estruturais das rochas, das sucessivas mudanças climáticas e eustáticas, incluindo-se ainda, as interações com os agentes antrópicos.

3.4 VEGETAÇÃO MODERNA

A vegetação moderna da região de estudo é caracterizada por apresentar manguezais, vegetação de restinga (arbustos e arvores), vegetação de água doce, bem como campos naturais colonizados por ervas.

3.4.1 Manguezais

Manguezais são ecossistemas costeiros intertropicais conhecidos pelo importante papel ecológico e alta produtividade primária, sendo caracterizados pela ocorrência de espécies vegetais lenhosas, que são adaptadas aos ambientes salinos, periodicamente inundados pela maré (Tomlinson 1986, Schaeffer-Novelli 1995).

Além da importância ecológica, esses ecossistemas atuam como agente de proteção e estabilização das formações costeiras contra erosão (Chapman 1976, Macedo & Rocha 1985).

Os bosques de mangue são compostos por quatro espécies (*Rhizophora racemosa* G.F.W. Meyer, *Rhizophora mangle* L., *Avicennia germinans* L. Stearn e *Laguncularia racemosa* Gaertn (Lisboa *et al*. 1993, Menezes *et al*. 2008), distribuídas em três famílias (Acanthaceae, Combretaceae e Rhizophoraceae).

O ambiente de manguezal é altamente dinâmico, podendo expandir rapidamente ou encolher em resposta à topografia da região, assim como às oscilações no NRM e mudanças climáticas (Blasco *et al*. 1996, Behling *et al*. 2001), sendo assim, sensíveis às variações do regime de inundação (Gornitz 1991).

O desenvolvimento dos manguezais está condicionado aos diferentes fatores ambientais que variam em intensidade e periodicidade (Schaeffer-Novelli *et al*. 1990). Além da energia solar, as variáveis que definem o grau de desenvolvimento de um manguezal são: amplitude de maré, aporte sedimentar, temperatura, nutrientes e salinidade (Cohen & Lara 2003, Lara & Cohen 2006).

Um aumento na frequência de inundação da maré pode provocar um recuo do manguezal, migrando para zonas topograficamente mais elevadas (Hanson & Maul 1989), resultando na mudança da distribuição espacial desta vegetação.

Assim, devido à sensibilidade desses ecossistemas e a alta concentração de carbono orgânico, que é utilizado para datação por ^{14}C, eles podem ser úteis para análises de paleoambientes, pois os sedimentos depositados nessas zonas podem indicar antigos níveis de mar (Scholl 1964, Woodroffe 1981, Behling & Costa 2001, Cohen *et al*. 2005).

3.4.2 Restinga

A vegetação de restinga está associada às planícies costeiras ou litorâneas (Suguio & Tessler 1984, Suguio & Martin 1990), que cobrem sedimentos holocênicos colonizados principalmente por uma vegetação arbustiva-arbórea bastante diversificada (Rizzini 1997). Essa vegetação é classificada como de primeira ocupação de caráter edáfico com influência marinha, ocupando superfícies baixas levemente onduladas, com suaves declives rumo ao mar. Este ambiente é caracterizado por apresentar condições geomorfológicas bastante variáveis, que sofrem influência de ações marinhas e ventos constantes (Assis 1999).

Basicamente, os solos sob vegetação de restinga são bastante lixiviados, ácidos e pobres em nutrientes. A maior fonte de nutrientes na planície costeira é a atmosfera (Scheer 2009), bem como o *spray* marinho (Gomes 2005), havendo uma camada orgânica pouco profunda e um sistema subterrâneo que reabsorve rapidamente os minerais provenientes da decomposição orgânica (Mantovani 1992).

Nesta região são comuns espécies, como: *Chrysobalanusicaco* L., *Anacardiumoccidentale* L., *Byrsonimacrassiflora* (L.) Kunth. e *Byrsonimaverbacifolia* (L.) DC. (Lisboa *et al*. 1993; Amaral *et al*. 2007).

3.4.3 Vegetação de água doce

Essa vegetação forma os ecossistemas ripários (mata de galeria), os quais são recentes do ponto de vista geológico, formados durante o Holoceno tardio. Essa vegetação apresenta solo do tipo hidromórfico (gleissolo), ou seja, sem estrutura vertical e pouco consolidado (Amaral *et al*. 2007).

As áreas com vegetação de água doce são relativamente baixas e abertas, atingindo altura em torno de 20 a 25 m. Neste ambiente podemos registrar cerca de 55 espécies em 27 famílias, entre essas estão algumas como: *Astrocaryummurumuru* Mart., *Euterpe oleracea* Mart., *Virola surinamensis* (Roll.) Warb, *Carapaguianenses*Aublet (França 2003).

3.4.4 Campos naturais

Os campos naturais, caracterizados pela consorciação entre espécies arbóreas e herbáceas, formam manchas que se destacam entre as áreas de capoeiras ou matas secundárias. Esses ambientes podem ser do tipo limpo ou com aglomerados de palmeiras, também chamados de veredas. A origem e manutenção desta paisagem se relacionam com o controle edáfico e hidrológico, especialmente o regime de enchentes a que estão submetidos anualmente (Amaral *et al*. 2007).

Dentre as espécies arbóreas, são exemplos: *Hancorniaspeciosa*Gom, *Curatellaamericana* L., *Hyrtellaciliata* (Mart exZucc) *Salvertiaconvallariaeodora* A. St. Hill. Como espécies herbáceas, encontram-se: *Trachypogonplumosus* (Ness) Kunth, *Cassia hispidula*Vahl, *Borreriaverticillata* G.F.W. Mey e *Bulbostylisjunciformis* C.B. Clarke (Bastos 1984).

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

4.1 DATAÇÃO C-14

Isótopos radioativos são elementos químicos com núcleos instáveis (muito energéticos), que sofrem desintegração radioativa espontânea ou artificial, causando a formação de um elemento energeticamente estável, e a emissão de partículas (α, β) ou ondas eletromagnéticas (Feltre 2004).

Dentre os métodos utilizados na reconstituição paleoambiental, pode-se destacar a importância das datações ^{14}C como ferramenta auxiliar na identificação da idade geológica para os estudos da paleovegetação e de paleoclimas, permitindo estabelecer a cronologia dos eventos, ajudando na interpretação dos paleoambientes (Silva 2018).

Este método de datação foi colocado em prática desde 1950, iniciado por Willard Frank Libby nos anos de (1908-1980), o qual relata que o ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons (provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas α, de alta energia) com isótopo estável de ^{14}N (Libby 1955).

Esse isótopo é produzido constantemente na atmosfera, passando posteriormente por processo deoxidação. Uma vez oxidado, ele é convertido para compostos orgânicos e entra no ciclo global de carbono, juntamente a isótopos estáveis, sendo assimilado por organismos vivos. O processo da fotossíntese associado à cadeia alimentar, constitui a principal via de acesso para o ^{14}C. Como a taxa de produção de ^{14}C é relativamente constante, sabe-se que a razão $^{14}C/^{12}C$ presente nos seres vivos é muito próxima a do estoque atmosférico (Broecker 2003, Nave 2016).

Após a formação do ^{14}C, este é oxidado a $^{14}CO_2$ e entra no ciclo global do carbono (Figura 2). O $^{14}CO_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em uma matéria orgânica/inorgânica.

Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada, então, este começa a desintegrar-se com meia vida de 5.730 anos $\pm$ 30 anos, emitindo uma partícula β^{--} e transformando-se novamente em ^{14}N. A datação é realizada quantificando o ^{14}C residual da matéria orgânica com base no período de meia-vida. Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual desta, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C, como mostra a Equação 1:

$$A = A_0.e^{-\lambda t} \quad (1)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade (Equação 2):

$$t = -8{,}033 \ln A/A_0 \quad (2)$$

Este método tem sido a principal ferramenta para a determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno), sendo de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico e oceanográfico. As idades ^{14}C são apresentadas convencionalmente em anos calibrado Antes do Presente (anos Cal AP), sendo a referência temporal do presente, o ano de 1950 (Reimer *et al*. 2009).

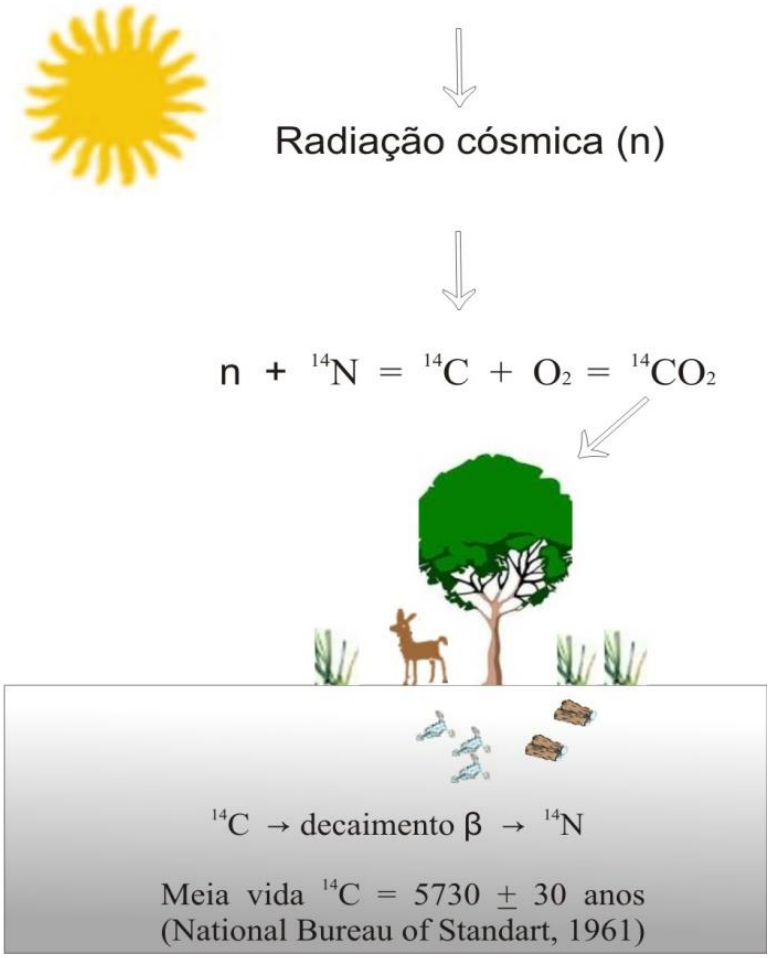

Figura 2- Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida a incorporação nos seres vivos (vegetais e animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: Modificado de França (2010).

4.2 GRANULOMETRIA

A análise granulométrica de partículas sólidas compreende parte da sua caracterização, por meio da determinação de tamanho de partículas, bem como a frequência com que as mesmas ocorrem em uma determinada classe e faixa de tamanho (Tabela 1). O método de análise de tamanho de partículas, também conhecido como difração laser, consiste na medição dos ângulos de difração do raio laser, que são relacionados ao diâmetro da partícula.

Tabela 1- Classificação granulométrica adaptada de Wentworth (1922) para sedimentos clásticos.

Classes	Tamanhos de Grãos (mm)
Argila	< 0,004
Silte muito fino	> 0,004 e < 0,008
Silte fino	> 0,008 e < 0,016
Silte médio	> 0,016 e < 0,031
Silte grosso	>0,031 e < 0,062
Areia muito fina	>0,062 e < 0,125
Areia fina	>0,125 e < 0,250
Areia média	>0,250 e < 0,500
Areia grossa	>0,500 e < 1,000
Areia muito grossa	>1,000 e < 2,000

No método de difração laser, as partículas grossas espalham o raio a menores ângulos e vice-versa. É empregado o laser (fonte de luz de comprimento de onda fixo, comumente λ=0,63 μm) e detectores para espalhamento da luz, que emitem mensagens para um computador que calcula e fornece os resultados. A Figura 3 ilustra o processo de difração laser ocorrido durante a análise do tamanho de partículas (França & Couto 2007).

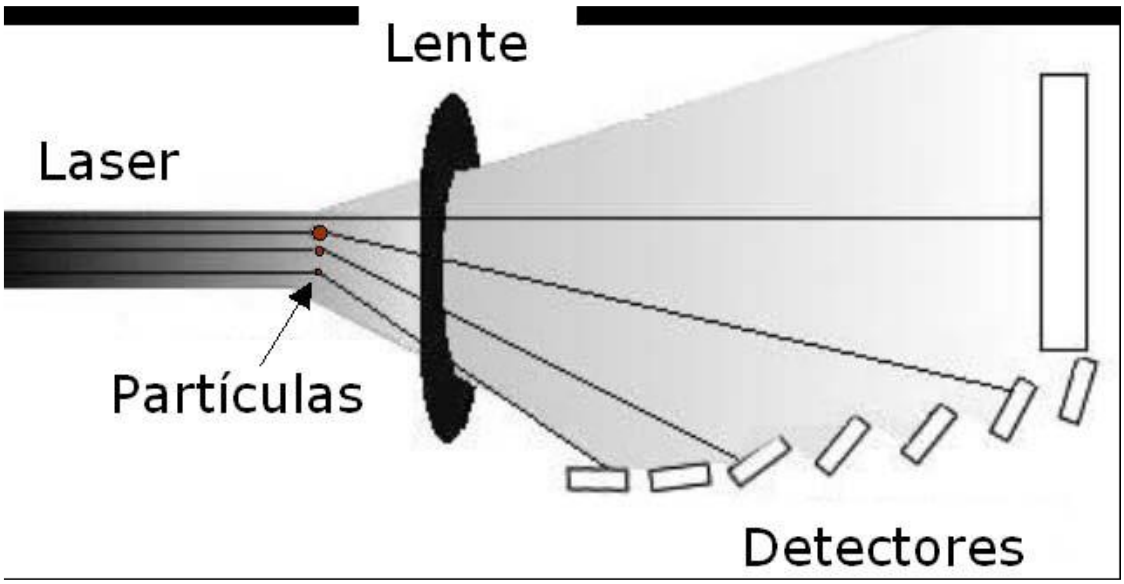

Figura 3- Representação da difração a *laser* ocorrida durante a análise do tamanho de partículas. Fonte: França & Couto (2007).

4.3 PALINOLOGIA

A palinologia é uma ferramenta que pode ser utilizada por diversas áreas de estudo tais como: paleontologia, biologia, arqueologia e geologia (Bradley 1999).

O pólen é o gametófito masculino (microgametófito), característicos do táxon das fanerógamas, que constituem vegetais com presença de sistema reprodutor diferenciado (flores), estruturas bem definidas (raiz, caule e folhas) e presença de vasos condutores de seiva (floema e xilema). Esses grãos constituem uma fonte segura de informações a respeito de sua origem vegetacional, transporte e dispersão no ambiente (Blasco 1984, Traverse 1994).

O esporo é a unidade de dispersão formada por via assexuada (células haploides de pteridófitas e briófitas geradas por plantas diploides). Ele constitui o estágio independente do seu ciclo de vida, onde gametas (masculino e feminino) são produzidos por mitose. Ao se unirem dão origem ao zigoto, que se desenvolve e forma o esporófito diploide (planta adulta das pteridófitas) (Coulinvaux *et al.* 1999).

Esporos e pólen são produzidos durante o ciclo de vida de plantas (esporos pelas briófitas e samambaias e pólens pelas gimnospermas e angiospermas). Ambos os tipos de grãos possuem uma parede que é notavelmente resistente ao ataque microbiano e aos efeitos da temperatura e pressão após o soterramento (Arsmotrong & Brasier 2005).

Essa área da ciência envolve o estudo de grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas, assim como outros materiais biológicos, que resistam ao tratamento com ácidos fortes (ex.: HCl, H_2SO_4 e HF). Para o sucesso da análise é fundamental que os grãos apresentem grande diversidade morfológica, estabilidade físico-químico da membrana externa e preservação eficiente de suas características morfológicas externas (Salgado-Labouriau 2007).

Um dos ambientes ideais para o acúmulo de grãos de pólen são os manguezais, os quais são caracterizados pela granulação fina e baixa concentração de oxigênio, sendo assim considerados locais propícios para a preservação desses grãos (Pessenda *et al.* 2015). A assembleiapolínica preservada nos testemunhos do Quaternário, pode ser comparada com a palinologiaatual, já que não houve extinção significativa de plantas, o que faz da palinologia uma ferramenta para a interpretação paleoecologica (Barberi *et al*. 2000). Para Salgado-Laboriau (2007) essa técnica aplicada ao período do Quaternário, serve para visualizar o comportamento da vegetação no que se refere a expansão, migração, retração e consolidação das assembléias fósseis, uma vez que ocorre compatibilidade dos elementos de outrora com os contemporâneos.

Para a análise palinológica é indispensável minimamente conhecer a morfologia dos grãos de pólen e esporos, pois eles apresentam em sua constituição uma parede celular, a mais

interna, denominada intina (basicamente de celulose) e a mais externa, a exina, constituídas de esporopolenina, um composto orgânico com relativa elasticidade e grande resistência ao ataque de agentes redutores, possibilitando sua conservação em diferentes ambientes de deposição (Gasparino & Barros 2006). As principais estruturas dos grãos de pólen estão representadas na Figura 4 e 5.

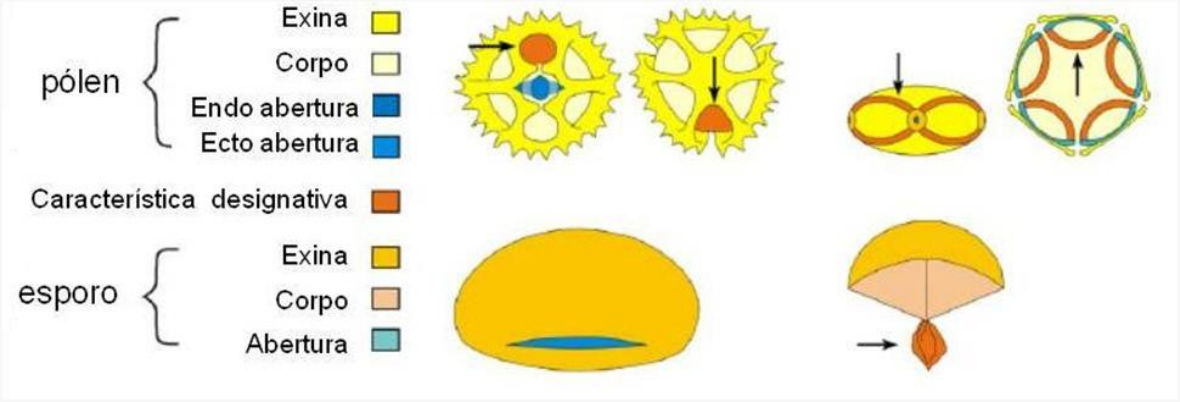

Figura 4- Estruturas gerais de grãos de pólen e esporos, marcando suas respectivas nomenclaturas. Fonte: Modificada de Punt *et al*. (2007).

Figura 5- Exemplos de esporos e grãos de pólen mostrando os diferentes tipos de estruturas.

A análise polínica envolve o exame quantitativo de esporos e pólen em horizontes sucessivos através de um núcleo, particularmente em sedimentos de pântano, manguezal, lago

ou delta. Esse método produz informações notáveis sobre mudanças regionais na vegetação ao longo do tempo, especialmente em sedimentos quaternários onde as plantas são bem conhecidas (Arsmotrong & Brasier 2005).

Essa metodologia pode ser aplicada como uma excelente ferramenta aos estudos paleoambientais, pois considera o fato de que os grãos de pólen e esporos, que podem ser preservados na matéria orgânica, durante o Quaternário, não sofreram extinção, sendo passíveis de comparação com espécies atuais (Barberi 2000).

A utilização da palinologia no Quartenário, relaciona os palinomorfos preservados em amostras de sedimento e solo com a vegetação de origem, permitindo assim a reconstituição das mudanças locais, bem como inferências sobre as mudanças climáticas (Blasco 1984, Bradley 1999).

As análises consistem em preparar o sedimento com objetivo de concentrar os palinomorfos contidos nas amostras, por meio de tratamentos físicos e químicos, tornando possivel a identificação e contagem dos grãos, eliminando alguns contaminantes e restos orgânicos e outros elementos minerais (Colinvaux *et al*. 1999).

4.4 ESTUDOS AMBIENTAIS COSTEIROS

Estudos paleoambientais costeiros indicaram mudanças significativas na vegetação durante o Holoceno (Behling & Costa 2001, Behling *et al*. 2001, 2004, Cohen *et al.* 2005, Guimaraes *et al.* 2010, Senna 2002, Vedel *et al.* 2006). Substituições da floresta de terra firme e restinga por campo salino (Behling & Costa 2001), manguezal por campo salino (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005), floresta pluvial amazônica costeira e restinga por manguezal (Behling *et al.* 2004), campo inundável por manguezal e campo inundável para várzea (Guimarães *et al.* 2010), e também a substituição de espécies dominantes em um mesmo ecossistema, como: manguezal dominado por *Rhizophora* substituído pela dominância de *Avicennia* (Senna 2002), manguezal com *Avicennia* dominante passando a *Rhizophora* dominante (Vedel *et al.* 2006), manguezal misto com dominância de *Rhizophora* e *Avicennia* dominado por *Rhizophora*e posteriormente por *Avicennia*e campo salgado com predomínio de Poaceae e substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling *et al.* 2001). Assim, esses estudos têm interpretado essas mudanças como resposta às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 TRABALHO DE CAMPO, AMOSTRAGEM E ARMAZENAMENTO

Foram coletados dois testemunhos de sedimento com o auxílio de um amostrador russo (Figura 6). Os testemunhos de sedimentos após serem coletados foram armazenados em tubos e envolvidos com filme PVC, pois esse procedimento evita trocas gasosas entre o sedimento e a atmosfera, que segundo Colinvaux (1986), podem contaminar a amostra.

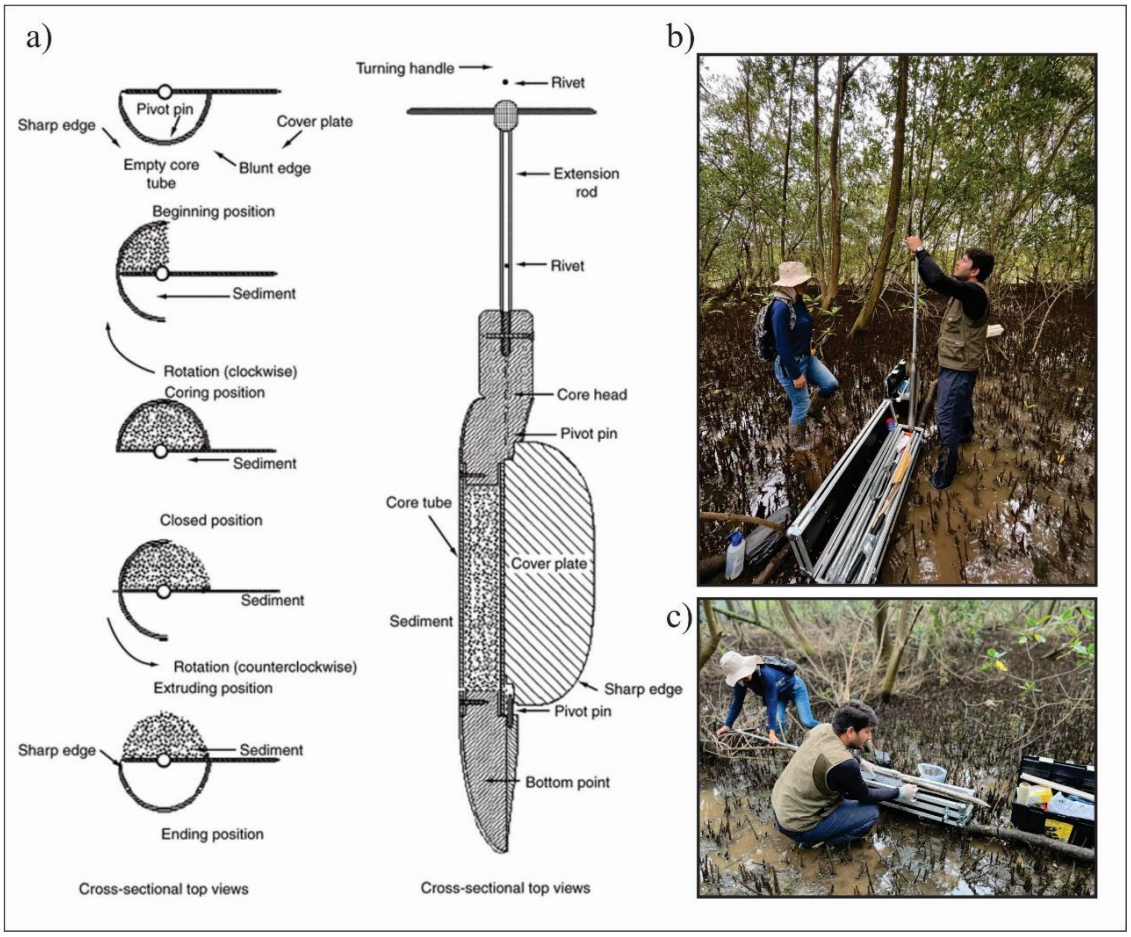

Figura 6- a) desenho esquemático do trato russo (peat sampler); b) preparação para realizar amostragem em ambiente de manguezal; c) amostra coletada em ambiente de manguezal.

Os testemunhos de sedimento foram transportados para o Laboratório de Geografia Física da Universidade Federal do Espírito Santo onde se deu o processamento das amostras, com as descrições e registros fotográficos, com auxílio de uma câmera digital. Após a descrição e amostragem, os testemunhos foram novamente envolvidos em tubos e filmes de PVC, e conduzidos ao freezer com temperatura em torno de 2ºC para evitar o crescimento de fungos e bactérias nos sedimentos. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO_2 com a atmosfera, durante o processo de respiração, contaminando assim os sedimentos com carbono recente (Colinvaux 1986), comprometendo assim futuras datações por ^{14}C.

5.2 DATAÇÃO C-14

Foram selecionadas cinco amostras para datação (Tabela 2), sendo estas submetidas a um tratamento ácido-alcalino-ácido (Pessenda *et al.* 1996). O tratamento foi iniciado com 4 litros de HCl 0,5M, a 80ºC, por 4 horas, onde foram eliminados materiais leves em via de humificação. Em seguida, procedeu-se a lavagem do sedimento com água destilada para eliminar o HCl residual e compostos não humificados até atingir o pH em torno de 4. Posteriormente as amostras foram tratadas com uma solução de pirofosfato e hidróxido de sódio 0,1N, pH 13 para solubilização dos ácidos fúlvicos e húmicos. As extrações foram feitas até a obtenção do sobrenadante de cor clara, que foram descartadas por sifonação.

O resíduo foi submetido a repetidas lavagens com água destilada até atingir o pH 4. Em seguida foi realizada a hidrólise ácida com HCl 3M por um período de 12 horas a 100ºC com o objetivo de eliminar resíduos orgânicos (açúcares, proteínas, gorduras e contaminação com CO_2 atmosférico). Posteriormente, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH 4 e recolhidas em bandejas de alumínio para secagem a 40ºC. O resíduo de cada amostra foi desagregado em almofariz de porcelana e acondicionado em saco plástico para posterior combustão e obtenção do CO_2. As amostras gasosas foram enviadas ao laboratório da Geórgia- EUA para análise do ^{14}C por AMS (Accelerator Mass Spectrometry). As datações ^{14}C são apresentadas como anos AP (antes do presente, sendo presente o ano de 1950).

Tabela 2- Amostras de sedimento selecionadas para datação ^{14}C.

Testemunho	**Profundidade**
RSMV	4-5 cm
RSMV	338-340 cm
JUCU	10-12 cm
JUCU	90-92 cm
JUCU	163-165 cm

5.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A análise granulométrica foi executada em trinta e oito amostras do testemunho RSMV e dezoito amostras do testemunho JUCU com base nos percentuais de argila, silte e areia, seguindo a distribuição de Wentworth (1922), realizada no laboratório de oceanografia química, na Universidade Federal do Pará (UFPA). Essas amostras foram tratadas quimicamente com peróxido de hidrogênio (10%) para remover a matéria orgânica e o ultrassom para dispersar as partículas sedimentares antes da leitura pelo laser. O tamanho dos grãos de sedimento foi determinado por difração a laser em um Laser Diffraction Particle Size Analyzer SHIMADZU SALD 2201 (Figura 7 e 8). Os gráficos foram desenvolvidos com base no SysGran 3.0 (Camargo 2006). Baseadas nas análises granulométricas foram realizadas análises estatísticas com o auxílio do software Sysgran 3.0. Foram calculados os parâmetros estatísticos clássicos de Folk & Ward (1957).

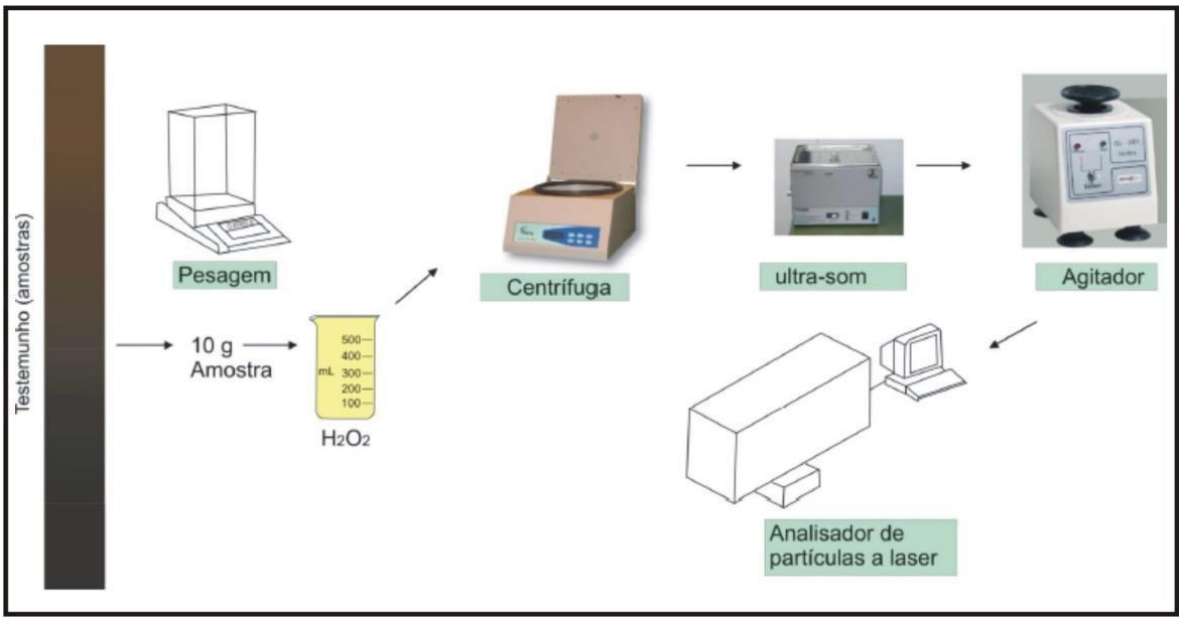

Figura 7- Modelo esquemático de pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a *Laser*. Fonte: França 2010.

Figura 8- Analisador de tamanho de partícula de difração a *Laser* SHIMADZU SALD 2201, acoplado a um computador.

5.4 ANÁLISE POLÍNICA

O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Oceanografia do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará (IFPA) – Campus Belém, seguindo o protocolo descrito por (Colinvaux *et al*. 1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em intervalos de 10 cm ao longo do testemunho de sedimento. Para isto, foi retirado 0,5 cm^3 de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por embolo produzindo assim uma pastilha de sedimento.

Posteriormente as pastilhas foram postas em tubos de polipropileno de 12 ml, que foram devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Em seguida foi adicionado em cada um dos tubos um tablete de marcador exótico, esporo de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm^3) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm^2/ano). Para contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen permite o cálculo da concentração polínica original. Pois cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. Em cada etapa do processo, foi realizada a centrifugação a 3500 rotações por minuto (rpm) durante 5 minutos. O tratamento envolveu as seguintes etapas:

5.4.1 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO_3) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%, ocorrendo a seguinte reação (3):

$$CaCO_{3(s)} + HCl_{(aq)} \rightarrow CO_{2(g)} + H_2O_{(l)} + Ca_2+ + 2Cl^-_{(aq)} \quad (3)$$

Este procedimento é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão feito de teflon para cada tudo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra, e em seguida o material foi conduzido à uma centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a uma rotação de 3500 rotações por minuto (rpm). O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante ficasse incolor. Em seguida o material foi encaminhado para a segunda etapa do tratamento.

5.4.2 Tratamento com ácido fluorídrico (HF)

Às amostras foram adicionados HF em quantidade suficiente para cobri-las, permanecendo em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Este procedimento é adotado devido às concentrações de sílica que são encontradas no sedimento, ocorrendo a seguinte reação (04):

$$SiO_{2(s)} + 6HF_{(aq)} \rightarrow H_2SiF_{6(aq)} + 2H_2O_{(l)} \quad (04)$$

Após o primeiro período de adição do HF, o material foi lavado novamente com água destilada e levado para centrífuga, para que posteriormente fosse adicionado HF e deixado em repouso por mais 24 horas, e lavado com água destilada para preparação da terceira etapa do tratamento.

5.4.3 Tratamento com ácido acético glacial ($C_2H_4O_2$)

Esta etapa possui grande importância, pois na próxima etapa será adicionado o ácido sulfúrico (H_2SO_4). O $C_2H_4O_2$ reage com a amostra retirando a água presente. Esta reação é importante para que não ocorra desperdício de H_2SO_4 através da reação com água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Por isso foi adicionado $C_2H_4O_2$ às amostras, seguindo de mistura, centrifugação e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

5.4.4 Tratamento com acetólise (H_2SO_4 e C4H6O3)

Esta etapa do procedimento químico tem por objetivo remover a celulose e polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação. Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de $C_4H_6O_3$, primeiramente, por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. Em seguida foi adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos ficasse completamente escuro.

Após este procedimento foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem, durante duas vezes, em seguida o material foi lavado com álcool absoluto (C_2H_5OH) sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos.

5.4.5 Preparação de lâminas para análise

Após o tratamento químico a extração dos grãos de pólen, foram providenciadas as lâminas para a leitura no microscópio. Para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, e esmalte base de unha. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos frascos plásticos foram retiradas e colocadas nas lâminas, devidamente marcadas de acordo com a profundidade e o testemunho no qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina. As mesmas pipetas que adicionaram o material a lâmina serviram para misturar o material coletado, com a glicerina. Colocando em seguida uma lamínula sobre a lâmina e selando as margens com esmalte base de unha, para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, o que provocaria o ressecamento e oxidação da amostra.

5.4.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foram realizadas no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará e no Laboratório de Saneamento no Instituto Federal do Pará e foi executado em um microscópio óptico binocular.

Foram utilizados manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, além dos esporos, como: Roubik & Moreno (1991), Behling (1993), Herrera & Urrego (1996), Colinvaux *et al*. (1999) e Lorente *et al*. (2017) (Figura 10). Foi realizada contagem de no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra. A soma total exclui esporos marcadores, esporos de fungos, algas e micro foraminíferos. Os dados da contagem polínica foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

6 RESULTADOS

6.1 IDADES E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

As idades de ^{14}C revelaram um registro sedimentar de aproximadamente 7245-7368 anos cal AP (Tabela 3). As taxas de sedimentação calculadas foram de 0,05 mm/ano (4-5 cm) e 0,37 mm/ano (338-340 cm). Dessa forma o topo do testemunho apresenta idade de 2699-2787 anos cal AP (da superfície até 4 cm) e a base do testemunho apresenta idade de 7245-7368 anos cal AP (de 167 cm até 338 cm). Para o testemunho JUCU as idades de ^{14}C revelaram um registro sedimentar de 2188-2332 anos cal AP (Tabela 3). As taxas de sedimentação calculadas foram de 1,35 mm/ano (10-12 cm), 10,8 mm/ano (90-92 cm) e 45,5 mm/ano (163-165 cm). Dessa forma o testemunho apresenta idade de 319-470 anos cal AP (da superfície até 10 cm), 439-498 anos cal AP (de 10 cm até 90 cm) e 2188-2332 anos cal AP (de 90 cm até 163 cm).

Tabela 3- Amostras de sedimentos selecionados para datação ^{14}C e resultados do testemunho Jucu (Vila Velha-ES) com profundidade, material, idade ^{14}C em anos AP convencional, calibrada e média (usando Calib 8.20, Hogg et al., 2020).

Amostra	**Profundidade (cm)**	**Idade ^{14}C anos AP 1σ**	**Idade Calibrada anos cal AP, 2σ**	**Média (anos cal AP)**	**Taxa de sedimentação (mm/ano)**
RSMV	4-5	2647 ± 34	2699-2787	2743	0,05
	338-340	6410± 41	7245-7368	7307	0,37
JUCU	10-12	375 ± 24	319-470	395	1,35
	90-92	414 ± 25	439-498	469	10,8
	163-165	2248 ± 30	2188-2332	2260	45,5

6.2 DINÂMICA SEDIMENTAR

6.2.1 Granulometria

6.2.1.1 Testemunho RSMV

Os resultados da análise granulométrica do testemunho RSMV estão apresentados na Figura 9 e Tabela 4, que indicam a predominância de sedimentos silte-argiloso ao longo deste perfil. Esse testemunho é marcado por apresentar maior porcentagem de silte (±63%), seguido de argila (±21%) e areia (±16%). Nas profundidades de 39-41 cm foi possível observar o aumento na porcentagem de sedimentos arenosos, chegando a (±44%), enquanto silte e argila aproximaram-se de 44% e 12%, respectivamente. Nas profundidades 179-181 cm houve um aumento na porcentagem de sedimentos argilosos (±39%), enquanto que silte apresentou (±60%) e houve uma diminuição de areia (±0,5%).

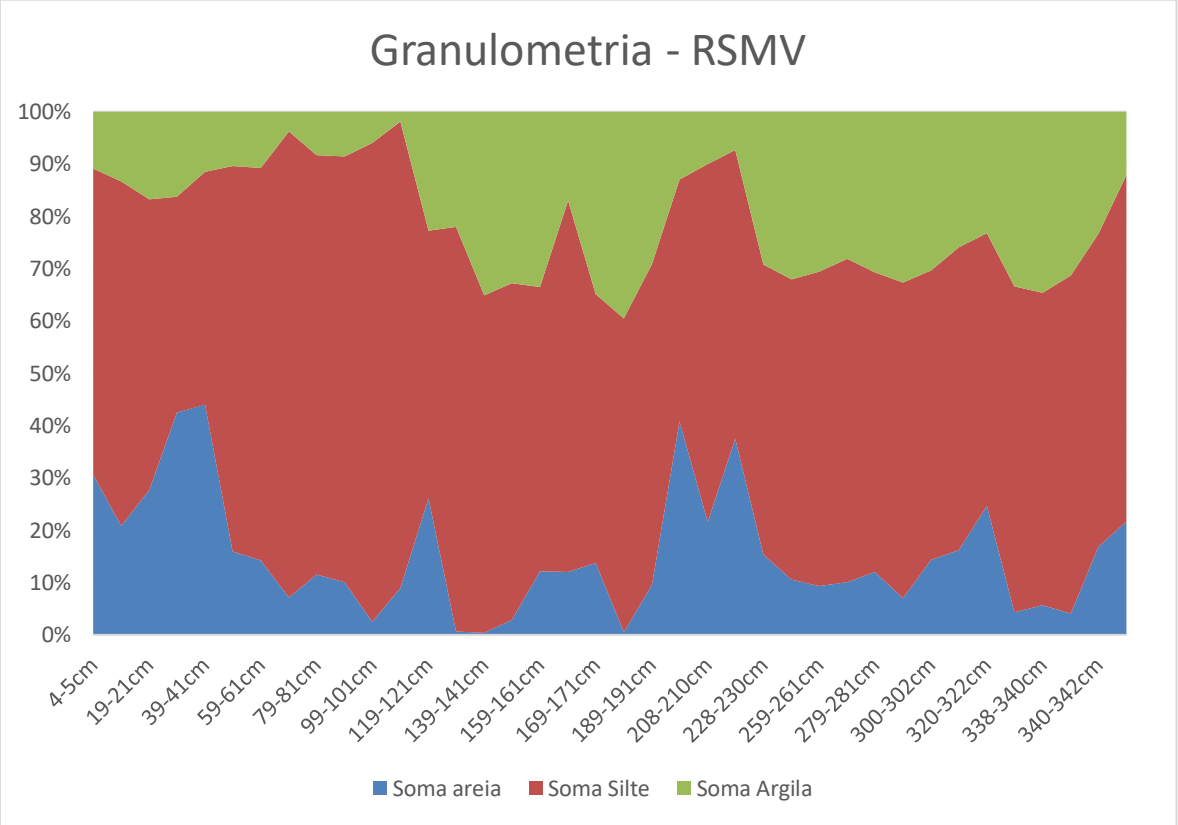

Figura 9- Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho RSMV em % ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise a *Laser*.

Tabela 4- Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho RSMV, seguindo o método da análise a *Laser.*

Profundidade (cm)	**Soma areia**	**Soma Silte**	**Soma Argila**
4-5cm	30.65	58.52	10.83
9-11cm	20.84	65.78	13.37
19-21cm	27.71	55.55	16.73
29-31cm	42.48	41.20	16.32
39-41cm	44.0	44.47	11.52
49-51cm	15.99	73.68	10.33
59-61cm	14.29	75.01	10.70
69-71cm	7.17	89.01	3.82
79-81cm	11.59	80.14	8.27
89-91cm	10.05	81.42	8.53
99-101cm	2.50	91.55	5.94
109-111cm	8.94	89.18	1.88
119-121cm	26.14	51.12	22.73
129-131cm	0.64	77.37	21.99
139-141cm	0.38	64.58	35.07
149-151cm	2.87	64.35	32.77
159-161cm	12.17	54.34	33.48
167-169cm	12.08	70.91	17.02
169-171cm	13.73	51.42	34.85
179-181cm	0.46	59.97	39.57
189-191cm	9.61	61.23	29.17
198-200cm	40.83	46.21	12.96
208-210cm	21.58	68.35	10.07
218-220cm	37.50	55.15	7.35
228-230cm	15.27	55.44	29.28
249-251cm	10.59	57.42	31.99
259-261cm	9.38	60.06	30.56
169-271cm	10.11	61.73	28.16
279-281cm	12.0	57.35	30.65
289-291cm	7.06	60.25	32.69
300-302cm	14.29	55.41	30.30
310-312cm	16.24	57.87	25.89
320-322cm	24.61	52.17	23.22
330-332cm	4.33	62.31	33.36
338-340cm	5.70	59.64	34.66
238-240cm	4.03	64.65	31.32
340-342cm	16.82	59.82	23.36

350cm	21.73	66.15	12.11

6.2.1.2 Testemunho JUCU

Os resultados da análise granulométrica estão apresentados na Figura 10 e Tabela 5, que indicam a predominância de sedimentos silte-arenosos ao longo deste perfil. A base desse testemunho é marcada por apresentar maior porcentagem de silte ±64%, seguido de areia (±22%). A porcentagem de sedimentos argilosos neste testemunho foi de ±14%. Entre 49-52 cm de profundidade houve um aumento na porcentagem de sedimentos argilosos (±30%), enquanto que silte e areia estiveram próximos de 55% e 14%, respectivamente. E entre 60-62 cm de profundidade foi possível observar o aumento da porcentagem de sedimentos arenosos, chegando a ±52%, enquanto silte apresentou uma diminuição de aproximadamente ±40% e a argila ±7%. Nas profundidades entre 165 cm até a base do testemunho, não foi possível realizar a análise granulométrica a *laser*, pelo fato de apresentar predominância de sedimento arenoso, classificada como areia grossa.

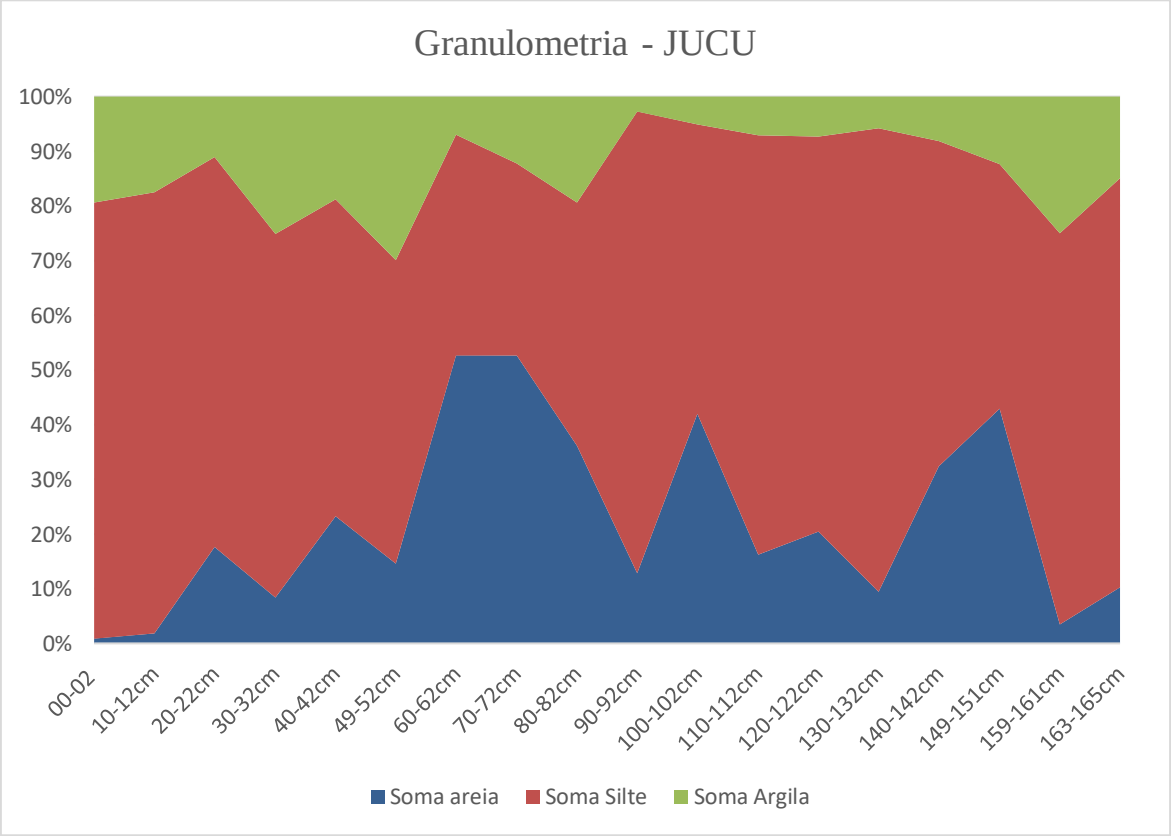

Figura 10- Distribuição granulométrica dos sedimentos no testemunho Jucu em % ao longo das profundidades (cm), seguindo o método da análise a *Laser*.

Tabela 5- Porcentagem de areia, silte e argila, nos sedimentos ao longo das profundidades (cm) do testemunho Jucu, seguindo o método da análise a *Laser*.

Profundidade (cm)	**Soma areia**	**Soma Silte**	**Soma Argila**
00-02	0.85	79.77	19.39
10-12cm	1.77	80.73	17.50
20-22cm	17.66	71.25	11.09
30-32cm	8.43	66.42	25.14
40-42cm	23.27	57.95	18.78
49-52cm	14.59	55.50	29.91
60-62cm	52.68	40.41	6.91
70-72cm	52.58	35.21	12.21
80-82cm	36.11	44.54	19.35
90-92cm	12.88	84.40	2.72
100-102cm	42.04	52.89	5.07
110-112cm	16.23	76.67	7.11
120-122cm	20.47	72.31	7.23
130-132cm	9.48	84.72	5.80
140-142cm	32.36	59.47	8.17
149-151cm	42.92	44.68	12.41
159-161cm	3.43	71.56	25.01
163-165cm	10.28	74.83	14.89

6.2.2 Cor e estruturas sedimentares

6.2.2.1 Testemunho RSMV

Os resultados da cor do testemunho RSMV estão presentes na Figura 11. A base do testemunho (350-85 cm) é constituída por lama, representada por coloração marrom escuro com a presença de muitas conchas fragmentadas, algumas preservadas e fragmentos vegetais. O topo do testemunho (85-0 cm) apresenta uma variação de lama e lama arenosa representada pelas cores marrom-acinzentado e marrom escuro, com a presença de conchas fragmentadas e fragmentos de vegetais.

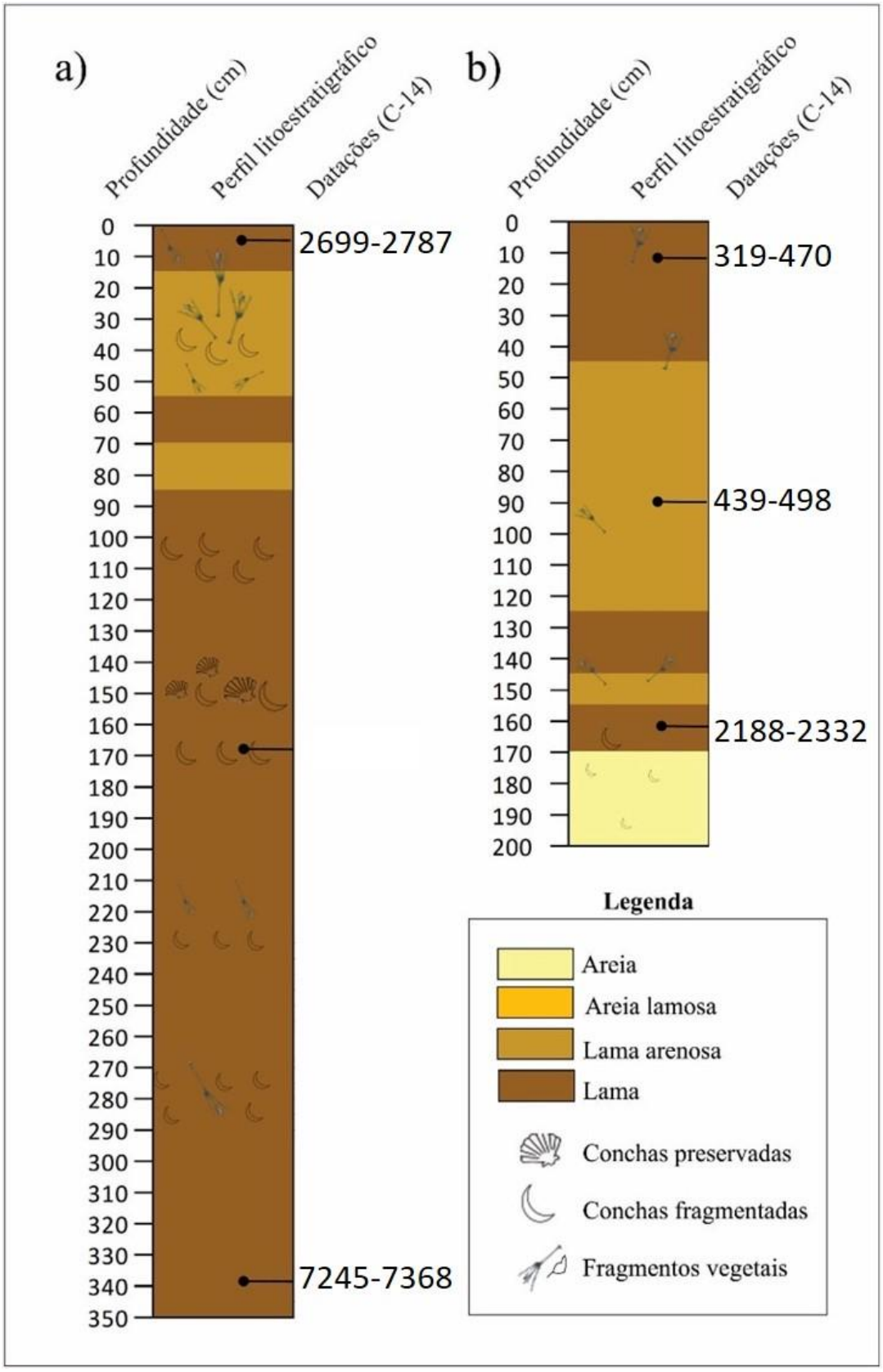

Figura 11- Perfil litoestratigráfico de acordo com a profundidade (cm), contendo a variação de cores, destacando suas estruturas e idades através das datações ^{14}C; a) testemunho coletado na planície do rio Santa Maria da Vitória; b) testemunho coletado na planície do rio Jucu.

6.2.2.2 Testemunho JUCU

Os resultados da cor do testemunho Jucu estão expressos na Figura 11. A base (196-170 cm) apresenta coloração amarelada representada por areia grossa com presença de pequenos bioclastos. Entre 170-122 cm há uma variação de lama e lama arenosa a predominância da cor marrom escuro é destacada, porém com variação de marrom-acinzentado e com a presença de pequenos bioclastos, fragmentos vegetais grandes e pequenos. Entre 122-45 cm predominou lama arenosa representada por marrom-acinzentado com presença de fragmentos vegetais grandes e pequenos. A partir de 45 cm até o topo predominou sedimento lamoso representado por marrom escuro com a presença de fragmentos de matérias orgânicas grandes e pequenas.

6.3 DINÂMICA POLÍNICA

6.3.1 Testemunho RSMV

O testemunho RSMV possui 350 cm de profundidade em depósitos holocênicos, apresenta abundância de 69 *taxa* dos grãos de pólen e 3 *taxa* de esporos (Figuras 12 e 13). Neste perfil, foi possível identificar a presença de três zonas polínicas, que registram alterações nas assembléias polínicas, ilustradas na análise de Cluster (CONISS). A primeira zona polínica representada pelas profundidades de 340 a 200 cm, equivalente ao período de aproximadamente 7245-7368 anos cal AP. Enquanto a segunda zona equivale às profundidades entre 190 a 100 cm correspondendo ao período entre 7245-7368 a 2699-2787 anos cal AP. A terceira zona inicia de 90 cm até a base do testemunho, correspondendo ao período entre aproximadamente 2699-2787 anos cal AP.

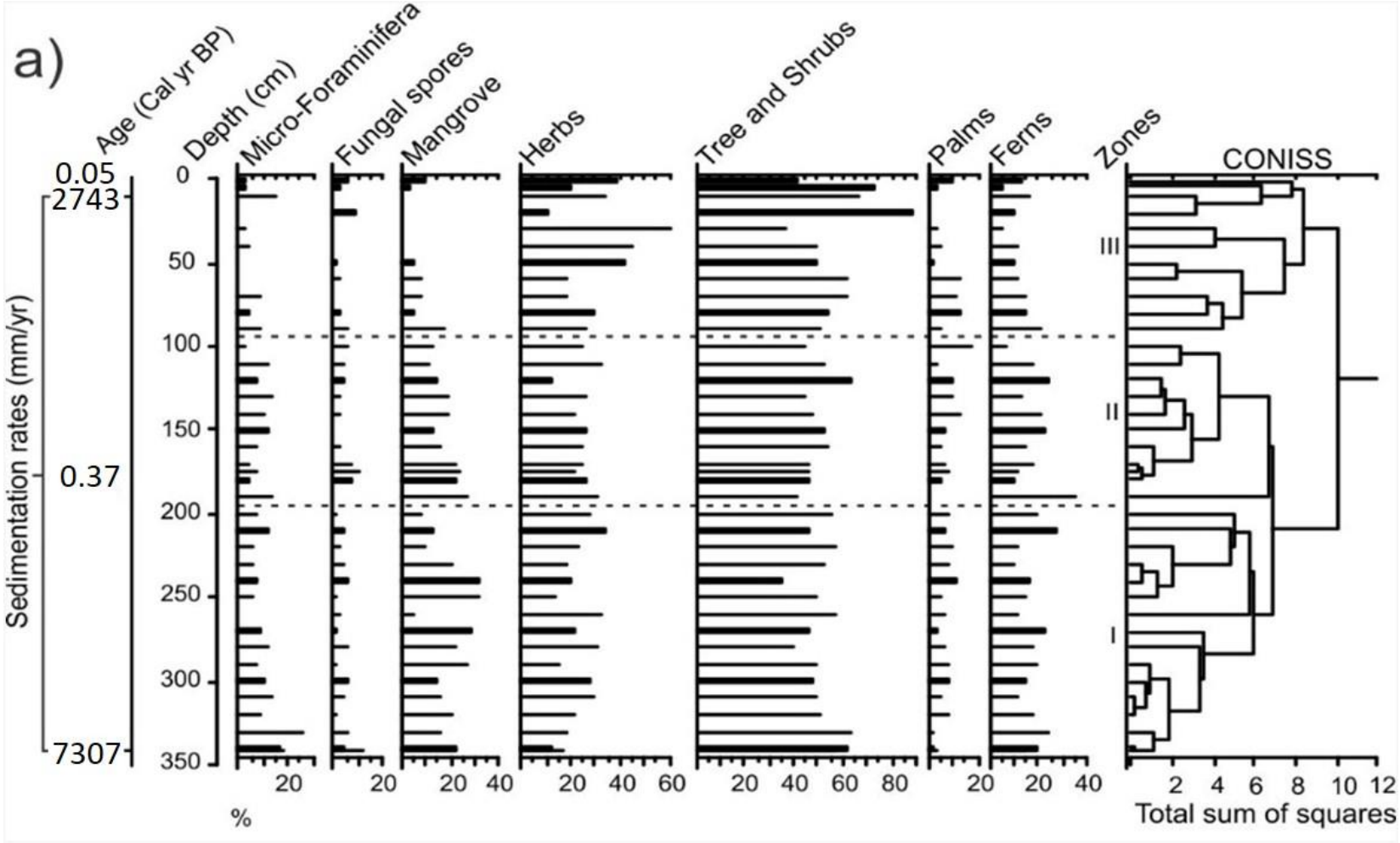

Figura 12- Taxa de sedimentação, idades ^{14}C e as zonas associadas com os grupos ecológicos do testemunho RSMV.

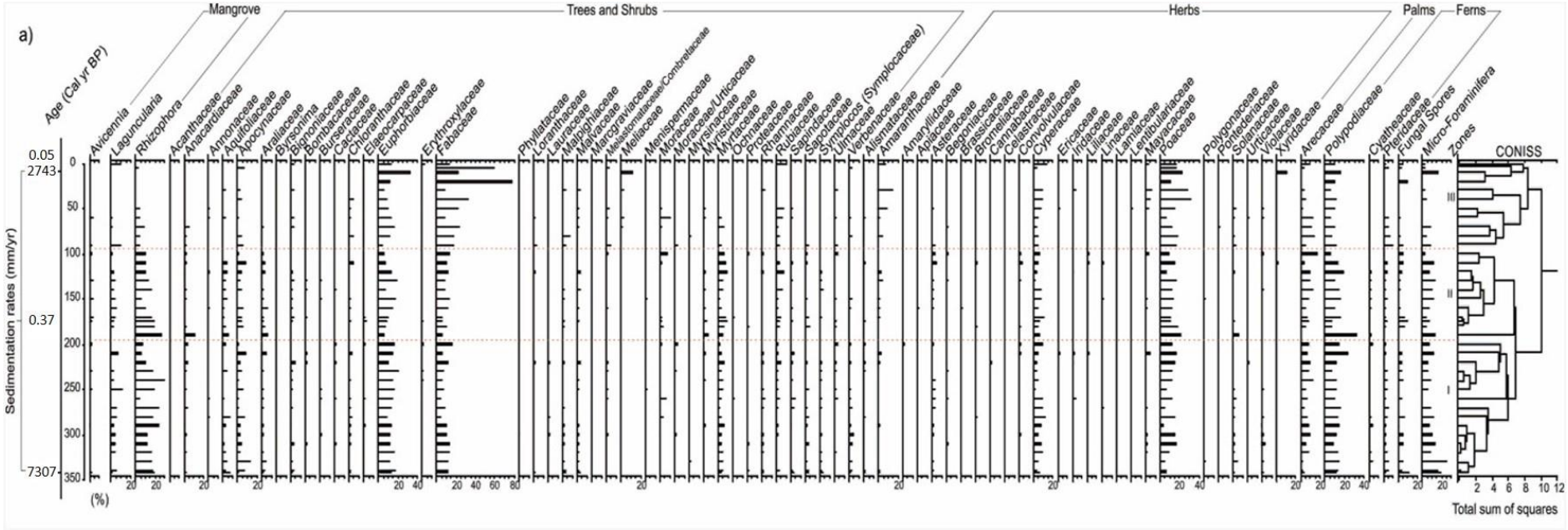

Figura 13- Conteúdo polínico do testemunho RSMV, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (manguezais, ervas, arbustos, árvores, palmeiras, esporos).

6.3.1.1 Zona I (340 cm a 200 cm, 7245-7368 anos cal AP)

A zona I é caracterizada por apresentar a predominância de sedimento silte-argiloso (Figuras 9 e Tabela 4). A base deste testemunho é marcada por apresentar maior porcentagem de silte (±59%), seguido de argila (±25%) e areia (±16%). Representada por floresta de manguezal bem desenvolvida (5 a 32%), com ocorrência de grãos de pólen do gênero *Rhizophora* (5 a 30%), *Laguncularia* (2 a 12%) e *Avicennia* (±2%).

Este intervalo é caracterizado pela maior porcentagem de grãos de pólen característicos da vegetação arbórea e arbustiva (35 a 64%), representada em maior porcentagem pelas famílias Euphorbiaceae (7 a 20%), Fabaceae (5 a 17%), Apocynaceae (3 a 15%), Aquifoliaceae (2 a 10%), Myrtaceae (±7%), Verbenaceae (±6%), Moraceae (±6%), Araliaceae (±5%), Bignoniaceae (±5%), Rubiaceae (±5%), Sapindaceae (±5%), Sapotaceae (±5%), Anacardiaceae (±4%), Rhamnaceae (±4%), Chloranthaceae (±3%), Malpighiaceae (±3%), Myristicaceae (±3%), Symplocaceae (±3%), Annonaceae (±2%), Bombacaceae (±2%), Burseraceae (±2%), Cactaceae (±2%), Elaeocarpaceae (±2%), Erythroxylaceae (±2%), Loranthaceae (±2%), Lauraceae (±2%), Malvaceae (±2%), Melastomataceae/Combretaceae (±2%), Menisperniaceae (±2%), Moraceae/Urticaceae (±2%), Myrsinaceae (±2%), Ochnaceae (±2%), Proteaceae (±2%), e Ulmaceae (±2%).

Seguido pela vegetação da planície herbácea (13 a 31%) representada principalmente pela família Poaceae (3 a 20%), Cyperaceae (2 a 14%), Mayaceae (±6%), Asteraceae (±5%), Solanaceae (±5%), Amaranthaceae (±3%), Convolvulaceae (±3%), Amaryllidaceae (±2%), Alismatacaeae (±2%), Begoniaceae (±2%), Cannabaceae (±2%), Ericaceae (±2%), Iridaceae (±2%), Liliaceae (±2%), Polygonaceae (±2%), Urticaceae (±2%), Violaceae (±2%), Bromeliaceae (±1%) e Linaceae (±1%). Ocorreu nesta zona também a presença de palmeiras, representada pela família Arecaceae (3 a 13%). Esporos de pteridófitas (10 a 27%), representados por Polypodiaceae (9 a 25%), Pteridaceae (±5%) e Cyatheaceae (±4%). Também ocorreu nesta zona a presença de fungos (4 a 12%) e micro-foraminíferos (6 a 26%).

6.3.1.2 Zona II (190 a 100 cm)

A zona II é caracterizada por apresentar a predominância de sedimento silte-argioloso (Figuras 9 e Tabela 4). Esta zona é marcada por apresentar maior porcentagem de silte (±67%), seguido de argila (±25%). A porcentagem de sedimento arenoso diminuiu nesta zona, chegando a (±8%).

Nessa zona observou-se também a presença de manguezal (15 a 30%), representada por grãos de pólen do gênero *Rhizophora* (7 a 27%), *Laguncularia* (±7%) e Avicennia (±3%).

Ocorreu nesta zona a prevalência de grãos característicos de vegetação arbórea e arbustiva (42 a 65%), registrando a presença das famílias Euphorbiaceae (6 a 20%), Fabaceae (7 a 15%), Anacardiaceae (2 a 12%), Apocynaceae (2 a 10%), Moraceae (2 a 10%), Chloranthaceae (2 a 6%), Myrtaceae (±9%), Rubiaceae (±9%), Araliaceae (±6%), Myristicaceae (±6%), Aquifoliaceae (±5%), Sapotaceae (±5%), Bignoniaceae (±4%), Elaeocarpaceae (±3%), Malvaceae (±3%), Rhamnaceae (±3%), Symplocaceae (±3%), Verbenaceae (±3%), Annonaceae (±2%), Bombacaceae (±2%), Burseraceae (±2%), Cactaceae (±2%), Erythroxylaceae (±2%), Loranthaceae (±2%), Malpighiaceae (±2%), Melastomataceae/Combretaceae (±2%), Menisperniaceae (±2%), Ochnaceae (±2%), Proteaceae (±2%), Sapindaceae (±2%) e Ulmaceae (±2%).

Seguido de grãos de pólen da planície herbácea (13 a 34%), registrando a presença das famílias Poaceae (6 a 22%), Cyperaceae (2 a 11%), Solanaceae (±7%), Asteraceae (±6%), Mayaceae (±4%), Amaranthaceae (±3%), Convolvulaceae (±3%), Alismatacaeae (±2%), Begoniaceae (±2%), Liliaceae (±2%), Linaceae (±2%), Polygonaceae (±2%), Violaceae (±2%), Xyridaceae (±2%), Apiaceae (±1%), Brassicaceae (±1%) e Bromeliaceae (±1%).

Foram registradas palmeiras, representada pela ocorrência da família Arecaceae, com porcentagem que variou de 5 a 17%. Esporos de pteridófitas (6 a 36%), representados por Polypodiaceae (7 a 34%), Pteridaceae (±4%) e Cyatheaceae (±2%). Também foi registrada a presença de fungos (2 a 12%) e micro-foraminíferos (3 a 15%).

6.3.1.3 Zona III (90 cm a 0 cm, 2699-2787 anos cal AP até o presente)

A zona III é caracterizada por apresentar a predominância de sedimentos silte-arenoso (Figuras 9 e Tabela 4). O topo deste testemunho é marcado por apresentar maior porcentagem de silte (±67%), seguido de areia (±22%) e argila (±11%).

Nessa zona é também possível identificar a presença do manguezal (2 a 10%), representada pela ocorrência do gênero *Laguncularia* (2 a 12%), *Rhizophora* (2 a 10%) e *Avicennia* (±2%).

Este intervalo é caracterizado pela maior porcentagem de grãos de pólen da vegetação arbórea e arbustiva, que variam entre 37% a 90%, representada por Fabaceae (10 a 80%), Euphorbiaceae (6 a 35%), Meliaceae (2 a 13%), Moraceae (2 a 12%), Rubiaceae (±9%), Apocynaceae (±8%), Malpighiaceae (±8%), Myrtaceae (±7%), Chloranthaceae (±6%), Melastomataceae/Combretaceae (±5%), Anacardiaceae (±4%), Aquifoliaceae (±3%), Bignoniaceae (±3%), Malvaceae (±3%), Rhamnaceae (±3%), Verbenaceae (±3%), Annonaceae (±2%), Araliaceae (±2%), Erythroxylaceae (±2%), Loranthaceae (±2%),

Myrsinaceae (±2%), Myristicaceae (±2%), Sapindaceae (±2%), Sapotaceae (±2%) e Ulmaceae (±2%).

Ao longo desta zona também foi possível identificar a presença de grãos de pólen característicos da vegetação herbácea, com porcentagem de 12 a 60%, com ocorrência de grãos de pólen de Poaceae (7 a 35%), Amaranthaceae (2 a 18%), Cyperaceae (2 a 15%), Xyridaceae (±15%), Mayaceae (±7%), Solanaceae (±4%), Asteraceae (±2%), Begoniaceae (±2%), Ericaceae (±2%), Iridaceae (±2%), Lentibulariaceae (±2%), Pontederiaceae (±2%), Urticaceae (±2%), Violaceae (±2%) e Alismatacaeae (±1%). Ocorreu nesta zona também a presença de palmeiras, representadas pela família Arecaceae, com uma frequência que chegou a 15%.

Esporos de pteridófitas (6 a 15%) são representados por Polypodiaceae (7 a 17%) e Pteridaceae (±10%). Nesta zona foi registrada também a presença de fungos (2 a 12%) e micro-foraminíferos (3 a 15%).

6.3.2 Testemunho JUCU

O testemunho Jucu possui 190 cm de profundidade de depósitos holocênicos, apresenta abundância de 43 *taxa* dos grãos de pólen e 7 *taxa* de esporos (Figuras 14 e 15). Neste perfil, foi possível identificar a presença de quatro zonas polínicas, que registram alterações nas assembleias polínicas, ilustradas na análise de Cluster (CONISS). A primeira zona inclui as amostras entre as profundidades 190 a 170 cm, equivalente ao período de aproximadamente 2188-2332 anos cal AP. Enquanto a segunda zona correspondente às profundidades entre 165 e 120 cm, que inicia em aproximadamente 2.260 anos cal AP. A terceira zona polínica equivale às profundidades 110 a 50 cm, com idade de aproximadamente 439-498 anos cal AP. A quarta zona inicia a partir de 40 cm até a superfície, que corresponde ao período entre aproximadamente 319-470 anos AP até o presente.

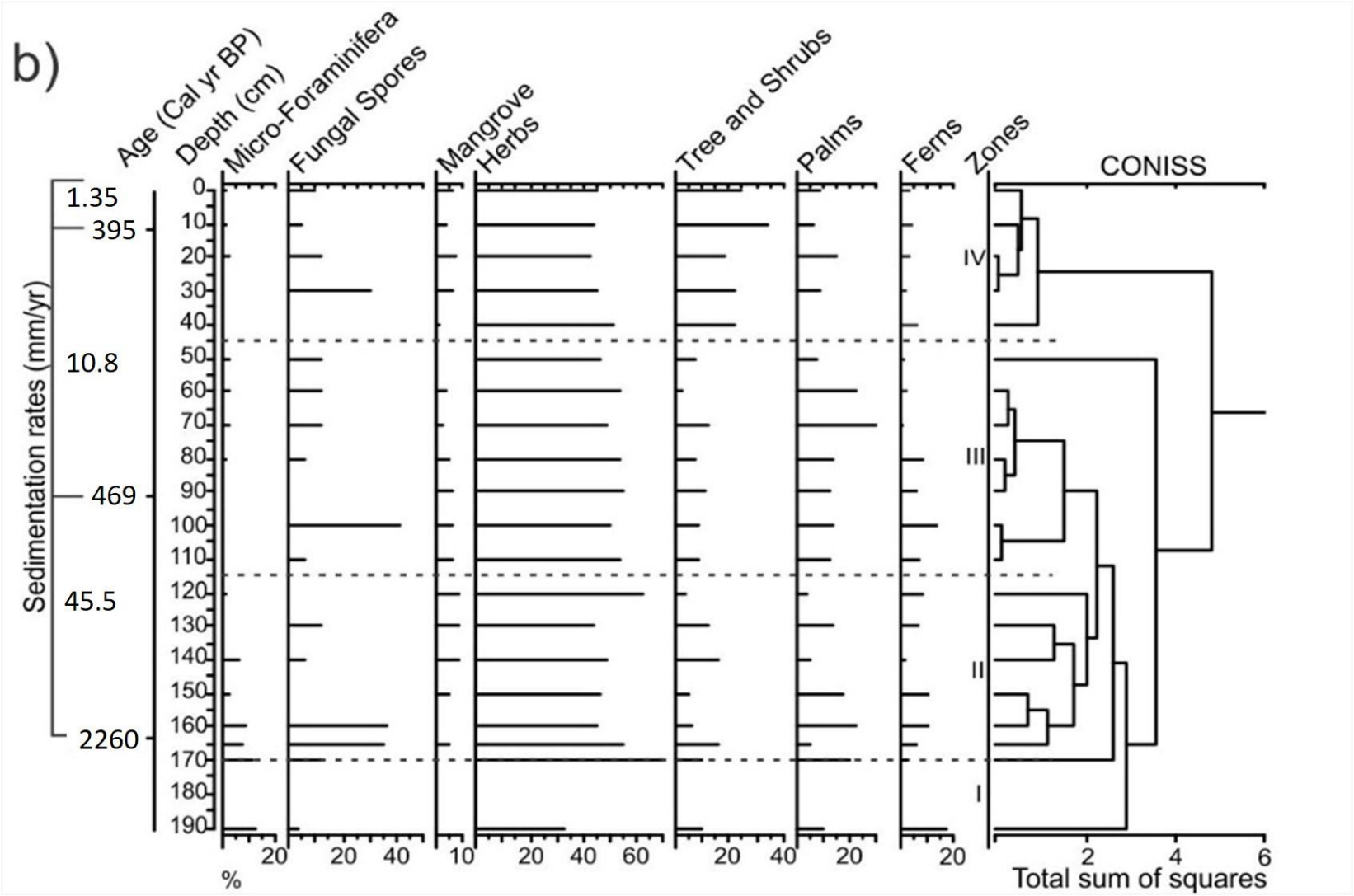

Figura 14- Taxa de sedimentação, idades ^{14}C e as zonas associadas com os grupos ecológicos do testemunho Jucu.

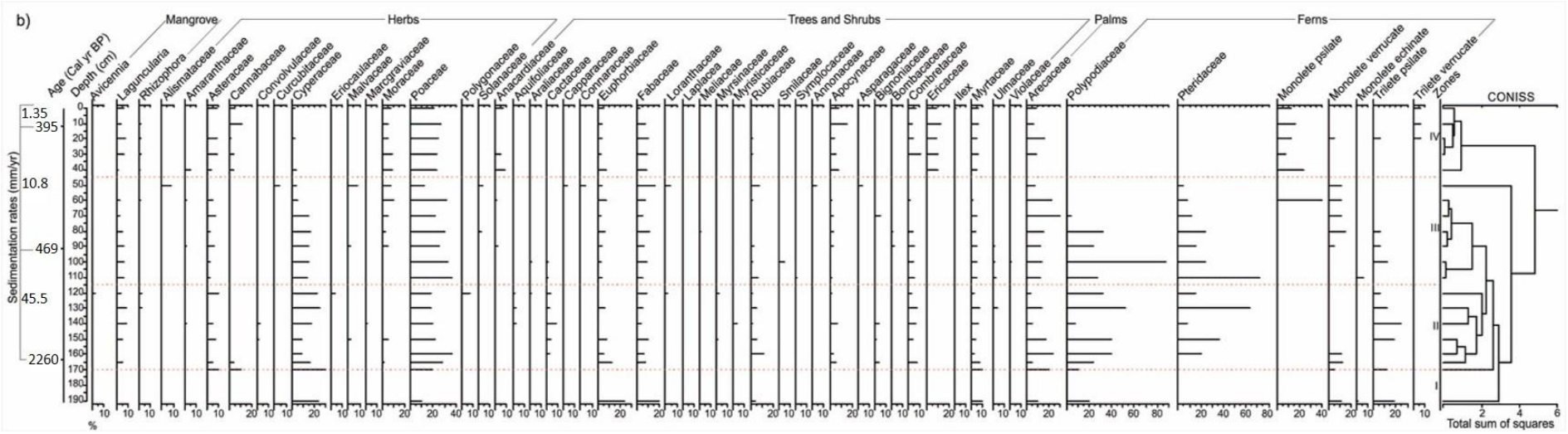

Figura 15- Conteúdo polínico do testemunho Jucu, inseridos em seus respectivos grupos ecológicos (manguezais, ervas, arbustos, árvores, palmeiras, esporos).

6.3.2.1 Zona I (190 cm a 170 cm)

A zona I do testemunho Jucu é caracterizada por apresentar a predominância de sedimentos arenosos, com classificação de areia grossa.

Este intervalo é caracterizado pela maior porcentagem de grãos de pólen da planície herbácea, que variaram entre 34 e 72%, representada em maior porcentagem pelas famílias Cyperaceae (24 a 30%), Poaceae (10 a 20%), Asteraceae (±10%) e Cannabaceae (±10%). Seguida pela vegetação arbórea e arbustiva (±48%), que é composta por Euphorbiacea (±24%), Fabaceae (±19%), Myrtaceae (±10%) e Rubiaceae (±5%). As palmeiras também ocorrem nessa profundidade, representados por grãos de pólen da família Arecaceae (10 a 20%). Nesta zona não foram observados representantes dos manguezais (*Avicennia*, *Laguncularia* e *Rhizophora*).

Os esporos de pteridófitas (~18%), registrando a presença Polypodiaceae (10 a 20%), trilete psilado (12 a 18%), monolete verrugado, (5 a 12%) e monole echinate (±1%). Houve também o registro de fungos (5 a 19%) e micro-foraminíferos (±15%).

6.3.2.2 Zona II (165 cm a 120 cm, 2188-2332 anos cal AP)

A zona II é caracterizada por apresentar a predominância de sedimento silte-arenoso (Figura 10 e Tabela 5). Esta zona é marcada por apresentar maior porcentagem de silte (±68%), seguido de areia (±20%). A porcentagem de sedimento argiloso nesta zona foi relativamente baixa (±12%).

Nessa zona o principal resultado é o início da instalação de manguezal (±10%) com ocorrência de grãos de pólen do gênero *Laguncularia* (±10%), *Rhizophora* (±2%) e *Avicennia* (±2%). Ao longo desta zona a *Laguncularia* se apresenta de forma contínua, enquanto *Rhizophora* ocorre de forma pouco expressiva e seguida por *Avicennia* menos expressiva, que apareceu apenas nessa zona.

A planície herbácea (45 a 62%) está representada principalmente pela família Poaceae (18 a 37%), Cyperaceae (10 a 24%), Asteraceae (±10%), Moraceae (±5%), Malvaceae (±8%), Polygonaceae (±8%), Eriocaulaceae (±4%), Cannabaceae (±4%), Malvaceae (±2%), Amaranthaceae (±2%) e Convolvulaceae (±2%). Ao longo desta zona é possível encontrar também a presença de grãos de pólen característicos da vegetação arbórea e arbustiva, com porcentagem de 20 a 27%, representados por Euphorbiacea (±12%), Rubiaceae (±11%), Fabaceae (4 a 10%), Cactaceae (±9%), Aquifoliaceae (±4%), Myristicaceae (±4%), Araliaceae (±2%), Lorathaceae (±2%) e Myrsinaceae (±2%). Ocorreu nesta zona também a presença de palmeiras (7 a 23%), representada pela família Arecaceae (4

a 23%). A vegetação arbórea (6 a 19%) foi representada porCombretaceae (2 a 8%), Myrtaceae (2 a 7%), Apocynaceae (±7%), Ulmaceae (±4%) e Bignoniaceae (±4%).

Os esporos de pteridófitas (±65%) também apareceram em condições elevadas, representados por Pteridaceae (8 a 64%), Polypodiaceae (8 a 52%), triletepsilado (±24%) e monoleteverrugado (±13%). Ocorreu nesta zona também a presença de fungos (±36%) e micro-foraminíferos (±10%).

6.3.2.3 Zona III (110 cm a 50 cm, 439-498 anos cal AP)

A zona III é caracterizada por apresentar a predominância de sedimento silte-arenoso (Figura 10 e Tabela 5). Esta zona é marcada por apresentar maior porcentagem de silte (±56%), seguido de areia (±32%). A porcentagem de sedimento argiloso nesta zona foi relativamente baixa (±12%).

Nessa zona observou-se também a presença de manguezal (3 a 7%), representada por grãos de pólen do gênero *Laguncularia* (±6%) e *Rhizophora* (±1%).

Neste intervalo é possível identificar a diminuição da porcentagem dos grãos de pólen da planície herbácea (46 a 55%), comparado com a zona II porém continua sendo o grupo de maior porcentagem, registrando a presença das famílias Poaceae (12 a 37%), Cyperaceae (4 a 17%), Moraceae (±10%), Alismataceae (±8%), Malvaceae (±8%) Asteraceae (±7%), Curcubitaceae (±4%), Solanaceae (±4%) e Amaranthaceae (±2%). Foram registrados também grãos de pólen característicos de vegetação arbustiva (10 a 42%): Fabaceae (5 a 15%), Euphorbiaceae (3 a 8%), Rubiaceae (±8%), Smilaceae (±5%), Capparaceae (±4%), Connaraceae (±4%), Loranthaceae (±4%), Anacardiaceae (±2%), Meliaceae (±2%), Anacardiaceae (±2%), Aquifoliaceae (±1%), Araliaceae (±1%), Cactaceae (±1%) e Symplocaceae (±1%). Foram registradas palmeiras, representadas pela ocorrência da família Arecaceae, com percentagens que variam de 8 a 30%. Ocorreu nesta zona grãos característicos de vegetação arbórea (3 a 18%), registrando a presença de Combretaceae (±5%), Myrtaceae (±5%), Bignoniaceae (±5%), Annonaceae (±4%), Asparagaceae (±4%), Apocynaceae (±3%), Ulmaceae (±3%), Bombaceae (±2%) e Violaceae (±1%).

Os esporos de pteridófitas (±90%) também apareceram em condições elevadas, representados por Polypodiaceae (±88%), Pteridaceae (4 a 72%), monoletepsilado, (±40%), monolete verrugado (±15%), trilete psilado (±12%) monolete echinate (±6%) e trilete verrugado (±1%). Também foi registrada a presença de fungos (±44%) e micro-foraminíferos (±2%).

6.3.2.4 Zona IV (40 cm a 0 cm, 319-470 anos cal AP até o presente)

A zona IV é caracterizada por apresentar a predominância de sedimentos silte-argiloso (Figura 10 e Tabela 5). O topo deste testemunho é marcada por apresentar maior porcentagem de silte (±71%). Seguido de argila (±18%). A porcentagem de sedimento arenosos nesta zona foi relativamente baixa (±10%).

Na profundidade de (40-42 cm) foi possível observar o aumento da porcentagem de sedimentos arenosos, chegando a (±23%). O maior aumento na porcentagem de silte foi na profundidade de (10-12 cm) chegando a (±80%) e de sedimentos argilosos na profundidade de (30-32 cm) chegando a (±25%).

Nessa zona é também possível identificar a presença do manguezal (2 a 7%), representada pela ocorrência do gênero *Laguncularia* (2 a 8%) e *Rhizophora* (±2%).

Este intervalo é caracterizado pela maior porcentagem de grãos de pólen da planície herbácea, que variam entre 42% e 53%, representada em maior porcentagem pelas famílias Poaceae (20 a 27%), Cannabaceae (2 a 12%), Asteraceae (±10%), Moraceae (5 a 9%), Amaranthaceae (±6%) e Cyperaceae (±4%).

Ao longo desta zona também foi possível identificar a presença de grãos de pólen característicos da vegetação arbustiva, com porcentagem de 14 a 34%, com ocorrência de grãos de pólen de Fabaceae (3 a 10%), Anacardiaceae (±9%), Euphorbiaceae (3 a 8%) e Rubiaceae (±2%).

Os grãos de pólen característicos da vegetação arbórea (20 a 36%) são representados pela maior ocorrência da família Apocynaceae (5 a 15%), seguida por Ericaceae (9 a 12%), Combretaceae (±11%), Myrtaceae (5 a 7%) e Ilex (±2%). Ocorreu nesta zona também a presença de palmeiras, representadas pela família Arecaceae, com uma frequência que chegou a 15%.

Com relação aos esporos, se observou porcentagens de até 30%, representados pela maior ocorrência de monoletespsilados (8 a 24%), seguidos de triletesverrugados (±7%), monoletesverrugados (±6%) e triletespsilados (±6%). Nesta zona foi registrada também a presença de fungos (±33%) e micro-foraminíferos (±2%).

7 DISCUSSÃO

Os dados sedimentares, polínicos e de datações ^{14}C obtidos a partir dos testemunhos sedimentares, coletados no rio Santa Maria da Vitória (RSMV) e na foz do rio Jucu (ES), permitiram a reconstituição paleoambiental da vegetação durante o Holoceno médio e tardio. Esses dados revelaram alterações na distribuição da vegetação desde aproximadamente 7245-7368 e 2188-2332 anos cal AP.

Por volta de ±7307 anos AP o NRM estava em elevação na costa brasileira (Angulo *et al*. 2006), as oscilação climática e a salinidade favoreceram uma vegetação de manguezal bem estabelecida na região do testemunho RSMV, com predominância principalmente de *Rhizophora* e *Laguncularia*.

Nas zonas I e II houve predominância de sedimentos silte-argiloso, contribuindo com a presença da vegetação de manguezal, pois podem ser mais adequados para o desenvolvimento e sobrevivência de *Rhizophora* (Menezes *et al*. 2008). Nessas zonas ainda foi possível destacar a presença de *Rhizophora* e *Avicennia* indicando a salinidade, que é um componente físico-químico essencial para a sobrevivência dos manguezais (Snedaker 1982, Clark et al., 1998, Alongi et al., 2000).

Por volta de 2699-2787 anos cal AP os grãos de pólen de manguezal diminuíram. Provavelmente essa diminuição foi resultado da diminuição do NRM, maior descarga fluvial que está relacionada com um clima mais úmido, resultando na migração desse ecossistema para zonas topograficamente mais baixas. Além dos agentes naturais, atualmente os manguezais têm sofrido também pressões de ação antrópicas com o desenvolvimento urbano das cidades, como Vitória e Vila Velha (ES).

Foi registrada uma redução na quantidade de grãos de pólen de manguezal na zona III, provavelmente devido à influencia humana. De acordo com o estudo de mapeamento e análise espaço-temporal dos manguezais do Espírito Santo, o manguezal do rio Santa Maria da Vitória possui grande relevância devido à sua posição geográfica metropolitana, sendo o maior do Espírito Santo, e desempenhando diversas funções em aspectos socioeconômicos, ambientais, históricos e culturais. A pesquisa indicou que esse manguezal foi o terceiro que mais perdeu área nas últimas décadas, devido a uma série de fatores, incluindo, intervenções imobiliárias desde a época da colonização portuguesa, a poluição atmosférica, o despejo de esgotos no manguezal, contaminação por metais pesados e a negligência das autoridades.

No Estado do Espírito Santo, a área de manguezais é de aproximadamente 81 km^2. A maior concentração está na foz do rio Santa Maria da Vitória (Vitória-ES), com cerca de

22km^2. No litoral capixaba, a localização dos manguezais próximos às zonas urbanas tem revelado impactos severos no seu desenvolvimento. Os mangueizais presentes na foz do rio Santa Maria da Vitória, por exemplo, apresentaram um declínio de aproximadamente 1,2km^2 (Vervloet, 2023).

Na foz do rio Jucu, por volta de 2188-2332 anos cal AP prevaleceram sedimentos arenosos, que desfavoreceram o estabelecimento da vegetação costeira, especialmente de manguezal, na região de coleta do testemunho. Isso resultou na baixa preservação de grãos de pólen. Possivelmente, os fatores hidrodinâmicos não foram favoráveis para o estabelecimento dos manguezais na região.

As variações na descarga fluvial podem ser uma consequência de variação nas taxas de precipitação (Amarasekera *et al*. 1997). No Holoceno tardio as condições climáticas tornaram-se mais úmidas (Salgado-Labouriau *et al*. 1998, Barberi *et al*. 2000, Freitas *et al*. 2001, Pessenda *et al*. 2004), resultando em uma maior influência dos índices pluviométricos (Behling & Costa 2000, Pessenda *et al*. 2001), e consequentemente maior vazão no rio Jucu, permitindo uma maior concentração de sedimentos arenosos durante esse período.

Os manguezais do litoral nordeste e sudeste do Brasil estão relacionados com as variações do NRM e com as mudanças nos suprimentos sedimentares possibilitando a dinâmica desses ecossistemas (Amaral *et al*. 2006, França *et al*. 2015).

Estudos recentes realizados no litoral norte do Estado do Espírito Santo evidenciaram mudanças na vegetação e no sistema sedimentar costeiro relacionando-os com as flutuações do nível relativo do mar e a dinâmica sedimentar, associada ao aumento de precipitação durante o Holoceno tardio, promovendo maior descarga fluvial de rios e resultando em uma maior entrada de sedimentos arenosos e redução da salinidade, proporcionando diminuição ou até mesmo substituição das áreas de manguezal (França *et al*. 2013, Cohen *et al*. 2014, França *et al*. 2015, Carvalho 2019).

Desde pelo menos ±2260 até ±468 anos cal AP a presença de sedimentos silte-arenosos foi predominante. Durante esse período surgiram os primeiros grãos característicos de vegetação de manguezal, que foi inicialmente foi colonizada pelo gênero *Laguncularia*, e ocorreu de forma contínua até o presente. Segundo Menezes (1999) esse gênero é predominante em substratos arenosos. Além disso, o gênero *Laguncularia*, coloniza locais onde a salinidade da água intersticial é relativamente baixa (Jiménez 1985). De acordo com os trabalhos realizados por Soares (1999), Menghini (2004), Silva *et al* (2005), e Kilca*et al* (2010) a predominância de *Laguncularia* está normalmente relacionada a estágios iniciais ou médios, de sucessão de manguezais. A *Laguncularia* é um gênero pioneiro por se desenvolver

em baixos níveis de salinidade e sobre sedimentos arenosos, oriundo de condições hidrodinâmicas mais intensas, podendo também se adaptar a outros tipos de sedimentos, como silte e argila.

Recentes trabalhos demostram ecossistemas costeiros colonizados por *Laguncularia*, relacionado com a flutuação do NRM e com a dinâmica sedimentar. As características ambientais desses períodos foram favoráveis para o estabelecimento de manguezais constituídos pelo gênero *Laguncularia* durante o Holoceno tardio. No Holoceno tardio, por volta de 1.285 anos cal AP na Baía da Babitonga no litoral norte do estado de Santa Catarina houve o estabelecimento de vegetação de manguezal, colonizado por *Laguncularia* derivado de uma oscilação climática local, influenciado por maiores índices pluviométricos, pela presença de um fluxo de maré e relacionada a um alto regime hidrodinâmico (Azevedo 2018). A foz do rio Barra Seca, na região norte do Espírito Santo, durante o período de ±2074 anos cal AP foi marcada pela colonização do gênero *Laguncularia,* com baixo nível de salinidade, relacionados com a estabilização do NRM e a dinâmica sedimentar (Silva 2018).

Ainda na foz do rio Jucu, posteriormente houve o aparecimento dos grãos de pólen do gênero *Rhizophora* e *Avicennia*, porém ocorreram de forma pouco expressiva, com porcentagens de até 2% para ambos. Durante esse período a assembleia polínica revelou a grande presença de esporos de pteridófitas, enquanto os outros representantes da vegetação foram menos expressivos. Elevadas porcentagens de esporos indicam condições úmidas e/ou transporte aquoso, os quais fazem parte do grupo das pteridófitas (Tyson 1995, Meyer et al., 2005), evidenciando um Holoceno tardio mais úmido.

Após 439-498 anos cal AP até o presente houve a predominância de sedimentos silte-argilosos e a vegetação herbácea foi mais evidente. Os manguezais são excelentes acumuladores de silte e argila que apresentam excelentes condições para a preservação de grãos de pólen (Kasse et al., 2005, Bos et al., 2008, Cohen et al., 2014). Nesse período também houve o aparecimento de *Rhizophora* quase que contínuo, porém ainda pouco expressivo. Esse resultado pode ter ocorrido devido à predominância de sedimento silte-argiloso durante esse período e o aumento na temperatura, visto que a temperatura é um fator restritivo para o desenvolvimento desse gênero (Duke et al., 1998, Quisthoudt et al., 2012).

A maior quantidade de chuvas causa mudanças tanto nas descargas fluviais, quanto nos gradientes de salinidade (Lara & Cohen, 2006), impactando diretamente no crescimento e/ou retração dos manguezais. Assim, a menor concentração polínica dos representantes do manguezal pode ser resultado do maior input de águas continentais, que favorecem a diminuição da salinidade na zona estuarina, além de permitir a maior entrada de sedimentos

arenosos como resultados da maior atividade hidrodinâmica. Porém, considerando essa possível diminuição da salinidade, os manguezais se mantiveram na região.

8 CONCLUSÃO

Dados palinológicos, sedimentares e datações^{14}C, obtidos de dois testemunhos sedimentares (RSMV e JUCU), foram usados para determinar a dinâmica da vegetação e a dinâmica sedimentar durante o Holoceno médio e tardio no litoral central do Estado do Espírito Santo. Em torno de 7245-7368 anos AP o NRM estava em elevação, possibilitando o desenvolvimento de manguezais em regiões topograficamente mais elevadas, como na região do testemunho RSMV, localizado em uma porção mais interna do continente, contruibuindo para uma vegetação de manguezal bem desenvolvida. No entanto, cerca de 2188-2332 anos AP o NRM já havia diminuido, resultando na contração do manguezal e expansão da vegetação arbórea e arbustiva, fazendo com que essa vegetação de mangue ocupasse porções mais baixas, topograficamente. Esse período foi considerado relativamente mais úmido, aumentando os índicies pluviométricos e desfavorecendo os manguezais na região do testemunho JUCU. Após esse período houve a instalação de manguezal na região, primeiramente colonizado por *Laguncularia* e posteriormente por *Rhizophora* e A*vicennia*. Portanto, o desenvolvimento e a instalação dos manguezais no litoral central do Espírito Santo foi controlado pela associação da variação do NRM e de flutuações climáticas.

REFERÊNCIAS

Albino J. 1999. *Morfodinâmica e processo de sedimentação atual das praias de Bicanga à Povoação, ES*. Orientador: Suguio Kenitiro. PhD Theses, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 182 p.

Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf. Science.* **76**: 1-13.

Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. *Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil* (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **241**: 608-620.

Amaral D.D., Vieira I.C.G., Salomão R.P. Almeida S.S., Silva J.B.F., Costa Neto S.V., Santos J.U.M., Carreira L.M.M., Bastos M.N.C. 2007. *Campos e florestas das bacias dos rios Atuá e Anajás, Ilha do Marajó, Pará*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 110p.

Amarasekera K.N., Lee R.F., Williams E.R., Eltahir E.A.B. 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, **200** (1-4): 24–39.

Ângulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C.S. 2006. Uma revisão crítica das flutuações do nível do mar do Holoceno médio e tardio na costa leste do Brasil. *Quaternary Science Review*, **25**: 486–506.

Armstrong H.A. & Brasier M. D. 2005. Microfossils. 2. ed. United Kingdom, *Blackwell Publishing*.

Assis M.A. 1999. *Florística e caracterização das comunidades vegetais da planície costeira de Picinguaba, Ubatuba, SP*. Orientador: João Semir. PhD Theses, Instituto de Biociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

Azevedo A.Q.de. 2018. *Efeitos das mudanças climáticas nos manguezais de Santa Catarina durante o Holoceno tardio*. Orientador: Marlon França. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 84 p.

Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **13**: 241–254.

Bastos M.N.C. 1984. Levantamento florístico dos campos do Estado do Pará. I – Campo de Joanes (Ilha de Marajó). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Botânica, **1** (1/2): 67-86.

Behling H. 1993. Untersuchungen Zur Spätpleistozänenundholozänen Vegetations – und Klimageschichte der tropischen Küstenwälderund der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien). *In:* Souza, C. G. *et al. Quaternário do Brasil.* Ribeirão Preto, Holos, p.53-69.

Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369–377.

Behling H. & Costa M. L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in north eastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Elsevier. **114**: 145-155.

Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in Northeastern, Pará. Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **167**: 225-242.

Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetat. Hist. Archaeobot*. **13**: 73-80.

Blasco F. 1984. *Mangrove evolution and palinology. In:* Snedaker S.C. & Snedaker J.G. (eds). *The mangrove ecosystem*: researchmethods. United Kingdom, UNESCO. 36-49p.

Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. *Mangrove as indicators of coastal change*. *Catena*. **27**: 167–178.

Bozi B.S. 2020. *Impactos das mudanças do nível do mar nos manguezais do sudeste do Braasil durante o Holoceno e Antropoceno usando uma abordagem multi-proxy*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Pará.

Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. Harcourt, San Diego (USA), Academic Press, p. 613.

Broecker W.S. 2003. *Radiocarbon*. *In*: Turekian K. K. & Holland H. D. (ed.). *Treatise on geochemistry*. San Diego. Elsevier. v. 4, p. 245-260.

Camargo M.G. 2006. *Sysgran para Windows*: sistema de análises granulométricas. Disponível em: www.cem.ufpr.br. Acesso em: 25 de abril de 2020.

Carvalho V.R. 2019. *A dinâmica da vegetação nas planícies de maré do delta do rio Doce durante o Holoceno Tardio*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, 88 p.

Chapman V.J. 1976. *Mangrove Vegetation*. Vaduz, West Germany, J. Cramer.

Colinvaux P. 1986. Plainthinking on Bering Land Bridge Vegetation and Mammoth Populations. *Quarterly Review of Archaeology*. **7**: 8-9.

Colinvaux, P., 1996. Low-Down on the Land Bridge. *Nature*. **382**: 21-23.

Colinvaux P., Oliveira P.E., Patiño J.E.M. 1999. *Amazonpollen manual and atlas-Manual e Atlas Palinológico da Amazônia*. Amsterdam, Hardwood.

Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remotesensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*. **11**: 223-231.

Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Castro D., Macário K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. **415**: 48–58.

Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling, H., Ângulo R. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil).*Wetlands Ecol. Manag.* **13**: 433–443.

Diretoria De Hidrologia E Navegação – DHN. 2003. *Tábua de Marés.* Porto de Tubarão - Estado do Espírito Santo. Marinha do Brasil.

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. **11** (4): 227-237.

Erdtman G. 1960. The Acetolysis method: in a revised description. *Sv. Bot. Tidskr. Lund*. **54** (4): 562-564.

Feltre R. 2004. *Química geral*. 6ª ed. São Paulo, Moderna. v. 2. p. 378. Disponível em: https://calixtoquimica.wordpress.com/wp-content/uploads/2016/05/quimica-feltre-vol-2.pdf. Acesso em: 21/05/2020.

Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. **27**: 27p.

França C.F. 2003. *Morphology and coastal changes on the east bank of Marajo (PA)*. (in Portuguese). PhD Theses, Universidade Federal do Pará, Belém, 144p.

França M. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior.* MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 128p.

França M.C., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Rossetti D. F., Lorente F. L., Buso Junior A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macario K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, Cremlingen, **110**: 59-69.

França M.C., Alves I.C., Castro D.F, Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Buso Junior A.A., Giannini P.C.F., Francisquini M.I. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*, **128**: 155-166.

França S.C.A. & Couto H.J.B. 2007. Análise microgranulométrica – Malvern e Sedigraph. *In*: Sampaio J. A., França S. C. A., Braga P. F. A. *Tratamento de Minérios*: práticas laboratoriais. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI. p.101-122.

Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aracena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A. De. S., Boulet R. 2001. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. *Quaternary Research*, **55**: 39-46.

Gasparino E.C. & Barros M. A. V. C. 2006. *Palinologia*. Disponível em: https://smastr16.blob.core.windows.net/pgibt/sites/242/2023/10/palinologia_eduardo_gasparino.pdf. Acesso em: 10 jan. 2020.

Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of Wetland development of the Amapá coast during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), **82**: 451-465.

Gomes F.H. 2005. *Caracterização e gênese de solos sob vegetação de restinga na Ilha do Cardoso-SP*. PhD Theses. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". 107 p.

Gornitz V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*. **89**: 379-398.

Grimm E.C. 1987. *Coniss*: a Fortran 77 Program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Computers and Geosciences*. **13**: 13-35.

Hanson K., Maul G.G., Karl T. R. 1989. Are atmospheric "greenhouse" effects apparentin the climatic record of the contiguous U.S. (1895-1987)?. *Geophysical Research Letters*. v. 16.1. p. 49 – 52.

Herrera L.F. & Urrego L.E. 1996. *Atlas delpolen de plantasútiles y cultivadas de La Amazonía colombiana*. Tropenhos Colombia, Bogotá, 462 p.

Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural – Incaper. 2020. *Sistema de Informação Meteorológica*. Disponível em: http://hidrometeorologia.incaper.es.gov.br/. Acesso em: 20 de jan. de 2020.

Jiménez J.A. 1985. Rhizophora mangle (L.) Red mangrove. Rhizophoraceae. Mangrovefamily. Unesco, *SO-ITF-SM*. **2**: 2-7.

Kilca R.V.; Costa M.P., Zanini R.R., Carvalho F.A., Costa A.F. 2010. Estrutura de manguezais em diferentes estágios sucessionais no estuário do rio Piauí, Sergipe-Brasil. *Pesquisas*, Sér. Botânica, **61**: 171-189.

Köppen W. 1948. *Climatologia*: com unestudio de los climas de La tierra. México, Fondo de Cultura Econômica, 479p.

Lara J.R. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecolgy Management*. **4**: 349–358.

Libby W. F. 1955. Natural distribution of cosmic - ray produced tritium, 2. J. inorg. *Nuclear chem*. **1**: 75- 95.

Lisboa P.L.B., Lisboa R.C.L., Rosa N.A., Santos M.R. 1993. Patterns of floristic diversity in the ecological reserve Bacurizal in Salvaterra, Marajo island, Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Botânica. **9** (2): 223-248 (in portuguese).

Lorente F.L., Buso A.A., Oliveira P.E., Pessenda L.C.R. 2017. *Atlas palinológico*: Laboratorio14C - Cena-USP. Piracicaba-SP, FEALQ, 333p.

Macedo L.A.A.de & Rocha A.A. 1985. Lançamento de esgotos em manguezais. Considerações sobre aspectos ecológicos-sanitários na ilha de São Luís, MA. *Revista DAE*. **45** (140): 67-72.

Mantovani W. 1992. *A* vegetação sobre a restinga em Caraguatatuba, SP. *In*: 2º Congresso Nacional sobre Essências Nativas, São Paulo. *Anais*[...]. v.1, p. 139-144.
DOI: https://doi.org/10.24278/2178-5031.199241249.

Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos "deltas" brasileiros. *Boletim do IG-USP*. **15**: 86.

Menezes G. V. 1999. *Recuperação de manguezais:* um estudo de caso na Baixada Santista, estado de São Paulo, Brasil. PhD Theses, Universidade de São Paulo, São Paulo. 145p.

Menezes M.P.M.M., Berger U., Mehlig U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão states, North Brazil. *Acta Amazonica*. **38** (3): 403-420.

Menghini R.P. 2004. *Dinâmica da regeneração natural de bosques de mangue impactados na Ilha Barnabé, Baixada Santista, São Paulo, Brasil.* PhD These. Universidade de São Paulo, São Paulo, 125p.

Nave C. R. 2016. *Hypersphysics*. Atlanta, Georgia State University. Disponível em: http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html. Acesso em: 09 de março de 2020.

Oliveira M., Baptista G.M.M., Carneiro C.D.R., Vecchia F.A.S. 2015. História geológica e Ciência do clima: Métodos e origens do estudo dos ciclos climáticos na Terra. *Terræ*. **12** (1): 03-26.

Pessenda L.C.R & Camargo P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. *Química Nova*, **14** (2): 98-103.

Pessenda L.C.R., Valencia E.P.E., Camargo P.B., Telles E.C.C., Martinelli L.A., Cerri C.C., Aravena R., Rozanski K. 1996. Natural Radiocarbon Measurements in tropical soil developed on basic rocks. *Radiocarbon*. **38** (2): 203–208.

Pessenda L.C.R., Boulet R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M. 2001. Origin and dynamics of soilorganic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest–savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*. **11**: 250–254.

Pessenda L.C.R., Ribeiro A.D.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassolli J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, San Diego. **62**: 183-193.

Pessenda L.C.R., Buso Junior A.A., Cohen M.C.L., Calegari M., Schiavo J.A., França M.C., Lorente F. L., Giannini P.C.F., Oliveira P.E.de, Rossetti D.F., Siqueira G.S., Francisquini M.I., Ribeiro C.V., Bendassolli J.A., Madella M., Osterrieth M., Cecchet F.A., Felipe P.L.L., Brustolin L.T., Rasbold G.G., Monteiro R. 2015. Estudos Paleoambientais Interdisciplinares: dinâmica da vegetação, do ambiente marinho e inferências climáticas milenares a atuais na costa norte do Espírito Santo, Brasil. *Ciências e Ambiente*. **49**: 42-48.

Projeto Radambrasil. 1983. *Mapa Geológico. Folhas SF. 23/24*. Rio de Janeiro/Vitória. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

Punt W., Hoen, P.P., Blackmore S., Nilsson S., Le Thomas A. 2007. Glossary of pollen and spore terminology. *Review of paleobotany and Palynology* **143**: 1-81.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Edwards R.L., Friedrich M., Grotes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B.K., Mccormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Plicht J., Van Der. Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine 09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*. **51** (4): 1111-1150.

Rizzini C. T. 1997. *Tratado de fitogeografia do Brasil*. 2ª ed. Rio de Janeiro. Âmbito Cultural Edições Ltda. Disponivel em: http://www.revistas.usp.br/geousp/article/view/99773. Acesso em: 13/03/2024.

Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Missouri. Botanical Garden. 268 p.

Salgado-Labouriau M.L. 1998. Adry climatic event during the Late Quaternary of Tropical Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **99** (2): 115-129.

Salgado-Labouriau M.L. 2007. Critérios e técnicas para o quartenário. 1. ed. São Paulo: *Edgard Blucher*, 402. p.

Sant'Anna Neto J.L. 2005. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. *Revista brasileira de climatologia.* **1** (1): 1-18.

Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G, Adaime R.R., Camargo T.M.de. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the brazilian coast. *Estuar*. **13** (2): 204-218.

Schaeffer-Novelli Y. 1995. *Manguezal*: ecossistema entre a terra e o mar. 1ª ed. São Paulo, Caribbean Ecological Research, 64 p.

Scheer M.B. 2009. *Ambientes altomontanos no Paraná:* florística vascular, estrutura arbórea, relações pedológicas e datação por C^{14}. PhD Theses, Curitiba, PR: Universidade Federal do Paraná.

Scholl D.W. 1964. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea-level over the southwestern coast of Florida: Part 1. *Marine Geology*. **1**: 344-454.

Senna C.S.F. 2002. *Changes paleobotany and palaeoenvironments Holocene coastal plain of the northeast region of the State of Pará between the bays Marapanim and Maracanã*. PhD Theses. Universidade da Amazônia,Manaus-Amazonas, 115 p.

Silva F.A.B.da. 2018. *Dinâmica dos manguezais no litoral norte do Espírito Santo durante o Holoceno Tardio.* Ms Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém 92 p..

Silva M.A.B., Bernini E., Carmo T.M.S. 2005. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, **3** (19): 465-471.

Soares M.L.G. 1999. Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Biologia,* **59** (3): 503-515.

Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*. **8**: 615-621.

Suguio K. & Martin L., Dominguez J.M.L. 1982. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. *In*: 4º Simpósio do Quaternário no Brasil. Rio de Janeiro, *Atas*[...]. p.93-116.

Suguio K. & Tessler M.G. 1984. Planície de Cordões litorâneos do Brasil: origem e nomenclatura. *In*: Lacerda, L.D. et al (org.). *Restingas, origem, estrutura, processos*, Niterói, CEUFF. p.195-216.

Suguio K. & Martin L. 1990. Geomorfologia das restingas. *In*: 2º Simpósio de Ecossistema da Costa Sul e Sudeste Brasileira. São Paulo. *Anais*[...].p.185-205.

Tomlinson P.B. 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge, Cambridge University Press, 413 p.

Traverse A. 1994. Sedimentation of palynomorph sand palyno debris: na introduction. *In*: Traverse, A. (ed.). *Sedimentation of organic particles.* London: Cambridge university Press, p. 1-8.

Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebalcore in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*. **15**: 115–123.

Vervloet R. H. M. 2023. *Mapeamento e análise espaço-temporal dos manguezais do Espírito Santo*: comparativo entre 1970, 2007 e 2015. Espírito Santo. Disponível em: https://iema.es.gov.br/Media/iema/CGEO/MAPEAMENTOS_CGEO_VOL1_MANGUEZAL_28.12.2023.pdf. Acesso em: 21/12/2024.

Wanner H, Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Fluckiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., KüTtel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27** (19–20): 1791–1828.

Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. **30**: 377–392.

Wiedemann-Leonardos C.M. Ludka I.P., Medeiros S.R., Mendes J.C., Moura J.C. 2000. Arquitetura de plutons zonados da faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*. **8** (1): 25-38.

Woodroffe C.D. 1981. Mangrove Swamp Stratigraphy and Holocene Transgression, Grand Cayman Island, west indies. *Marine Geology*. **41**: 271-294.