



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 558**

**A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS SUBTROPICAIS NO  
LITORAL NORTE DE SANTA CATARINA DURANTE O  
HOLOCENO TARDIO**

**Dissertação apresentada por:**

**VANESSA DA CONCEIÇÃO PINHEIRO**

**Orientador: Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA)**

---

**BELÉM  
2019**

**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)**

---

P654d Pinheiro, Vanessa da Conceição  
A dinâmica dos manguezais subtropicais no litoral norte de  
Santa Catarina durante o Holoceno tardio. / Vanessa da Conceição  
Pinheiro. — 2019.  
xiv, 69 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França  
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em  
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Holoceno tardio. 2. Manguezal. 3. Palinologia. 4.  
Sedimentologia. 5. São Francisco do Sul (SC). I. Título.

CDD 551.69

---



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

**A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS SUBTROPICAIS NO  
LITORAL NORTE DE SANTA CATARINA DURANTE O  
HOLOCENO TARDIO**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
VANESSA DA CONCEIÇÃO PINHEIRO**

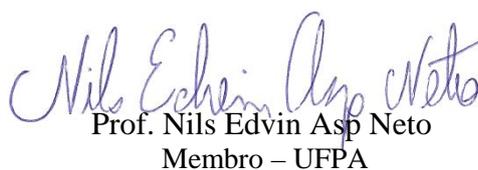
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOLOGIA, linha de pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA**

**Data de Aprovação: 28 / 06 / 2019**

**Banca Examinadora:**



**Prof. Marlon Carlos França**  
Orientador – IFPA



**Prof. Nils Edvin Asp Neto**  
Membro – UFPA



**Prof. Luiz Carlos Ruiz Pessenda**  
Membro – USP

*Dedico este trabalho ao meu Amado Jesus,  
ao meu esposo querido e amado Roni Castelo, aos  
meus pais Erna e Sávio e aos irmãos Ewellyn e  
Ewerton.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio e concessão da bolsa de mestrado – Código de Financiamento 001.

Ao meu Fiel Amigo, Amado, Redentor, Salvador, Refúgio, Maravilhoso conselheiro, Noivo, Intercessor, Rei, Escudo e Irmão mais velho Jesus. À quem devo minha eterna gratidão. Ao meu querido Aba por me adotar em sua Família e por seu Amor eterno e ao Santo Espírito, por seu constante auxílio e consolo.

Ao meu amado esposo Roni Castelo, que tanto amo e que foi de extrema importância para a construção e conclusão deste trabalho. Muito obrigada por seu apoio, incentivo e amor. Te amo.

Aos meus pais queridos, que desde o início da minha vida têm me incentivado a estudar, bem como por todos os conselhos e princípios que me ensinaram, que com toda certeza contribuíram para eu concluir este trabalho. Agradeço, também, aos meus irmãos Ewellyn e Ewerton pelo carinho e amor.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marlon Carlos França (IFPA) por toda paciência, atenção, gentileza e por todas as discussões e sugestões, que me permitiram concluir este trabalho com alegria. Por ser, para mim, hoje um dos melhores exemplos de Professor que eu conheço. Parabéns por exercer tão bem essa profissão. Sua excelência e ao mesmo tempo sua humildade são marcantes.

Às minhas queridas irmãs do coração Cristiane Santos, Melina Silva e Andrea Furtado por todo amor fiel e por todas as palavras de incentivo e encorajamento que recebi de vocês.

À minha amiga Érika Ferreira por todo o auxílio em todas as etapas deste trabalho, pela amizade e carinho.

Aos meus amigos Denise Oliveira e Victor Rocha pela amizade e também por toda contribuição que deram a este trabalho.

À Universidade Federal do Pará e ao Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelo apoio a esta pesquisa por meio da infraestrutura fornecida no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade aprimorar meus conhecimentos e por me dar o suporte necessário para obtenção do diploma de mestrado.

Ao CNPq pelo incentivo financeiro ao projeto intitulado “Efeito das mudanças climáticas sobre a distribuição dos manguezais do sul do Brasil” (445111/2014-3) sob a coordenação de Dr. Marlon Carlos França.

Ao Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) da Universidade de São Paulo (USP), na pessoa do Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda, pelo apoio na logística de desenvolvimento desta dissertação durante as atividades de campo e laboratoriais.

Aos Professores com os quais tive a oportunidade de aprender e que compõem o corpo docente do PPGG.

**MUITO OBRIGADA!**

## RESUMO

Este trabalho objetivou identificar o estabelecimento e a expansão dos manguezais no litoral norte de Santa Catarina durante o Holoceno tardio. Para isso, foram integrados dados polínicos, datações  $^{14}\text{C}$ , indicadores geoquímicos orgânicos ( $\delta^{13}\text{C}$ , C:N, NT e COT) e resultados de análises sedimentares. Esses dados foram obtidos a partir das análises realizadas em dois testemunhos sedimentares, coletados com a utilização de um *amostrador Russo*, na Baía da Babitonga (SF7 e SF8), litoral norte de Santa Catarina. Os dados revelam depósitos típicos de canal de maré e planície de maré ao longo dos testemunhos. O depósito de canal de maré foi acumulado entre >1692 anos cal AP até ~ 667 anos cal AP, ocorrendo na base dos testemunhos. Esse depósito é formado por areia fina a média com estratificação plano-paralela (fácies Sp), estratificação cruzada (fácies Sc), laminação planar de baixo ângulo (fácies Sb) e areia maciça (fácies Sm). O depósito caracterizado como planície de maré apresentou idade a partir de ~1223 anos cal AP até o presente, constituído pelas fácies acamamento heterolítico *flaser* (Hf), acamamento heterolítico *wavy* (Hw), acamamento heterolítico lenticular (Hl) e lama com acamamento plano-paralelo (Mp). O conteúdo polínico preservado ao longo dos depósitos de canal de maré indica predomínio de árvores e arbustos, seguido de ervas e palmeiras oriundos das unidades de vegetação presentes tanto no entorno do canal como de regiões topograficamente mais elevadas. Apenas no testemunho SF8 foram encontrados grãos de pólen de manguezais, nessa associação de fácies. Os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  (-24,4 a -21,47 ‰) e da razão C:N (4,77 a 20,81) revelaram uma forte contribuição de matéria orgânica marinha e de plantas terrestres  $\text{C}_3$ . O canal de maré foi colmatado e permitiu o início da deposição da planície de maré. O depósito da planície de maré possui grande quantidade de fragmentos vegetais e o conteúdo polínico encontrado revela um predomínio de ervas, seguido de árvores, arbustos, palmeiras e manguezal. Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  (-22,48 a -21,18 ‰) e da razão C:N (11,49 % a 19,89%) indicaram a contribuição de plantas terrestres  $\text{C}_3$  além da contribuição de matéria orgânica marinha. Assim, os dados do presente trabalho revelam que a implantação do manguezal começou a partir de aproximadamente 1692 anos cal AP, com o gênero *Laguncularia*, seguido de *Avicennia*, ainda na borda do canal de maré, e a partir de aproximadamente 586 anos cal AP observou-se a instalação e desenvolvimento do gênero *Rhizophora*. Os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* se estabeleceram inicialmente em substratos predominantemente arenosos e em seguida ocuparam também as intercalações de solo arenoso e siltoso. No ambiente de planície de maré, o gênero *Rhizophora*, se estabeleceu em substratos lamosos. Os manguezais dessa região se instalaram primeiramente nas regiões

topograficamente mais elevadas e posteriormente se expandiram para as regiões mais baixas e mais próximas da baía, possivelmente devido à diminuição do nível relativo do mar registrado durante o Holoceno tardio, bem como à migração e preenchimento dos canais de maré. A ocorrência de grãos de pólen de *Rhizophora* nas profundidades mais próximas ao topo, possivelmente é resultado do aumento de temperatura registrado durante o Holoceno tardio.

Palavras-chave: Holoceno tardio. Manguezal. Palinologia. Sedimentologia. São Francisco do Sul (SC).

## ABSTRACT

The goal of this work is identifying the establishment and expansion of mangroves on the northern coast of Santa Catarina during the Late Holocene. For this work, pollen data,  $^{14}\text{C}$  dating, organic geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ , C:N, TN and TOC) and results of sedimentary analyzes were integrated. These data were obtained from the analyses carried out from two sedimentary cores (SF7 and SF8) collected using a *Russian sampler* in the Babitonga Bay, northern coast of Santa Catarina. The data reveals a typical tidal channel and tidal plain deposits throughout the records. The tidal channel deposit was accumulated between  $> 1692$  cal yr BP to  $\sim 667$  cal yr BP, close to the bottom of the cores. This deposit is formed by fine-to-medium sand with parallel laminated sand (Sp facies), cross lamination (facies Sc), low angle planar lamination (Sb facies) and massive sand (Sm facies). The sedimentary deposit is characterized as a tidal plain around  $\sim 1223$  cal yr BP, constituted by facies *flaser* heterolithic bedding (Hf), *wavy* heterolithic bedding (Hw), lenticular heterolithic bedding (H1) and parallel mud (Mp). The pollen content preserved along the tidal channel deposits reveals predominance of trees, shrubs, herbs and palms surroundings of the channel and on topographically higher regions. Only SF8 core was found mangroves pollen while the isotopic data revealed  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-24.4$  to  $-21.47$  ‰), C/N ratio (4.77 to 20.81) with a strong contribution of marine organic matter and  $\text{C}_3$  terrestrial plants. The tidal channel was clogged and allowed the beginning of the deposition of the tidal plain. The deposit of the tidal plain has a large amount of plants fragments and pollen content characterized by predominance of herbs, trees, shrubs, palms and mangroves. The results of  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-22.48$  to  $-21.18$  ‰) and C:N ratio (11.49 to 19.89) indicated the contribution of  $\text{C}_3$  terrestrial plants as well as contribution of marine organic matter. In addition, the mangroves beginning from approximately  $\sim 1692$  cal yr BP with the genus *Laguncularia* and *Avicennia*, still at the edge of the tidal channel. Around  $\sim 586$  cal yr BP was observed the mangrove development with a *Rhizophora* genus. The *Laguncularia* and *Avicennia* were initially established in sandy substrates and then also occupied in silty sandy soil. In the tidal plain environment, the genus *Rhizophora* was established in mud substrate. The mangroves of this region settled in the topographically higher regions and later expanded to the lower and closest regions of the Babitonga bay, possibly due to the decrease of the relative sea level recorded during the late Holocene as well as the migration and filling of the tidal channels. The occurrence of *Rhizophora* pollen close to the surface probably was a result of the temperature rise during the Late Holocene.

Keywords: Late Holocene. Mangrove. Palynology, Sedimentology. São Francisco do Sul (SC).

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Curva de decaimento radioativo do $^{14}\text{C}$ . Fonte: Pessenda <i>et al.</i> (2015). .....	8
Figura 2 -	A) Mapa de localização do Estado de Santa Catarina (mapa do Brasil no detalhe); B) Mapa de localização do município de São Francisco do Sul (testemunhos em amarelo e área de estudo em vermelho); C) Município de São Francisco do Sul; D) Mapa de localização dos testemunhos. ....	14
Figura 3 -	Mapa de unidades geológicas da área de estudo. ....	16
Figura 4 -	Mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo.....	21
Figura 5 -	Local de coleta do testemunho SF7; B) Local de coleta do testemunho SF8;.....	29
Figura 6 -	Fotografias de Raios-X do testemunho SF7; B) Fotografias de Raios-X do testemunho SF8.....	31
Figura 7-	Perfis litoestratigráficos e cronológicos dos testemunhos SF7 e SF8. ....	36
Figura 8 -	Fotografias do testemunho SF7.....	40
Figura 9 -	Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. ....	42
Figura 10 -	Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de árvores e arbustos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. ....	43
Figura 11 -	Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de ervas, palmeiras, manguezal e esporos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. ....	44
Figura 12 -	Perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares do testemunho SF8, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.....	45

- Figura 13 - Perfis cronológicos e litoestratigráficos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de manguezal, árvores e arbustos do testemunho SF8. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. Fonte:Modificado de Azevedo (2018)..... 46
- Figura 14 - Diagrama de Pejrup (1988) com as condições hidrodinâmicas da associação de ..... 47
- Figura15- Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litoestratigráficos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos com os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. .... 48
- Figura 16- Fotografias da vegetação de manguezal presente no local de amostragem do testemunho SF7; A) Árvores do gênero *Rhizophora*; B) Árvores do gênero *Avicennia*; C) Árvores de *Avicennia* e *Rhizophora*; D) Árvores de *Laguncularia*. .... 50
- Figura 17- Diagrama de Pejrup (1988) com as condições hidrodinâmicas da associação de fácies Planície de maré..... 51
- Figura 18- Diagrama binário entre as taxas de  $\delta^{13}\text{C}$  e C:N para a associação de fácies Canal de maré referentes ao testemunho SF7. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006)..... 53
- Figura 19- Diagrama binário entre as taxas de  $\delta^{13}\text{C}$  e C:N para a associação de fácies Planície Maré..... 54
- Figura 20 - Proposta de reconstituição paleoambiental da área de estudo. .... 56

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	x
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	5
2.1 GERAL.....	5
2.2 ESPECÍFICOS.....	5
<b>3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO</b> .....	6
3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS.....	6
<b>3.1.1 Palinologia</b> .....	6
<b>3.1.2 Ciclos Fotossintéticos C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e CAM</b> .....	7
<b>3.1.3 Isótopos estáveis em estudos paleoambientais (<math>\delta^{13}\text{C}</math>)</b> .....	7
<b>3.1.4 Datação <sup>14</sup>C</b> .....	8
<b>3.1.5 Manguezais</b> .....	9
<b>3.1.6 A dinâmica dos manguezais no litoral brasileiro durante o Holoceno</b> .....	10
<b>3.1.7 Variação climática durante o Holoceno</b> .....	11
<b>4 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	13
4.1 LOCALIZAÇÃO.....	13
4.2 GEOLOGIA.....	15
<b>4.2.1 Microplaca Luís Alves</b> .....	17
4.2.1.1 Complexo Granulítico Santa Catarina.....	17
<b>4.2.2 Bloco Paranaguá</b> .....	18
4.2.2.1 Complexo São Francisco do Sul.....	18
4.2.2.2 Formação Rio das Cobras.....	18
4.2.2.3 Suíte Morro Inglês.....	18
4.2.2.4 Granito Rio do Poço.....	19
<b>4.2.3 Depósitos Sedimentares Cenozóicos</b> .....	19

4.2.3.1 Depósitos Colúvio-eluvionares.....	19
4.2.3.2 Depósitos praias antigos.....	19
4.2.3.3 Depósitos praias atuais.....	20
4.2.3.4 Depósitos de pântanos e manguezais.....	20
4.2.3.5 Depósitos de planícies de maré arenosos.....	20
4.2.3.6 Depósitos aluvionares.....	20
4.3 GEOMORFOLOGIA.....	20
<b>4.3.1 Planícies fluviais ou fluviolacustres (planícies de inundação).....</b>	<b>22</b>
<b>4.3.2 Planície Costeira (terraços marinhos e cordões arenosos).....</b>	<b>22</b>
<b>4.3.3 Planícies fluviomarinhas (manguezais e brejos).....</b>	<b>23</b>
<b>4.3.4 Campo de dunas.....</b>	<b>23</b>
<b>4.3.4 Domínio de colinas amplas e suaves.....</b>	<b>23</b>
<b>4.3.5 Domínio de colinas dissecadas e morros baixos.....</b>	<b>23</b>
<b>4.3.6 Domínio de morros e de serras baixas.....</b>	<b>24</b>
<b>4.3.7 Domínio montanhoso.....</b>	<b>24</b>
4.4 CLIMA.....	24
4.5 VEGETAÇÃO.....	25
<b>4.5.1 Restinga.....</b>	<b>25</b>
<b>4.5.2 Florestas.....</b>	<b>26</b>
<b>4.5.3 Vegetação halófila.....</b>	<b>26</b>
<b>4.5.4 Borda dos manguezais.....</b>	<b>27</b>
<b>4.5.5 Vegetação secundária.....</b>	<b>27</b>
<b>4.5.6 Comunidades antrópicas.....</b>	<b>28</b>
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>29</b>
5.1 AMOSTRAGEM.....	29
5.2 DATAÇÃO POR $^{14}\text{C}$ (AMS).....	29
5.3 ANÁLISE SEDIMENTAR.....	30
5.4 ANÁLISES DE $\delta^{13}\text{C}$ E C:N.....	32
5.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA.....	32
<b>5.5.1 Processamento das amostras.....</b>	<b>32</b>
<b>5.5.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl).....</b>	<b>33</b>
<b>5.5.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF).....</b>	<b>33</b>

<b>5.5.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)</b> .....	34
<b>5.5.5 Tratamento com Acetólise (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>)</b> .....	34
<b>5.5.6 Confecção de lâminas e análises microscópicas</b> .....	34
<b>6 RESULTADOS</b> .....	35
6.1 DATAÇÕES E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO .....	35
6.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	35
<b>6.2.1 Canal de maré (AF 1)</b> .....	39
6.2.1.1 Dados polínicos do canal de maré.....	41
6.2.1.2 Dinâmica sedimentar do canal de maré.....	47
6.2.1.3 Dados geoquímicos do canal de maré.....	47
<b>6.2.2 Planície de maré (AF 2)</b> .....	49
6.2.2.1 Dados polínicos da planície de maré.....	49
6.2.2.2 Dinâmica sedimentar da planície de maré.....	50
6.2.2.3 Dados geoquímicos da planície de maré.....	51
<b>7 DISCUSSÃO</b> .....	53
7.1 CONDIÇÕES PARA O ESTABELECIMENTO E DESENVOLVIMENTOS DOS MANGUEZAIS NO LITORAL NORTE DE SANTA CATARINA.....	57
<b>8 CONCLUSÃO</b> .....	59
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	60

## 1 INTRODUÇÃO

Os manguezais são ecossistemas costeiros sob influência das marés, encontrados em regiões tropicais e subtropicais (Ball 1980, Blasco *et al.* 1996, Schaeffer Novelli *et al.* 2016), que abrigam ampla diversidade de espécies e ocupam uma área global de aproximadamente 138 mil km<sup>2</sup> (Giri *et al.* 2011). A costa brasileira apresenta a terceira maior região de manguezais do mundo, estimada em cerca de 9 mil km<sup>2</sup> (Giri *et al.* 2011). Segundo Schaeffer Novelli *et al.* (1990) essas florestas ocupam as áreas costeiras entre 4°30'N (Oiapoque, AP) e 28°30'S (Laguna SC), sob uma grande diversidade de condições ambientais.

As áreas cobertas por manguezais são diretamente afetadas por uma gama de fatores, que envolvem desde adaptações bioquímicas da vegetação até os processos físico-químicos e geológicos do litoral associados a descarga fluvial (Cohen *et al.* 2012, Lara & Cohen 2006), ação das correntes costeiras, marés e topografia (Hutchings & Saenger 1987, Wolanski *et al.* 1990), além da salinidade, temperatura, tipo de substrato, frequência das inundações, disponibilidade de luz e nível relativo do mar (Dornelles *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2008, Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

Assim, os manguezais podem ser influenciados diretamente por mudanças no nível relativo do mar, mudanças climáticas e atividade tectônica, o que afetaria a distribuição desse ecossistema. Portanto, os manguezais podem ser utilizados como indicadores de mudanças costeiras e flutuações no nível relativo do mar (Blasco *et al.* 1996, Ellison 2008).

No litoral brasileiro, os manguezais estão presentes desde o início do Holoceno (Behling *et al.* 2001, França *et al.* 2012, Smith *et al.* 2011). Na região norte, esse ecossistema é influenciado fortemente pela vazão dos rios (Cohen *et al.* 2012), assim como pelas flutuações do nível relativo do mar (Cohen *et al.* 2005a).

Estudos recentes (Cohen *et al.* 2012, França *et al.* 2012) revelaram que a influência marinha e as áreas cobertas por vegetação de manguezal na foz do Rio Amazonas foram maiores durante o Holoceno médio. Formando uma área contínua de manguezais ao longo do litoral norte do Brasil. Segundo os autores o estabelecimento desse tipo de vegetação foi resultado da incursão marinha ocasionada pelo aumento do nível do mar pós-glacial.

O aumento da descarga fluvial associada à mudança do clima seco para mais úmido, durante o Holoceno tardio, influenciou na fragmentação dessa área contínua de manguezais, sobretudo por conta da diminuição da salinidade da água das marés nas áreas próximas à foz do Rio Amazonas (Cohen *et al.* 2012). Portanto, no norte do Brasil a dinâmica dos

manguezais tem sido controlada principalmente por mudanças climáticas e variação no nível relativo do mar (Behling *et al.* 2004, Cohen *et al.* 2012, Lara & Cohen 2009).

No litoral nordeste, estudos revelaram influência estuarina seguido pelo desenvolvimento de manguezais desde aproximadamente 6920 anos cal AP, que ocorreu após o aumento do nível do mar pós-glacial, e a partir de então têm se mostrado estável durante o Holoceno médio e tardio (Ribeiro *et al.* 2018). De acordo com os autores a expansão dos manguezais, que vem ocorrendo desde o Holoceno médio foi resultado da estabilização do nível do mar.

Dados litoestratigráficos têm mostrado que não apenas os fatores alogênicos como nível do mar e mudanças climáticas devem ser considerados, mas também a migração dos canais de maré e ação das ondas devem ser atentamente observados e inseridos no processo de compreensão da dinâmica dos manguezais na região, sobretudo quando se está analisando em escala decadal e secular (Ribeiro *et al.* 2018).

Conforme Buso Júnior (2010) no nordeste do Estado do Espírito Santo, localizado na região sudeste brasileira, a estrutura da vegetação da região provavelmente não passou por grandes alterações durante o Holoceno, vegetação esta composta principalmente por plantas C<sub>3</sub>. O autor admite ainda que, a maior alteração na estrutura e composição da vegetação deve ter ocorrido em função de transgressão marinha. Nessa região o autor identificou primeiramente o estabelecimento do manguezal com o domínio do gênero *Rhizophora* e posteriormente, há cerca de 4200 anos cal AP ocorreu o estabelecimento e expansão do gênero *Avicennia*. Durante o Holoceno inferior, não foi identificado de forma significativa clima menos úmido na região nordeste do Espírito Santo. Essa variação pode ter ocorrido de forma eventual, mas não forte o bastante para influenciar a vegetação florestal durante o Holoceno inferior e médio (Buso Júnior 2010).

Segundo França *et al.* (2016) em estudos feitos no delta do rio Doce, no Espírito Santo, os manguezais começaram a se desenvolver entre aproximadamente 900 e 400 anos cal AP e durante os últimos séculos eles têm se expandido devido ao aumento de influência marinha. Os autores admitem que o desenvolvimento dos manguezais nessa área depende tanto da variação do nível relativo do mar como da ação de ondas e correntes.

Em um estudo a respeito da dinâmica dos manguezais no contexto das mudanças do nível relativo do mar e mudanças climáticas em escalas decadais a milenares, têm-se observado que esses dois fatores em escala global e regional têm impactado diretamente a área de manguezais brasileiros durante o Holoceno (Cohen *et al.* 2016). Segundo os mesmos

autores, o impacto causado por esses fatores depende das características ambientais de cada litoral.

No litoral sul de Santa Catarina foi observado o estabelecimento de manguezais por meio da colonização de árvores de *Laguncularia* nas planícies de maré durante os últimos 60 anos (Soares 2018). Essa ocupação recente por vegetação de manguezal, foi associada com o aumento nas médias das mínimas temperaturas de inverno na região nos últimos 50 anos, favorecendo assim a implantação e expansão de *Laguncularia* em Santa Catarina. De acordo com Rodrigues (2018) ocorreram mudanças climáticas durante o Holoceno médio e tardio, observadas através da interpretação de dados palinológicos, que influenciaram no estabelecimento e expansão da vegetação de manguezal da região.

Na região norte de Santa Catarina, há aproximadamente 1.285 anos cal AP houve a colonização por árvores de manguezal por meio do gênero *Laguncularia* com alguns representantes de *Avicennia* e posteriormente de *Rhizophora*. Durante os últimos 606 anos cal AP os manguezais têm se expandido na região, devido às mudanças climáticas locais envolvendo o aumento da temperatura (Azevedo 2018).

Conforme França *et al.* (2019) mudanças climáticas causadas tanto por fatores regionais como globais têm afetado as florestas de manguezal no litoral norte de Santa Catarina, durante o Holoceno tardio. Árvores de *Laguncularia* começaram a ser estabelecidas na região a partir de aproximadamente 1630 anos cal AP em planícies de maré, e posteriormente há cerca de 853 anos cal AP árvores de *Avicennia* começaram a se expandir na região, e nas últimas décadas, têm se observado o estabelecimento de *Rhizophora*, como resultado de um contínuo aumento da temperatura.

Estudos revelam diferenças entre a vegetação de manguezal no litoral catarinense (Soares *et al.* 2012). No litoral norte, é possível observar a presença dos gêneros *Laguncularia*, *Avicennia* e *Rhizophora* (Azevedo 2018, França *et al.* 2019), porém no litoral sul, são registrados somente os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* (Rodrigues 2018, Soares, 2018). Um dos fatores principais que pode estar relacionado à essa variedade de gêneros maior na região norte é a temperatura (Soares *et al.* 2012).

Os manguezais do litoral norte de Santa Catarina representam cerca de 75% de todos os manguezais do Estado, ocupando cerca de 59,94 Km<sup>2</sup> (Vale & Schaeffer-Novelli 2018). Todavia, devido à ausência de trabalhos para o entendimento sobre a implantação e expansão dos manguezais nessa região, o presente trabalho de mestrado busca identificar o estabelecimento e expansão dos manguezais subtropicais na região norte do litoral de Santa

Catarina, município de São Francisco do Sul durante o Holoceno tardio. Para isso, foram realizadas análises da assembleia polínica preservada ao longo de testemunhos sedimentares, além da identificação e caracterização da associação de fácies, análises isotópicas, razão C:N e datações  $^{14}\text{C}$ .

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 GERAL**

Identificar o estabelecimento e a expansão dos manguezais subtropicais no litoral norte de Santa Catarina durante o Holoceno tardio.

### **2.2 ESPECÍFICOS**

- Identificar a paleovegetação;
- Reconstituir os paleoambientes deposicionais;
- Identificar a fonte de matéria orgânica;
- Determinar a cronologia dos eventos.

### 3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

#### 3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

##### 3.1.1 Palinologia

Segundo Suguio *et al.* (2010) as análises palinológicas associadas às datações absolutas, principalmente pelo método C-14, constituem, no momento, as ferramentas mais poderosas nos estudos paleoclimáticos do Quaternário.

A identificação dos ecossistemas pretéritos através do estudo estratigráfico dos fósseis presentes em sedimentos fornece recursos para compreender a evolução ecológica de uma região e de suas possíveis mudanças. Os grãos de pólen, além dos demais palinómorfs (todas as formas de microfósseis encontradas nas preparações palinológicas), são depositados na superfície, em locais que favorecem a sua sedimentação como em: lagos, pântanos, turfeiras e terrenos alagadiços (Pessenda *et al.* 2015).

A metodologia para a interpretação paleoecológica, a partir da análise palinológica, fundamenta-se no fato de que todos os tipos polínicos preservados em testemunhos do Quaternário podem ser comparados com gêneros atuais, já que não ocorreu extinção de plantas (Barberi *et al.* 2000).

Segundo Bradley (1999) a reconstituição paleoclimática, pode ser feita por meio da análise polínica devido a quatro características dos grãos de pólen: (i) gêneros e espécies de plantas possuem grãos de pólen com características específicas; (ii) plantas polinizadas pelo vento produzem grande quantidade de grãos de pólen, e são amplamente distribuídos; (iii) os grãos de pólen apresentam elevada resistência à degradação em alguns ambientes sedimentares; e (iv) os grãos de pólen podem fornecer informações a respeito das condições climáticas passadas, visto que indicam qual foi a vegetação natural no momento da deposição do pólen.

As mudanças climáticas que ocorreram no Pleistoceno e Holoceno provocaram mudanças na vegetação, que produziram registros através do conteúdo polínico em sedimentos lacustres e turfeiras (Pessenda *et al.* 2015). Diversos estudos têm sido feitos no Brasil associando a análise palinológica à reconstituição paleoambiental e, também associando às mudanças climáticas no Quaternário.

### 3.1.2 Ciclos Fotossintéticos C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e CAM

Segundo Pessenda *et al.* (2015) a fotossíntese é o processo bioquímico através do qual ocorre a fixação do carbono e a conversão de CO<sub>2</sub> atmosférico em compostos orgânicos. A fotossíntese é composta por duas etapas: uma etapa dependente de luz e outra etapa que não depende de luz (Raven *et al.* 1996).

Ao se classificar as plantas em C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> ou CAM, estão sendo utilizadas características fisiológicas e bioquímicas referentes à etapa não dependente de luz. As diferenças fisiológicas existentes entre essas plantas influenciam ecologicamente, já que essas diferenças resultam de adaptações a condições ambientais diferentes. Além de resultar em diferenças na composição isotópica do carbono da matéria orgânica vegetal, sobretudo nas plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> (Pessenda *et al.* 2015).

Segundo Silvaram *et al.* (2018) as plantas podem ser classificadas em C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> e CAM de acordo com suas formas de fixação do carbono, além de serem diferentes em sua composição. As concentrações de aminoácidos e ácidos orgânicos são maiores nas plantas C<sub>4</sub>, enquanto que as concentrações de carboidratos são maiores nas plantas C<sub>3</sub> (Nabail *et al.* 2011).

### 3.1.3 Isótopos estáveis em estudos paleoambientais ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Segundo Suguio (2010) as composições isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$ ) da matéria orgânica do solo registram informações sobre as espécies de plantas de ciclos fotossintéticos dos tipos C<sub>3</sub> (plantas arbóreas) ou C<sub>4</sub> (gramíneas) nas comunidades que existiram no passado. Essas informações têm sido usadas como evidências de mudanças na fisionomia vegetal, a fim de inferir mudanças paleoclimáticas e estimar as taxas de mobilidade de matéria orgânica do solo.

O uso das composições elementares e isotópicas do carbono e do nitrogênio para o estudo das flutuações do nível relativo marinho se baseia na determinação da origem da matéria orgânica que foi preservada nos sedimentos, a qual pode representar diversas fontes como fitoplâncton marinho ou de água doce, e plantas vasculares C<sub>3</sub> ou C<sub>4</sub> (Wilson *et al.* 2005).

Os valores da razão C:N obtidos a partir da análise elementar da matéria orgânica são utilizados para distinguir os diferentes tipos de matéria orgânica, sendo de origem aquática ou terrestre (Pessenda *et al.* 2015).

### 3.1.4 Datação $^{14}\text{C}$

O isótopo radioativo  $^{14}\text{C}$  (composto por 8 nêutrons e 6 prótons) é formado naturalmente na alta atmosfera através da colisão de um nêutron, originado da ação de raios cósmicos, com um átomo de  $^{14}\text{N}$  (composto por 7 nêutrons e 7 prótons). Essa colisão faz com que o  $^{14}\text{N}$  perca um próton e ganhe um nêutron, convertendo-se em  $^{14}\text{C}$  (Broecker 2003).

De acordo com Pessenda *et al.* (2015) por ser instável o  $^{14}\text{C}$  sofre decaimento radioativo, com meia-vida física aproximada de 5730 anos ( $\pm 30$  anos). No decaimento, um átomo de  $^{14}\text{C}$  emite um elétron (partícula beta), um nêutron é convertido em próton, e é originado um átomo de  $^{14}\text{N}$  (Figura 1).

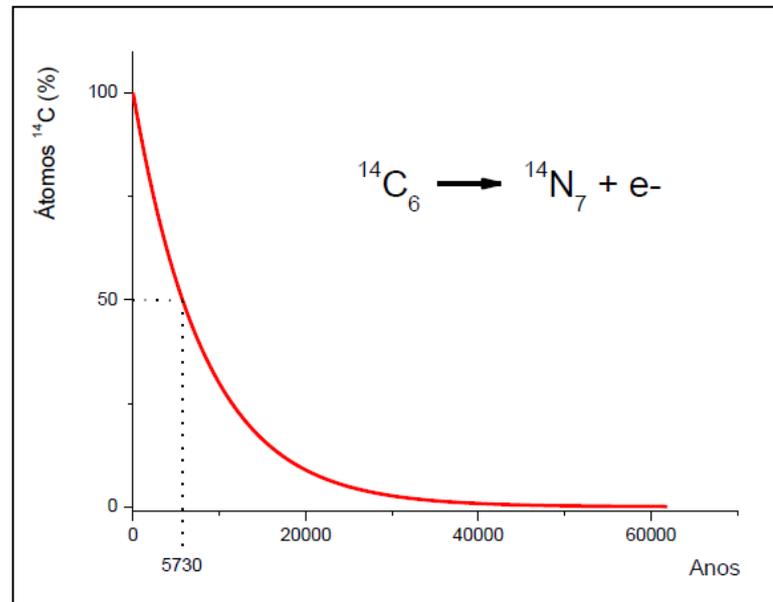


Figura 1- Curva de decaimento radioativo do  $^{14}\text{C}$ . Fonte: Pessenda *et al.* (2015).

Depois de formado na atmosfera o  $^{14}\text{C}$  é oxidado a  $\text{CO}_2$  e entra no ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis desse elemento,  $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ . Nesse ciclo o carbono é incorporado aos organismos vivos pela fotossíntese e pela cadeia alimentar. Como a taxa de produção de  $^{14}\text{C}$  na alta atmosfera é relativamente constante, a razão  $^{14}\text{C}:^{12}\text{C}$  de aproximadamente  $1,3 \times 10^{-12}$  encontrada no estoque de carbono atmosférico é muito próxima àquela encontrada nos organismos vivos (Broecker 2003).

Enquanto a planta ou o animal vivem, continuamente incorporam os diferentes isótopos de carbono a seus tecidos e a razão  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  é mantida. Porém, com a morte do organismo acaba a incorporação de carbono. A partir de então começa a ocorrer a

desintegração radioativa do  $^{14}\text{C}$ , o que provoca a redução do conteúdo de  $^{14}\text{C}$  na matéria orgânica restante (Broecker 2003).

Segundo Pessenda *et al.* (2015) o método de datação através do  $^{14}\text{C}$  é fundamentado na mensuração da quantidade do isótopo radioativo restante em materiais de origem orgânica que em algum momento do passado incorporavam o carbono atmosférico. A partir da medição da quantidade de  $^{14}\text{C}$  restante é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo. De acordo com o mesmo autor com base na meia-vida física, é possível ser feita a datação de amostras de até aproximadamente 57 mil anos.

### 3.1.5 Manguezais

Manguezais são ecossistemas costeiros tropicais, que são dominados por espécies arbóreas, sendo estas adaptadas morfológicamente e fisiologicamente a condições intermarés (Blasco *et al.* 1996). As principais condições que favorecem o desenvolvimento do manguezal são a topografia adequada, marés, nutrientes e sedimentos (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

No geral, os manguezais apresentam-se distribuídos paralelamente à costa, sendo que algumas espécies dominam áreas mais expostas ao mar e outras habitam em áreas mais direcionadas ao continente, em regiões de maior elevação (Snedaker 1982).

Uma característica dos manguezais é a distribuição de espécies em padrões de zonação em direção à costa. Esse padrão de zonação geralmente está associado com a frequência de inundação das marés, disponibilidade de nutrientes e a salinidade presente na superfície e na água dos poros (Ball 1980, Hutchings & Saenger 1987). De acordo com Schaeffer-Novelli *et al.* (1990) embora o clima influencie a colonização e o desenvolvimento dos manguezais, os principais responsáveis pelo padrão de zonação são: topografia, características edáficas e hidrológicas do local.

Os manguezais brasileiros apresentam diferentes características estruturais por conta da ampla dispersão geográfica e da diversidade de condições ambientais. Um exemplo é que na região norte, onde as condições ambientais são ótimas para seu desenvolvimento, o gênero *Rhizophora* pode apresentar indivíduos de até 40 metros de altura, por outro lado no sul do país o mesmo gênero pode estar presente na forma de arbustos de 1,5 metro de altura (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

No território brasileiro os três principais gêneros são *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, os quais apresentam espécies arbustivas e arbóreas (Pessenda *et al.* 2015). Segundo os mesmos autores os três principais gêneros arbóreos possuem o seguinte padrão de

distribuição: *Rhizophora* na maioria das vezes ocupa áreas com maior influência de marés, em locais geralmente mais baixos, onde ocorre maior frequência e duração das inundações; *Avicennia* e *Laguncularia* estão em áreas mais elevadas, onde há a menor frequência e duração das inundações pelas marés, sendo que a *Laguncularia* mostra-se mais frequente em áreas de sedimentação mais recente (Schaeffer- Novelli *et al.* 1990).

Segundo Ab'Sáber (2001), os manguezais ocorrem na costa de Santa Catarina desde o norte do estado, mais precisamente às margens dos rios Saí-Guaçu e Saí-Mirim, até os 28°30' de latitude, em Laguna às margens da Lagoa Imaruí, no complexo alagadiço que liga a laguna ao oceano Atlântico.

### 3.1.6 A dinâmica dos manguezais no litoral brasileiro durante o Holoceno

O Brasil possui uma das maiores áreas de manguezais do mundo, onde cerca de 85% ocorrem ao longo dos Estados do Pará, Amapá e Maranhão, ocupando cerca de 1800 Km do litoral brasileiro (Kjerve & Lacerda 1993, Schaeffer-Novelli 1990, Vannucci 1999). O desenvolvimento da vegetação de manguezal é diretamente afetado pela interação continente-oceano e suas expansões são determinados pela topografia do nível relativo do mar (Cohen e Lara 2003, Gornitz 1991, Woodroffe 1982).

A análise integrada de dados palinológicos, sedimentológicos, de datação e geoquímicos tem permitido caracterizar as fases de estabelecimento e expansão/contração dos manguezais durante o Holoceno ao longo do litoral brasileiro (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2008, Guimarães *et al.* 2012, Vedel *et al.* 2006).

No litoral do brasileiro, essa dinâmica foi controlada, sobretudo pelas variações no clima e no nível relativo do mar, formando um litoral com influência marinha, com o domínio de manguezais e pântanos salinos (Cohen *et al.* 2012).

No litoral norte do Brasil, análises indicam o estabelecimento de um litoral contínuo de influências marinhas durante o Holoceno inicial e médio, isso devido à elevação do nível do mar pós-glacial, favorecido por subsidência tectônica (Cohen *et al.* 2016). Uma incursão marinha ao longo deste litoral ocorreu como resultado desse evento (Cohen *et al.* 2005). O aumento da aridez durante o Holoceno inicial e médio, influenciou na diminuição da descarga do rio, o que ocasionou o aumento da salinidade da água das marés (Cohen *et al.* 2016). Durante o Holoceno inicial, ocorreu o predomínio de árvores de *Avicennia*, enquanto que a vegetação do gênero *Rhizophora* expandiu durante o Holoceno médio e tardio (Vedel *et al.* 2006).

Durante o Holoceno tardio, a região litorânea próxima do rio Amazonas passou por um aumento da influência fluvial, o que provocou a substituição dos manguezais por vegetação de várzea provavelmente causado pelo aumento de descarga de água doce do rio (Cohen *et al.* 2012, 2014 e 2016).

A dinâmica dos manguezais no litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil durante o Holoceno (Amaral *et al.* 2006, Dominguez *et al.* 1990, França 2013, Soares *et al.* 2012 Vidotto 2008) pode ter sido controlada principalmente pelas variações no nível relativo do mar (Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 2006, Muehe & Neves 1995). Além disso mudanças na descarga fluvial, com o aporte de sedimentos arenosos para o sistema costeiro também tiveram impacto no desenvolvimento dos manguezais ao longo do litoral sudeste brasileiro (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, França *et al.* 2015).

A ação combinada entre oscilações do nível relativo do mar e mudanças no suprimento de sedimento durante o Holoceno têm influenciado nos sistemas deposicionais costeiros e na vegetação do litoral norte do Espírito Santo (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013).

### **3.1.7 Variação climática durante o Holoceno**

O Holoceno, época mais recente do Quaternário teve início ao final da última grande glaciação (Wurm), há aproximadamente 10.000 anos (Souza *et al.* 2005). As grandes mudanças climáticas ocorridas nesse intervalo caracterizam-se pelo início de uma fase interglacial em nosso planeta (Suguio 1999). Conforme Souza *et al.* (2005) entre 5600 e 2500 a.C, ocorreu a fase conhecida como “ótimo climático”. Segundo os mesmos autores entre 2500 e 2000 a.C ocorreu a época mais fria do interglacial.

Souza *et al.* (2005) afirma que o segundo “ótimo climático” ocorreu entre 200 e 1000 d.C. Posteriormente um período climático relativamente mais frio iniciou-se a partir do século XI. Após um pequeno período mais ameno, o frio retornou e o planeta passou a experimentar uma pequena época glacial, sendo que o lento resfriamento teve seu ponto mais crítico entre os séculos XVI e XIX, denominado como Pequena Idade do Gelo. Desde então a temperatura global vem aumentando.

Alguns estudos (Absy *et al.* 1991, Servant *et al.* 1993, Van der Hammen 1991) revelaram mudanças climáticas significativas na América do Sul durante o Quaternário tardio. Esses autores propõem que no norte do continente o clima era mais frio e seco antes de 10.000 anos AP. Por outro lado, entre 10.000 e 8000 anos AP o clima era mais úmido. Entre

6000 e 4000 anos AP o clima estava mais frio e seco e a partir de 4000 anos AP o clima estaria similar ao atual.

Estudos paleoambientais brasileiros indicam condições climáticas mais secas durante o Holoceno inferior em regiões centrais (Ferraz- Vicentini & Salgado-Labouriau 1996), sudeste (Pessenda *et al.* 2009), e sul (Behling 1995). Durante o Holoceno médio ao superior verificou-se condições mais úmidas (Pessenda *et al.* 2009). Durante esse período mais úmido, o aumento na quantidade de chuvas influenciou em um aumento na descarga de rios. Diante disso, as mudanças climáticas, influenciaram nos níveis de chuva e conseqüentemente causou mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade em regiões estuarinas (Lara e Cohen 2006). Possivelmente, essas mudanças afetaram a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012).

## **4 ÁREA DE ESTUDO**

### **4.1 LOCALIZAÇÃO**

A área de estudo está localizada no litoral norte de Santa Catarina, na Baía da Babitonga, que faz parte do município de São Francisco do Sul, situado entre as latitudes 26°08' e 26°28'S e as longitudes 48°28' e 48°43'W (Figura 2). Segundo Mazzer e Gonçalves (2011) o complexo estuarino da Baía da Babitonga compreende uma superfície hídrica de aproximadamente 160 Km<sup>2</sup>.

Foram coletados dois testemunhos, denominados de SF7 e SF8. O testemunho SF8 foi descrito anteriormente por Azevedo (2018). O testemunho SF7 está localizado a aproximadamente 90 metros de distância do testemunho SF8, e aproximadamente a 12 metros de distância da Baía da Babitonga. Topograficamente o SF7 está à uma altitude de 4 metros, já o SF8 de 4,5 metros. O testemunho SF7 foi coletado em uma área de manguezal, já o testemunho SF8 foi coletado em um campo herbáceo.

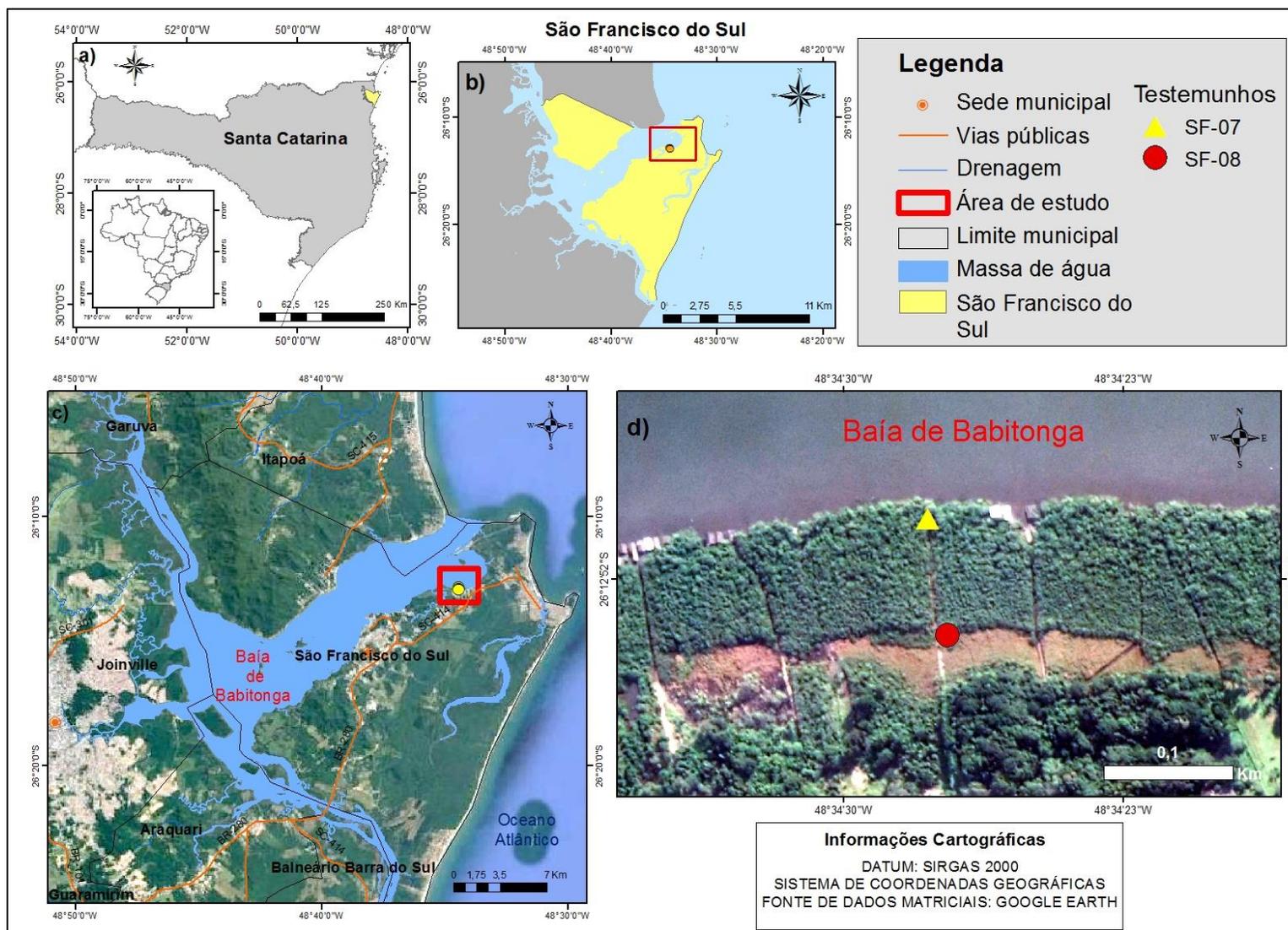


Figura 2- A) Mapa de localização do Estado de Santa Catarina (mapa do Brasil no detalhe); B) Mapa de localização do município de São Francisco do Sul (testemunhos em amarelo e área de estudo em vermelho); C) Município de São Francisco do Sul; D) Mapa de localização dos testemunhos.

## 4.2 GEOLOGIA

Segundo Iglesias *et al.* (2011) o contexto geológico regional é formado por quatro domínios geotectônicos, onde cada um possui uma organização estrutural, bem como evolução geológica e assembleias tectônicas próprias. Segundo o autor essa organização final, resultado da colagem desses quatro domínios geotectônicos, foi alcançado após a colisão e amalgamação entre a Microplaca Luís Alves, a Microplaca Curitiba, o Cinturão Dom Feliciano e o Cinturão Granítico Costeiro representado pelo Bloco Paranaguá. Segundo o autor, essa união entre microplacas e blocos tectônicos aconteceu no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. Após esse processo, este conjunto de rochas foi recoberto por rochas sedimentares no Paleozóico e no Mesozóico, e por rochas vulcânicas da Bacia do Paraná no Cretáceo, e por fim, depois da abertura do Oceano Atlântico, por sedimentos holocênicos da planície costeira e aluviões.

Na área de estudo, encontram-se unidades geológicas pertencentes à Microplaca Luís Alves, ao Bloco Paranaguá e depósitos sedimentares cenozóicos, como pode ser visto no mapa de unidades geológicas (Figura 3).

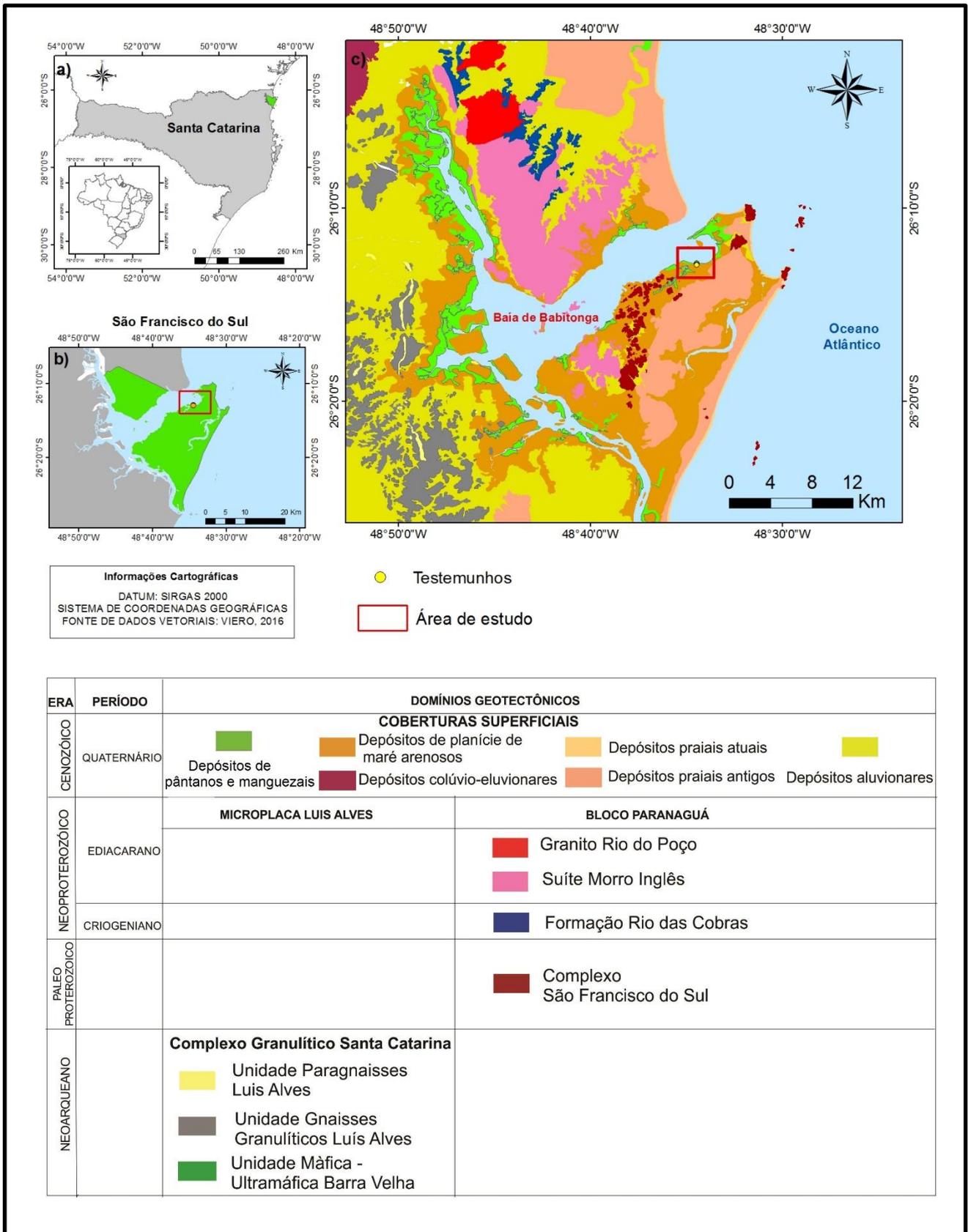


Figura 3 - Mapa de unidades geológicas da área de estudo.

### 4.2.1 Microplaca Luís Alves

Conforme Iglesias *et al.* (2011) a Microplaca Luís Alves é de idade arqueana-paleoproterozóica (2,76-2,17 Ga) e constituída principalmente por gnaisses granulíticos e granitóides deformados do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

#### 4.2.1.1 Complexo Granulítico Santa Catarina

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979) compõe o núcleo Neoarqueano a Paleoproterózoico da Microplaca Luís Alves e está localizado entre a Microplaca Curitiba, o Bloco Paranaguá e o Cinturão Dom Feliciano (Iglesias *et al.* 2011). De acordo com o mesmo autor os limites deste complexo estão definidos por descontinuidades crustais representadas por grandes zonas de cisalhamento.

O Complexo Granulítico de Santa Catarina é constituído por um amplo conjunto de rochas gnáissicas de origem orto e parametamórfica, com a predominância de ortognaisses (Iglesias *et al.* 2011). As unidades encontradas na área de estudo que pertencem ao Complexo Granulítico de Santa Catarina são: Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha, Gnaisses Granulíticos Luís Alves.

Segundo Iglesias *et al.* (2011) a Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha é composta por rochas máficas e ultramáficas isótropas a foliadas, que aparecem como lentes e enclaves nos gnaisses granulíticos, e também formando corpos máficos representados por blocos e matacões nas encostas de morros. Essas rochas máficas-ultramáficas são metapiroxenitos, metanoritos, metagabroritos e metagabros.

A Unidade Gnaisses Granulíticos Luís Alves corresponde ao núcleo gnáissico-granulítico indiferenciado do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e é constituída por gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e trondhjemíticos com enclaves máficos-ultramáficos de metagabroritos, metapiroxenitos e metahornblenditos (Iglesias *et al.* 2011).

A unidade Paragnaisse Luís Alves é constituída por metassedimentos que possuem como protólitos margas, arenitos e pelitos, em misturas de diferentes proporções originando rochas metamórficas representadas por quartzitos, gnaisses kinzigíticos, gnaisses com granada, gnaisses calcissilicatados e formações ferríferas bandadas a magnetita (Iglesias *et al.* 2011).

## 4.2.2 Bloco Paranaguá

O Bloco Paranaguá, proposto por Basei *et al.* (1992) pertence ao Cinturão Granitoide Costeiro, com idade Neoproterozóica relacionado ao evento Brasileiro, e está localizado na borda E-NE da Microplaca Luís Alves. É formado por granitos gnáissicos e suítes graníticas de dimensões batolíticas, porfiríticos, intrusivos na sequência metassedimentar da Formação Rio das Cobras.

Na área de estudo o Bloco Paranaguá é representado pelas unidades: Complexo São Francisco do Sul, Formação Rio das Cobras, Suíte Morro Inglês e Granito Rio do Poço.

### 4.2.2.1 Complexo São Francisco do Sul

Cury (2009) identificou rochas gnáissicas e migmatíticas na ilha de São Francisco do Sul e ao norte da Baía de Paranaguá, e as denominou de Complexo São Francisco do Sul. Segundo Iglesias *et al.* (2011) o Complexo São Francisco do Sul é formado por rochas gnáissicas de origem ígnea com bandamento gnáissico definido pela intercalação de minerais máficos e félsicos em diferentes tonalidades de cinza. São gnaisses de composições dioríticas, quartzo-monzodioríticas, granodioríticas, trondhjemíticas e monzograníticas.

### 4.2.2.2 Formação Rio das Cobras

Segundo Iglesias *et al.* (2011) a Formação Rio das Cobras é formada por rochas metassedimentares que são: biotita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, biotitos, clorita xistos, clorita-quartzo xistos, xistos calcissilicatados, granada xistos. Possuem granulação média a grossa e os sericita xistos, estão dobrados e crenulados, apresentando intercalações estreitas de coloração cinza. As rochas desta unidade são recobertas por sedimentos fluviais e marinhos quaternários da planície costeira, onde aparecem como morros isolados.

### 4.2.2.3 Suíte Morro Inglês

Conforme Iglesias *et al.* (2011) a Suíte Morro Inglês é formada por rochas graníticas leucocráticas de coloração cinza, granulação média a grossa, com textura porfirítica, geralmente apresenta foliação de fluxo magmático. Essa unidade compreende praticamente todo o maciço granítico a norte da Baía da Babitonga em Santa Catarina, até a Baía de

Guaratuba no Paraná. As rochas desta unidade ocupam parte das regiões topograficamente mais altas da Ilha de São Francisco do Sul, onde a maior área é recoberta por sedimentos quaternários marinhos da planície costeira.

#### 4.2.2.4 Granito Rio do Poço

Segundo Iglesias *et al.* (2011) esta unidade é formada por rochas graníticas (monzogranitos) leucocráticas, com coloração cinza claro a branca, de granulação média a grossa e textura equigranular xenomórfica. São isotropas a foliadas (com foliação de fluxo magmático), compostas por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Esses granitoides foram associados ao Granito Rio do Poço. Topograficamente forma um morro em meio aos sedimentos quaternários da planície costeira e aos afloramentos de granitos da Suíte Morro Inglês e dos xistos da Formação Rio das Cobras.

### 4.2.3 Depósitos Sedimentares Cenozóicos

Na área de estudo são encontrados 6 tipos de depósitos sedimentares cenozóicos, que são descritos a seguir.

#### 4.2.3.1 Depósitos Colúvio-eluvionares

Conforme Iglesias *et al.* (2011) esses depósitos são representados por depósitos que se localizam em encostas de morros e eluvionares recentes, que possuem grande variação granulométrica.

#### 4.2.3.2 Depósitos praias antigas

Iglesias *et al.* (2011) afirma que esses depósitos são formados por areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras, creme a amareladas, podendo excepcionalmente apresentar colorações escuras por causa da presença de minerais pesados. Apresentam laminações plano-paralelas e cruzadas que podem se truncar. Esses sedimentos depositam-se em planícies de maré, faixas de restinga e praias.

#### 4.2.3.3 Depósitos praias atuais

Segundo Iglesias *et al.* (2011) esses depósitos são formados por areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras das atuais praias.

#### 4.2.3.4 Depósitos de pântanos e manguezais

Esses depósitos são formados por sedimentos argilo-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica. São depositados em ambientes sob influência de marés atuais com pouca energia, nos quais também pode ser encontrada grande quantidade de conchas (Iglesias *et al.* 2011).

#### 4.2.3.5 Depósitos de planícies de maré arenosos

Esses depósitos são formados por areias quartzosas e síltico-argilosas mal selecionadas, de cores cinza a creme, com laminação plano-paralela incipiente, frequentemente ricas em matéria orgânica, que são geralmente retrabalhadas pela ação das marés acima do nível dos manguezais atuais (Iglesias *et al.* 2011).

#### 4.2.3.6 Depósitos aluvionares

São depósitos formados por areias, cascalheiras e sedimentos síltico-argilosos que são depositados em planícies de inundação, terraços e calhas da rede fluvial atual. Esses depósitos podem ocorrer na forma de: 1) cascalheiras de coloração marrom a amarela, formadas por clastos e areia fina a grossa, maciças e com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositadas geralmente em canais fluviais e 2) lama com coloração preta a cinza escuro, maciça, com restos de vegetais e animais, associada à planície de inundação (Iglesias *et al.* 2011).

### 4.3 GEOMORFOLOGIA

Segundo a classificação proposta por Viero (2016), a área de estudo apresenta as seguintes unidades: campos de dunas, domínio montanhoso, domínio de colinas amplas e suaves, domínio de colinas dissecadas e de morros baixos, domínio de morros e de serras baixas, planícies costeiras, planícies fluviais ou fluviolacustres e planícies fluviomarinhas. Essas unidades podem ser vistas no mapa de unidades geomorfológicas (Figura 4). A Tabela

1 apresenta os tipos de relevo e seus respectivos valores de declividade e amplitude topográfica.

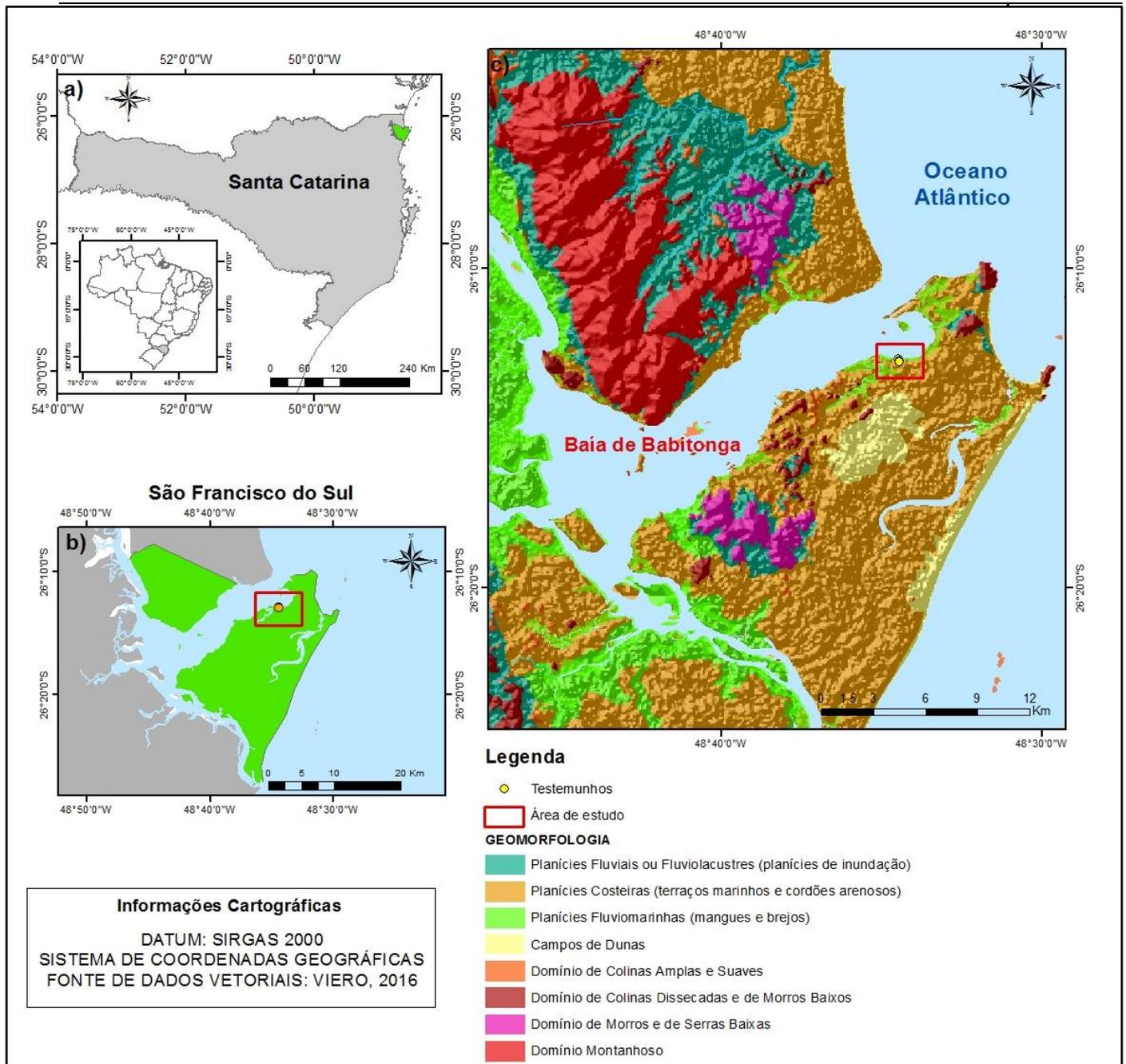


Figura 4-Mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo.

Tabela 1 - Características do relevo presente na área de estudo. Fonte: Dantas (2010)

Planícies fluviais ou fluviolacustres	0 a 3	Zero
Planícies fluviomarinhas	Plano	Zero
Planícies costeiras	0 a 5	2 a 20
Campos de Dunas	3 a 30	2 a 40
Domínio de Colinas amplas e suaves	3 a 10	20 a 50
Domínio de Colinas Dissecadas e Morros Baixos	5 a 20	30 a 80
Domínio de Morros e de Serras Baixas	15 a 35	80 a 200
Domínio Montanhoso	25 a 60	300 a 2000

#### 4.3.1 Planícies fluviais ou fluviolacustres (planícies de inundação)

Segundo Viero (2016) essa unidade é encontrada em áreas planas situadas ao longo dos rios, que periodicamente são inundadas em épocas de cheias. Essa unidade é formada por pacotes de material inconsolidado, de espessura variável, que são compostos por sedimentos arenosos e lamosos e eventualmente com depósitos de cascalho. São superfícies sub-horizontais, formadas por depósitos sedimentares que estão em permanente acumulação devido a ação fluvial.

#### 4.3.2 Planície Costeira (terraços marinhos e cordões arenosos)

Viero (2016) admite que esta unidade é formada por depósitos sedimentares formados em ambiente de praia, abrangendo terraços marinhos e cordões arenosos, onde os sedimentos arenosos foram depositados pela ação do mar e, em algumas situações foram retrabalhados pela ação dos ventos.

Segundo Suguio (2010) as planícies costeiras ou baixadas litorâneas são superfícies deposicionais de baixo gradiente, que são formadas por meio de sedimentação subaquosa. Elas estão presentes às margens de corpos de água de grandes dimensões, e normalmente são representadas por faixas de terrenos emersos, que são geologicamente muito recentes e compostos por sedimentos marinhos, continentais, fluviomarinhas, lagunares, paludiais entre outros, geralmente de idade quaternária.

#### **4.3.3 Planícies fluviomarinhas (manguezais e brejos)**

Segundo Viero (2016) essa unidade é formada, sobretudo por manguezais, os quais estão presentes na transição entre ambientes marinhos e costeiros, sendo sujeitos ao regime das marés e possuem uma biodiversidade característica. O autor afirma ainda que os terrenos dessa unidade são geralmente ricos em matéria orgânica, e constituídos por intercalações irregulares de sedimentos arenosos e argilosos. Normalmente esses solos estão associados à elevada salinidade.

#### **4.3.4 Campo de dunas**

Segundo Viero (2016) essa unidade é formada por depósitos arenosos formados por meio do retrabalhamento de sedimentos preexistentes, sobretudo de sedimentos marinhos, através da ação do vento na faixa litorânea, que ocorrem em Santa Catarina.

Especificamente na área de estudo são encontradas dunas móveis, que o autor caracterizou como sendo aquelas modificadas pela constante ação do vento e que foram formadas a partir da transição Pleistoceno-Holoceno, cerca de 11,7 mil anos, apesar de também existirem dunas mais antigas, formadas no Pleistoceno superior. Os principais tipos de dunas encontrados foram: barcanas, cadeias barcanoides e transversais.

#### **4.3.4 Domínio de colinas amplas e suaves**

Essa unidade está presente na área de estudo no extremo noroeste e pertence ao domínio de sequências vulcanossedimentares proterozóicas dobradas, metamorfizadas de baixo a alto grau. Esta classificação é proposta por Viero (2016). Segundo o autor o domínio de colinas amplas e suaves está localizado em uma porção na qual há o predomínio de metassedimentos síltico-argilosos, representados por xistos. Associadas a esse domínio geomorfológico estão as rochas da Formação Rio das Cobras (Iglesias *et al.* 2011).

#### **4.3.5 Domínio de colinas dissecadas e morros baixos**

Seguindo a classificação proposta por Viero (2016), as feições de colinas dissecadas e morros baixos são encontradas nos Complexos Gnaiss-Migmatíticos e Granulíticos e nos Complexos Granitóides (não deformados). As porções desta unidade presentes no Complexo

Gnaiss-Migmatíticos e Granulíticos correspondem às unidades geológicas do Complexo São Francisco do Sul (Iglesias *et al.* 2011).

As porções desta unidade de relevo que estão presentes nos Complexos Granitóides correspondem à unidade geológica Suíte Morro Inglês (Iglesias *et al.* 2011).

#### **4.3.6 Domínio de morros e de serras baixas**

Esta unidade geomorfológica é encontrada em dois domínios propostos por Viero (2016): domínio dos Complexos Granitóides (não deformados) e domínio dos Complexos Gnaiss-Migmatíticos e Granulitos.

As porções desta forma de relevo pertencentes ao domínio dos Complexos Granitóides fazem parte da unidade geológica Suíte Morro Inglês (Iglesias *et al.* 2011). As porções que pertencem ao domínio dos Complexos Gnaiss-Migmatíticos e granulitos correspondem ao Complexo São Francisco do Sul (Iglesias *et al.* 2011).

#### **4.3.7 Domínio montanhoso**

Esta unidade geomorfológica corresponde ao domínio dos Complexos Granitóides (não deformados). Parte do terreno pertence à Suíte Morro Inglês e a outra parte do terreno corresponde à Formação Rio do Poço.

### **4.4 CLIMA**

Conforme Zular *et al.* (2011), São Francisco do Sul apresenta clima subtropical (Cfa, de acordo com a classificação de Köppen) apresentando verão úmido e inverno moderadamente seco, sendo que a precipitação média anual varia entre 1000 e 1500 mm e a temperatura média é de 18°C. Amaral *et al.* (2012) também admite que a região costeira de Santa Catarina apresenta clima subtropical úmido, sem estação seca, com verão quente e temperatura média de 19°C, sendo que a região apresenta precipitação média anual variando entre 1250 e 1400 mm e umidade relativa do ar de aproximadamente 85%.

Segundo Berger (2008) os meses mais quentes em São Francisco do Sul são janeiro e fevereiro, com temperatura de 24,5°C, já os meses mais frios são julho e agosto, com temperatura média de 16,5° e 17,3°, respectivamente.

Segundo Iglesias *et al.* (2011) a região é marcada por duas épocas distintas do ano, o verão e o inverno. No verão ocorre o predomínio de massas de ar equatoriais e tropicais, sobretudo a Massa Equatorial Continental, que provém da região amazônica, sendo que esta promove a ocorrência de altas temperaturas e umidade, chuvas intensas acompanhadas de descargas elétricas. O autor afirma ainda que o efeito orográfico da Serra do Mar amplia esse fenômeno, ocasionando o aumento do índice pluviométrico, principalmente nos meses de dezembro a fevereiro.

De acordo com Iglesias *et al.* (2011) no inverno, ocorre a queda de temperatura e pluviosidade, pois entradas de massas polares (Frente Polar Atlântica) deslocam as massas tropicais e equatoriais para o norte e centro do país. Também podem ocorrer períodos de sol e calor durante o inverno, quando a massa polar é bloqueada pela Massa Tropical Atlântica, que domina no centro do Brasil nessa época (Knie 2003).

#### 4.5 VEGETAÇÃO

Segundo Gasper *et al.* (2012) o estado de Santa Catarina é totalmente coberto pelo bioma da Mata Atlântica, com diversas regiões fitoecológicas como a Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista, Floresta Estacional Decidual e as formações associadas como pioneira de influência flúvio-marinha (manguezais) e de influência marinha (restingas), ricas em espécies (IBGE 1992, Klein 1978, Leite & Klein 1990). De acordo com Veloso *et al.* (1991) a vegetação que compõe a Floresta Ombrófila Densa é caracterizada por fanerófitos, além de lianas lenhosas e epífitas em abundância. A característica ecológica principal está nos ambientes ombrófilos.

Berger (2008) considerou a seguinte classificação das unidades de vegetação encontradas na área de estudo são: restinga, florestas, vegetação valófila, borda dos manguezais, vegetação secundária e comunidades antrópicas.

##### 4.5.1 Restinga

De acordo com Falkenberg (1999) a restinga brasileira é definida como um conjunto de ecossistemas costeiros com comunidades florísticas distintas, que colonizam terrenos arenosos de origem variada, as quais constituem um complexo vegetacional edáfico e ocupam locais como praias, dunas e depressões associadas, cordões arenosos, terraços e planícies. A restinga de Santa Catarina é formada por três fitofisionomias primárias: herbácea/subarbusciva, arbustiva e arbórea. De acordo com Silva & Britez (2005) na área de

estudo são encontrados dois tipos de comunidade de restinga, que de acordo com Berger (2008), são: restinga arbustiva e restinga arbórea.

Segundo Silva & Brites (2005) as comunidades de restinga podem ser divididas em subgrupos, seguindo o critério de inundação. No caso de restinga bem drenada são encontradas *Smilax campestris* (Smilacaceae), *Rumobbra adiantiformis* (Dryopteridaceae), *Cordia curassavica* (Boraginaceae), *Dalbergia ecastaphyllum* (Fabaceae) e *Epidendrum fulgens* (Orchidaceae). Já no caso da restinga arbustiva úmida é mais rica em espécies, as mais comuns são *Dalbergia ecastaphyllum* (Fabaceae), *Schinus terebinthifolius* (Anacardiaceae), *Baccharis conyzoides* e *Baccharis singularis* (Asteraceae).

#### 4.5.2 Florestas

Segundo Berger (2008) essa unidade de vegetação cresce em solo mais argiloso, ocorrem em planícies costeiras, planícies aluviais e nas encostas das montanhas. Suas árvores podem atingir até 40 m de altura. O autor afirma ainda que as florestas mais úmidas ocorrem em pequenos vales, depressões e ao longo de córregos nas montanhas. Nessas florestas podem ser encontradas: *Psychotria* (Rubiaceae), *Jacobinia carnea* (Acanthaceae), *Aphelandra liboniana* (Acanthaceae), *Salpinga margaritacea* (Melastomataceae) e *Macrocarpaea rubra* (Gentianaceae).

As florestas mais secas, Berger (2008) admite que, ocorrem ao lado e nos picos das montanhas onde o solo é drenado. Essas florestas apresentam rica vegetação rasteira, porém menos densa que nas florestas úmidas. As espécies comuns são *Anthurium itanhaense* (Araceae), *Passiflora organensis* (Passifloraceae) e *Lasiacis ligulata* (Poaceae). São comuns nesta unidade a ocorrência de árvores de restinga e arbustos.

#### 4.5.3 Vegetação halófila

De acordo com Berger (2008) as comunidades tolerantes ao sal são o único tipo de vegetação que podem ser bem delimitadas na área de estudo, sendo que elas ocorrem na região costeira e nas margens da baía. Como mencionado, essas comunidades crescem em solo salino. Em termo de variedade de espécies, esta unidade é inferior às outras, pois as condições da área e as mudanças frequentes no ambiente, permitem que apenas as espécies adaptadas se desenvolvam neste local.

As três comunidades halófilas presentes na área de estudo são: florestas de manguezal, *salt meadows* e vegetação de dunas. Berger (2008) afirma que essa comunidade de *salt meadows* é a mais pobre da região, as espécies mais comuns são *Spartina alterniflora*, *S. densiflora* e *Paspalum vaginatum*.

As florestas de manguezal formam comunidades densas em zonas intermarés, às margens internas da baía, crescem em solo orgânico e lamacento. As espécies características desta comunidade são *Rhizophora mangle* (Rhizophoraceae), *Laguncularia racemosa* (Combretaceae) e *Avicennia schaueriana* (Verbenaceae), além da vegetação herbácea composta de *Spartina spp.* e *Fimbristylis spadicea* (Cyperaceae), ocorrem também bromélias epífitas, Loranthaceae e Viscaceae (Berger 2008).

Segundo Berger (2008) a vegetação de dunas de praia está localizada na costa oceânica e ocorre acima da zona de maré. As espécies mais encontradas nessa unidade são *Ipomoea pes-caprae* (Convolvulaceae), *Canavalia rosea* (Fabaceae) *Hydrocotyle bonariensis* (Apiaceae) e *Blutaparion portucooides* (Amaranthaceae).

#### **4.5.4 Borda dos manguezais**

Berger (2008) considera que na borda dos manguezais é encontrada uma grande diversidade de espécies, havendo a ocorrência de vegetação herbácea, arbustiva e arbórea. As espécies mais comuns nesta unidade são *Acrostichum danaeifolium* (Pteridaceae), *Hibiscus tiliaceus* (Malvaceae), *Senna pendula* (Caesalpinaceae) e *Schinus terebinthifolius* (Anacardiaceae).

#### **4.5.5 Vegetação secundária**

Segundo Berger (2008), grande parte da paisagem florestal na área é secundária. A ocorrência de plantações abandonadas, campos cultivados e regiões desmatadas permitiram a regeneração natural de porções florestais, sendo que a fisionomia e a composição florística das florestas secundárias apresentam mudanças de acordo com a idade e com as sucessões que ocorrem.

#### **4.5.6 Comunidades antrópicas**

As Comunidades antrópicas compreendem as comunidades que ocorrem em regiões que estão permanentemente perturbadas, tanto pelo homem quanto pela atividade pecuária. Fazem parte desta comunidade espécies herbáceas e arbustivas. Essas comunidades se desenvolvem em pastos, jardins, gramados, locais onde a floresta foi desmatada, estradas, campos cultivados, plantações, praias visitadas com frequência, canais de esgoto e outros locais que são afetados pela atividade humana (Berger 2008).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 AMOSTRAGEM

Dois testemunhos sedimentares foram coletados com um *Amostrador Russo* (Figura 5) e armazenados em tubos e envoltos por filme de PVC. Posteriormente as amostras foram armazenadas em ambiente refrigerado com temperatura em torno de 4°C, com o intuito de evitar a proliferação de microrganismos no material, os quais poderiam contaminar e comprometer futuras datações por C-14 (Colinvaux *et al.* 1999).

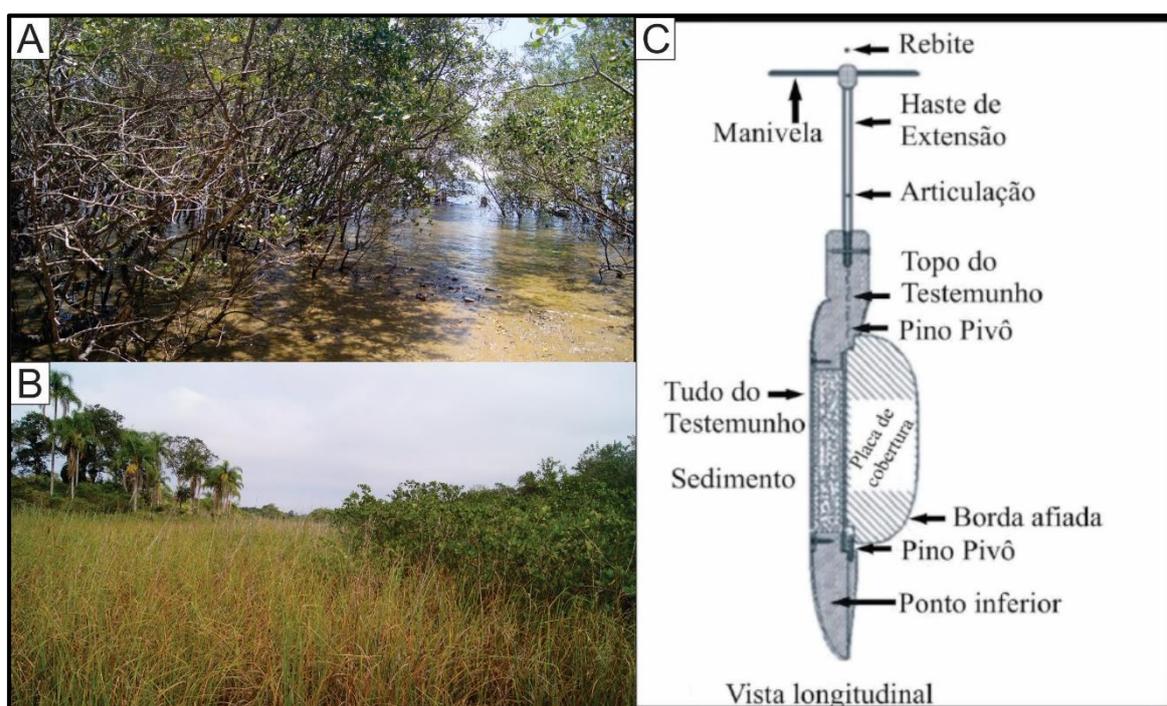


Figura 5- A) Local de coleta do testemunho SF 7; B) Local de coleta do testemunho SF 8; C) *Amostrador Russo*.

### 5.2 DATAÇÃO POR $^{14}\text{C}$ (AMS)

O método de datação  $^{14}\text{C}$  foi desenvolvido pelo pesquisador Willard Frank Libby, em 1949 (Libby *et al.* 1949). Segundo Teixeira *et al.* (2009) a datação com base no  $^{14}\text{C}$  é uma importante ferramenta em estudos arqueológicos, geológicos e paleontológicos e no apoio cronológico sobre paleoclimas, porque permitiu pela primeira vez a datação de materiais orgânicos.

O procedimento para a datação foi realizado no Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP). Primeiramente as amostras foram limpas,

removendo-se raízes e outros fragmentos vegetais. Posteriormente, para o tratamento químico do material residual, foi utilizado HCl 2% sob temperatura de 50 °C pelo período de 4 horas. Em seguida, as amostras foram lavadas com água destilada até atingir o pH neutro. Após, o material foi submetido à temperatura de 50 °C para secar. Segundo Pessenda *et al.* (2015) a lavagem e secagem do material eliminam resíduos orgânicos mais recentes como ácidos húmicos e fúlvicos.

A matéria orgânica presente no sedimento foi datada através de um Espectrômetro de Massas acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). As idades foram apresentadas de acordo com Reimer *et al.* (2009) com idade convencional (anos AP) e idades calibradas (cal anos AP) ( $\pm 2\sigma$ ), utilizando o *software* CALIB 7.10.

### 5.3 ANÁLISE SEDIMENTAR

Para a análise sedimentar, os testemunhos foram radiografados (Figura 6), visando a descrição das estruturas sedimentares presentes (Posamentier & Walker 2006). Além disso, foram descritas as fácies sedimentares, incluindo descrição de cor, litologia, textura e estruturas presentes. A fim de se fazer a determinação granulométrica, os testemunhos foram sub-amostrados em intervalos de 5 cm para posterior lavagem com água deionizada e com peróxido de hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>), para que fosse removida a matéria orgânica. Após essa etapa o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico para se obter o tamanho dos grãos, que foi obtido com a utilização de analisador de partículas à *laser* (Laser Diffraction, SALD 2101- Shimadzu). As classificações seguiram o diagrama triangular de Sheppard (Suguio 1973) baseado nos percentuais de areia (0,0625 – 2 mm), silte (0,004-0,0625 mm) e argila (< 0,004 mm) de acordo com a classificação de Wentworth (Wentworth 1922).

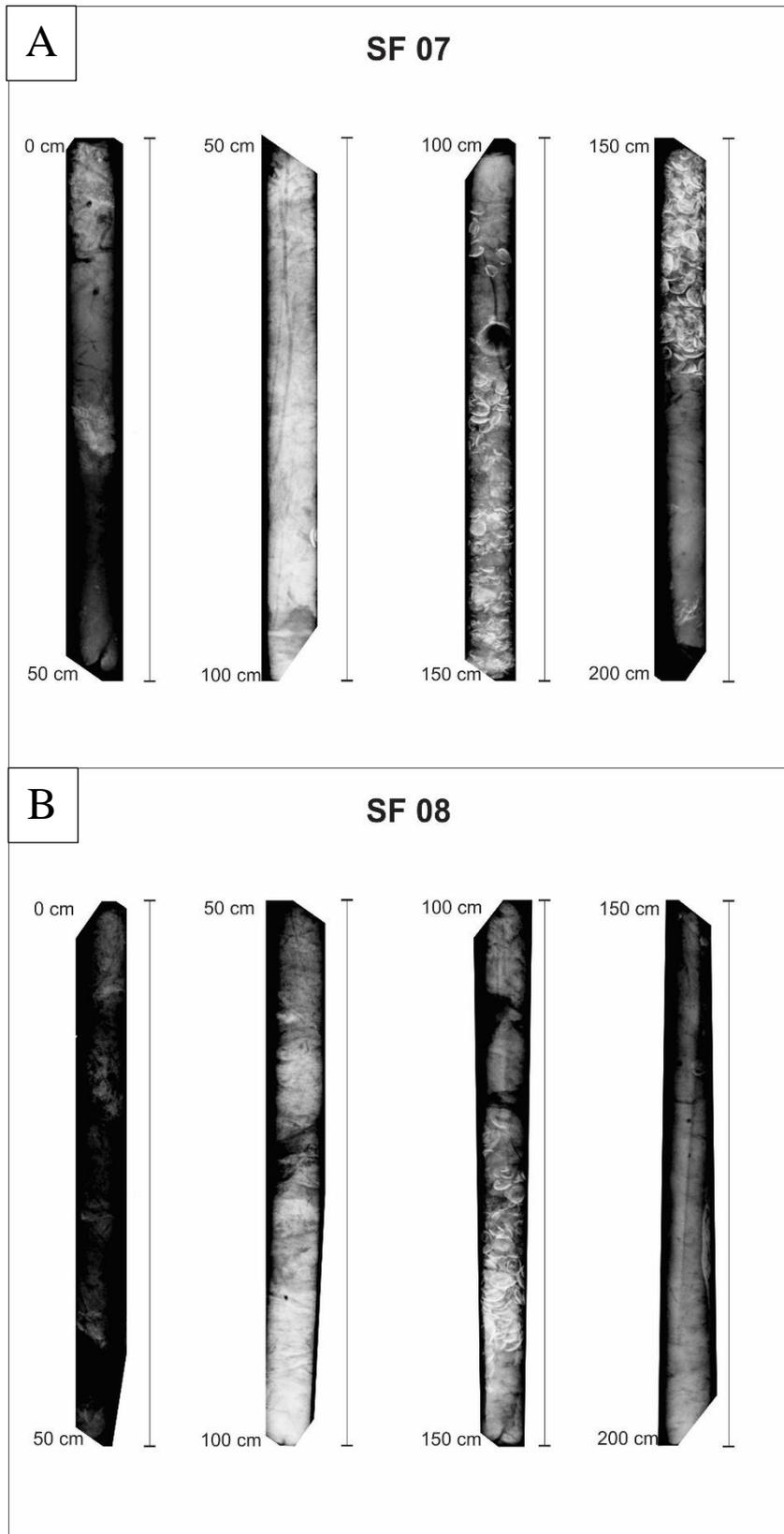


Figura 6-A) Fotografias de Raios-X do testemunho SF7; B) Fotografias de Raios-X do testemunho SF8.

#### 5.4 ANÁLISES DE $\delta^{13}\text{C}$ E C:N

As amostras de sedimento foram analisadas em intervalos de 5 cm ao longo dos testemunhos. O pré-tratamento das amostras foi realizado no Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde as amostras de sedimento foram separadas em recipientes unitários e colocadas para secar em estufa (Tecnal- TE- 394/2) à 45 °C por aproximadamente 24 horas para remoção de água. Após as amostras estarem secas, foram retirados os fragmentos vegetais atuais para que não houvesse interferência nos resultados, e então estas foram levadas ao almofariz para serem pulverizadas e guardadas em *eppendorfs*. Em seguida cada amostra foi separada em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm) e pesadas em balança analítica (Sartorius BP 211D, de precisão 0,0001). Para as amostras com a finalidade de determinar o  $\delta^{13}\text{C}$  e C-total foram utilizados em média 10 a 20 mg. Para a determinação do N-total foram utilizadas de 50 a 60 mg. Posteriormente, o material foi enviado para o Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obtenção dos resultados. Nesse laboratório, as amostras foram analisadas em Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da *Europe Scientific*, que contém um analisador elementar acoplado.

#### 5.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA

##### 5.5.1 Processamento das amostras

O processamento das amostras para a análise palinológica seguiu o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). A amostragem para este procedimento ocorreu em um intervalo de 5 cm ao longo dos testemunhos, onde foram amostrados 1 cm<sup>3</sup> de sedimento através de um medidor de volume feito de aço inoxidável, no qual o sedimento é colocado, dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por êmbolo. Sendo então produzida uma pastilha de sedimento.

Após essa etapa, as pastilhas foram colocadas em tubos de polipropileno de 12 ml, os quais foram marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Posteriormente, 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<sup>3</sup>) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm<sup>2</sup>/ano). Para contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen permite o cálculo da concentração polínica original.

Cada tablete é constituído por 10.637 esporos de *Lycopodium*. Após as etapas de preparação das amostras ocorreu o tratamento ácido seguindo as seguintes etapas:

### 5.5.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

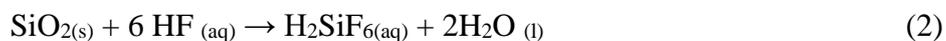
Esta etapa do tratamento é necessária para que haja a remoção do carbonato (CO<sub>3</sub>) presente no material sedimentar e a dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%. Ocorrendo a seguinte reação:



Após esta etapa foi realizada a mistura das amostras em cada tubo de ensaio com o auxílio de um bastão feito de teflon, para evitar a contaminação das amostras, 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 removido e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante se torne incolor.

### 5.5.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

Esse procedimento é realizado para que ocorra a dissolução de sílica que é encontrado no sedimento. Nesta etapa foi adicionado HF às amostras em quantidades suficientes para reagir com o sedimento, sendo deixadas em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados pelo ácido. Ocorrendo a seguinte reação:



Após esse período de adição de HF, o material foi lavado novamente com água destilada e levado para centrífuga, para que em seguida fosse adicionado HF e deixado em repouso por mais 24 horas, posteriormente o material foi novamente lavado com água destilada.

#### 5.5.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>)

Nesta etapa o C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> reage com a amostra retirando a água presente. Esta reação é necessária para que não haja desperdício de ácido sulfúrico presente na próxima etapa, pois o mesmo poderia vir a reagir com a água nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Para isso, foi adicionado C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub> às amostras, e posterior a isso ocorreu a mistura, centrifugação e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período superior a 15 minutos nos tubos de ensaio.

#### 5.5.5 Tratamento com Acetólise (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e C<sub>4</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub>)

O objetivo desta etapa é remover a celulose de polissacarídeos presentes nas amostras através da oxidação. Segundo Erdtman (1960) a solução que atua nesta etapa é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH<sub>3</sub>COCH<sub>3</sub>), para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>). Posteriormente, foi adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio são aquecidos em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que varia de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique completamente escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos.

#### 5.5.6 Confeção de lâminas e análises microscópicas

Foram utilizadas lâminas *Bioslide* 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte incolor (base de unha). Com o auxílio de pipetas, foram retiradas e depositadas nas lâminas algumas gotas do material coletado, devidamente identificadas de acordo com a profundidade do testemunho no qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Posteriormente, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina. Bastões de teflon foram utilizados para misturar o material coletado, com a glicerina. Depois disso, uma lamínula foi colocada sobre a lâmina selando as margens com esmalte incolor (base de unha), para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio.

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen e esporos das lâminas foi executada em um microscópio *Carl Zeiss Axioskop 2 Plus*.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 DATAÇÕES E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

Os resultados das datações  $^{14}\text{C}$  realizadas para os testemunhos SF7 e SF8 podem ser observadas na Tabela 2. No testemunho SF7, a idade mais antiga encontrada foi de 1469 anos cal AP. As taxas de sedimentação calculadas foram de 5,52 mm/ano (0 – 29 cm), 0,92 mm/ano (29-80 cm), 3,38 mm/ano (80 – 100 cm) e de 0,81 mm/ano (100 – 170 cm). O testemunho SF8 apresentou um registro sedimentar de 1.258 anos cal AP (Azevedo, 2018). As taxas de sedimentação encontradas para esse testemunho foram de 0,91 mm/ano (0-60 cm) e 0,82 mm/ano (60-115 cm).

TABELA 2 – Datações dos níveis amostrados dos testemunhos SF7 e SF8.

Laboratório (UGAMS)	Amostra	Profundidade (m)	Idades ( $^{14}\text{C}$ anos AP, $1\sigma$ )	Idades (cal anos AP, $2\sigma$ )	Média (cal anos AP)
28839	SF7	0.29-0.34	Moderno	Moderno	1958 AD
28840	SF7	0.80-0.85	$555 \pm 3$	536-554	546
28841	SF7	1.00-1.05	$600 \pm 23$	580-651	605
28842	SF7	1.70-1.75	$1593 \pm 25$	1412-1540	1469
28837	SF8	0.60-0.65	$591 \pm 24$	583-649	606
28838	SF8	1.15-1.20	$1345 \pm 23$	1258-1305	1285

### 6.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Na área de estudo foram descritas oito fácies (Tabela 3), que são: i) areia com estratificação plano-paralela (Sp); ii) areia com estratificação cruzada (Sc); iii) areia maciça (Sm); iv) areia com laminação planar de baixo ângulo (Sb); v) acamamento heterolítico *flaser* (Hf); vi) acamamento heterolítico *wavy* (Hw); vii) acamamento heterolítico lenticular (Hl) e, viii) lama maciça (Mm).

A base dos testemunhos é composta por areia fina a média de coloração amarelada com porções sem estruturas e outras com estrutura plano-paralela e estratificação cruzada. Em direção ao topo, foi registrada a grande presença de conchas e a mudança na coloração que varia para cinza esverdeado escuro. Nas profundidades intermediárias, observa-se variação na sedimentação, apresentando estruturas onde há intercalação de areia e lama, com acamamentos heterolíticos do tipo *flaser*, *wavy* e lenticular, com os perfis assumindo uma coloração mais cinza escuro. A bioturbação, com a presença de fragmentos e marcas de raízes é muito marcante.

Ao longo dos dois perfis (Figura 7) ocorre um decréscimo no tamanho dos grãos em direção ao topo, caracterizando essa sucessão como granodécrescente ascendente. A partir da análise das estruturas sedimentares, dos registros polínicos e das variações isotópicas, foi possível definir duas associações de fácies: Canal de maré (AF 1) e Planície de maré (AF 2).

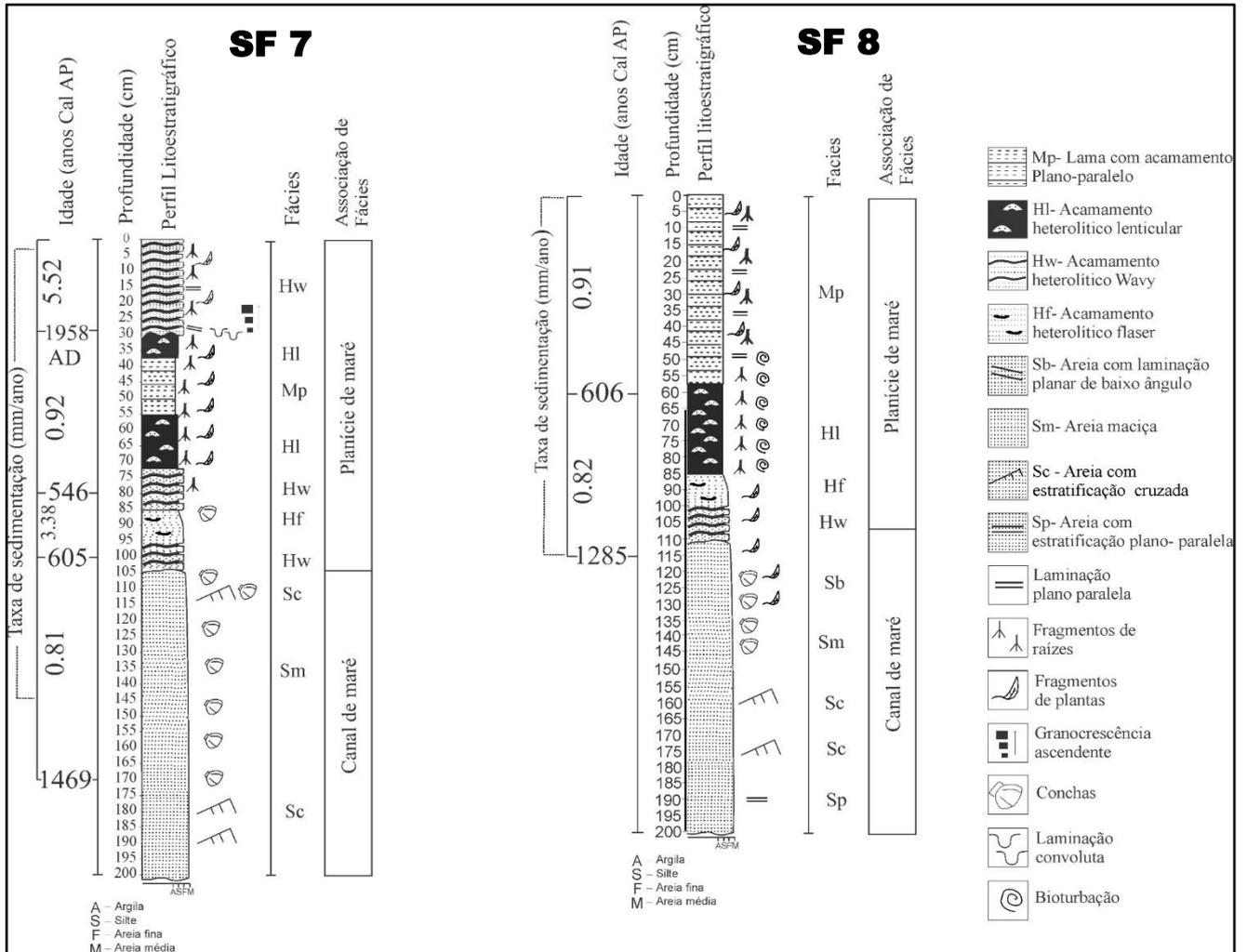


Figura 7- Perfis litoestratigráficos e cronológicos dos testemunhos SF7 e SF8.

TABELA 3 – Sumário das associações de fácies referentes aos testemunhos SF7 e SF8 com suas características sedimentares e seus respectivos processos de formação.

(continua)

Fácies	Descrição	Processos	AF
Lama com acamamento plano-paralelo (Mp)	Depósito de lama com acamamento plano-paralelo de coloração verde escuro com fragmentos de raízes.	Deposição a partir de suspensão.	Planície de maré (AF 2)
Acamamento heterolítico lenticular (Hl)	Depósito de lama com lentes onduladas de areia fina e alguns fragmentos de raízes.	Ocorrem quando ondulações de areia incompletas são formadas em substrato lamoso. Produzido sob condições mais favoráveis para deposição e preservação de lama.	
Acamamento heterolítico Wavy (Hw)	Depósitos de areia fina intercalados com camadas de lama de coloração cinza esverdeado escuro. Presença de fragmentos de raízes em todo o depósito.	Deposição durante intervalos alternados de fluxo de energia (correntes e ondas).	
Acamamento heterolítico flaser (Hf)	Depósito de areia fina com camadas delgadas e descontínuas de lama, de coloração cinza esverdeado muito escuro com presença de conchas.	Deposição durante intervalos alternados de fluxo.	

TABELA 3 – Sumário das associações de fácies referentes aos testemunhos SF7 e SF8 com suas características sedimentares e seus respectivos processos de formação.

(conclusão)

<b>Fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Processos</b>	<b>AF</b>
Areia com laminação planar de baixo ângulo (Sb)	Depósito de areia fina a média de coloração cinza esverdeado muito escuro, com presença de algumas conchas.	Fluxo oscilatório com predominância de correntes unidirecionais.	Canal de maré (AF 1)
Areia maciça (Sm)	Depósito de areia fina a média de coloração cinza esverdeado muito escuro, com presença de muitas conchas.	Deposição muito rápida e ausência de material transportado por corrente de tração.	
Areia com estratificação cruzada (Sc)	Depósito de areia fina a média de coloração cinza esverdeado muito escuro com estruturas onduladas/estratificação cruzada e presença de muitas conchas.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	
Areia com estratificação plano-paralela (Sp)	Areia fina a média com estratificação plano-paralela.	Condições de regime de fluxo inferior	

### 6.2.1 Canal de maré (AF 1)

A associação de fácies AF 1 ocorre na base dos perfis sedimentares com idade > 1692 até 667 anos cal AP (testemunho SF7) e 1223 anos cal AP (testemunho SF8). Esta é formada por depósitos de areia fina à média com estratificação plano-paralela (fácies Sp), estratificação cruzada (fácies Sc), laminação planar de baixo ângulo (fácies Sb) e porções sem estruturas (fácies Sm). Esta associação surge a partir da profundidade de 105 cm (SF7) e de 110 cm (SF8) e se prolonga até a base do perfil que está a 200 cm de profundidade.

A coloração da base do perfil (200 cm) até aproximadamente 176 cm é amarelada (Figura 8). A partir de 176 cm até 105 cm observa-se a variação da coloração para um cinza esverdeado muito escuro. Ocorre também a presença de uma grande quantidade de conchas no intervalo entre 176 cm e 105 cm de profundidade.

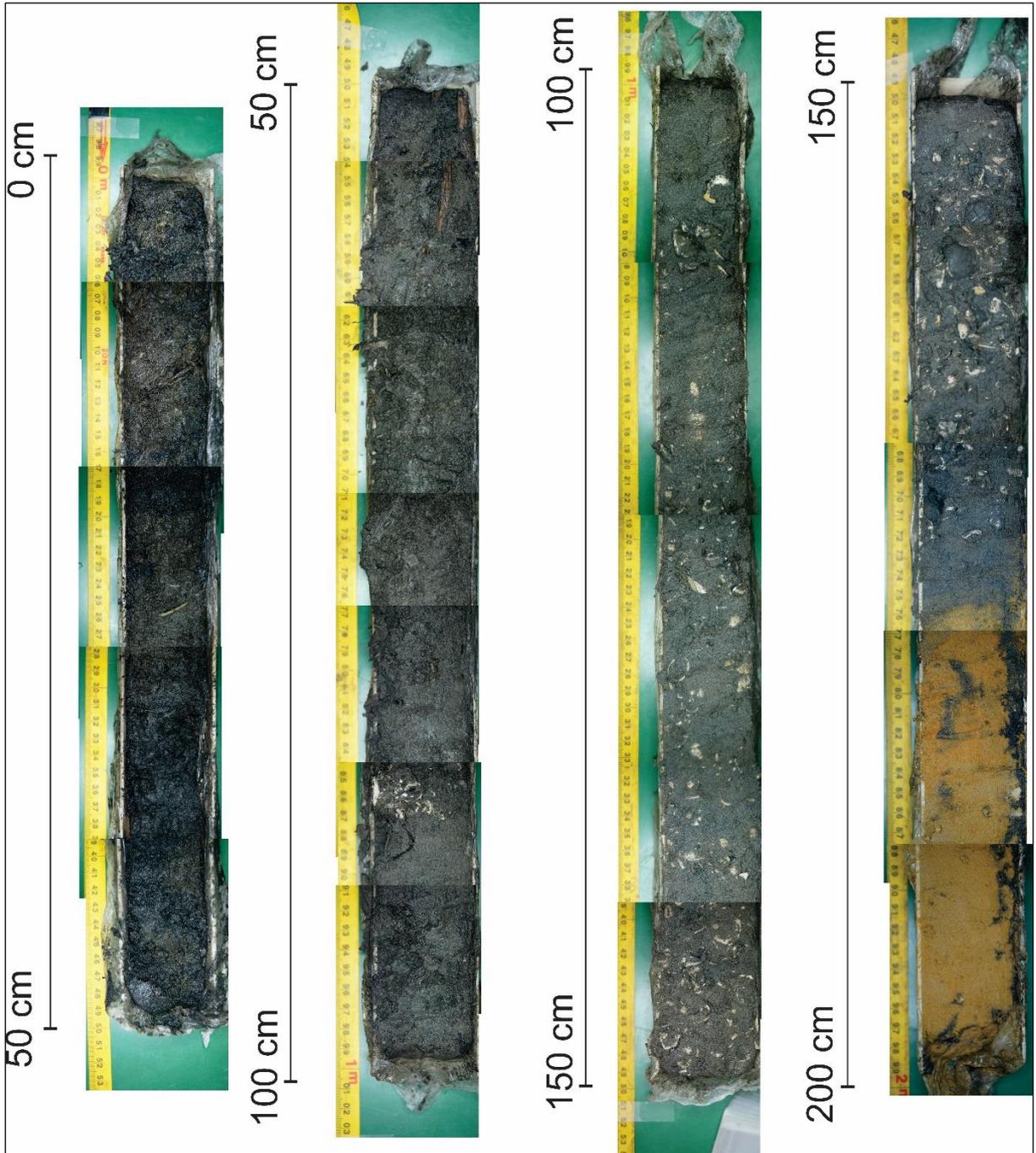


Figura 8- Fotografias do testemunho SF7.

#### 6.2.1.1 Dados polínicos do canal de maré

A assembleia polínica identificada nesta associação de fácies, é composta por cinco grupos ecológicos, que são: árvores e arbustos (31,4-94,1%), ervas (0-53,8%), palmeiras (0-37,1%), manguezal (0 -11,5%) e esporos (5,6-53,8%). Os grupos polínicos identificados no testemunho SF7 podem ser observados na figura 9.

As árvores e os arbustos (Figura 10) são representados principalmente por Fabaceae (0-82,4%), *Alchornea* (0-41,7%), Euphorbiaceae (0-30,8%), *Ilex* (0-50%), *Hedyosmum* (0-20,6%), Moraceae (0-2,9%), Sapindaceae (0-14,3%), Apocynaceae (0-7,7%), Myrtaceae (0 – 6,5%). As ervas (Figura 11) são compostas principalmente por Poaceae (0-50%), Araceae (0-38,5%), Asteraceae (0-11,1%), Amaranthaceae (0-11,1%), Solanaceae (0-9,1%) e Myrsinaceae (0-9,3%). As palmeiras apresentam grãos de pólen de Arecaceae (0-37,1%). Os esporos são representados por monolete psilado (0-50%), trilete psilado (0-19,2%), Polypodiaceae (0-28,8%) e monolete verrugado (0-17,9%).

Os grupos polínicos encontrados no testemunho SF8 podem ser observados na figura 12. A vegetação de manguezal encontrada nesta associação de fácies foi encontrada somente no testemunho SF8 (Figura 13).

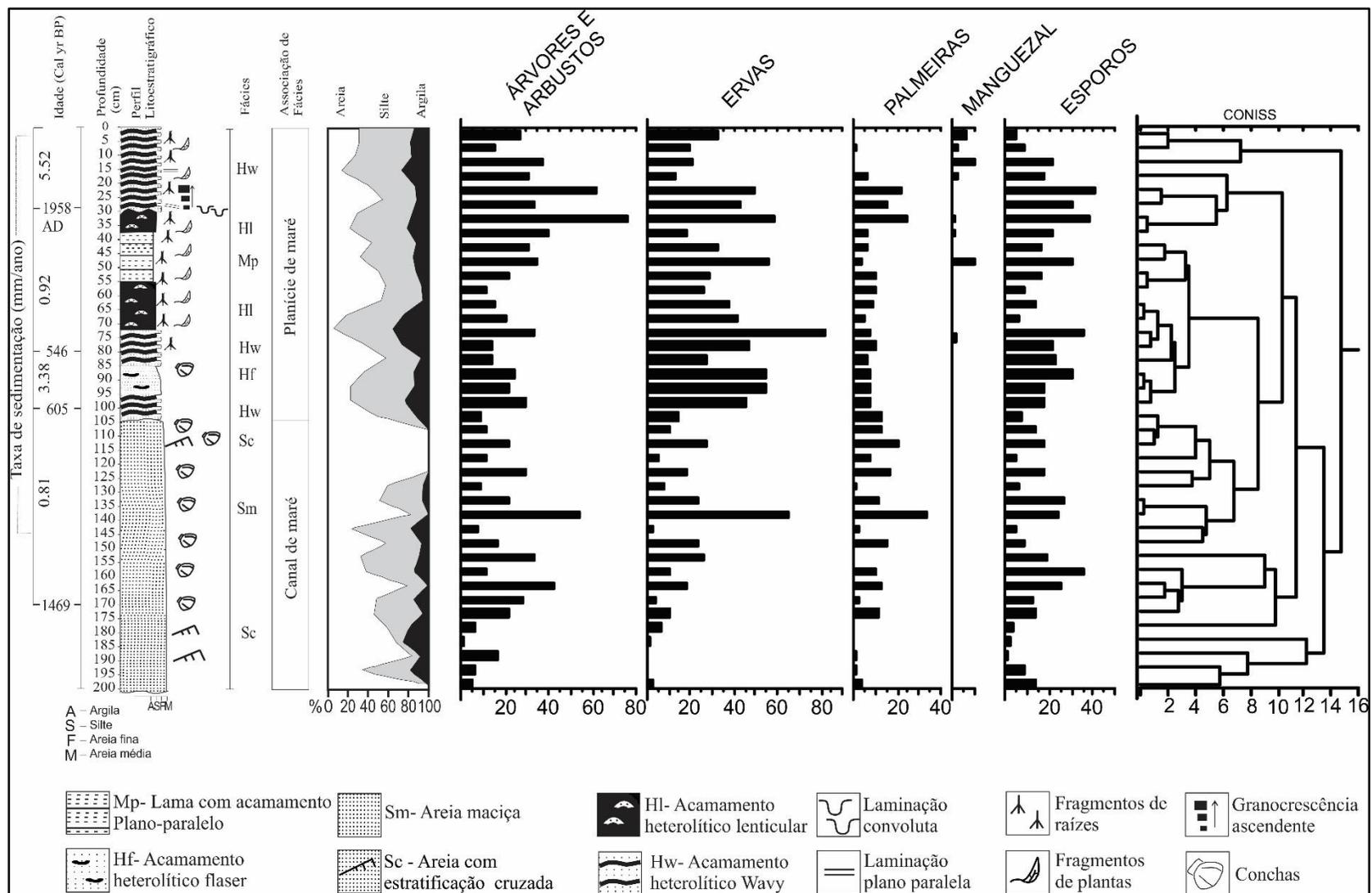


Figura 9– Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

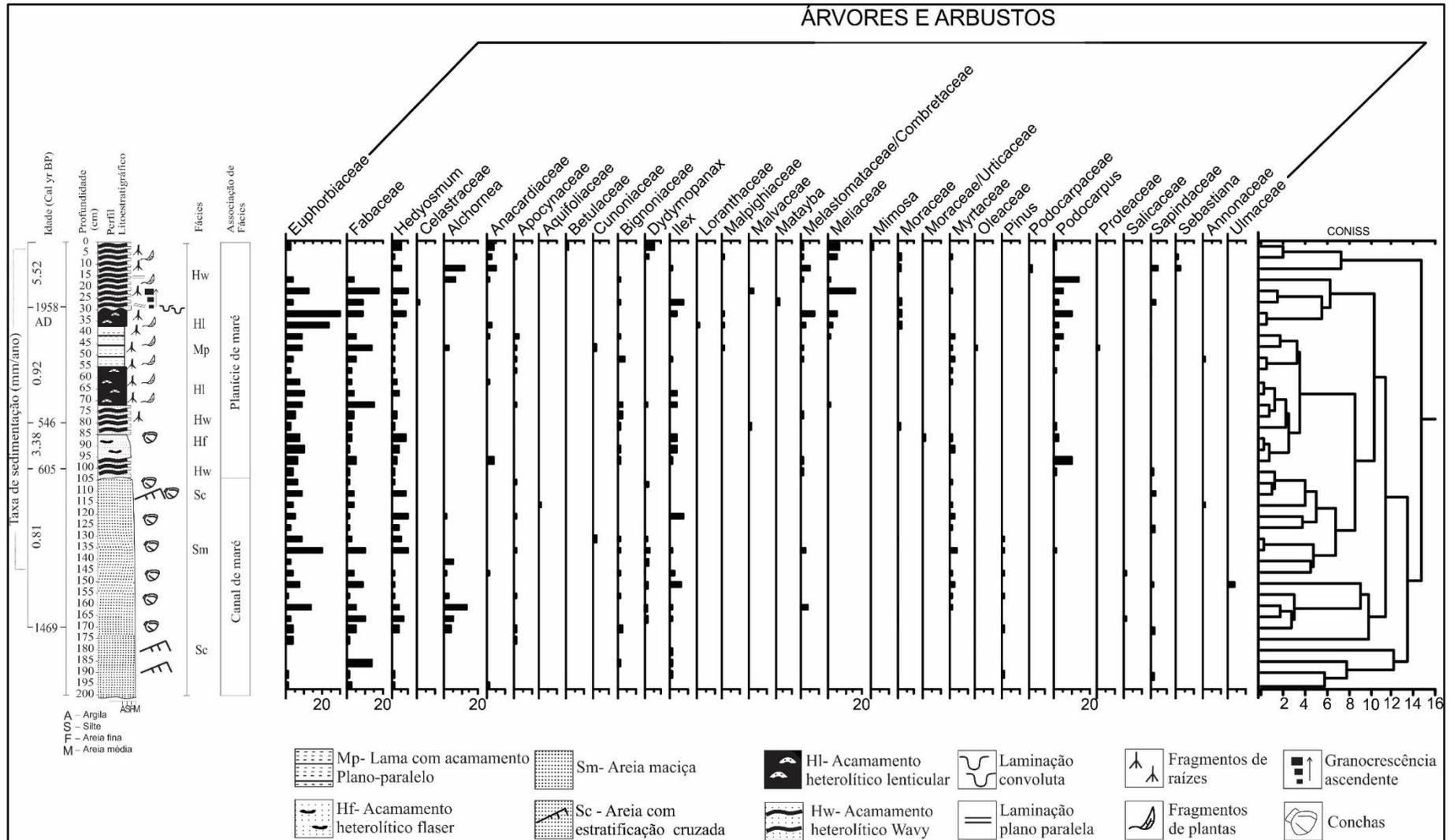


Figura 10– Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de árvores e arbustos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

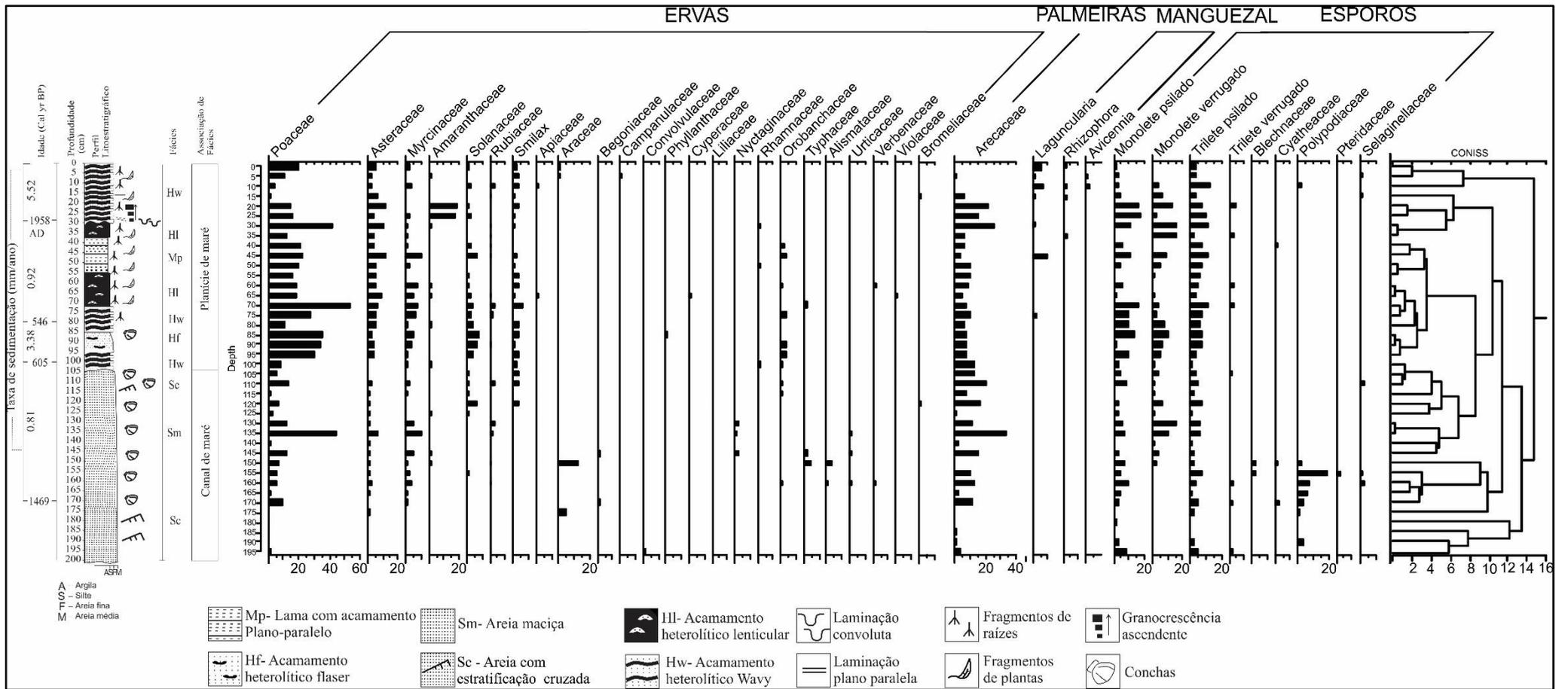


Figura 11– Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de ervas, palmeiras, manguezal e esporos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

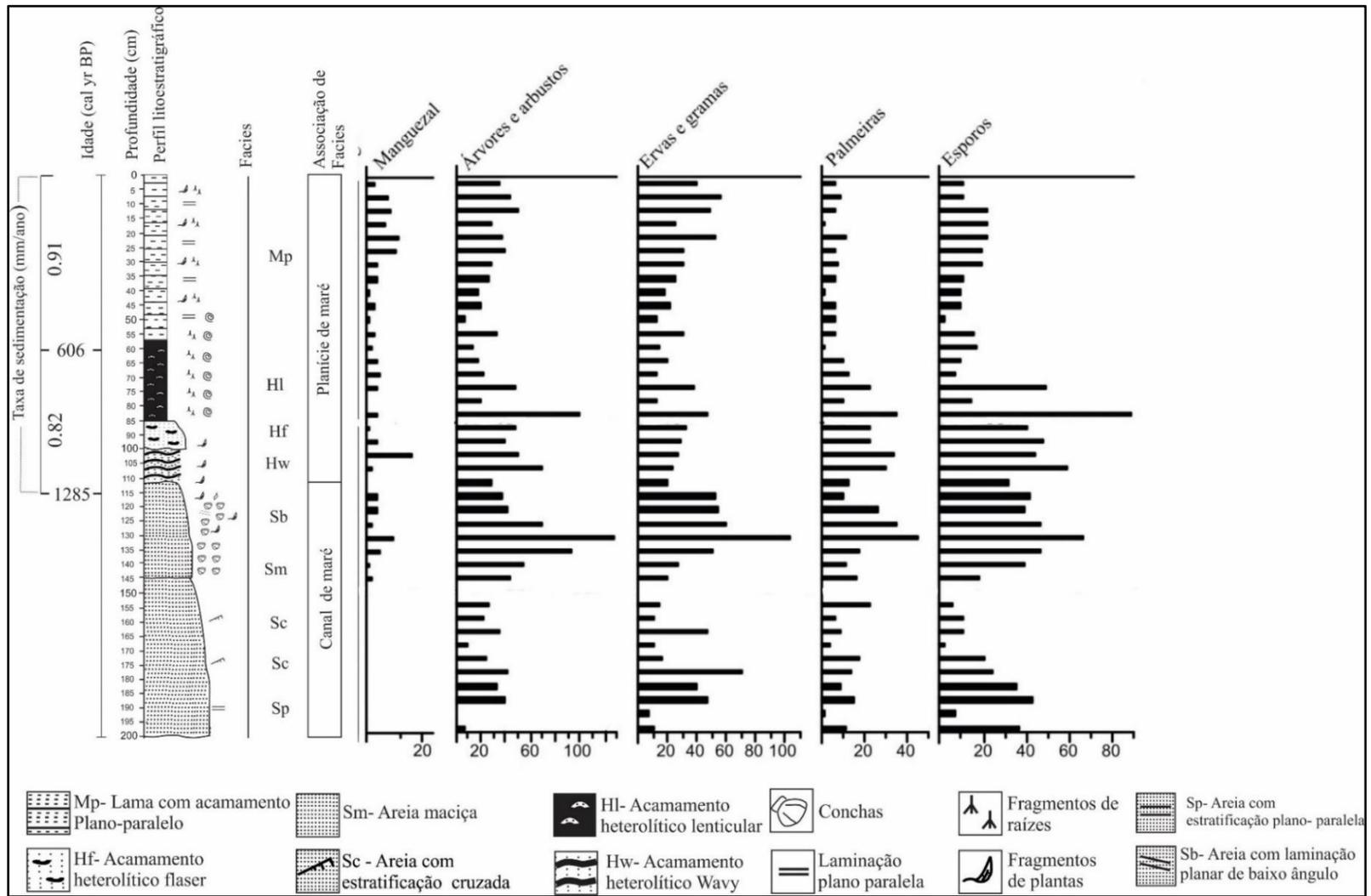


Figura 12– Perfis cronológicos e litológicos com suas respectivas fácies sedimentares do testemunho SF8, assim como os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.  
 Fonte: Modificado de Azevedo 2018.

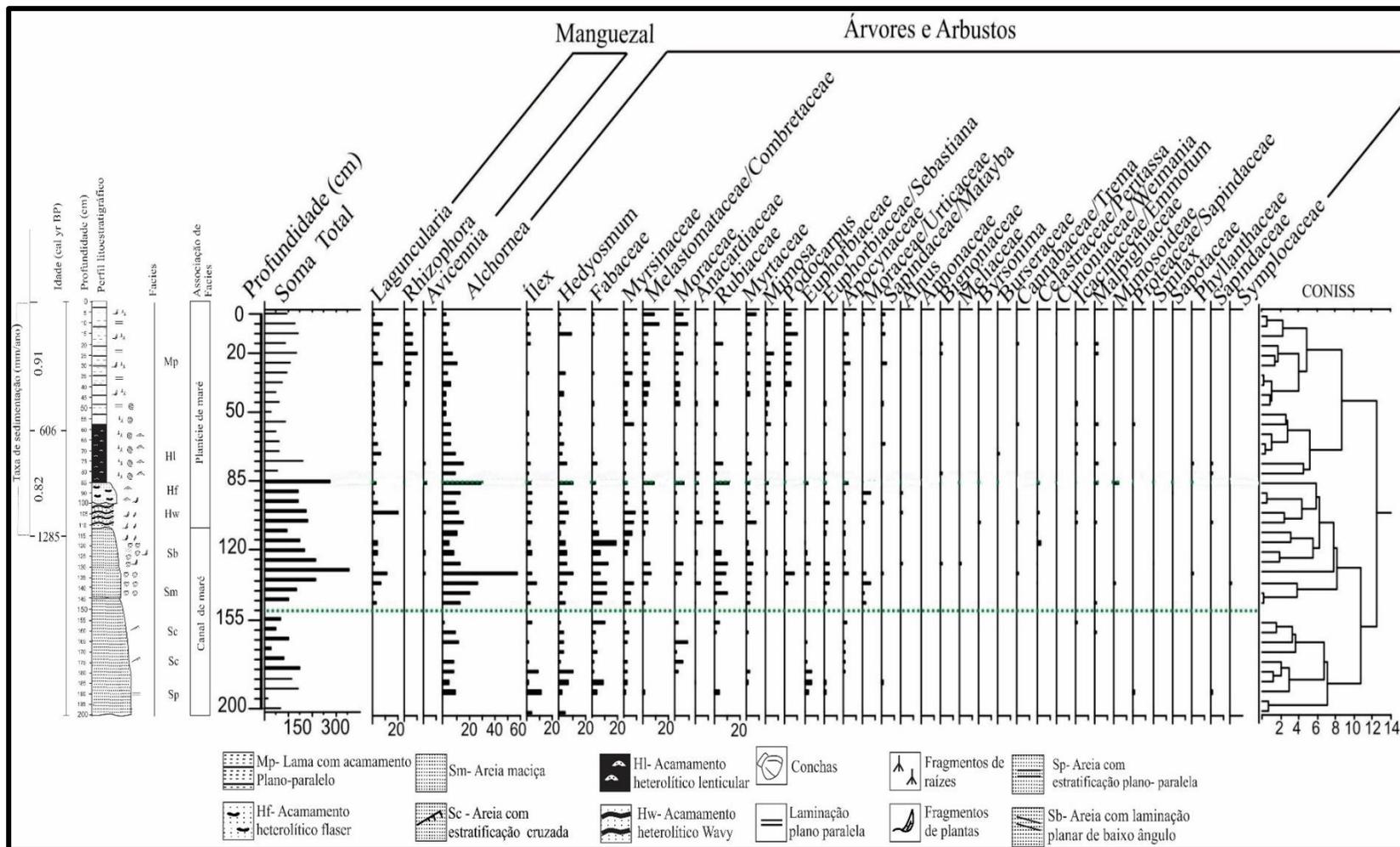


Figura 13– Perfis cronológicos e litoestratigráficos com suas respectivas fácies sedimentares e o conteúdo polínico de manguezal, árvores e arbustos do testemunho SF8. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen. Fonte: Modificado de Azevedo (2018).

### 6.2.1.2 Dinâmica sedimentar do canal de maré

Os dados granulométricos da associação de fácies AF1 demonstram que a mesma é formada por areia (64%), seguido de silte (23%) e por argila (13%). A análise dos dados revelou que a hidrodinâmica desse ambiente deposicional é predominantemente alta, com duas amostras representando uma hidrodinâmica moderada (profundidades 175 cm e 185 cm) e uma amostra indicando hidrodinâmica baixa (profundidade 180 cm). As amostras que ocupam o grupo B apresentam energia mais alta quando comparadas com as amostras do grupo C (Figura 14).

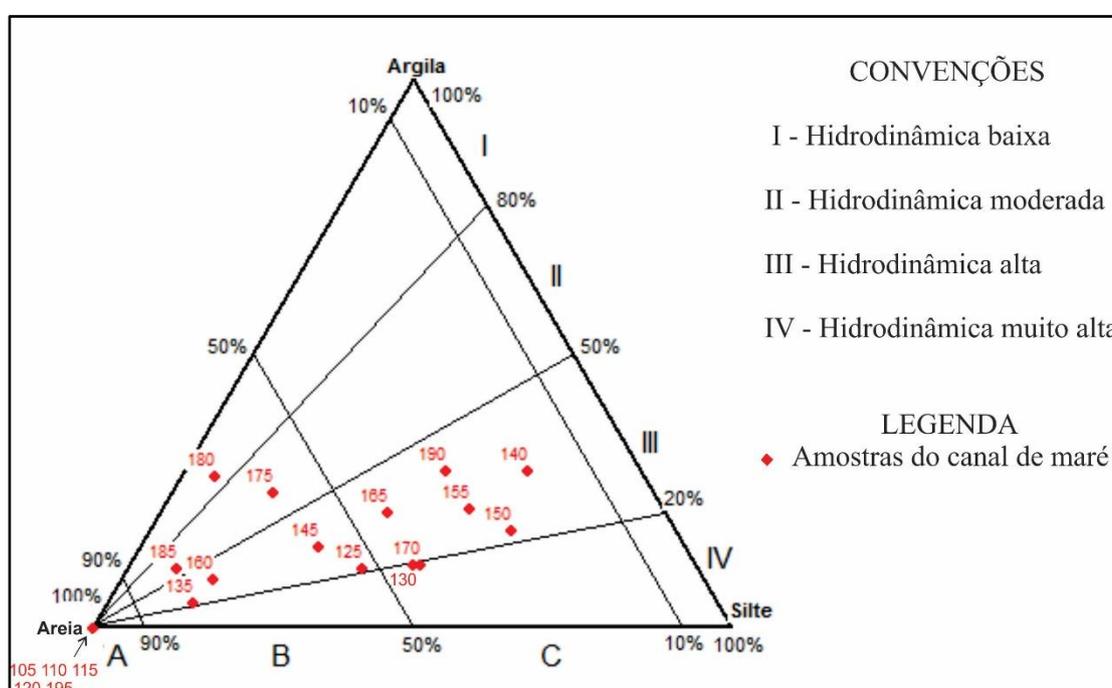


Figura 14 – Diagrama de Pejrup (1988) com as condições hidrodinâmicas da associação de fácies Canal de maré.

### 6.2.1.3 Dados geoquímicos do canal de maré

Os dados isotópicos (Figura 15) para esta associação de fácies exibem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -24,4 e -21,47 ‰ (média -22,9 ‰), Carbono Orgânico Total (COT) variando entre 0,05 e 0,92% (média 0,48%), registros de Nitrogênio Total (NT) mostrando valores de 0,006 a 0,06% (média 0,03%) e C:N entre 4,77 e 20,81% (média 12,79%).

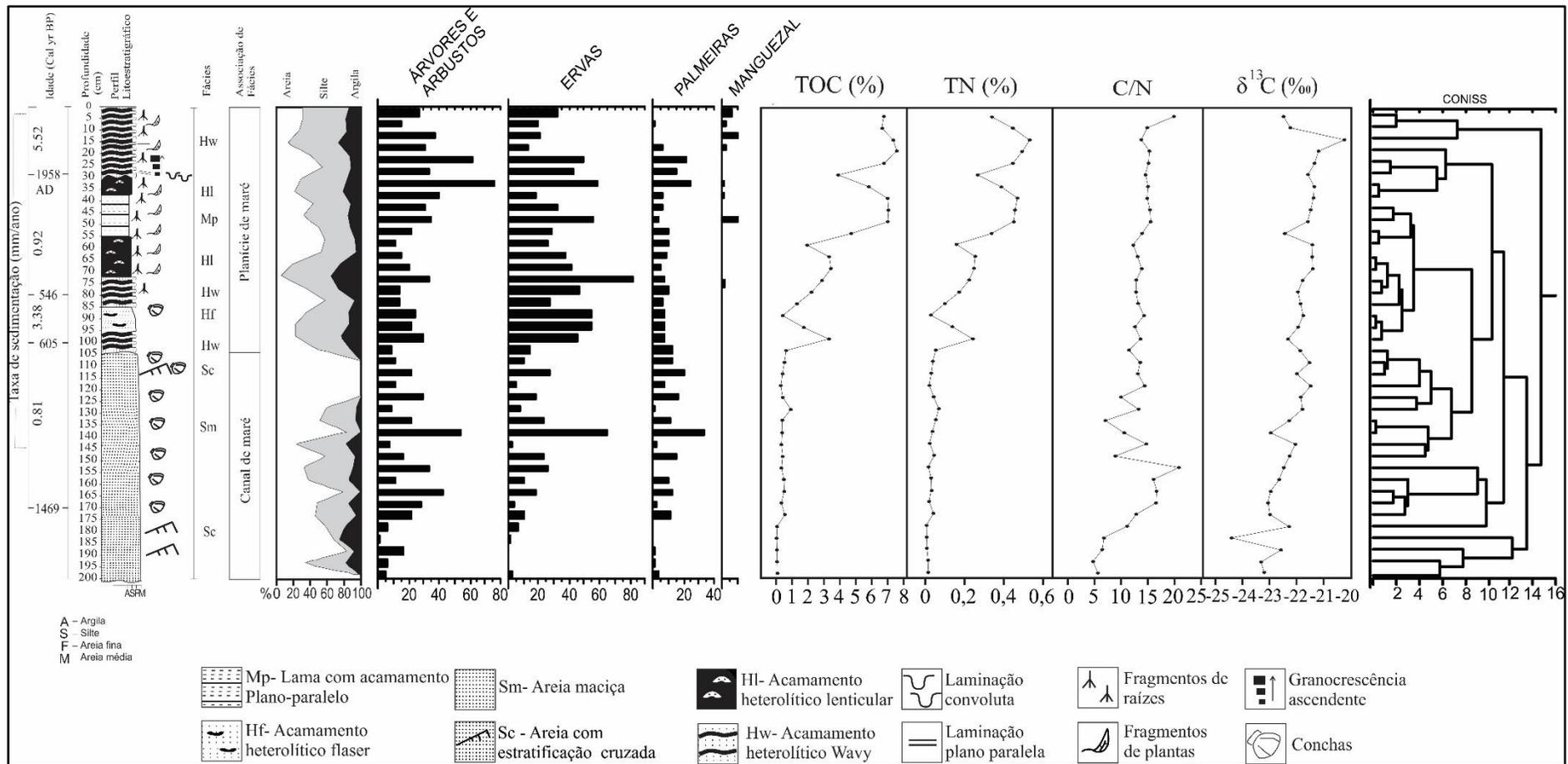


Figura 15– Resultado esquemático para o testemunho SF7, mostrando os perfis cronológicos e litoestratigráficos com suas respectivas fácies sedimentares, dados isotópicos com os grupos polínicos. Os dados polínicos são apresentados no diagrama de pólen como porcentagens da soma total dos grãos de pólen.

## 6.2.2 Planície de maré (AF 2)

A associação de fácies AF 2 ocorre entre as profundidades 105 cm (SF7) e 110 cm (SF8) a 0 cm, com idade máxima de 667 anos cal AP (SF7) e de 1223 anos Cal AP (SF8), sendo constituída pelas fácies de acamamento heterolítico *flaser* (Hf), acamamento heterolítico *wavy* (Hw), acamamento heterolítico lenticular (Hl) e lama com acamamento plano-paralelo (Mp). Nessa associação de fácies é grande a quantidade de fragmentos vegetais, marcas de raízes e bioturbação. Essa associação de fácies apresenta uma coloração predominantemente cinza escuro esverdeado.

### 6.2.2.1 Dados polínicos da planície de maré

Essa associação de fácies é formada por cinco grupos ecológicos, sendo: ervas (24,5-66,7%), árvores e arbustos (19,4-61,5%), palmeiras (0-36,1%), manguezal (0-14,7%) e esporos (7,1-32,9%). Os principais representantes das ervas presentes nessa associação de fácies são: Poaceae (3,8-43,9%), Asteraceae (0-13,2%), Amaranthaceae (0-18,7%), Myricaceae (0-9,5%), Solanaceae (0-9,2%), Smilax (0-7,7%) e Rubiaceae (0-4,4%).

O grupo formado por árvores e arbustos é composto principalmente por : Euphorbiaceae (0-36,9%), *Podocarpus* (0-26,4%), *Alchornea* (0-17,6%), Meliaceae (0-12,8%), *Hedyosmum* (0-9,2%), *Ílex* (0-7,7%), Melastomataceae/Combretaceae (0-7,4%), Anacardiaceae (0-7,4%), Bignoniaceae (0-6,6%), Sapindaceae (0-5,9%), Myrtaceae (0-4,9%), Apocynaceae (0-4,3%) e Moraceae (0-4,3%). A Arecaceae (0-36,1%) é o único representante do grupo das palmeiras nessa associação de fácies. O manguezal é composto por: *Laguncularia* (0-10,3%), *Rhizophora* (0-1,9%) e *Avicennia* (0-2,9%), conforme figura 16. Os esporos são representados por: monolete psilado (1,1-12,9%), trilete psilado (2,3-14,4%), monolete verrugado (0-18,4%) e trilete verrugado (0-3,9%).

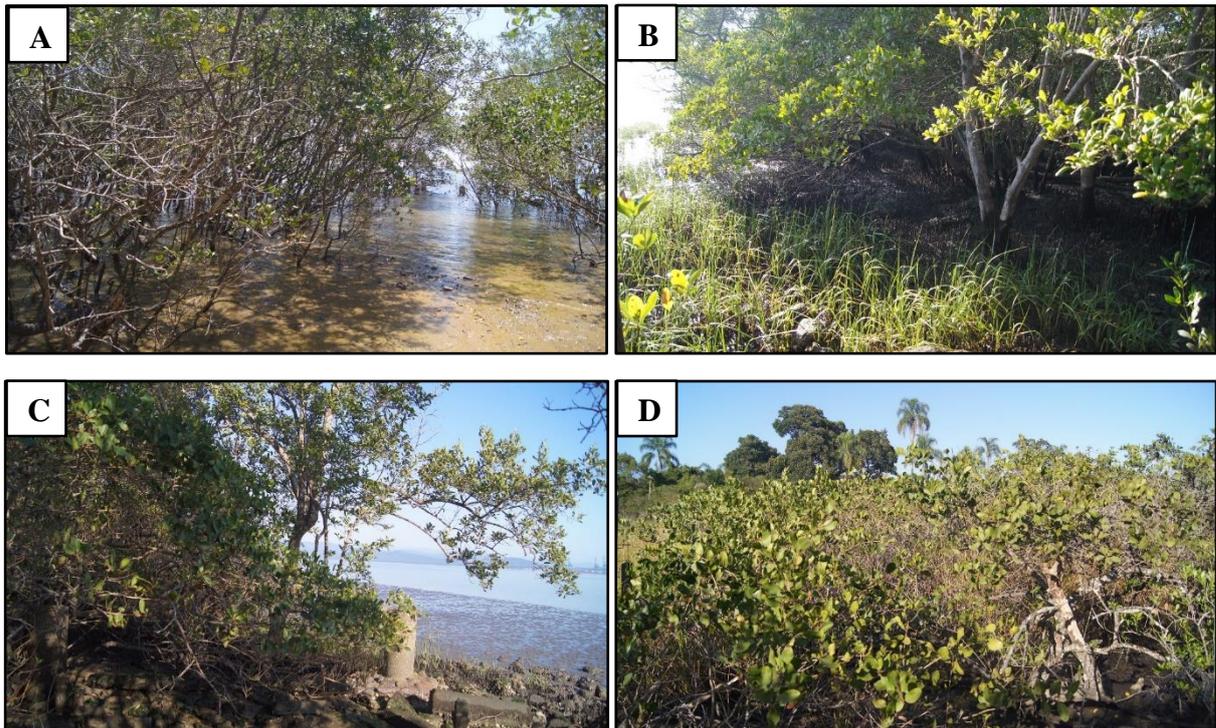


Figura 16 – Fotografias da vegetação de manguezal presente no local de amostragem do testemunho SF7; A) Árvores do gênero *Rhizophora*; B) Árvores do gênero *Avicennia*; C) Árvores de *Avicennia* e *Rhizophora*; D) Árvores de *Laguncularia*.

#### 6.2.2.2 Dinâmica sedimentar da planície de maré

A associação de fácies AF 2 é formada por silte (47%), areia (7%) e argila (26%). Através da análise do Diagrama de Pejurp (1988), pode-se ver que a maioria das amostras se concentrou no grupo C-III, indicando que o ambiente apresentava hidrodinâmica alta. Duas amostras (profundidades 75 e 70 cm) indicaram hidrodinâmica moderada e uma amostra (profundidade 60 cm) indicou hidrodinâmica muito alta (Figura 17). A partir dessa observação podemos identificar que associação de fácies AF 2 representa um ambiente menos energético que a associação AF 1.



TABELA 4 – Resumo das associações de fácies com os respectivos dados de vegetação e geoquímicos.

<b>ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES</b>	<b>VEGETAÇÃO PREDOMINANTE</b>	<b>COT</b>	<b>NT</b>	<b>C/N</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math></b>
Planície de maré (AF2)	- Ervas				
	-Árvores e arbustos	0,42	0,02	11,49	-22,48
	-Palmeiras	a	a	a	a
	-Manguezal	7,57%	0,53%	19,89%	-21,18%
	-Esporos				
Canal de maré (AF1)	-Árvores e arbustos				
	-Ervas	0,05	0,006	4,77	-24,4
	-Palmeiras	a	a	a	a
	-Manguezal	0,92%	0,06%	20,81%	-21,47%
	-Esporos				

## 7 DISCUSSÃO

A partir da análise integrada dos dados polínicos, sedimentares, geoquímicos e datações de  $^{14}\text{C}$  dos depósitos holocênicos presentes nos testemunhos SF7 e SF8, localizados na margem leste da Baía da Babitonga, no município de São Francisco do Sul (SC), foi possível identificar a paleovegetação, reconstituir os paleoambientes deposicionais, além de determinar a cronologia dos eventos. Foram identificados dois paleoambientes: Canal de maré (AF1) e Planície de maré (AF2).

Há mais de 1692 anos cal AP até aproximadamente 667 anos cal AP o ambiente deposicional era um canal de maré, identificado através da associação de fácies AF1 (fácies Sb, Sm, Sc e Sp), originadas sob regime de fluxo unidirecional.

A deposição é granodecrescente ascendente, o local apresenta alta hidrodinâmica, o que dificulta a deposição de grãos de pólen, bem como de fragmentos vegetais. O topo do depósito de canal de maré apresenta grande quantidade de fragmentos de conchas. A ausência de fragmentos vegetais nesse paleoambiente, é evidenciada pelos baixos valores de COT (Carbono Orgânico Total), que são próximos de zero. O diagrama binário de  $\delta^{13}\text{C}$  x C:N (Figura 18) revela que o canal de maré apresenta forte contribuição de matéria orgânica marinha e de plantas terrestres C<sub>3</sub>.

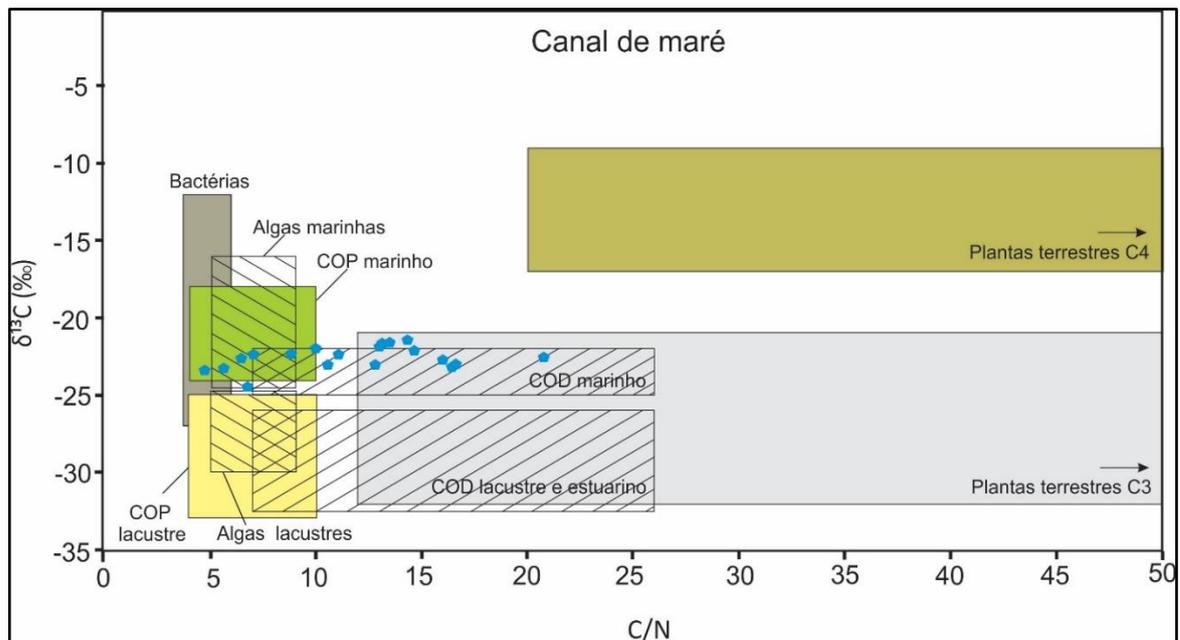


Figura 18– Diagrama binário entre as taxas de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N para a associação de fácies Canal de maré referente ao testemunho SF7. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006).

Os dados polínicos e o sinal isotópico indicaram maior quantidade de grãos de pólen de árvores e arbusto, provavelmente esses grãos foram transportados de regiões topograficamente mais elevadas, onde havia a predominância de vegetação do tipo C<sub>3</sub>, representadas principalmente por Fabaceae, *Alchornea*, Euphorbiaceae, *Ilex* e *Hedyosmum*. Apesar da predominância de árvores e arbustos, também foram encontrados em menor quantidade grãos de pólen referentes às ervas, palmeiras e manguezal.

Após a migração lateral do canal de maré e possível diminuição do nível relativo do mar, registrado durante o Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006), iniciou a formação da planície de maré. Esse processo iniciou entre 1223 e 667 anos cal AP. A planície de maré foi identificada através da associação de fácies AF2 (Hf, Hw, Hl e Mp). A presença de raízes, restos de vegetais e marcas de raízes indicam a diminuição da energia local, que possibilitou a deposição de fragmentos vegetais bem como de grãos de pólen. A abundância de acamamento heterolítico *flaser*, *wavy* e lenticular, indicam alternâncias frequentes no fluxo de energia. A ocorrência de laminação convoluta, dentro das camadas arenosas com acamamento heterolítico, está relacionado a diferenças de forças que atuam sobre uma camada de sedimentos hidroplásticos, típicas de planícies lamosas (Collinson *et al.* 2006).

O considerável aumento dos valores de COT e NT, pode ser atribuído ao desenvolvimento de manguezal na Baía da Babitonga. O diagrama binário de  $\delta^{13}\text{C}$  x C:N revela a contribuição de plantas terrestres C<sub>3</sub> e de matéria orgânica marinha (Figura 19).

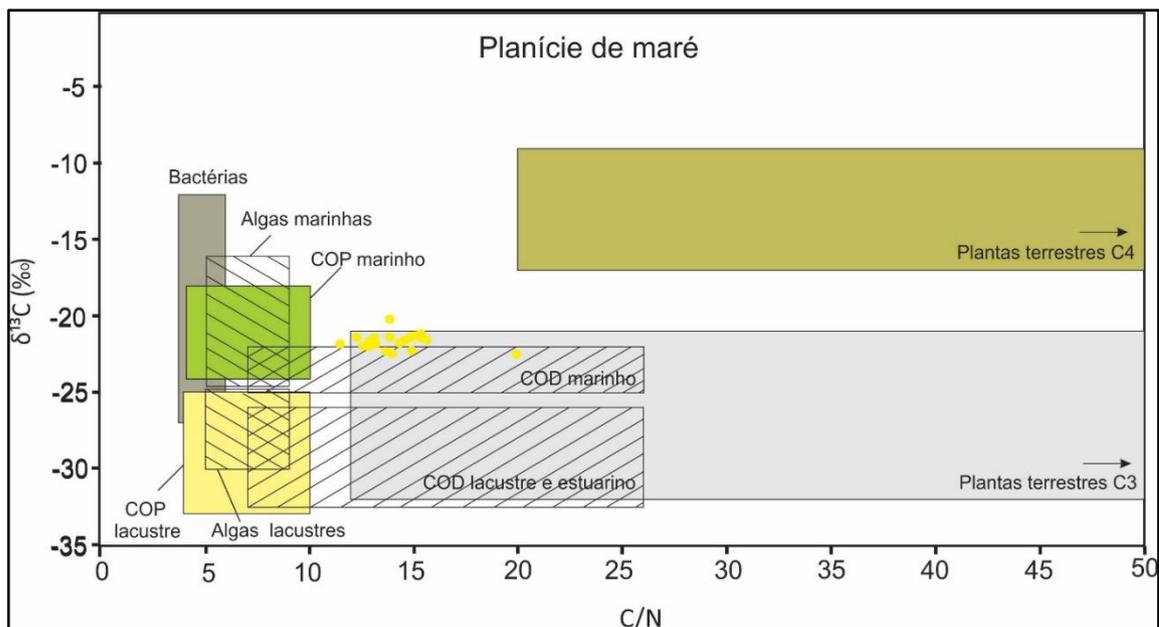


Figura 19 – Diagrama binário entre as taxas de  $\delta^{13}\text{C}$  e C/N para a associação de fácies Planície de maré referente ao testemunho SF7. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006).

Os dados polínicos revelam predomínio de ervas, e subordinadamente de árvores e arbustos, palmeiras e manguezal com *Laguncularia*, *Rhizophora* e *Avicennia*. A implantação do manguezal iniciou por volta de 1629 anos cal AP, primeiramente nas regiões topograficamente mais elevadas, pelo gênero *Laguncularia*, seguido de *Avicennia*. Provavelmente esses grãos foram depositados ainda na borda do canal de maré. Os mesmos se estabeleceram inicialmente em substratos predominantemente arenosos e em seguida ocuparam também as intercalações de solo arenoso e siltoso.

A partir de ~586 anos cal AP observou-se a instalação e desenvolvimento do gênero *Rhizophora*, já no ambiente de planície de maré, onde se estabeleceu em substrato predominantemente lamoso, em regiões topograficamente mais baixas e próximas da Baía da Babitonga (Figura 20).

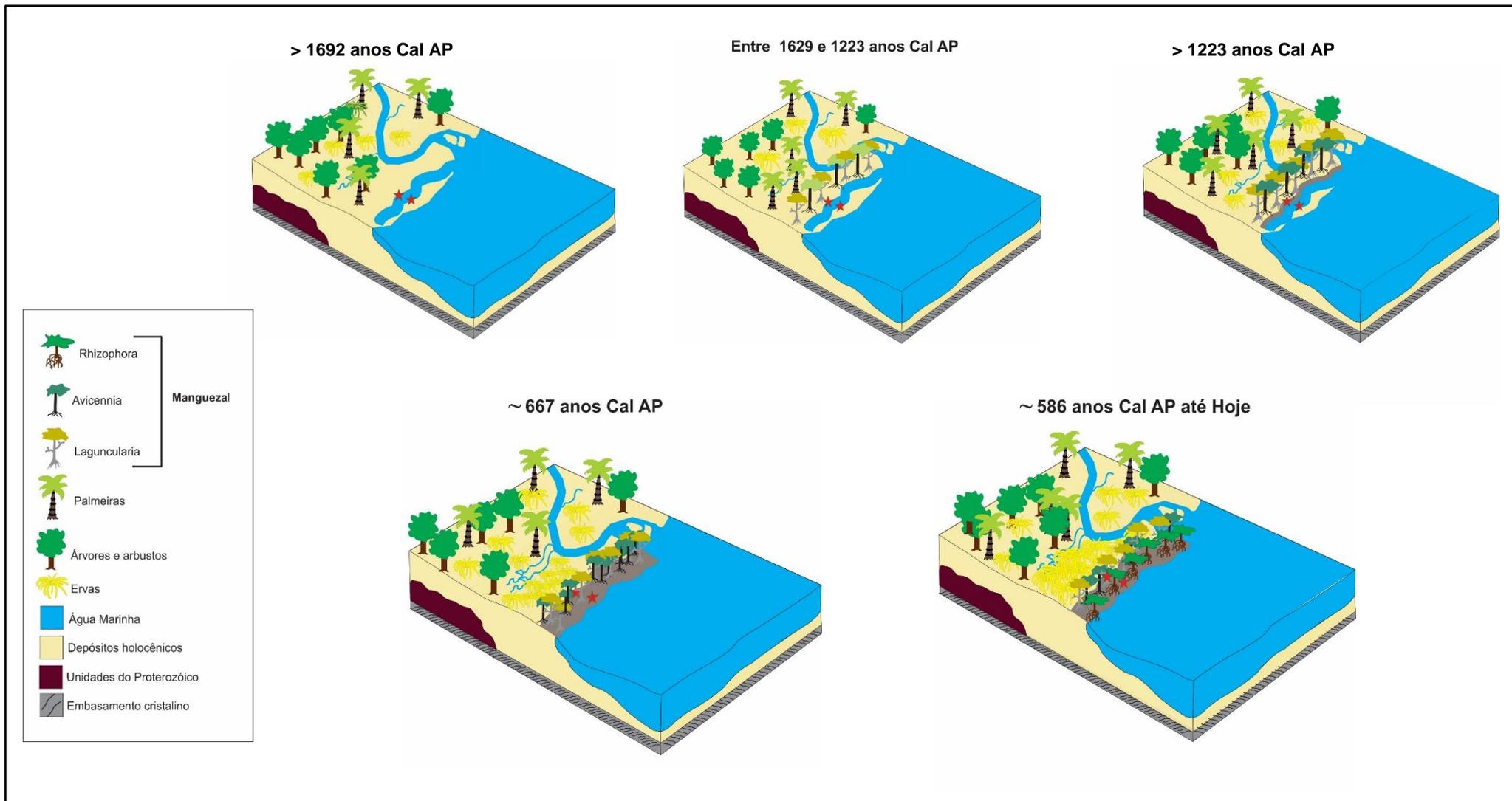


Figura 20 – Proposta de reconstituição paleoambiental da área de estudo.

## 7.1 CONDIÇÕES PARA O ESTABELECIMENTO E DESENVOLVIMENTOS DOS MANGUEZAIS NO LITORAL NORTE DE SANTA CATARINA

As comunidades de plantas presentes no ecossistema de manguezal são diferentes das florestas tropicais terrestres, isso ocorre principalmente porque existem condições especiais para o estabelecimento e desenvolvimento desse ecossistema (Schaeffer Novelli *et al.* 2016). Entre os fatores mais relevantes, para esse estabelecimento e desenvolvimento de manguezais estão a salinidade, temperatura, tipo de substrato, frequência das inundações, topografia, luz solar e nível relativo do mar (Dornelles *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2008, Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

O que se observa nos manguezais do litoral norte de Santa Catarina é que o gênero *Laguncularia* foi o primeiro a se instalar na região. Esse gênero é intolerante à sombra (Ball 1980), por isso ocorre sua predominância em florestas de manguezal durante estágios iniciais ou médios de sucessão, sendo, portanto, na maioria das vezes a pioneira (Kilca *et al.* 2010, Menghini 2004, Soares 1999, Silva *et al.* 2005). Além disso, a *Laguncularia* predomina em substratos arenosos (Dornelles *et al.* 2006), colonizam áreas mais elevadas, com menor frequência das inundações pelas marés (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990); condições essas que também foram observadas no presente trabalho.

O segundo gênero de manguezal que se estabeleceu na Baía da Babitonga foi *Avicennia*. Esse gênero também coloniza áreas topograficamente mais elevadas, com menor frequência e duração das inundações pelas marés (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). A *Avicennia* desenvolve-se bem em ambientes altamente salinos, toleram salinidades intersticiais muito mais altas que os demais gêneros de manguezal (Cintron & Schaeffer-Novelli 1992), chegando a sobreviver em locais com salinidade de até 90 (Novelli & Lacerda 1994). Com relação à temperatura, a *Avicennia* pode tolerar médias mensais mais frias quando comparada com o gênero *Rhizophora* (Cintron & Schaeffer-Novelli 1992, Quisthoudt *et al.* 2012). O que nos permite deduzir que durante o estágio inicial de colonização e desenvolvimento do manguezal, a Baía da Babitonga foi submetida a temperaturas relativamente mais baixas que a atual (França *et al.* 2019).

O último gênero a colonizar a área foi *Rhizophora*, esta que se instala preferencialmente em substrato mais argiloso (Dornelles *et al.* 2006), na maioria das vezes ocupa regiões com maior influência das marés, maior frequência e duração das inundações e locais geralmente topograficamente mais baixos (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). Toleram

salinidade de até 55, mas apresentam um crescimento melhor quando o valor da salinidade se aproxima de 35 (Novelli & Lacerda 1994).

Ao longo do litoral catarinense, em direção às maiores latitudes, ocorre o desaparecimento do gênero *Rhizophora*, possivelmente devido à menor tolerância às menores temperaturas (Quisthoudt *et al.* 2012). Por isso, pode-se inferir um possível aumento na temperatura no litoral norte de Santa Catarina durante último milênio, que tornou possível a instalação do gênero *Rhizophora* na região (França *et al.* 2019).

Conforme França *et al.* (2019) o estabelecimento de *Laguncularia* e sua expansão, seguido do estabelecimento de *Avicennia* e *Rhizophora* na região sul do país, pode ser interpretado como uma resposta ao aumento da temperatura durante o Holoceno tardio, direcionando a migração de manguezais para latitudes mais ao sul do litoral brasileiro. Os autores também identificaram a instalação do manguezal representado por *Laguncularia* em São Francisco do Sul a partir de aproximadamente 1630 anos cal AP, seguido por *Avicennia* e *Rhizophora*.

No Espírito Santo (litoral sudeste brasileiro), distante cerca de 1400 km ao norte de São Francisco do Sul, foi identificado o estabelecimento de manguezais a partir de aproximadamente 7000 anos cal AP (Cohen *et al.* 2012, 2014; França *et al.* 2013). No litoral do Estado de São Paulo (litoral sudeste brasileiro) que está a cerca de 400 km de São Francisco do Sul, a idade encontrada de estabelecimento dos manguezais foi de 2200 anos cal AP (Pessenda *et al.* 2012). Segundo França *et al.* (2019), o estabelecimento e a expansão dos manguezais durante o Holoceno tardio, pode ser resultado do aumento linear da temperatura, que pode explicar a atual distribuição dos gêneros de manguezal presentes em Santa Catarina.

Associado à mudança de temperatura, a instalação do gêneros de manguezal na região de São Francisco do Sul, ocorreu também devido à descida do nível relativo do mar no Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006, Martin *et al.* 2003, Suguio *et al.* 1985), que expôs as regiões topograficamente mais baixas, e permitiu o desenvolvimento da planície de maré, bem como da instalação e desenvolvimento dos manguezais.

## 8 CONCLUSÃO

Com base nos dados sedimentares, palinológicos e geoquímicos adquiridos a partir de dois testemunhos sedimentares (SF7 e SF8), ambos de dois metros de profundidade, coletados na margem da Baía da Babitonga, litoral norte de Santa Catarina, observou-se que há mais de 1692 anos cal AP havia no local um canal de maré, apresentando forte contribuição de matéria orgânica marinha e de plantas terrestres C<sub>3</sub>.

A partir de aproximadamente 1629 anos cal AP foi iniciada a colonização dos gêneros de manguezal. Essa colonização começou nas regiões topograficamente mais elevadas, em um substrato predominantemente mais arenoso, com provavelmente temperatura mais baixa que a atual, pois os primeiros gêneros a se instalarem na região foram *Laguncularia*, seguido de *Avicennia*. Ambas se instalaram ainda na margem do canal de maré.

Posteriormente a partir de 1223 anos cal AP ocorreu o desenvolvimento da planície de maré, devido à migração lateral do canal, e também possivelmente devido à diminuição do nível relativo do mar.

A partir de aproximadamente 586 anos cal AP, já no ambiente de planície de maré, observa-se o estabelecimento do gênero *Rhizophora*, em regiões topograficamente mais baixas, em substrato predominantemente lamoso, sob maior influência e frequência das marés, além de condições de temperatura relativamente mais elevadas.

A reconstituição paleoambiental nos permite inferir que possivelmente a temperatura atual é mais elevada que há aproximadamente 1692 anos cal AP, além disso o nível relativo do mar era mais elevado que o atual no litoral norte de Santa Catarina. O que permitiu o estabelecimento e desenvolvimento dos gêneros de manguezal, primeiro de *Laguncularia*, seguido de *Avicennia* e por fim *Rhizophora*.

## REFERÊNCIAS

Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., Soubie's F., Suguio K., Turcq B., Van Der Hammen T. 1991. *Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* 312 (II): 673–678.

Ab'sáber N.A. 2001. *Litoral do Brasil*. Metavídeo SP, Produção e Comunicação Ltda. 288p.

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**(3-4): 608–620

Amaral P. G. C., Giannini P. C. F., Sylvestre F., Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**(2): 181–191.

Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna – Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid  $^{14}\text{C}$  ages. *Marine Geology* **159**(1-4): 323–339.

Angulo Rj., Lessa G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananeia regions. *Marine Geology* **140**(1-2): 141-166.

Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*. **25**(5-6): 486–506.

Azevedo A. Q. 2018. *Efeitos das mudanças climáticas nos manguezais de Santa Catarina durante o Holoceno tardio*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 68p.

Ball M. C. 1980. *Patterns of secondary succession in a mangrove forest of south Florida*. *Oecologia*, **44**(2): 226-235.

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**(3): 241–254.

Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. *Mangroves as indicators of coastal change*. *Catena* **27**(3-4): 167–78.

Bradley R.S.(ed.). 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Internacional Geophysics Series, 631p.

Broecker W. S. 2003. Radiocarbon. In: Turekian, K. K.; Holland, H. D. (Ed.). *Treatise on geochemistry*. 1. ed. San Diego: *Elsevier*. p. 245-260.

Behling H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journal of Paleolimnology*. **14**(3): 253–268.

Behling H, Da Costa Ml. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* **53**(3): 369–377.

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**(3-4):225-242.

Behling H., Cohen M.L, Lara R. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* **13**(2): 73–80.

Basei M. A. S., Siga Júnior O., Machiavelli A., Mancini F.1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*.**22**(2): 216-221.

Berger J. Z. 2008. Vascular Flora of the Babitonga Bay Region (Santa Catarina, Brazil): Diversity and Origins. *Universitat Erlangen- Nurnberg*. 219p.

Buso Junior A.A. 2010. *Dinâmica holocênica (vegetação, clima e nível relativo marinho) baseada em estudos interdisciplinares de alta resolução, no litoral do estado do Espírito Santo. Piracicaba, Brasil*. MD Dissertation, Mestrado em Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente, Centro de Energia,Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo, 190p.

Cohen M.C.L., Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**(4):223-231.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara R. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**(1-2): 93-108.

Cohen M.C.L., Souza Filho P.W.M., Lara R.J., Behling H., Angulo R.J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* **13**(4): 433–443.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76**(1): 70-77.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel, V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* **18**(6): 425–439

Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**:50-58.

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., França M.C., Pessenda L.C.R. 2016. Impacts of Climate and Sea-Level changes on mangroves from Brazilian littoral in a millennial, Secular, and Decadal Time Scale. *The International Journal of climate change: Impacts and responses*. **8**:4.

Collinson J. D., Mountney N., Thompson D. B. (ed). 2006. *Sedimentary structures*. London, Dunedin Academic Press, 292p.

Colinvaux P., De Oliveira P.E., Patiño J.E.M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers, Dordrecht ,332p.

Cronk J. K. & Fennessy M. S. (ed). 2001. *Wetland plantas: biology and ecology*. CRC Press; 1 ed. Flórida, Boca Raton, 482p.

Cintrón G., Schaeffer-Novelli Y. 1992. *Ecology and management New World mangroves*. In: *SEELIGER, U. (Org.). Coastal plant communities of Latin America*. San Diego: Academic Press. p. 233-258.

Cury L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo. 187p.

Della Fávera, Jorge C.(ed). 2001. Fundamentos de estratigrafia. Rio de Janeiro. EdUERJ, 264p.

Dornelles S. S., Moreira G. M., Freitas L. M. 2006. Caracterização da estrutura dos manguezais do canal do Linguado, baía da Babitonga. In: Cremer M.J. *et al.* (org.) *Diagnóstico ambiental da baía da Babitonga*. Joinville, Univille, 2006. p. 187-199.

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N., Azevedo A.E.G., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20** (1-4): 208–215.

Ellison J. C. 2008. Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: a review. *Aquatic Botany, Amsterdam*, **89**(2):93-104.

- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. *A revised description. Svensk Bot. Tidskr.*, **54**: 561–564.
- Falkenberg D. B. 1999. Aspectos da flora e da vegetação secundária da restinga de Santa Catarina, Sul do Brasil. *INSULA. Florianópolis*, **28**: 1-30.
- Fontes N. A., Moraes C. A., Cohen M. C. L., Alves I. C. C., França M. C., Pessenda L. C.R., Francisquini M.I., Bendassolli J. A., Macario K., Mayle F. 2017. The impacts of the middle holocene high sealevel stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu river, southern Bahia – Northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**(1): 215-230.
- França M., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J., Smith C. B. 2012. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Palaeobotany and Palynology* **187**:50–65.
- 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., Mario 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.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 M.C., Alves I.C.C., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L.L., Buso Junior A.A., Bendassolli J.A., Macario K. 2016. *Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. The Holocene* Vol. 26(11):1733-1749.
- França M.C., Pessenda L.C.R., Cohen M.C.L., Azevedo A.Q., Fontes N.A., Silva F.B., Melo Júnior J.C.F., Piccolo M.C., Bendassolli J.A., Macario K. 2019. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *The Holocene*, **29**(3): 445-456.
- Ferraz-Vincentini K.R., Salgado-Labouriau M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **9**(3-4): 207–19.
- GORNITZ V. 1991. *Global coastal hazards from future sea level rise. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global Planetary Change Section)*, **89**:379-398.
- Giri C., Ochieng E., Tieszen L.L., Zhu Z., Singh A., Loveland T., Masek J., Duke N. 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography*, **20**(1):154-159.

Gasper A. L., Salino A., Vibrans A. C., Sevegnani L., Verdi M., Korte A., Santos A. S., Dreveck S., Cadorin T. J., Schmitt J. L., Caglioni E. 2012. Pteridófitas de Santa Catarina: um olhar sobre os dados do Inventário Florístico Florestal de Santa Catarina, Brasil. *Acta Botanica Brasilica* **26**(2): 421-434

Gornitz V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global Planetary Change Section)*, **3**(4):379-398.

Guimarães J. T. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Franca M. C., Smith C. B., Nogueira A. C. R. 2012. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. *Holocene (Sevenoaks)*, **22**: 359-370.

Hartmann L.A., Silva L.C., Orlandi F.V.1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, **3**(6): 93-112.

Hanson K., Maul G. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. *in: Maul, G. (ed.) Implication of climatic changes in the wider Caribbean Region. Unep/IOC regional task team report*, p. 63-71.

Hutchings P., Saenger P. 1987. *Ecology of Mangroves. Queensland University Press, 388 pp.* Jimenez, J.A., Martinez, R. and Encarnacion, L., 1985. Massive tree mortality in a Puerto Rican mangrove forest. *Caribb. J. Sci.*, **21**: 75-78.

Iglesias C. M. F., Zerfass H., Silva M. A. S., Klein C. 2011. Geologia e recursos minerais da folha Joinville – SH- 22-Z-B, Escala 1:250.00, Estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM, p106.

IBGE. 1992. Manual técnico da vegetação brasileira. Rio de Janeiro. IBGE.

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

Kjerve B., Lacerda L.D.1993. *Mangroves of Brazil. In: Lacerda, L.D. (ed) Mangrove ecosystems technical reports, ITTO TS-13, 2:245-272.*

Knie J. L. W. 2003. Atlas ambiental da região de Joinville: Complexo hídrico da Baía da Babitonga. 2.ed. Florianópolis. FATMA/GTZ, 168 p.

Klein R.M. 1978. Mapa fitogeográfico do Estado de Santa Catarina. In: Reitz, R. *Flora Ilustrada Catarinense*. Herbário Barbosa Rodrigues, Itajaí.

Krauss K.W., Lovelock C.E., Mckee K. L., López-Hoffman L., Ewe S.M.L., Sousa W.P.2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. *Aquat.Bot.* **89**(2):105-127.

Lara R. J. & Cohen M.C.L. 2006. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**(4):349-358.

Lara R.J., Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* **94**(3-4):399–408.

Leite P.F., & Klein R.M. 1990. Geografia do Brasil. Região Sul. Rio de Janeiro, IBGE.

Ledru M. P., Mourguiart P., Ceccantini G., Turcq B., Sifeddine A. 2002. *Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. Geology, Oslo*, **30** (.3): 275-278

Libby W. F., Anderson E. C., Arnold J. R. 1949. Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon. *Science*, Washington, DC, **109** (2827): 227-228.

Lamb, A.L., Wilson, G. P., Leng, M. J. 2006. A review of coastal paleoclimate and relative sealevel reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth- Science Reviews*, **75**(1):29-57.

Martin L., Dominguez J. M. L., Bittencourt A. C.S.P.2003. Fluctuating Holocene sea levels is eastern and southeastern Brazil: edidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* **19**:101-124.

Marengo J. A. 2007. Mudanças climáticas e seus efeitos sobre a biodiversidade – caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. 2 ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente.

Mazzer A. M., Gonçalves M. L. 2011. Aspectos geomorfológicos da Baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: Caracterização morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. **12**:(3).

Menghini, R. P. 2004. *Dinâmica da regeneração natural de bosques de mangue impactados na Ilha Barnabé, Baixada Santista, São Paulo, Brasil*. 2004. 125f. Tese (Doutorado em Oceanografia Biológica) - Universidade de São Paulo, São Paulo.

Muehe, D., Neves, C.F. 1995. The implications of Sea-level Rise on the Brazilian Coast: A Preliminary Assessment. *Journal of Coastal Research. J. C. R.* **14**: 54-78

Nabail C., Labuto G., Gonçalves S., Buscardo S., Semensatto D., Nogueira A. R. A., Freitas H. 2011. Effect of root age on the allocation of metals, amino acids and sugars in diferent cell fractions of the perennial grass *Paspalum notatum* (Bahigrass). *Plant Physiol. Bioch.* **49**:1442–1447.

Novelli Y.S., Lacerda L.D.1994. Lagoas costeiras, manguezais, marismas, dunas e restingas. In: PANITZ, C.M.N.(Coord). Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. São Paulo. Fundespa. p. 128-347

Pessenda L.C.R., De Oliveira P.E., Mofatto M., De Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L., 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Reserach*. **71**(3): 437–452.

Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E., Buso Júnior A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Ricardi-Branco F., Bendassoli J. A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **363**: 57-68.

Pessenda L.C.R., Buso Junior A. A., Gouveia A.E.M., Falvio L. L., Francisquini M.I.(Ed.). 2015. Estudos Interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica climática, da vegetação e Marinha no Brasil. Centro de Energia Nuclear na Agricultura. Universidade de São Paulo. (CENA/USP). Série Didática. 2.vol. Piracicaba, São Paulo, p.153.

Posamentier H.W., Walker R.G. (Ed.). 2006. *Facies Models Revisited. Special Publication*, Vol. 84.

Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer, P. L: van Gelder, A e Nio, S.D. (Ed). *Tide influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel, Dordrecht, p. 289-300.

Quisthoudt K., Schmitz N., Randin C. F., Dahdouh-Guebas F., Robert M. R., Koedam N. 2012. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. *Trees: Structure and Function*. Springer-Verlag, **26**(6): 1919-1931.

Ribeiro S.R., Batista E.J.L., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Fontes N.A., Alves I.C.C., Bendassoli J.A. 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, northeastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surface Processes And Landforms* **43**(8):1622-1635.

Raven P.H., Evert R.F., Eichhorn S. 1996. *Biologia vegetal*. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, p728.

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

Rodrigues P. S. 2018. *Os efeitos das oscilações climáticas e variações do nível do mar sobre o manguezal de Laguna (SC)- limite Sulamericano*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 76p.

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

Schaeffer Novelli Y., Soriano-Sierra E.J., Vale C.C., Bernini E., Rovai A. S., Pinheiro M.A.A., Schmidt A. J., Almeida R., Júnior C. C., Menghini R. P., Martinez D. I., Abuchahla G. M. O., Cunha-Lignon M., Charlier-Sarubo S., Shirazawa-Freitas J., Cintrón-Molero G. 2016. Climate changes in mangrove forests and salt marshes. *Brazilian Journal of Oceanography*, **64** (2):37-52.

Servant M., Mayley J., Turcq B., Absy M.L., Brenac P. Fournier M.; Ledru M.P. 1993. Tropical forest changes during the late Quaternary in African and South American lowlands. *Global and Planetary Change* **7**(1-3), 25–40.

Semeniuk V. 1994. Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia. *Journal of Coastal Research* **10**: 1050–1076.

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*, **19**(3): 465-471.

Silva S.M. & Britez R.M. 2005. A vegetação da planície costeira. In: Marques M. C. M., Britez, R. M. de, Salino A *História natural e conservação da Ilha do Mel*. Curitiba, UFPR.(n. 110) p. 49-84.

Sivaram A. K., Logeshwaran P., Subashchandrabose S. R., Lockingtons R., Naidu R., Megharaj M. 2018. Comparison of plantas with C3 and C4 carbon fixation pathways for remediation of polycyclic aromatic hydrocarbon contaminated soils. *Scientific Report*, **8**(1): 2010-2018.

Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M., Guimarães J.T.F., Rossetti D.F. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology* **168**(1): 21–30

Snedaker S.C., 1982. Mangrove species zonation: why? In: Sen, D.N., Rajpurohit, K.S. (Eds), Contributions to the Ecology of Halophytes, Tasks for Vegetation Science, p. 111–125.

Souza C. R. G., Suguio K., Oliveira M. S. O., Oliveira P. E. 2005. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto. Editora Holos. 382p.

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*, n.59, v.3, p. 503-515, 1999.

Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P., 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **101**: 44–53.

Soares J. F. 2018. *Estabelecimento e expansão dos manguezais de Laguna- SC: Efeito do aquecimento global ou resultado de processos sedimentares naturais?*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 68p.

Stockmarr J. 1971. Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et Spores*, **13**: 615 – 621.

Suguio K.(ed.). 1973. Introdução à sedimentologia. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. EDUSP, p 317.

Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286.

Suguio K., 1999. Geologia do Quaternário:mudanças ambientais (passado + presente = futuro ?). São Paulo. Paulo's Editora, 366p.

SUGUIO K.(ed.). 2010. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. São Paulo. Editora Oficina de Textos, 408p.

Tomlinson P.B. 1986. *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press, USA. 413p.

Tomazelli L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico*, Ph.D. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Teixeira W., Fairchild T. R., Toledo M. C., Taioli F. (ed.).2009. Decifrando a Terra. 2.ed. São Paulo. Companhia Editora Nacional, 303 p.

Vale C.C., Schaeffer-Novelli Y. 2018. Atlas dos Manguezais do Brasil / Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade.Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2018.

Van Der Hammen T. 1991. *Palaeoecology of the Neotropics: an overview of the state of affairs*. Boletim IG-USP, p. 35–55. (Publicação Especial, 8).

Vannuci M. 1999. Os manguezais e nós: uma síntese de percepções. São Paulo: Editora da USP,1999.233p.

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 Taperebal core in northeastern Pará State*. *Vegetation History and Archaeobotany* **15**(2):115–123.

Viero, A. C. 2016. Geodiversidade do estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM. 155p.

Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação/Centro de Energia Nuclear na Agricultura. Universidade de São Paulo.

Wentworth C.K. 1922. .A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**(5): 377–392.

Wilson G.P., Lamb A. L., Leng M. J., Gonzalez S., Huddart D.2005. Variability of organic  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstructions studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science, London*, **64**(4):685-698.

Woodroffe C.D. 1982. *Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. Bulletin Marine Science*, **32**(2):381-398.

Wolanski E., Mazda Y.; King B. And Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5): 555-579

Zular A. 2011. *Sedimentologia e cronologia por luminescência da Ilha de São Francisco do Sul (Sc): considerações sobre a evolução holocênica de barreiras arenosas da costa sul e sudeste do Brasil. MD Dissertaton, Mestrado, IgGc-USP.*