



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 519

**EFEITOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS
MANGUEZAIS DE SANTA CATARINA DURANTE O
HOLOCENO TARDIO**

Dissertação apresentada por:

ALLANA QUEIROZ DE AZEVEDO

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

BELÉM

2018

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Azevedo, Allana Queiroz de, 1990-

Efeitos das mudanças climáticas nos manguezais de Santa Catarina durante o Holoceno tardio / Allana Queiroz de Azevedo. – 2018

xvii, 68 f. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marlon Carlos França

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Mudanças Climáticas - Santa Catarina. 2. Fácies (Geologia) - Santa Catarina. 3. Geoquímica Orgânica - Santa Catarina. 4. Isótopos estáveis. 5. Florestas de mangue - Santa Catarina. I. Título.

CDD 22. ed.: 577.22098164

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



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

**EFEITOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS MANGUEZAIS DE
SANTA CATARINA DURANTE O HOLOCENO TARDIO.**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:
ALLANA QUEIROZ DE AZEVEDO**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 27/ 02/2018

Banca Examinadora:

Prof. Marlon Carlos França
(Orientador – IFPA)

Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Membro – UFPA)

Prof.ª Kita Chaves Damasio Macario
(Membro – UFF)

Ao meu Salvador, Jesus e
aos meus pais J.Bosco e Lady Wânia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me manter de pé em meio a tantas dificuldades que surgiram no decorrer desses 2 anos de mestrado, principalmente nos últimos meses, pois mesmo quando eu pensei em desistir, Ele me mostrou que estava ao meu lado, e que era possível prosseguir. Jesus, toda honra e toda glória sejam dadas a Ti, pois sem Tua presença é impossível caminhar neste mundo. Te amo.

Aos meus pais, lady Wânia e J.Bosco por todo apoio desde o início da minha carreira acadêmica. Obrigada pela honra de crescer em uma família bem estruturada, cercada de amor, respeito e principalmente pela motivação que vocês sempre me forneceram em relação aos estudos. Amo muito vocês.

À Universidade Federal do Pará e ao professor Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelo apoio a esta pesquisa por meio da infraestrutura fornecida do Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) para a realização das análises granulométricas e do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) para a realização de contagem polínica.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de agregar conhecimento e contribuir com esta pesquisa para a comunidade científica. À Cleida Freitas por todas as risadas, confraternizações regadas a muitos docinhos e pela preocupação com o desenvolvimento da pesquisa de todos os alunos de mestrado.

Ao meu grande orientador e verdadeiro exemplo de docência Dr. Marlon Carlos França (IFPA) por ter me fornecido a oportunidade de trabalhar e aprender com o ele. Obrigado por desmitificar aquela imagem que a grande maioria dos alunos carregam consigo desde a graduação: de que o orientador apenas aponta erros, exige muito do aluno e pouco suporte oferece. Sem dúvida alguma, o senhor inspira não somente a nós, seus alunos de mestrado, mas a todos a sua volta. Continue assim, pois está de parabéns.

Ao professor Luiz Carlos Ruiz Pessenda pelo curso especial ministrado aqui em Belém, o qual foi de grande contribuição para o desenvolvimento desta pesquisa e pela parceria com o Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP) que auxiliou nas datações de ^{14}C .

À professora Kita Macario, coordenadora do Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF) pela parceria e no auxílio de datações de ^{14}C .

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo apoio financeiro ao projeto intitulado "Efeitos das mudanças climáticas sobre a distribuição dos manguezais do sul do Brasil" (445111/2014-3) sob a coordenação de Dr. Marlon Carlos França que engloba esta pesquisa e pela concessão da bolsa de estudos (131813/2016-1).

Ao David Lima, por todas as conversas, risadas e apoio durante estes últimos meses. Obrigada por me mostrar o verdadeiro significado da palavra companheirismo.

Aos amigos que conquistei durante o desenvolvimento desta pesquisa, em especial: Samuel Ribeiro, Neuza Fontes, Christiene Matos, Jaine Freitas, Patrícia Rodrigues, Fernando Borges, Ellery Silva, Flávio Semblano e Ana Kárita.

Aos meus amigos da 'GB', em especial: Manolinho (Marcos Jorge), César, Breno Serrão (Prenho), Raquel, Flávia, Larissa e Joana.

"Quem de vós, por mais ansioso que possa estar,
é capaz de prolongar, por um pouco que seja,
a duração da sua vida?"

Lucas 12:25

RESUMO

A presente pesquisa objetivou investigar a chegada do manguezal ao litoral Norte de Santa Catarina, na Baía de Babitonga. Para isso, foi coletado um testemunho sedimentar de 2 m de profundidade, com a utilização de um trado russo. Foi realizada a integração das análises polínicas, sedimentares, granulométricas, geoquímicas ($\delta^{13}\text{C}$, N_{total} e COT-carbono orgânico total) e datações ^{14}C . A formação do depósito sedimentar analisado iniciou pelo menos entre o intervalo de 1.678 e 1.285 anos Cal AP. Nesse testemunho foi possível distinguir três associações de fácies: i) canal de maré, sem manguezal ($\delta^{13}\text{C} = -24,1$ a $-27,7\%$ e C/N 0,59 a 2,24); ii) planície de maré ($\delta^{13}\text{C} = -22,7$ a $-26,4\%$ e C/N = 1,16 a 14,5) que revela o início do desenvolvimento do manguezal e, de aproximadamente 606 anos Cal AP até o presente, o iii) manguezal ($\delta^{13}\text{C} = -22,4$ a $-25,1\%$ e C/N = 13,2 a 47,7) com a aparente expansão deste ecossistema. Portanto, podemos inferir que a região Norte de Santa Catarina experimentou, durante o Holoceno tardio, uma variação climática local marcada no conjunto de dados polínico e geoquímicos em torno de pouco mais de 1.285 anos Cal AP. Essa oscilação climática é acompanhada da instalação do manguezal com a presença expressiva de *Laguncularia*. A partir de 606 anos Cal AP até o presente observou-se a expansão do manguezal com aumento da sua biodiversidade, devido à instalação e desenvolvimento dos gêneros *Avicennia* e *Rhizophora*. A instalação do gênero *Rhizophora* está relacionada ao aumento de temperatura da atmosfera e/ou da superfície do mar, pois essas árvores apresentam maior sensibilidade às temperaturas relativamente mais baixas. Nesse contexto, a compreensão da dinâmica dos manguezais durante o Holoceno tardio torna-se uma excelente ferramenta para a análise paleoambiental costeira, pois esse ecossistema é um indicador dessas mudanças.

Palavras-chave: Associação de facies. Geoquímica Orgânica Isótopos estáveis (C e N). Manguezais. Mudanças Climáticas. Palinologia.

ABSTRACT

The objective of this work was studying the mangrove starting on the coastal plain of Babitonga Bay, southeastern Brazil. A sediment core with 2 m depth was sampled through Russian sampler. Pollen data, sedimentary features, geochemistry data ($\delta^{13}\text{C}$, N_{total} e TOC-Total Organic Carbon) were integrated with ^{14}C dating. The deposit started since at least 1.678-1.285 cal yr BP. In this core was possible to distinguish three facies association: i) tidal channel, without mangrove ($\delta^{13}\text{C} = -24,1$ a $-27,7\%$ e C/N 0,59 a 2,24); ii) tidal plain ($\delta^{13}\text{C} = -22,7$ a $-26,4\%$ e C/N = 1,16 a 14,5) which reveals the beginning mangrove development, and 606 cal yr BP until the present: iii) mangrove ($\delta^{13}\text{C} = -22,4$ a $-25,1\%$ e C/N = 13,2 a 47,7) with an apparent expansion of this ecosystem. The data shows that region was marked a climate change during the Late Holocene. The climate change resulted in a mangrove installation/development with first *Laguncularia* presence. Between 606 cal yr BP until the present was observed a mangrove developing/expansion with biodiversity increasing, due to an *Avicennia* and *Rhizophora* presence. The *Rhizophora* presence is related to the atmospheric temperature increase and/or sea surface temperature. *Rhizophora* trees show greater sensitivity to low temperatures. In this context, to understanding a mangrove dynamic during Late Holocene becomes a great tool for coastal paleoenvironmental analysis. This ecosystem is a great index of these changes.

Key-words: Climate Change. Facies Association. Mangrove. Organic Geochemistry. Palynology. Stable Isotopes (C and N).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	A) Estrutura da parede dos grãos de pólen, exina; B) Diferentes tipo de elementos.....	5
Figura 2	Diagrama binário com valores da razão C/N versus $\delta^{13}C$ das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha	7
Figura 3	A) Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos (vegetais e posteriormente animais) e o decaimento radioativo após a morte destes (Modificado de França 2010) e B) Curva de decaimento radioativo do ^{14}C	9
Figura 4	A) Mapa de localização da área de estudo nas proximidades dos municípios de Joinville e São Francisco; B) área de coleta do testemunho SF8 e C) visão geral da área de amostragem com destaque para a estrutura vegetacional atual	13
Figura 5	Mapa climático do estado de Santa Catarina com destaque para a área de estudo (círculo vermelho). Fonte: Adaptado de Köppen (1918)	14
Figura 6	Variação da maré ao longo do litoral brasileiro com destaque para a área de estudo (ponto vermelho)	15
Figura 7	Classificação dos regimes de marés. Fonte: NOAA Ocean Service Education (2017)	15
Figura 8	Mapas do Complexo estuarino da Baía de Babitonga. A) Distribuição batimétrica e B) Porcentagem de matéria orgânica dos sedimentos de fundo da Baía da Babitonga	17
Figura 9	A) Mapa da vegetação atual da área de estudo e B) Destaque do local de coleta do testemunho SF8 no manguezal às margens da Baía de Babitonga	18
Figura 10	Mapa Geológico da área de estudo com destaque para o local de coleta do testemunho SF8	20
Figura 11	Mapa geomorfológico da área de estudo com destaque para o relevo de planície costeira, na qual foi coletado o testemunho sedimentar SF8	23
Figura 12	A) Local de coleta do testemunho SF8, na margem leste da Baía de Babitonga, Norte de Santa Catarina	26
Quadro 1	Síntese das unidades geomorfológicas de Santa Catarina	25

Figura 13	A) Porção do testemunho SF8 envolto, respectivamente, em filme de PVC e tubo plástico, após a abertura e B) Amostrador Russo utilizado na coleta do testemunho SF8	27
Figura 14	Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas	28
Figura 15	Sistema Munsell de cores	29
Figura 16	Modelo esquemático do pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a laser	30
Figura 17	Diagrama da composição dos sedimentos versus hidrodinâmica do ambiente deposicional	31
Figura 18	Radiografias do testemunho SF8 com estruturas internas visíveis e conteúdo fossilífero denso próximo à 150 cm	34
Figura 19	Esquema de montagem de uma linha de grafitização.	36
Figura 20	Curva de calibração IntCal13 utilizada na presente pesquisa	37
Quadro 2	Profundidade, material e idades ¹⁴ C calibradas (Calib 7.1) para o testemunho SF8.....	38
Figura 21	Associações de fácies do testemunho SF8 associados ao conteúdo polínico do testemunho SF8	41
Figura 22	Conteúdo polínico do testemunho SF8, com os representantes de manguezal e árvores e arbustos do testemunho SF8	42
Figura 23	Conteúdo polínico de ervas, gramas, palmeiras e esporos do testemunho SF8	43
Figura 24	A) Disposição atual do manguezal da margem lesta da Baía de Babitonga e sua relação espacial com o campo herbáceo e a floresta de terra firme. Porção do manguezal colonizado por Laguncularia (B) e Rhizophora (C)	45
Figura 25	Diagrama de Pejrup (1988) com as condições hidrodinâmicas da associação de fácies Canal de Maré (AF1)	46
Figura 26	Condições hidrodinâmicas da associação de fácies Canal de Maré (AF2) baseado em Pejrup (1988)	47
Figura 27	Condições hidrodinâmicas da associação de fácies de canal de maré (AF3) de acordo com o diagrama triangular de Pejrup	47

Figura 28	Gráfico do coeficiente de correlação (R ²) de dados Geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT) versus Nitrogênio total (NT), com destaque para índice de correlação R ² com valor próximo de 1	48
Figura 29	Dados de geoquímica orgânica dispostos por associação de fácies do testemunho sedimentar SF 8	49
Figura 30	Binário $\delta^{13}C$ versus razão C/N e distribuição das amostras do testemunho SF8 baseados na associação de fácies.	50
Quadro 3	Síntese das associações de fácies com predominância do conteúdo da vegetação e dados geoquímicos do testemunho SF8	50
Figura 31	Proposta de reconstituição paleoambiental da margem leste da Baía de Babitonga nas proximidades de São Francisco do Sul	53
Figura 32	Mapa global dos limites latitudinais dos manguezais para o gênero <i>Avicennia</i> (circulo preto) e <i>Rhizophora</i> (circulo Branco)	56
Figura 33	Temperatura média mensal da superfície do mar (listra preta) e temperatura do ar (listra cinza) em cada <i>Rhizophora</i> (R) e <i>Avicennia</i> (A) do limite latitudinal superior	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Composições químicas e isotópicas de fontes de matéria orgânica no sedimento	6
Tabela 2	Fácies e associação de fácies dos depósitos holocênicos do testemunho SF8	36

LISTA DE ABREVIACÕES

AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometer</i> – Espectrmetro de Massa Acoplado ao Acelerador
Cal yr. BP	<i>Calibrated years Before Present</i> - Anos calibrados Antes do Presente
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
COT	Carbono Orgânico Total
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DNH	Diretoria de Hidrografia e Navegação
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FEMAR	Fundação de Estudos do Mar
FUNDEMA	Fundação Municipal do Meio Ambiente
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IFPA	Instituto Federal do Pará
LAC	Laboratório de Radiocarbono
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
MMA	Ministério do Meio Ambiente
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRM	Nível Relativo do Mar
NT	Nitrogênio Total
SST	<i>Sea Surface Temperature</i> - Temperatura da Superfície do Mar (TSM)
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFPA	Universidade Federal do Pará
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia
USP	Universidade de São Paulo
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
WCMC	<i>World Conservation Monitoring Centre</i> - Centro Mundial de Monitoramento da Conservação
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE ABREVIACÕES	xiv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.2.1 Geral	3
1.2.2 Específicos	3
CAPÍTULO 2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	4
2.1 PALINOLOGIA	4
2.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS ($\delta^{13}\text{C}$)	6
2.3 RAZÃO C/N	7
2.4 DATAÇÃO ^{14}C	8
2.5 DINÂMICA DA VEGETAÇÃO BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO	9
2.5.1 Dinâmica da Vegetação no Continente	9
2.5.2 Dinâmica da Vegetação Costeira	11
CAPÍTULO 3 ÁREA DE ESTUDO	13
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
3.2 CLIMA	14
3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA	14
3.4 ASPECTOS MORFLÓGICOS, HIDRODINÂMICOS E BATIMÉTRICOS...	16
3.5 VEGETAÇÃO MODERNA	17
3.6 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E UNIDADES GEOLÓGICAS	19
3.6.1 Complexo Luís Alves	19
3.6.2 Cinturão Granitóide Costeiro ou Complexo Paranaguá	21
3.6.3 Formação Serra Geral	22
3.6.4 Cobertura Sedimentar Cenozóica Inconsolidada	22

3.7 GEOMORFOLOGIA E SOLOS	23
3.7.1 Domínio Morfoestrutural: Depósitos Sedimentares	23
3.7.2 Domínio Morfoestrutural: Faixa de Dobramentos Remobilizados	24
CAPÍTULO 4 MATERIAIS E MÉTODOS	26
4.1 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM	26
4.2 ANÁLISE DE FÁCIES.....	27
4.3 ANÁLISE DO TAMANHO DOS GRÃOS POR DIFRAÇÃO À LASER	30
4.4 ANÁLISE DA DINÂMICA SEDIMENTAR	30
4.5 MAPA VEGETACIONAL	31
4.6 ANÁLISE POLÍNICA	32
4.6.1 Tratamento Químico das Amostras	32
4.6.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	32
4.6.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)	32
4.6.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C ₂ H ₄ O ₂)	33
4.6.1.4 Tratamento com Acetólise (H ₂ SO ₄ e C ₄ H ₆ O ₃)	33
4.6.2 Preparação de Lâminas	33
4.6.3 Identificação Polínica	33
4.7 RAIOS-X DOS TESTEMUNHOS DE SEDIMENTOS	33
4.8 DATAÇÕES POR ¹⁴ C	34
4.8.1 Grafitação	35
4.8.2 Calibração	36
CAPÍTULO 5 RESULTADOS	37
5.1 IDADES E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO DO TESTEMUNHO SF8	37
5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	39
5.2.1 Associação de Fácies Canal de Maré (AF1)	39
5.2.2 Associação de Fácies Planície de Maré (AF2)	39
5.2.3 Associação de Fácies Manguezal (AF3)	44
5.3 DINÂMICA SEDIMENTAR	46
5.3.1 Dinâmica Sedimentar do Canal de Maré (AF1)	46
5.3.2 Dinâmica Sedimentar da Planície de Maré (AF2)	46
5.3.3 Dinâmica Sedimentar do Manguezal (AF3)	47
5.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA	48
CAPÍTULO 6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO	52

6.1 FASE I: > 1.285 ANOS CAL AP	52
6.2 FASE II: DE 1.285 ATÉ 606 ANOS CAL AP	52
6.3 FASE III: DE 606 ANOS CAL AP ATÉ O PRESENTE.....	54
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÃO	58
REFERÊNCIAS	59

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os manguezais são ecossistemas costeiros que se originaram nas regiões dos oceanos Índico e Pacífico, os quais distribuíram suas espécies pelo mundo com auxílio das correntes marinhas (Herz 1987). A distribuição global desses ecossistemas depende de um número variado de fatores como: adaptação a salinidade (do solo e da água) e localização em áreas costeiras protegidas (Kjerfve 1990).

Essas florestas desempenham diversas funções naturais de grande importância ecológica e econômica, tais como: proteção da linha de costa, retenção de sedimentos carregados pelos rios, ação de filtro biológico, concentração de nutrientes, renovação da biomassa costeira (Pereira Filho & Alves 1999) e por abrigarem, ao longo de baías e seu entorno, um grande número de espécies da fauna e da flora são considerados como “Áreas Prioritárias para Conservação da Biodiversidade Costeira Brasileira” (MMA/IBAMA 2007).

Os manguezais são em grande parte distribuídos nas regiões entre 30° Norte e Sul do Equador, com extensões notáveis para além do Norte nas Bermudas (32° 20'N) e Japão (32° 22' N), e ao Sul na Austrália (38 ° 45' S), Nova Zelândia (38 ° 03' S) e a costa Leste da África do Sul (32° 59' S) (Spalding 1997).

No Brasil, os manguezais ocorrem desde o Cabo Orange (AP), região Norte, até Laguna (SC), na região Sul, representados principalmente pela ocorrência de *Rhizophora mangle*, L., *Avicennia germinans* L., *Avicennia schaueriana* Stapf e Leech, *Laguncularia racemosa* L. e *Conocarpus erectus* L. (Cintrón & Schaeffer-Novelli 1992; Kjerfve & Lacerda 1993). No Sul do país, eles estão associados aos estuários, lagunas e baías (Schaeffer-Novelli 1989).

Os manguezais do litoral Norte do Brasil foram objetos de sucessivos estudos, que destacaram mudanças do nível do mar e/ou na descarga fluvial (Cohen *et al.* 2012). No litoral nordeste e sudeste brasileiro, possivelmente a dinâmica desses ecossistemas está intimamente relacionada com as flutuações do NRM e a dinâmica sedimentar (Amaral *et al.* 2006; França *et al.* 2015). O nível do mar e/ou descarga fluvial tem um efeito importante nos manguezais, causando modificações na sua distribuição de acordo com as mudanças na salinidade da água da maré e frequência de inundação da maré sobre o substrato onde os manguezais se desenvolvem (Cohen *et al.* 2005a, b; Lara &

Cohen 2006, 2009; Cohen *et al.* 2012, Bezerra *et al.* 2013, Pascoalini *et al.* 2014).

Flutuações do nível relativo do mar (NRM) podem causar mudanças significativas nesses ecossistemas, uma vez que o desenvolvimento dos manguezais é controlado pela interação terra-mar, e sua expansão é determinada pela topografia, sedimentos e geoquímica (Alongi 2002). Por sua ocorrência estritamente incorporada na interface entre a terra e o mar, eles estão igualmente sujeitos a expansão ou contração de sua área de colonização frente às condições ambientais impostas por variações dos índices pluviométrico, NRM, salinidade, correntes marítimas e aporte de sedimentos (Hutchings & Saenger 1987; Wolanski *et al.* 1990; Cohen *et al.* 2012).

A temperatura do ar e da água também é fundamental para o desenvolvimento dos manguezais, os quais se desenvolvem em ambientes tropicais e subtropicais, com temperaturas onde a média mensal mais fria está acima de 20° C e a amplitude termal é menor que 5° C (Chapman 1975; Walsh 1974). A principal explicação para esta limitação está relacionada à pobre tolerância das espécies de manguezais às baixas temperaturas, pois valores próximos de 5° C são capazes de inibir o crescimento dessas florestas (Krauss *et al.* 2008; Stuart *et al.* 2007; Tomlinsom 1986). Flutuações da temperatura podem levar a mudanças na composição das espécies de manguezal devido à diferença de tolerância entre as espécies (Lugo *et al.* 2007).

Um aumento progressivo na temperatura superficial do Atlântico Sul (~1°C) foi observado por Santos *et al.* 2013, com a utilização de análises de $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças de foraminíferos planctônicos *Globigerinoides ruber* durante o Holoceno médio. A partir desse estudo, os autores afirmam que o padrão de aumento de temperatura da camada superficial do mar durante o Holoceno pode estar ligado a mudanças na distribuição de insolação. Segundo Ruddiman (2006) além da alteração orbital no total de energia solar recebida pelo sistema climático, *feedbacks* internos intensificam e redistribuem a resposta da insolação produzindo efeitos secundários globais. Além disso, estudos recentes revelaram também o aumento progressivo da temperatura na região sul brasileira, principalmente durante os meses da primavera (Bork 2015). Projeções até 2080 indicam valores de 5,5°C acima da média registrada para o período atual (Bork 2015).

Diante da expressiva importância dos manguezais nas respostas às oscilações climáticas e do NRM que ocorrem com maior intensidade e ciclicidade no Holoceno tardio, o presente trabalho buscou estudar a dinâmica dessas florestas presentes na

margem da Baía de Babitonga (SC) durante o último milênio utilizando métodos geoquímicos (COT, NT, $\delta^{13}\text{C}$, razão C/N), polínicos e sedimentológicos, sincronizados com datações ^{14}C .

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

A presente pesquisa teve como objetivo investigar a chegada do manguezal ao litoral Norte de Santa Catarina, na Baía de Babitonga durante o Holoceno tardio e associar esses dados às mudanças paleoambientais e oscilações climáticas locais.

1.2.2 Específicos

- Elaborar um mapa de vegetação do litoral de Joinville (SC);
- Determinar a cronologia dos eventos registrados;
- Identificar as mudanças pretéritas no conjunto da vegetação;
- Identificar a origem da matéria orgânica sedimentar;
- Correlacionar as mudanças nos paleoambientes e paleoflora com eventos de mudanças climáticas durante o Holoceno tardio.

CAPÍTULO 2 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

2.1 PALINOLOGIA

O termo Palinologia foi definido por Hyde (1944, *in* Castro 2006) para designar a parte da botânica que se dedica ao estudo do pólen e também do esporo. Hyde & Williams (1945) definiram este termo como o estudo morfológico do pólen e do esporo, bem como sua dispersão e aplicação.

A análise polínica envolve o exame quantitativo de esporos e pólen em horizontes sucessivos através de um núcleo, particularmente em sedimentos de pântano, manguezal, lago ou delta. Esse método produz informações notáveis sobre mudanças regionais na vegetação ao longo do tempo, especialmente em sedimentos quaternários onde as plantas são bem conhecidas (Arsmotrong & Brasier 2005).

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

Erdtman (1952) denominou a camada externa e interna como sexina e nexina, respectivamente. A exina (Fig. 1A) é uma espécie de envoltório externo do grão de pólen e esporo com grande resistência química, ornamentações variadas, estruturas complexas e vários tipos de abertura que permitem sua identificação (Heslop-Harrison, 1971). Faegri (1956) demonstrou duas camadas que se coram diferencialmente com a fucsina básica: a ectexina, parte externa que se cora positivamente com a fucsina básica e endexina.

A endexina (Faegri 1956) é a parte mais interna da exina, praticamente não se cora com fucsina básica na microscopia óptica, tem densidade eletrônica baixa nos cortes observados em MET (Microscopia Eletrônica de Transmissão) e corresponde à nexina 2 de Erdtman (1960). As columelas são pequenos cilindros ou bastões da sexina/ectexina que sustentam um teto (tectum). Báculo é um tipo de relevo que consiste em um elemento cilíndrico e livre na superfície da exina (Punt *et al.* 1994).

A ornamentação presente na superfície do pólen pode ser: estriada, reticulada, pilada, rugulada, foveolada, lisa ou ter saliências como espinhos, verrugas e pilos (Fig. 1B). A maioria das ornamentações pode ser negativa ou positiva. Ornamentação negativa é aquela onde as estruturas se encontram na parte interior da exina, em oposição às estruturas positivas, que estão localizadas sobre a superfície da parede

celular. As categorias negativas de ornamentação são: perforada, no qual o teto, microperforado, possui pequenas cavidades menores que 1 μm de diâmetro; foveolada, ornamentação caracterizada por cavidades ou depressões maiores que 1 μm ; fossalada, caracterizada pela presença de sulcos alongados e irregulares.

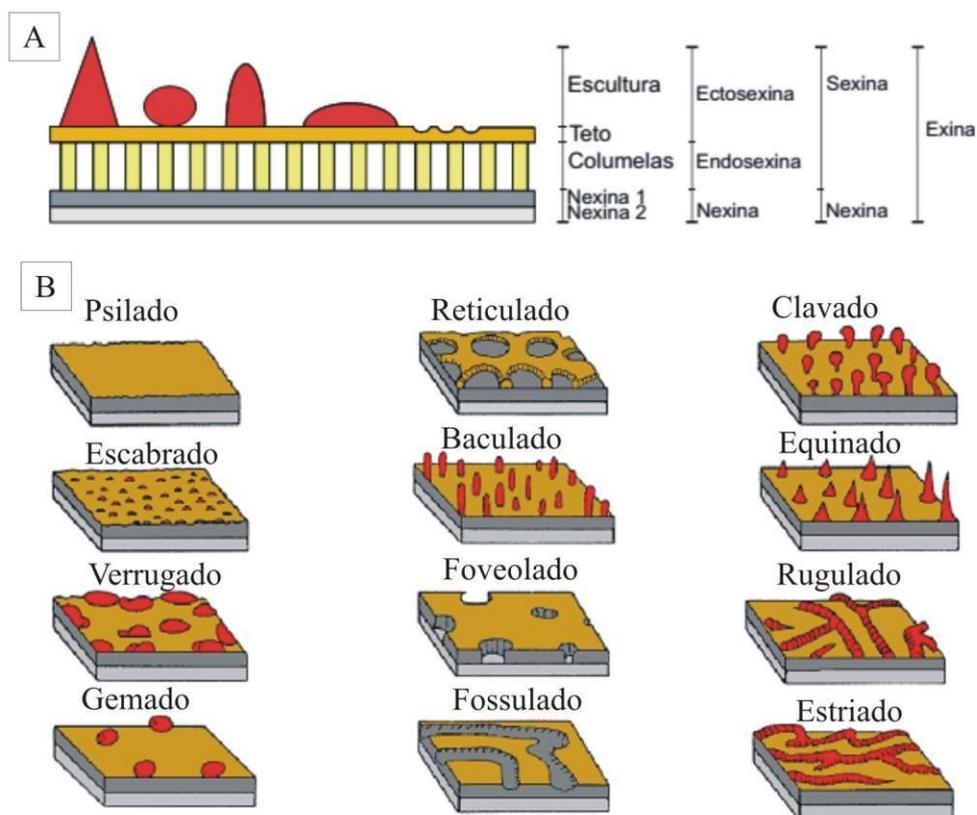


Figura 1: A) Estrutura da parede dos grãos de pólen, exina; B) Diferentes tipo de elementos.
Fonte: Plá Jr *et al.* (2006).

As categorias positivas de ornamentação são: escabrada, quando o padrão de ornamentação é composto de grânulos de qualquer formato, mas com diâmetros menores que 1 μm ; gemada, ornamentação com estruturas arredondadas (gemas); clavada, ornamentação com elementos esculturais alongados com diâmetro da parte superior maior que o da base, denominados clavvas; verrugada, quando a ornamentação é composta de elementos não pontiagudos, semelhantes a verrugas, geralmente com diâmetros maiores que 1 μm ; espinhosa, ornamentação composta de espinhos maiores que 1 μm ; rugulada, ornamentação constituída de elementos alongados, produzindo um padrão escultural intermediário entre a condição estriada e a reticulada (Iversen & Troels-Smith 1950); estriada, ornamentação onde existem sulcos separando elementos

esculturais salientes; e reticulada, ornamentação em forma de malha, constituída de cavidades (lúmens) cercadas de elementos mais estreitos que os lúmens (Punt *et al.* 1994; Kremp 1965).

2.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS ($\delta^{13}\text{C}$)

A composição isotópica do carbono permite a discriminação entre as plantas que seguem o ciclo fotossintético C_3 e C_4 (Hayes 1993). Plantas com via fotossintética C_3 (vegetações arbóreas e arbustivas) discriminam o ^{13}C e incorporam preferencialmente o ^{12}C , resultando em valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28 a -25‰. Já as plantas C_4 (gramíneas) não discriminam o ^{13}C , apresentando valores de $\delta^{13}\text{C}$ maiores, entre -18 e -8‰. Como o fitoplâncton marinho fixa o carbono do meio em que vivem (água do mar, rica em bicarbonato), apresentam geralmente valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -22 a -17‰ (Tabela 1). Porém, quando existir misturas de fontes, o sinal pode diferir dos padrões de identificação geral para fontes terrestres (plantas) ou aquáticas (fitoplâncton), especialmente em ambientes em costeiros (Lamb *et al.* 2006).

Tabela 1: Composições químicas e isotópicas de fontes de matéria orgânica no sedimento.

Tipo de Matéria Orgânica	$\delta^{13}\text{C}$	C/N
Plantas terrestres vasculares	-21 a -32 ‰	20 - 500
C_3	-25 a -28 ‰	> 17
C_4	-8 a -18 ‰	
Matéria Orgânica do Solo	-14 a -26 ‰	~8-15
Fitoplâncton Marinho	-17 a -22 ‰	5-10
Biomassa Bacteriana	-12 a -27 ‰	~3-5

Fonte: Compilações de Burdige (2006), Lamb *et al.* (2006), Hedges *et al.* (2002), Onstad *et al.* (2000), Rullkötter (2000), Goñi *et al.* (1998), Ruttenburg & Goñi (1997), Hedges *et al.* (1997), Meyers (1997), Anderson & Sarmiento (1994), Prahl *et al.* (1994) e Fogel & Ciguentes (1993).

2.3 RAZÃO C/N

A matéria orgânica sedimentar é uma mistura complexa de compostos orgânicos de diferentes composições químicas, múltiplas fontes e diferentes reatividades (Hedges *et al.* 1997; Gordon & Goñi 2003; Tesi *et al.* 2007). A matéria orgânica em

sedimentos costeiros tem origem em diversas fontes: terrestres, aquáticas, atmosféricas e antropogênicas, no caso de áreas urbanizadas (Hedges *et al.* 1997, Goñi *et al.* 2003, Tesi *et al.* 2007). Dependendo da região, o aporte de fontes autóctones e alóctones pode ser altamente variável, como sistemas de grandes rios e áreas de ressurgências (Volkman *et al.* 1987).

O uso de múltiplos traçadores, como por exemplo, as razões elementares (C:N) em conjunto com as assinaturas isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) oferecem uma visão multi-dimensional das mudanças ocorridas nos ambientes estudados (Fig. 2), de modo a permitir investigação das fontes e o caminho da matéria orgânica e, assim, inferir sobre sua ciclagem nos ecossistemas, além de fornecer informações quanto ao estado diagenético da mesma (Hedges *et al.* 1997, Ruttенburg & Goñi 1997).

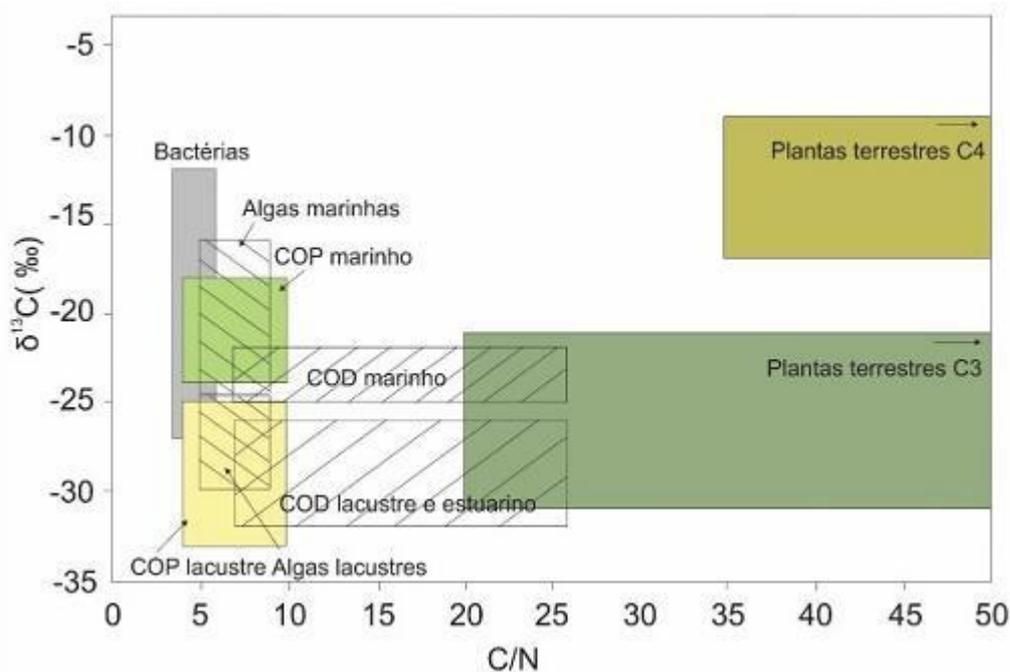


Figura 2: Diagrama binário com valores da razão C/N versus $\delta^{13}\text{C}$ das fontes de matéria orgânica sedimentar terrestre e marinha (modificado de Meyers 2003 e Lamb *et al.* 2006).

A matéria orgânica (M.O) de origem autóctone na água, isto é, produzida principalmente pela comunidade planctônica local, apresenta razão molar de C/N entre 5 e 10 (Redfield *et al.* 1963). Valores da razão molar C/N superiores a 20 são características de MO terrestre, produzida principalmente por plantas superiores (Meyers 1994).

2.4 DATAÇÃO ^{14}C

A datação por meio de ^{14}C foi desenvolvida pelo pesquisador Willard Frank Libby, da Universidade da Califórnia, em 1949 (Libby *et al.* 1949). O método de datação com o ^{14}C figura entre as principais ferramentas para determinação cronológica dos episódios associados ao recente, interessando aos arqueólogos, geólogos, paleontólogos e outros que pesquisam eventos e vestígios que não ultrapassem 55 mil anos, quando o ^{14}C reduz a emissão da radiação e desta forma torna imprecisas datações superiores. As idades ^{14}C são apresentadas convencionalmente em anos calibrado Antes do Presente (anos Cal AP), sendo a referência temporal do presente, o ano de 1950 (Reimer *et al.* 2009).

Para o ^{14}C a meia-vida é de 5.568 ± 30 anos, tempo adotado durante a 5ª Conferência sobre a Datação por ^{14}C , realizada nos Estados Unidos em 1962. A margem de erro é de ~3% e a idade da amostra é obtida pela leitura da radiação emitida através de Espectrometria de Aceleração de Massa – *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS), entre outros (Pessenda 1998a).

A idade ^{14}C é baseada primariamente assumindo a constância da concentração do ^{14}C , relacionado ao ^{12}C , no passado. Entretanto, observaram-se variações na razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ do dióxido de carbono na atmosfera devido a variações no campo magnético terrestre, e na atividade solar. Então foram iniciados trabalhos para calibração das idades obtidas pelas datações ^{14}C com os anos do calendário. Uma forma de comparação descoberta foi datando-se amostras de anéis de crescimento de árvores por dendrocronologia. Essa calibração é aplicada a amostras de origem terrestre, cuja fonte de CO_2 é a atmosfera (Reimer *et al.* 2004).

Segundo Libby (1995) os raios cósmicos carregados de alta energia colidem com átomos gasosos e emitem nêutrons livres, os quais, por sua vez, colidem com os átomos de nitrogênio (^{14}N) e convertem um próton em nêutron, transformando esse elemento em Carbono, o ^{14}C (Fig. 3A e B). Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada e ele começa a desintegrar-se no curso da meia vida (Pessenda *et al.* 2005).

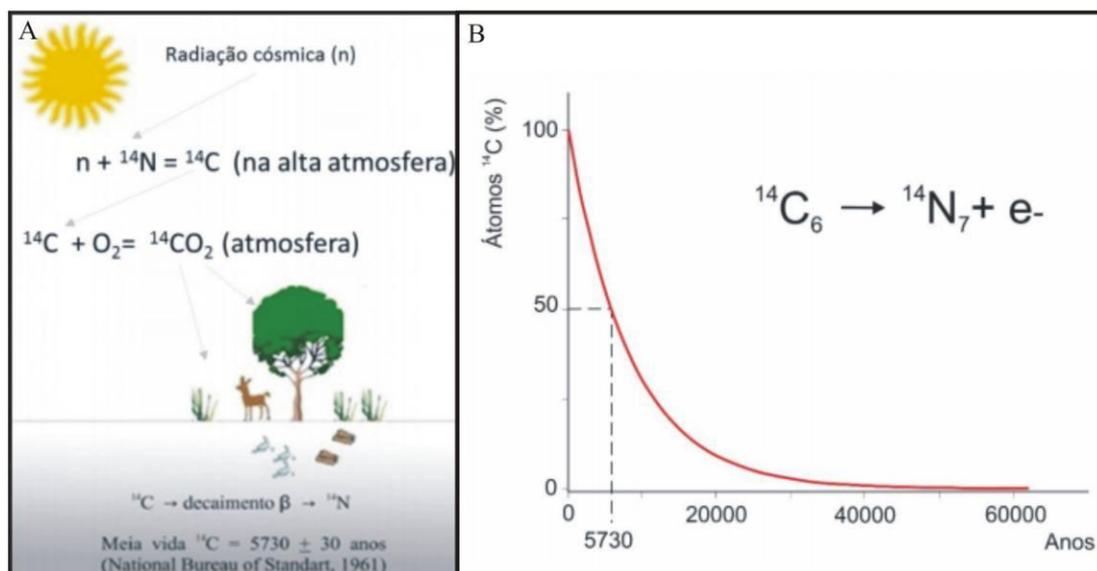


Figura 3: A) Formação natural do ^{14}C na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos (vegetais e posteriormente animais) e o decaimento radioativo após a morte destes (Modificado de França 2010) e B) Curva de decaimento radioativo do ^{14}C . Fonte: Modificado de Libby *et al.* (1949).

2.5 A DINÂMICA DA VEGETAÇÃO BRASILEIRA DURANTE O HOLOCENO

Nos subtópicos do presente item serão abordadas informações sobre o estado da arte da palinologia e a dinâmica da vegetação continental e costeira.

2.5.1 Palinologia e a Dinâmica Vegetacional no Continente

Contribuições a respeito das variações vegetacionais e climáticas ocorridas no sul do Brasil durante o Holoceno tardio são encontradas em trabalhos como os de Behling (1993, 1995a, 1997a, 1998, 2002a, 2002b), Behling & Negrelle (2001), Behling *et al.* (2000, 2001, 2004), De Oliveira *et al.* (2005), Leal & Lorscheitter (2007) e Macedo *et al.* (2010).

Segundo Behling (1995a) os registros palinológicos do período glacial tardio no Sul do Brasil estendem-se até aproximadamente 14.000 anos AP. e indicam a predominância da vegetação de campos em locais onde hoje ocorrem florestas de *Araucaria*. Em outro registro Behling (2002b) mostra, por meio de estudos palinológicos na Fazenda do Pinto (RS), Morro da Igreja, Serra da Boa Vista (SC) e Serra dos Campos Gerais (PR), que durante o último período glacial existiram extensas áreas de vegetação de campos com árvores esparsas de *Araucaria*, as quais teriam suportado temperaturas mínimas de até -10°C .

Na costa atlântica do Paraná registros de 26.000 anos AP. da localidade de Volta Velha indicam a existência de uma vegetação de campos e florestas frias durante o último período glacial com diminuição de temperaturas na ordem de 5° a 7°C para o Último Máximo Glacial (UMG). Somente depois de 12.300 anos AP as florestas tipicamente tropicais substituíram as comunidades de campos glaciais.

Os registros palinológicos da região sudeste realizados por De Oliveira (1992), destacam-se as seguintes localidades: Lagos dos Olhos (19520 AP) e Lagoa da Serra Negra (> 46000 AP). Ambos os registros mostram que durante a maior parte do Holoceno a região era ocupada por um mosaico de cerrado e floresta semidecídua, os quais refletiam um período mais seco e outro mais úmido.

No Rio de Janeiro a transição Pleistoceno - Holoceno teria sido marcada por uma instabilidade climática e vegetacional, caracterizada por uma fase inicialmente úmida, evidenciando um ambiente aberto, pantanoso/brejososo, com solos encharcados, sucedida por uma tentativa de instalação de cobertura vegetal, com presença de diversas espécies pioneiras e predomínio da vegetação de savana (Barros 2003).

Behling *et al.* (1995a) analisaram o conteúdo polínico holocênico da região de Lago do Pires (MG) e observaram que esta região sofreu as seguintes mudanças paleoambientais: a) 9720-8810 AP: cerrado com pequenas galerias de florestas e uma forte influência de fogo com períodos secos de 6 meses e baixa precipitação; b) 8810-7500 AP: expansão das galerias de florestas com incêndios menos frequentes sugerindo um período curto de seca de 6 a 5 meses e alta pluviosidade; c) 7500-5530 AP: Redução das florestas e retorno de condições mais secas com uma estação seca entre 5-6 meses e incêndios menos frequentes e d) 5530-2780 AP: amplas florestas nos vales e cerrado nos morros e colinas, com estação em cerca de 5 meses e alta pluviosidade.

Na Amazônia, diversos autores (Collinvaux *et al.* 2000; Collinvaux & De Oliveira 1999, 2001; Bush *et al.* 2000, 2002; Behling *et al.* 2000, 2001b,c; 2001) contribuíram para o entendimento das oscilações climáticas e de vegetação da Amazônia. O registro da vegetação durante o Holoceno é caracterizado por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais segundo como mostram os trabalhos de Behling & Costa (1994, 2001), Behling *et al.* (2001b) Behling *et al.* (2001), Cohen *et al.* (2005a, 2005b, 2008, 2009), Vedel *et al.* (2006), Smith *et al.* (2011), Guimarães *et al.* (2012).

Na região nordeste do Brasil na localidade de Barreirinhas próxima a Lagoa do Caço, estado do Maranhão, foi amplamente estudada por Behling *et al.* (2004) com base no conteúdo polínico. Segundo estes autores a latitude da Lagoa do Caço. Provavelmente representa uma situação intermediária entre o Norte úmido e o Sul seco durante o Holoceno. Era muito úmido entre 10000 e 7000 anos AP. e Progressivamente seco após 7000 anos AP., enquanto a situação inversa é registado em 10-20°S, com uma paisagem seca entre - 10.000 e 7000 anos AP. tornando-se mais úmido entre 7000-5500 anos AP., e muito seco entre 5500 e 4000 anos AP. a 5°S. Estes autores registraram uma paisagem seca e aberta 10000 a 6000 -5000 anos AP., tornando-se cada vez mais úmido após - 4000 anos AP. e relacionaram essas diferenças latitudinais de mudanças climáticas durante o Holoceno à mudanças na intensidade e na Deslocamento da ZCIT nos trópicos.

De Oliveira *et al.* (1999a) analisaram registros palinológicos, os quais revelaram mudanças vegetacionais e climáticas da região da caatinga nordestina: o registro continental da caatinga do campo de dunas fosseis do médio rio São Francisco (BA) e, segundo Behling *et al.* (2000), o registro de sedimentos marinhos, obtidos a cerca de 90 km ao leste da cidade de fortaleza (CE). Da transição Pleistoceno - Holoceno até cerca de 10.540 anos AP, o clima da região era úmido e relativamente mais frio que o atual, favoreceu o estabelecimento de uma floresta tropical exuberante com afinidades florísticas com as florestas da Amazônia e as da Costa Atlântica.

Desta forma os resultados paleoambientais obtidos por Behling *et al.* (2000) fortalecem a sugestão de Oliveira *et al.* (1999a) de que rotas de imigração uniram, no Pleistoceno tardio, o bioma da Floresta Amazônica com o da Floresta Atlântica, sob clima mais úmido e frio.

2.5.2 Dinâmica da Vegetação Costeira

No litoral do estado do Amapá e Pará pesquisas realizadas por Behling *et al.* (2001), Behling *et al.* (2004), Cohen & Lara 2003), Cohen *et al.* (2005a), Lara & Cohen (2009), Cohen *et al.* (2009), Guimarães *et al.* (2010) e Smith *et al.* (2011, 2012) apontam importantes informações a respeito da dinâmica dos manguezais associadas às variações do nível do mar durante o Holoceno.

No litoral nordeste, Ribeiro *et al.* (2017) estudaram os manguezais próximos ao Rio Ceará Mirim e sugeriram que estas florestas ocupam a referida área desde 6950

anos Cal AP depois aumento do nível do mar pós glacial, o qual tem estado estável durante o Holoceno médio e superior.

Moraes *et al.* (2016) avaliaram dois testemunhos sedimentares no litoral sul da Bahia, na foz do rio Jucuruçu, próximos a cidade de Prado. Consideraram os últimos 10 mil anos e caracterizaram a história dos manguezais ao longo do rio, anteriormente citado, por fases de estabelecimento, expansão e contração. Os autores sugeriram também que os manguezais nos pontos de estudo ocorreram sobre planícies de maré durante os últimos ~680 anos Cal AP. Porém, esses autores não excluem a presença de florestas de manguezais antes desse período na foz do referido rio em outras porções das planícies de maré desde o estabelecimento do nível relativo do mar próximo do atual há 1.000 anos AP.

No estudo de Fontes *et al.* (2017), os manguezais do litoral sul da Bahia encolheram e a vegetação herbácea expandiu (Plantas terrestres do tipo C₃) durante o Holoceno tardio. Provavelmente, isto foi causado pela ação combinada de mudanças no nível relativo do mar e no suprimento de água doce para a região. Durante o Holoceno inicial e médio, houve um aumento no nível relativo do mar, o qual causou uma incursão marinha ao longo do vale fluvial estudado. O clima seco durante este período produziu uma diminuição na descarga fluvial e contribuiu para a transgressão marinha. No entanto, durante o Holoceno tardio houve a descida no nível relativo e um período úmido, os quais favoreceram a regressão marinha e conseqüentemente os manguezais migraram para as planícies de maré nas bordas das lagoas próximo à costa atual. A evolução geomorfológica e da vegetação estão de acordo com os valores de nível relativo do mar máximo acima do presente e sua subsequente descida aos níveis atuais, de acordo com Angulo *et al.* (2006).

CAPÍTULO 3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no litoral Norte do estado de Santa Catarina, inserida na Baía de Babitonga e abrange parte dos municípios de Joinville e São Francisco do Sul (Fig. 4A). Está localizada na folha cartográfica 1:250.000 de Joinville (SG-22-Z-B), situada entre as longitudes 48°W e 49°50' W e as latitudes 26°00'S e 26°30'S. O testemunho foi coletado na margem leste da referida baía (Fig. 4B e C).

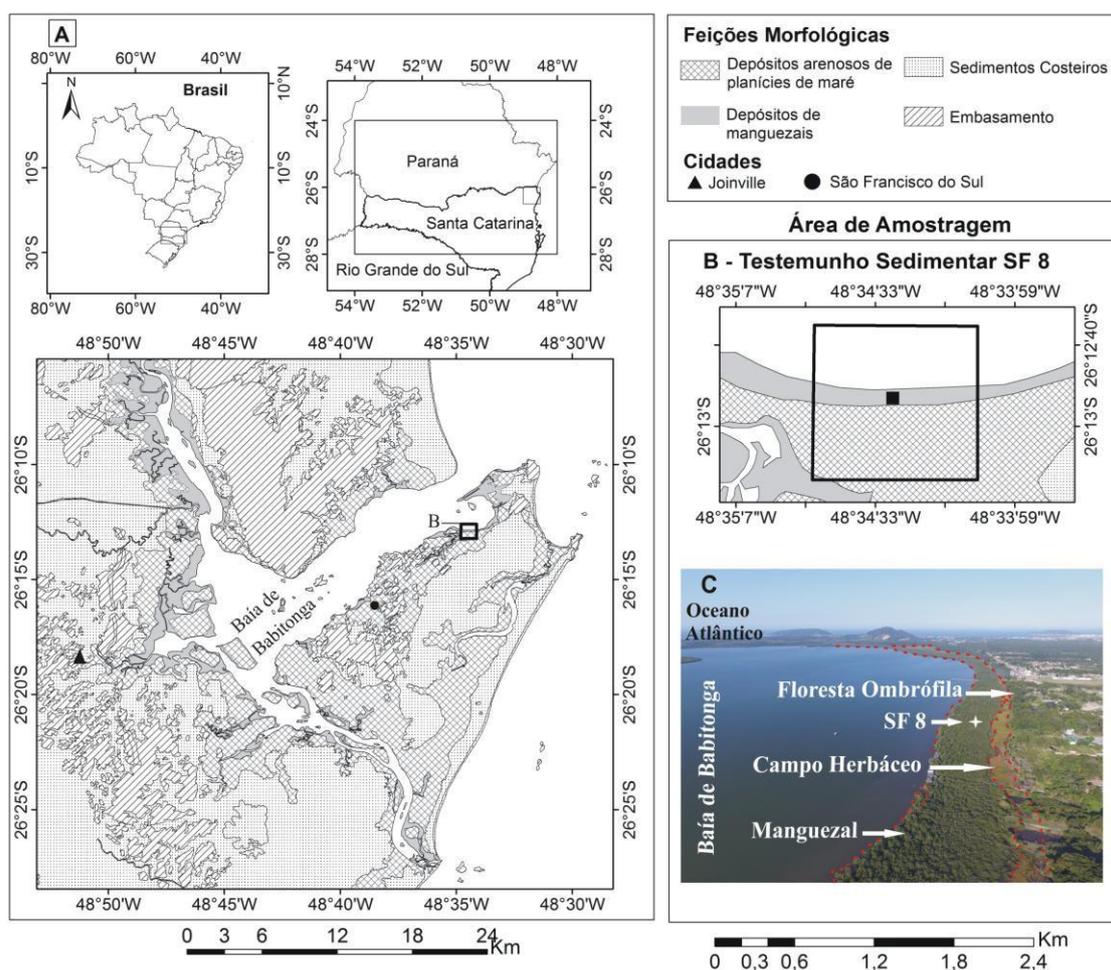


Figura 4: A) Mapa de localização da área de estudo nas proximidades dos municípios de Joinville e São Francisco; B) área de coleta do testemunho SF8 e C) visão geral da área de amostragem com destaque para a estrutura vegetal atual.

A Baía de Babitonga, também chamada de Baía de São Francisco, abrange uma área estimada em 160 km² com medidas próximas de 20 km de comprimento, 5 km de largura e 28 m de profundidade (Kilca *et al.* 2011). Lacerda (1999) a destaca como um ambiente estuarino que comporta as maiores extensões de manguezais no sul do Brasil.

A Baía faz limite com os municípios de São Francisco do Sul, Araquari, Barrado Sul, Itapoá, Garuva e Joinville.

3.2 CLIMA

A região da Baía de Babitonga apresenta um clima mesotérmico úmido (Cfa) (Fig. 5), o verão quente, sem estação seca (Classificação de Köppen). O teor de umidade do ar varia entre 68 e 89%, a temperatura média mensal varia entre 16,5 e 25,6 °C e a precipitação mensal varia entre 402 mm (janeiro) e 106 mm (agosto) (Gonçalves *et al.* 2006). A pluviosidade e a temperatura são mais elevadas no período de janeiro e março (verão) diminuindo nos meses de junho a agosto (inverno) (FUNDEMA 1994).

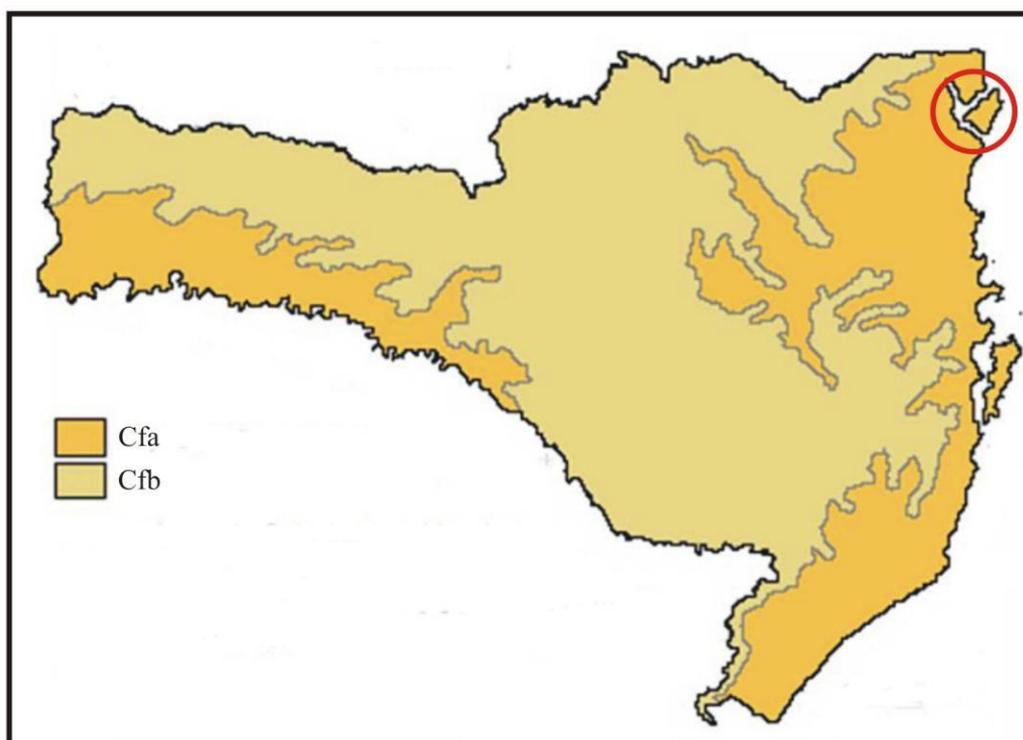


Figura 5: Mapa climático do estado de Santa Catarina com destaque para a área de estudo (círculo vermelho). Fonte: Adaptado de Köppen (1918).

3.3 OCEANOGRAFIA COSTEIRA

A dinâmica costeira da Baía de Babitonga é constituída por um regime de micro-maré (Fig. 6) que possui a altura média de 0,84 m e máxima de 1,9 m, durante os períodos de sizígia (DHN 2007). A maré meteorológica, pode ser responsável por sobrelevações que variam de 50 a 80 cm acima da linha de preamar na Baía de Babitonga, de acordo Trucollo & Schettini (1999). O regime de maré dessa baía é

classificado como misto (Fig. 7), onde predomina o tipo semidiurno apresentando discrepâncias nas alturas entre as preamares e baixamars, com dominância da maré enchente (Trucoolo & Schettini 2009).

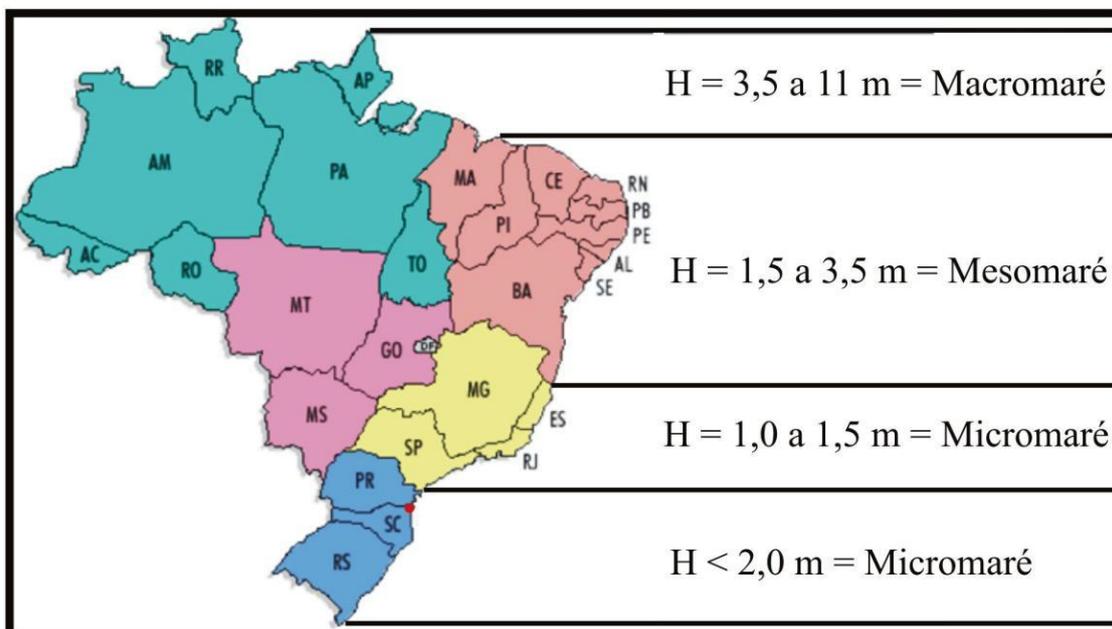


Figura 6: Variação da maré ao longo do litoral brasileiro com destaque para a área de estudo (ponto vermelho). Fonte: Compilado de Hayes (1975).

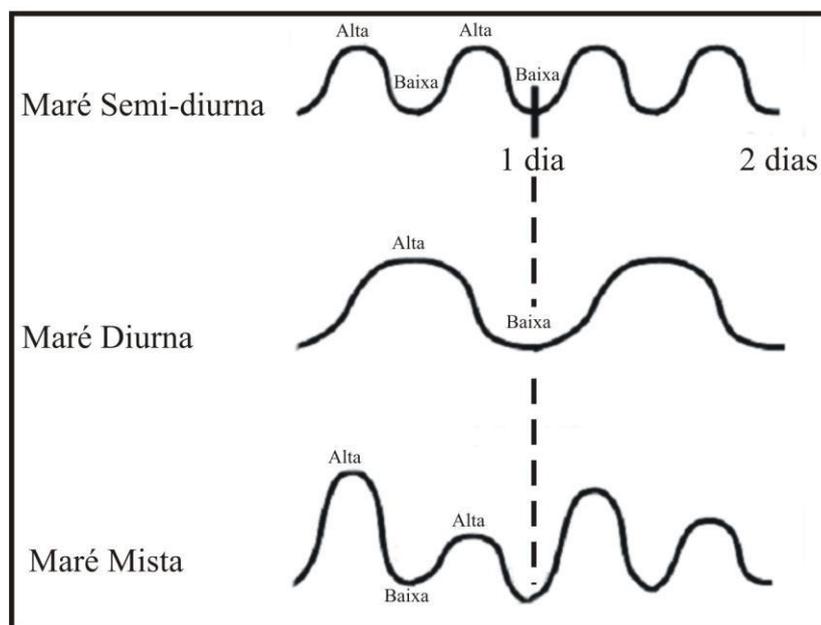


Figura 7: Classificação dos regimes de marés. Fonte: NOAA Ocean Service Education (2017).

A deriva litorânea nesta região da Babitonga possui direção de Sul para Norte, sendo que o sistema estuarino apresenta normalmente um baixo grau de estratificação

salina, sendo a maré o principal mecanismo natural regulador da qualidade da água no interior do sistema (Horn Filho 1997).

3.4 ASPECTOS MORFLÓGICOS, BATIMÉTRICOS E HIDRODINÂMICOS.

Morfologicamente, a Baía de Babitonga possui um canal principal na direção NE/SW, com aproximadamente 3,8 km de largura e profundidades de até 28 m, assim como dois eixos alongados no sentido SE/NW, mais estreitos, com largura máxima de 1,5 km e profundidade média de 4 m. O eixo ao Norte, denominado Canal do Palmital, diferencia-se das demais áreas por receber as maiores contribuições hidrológicas, oriundas das bacias hidrográficas da escarpa da Serra do Mar. O Canal do Palmital pode ser caracterizado como um exportador de sedimentos para o interior da Baía da Babitonga (Schettini & Carvalho 1999). O eixo localizado ao sul, conhecido como Canal do Linguado, apresenta como principal característica a alteração da circulação hidrológica, por ocasião do fechamento do canal em 1937, para a construção da rodovia de acesso à ilha de São Francisco do Sul (Barbosa & Mazzer 2003).

Segundo Vieira *et al.* (2008) as maiores profundidades do complexo estuarino estão localizadas no canal central próximo à desembocadura, com cotas entre 20 m e 30 m de profundidade. As cotas entre 10 m e 20 m ocorrem no setor central da baía, nas proximidades do porto de São Francisco do Sul (Fig. 8A). No interior da baía, ocorrem canais com profundidades entre 5 m e 10 m, que podem condicionar a formação de vias preferenciais de circulação e promover áreas de maior hidrodinâmica. Estes canais estão localizados principalmente próximos a margem nordeste do Canal do Palmital e no início do Canal do Linguado, em sua margem leste. As zonas com profundidades de até 5 m, caracterizadas como as áreas mais extensas da baía, localizam-se nas porções marginais mais interiores.

Nesta classe de profundidade, desenvolvem-se feições tipicamente estuarinas como baixios, coroas submersas e extensas planícies de marés. A linha de costa do Canal do Palmital com direção predominante NW/SE, sofre inflexão para NE/SW nas imediações da foz do rio Cubatão do Norte, possivelmente devido à intensa deposição dos sedimentos carreados por este rio (Vieira *et al.* 2008).

Segundo estes autores, a concentração de matéria orgânica nos sedimentos de fundo na Baía de Babitonga pode ser considerada baixa, com valor máximo de 8%, relacionada principalmente aos sedimentos finos depositados em áreas de hidrodinâmica

fraca. Os locais com menor porcentagem de matéria orgânica, com no máximo 2%, encontram-se nas áreas reconhecidas como de maior hidrodinâmica, situadas na desembocadura do canal sul e no canal central da Baía de Babitonga, assim como na desembocadura do Canal do Palmital, no interior da baía. Já as áreas com concentrações intermediárias de matéria orgânica, entre 2% e 4%, amplamente distribuídas no sistema, encontram-se associadas às classes areno-lamosas e lamo-arenosas.

Manchas com menor expressão espacial, contendo teores entre 6 e 8% de matéria orgânica (Fig. 8B), são encontradas nas proximidades do porto de São Francisco do Sul, nas ilhas do canal central da baía, no extremo oeste da área de estudo, na ilha dos Espinheiros e no aterro do Canal do Linguado (Vieira *et al.* 2008).

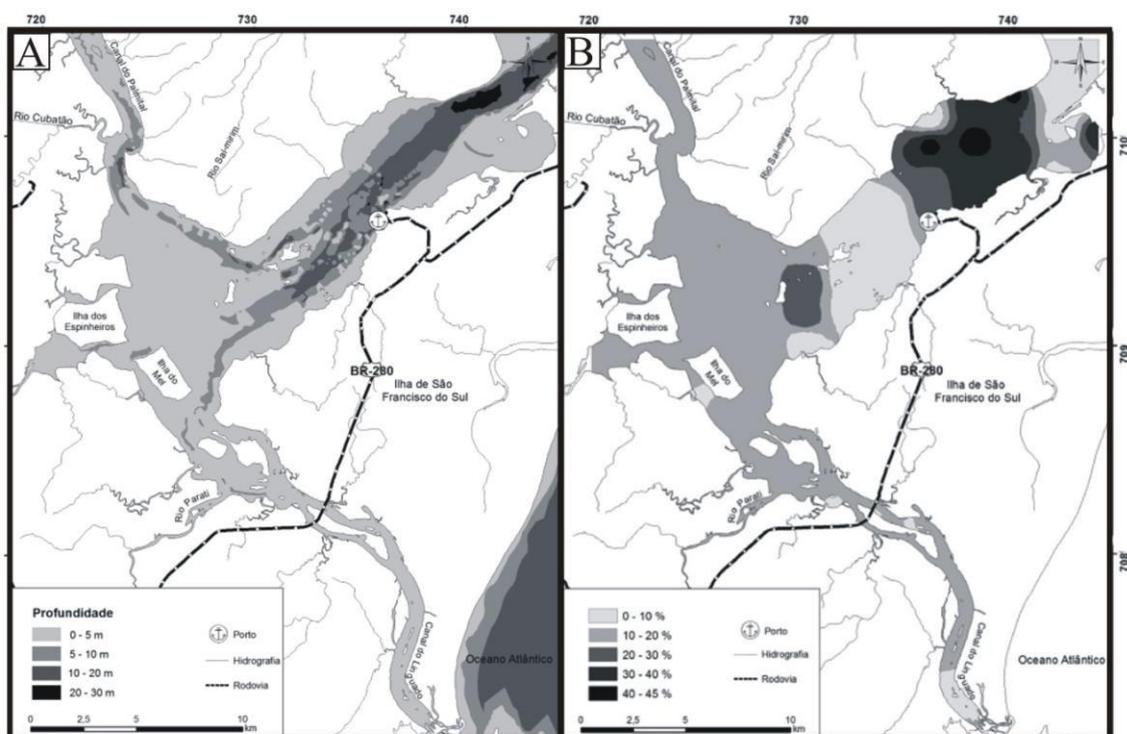


Figura 8: Mapas do Complexo estuarino da Baía de Babitonga. A) Distribuição batimétrica e B) Porcentagem de matéria orgânica dos sedimentos de fundo da Baía de Babitonga. Fonte: Vieira *et al.* (2008).

3.5 VEGETAÇÃO MODERNA

O entorno da Baía de Babitonga é vegetado pelo bioma de Mata Atlântica e nesta região ele é composto por três ecossistemas: floresta ombrófila densa, restinga e manguezal (Fig 9A e B). Os solos são dos tipos Glei pouco húmico distrófico, Podzol e solos de mangue (Veado & Troppmair 2001).

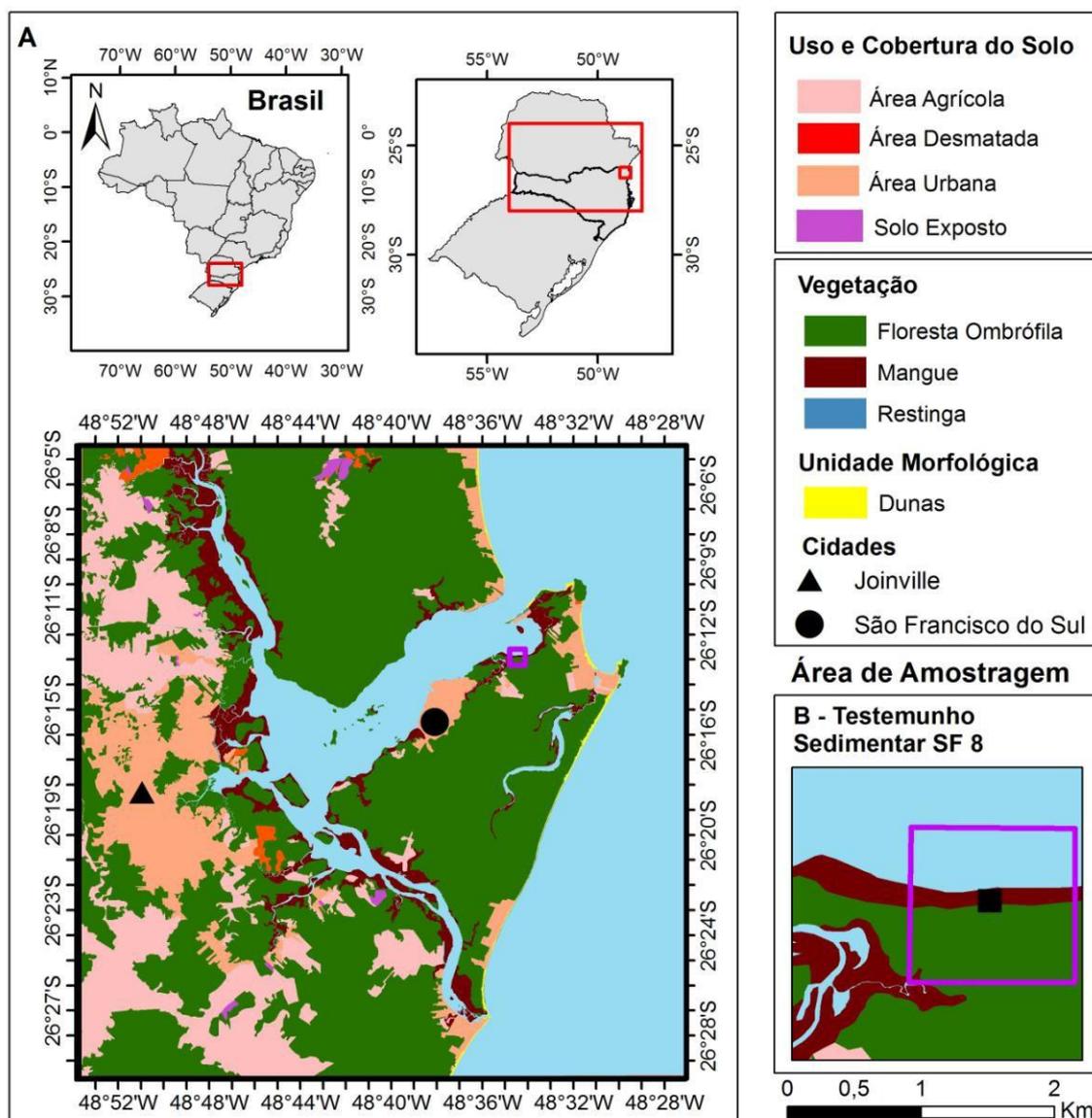


Figura 9: A) Mapa da vegetação atual da área de estudo e B) Destaque do local de coleta do testemunho SF8 no manguezal às margens da Baía de Babitonga. Fonte: Da autora.

A Floresta Ombrófila Densa caracteriza-se por estratos superiores com árvores de altura entre 25 e 30 m, com copas entrelaçadas e com brotos foliares desprovidos de proteção à seca e às baixas temperaturas (Leite & Klein 1990). Ela cobria originalmente 29.309 km² de superfície (Klein 1978), o que correspondia a quase 31% do território do estado de Santa Catarina. Atualmente, 16.821 km² corresponde ao remanescente desse ecossistema florestal (Vibrans *et al.* 2012), os quais estão, em sua maioria, em estágio secundário de regeneração, o que equivale a 55,42% da cobertura original.

Nas zonas de intermarés esta baía tem sua vegetação marcada por exuberantes manguezais, representando aproximadamente 75% dos manguezais do Estado de Santa

Catarina (Herz 1991). No entorno desta baía, apresentaram-se na margem, bosques com árvores bem desenvolvidas (altura entre 3 e 12 metros) e nas proximidades da restinga, bosques bastante densos com altura em torno de 1,5 a 3,5 (Silva *et al.* 1998). De acordo com estes autores os troncos das árvores presentes em manguezais, assim como raízes de escora, pneumatóforos, e sedimento, encontram-se frequentemente recobertos por comunidades de macroalgas, compostas principalmente pela *Bostrychia radicans* Montagne

3.6 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E UNIDADES GEOLÓGICAS

A estruturação geológica-geotectônica da área cartográfica Joinville é o resultado do desenvolvimento independente de quatro blocos geotectônicos (Microplaca Luis Alves, a Microplaca Curitiba, o Cinturão Dom Feliciano e o Cinturão Granítico Costeiro, também chamado de Bloco Paranaguá) amalgamados no Neoproterozóico, durante a formação do Supercontinente Gondwana. O bloco geotectônico de maior exposição na folha é constituído pela Microplaca Luis Alves (Basei *et al.* 2000) formada pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979), com rochas Neoarqueanas a Paleoproterozóicas. Os demais blocos geotectônicos (de idades Paleoproterozóicas) foram predominantemente retrabalhados no Neoproterozóico.

Este conjunto de rochas foi posteriormente recoberto pelas rochas sedimentares paleozoicas, mesozoicas e pelas rochas vulcânicas cretácicas da Bacia do Paraná e, finalmente, após a abertura do Oceano Atlântico, por sedimentos holocênicos da planície costeira e aluviões.

A área de estudo compreende quatro unidades geológicas (Fig. 10) dispostas em embasamento cristalino (Complexo Luís Alves e Complexo Paranaguá), diques de diabásio (Formação Serra Geral) e cobertura cenozóica sedimentar inconsolidada (depósitos recentes).

3.6.1 Complexo Luís Alves

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979) constitui o núcleo Neoarqueano a Paleoproterozóico da Microplaca Luis Alves, estando situado entre a Microplaca Curitiba, o Bloco Paranaguá e o Cinturão Dom Feliciano. Este complexo, também chamado de Complexo Granulítico de Santa Catarina, é subdividido, segundo Iglesias *et al.* (2011) nas seguintes unidades: Gnaisses granulíticos Arqueanos-Paleoproterozoicos (Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha, Gnaisses Granulíticos

Luis Alves, Paragnaises Luis Alves, Charnockito Postema) e Ortognaisses graníticos, granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos (Ortognaisse Pomerode, Metagranito, granodiorito Rodeio e Suíte Rio da Luz). Hartmann *et al.* (2000), trabalhando no Complexo Granulítico de Santa Catarina, nos gnaisses da região de Luis Alves, dataram zircões de uma fração trondhjemítica associada a ortogranulitos, e obtiveram uma idade U-Pb (SHRIMP) Arqueana para o protólito magmático (2.716 ± 16 Ma).

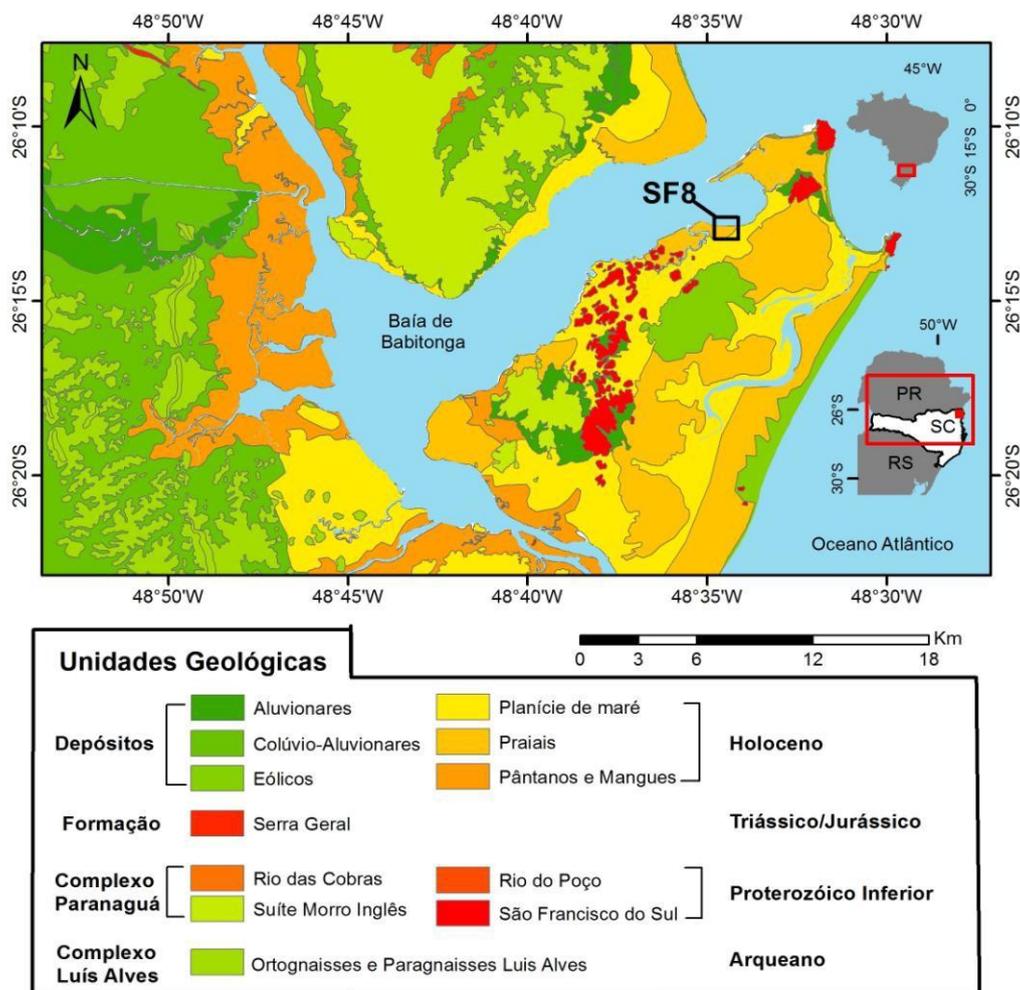


Figura 10: Mapa Geológico da área de estudo com destaque para o local de coleta do testemunho SF8. Fonte: Da autora.

3.6.2 Cinturão Granitóide Costeiro ou Complexo Paranaguá

O Cinturão Granitóide Costeiro ou Complexo Paranaguá, segundo Siga Jr. *et al.* (1993), é um complexo ígneo polifásico que inclui uma grande variedade de rochas graníticas distribuídas ao longo da faixa oriental, com mais de 100 km de extensão, desde a ilha de São Francisco do Sul, no Estado de Santa Catarina até o sul do Estado de São Paulo. Segundo Iglesias *et al.* (2011), este complexo é subdividido em Complexo

São Francisco do Sul, Formação Rio das Cobras, Suíte Morro Inglês, Granito Rio do Poço e Granito Estrela.

Cury (2009) caracterizou, na ilha de São Francisco do Sul e ao norte da Baía de Paranaguá, a ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas, às quais deu o nome de Complexo São Francisco do Sul. O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas. Segundo Cury (2009), análises U-Pb caracterizaram períodos de cristalização do zircão no Paleoproterozoico (2.173 ± 18 Ma), Neoproterozoico (626 ± 25 Ma) e Cambro-Ordoviciano (510 - 490 Ma).

A Formação Rio das Cobras compreende rochas metassedimentares compostas por biotita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, biotititos, clorita xistos, cloritaquartzo xistos, xistos calcissilicatados, granada xistos, metamorfisados nas fácies xisto verde a anfibolito. Cury (2009) obteve idades variando entre 611 - 600 Ma como a idade do pico do metamorfismo que afeta os xistos (granada-sillimanita xisto) e gnaisses (cianita-granada-sillimanita gnaisse) da Formação Rio das Cobras.

A Suíte Morro Inglês compreende rochas graníticas leucocráticas. Cury *et al.* (2008) e Cury (2009) obtiveram idades U-Pb em zircão (TIMS - *Thermal Ionization Mass Spectrometry*), variando entre 640 - 620 Ma para essas litologias, interpretadas como idades de cristalização dessas rochas. A área de ocorrência dessa unidade compreende praticamente todo o maciço granítico a Norte da Baía de Babitonga em Santa Catarina, até a Baía de Guaratuba no Paraná.

Esta unidade é composta por rochas graníticas (monzogranitos) leucocráticas. Cury *et al.* (2008) e Cury (2009) obtiveram idade U-Pb em zircão (SHRIMP) de 615 ± 7 Ma, interpretada como a idade de cristalização para as rochas graníticas Rio do Poço.

O Granito Estrela, localizado ao Norte de Joinville, foi datado por Cury (2009) que obteve idades de 592 ± 13 Ma com o método U-Pb em zircão (ID-TIMS), interpretadas como idades de cristalização.

3.6.3 Formação Serra Geral

Segundo Iglesias *et al.* (2011), a Formação Serra Geral tem seu magmatismo mesozoico representado por inúmeros diques de diabásio na Folha Joinville com comprimentos diversos, larguras de poucos centímetros a vários metros e extensões de centenas de metros a mais de 50 km (Iglesias *et al.* 2011). De acordo com estes mesmos autores as rochas dessa unidade apresentam granulação fina a média, textura

equigranular hipidiomórfica com porções microporfiríticas, onde fenocristais de plagioclásio de grão médio (alguns esqueléticos prismáticos maiores, com até 15 mm de comprimento) estão imersos em uma matriz fina.

3.6.4 Cobertura cenozóica sedimentar inconsolidada

A cobertura cenozóica sedimentar inconsolidada é composta por depósitos aluvionares, colúvio-aluvionares, praias, eólicos, planície de maré e pântanos/mangues.

Os depósitos aluvionares constituem areias, cascalheiras e sedimentos síltico-argilosos depositados em planícies de inundação, terraços e calhas da rede fluvial atual. Os depósitos colúvio-eluvionares são representados por depósitos localizados em encostas de morros e eluvionares recentes, que apresentam grande variação granulométrica com estratificação incipiente ou ausente.

Os depósitos praias e eólicos são constituídos, respectivamente, por areias quartzosas finas a médias (podendo excepcionalmente apresentar colorações escuras devido à concentração de minerais pesados como a magnetita, ilmenita) e por dunas que apresentam laminações plano-paralelas e cruzadas depositadas em planícies de maré, faixas de restingas e praias.

Os depósitos de Pântanos e Mangues são representados por sedimentos argilo-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica, depositados em ambiente sob influência de marés atuais com pouca energia, onde podem também ocorrer grandes quantidades de conchas (sambaquis).

Depósitos de Planície de Maré constituem areias quartzosas e síltico-argilosas mal selecionadas, de cores cinza a creme, com laminação plano-paralela incipiente, frequentemente ricas em matéria orgânica, retrabalhado pela ação das marés acima do nível dos mangues atuais.

3.7 GEOMORFOLOGIA E SOLOS

Segundo Rosa (2002), Gonçalves & Kaul (2002), IBGE (2004) e Vieira & Horn Filho (2007) o estado de Santa Catarina é composto pelos seguintes compartimentos geomorfológicos: Alto Estuário da Babitonga, Baixada Litorânea, Planície Aluvial e Marinha, Morrarias e Elevações Residuais, Serra do Mar e Planalto. A área de estudo é dividida em Domínio Morfoestrutural Depósitos Sedimentares e Domínio Morfoestrutural Faixa de Dobramentos Remobilizados (Fig. 11).

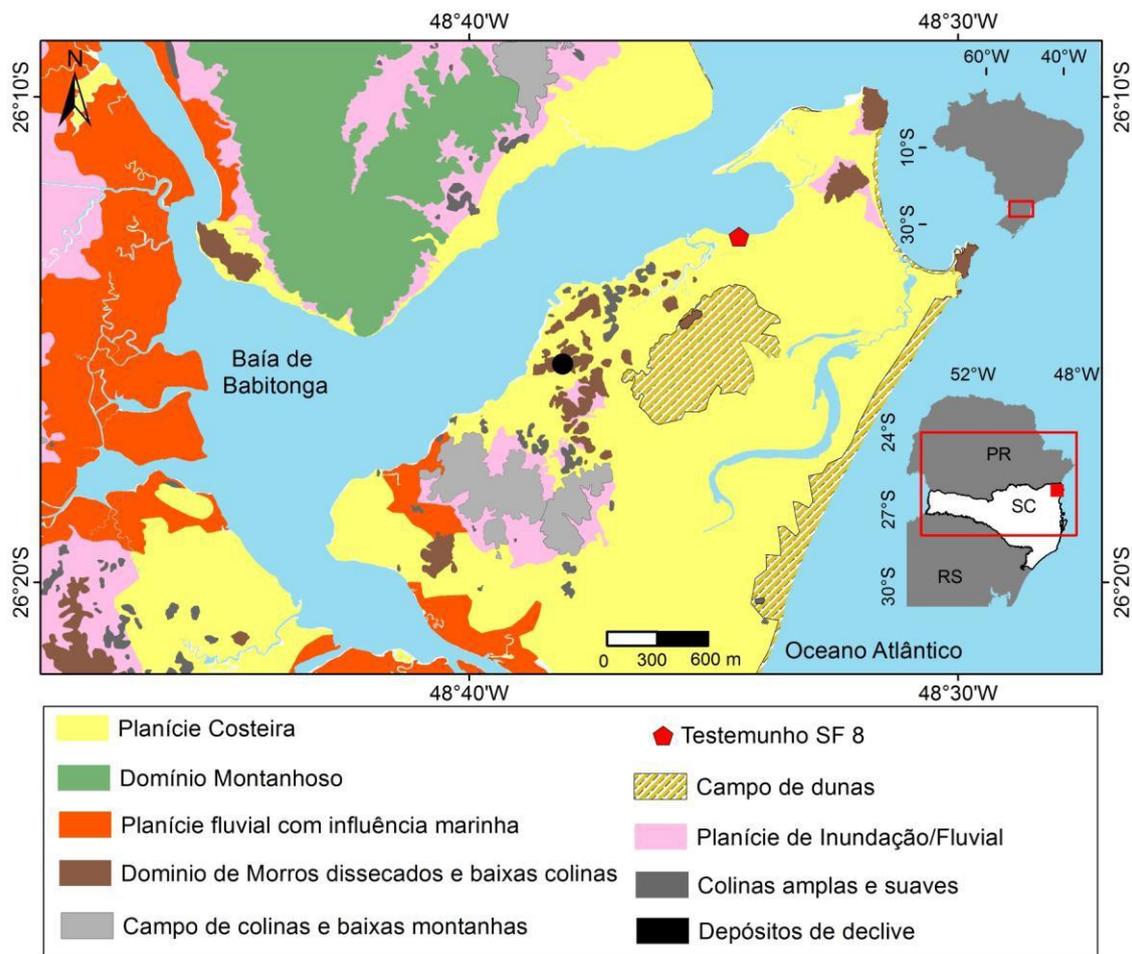


Figura 11: Mapa geomorfológico da área de estudo com destaque para o relevo de planície costeira, na qual foi coletado o testemunho sedimentar SF8. Fonte: Da autora.

3.7.1 domínio Morfoestrutural Depósitos Sedimentares

Esta unidade geomorfológica compreende as planícies costeiras representadas pelos depósitos holocênicos. Ela se formou a partir de antigas transgressões e regressões marinhas, nas quais ocorreram deposições sedimentares típicas das linhas de costa, que ocuparam esses ambientes durante o período quaternário, entre 12.000 e 5.000 AP (Angulo & Souza 2004).

Segundo a Embrapa (2004), esta unidade compreende áreas planas ou quase planas, sujeitas ou não a inundações periódicas, resultantes de acumulações fluviais, marinhas e lacustres, na qual as altitudes médias encontradas nas planícies litorâneas são em torno de 10 m, atingindo em alguns terraços mais interioranos até 30 metros

De acordo com a Embrapa (2004) os solos dominantes na área desta unidade geomorfológica são Gleis Pouco Húmicos, Areias Quartzosas Vermelho-Amarelas, Areias

Quartzosas Marinhas, Solos Orgânicos, Cambissolo gleico, Podzol e Solos Indiscriminados de Mangue.

3.7.2 Domínio Morfoestrutural Faixa de Dobramentos Remobilizados

Esta unidade geomorfológica compreende as regiões geomorfológicas de Escarpas e Reversos da Serra do Mar está representada, segundo a Embrapa (2004) por encostas de amplitude de até 800 metros e direção N-S, associados a vales encaixados de forte influencia de controle estrutural dada pelas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e pelas Suítes Graníticas intrusivas.

Segundo a Embrapa (2004) os solos desta unidade geomorfológica são rasos e pertencem às classes Cambissolo e Neossolos. A primeira classe corresponde a solos pouco desenvolvidos com horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial. As características destes solos variam muito de local para local em função das formas de relevo e das condições climáticas e pode incluir solos de rasos a profundos, de fortemente a imperfeitamente drenados, com horizonte incipiente B de textura franco-arenosa ou mais argilosa e a segunda classe os quais são denominado também chamados de Litólicos, que são solos pouco evoluídos com ausência de horizonte B diagnóstico e com menos de 30 cm de espessura caracterizados pela baixa modificação dos materiais originários em virtude da pequena expressão dos processos pedogenéticos (Embrapa 1999).

Os trabalhos de Rosa (2002), Gonçalves & Kaul (2002), IBGE (2004), Vieira & Horn Filho (2007) relacionam as unidades geomorfológicas do estado de Santa Catarina aos processos geológicos e morfodinâmicos. No quadro 1 é apresentada uma síntese dos tópicos abordados por estes autores para as unidades geomorfológicas das adjacências da área de estudo.

Quadro 1: Síntese dos trabalhos de Rosa (2002), Gonçalves & Kaul (2002), IBGE (2004) e Vieira & Horn Filho (2007) relacionados as unidades geomorfológicas de Santa Catarina.

Compartimento Geomorfológico	Unidades Geomorfológica	Feições Geomórficas	Morfometria	Litologia	Processos Morfodinâmicos
Serra do Mar	Encostas	- Escarpas (400-700m) - Interfluvios - Sopé Colúvio-Aluvial	20 - 1.320 m Declividade: 10 a 88°	Suíte intrusiva Serra do Mar	-Escoamento superficial -Movimento de Massa Rápida, deslizamentos
	Vales	-Terraços Fluviais - Planície de inundação	20 - 60 m 40-120 (180) m Declividade: 0-10°	Complexo Granulítico Santa Catarina	-Agradação Aluvial -Migração das Margens -Erosão Linear
Baixada Litorânea	Manguezal	- Franja - Ilha - Borda	1 m - 2 m	Depósitos de Mangue	-Inundação periódica -Deposição Sedimentar -Oxi-redução da matéria orgânica
	Planícies de maré	- Planícies de maré	2 m - 0 m	Depósitos Paleolagunares	-Inundação eventual -Subsidência -Oxi-redução da matéria orgânica
	Gamboas	-Canal interdistributário	0,5 - 2 m		-Fluxo Bidirecional -Solapamento das margens

CAPÍTULO 4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM

No período de 20 a 30 de setembro de 2016, no manguezal da margem leste da Baía de Babitonga (Fig. 12) do litoral Norte do estado de Santa Catarina, foi realizada a coleta de um testemunho sedimentar de coordenadas 48°34'28,263" W e 26°12'54,334" S denominado SF8 (Fig. 13A), o qual possui 2 metros de profundidade. A coleta foi realizada com a utilização de um *Amostrador Russo* (Fig. 13B).



Figura 12: A) Local de coleta do testemunho SF8, na margem leste da Baía de Babitonga, Norte de Santa Catarina. Fonte: Da autora.

Sub amostras foram retiradas do testemunho com o intuito de terem seu conteúdo polínico identificado, contabilizado (41 amostras) e datado (2 amostras). Além disso, foram retiradas amostras também para análises geoquímicas e sedimentares.

Após a coleta, ainda em campo, as amostras foram acondicionadas em tubos plásticos, envoltas em filmes de PVC (Fig. 13A), e mantidas sob temperaturas em torno de 4°C afim de impedir o crescimento de microrganismos. De acordo com Colinvaux *et al.* (1999) esses organismos podem interferir na datação do ^{14}C . Fungos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e podem trocar CO_2 com a

atmosfera, durante o processo de respiração, contaminando assim os sedimentos com carbono recente.

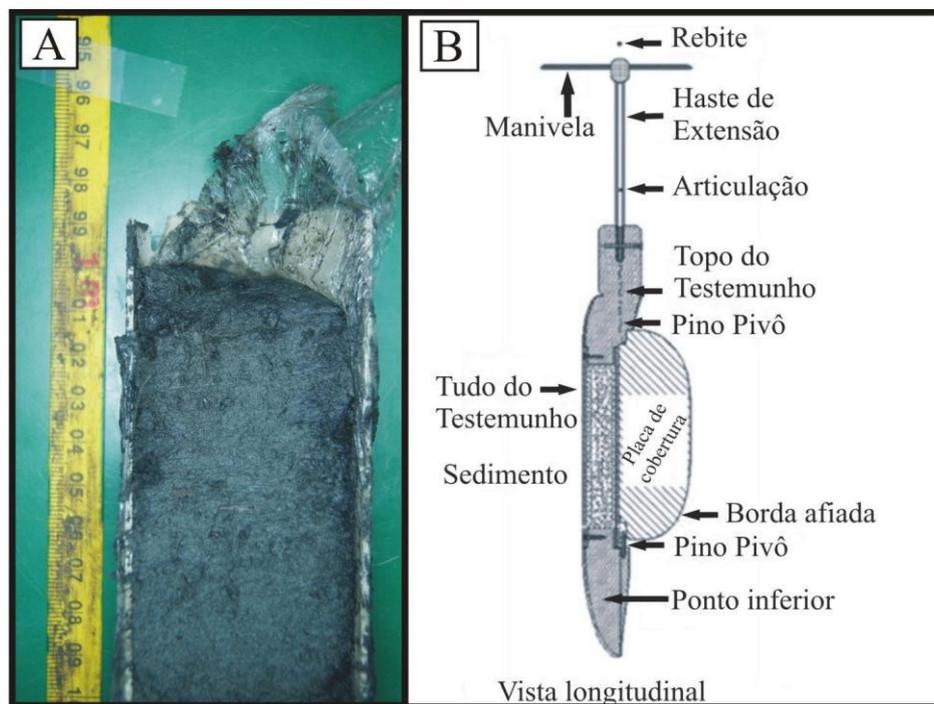


Figura 13: A) Porção do testemunho SF8 envolto, respectivamente, em filme de PVC e tubo plástico, após a abertura e B) *Amostrador Russo* utilizado na coleta do testemunho SF8. Fonte: Da autora.

4.2 ANÁLISE DE FÁCIES

Os depósitos siliciclásticos da margem leste da Baía de Babitonga (SC) foram analisados a luz do modelo proposto por Walker (1990, 1992), o qual propôs os seguintes critérios descritivos e interpretativos: (a) Individualização de fácies, que consiste no reconhecimento e descrição detalhada de geometria, estruturas sedimentares, texturas, composição litológica, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, bem como descrição dos processos geradores de tais características; (b) Associação de fácies, esta agrupa as fácies contemporâneas, correlacionadas geneticamente, conferindo a ela conotação ambiental e (c) Modelo deposicional, o qual é representado em bloco-diagrama e apresenta de forma geral os sistemas deposicionais referentes a determinadas associações de fácies, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais.

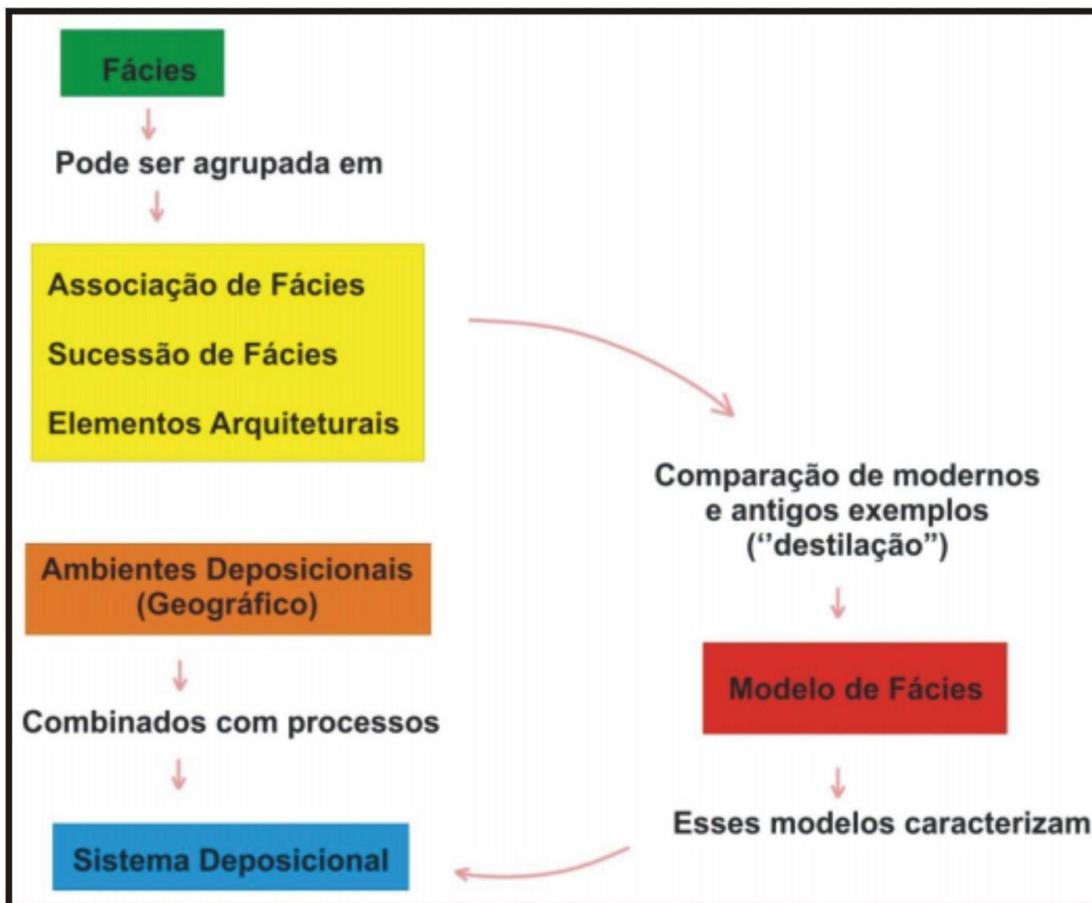


Figura 14: Relação entre fácies, ambientes deposicionais e sistemas. Fonte: Adaptado de Walker & James (1992).

A coloração do testemunho foi descrita com base na carta de cores de Munsell (Munsell Color 2009). Este sistema de cores foi criado pelo professor Albert H. Munsell no início do Século XX e classifica as cores em três componentes: Matiz, Valor e Cromo (Fig. 15).

O matiz é a cor espectral dominante e está relacionado ao comprimento de onda da luz que é refletida por um objeto e é dividido em cinco cores principais, vermelho (R-red), amarelo (Y-yellow), verde (G-green), azul (B-blue) e roxo (P-purple) e cinco cores intermediárias (YR - yellow-red, GY - green-yellow, BG - blue-green, PB - purple-blue e RP - red-purple). Nos solos os matizes mais comuns são R, Y e YR (vermelho, amarelo e vermelho-amarelo). A carta de cores Munsell para solos especifica 13 matizes em incrementos de 2,5 unidades. São eles 5R, 7,5R, 10R, 2,5YR, 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y, 5Y, 10Y-5GY, Gley 1, Gley 2 e White. Gley 1 e Gley 2 são tons de cinza.

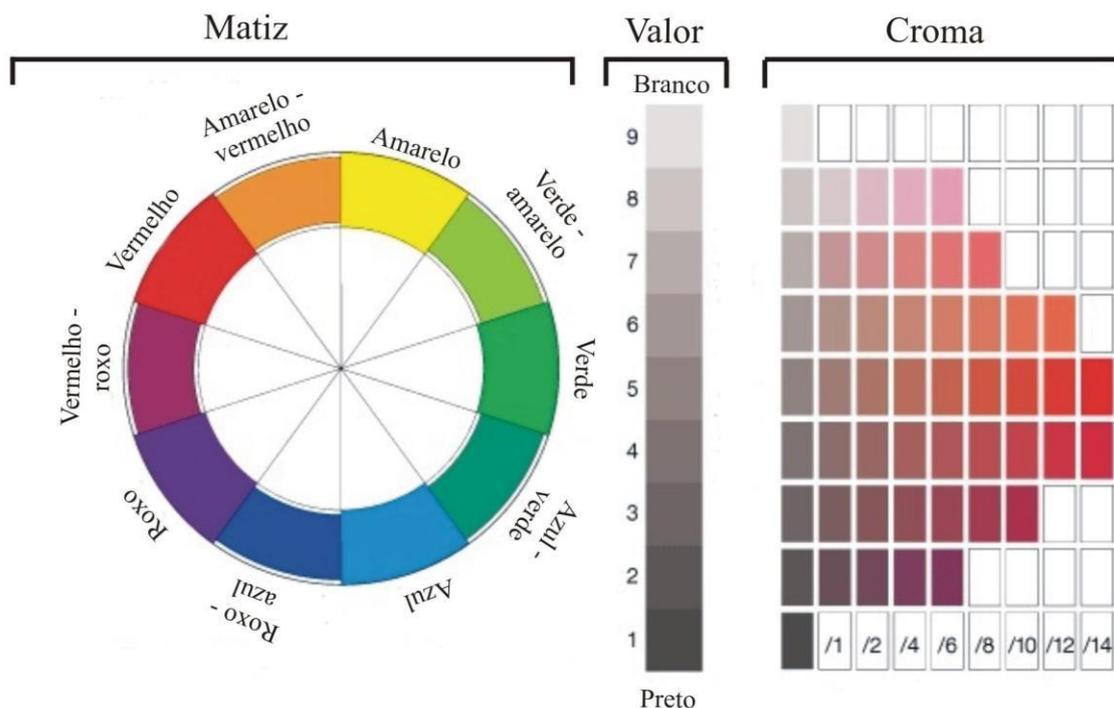


Figura 15: Sistema Munsell de cores. Fonte: Enciclopédia Britânica (2010).

Cada página do livro corresponde a um Matiz (Cleland 1921, Santos *et al.* 2005, Schaetzl & Anderson 2005, Soil Survey Division Staff 1993). O Valor é a luminosidade da cor. Está relacionado à intensidade de luz refletida, ou ao brilho. O valor é uma escala acromática que varia do preto absoluto (valor 0) ao branco absoluto (valor 10). Na carta de cores Munsell para solos o componente valor está disposto verticalmente em ordem decrescente do topo para o final de cada página (Cleland 1921, Santos *et al.* 2005, Schaetzl & Anderson 2005, Soil Survey Staff 1993).

O croma é a pureza da cor. Indica o grau de saturação da cor, ou seja, a pureza da cor em relação ao cinza. O croma varia de 0 (cores neutras: branco, cinza e preto) a 10 (cores mais vivas) em incrementos de duas unidades. Na carta de cores Munsell para solos o componente croma está disposto horizontalmente iniciando-se em 1 e normalmente chegando até 8 em ordem crescente da esquerda para a direita de cada página (Cleland 1921, Santos *et al.* 2005, Schaetzl & Anderson 2005, Soil Survey Staff 1993).

4.3 ANÁLISE DO TAMANHO DOS GRÃOS POR DIFRAÇÃO A *LASER*

A análise granulométrica foi realizada em quarenta e uma amostras com base na distribuição de Wentworth (1922). Essas amostras foram tratadas quimicamente com peróxido de hidrogênio (10%) para remover a matéria orgânica e o ultra-som para dispersar as partículas sedimentares antes da leitura pelo *laser*. O tamanho dos grãos de sedimento foi determinado por difração a *laser* em um *Laser Particle Size SHIMADZU SALD 3101* (Fig. 16). Os gráficos foram desenvolvidos com base no *SysGran 3.0* (Camargo 1999). Baseados nas análises granulométricas foram realizadas análises estatísticas com o auxílio do *software Sysgran 3.0*. Foram calculados os parâmetros estatísticos clássicos de Folk & Ward (1957).

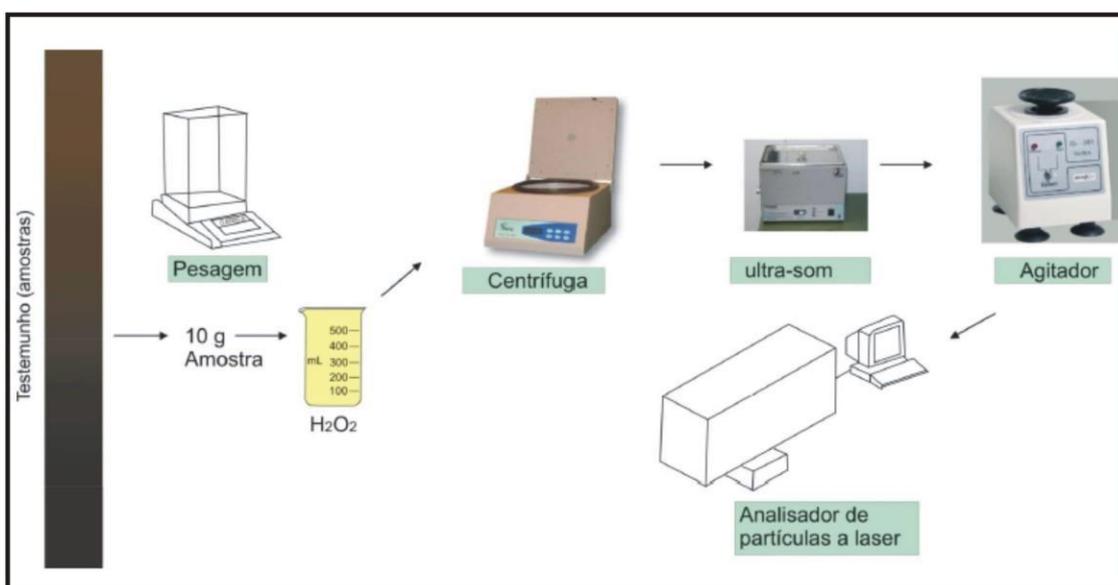


Figura 16: Modelo esquemático do pré-tratamento das amostras para serem lidas pelo analisador de partículas a laser (França 2010).

4.4 ANÁLISE DA DINÂMICA SEDIMENTAR

Os dados gerados no *SysGran 3.0* (Camargo 1999) foram utilizados para gerar os diagramas de Pejrup (1988) com o intuito de analisar a relação da distribuição sedimentar e a hidrodinâmica local. Este autor utilizou o teor de argila presente nos sedimentos para delimitar as áreas do diagrama referentes á hidrodinâmica (Fig. 17), onde I, II, III e IV indicam respectivamente ambiente com condições hidrodinâmicas muito baixas, moderadas, altas e muito altas. A divisão sedimentar (seções A, B, C e D) é efetuada a partir do conteúdo de areia presente nos sedimentos. A linha de 10% de areia é escolhida por esse autor, pelo motivo que tal conteúdo de areia em sedimentos lamosos é insignificante em termos de dinâmica ao passo que a linha de 90% de areia

foi escolhida devido à perda do caráter coesivo por sedimentos com tal características. Finalmente a linha de 50% de areia foi escolhida para dividir o grupo central em duas partes iguais. Desta forma o referido autor dividiu o diagrama em 16 grupos, nomeados por letras que indicam o tipo de sedimento e por números que indicam as condições hidrodinâmicas reinantes durante a deposição.

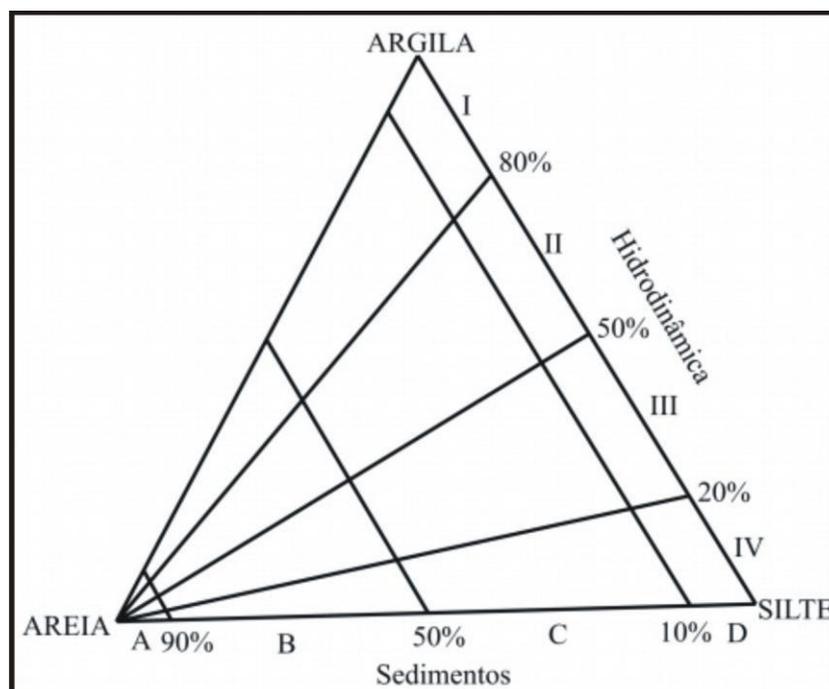


Figura 17: Diagrama da composição dos sedimentos *versus* hidrodinâmica do ambiente deposicional. Fonte: Pejrup (1988).

4.5 MAPA VEGETACIONAL

As unidades geobotânicas presentes no mapa vegetacional foram individualizadas no software *Arc Gis* a partir de uma base de dados *online* denominada *World Imagery*, a qual foi atualizada em junho de 2017 e é composta por imagens de satélite e aéreas com aproximadamente 1 metro de resolução. Os demais mapas foram confeccionados a partir de *shapes* de diversas bases de dados de instituições como a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

4.6 ANÁLISE POLÍNICA

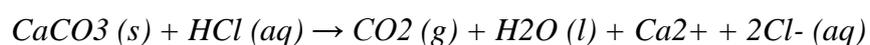
4.6.1 tamento Químico das Amostras

No tratamento químico das amostras do presente trabalho seguiu-se o protocolo padrão de Colinvaux *et al.* (1999). Nesse contexto foram utilizados 1 cm³ de amostra para cada profundidade no intervalo de 5 cm em um tubo de ensaio tipo Falcon de propileno de 15 ml. Após cada etapa de adição de ácido o conteúdo foi misturado, centrifugado (2500 rotações por minuto - RPM) durante 5 minutos e decantado. Após a decantação o material era sucessivamente lavado com água destilada para a completa remoção dos ácidos utilizados.

Além das amostras de 1 cm³ foram adicionados também ao tubo de ensaio pastilhas de marcadores exóticos denominados *Lycopodium* (Stockmarr 1971) para efetuar o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano). Cada pastilha do referido marcador contém aproximadamente 10.600 esporos marcadores de *Lycopodium*. Segundo Colinvaux *et al.* (1999) ao final da contagem polínica a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original.

4.6.1.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Para remover o carbonato (CO₃) presente nas amostras e diluir a matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, é utilizado o ácido Clorídrico (HCl) à 10%. A reação de dissolução ocorre conforme a reação abaixo:

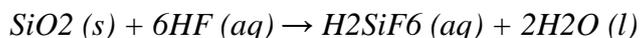


Utilizou-se um bastão (para cada amostra) para misturar as amostras com o ácido supracitado em um tubo de ensaio. Esse material foi homogeneizado por meio de centrifugação durante 5 minutos. O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o sobrenadante se tornou incolor. Em seguida essas amostras foram encaminhadas para a segunda etapa do tratamento químico.

4.6.1.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

A adição do ácido fluorídrico (HF) foi realizada com o intuito de remover a sílica (SiO₂) presente nas amostras. Foram adicionados cerca de 10 ml do referido ácido

em cada tudo de ensaio e assim permaneceram por 24 horas. Nessa etapa as amostras foram mantidas na capela de exaustão devido aos gases que são produzidos e expelidos durante a seguinte reação:



Após as primeiras 24 horas de reação do ácido fluorídrico com as amostras, elas foram lavadas diversas vezes com água destilada e centrifugadas para separar do sobrenadante. Após a retirada total de HF, as amostras ficaram em repouso por mais 24 horas para seguirem para a próxima etapa.

4.6.1.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$)

Esse tratamento consiste na preparação das amostras para a etapa seguinte. Nessa etapa a finalidade é retirar a água presente nas amostras (e nas paredes do tubo de ensaio) para que não haja desperdício de ácido sulfúrico (H_2SO_4) na etapa seguinte. O ácido acético glacial ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$) reagiu com as amostras e dessa forma retirou a água presente nas mesmas. Essa etapa não precisa ultrapassar 15 minutos para atingir sua finalidade.

4.6.1.4 Tratamento com Acetólise (H_2SO_4 e $\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_3$)

O tratamento químico denominado de acetólise é importante para remover as impurezas (celulose e polissacarídeos) que muitas vezes mascaram as estruturas internas dos grãos de pólen e dessa forma dificultam a correta identificação taxonômica. Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de $\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_3$, primeiramente, por volume para uma parte de H_2SO_4 concentrado. Em seguida é adicionado cerca de 10 ml da solução às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até o completo escurecimento do líquido contido nos tubos. Após este procedimento foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem, durante duas vezes, em seguida o material foi lavado com álcool absoluto ($\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$), sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml para facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para os frascos plásticos (*ependorf*).

4.6.2 Preparação de Lâminas

Com uma pipeta despeja-se uma gota de glicerina sob a lâmina e com outra pipeta deposita-se uma gota do conteúdo polínico previamente tratado sobre a gota de glicerina. Após a união desses conteúdos é colocado uma lamínula sobre eles e para selar as margens da interface lâmina-lamínula utiliza-se esmalte incolor.

4.6.3 entificação Polínica

A identificação polínica foi desenvolvida com base nas descrições morfológicas dos grãos de pólen publicadas por Behling (1993), Roubik & Moreno (1991) e Conlinvaux *et al.* (1999). Além destas publicações utilizou-se também o banco de dados presente no *software Graphic Neotropical Pollen Key*, assim como a base de dados da palinoteca do Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA-USP). Para a confecção dos diagramas polínicos baseados em cálculos estatísticos utilizou-se o *software Tiliagraph* e para análise de “Cluster” foi utilizado o CONISS de acordo com Grimm (1987).

4.7 RAIOS-X DOS TESTEMUNHOS DE SEDIMENTOS

O testemunho foi radiografado na faixa do comprimento de onda entre 10 e 0,01 nanômetro (Raios-X) com o intuito de registrar eventuais estruturas internas preservadas nos depósitos sedimentares (Fig. 18), uma vez que a presença de grande quantidade de lama orgânica e alta concentração de fragmentos vegetais podem mascarar algumas estruturas sedimentares a olho nu.

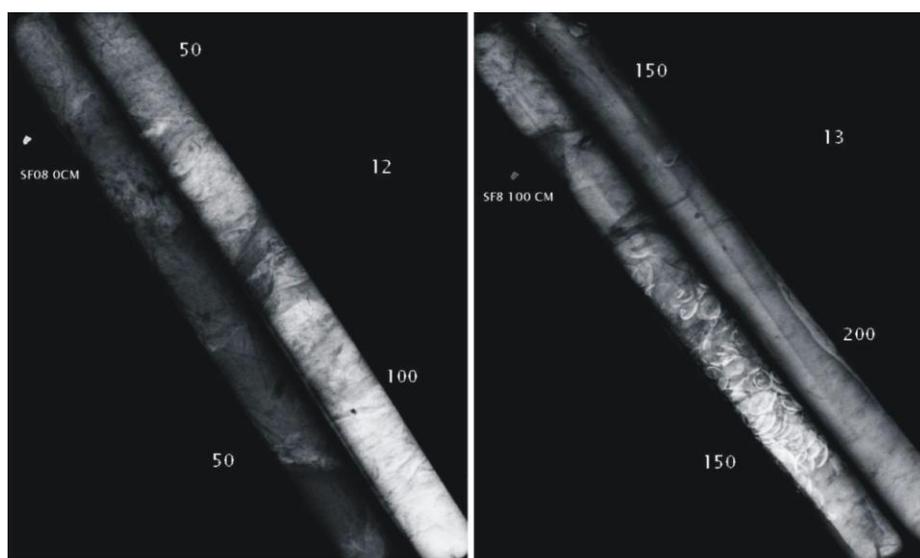


Figura 18: Radiografias do testemunho SF8 com estruturas internas visíveis e conteúdo fossilífero denso próximo à 150 cm. Fonte: Da autora.

4.8 DATAÇÕES POR ^{14}C

Duas amostras de matéria orgânica foram selecionadas para a datação de ^{14}C com cerca de 10 g cada. Foram retiradas mecanicamente fragmentos de conchas, sementes e raízes a fim de evitar a contaminação de tais amostras. O pré- tratamento das amostras envolveu a utilização de HCl 2% para a remoção de carbonatos e desidratação em estufa à 40°C, para posterior extração de CO_2 . O tratamento inicial foi realizado no Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo (CENA-USP) e o processo de grafitação foi realizado no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). No Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia (UGAMS) as amostras foram datadas por Espectrometria de Aceleração de Massa (AMS).

4.8.1 Grafitação

O processo de grafitação seguiu o protocolo apresentado por Macario (2003), o qual consiste na produção de grafite por meio da redução catalítica do gás CO_2 obtido por meio da combustão das amostras orgânicas. O gás foi injetado em uma linha de vácuo e transferido para o tubo de grafitação (Fig. 19).

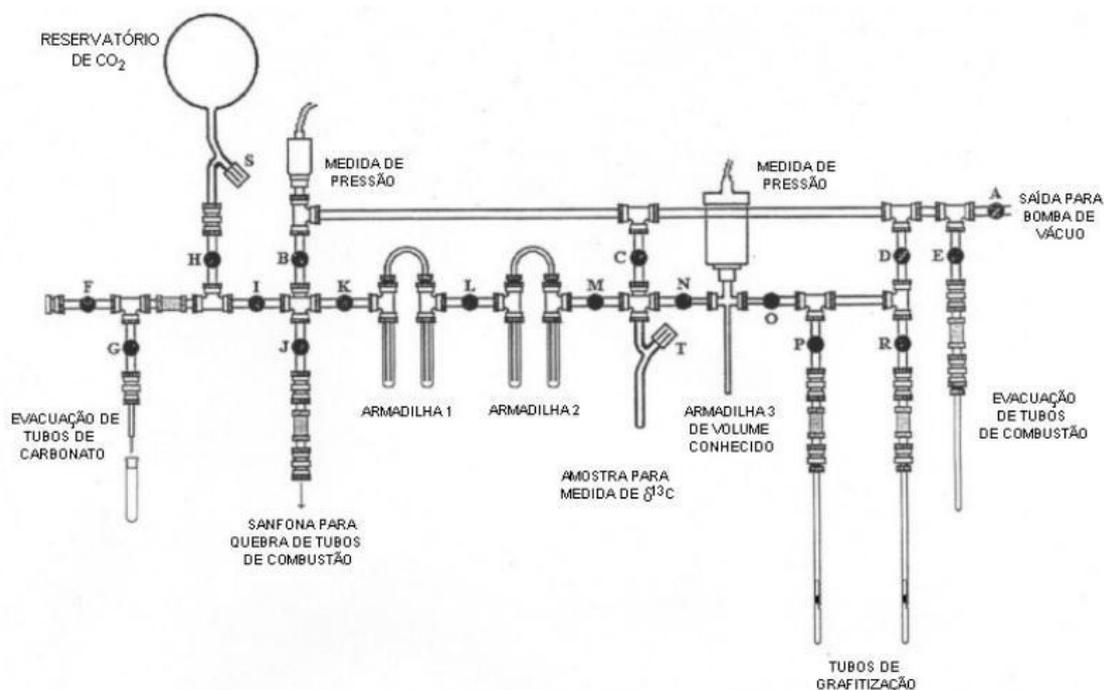


Figura 19: Esquema de montagem de uma linha de grafitação. Fonte: Mueller (2000).

O tubo de grafitização consiste em um tubo de quartzo de 6 mm com, aproximadamente 30 cm de comprimento, contendo outro tubo de quartzo de 3 mm em seu interior. No procedimento são utilizados zinco metálico e ferro. As reações para a formação do grafite encontram-se abaixo:

O monóxido de carbono decompõe-se formando grafite na reação catalisada pelo ferro:



4.8.2 Calibração

As idades de ^{14}C foram normalizadas (valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ VPDB e exibidas como anos calibrados, anos Cal AP, 2σ) utilizando o *software* CALIB 7.10 (Reimer *et al.* 2013). A curva de calibração utilizada é a IntCal13 (Fig. 20) de Reimer *et al.* (2013). Para os valores médios, foram utilizados os resultados apresentados no *software* CALIB 7.10 (Median Probability).

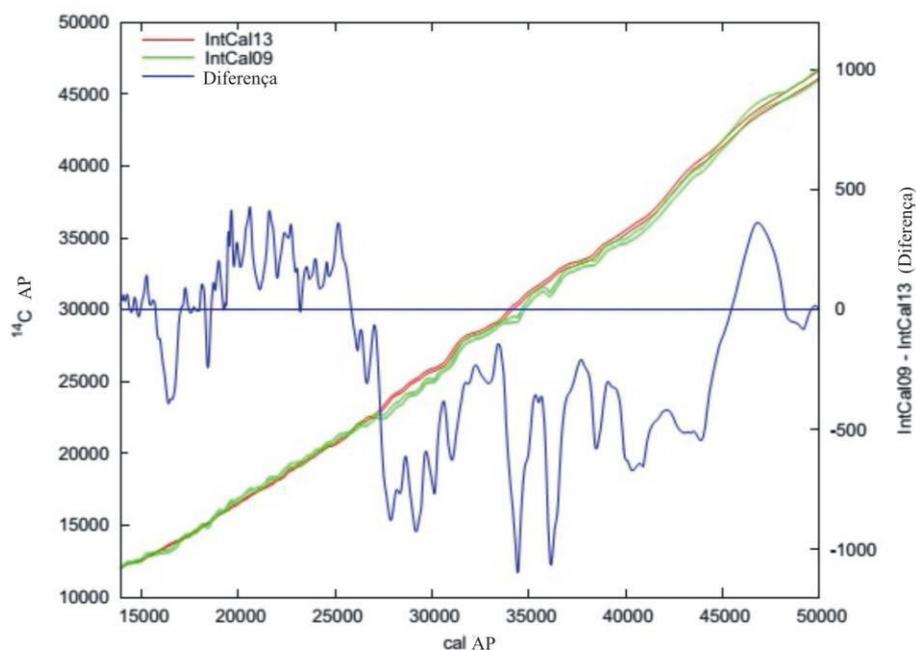


Figura 20: Curva de calibração IntCal13 utilizada na presente pesquisa. Fonte: Reimer *et al.* (2013).

CAPÍTULO 5 RESULTADOS

5.1 IDADES E TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO DO TESTEMUNHO SF8

As idades de ^{14}C revelaram que o testemunho SF8 representa um registro sedimentar de pelo menos mais de 1.258 anos Cal AP (Quadro 2). As taxas de sedimentação calculadas foram 0,91 mm/ano (0-60 cm) e 0,82 para (60-115 cm). Dessa forma o testemunho apresenta idade de 606 anos Cal AP (da superfície até 60 cm) e 1.285 anos Cal AP (de 60 cm até 115 cm).

Quadro 2: Profundidade, material e idades ^{14}C calibradas (Calib 7.10; Reimer *et al.* 2013) para o testemunho SF8. As amostras foram grafitadas no LACUFF e datas na UGAMS.

Código e número do laboratório	Amostra e Profundidade (cm)	Material analisado	Idades (^{14}C anos AP., 1σ)	Idades (anos Cal AP., 2σ)	Média das idades (anos Cal AP)
UGAMS-28837	SF8 (60-65)	Matéria Orgânica	591 ± 24	583-649	606
UGAMS-28838	SF8 (115-120)		1.345 ± 23	1.258-1.305	1.285

Fonte: Da autora.

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E CONTEÚDO POLÍNICO

O testemunho SF8 coletado na margem leste da Baía de Babitonga, possui 2 metros de profundidade de depósitos holocênicos. A análise sedimentar permitiu a individualização de seis fácies (Tabela 2), as quais foram agrupadas em três associações de fácies: Canal de maré (AF1), Planície de maré (AF2) e Manguezal (AF3). Foram identificados dois ciclos granodrecrescente ascendente, o primeiro de 200 cm a 100 cm e o segundo de 100 cm até a superfície.

Tabela 2: Fácies e associação de fácies dos depósitos holocênicos do testemunho SF8.

Fácies	Descrição	Processos	AF
Lama Maciça (Mm)	Depósito de 60 cm de lama de coloração marrom muito escuro com fragmento de folhas e raízes.	Deposição a partir de suspensão em condições de baixa energia	Manguezal (AF3)
Acamamento Heterolítico Lenticular (Hl)	Depósitos com 15 cm de espessura de areia e argila de coloração cinza esverdeado muito escuro com bioturbação e fragmentos de raízes.	Alternância entre processos de suspensão e tração.	
Acamamento heterolítico wavy (Hw)	Depósitos com 50 cm de espessura de argila e areia de coloração amarelo -acastanhado 6/8 com fragmentos de conchas raízes, folhas e troncos de arvores.	Alternância entre processos de suspensão e tração.	Planície de Maré(AF2)
Acamamento heterolítico Flaser (Hf)	Depósitos com 15 cm de espessura de areia e argila de coloração cinza esverdeado escuro com fragmentos de folhas	Alternância entre processos de suspensão e tração.	
Areia com estratificação cruzada (Sc)	Areia média com de estruturas ondulas /estratificação cruzada e 20 cm de espessura.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	Canal de Maré (AF1)
Areia com estratificação plano-paralela (Sp)	Areia média a fina com estratificação plano paralela e 30 cm de espessura	Migração de lençóis arenosos sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior.	

Fonte: Da autora

5.2.1 sociação de Fácies Canal de Maré (AF1)

Os depósitos de AF1 compõem a base do testemunho SF8, englobam as camadas tabulares e lateralmente contínuas de areia com estratificações cruzadas (fácies Sc) e areia com estratificação plano-paralela (fácies Sp), as quais representam uma sucessão de 50 cm de espessura e ocorrem entre o intervalo de 200 a 150 cm. No entanto, há poucas laminações de lama intercaladas e espaçadas de coloração cinza esverdeado muito escuro no intervalo 150 cm até 165 cm. Dessa forma esse pacote sedimentar (Fig. 21) é composto por areia (18-100%) com níveis de argila (0-64%) e silte (0-18%). Na base dessa associação ocorre a fácies Sp com 30 cm de espessura e sotoposta a ela ocorre a fácies Sc com 20 cm. Essas fácies possuem granulometria que variam de areia grossa a média e possuem coloração amarelo acastanhado (6/8). O conteúdo microfossilífero de AF1 restringe-se a valvas desarticuladas de moluscos bivalves. O contato da AF1 com AF2 é transicional e marcado pela presença de areia fina, argila e silte.

O conteúdo polínico dessa fácies é composto por quatro grupos ecológicos, dentre eles: ervas (5-68%), árvores (2-16%), palmeiras (1-18%) e esporos (5-25%). O campo herbáceo é representado principalmente por Poaceae (3-69%), Asteraceae (1-10%). A vegetação arbustiva (Fig. 20) é composta principalmente por *Alchornea* (1-10%), *Ílex* (1-11%), *Hedyosmum* (1-10%), Fabaceae (1-10%), Myrsinaceae (0-2%), Moraceae (1-9%), Euphorbiaceae (1-4%) e Apocynaceae (0-2%). As palmeiras, representadas pela Arecaceae, perfazem o cenário polínico com valores que variam de 1 a 21%. Os esporos (Fig. 21) são representados principalmente por monoete psilado (3-22%) e trilete psilado (1-18%). Grãos de pólen da assembléia polínica típica de manguezal (*Avicennia*, *Laguncularia* e *Rhizophora*) não foram observados nessa associação de fácies.

5.2.2 sociação de Fácies Planície de Maré (AF2)

Os depósitos de AF2 compõem a porção central do testemunho SF8. Englobam as camadas tabulares e lateralmente contínuas de ritmitos, representados nessa associação pelas fácies Acamamento Heterolítico *Flaser* (Hf) e Acamamento Heterolítico *Wavy* (Hw), os quais perfazem uma sucessão de 65 cm de espessura com ocorrência entre o intervalo de 150 a 85 cm. Nesse contexto os depósitos holocênicos da associação de fácies AF2 (Fig.21) é composto por camadas de areia (15-100%) que se alteram entre silte (0-65%) e argila (0-18%).

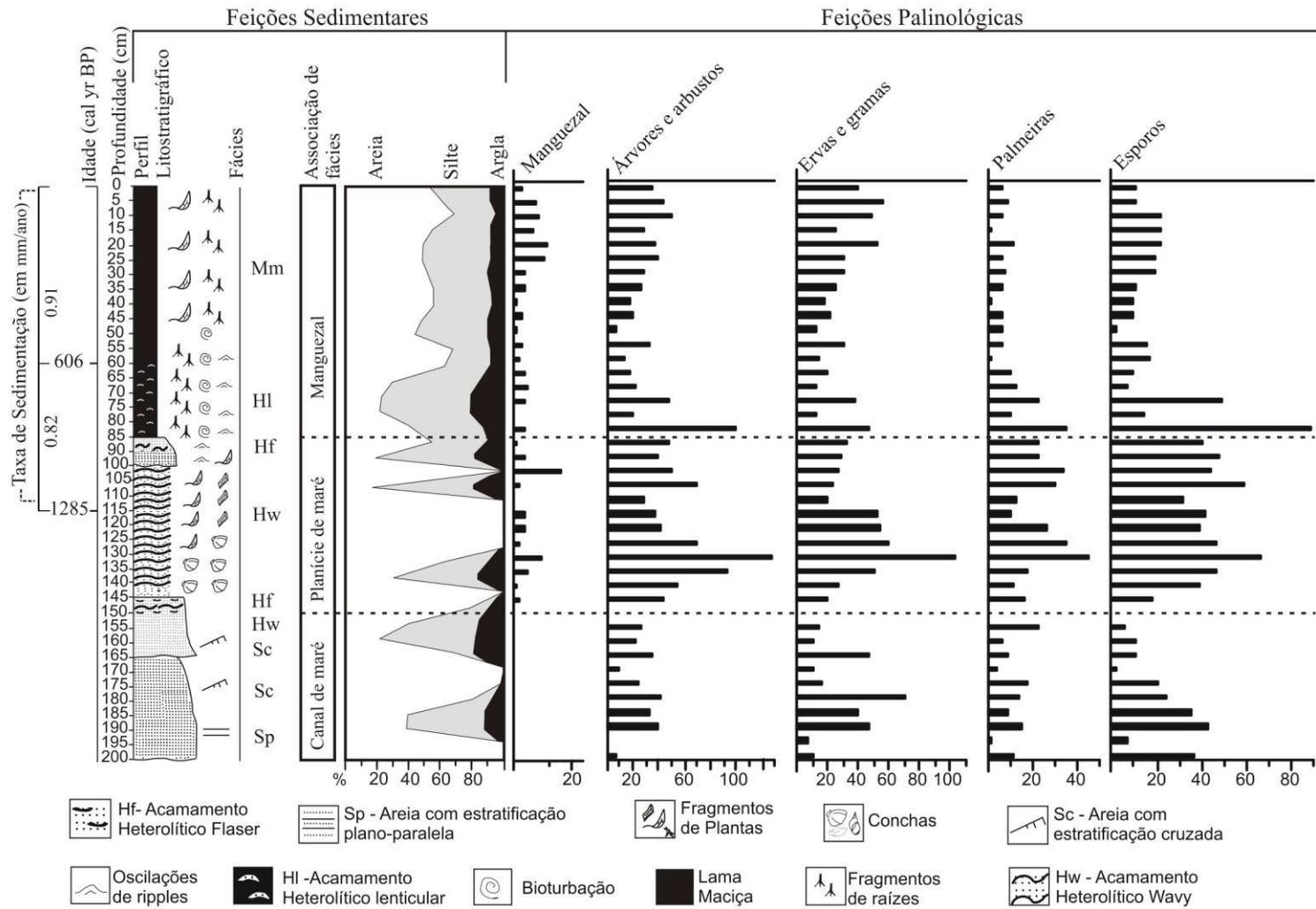


Figura 21: Associações de fácies do testemunho SF8 associados ao conteúdo polínico do testemunho SF8. Fonte: Da autora.

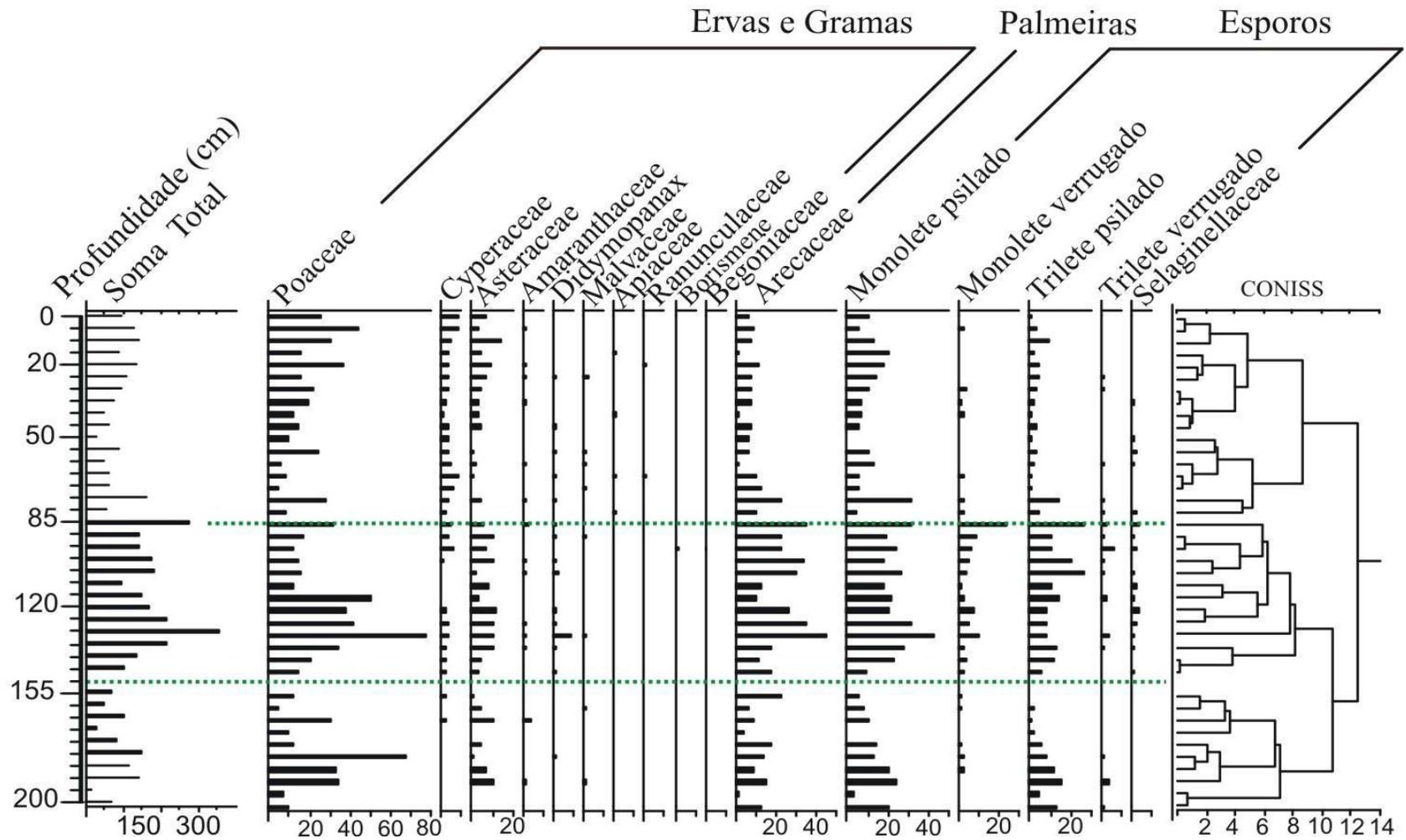


Figura 23: Conteúdo polínico de ervas, gramas, palmeiras e esporos do testemunho SF8. Fonte: Da autora.

Na base dessa associação ocorre a fácies Hf com 15 cm de espessura e sotoposta a ela ocorre a fácies Hw com 50 cm (Fig. 21). Além do conteúdo de silte e argila, essas fácies são compostas por areia de granulometria fina e coloração que varia de cinza esverdeado escuro (4/1 10Y) de 85 cm até 100 cm, cinza esverdeado muito escuro (3/1 10Y) de 100 cm até 142 cm e amarelo acastanhado (6/8) de 142 cm até 150 cm. Essa associação de fácies possui conteúdo microfossilífero que incluem fragmentos de plantas/troncos e expressivo quantitativo de conchas de moluscos bivalves. O contato de AF2 com AF3 é transicional e marcado pela presença de areia fina e pequenas lentes de lama.

Nessa associação o principal resultado é o início da instalação do manguezal (1-20%) com a ocorrência de grãos de pólen de *Laguncularia* (1-20%) e *Avicennia* (0-2%). Ao longo da AF2 a *Laguncularia* apresenta-se de forma contínua, enquanto que *Avicennia* ocorre de forma pouco expressiva e espaçada (Fig. 20). Os demais grupos ecológicos, como as ervas (0-80%), árvores (0-60%), palmeiras (0-45%) e esporos (0-84%), atingem valores máximos (Fig. 22 e 23).

As gramíneas são representadas majoritariamente por Poaceae (0-80%), Cyperaceae (0-6%), Asteraceae (0-12%) e *Didymopanax* (0-10%). No cenário arbóreo (Fig. 20) predominam *Alchornea* (5-58%), Fabaceae (1-20%), *Hedyosmum* (1-10%), Melastomataceae/Combretaceae (0-10%), *Ílex* (0-8%), Rubiaceae (0-9%), Myrsinaceae (0-4%). Outros representantes desse cenário como Anacardiaceae, Myrtaceae, Podocarpus, Sebastiana e Moraceae/Urticaceae variaram entre 0 e 3%. Apocynaceae e *Celastraceae Peritasa* apresentaram quantitativos que oscilaram entre 0 e 2%, enquanto que o gênero *Alnus* variou entre 0-1% (Fig. 23). As palmeiras, representadas por grãos de pólen da família Arecaceae, variaram entre 10 e 44%. Os esporos (Fig. 23) são representados, nessa associação, por monoete psilado (10-42%), trilete psilado (8-24%), monoete verrugado (1-11%) e *Sellaginaceae* (1-3%).

5.2.3 socição de Fácies Manguezal (AF3)

Os depósitos dessa associação compõem o topo do testemunho de estudo e englobam as camadas tabulares e lateralmente contínuas de argila (0-64%), silte (0-18%) que contém lentes de areia (20-60%). São compostos pelas fácies Acamamento Heterolítico Lenticular (Hl) e Lama Maciça (Mm), ocorre entre o intervalo de 85 cm e a superfície. O conteúdo microfossilífero contém fragmentos de raízes e plantas, além de bioturbações. A coloração dessa fácies varia de marrom muito escuro (2.5/2) da

superfície até 50 cm e cinza esverdeado muito escuro (3/1 10Y) de 50 cm até 85 cm. Nessa associação observou-se que a floresta de manguezal (1-16%) (Fig. 24A), outrora composta apenas por *Laguncularia* (0-10%) (Fig. 22B) e *Avicennia* (0-1%), ganhou uma nova componente: *Rhizophora* (0-10%) (Fig. 22C).

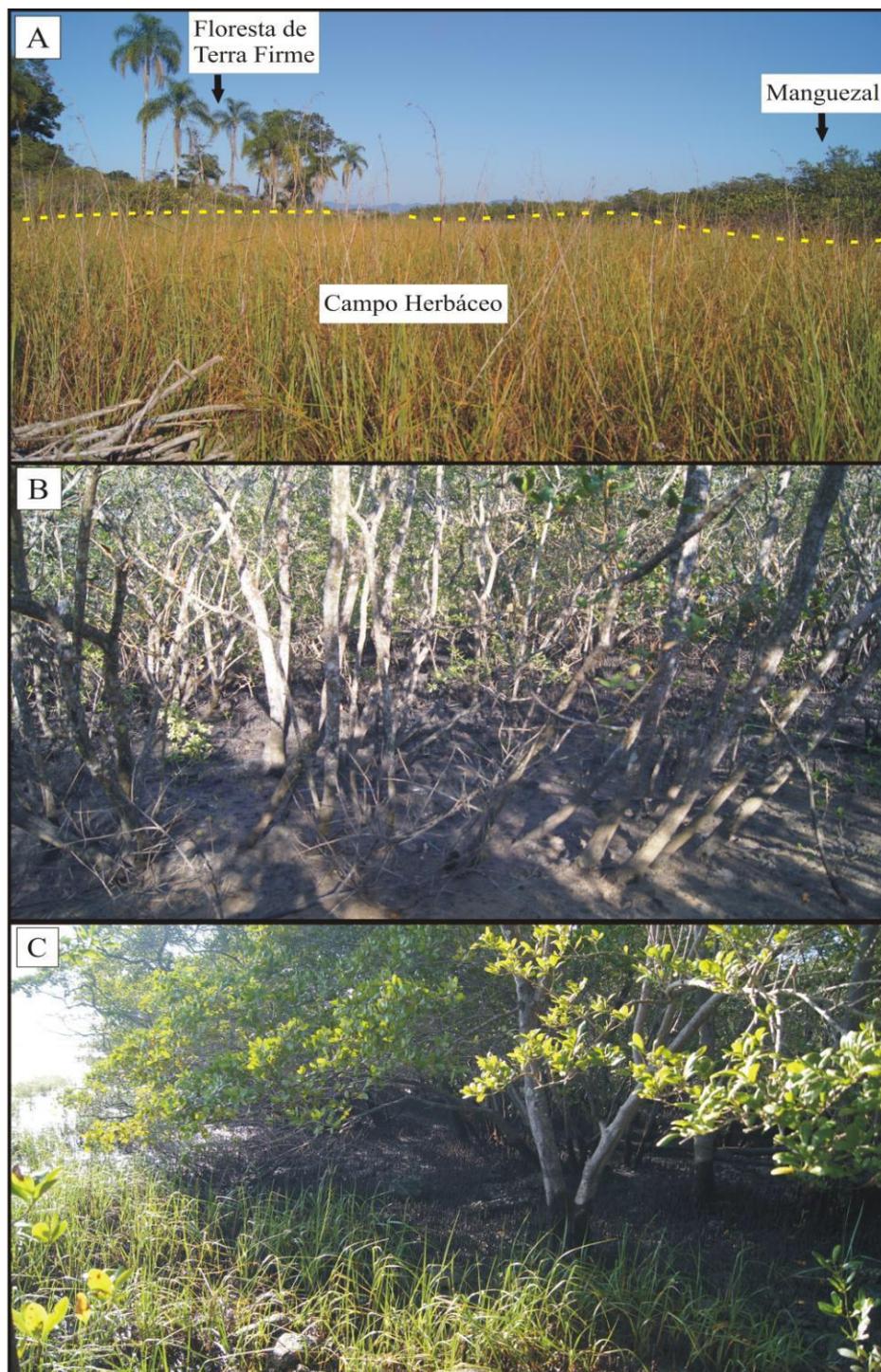


Figura 24: A) Disposição atual do manguezal da margem lesta da Baía de Babitonga e sua relação espacial com o campo herbáceo e a floresta de terra firme. Porção do manguezal colonizado por *Laguncularia* (B) e *Avicennia* (C). Fonte: Da autora.

Árvores e arbustos (4-30%), gramas e ervas (1-44%), palmeiras (1-23%) e esporos (1-31%) compõem o cenário vegetacional dessa associação juntamente as florestas de manguezais (Fig. 21). As árvores e os arbustos presentes nessa associação (Fig. 20). são representados essencialmente por *Alchornea* (1-30%), *Ílex* (0-2%), Myrsinaceae (0-4%), Melastomataceae/Combretaceae (0-12%), Moraceae (0-10%), Myrtaceae (0-5%), Podocarpus (0-5%). O campo herbáceo (Fig. 21) é composto predominantemente por Poaceae (3-48%), Cyperaceae (1-5%) e Asteraceae (0-12%). Os esporos são representados por monoete psilado (0-31%) e trilete psilado (0-28%).

5.3 DINÂMICA SEDIMENTAR

5.3.1 Dinâmica Sedimentar do Canal de Maré (AF1)

As amostras da associação de fácies de Canal de Maré revelaram que a hidrodinâmica desse ambiente deposicional variou predominantemente entre muito alta (IV-A), alta (III-B) e moderada (II-B), com níveis de areia correspondentes a mais de 90% e 50% (Fig. 25). Pontualmente, os sedimentos que caracterizam os grupos III-C e IV-C correspondem a um ambiente hidrodinamicamente mais calmo que os demais.

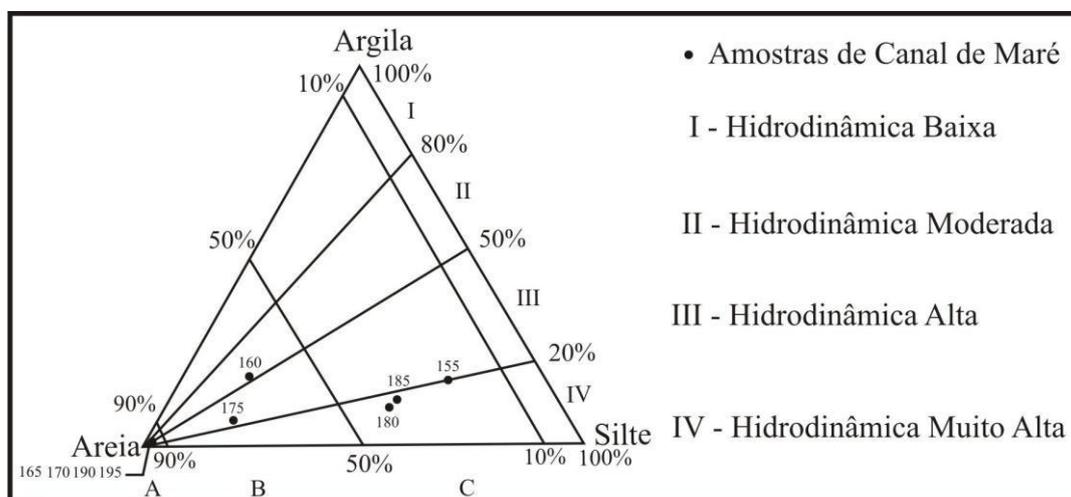


Figura 25: Diagrama de Pejrup (1988) com as condições hidrodinâmicas da associação de fácies Canal de Maré (AF1). Fonte: Da autora.

5.3.2 Dinâmica Sedimentar da Planície de Maré (AF2)

As condições hidrodinâmicas da associação de fácies de Planície de Maré (AF2) revelam alternância entre ambientes hidrodinamicamente mais e menos energéticos. Os ambientes energéticos variaram de muito alto (IV-A e IV-B) a alto (III-B) com níveis de areia superiores à 90% e 50% (Fig. 26). As amostras do grupo IV-C e

III-C possuem valores de silte e argila maiores que as amostras dos grupos anteriormente citados e desta forma correspondem a um ambiente hidrodinamicamente menos energético.

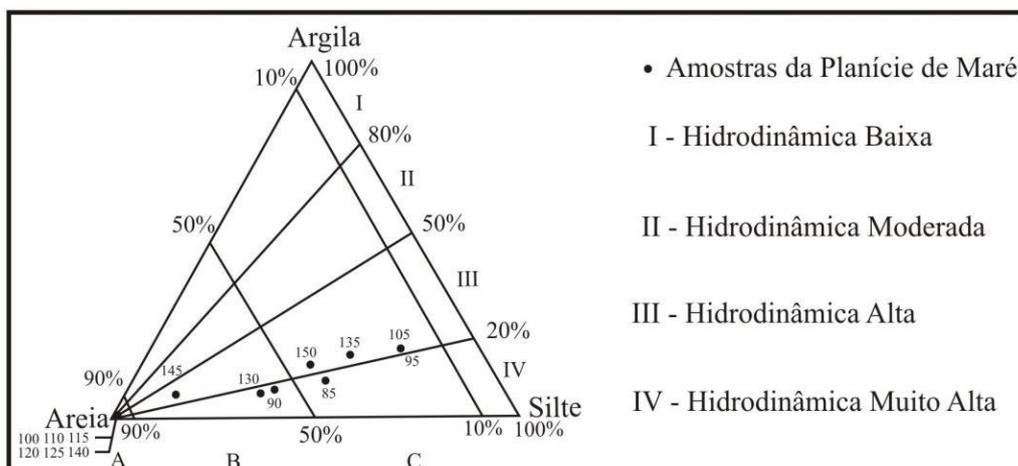


Figura 26: Condições hidrodinâmicas da associação de fácies Canal de Maré (AF2) baseado em Pejrup (1988). Fonte: Da autora.

5.3.3 nâmica Sedimentar do Manguezal (AF3)

Semelhantemente às condições da associação de fácies Planície de Maré, as condições hidrodinâmicas da associação de fácies Manguezal (AF3) variaram de muito alta (IV-B) a alta (III-B). As amostras do grupo IV-C e III-C (Fig. 27) correspondem a um ambiente mais calmo que os ambientes previamente citados.

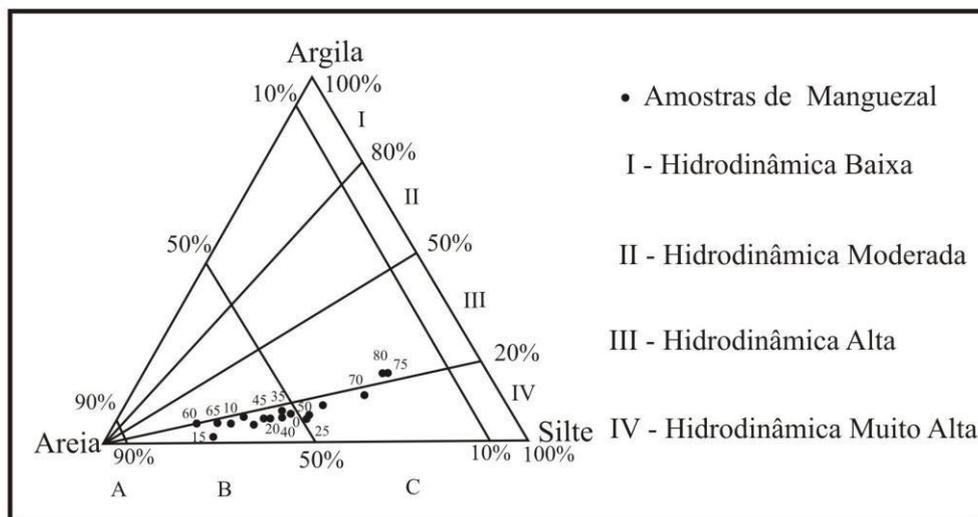


Figura 27: Condições hidrodinâmicas da associação de fácies de canal de maré (AF3) de acordo com o diagrama triangular de Pejrup (1988). Fonte: Da autora.

5.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA

Os dados geoquímicos indicaram que em direção ao topo do perfil estratigráfico ocorreu aumento de Carbono Orgânico Total (COT), bem como aumento de Nitrogênio Total (NT) e aumento na razão C/N. O coeficiente de correlação (R^2) entre os dados geoquímicos está muito próximo de 1 (Fig. 28).

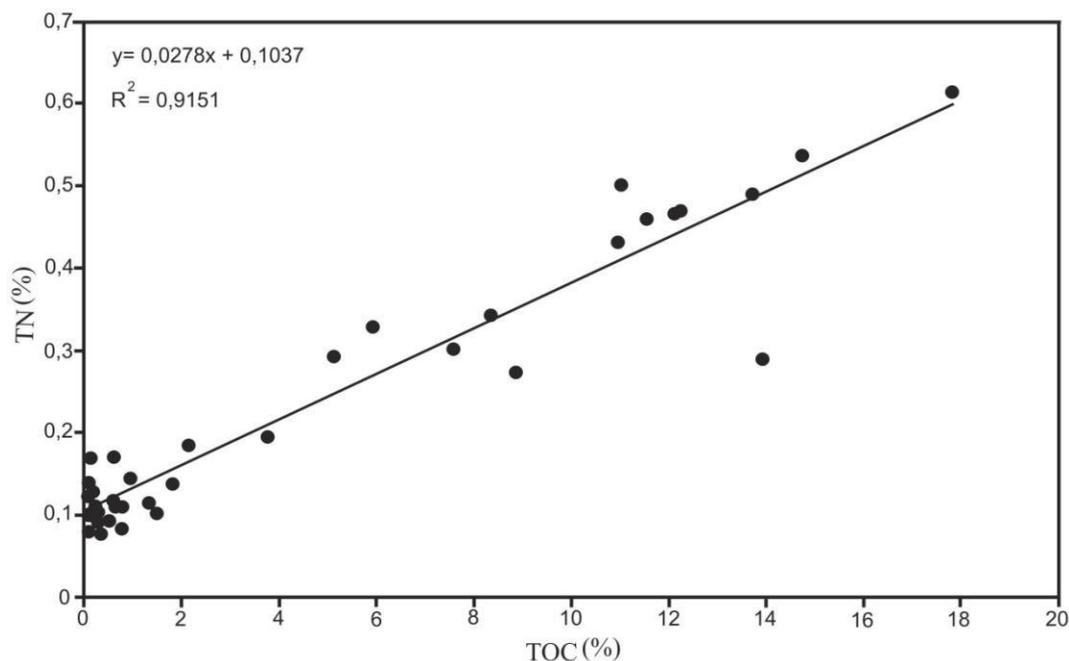


Figura 28: Gráfico do coeficiente de correlação (R^2) de dados Geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT) versus Nitrogênio total (NT), com destaque para índice de correlação R^2 com valor próximo de 1. Fonte: Da autora.

Valores de COT e NT, semelhantemente ao quantitativo da razão C/N, também mostraram aumento gradual em direção ao topo do perfil estratigráfico (Fig. 29). A associação de fácies canal de maré (AF1) apresentou valores pouco expressivo de COT que oscilaram entre 0,09 e 0,25, os quais relevaram baixa produção e preservação da matéria orgânica. A planície de maré (AF3) apresentou valores entre 0,12 e 0,94, os quais sinalizaram um aumento discreto da produção e preservação da matéria orgânica. Na associação de fácies de manguezal estes dados oscilaram entre 1,82 e 17,79 de modo a revelar que houve maior conteúdo de matéria orgânica produzida e preservada.

O comportamento geoquímico de $\delta^{13}\text{C}$ revelou um padrão relativamente estável com valores isotópicos empobrecidos ao longo de todo o perfil estratigráfico e três enriquecimentos isotópicos pontuais nas profundidades 150 cm (-26,47‰), 175 cm (-26,98‰) e 180 cm (-27,7‰). Dessa forma, o cenário botânico predominante registrado pelo testemunho SF8 na região da Baía de Babitonga constituiu-se de

vegetações de ciclo fotossintético do tipo C₃, com um sutil enriquecimento em direção ao topo, devido à presença de gramíneas, que possuem o ciclo fotossintético C₄ (*Spartina*).

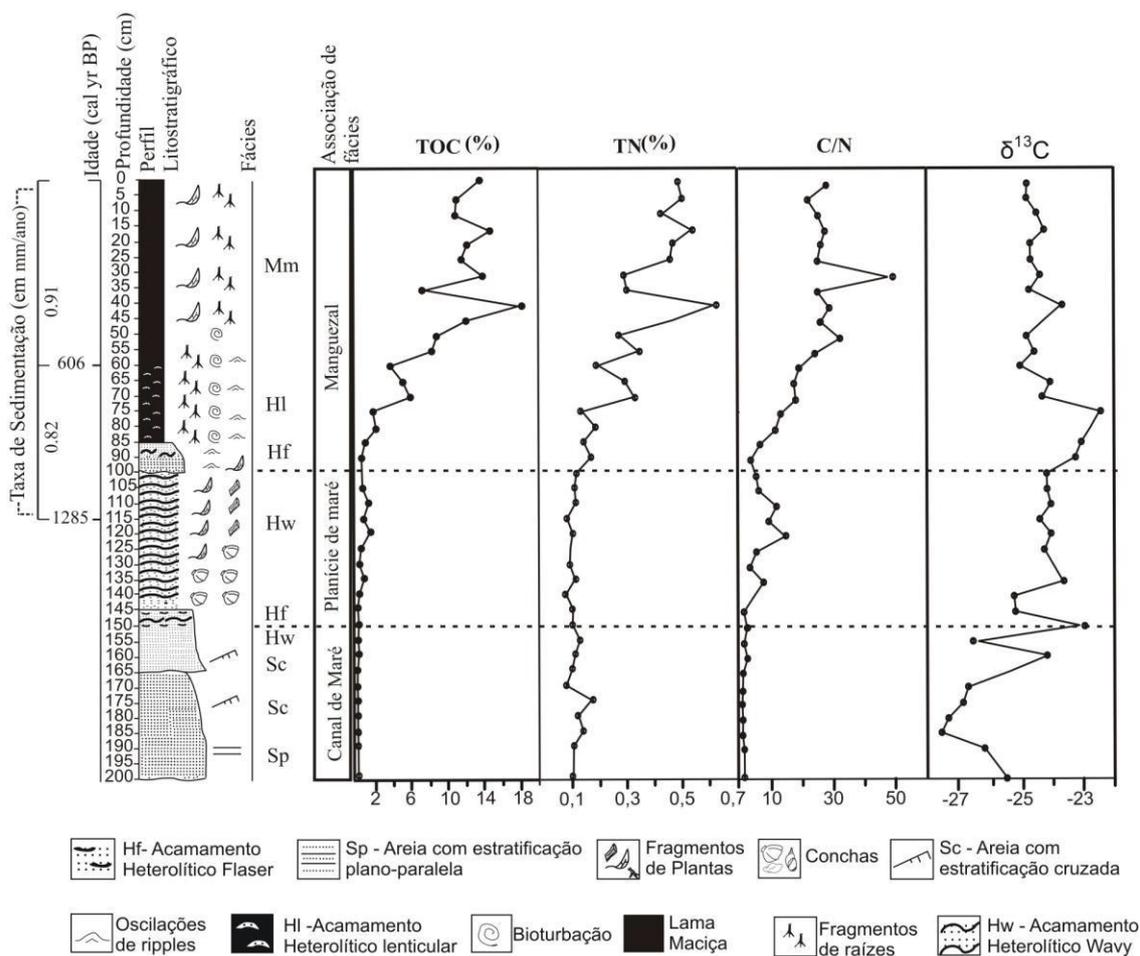


Figura 29: Dados de geoquímica orgânica dispostos por associação de fácies do testemunho sedimentar SF 8. Fonte: Da autora.

Assim, é possível compreender, a partir do sinal isotópico das três associações de fácies, que a origem da matéria orgânica era proveniente tanto de um ambiente aquático quanto de um ambiente terrestre com predominância de plantas de ciclo fotossintéticos C₃ (Fig. 30).

O comportamento da razão C/N nas três associações de fácies aumentou gradativamente em direção ao topo do perfil estratigráfico (Fig. 29). Na associação de fácies de canal de maré (AF1) esta razão variou entre 0,59 e 2,24. Os depósitos de planície de maré (AF2) apresentaram valores entre 1,16 e 14,24. Na associação de fácies de manguezal, por sua vez, estes valores oscilaram entre 13,16 e 47,75. No quadro 3 é apresentado uma síntese dos dados polínicos (vegetação predominante) juntamente com

os dados geoquímicos de COT, NT, razão C/N e valores de $\delta^{13}\text{C}$ conforme as associações de fácies registradas.

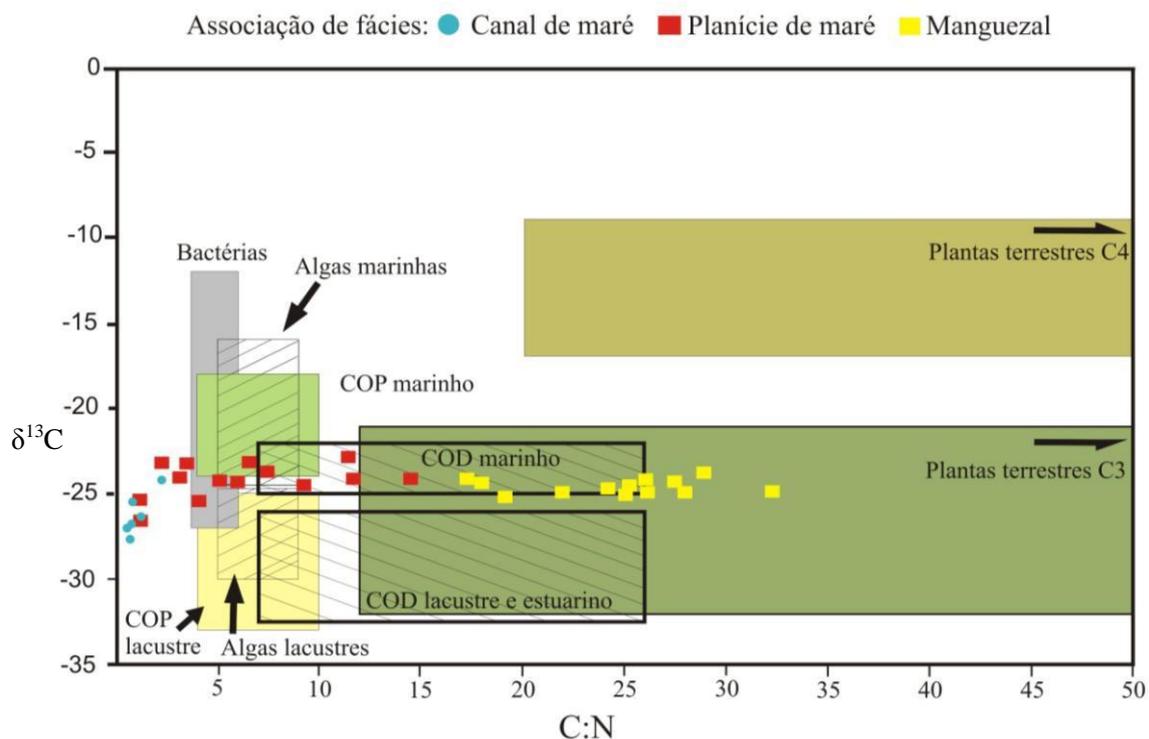


Figura 30: Binário $\delta^{13}\text{C}$ versus razão C/N e distribuição das amostras do testemunho SF8 baseados na associação de fácies. Fonte: Da autora.

Quadro 3: Síntese das associações de fácies com predominância do conteúdo da vegetação e dados geoquímicos do testemunho SF8.

AF	Vegetação Predominante	Dados Geoquímicos			
		COT	C/N	$\delta^{13}\text{C}$	NT
Manguezal (AF3)	-Manguezal	1,82	13,16	-23,71	0,12
	-Árvores e arbustos	- 17,79	- 47,75	até -25,07	- 0,94
Planície de maré (AF2)	-Árvores e arbustos	0,12	1,16	-22,74	0,08
	-Palmeiras	-	-	até	-
	-Esporos	2,14	14,24	-26,47	0,18
	-Ervas e Gramas				

Canal de	- Árvores e	0,09	0,59	-24,15	0,09
maré	arbustos	-	-	até	-
(AF1)	-Ervas e Gramas	0,25	2,24	-27,7	0,17
	-Esporos				

Fonte: Da autora.

CAPÍTULO 6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

A integração dos dados geoquímicos, palinológicos, e sedimentológicos dos depósitos holocênicos (testemunho SF8) obtidos na margem leste da Baía de Babitonga (SC) permitiu a reconstituição paleoambiental do Holoceno tardio (> 1.285 anos Cal AP até o presente), descritos em três fases relacionadas ao aumento de temperatura local e à dinâmica sedimentar, os quais resultaram na implantação/desenvolvimento do manguezal, seguido do aumento da sua biodiversidade com a instalação dos gêneros *Laguncularia*, *Avicennia* e *Rhizophora*..

6.1 FASE I: >1.285 ANOS CAL AP

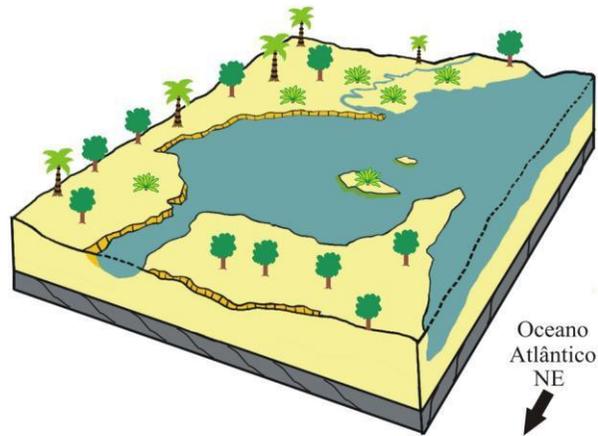
Há mais de 1.285 anos Cal AP o ambiente deposicional que abrigava o cenário polínico consistia em um canal de maré (AF1) composto por diversas barras arenosas (fácies Sp e Sc) originadas a partir da migração de formas de leito 2D sob regime de fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior. A composição sedimentar dessas barras e a hidrodinâmica local, que variou de moderada a muito alta, não permitiram a preservação considerável do conteúdo polínico. Este fato também é corroborado pelos baixos valores de COT.

No entanto, os grãos de pólen remanescentes permitiram inferir que há muito mais de 1.285 anos Cal AP não havia florestas de manguezais no entorno dessa margem da Baía de Babitonga (Fig. 31). O canal de maré trazia consigo sedimentos e grãos de pólen de regiões topograficamente mais elevadas, onde havia predominância de vegetação do tipo C₃ característica do Bioma da Mata Atlântica marcados pela presença, *Ilex*, *Hedyosmum*, Myrsinaceae, Myrtaceae e *Sebastiania*. Além do conteúdo polínico, o sinal isotópico também confirmou o predomínio desse tipo de vegetação (arbórea). Os campos herbáceos e os esporos são pouco expressivos nessa primeira fase dos depósitos holocênicos do testemunho SF8.

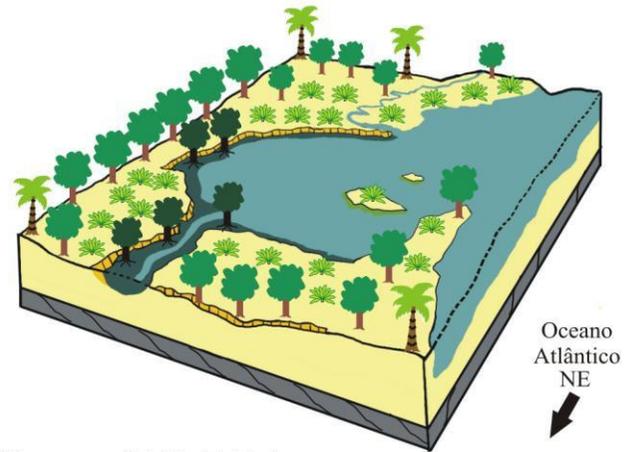
6.2 FASE II: DE 1.285 ATÉ 606 ANOS CAL AP

Esta fase foi marcada pela presença de um fluxo de maré, o qual esteve relacionada a um regime hidrodinâmico que variou de alto a muito alta. Esse fluxo propiciou a alternância entre os processos de suspensão/tração associados às fácies Hw e Hf e o desenvolvimento de uma planície de maré. Esse fluxo forneceu à planície certo volume de salinidade, o qual possibilitou a colonização de plantas típicas de um

> 1285 anos cal AP



1285 ~ 606 anos cal AP



606 anos cal AP até Hoje

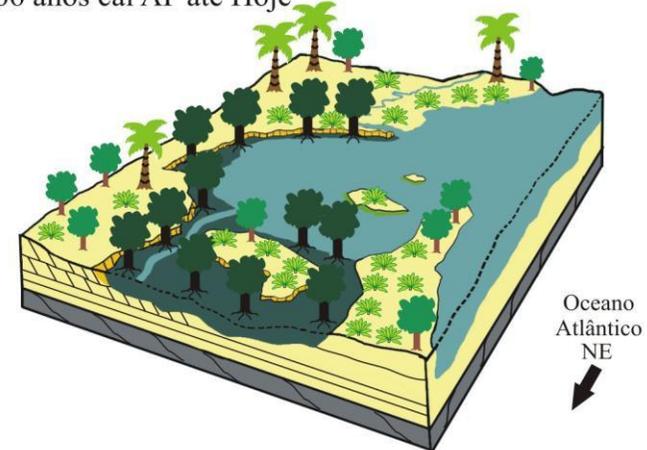


Figura 31: Proposta de reconstituição paleoambiental da margem leste da Baía de Babitonga nas proximidades de São Francisco do Sul. Fonte: Da autora.

de um ecossistema de manguezal há mais de 1.258 anos Cal AP, representado inicialmente pelo gênero *Laguncularia* de forma pouco expressiva. Segundo Schaeffer-Novelli (2002) o gênero *Laguncularia* pode ser encontrado em costas banhadas por águas de baixa salinidade, às vezes ao longo de canais de água salobra ou em praias arenosas protegidas. Segundo Soares (1999), Menghini (2004), Silva *et al.* (2005) e Kilka *et al.* (2010) a predominância do referido gênero está condicionada aos manguezais em estágios iniciais ou médios de sucessão.

Os valores de COT nessa fase são superiores à fase anterior. Este aumento está intimamente relacionado à instalação do manguezal que passou a produzir e preservar mais matéria orgânica através dos bosques constituídos de *Laguncularia*. Além do incremento de matéria orgânica via *Laguncularia*, este ambiente foi fortemente influenciado por COP (carbono orgânico particulado) e COD (carbono orgânico dissolvido) marinho trazidos pelo do fluxo de maré. Dessa forma, a origem da matéria orgânica nessa fase adquiriu fortes características aquáticas como mostram os valores da razão C/N. A instalação do gênero *Laguncularia* no manguezal e o aumento na biodiversidade da floresta de terra firme (marcada pelo surgimento de Bignoniaceae, Byrsonima, Cannabaceae, *Celastraceae Peritassa*, *Icacinaceae Emmotum*, Meliaceae, Phyllanthaceae, Sapotaceae, Smilax e Symplocaceae) também foi refletida nos sinais isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, que evidenciaram o predomínio de vegetação do tipo C_3 .

Os campos herbáceos se expandiram e experimentaram um incremento em sua biodiversidade com o surgimento, no registro sedimentar, de grão de pólen de *Borismene* e Begoniaceae. Semelhantemente aos campos herbáceos, os esporos também se expandiram e experimentaram um aumento no que tange a biodiversidade. Ela foi marcada pelo surgimento, nos depósitos sedimentares, de Selaginellaceae. Esses esporos habitam locais de clima úmido e nesse contexto pode-se inferir que a margem leste da Baía de Babitonga experimentou uma variação climática que outrora era menos úmida e passou a ser mais úmida. Fato esse corroborado pela expansão das florestas de terra firme, campo herbáceo e esporos.

6.3 FASE III: DE 606 ANOS CAL AP ATÉ O PRESENTE

A última fase registrada pelo testemunho SF8 é marcada pela diminuição da energia hidrodinâmica do ambiente sedimentar, que favoreceu o estabelecimento do ambiente de manguezal, o qual é composto por fácies de ambientes calmos (Hl e Mm).

É nessa fase que as florestas de manguezais experimentam uma expansão territorial e da biodiversidade. Essa expansão foi marcada pela colonização e expansão de *Rhizophora*, na qual foi fundamental para o incremento da produção primária. Esse aumento é corroborado pelos altos valores de COT, enquanto que valores empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ corroboram a expansão de vegetação do tipo C_3 marcados por *Rhizophora*. Dessa forma, a origem da matéria orgânica ainda possui características associadas ao COD marinho, porém é fortemente influenciada por fontes de plantas vasculares e estes fatos são corroborados pelos valores elevados da razão C/N nessa fase.

Alguns autores como Soares (1999), Souza & Sampaio (2001) e Zanini *et al.* (2010) destacam que esse gênero ocorre em maior frequência nos manguezais em avançado estágio de desenvolvimento. Outros autores (Shaeffer-Novelli & Cintrón 1986) destacam a relação da salinidade e a expansão do referido gênero. De acordo com estes autores a *Rhizophora* é encontrada nas franjas dos bosques em contato com o mar, ao longo dos canais, na desembocadura de alguns rios ou nas partes internas dos estuários, onde a salinidade não é muito elevada. Elas toleram salinidades de até 55, porém crescem melhor quando esses valores se aproximam ou são menores que 35 (Novelli & Lacerda (1994).

Além do parâmetro da salinidade, outros autores destacam a temperatura como fator limitante para o gênero *Rhizophora*. Segundo Duke *et al.* (1998), a ocorrência e o melhor desenvolvimento de bosques de mangue se dão em regiões onde a temperatura média do mês mais frio é superior a 20°C e a amplitude térmica anual inferior a 5°C . Quisthoudt *et al.* (2012), estudando alguns manguezais do Brasil, Peru e Estados Unidos (Fig. 30), mostram que árvores do gênero *Rhizophora* são menos tolerantes a ambientes mais frios devido a sua estrutura morfológica de crescimento.

Quisthoudt *et al.* (2012) demonstram que a temperatura é um fator limitante tanto para a *Rhizophora*, quanto para a *Avicennia* e relacionam a temperatura superficial do mar (TSM) com os limites latitudinais de distribuição desses gêneros (Fig.31). Dessa forma pode-se inferir que a margem leste da Baía de Babitonga experimentou um aumento de temperatura do ar e da camada superficial do mar, que possibilitou a colonização e expansão do gênero *Rhizophora* nas florestas de manguezais dessa baía. Soares *et al.* (2012) espera que haja uma expansão no *range* de limite de distribuição sul dos manguezais tendo em vista o aumento da temperatura do ar, aumento na

temperatura da superfície do mar, uma redução de eventos de geada e uma Corrente do Brasil mais forte (Marengo 2006).

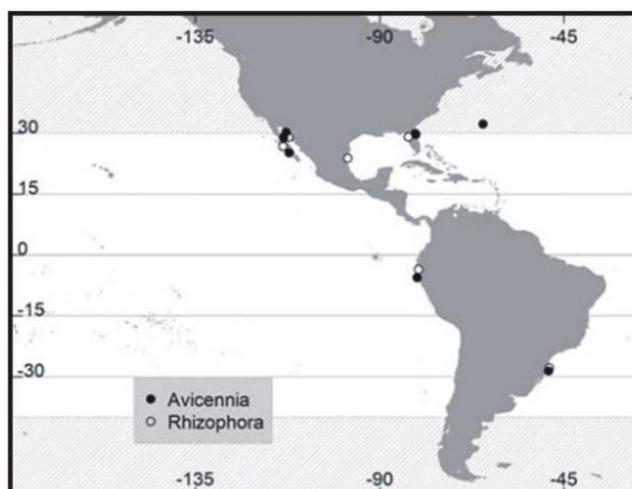


Figura 32: Mapa global contendo os limites latitudinais dos manguezais para o gênero *Avicennia* (círculo preto) e *Rhizophora* (círculo Branco). Fonte: Quisthoudt *et al.* (2012).

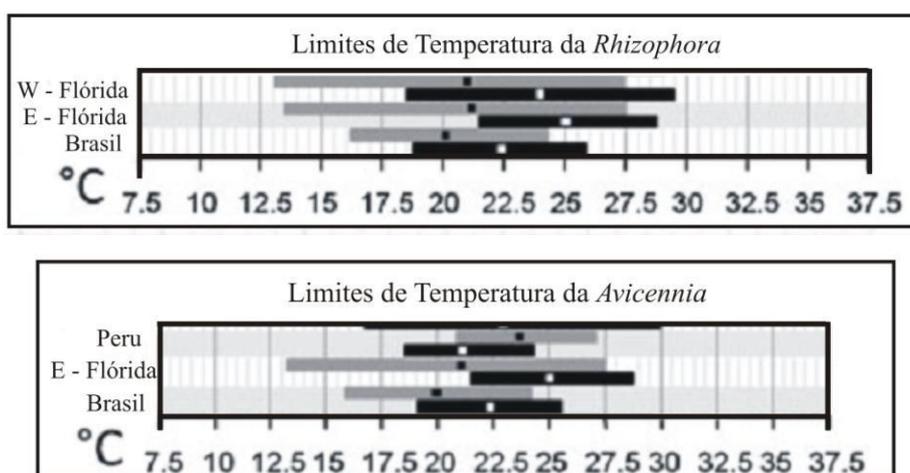


Figura 33: Temperatura média mensal da superfície do mar (listra preta) e temperatura do ar (listra cinza) em cada *Rhizophora* (R) e *Avicennia* (A) do limite latitudinal superior. Fonte: Quisthoudt *et al.* (2012).

Outro fator que se relaciona aos diferentes gêneros típicos de manguezais é a natureza sedimentar do substrato. A associação entre manguezais de *Laguncularia* predominarem em substratos arenosos e manguezais de *Rhizophora* em substratos lamosos foi evidenciada nos inventários na região da Babitonga por Dornelles *et al.* (2006) e em outros manguezais do Brasil por Menezes (1999). Nas proximidades de São Francisco do Sul os dados de *Rhizophora* analisados estão em consonância com os resultados dos autores supracitados, uma vez que ela predominou em solo de

composição areia siltosa e silte-arenoso. A *Laguncularia*, no entanto apresentou certa disparidade, pois foi encontrada tanto em solos com granulometria variada (de areia fina, silte e argila) quanto em solo essencialmente silto-argiloso.

7 CONCLUSÃO

Com base nos dados sedimentares, palinológicos e geoquímicos obtidos a partir de um testemunho sedimentar (SF8) de dois metros de profundidade coletado na margem da Baía de Babitonga, litoral Norte de Santa Catarina observou-se que há mais de 1.285 anos Cal AP não havia florestas de manguezais colonizando as barras arenosas que margeavam essa baía. Pode-se inferir que parâmetros físicos como o clima, a temperatura do mar e a salinidade limitaram o surgimento dessas florestas.

Somente há aproximadamente 1.285 anos Cal AP, sob uma planície de maré, os bosques de manguezais se instalaram nessa margem por meio da colonização do gênero *Laguncularia* com alguns representantes de *Avicennia*. A partir disso pôde-se inferir que as águas oceânicas que aportavam nessa região possuíam temperaturas relativamente maiores. Pois estes parâmetros físicos limitam esses gêneros. Além disso, a área de estudo experimentou uma mudança climática local (de menos úmida para mais úmida) evidenciada pela expansão do campo herbáceo, da floresta de terra firme e pelo aumento no quantitativo e na biodiversidade de esporos.

Nos últimos 606 anos Cal AP até o presente as florestas de manguezais têm experimentado um ótimo climático que está associado ao aumento da biodiversidade e da área dessas florestas. O incremento na biodiversidade vem ocorrendo desde aproximadamente os últimos 300 anos Cal AP com a presença crescente do gênero *Rhizophora*. Esse gênero é um bioindicador climático, pois ele limita-se a temperaturas mais amenas. Dessa forma, a área de estudo experimentou mudanças climáticas locais envolvendo o aumento da temperatura que culminou no crescimento das exuberantes florestas de manguezais que margeiam a Baía de Babitonga, no litoral Norte de Santa Catarina.

REFERÊNCIAS

- Alongi D.M., 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **29**(33): 331-349.
- Anderson L. A., Sarmiento, J.L. 1994. Redfield ratios of mineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochemistry Cycles*, **8**(1):65-80.
- Angulo R.J., Souza, M.C. 2004. Mapa geológico da planície costeira entre o rio Saíguaçu e a Baía de São Francisco, litoral norte do estado de Santa Catarina. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. **55**, p. 09-23.
- 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):608–620.
- Angulo R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* **25**(5):486–506.
- Armstrong A.H & Brasier, M.D. 2006. Spores and pollen. *In: Microfossils*. 2nd ed. United Kingdom: Blackwell Publishing, cap. 13. p.305.
- Barbosa A. & Mazzer, A. M. 2003. Mudanças geomorfológicas ocorridas na desembocadura no sul do canal do Linguado no período de 1938-1989. *Revista da Univille*, **9**(1):117-124.
- Barros M.A. 2003. *Transição Pleistoceno/Holoceno, médio vale do rio Paraíba do Sul: uma abordagem palinológica*. Tese - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 205 p.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto, J.M. dos, Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland domain, the Rio de La Plata Craton: Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern África. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Campos, D. A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, p.311-334.
- Behling H.; Cohen M.C.L.; Lara, R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, Northern Brazil. *Vegetation History and Archeobotany*, **13**(2):73-80.
- Behling H., 2002a. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. *Amazoniana* **17**:41-52.
- Behling, H., 2002b. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a synthesis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **177**(1-2):19-27.
- Behling H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**(3):175–183.
- Behlin H., Cohen M.C.L., Lara R.J., 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Bosque* **167**(3-4), 225–242.
- Behling H. & Costa, M.L. 2001. Holocene Vegetation and Coastal Environmental Changes from Lago Crispim in Northeastern Pará State, Northern Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **114**(3-4):145-155.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J., 2001b. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167**(3-4):225–242.

- Behling H., Negrelle R.R.B, 2001. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. *Quat. Res.*, **56**:383-389.
- Behling H, Arz H.W., Pätzold J, Wefer G. 2000. Late Quaternary vegetational and climate dynamics northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quat. Sci. Rev.* **19**(10): 981-994.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* **99**(2):143-156.
- Behling H., 1997a. Late Quaternary vegetation, climate and fire history in the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais (Paraná), S Brazil. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **97**(1-2):109-121.
- Behling H. 1995a. 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., COSTA, M.L. 1994. Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. **10**(7):93-118.
- Behling H., 1993. Untersuchungen zur Spätpleistozänen und Holozänen Vegetations- und Klimageschichte der Tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Sudbrasilien). Berlin.
- Bezerra D.S., Amaral S., Kampel, M. 2013. Impactos da elevação do nível médio do mar sobre o ecossistema manguezal: a contribuição do sensoriamento remoto e modelos computacionais. *Ciência e Natura* **35**(2):152-162.
- Bork C.K. 2015. *Projeções de temperatura e precipitação para detecção de mudanças climáticas na Bacia do Rio Taquari-Antas, RS*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Pelotas, Rio Grande do Sul, 95 p.
- Burdige D.J. 2006. *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton: University Press, 609 p.
- Bush M.B., Miller M.C., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A. 2002. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. *Journal of Paleolimnology*. **27**(3):341-352.
- Bush M.B., Stute M., Ledru M-P., Behling H., Collinvaux P.A., De Oliveira P.E., Grimm E.C., Hooghiemstra H., Harbele S.B.W., Salgado-Labouriau M. L., Webb R. 2001. Paleotemperature estimates for the lowland Americas between 30°S and 30°N at the last glacial maximum. In: Markgraf, V.(Ed.). *Interhemispheric climate linkages*. New York: Academic Press. cap. 17
- Camargo M.G., 1999. SYSGRAN for Windows: granulometric analyses system. Pontal do Sul.
- Castro L., 2006. *Dinoflagelados e outros palinórfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. Tese. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Portugal, 380 p.
- Chapman V.J., 1975. Mangrove biogeography, in: *International Symposium on Biology and Management of Mangroves*. University of Florida Press, Miami, 1:179-212.
- Cintrón G. & Schaeffer-Novelly Y. 1992. Ecology and management of new world mangroves. In: *Coastal Plant Communities of Latin America*. p.233-258, Seeliger, U. (ed.) Academic Press, New York.
- Cleland T. M. 1921. *Practical description of the Munsell color system, with suggestions for its use*. 19 p.
- 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**(8):50-58.

- Cohen M.C.L, Behling H, Lara R.J, Smith C.B, Matos H.R.S, Vedel V. 2009. Impact of sealevel and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany* **18**:425–439.
- 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., Behling, H., Lara, R.J., 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Rev. Palaeobot. Palynol.* **136**(1-2):93–108.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R., 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* v.**13**(4):433-443.
- Cohen M.C.L., Lara J., 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia : Application of GIS and remote sensing techniques. **11**(4):223–231.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E. 2001. Amazon plant and climate through the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **166**(1-2):51-63.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Bush M.B., 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypothesis. *Quat. Sci. Rev.* **19**:141–169.
- Colinvaux P.A. & De Oliveira P.E. 1999. A palynological history of the Amazon rain forest through glacial cycles. *Acta Palaeontologica Romaniaae* **2**:99-103.
- Colinvaux P., De Oliveira P.E., Patiño J.E.M. (Eds.) 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas*. Harwood Academic Publishers, Dordrecht, 332 pp.
- Cury L. F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá..* Tese - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p.
- Cury L. F., Siga Jr. O., Sato K., Harara M., Basei M.A.S., Mora C.A.S. 2008. Contexto Geológico do Domínio Paranaguá – Sudeste de São Paulo, Leste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba. *Anais: o planeta Terra em nossas mãos*. Curitiba: SBG, **44**:9.
- De Oliveira P.E., Behling H., Ledru M.-P., Bush M., Salgado-Labouriau M.L., Garcia M.J., Medeanic S., Barth O.M., Barros M., Scheel-Ybert R., 2005. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. Cap. In: Souza, C.R.G.; Suguu, K.; Oliveira, A.M.S. & De Oliveira, P.E. (eds.). *Quaternário do Brasil*. Ed. Holos, Ribeirão Preto, PS, Brasil, p. 52-74.
- De Oliveira P.E., Barreto A.M.F., Suguu K. 1999a. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetation history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **152**(3):319-337.
- De Oliveira P.E., 1992. *A palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil*. Ph.D. Thesis, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 238 p.
- DHN. Diretoria De Hidrografia E Navegação Tábua das marés – Porto de São Francisco do Sul/SC. Banco nacional de dados oceanográficos. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br>> Acesso em: 23/11/2017.
- 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. p.187-199.
- Duke, N. C.; Ball, M. C.; Ellison, J. C. Factors influencing in mangroves biodiversity and distributional gradients. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **7**(1):27-47, 1998.

- Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Bot. Tidskr.*, **54**:561–564.
- Erdtman G. 1952. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy. An Introduction to Palynology*, Vol. 1. Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- EMBRAPA. 2004. Solos do Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Embrapa, 745p.
- EMBRAPA. 1999. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa, 412p.
- Enciclopédia Britânica. 2010. Disponível em: < <https://www.britannica.com/science/chromaticity>>. Acesso em 25 de jan. 2018.
- Fægri K. 1956. Recent trends in palynology. *Bot. Rev.*, **22**(9):639-664.
- Fogel M.L., Cifuentes M.L. Isotope Fractionation during Primary Production. In: Engel, M.H.; Macko S.A. 1993. *Organic Geochemistry: Principles and Applications*. New York: Plenum, p. 73-98.
- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**:3-27.
- Fontes N.A., 2015. *Os efeitos da subida do nível do mar sobre os manguezais do litoral sul da Bahia durante o Holoceno*. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém – PA (80 pp.).
- França M.C. et al. 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. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 111p.
- FUNDEMA. 1994. Programa de Proteção da Biodiversidade e dos Recursos Hídricos da Região de Joinville, SC. Centro de Desenvolvimento Biotecnológico. 56p.
- Gonçalves M. L. & Zanotelli C. T. & Oliveira F. A. 2006. Diagnóstico e prognóstico das disponibilidades e demandas hídricas do rio Cubatão do Norte – Joinville – Santa Catarina. Joinville: Editora da Univille, 96p.
- Gonçalves M.L., Kaul P.F.T. 2002. Evolução Geológica. In: KNIE, J. L. w.(Org.). *Atlas Ambiental da Região de Joinville: Complexo Hídrico da Baía da Babitonga*. Florianópolis: FATMA/GTZ, 1º ed., p. 05-08.
- Goñi M.A., Teixeira M.J., Perkey D.W. 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **57**:1023-1048.
- Goñi M.A., Ruttenger K.C., Eglinton T.I.A. 1998. Reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**:3055-3075.
- Gordon E.S., Goñi M.A. 2003. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**(13):2359–2375.
- Grimm E.C., 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.* **13**:13–35.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of Wetland development of the Amapá coast during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), **82**:451-465.

- 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**(3):359-370.
- Hartmann L. A., Santos J. O. S., McNaughton N.J., Vasconcellos M.A.Z., Silva L.C. da. 2000. Ion Microprobe (SHRIMP) Dates Complex Granulite from Santa Catarina, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(4):559-572.
- Hartmann L. A., Silva L. C. da, Orlandi F. V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. São Leopoldo. *Acta Geológica Leopoldensia.*, **3**(6):93-112.
- Hayes J. M. 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds. Principles and evidence. *Marine Geology*, v. **113**(1-2):111-125.
- Hayes M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: Cronin, L.E. (Ed.). *Estuarine Research*, Vol. II, New York, Academic Press, 3-22 p.
- Herz R. 1991. Manguezais do Brasil. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 227p.
- Herz R. 1987. Estrutura física dos manguezais da costa do estado de São Paulo. *Anais do Simpósio Sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira*. ACIESP, **54**(2):117-126.
- Heslop-Harrison J. 1971. Pollen: *Development and Physiology*. Butterworth, Londres. 378p.
- Hutchings P. & Saenger P. (Eds.) 1987. *Ecology of Mangroves*. University of Queensland Press, Brisbane, 388 pp.
- Hedges J.I. et al. 2002. The biochemical and elemental compositions of marine plankton: a NMR perspective. *Mar. chem.*, **78**(1):47-6.
- Hedges J., Keil R. G., Benner R. 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Organic Geochemistry*. **27**(5-6):195-212.
- Horn Filho, N. O. 1997. O Quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste de do Estado de Santa Catarina: aspectos geológicos, evolutivos e ambientais. Tese. Universidade Federal do Rio Grande do Sul Porto Alegre, 312p.
- Hyde H.A. & WILLIAMS D.A. 1945. Studies in atmospheric pollen. *New Phytologist* **44**:83-94.
- Iglesias C.M. da F., Zeffass H., Silva M.A.S. da, Klein C. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Joinville - SG. 22-Z-B. Programa de Geologia do Brasil. Companhia Pesquisa e Recursos Minerais, Porto Alegre.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004. Mapa de Biomas e Vegetação do Brasil.
- Iversen J. & Troels-Smith J. 1950. Polennmor-phologische Definitionen und Typen. Danm. *Geol. Unders.*, Ser. 4, **3**(1):1-54.
- Kilca R.V., Alberti L.F., Souza A.M., Wolf L. 2011. Estrutura de uma floresta de mangue na Baía da Babitonga, São Francisco do Sul, SC. *Ciência e Natura*. **33**(2):57-72. Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul.
- 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.
- Kjerfve B. & Lacerda L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: *Lacerda, L.D. (ed.) Mangrove ecosystems technical reports*, ITTO TS-13, **2**:245-272.
- Kjerfve, B. 1990. Manual for investigation of hydrological process in mangrove ecosystems. UNESCO Publication Ras/86/120. 79p.

- Klein, R.M., 1978. Mapa fitogeográfico do estado de Santa Catarina. Flora Ilustrada Catarinense.
- Köppen W. 1918. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf (Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle). *Petermanns Geogr. Mitt.*, **64**: 193-203, 243-248.
- 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.
- Kremp G.O.W. 1965. Morphologic Encyclopedia of Palynology. University of Arizona Press. Tucson. 263 p.
- Lacerda L. D. 1999. Os manguezais do Brasil. In: VANNUCCI, M. (Ed.). *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo: EdUSP, p.185-196.
- Lamb A.L, Wilson G.P, Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**(1):29–57.
- 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.
- Lara J.R., Cohen, MCL. 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**(4):349–358.
- Leal M.G. & Lorscheitter M.L. 2007. Plant succession in a forest on the Lower Northeast Slope of Serra Geral, Rio Grande do Sul, and Holocene paleoenvironments, Southern Brazil. *Acta Botanica Brasilica*, **21**(1):1-10.
- Leite P.F., Klein R.M. 1990. Vegetação. In: *Geografia do Brasil: Região Sul*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, **2**:113-150.
- Libby W.F., Anderson E.C., Arnold J.R. 1949. *Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon Science*, Washington, **109**(2827):227-228.
- Lugo A.E., Medina E., Cuevas E., Cintrón G., Laboy Nieves, E.N., Novelli Y.S., 2007. Ecophysiology of a mangrove forest in Jobos Bay, Puerto Rico. *Caribb. J. Sci.* **43**(2)200–219.
- Macario, K.C.D. 2003. Preparação de Amostras de Radiocarbono e Aplicações de AMS em Arqueologia e Geologia Marinha. Tese. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, 153 p.
- Macedo R.B., Souza P.A., Bauermann S.G., Bordignon S.A.L. 2010. Palynological analysis of a late Holocene core from Santo Antônio da Patrulha, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **82**(3):731-745.
- Marengo, J.A., 2006. *Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília.
- Menezes G.V. 1999. Recuperação de manguezais: um estudo de caso na Baixada Santista, estado de São Paulo, Brasil. 1999. Tese - Universidade de São Paulo, São Paulo. 145 p.
- Menghini R.P. 2004. Dinâmica da regeneração natural de bosques de manguê impactados na Ilha Barnabé, Baixada Santista, São Paulo, Brasil. Tese - Universidade de São Paulo, São Paulo, 125p.
- Mueller, K. 2000. PRIME. Lab producers for radiocarbon sample preparation, internal publication, Indiana USA.

- Moraes C.A. 2016. *Processos autocíclicos e alocíclicos afetando os registros da paleoflora da foz do Rio Jucuruçu, litoral sul da Bahia, durante os últimos 1000 anos*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 63p.
- MMA/IBAMA (Ministério do Meio Ambiente/Instituto Brasileiro de Meio Ambiente). Reserva de fauna Baía da Babitonga. Brasília: CEPISUL/DIFAP/DIREC, 2007, 25p. Disponível em: <http://www.ibama.gov.br/rppn/download.php?id_download=66>. Acesso em: 3 out. 2017.
- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* **34**(2):261-289.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**(5-6), p.213–250.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology* v.**114**:289-302.
- Munsell Color, 2009. *Munsell Soil Color Charts*. New Revised edition. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments, New Windsor, NY, 19 p.
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration: Ocean Service Education. 2017. Disponível em: <https://oceanservice.noaa.gov/education/kits/tides/media/supp_tide07a.html#top>. Acesso em 02 fev. 2018.
- Novelli, Y.S., Lacerda, L.D. de 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; Iousp; Petrobrás p.128-347.
- Onstad G. D. et al. 2000. Sources of particulate organic matter in rivers from the continental USA: Lignin phenol and stable carbon isotope compositions. *Geochim. cosmochim. Acta*, **63**:539-3546.
- Pascoalini S.S., Lopes D.M.S., Falqueto A.R., Tognella M.M.P. 2014. Abordagem ecofisiológica dos manguezais: uma revisão. *Biotemas* **27**:1–11.
- Pejrup, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer, P.L: van Gelder, A & Nio, S.D.(Ed). *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*. D.Reidel, Dordrecht, p.289-300.
- Pereira Filho, O. & Alves, J.R.P. 1999. Conhecendo o manguezal . Apostila técnica, Grupo Mundo da Lama, RJ. 4a ed. 10p.
- Pessenda, L.C.R. et al. 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene*, Thousand oaks, **15**(6):814-822.
- Pessenda, L.C.R., Lisi C.S., Gouveia S.E.M. 1998a. Datação por ¹⁴C. In: PESSENDA, L. C. R. Laboratório de C-14. *Técnicas e Aplicações Paleoambientais*. (Série Didática). 1. ed. Piracicaba: CPG/CENA, **2**:5-7.
- Plá Jr M. A., Côrrea M.V. G., Macedo R. B., Cancelli R. R., Bauermann S.G. 2006 Grãos de pólen: usos e aplicações – Canoas, RS: ULBRA (Universidade Luterana do Brasil), 24 p.
- Prahl F.G. et al. 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(14):3035-3048.
- Punt, W.; Blackmore, S.; Nilsson S.; and Le Thomas, A. 1994. *Glossary of Pollen and Spore Terminology*. LPP Foundation. Utrecht. Series No. 1.
- Quisthoudt, K., Schmitz, N., Randin, C.F., Dahdouh-Guebas, F., Robert, E.M.R., Koedam, N., 2012. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. *Trees - Struct. Funct.* **26**:1919–1931.

- Redfield A.C., Ketchum, B. H., Richards, F.A. 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. In: M.N. Hill (Ed.), *The Sea. Interscience*. New York, **Vol. 2**, p.26-77.
- Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., (2013). Reimer, P. J. (Ed.) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**(4):1869-1887.
- 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. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0- 50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**:1111-1150.
- Reimer P.J. *et al.* 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, New Haven, **46**(3):1029-1058.
- Ribeiro S.R., 2017. *Dinâmica dos manguezais do litoral de natal-rrn de acordo com as mudanças no clima e nível do mar desde o Holoceno médio*. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém – PA (90 pp.).
- Rosa R. O. Geomorfologia (2002). In: Knie, J.L. W. (Org.) *Atlas Ambiental de Joinville*. Fatma/GTZ.
- Roubik D.W., Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Missouri Botanical Garden.
- Ruddiman W.F., 2006. Ice-driven CO₂ feedback on ice volume. *Climate of the Past*, **2**:1–13.
- Rullkötter J. 2000. Organic matter: the driving force for early diagenesis. In: SCHULZ, H. D., Zabel M. (Eds.). *Marine Geochemistry*. New York: Springer-Verlag, p. 129-172.
- Ruttenberg K. C., Goñi M. A. 1997. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$ in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Mar. Geol.*, **139**:123-145.
- Santos T. P., Franco D. R., Barbosa C. F., Belem, A. L., Dokken, T., Albuquerque, A. L. S. 2013. Millennial- to centennial-scale changes in sea surface temperature in the tropical South Atlantic throughout the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **392**:1–8.
- Santos R.D. dos *et al.* 2005. Manual de descrição e coleta de solo no campo. Viçosa. SBCS/EMBRAPA/CNPS.
- Schaeffer-Novelli Y. & Cintrón G. 1986. *Guia para estudo de áreas de manguezal: estrutura, função e flora*. São Paulo, Caribbean Ecological Research.
- Schaeffer-Novelli Y. 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. *Publi. Esp. Inst. Ocean. São Paulo. USP* **7**:1-16.
- Schettini C. A. F. & Carvalho J. L. B. 1999. Caracterização hidrodinâmica do estuário do rio Cubatão, Joinville. *Notas Técnicas Facimar*, **3**:87-97.
- Schaetzl R. & Anderson, S. 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press.
- Siga Júnior O., Basei M.A.S., Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):215-223.

- Silva M.A.B., Bernini E., Carmo T.M.S. 2005. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, **3**(19):465-471.
- Silva M.C.M., Cunha S.R., Nascimento F., Lima B.G., Costa C.S.B. 1998. Aspectos estruturais dos manguezais da Baía de Babitonga, SC. *Anais do XLIX Congresso Nacional de Botânica*. (380) 463pp.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena* **90**: 26–38.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F., Rossetti D. de F., Lara R.J. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology* **168**:21-30.
- 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. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **101**(4):44–53.
- Soares M.L.G. 1999. Estrutura vegetal e grau de perturbação dos manguezais da Lagoa da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Biologia*, **59**(3):503-515.
- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Souza M.M.A. & Sampaio E.V.S.M. 2001. Variação temporal da estrutura dos bosques de mangue de Suape-PE após a construção do porto. *Acta botanica Brasilica*, **15**(1):1-12.
- Spalding M.D., Blasco E., Field, C.D. (Eds). 1997. World Mangrove Atlas. The International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan. 17H pp.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **8**:615-621.
- Stuart S.A., Choat B., Martin K.C., Holbrook N.M., Ball M.C., 2007. The role of freezing in setting the latitudinal limits of mangrove forests. *New Phytol.* **173**(3):576–83.
- Tesi T. 2007. Source, transport and fate of terrestrial organic carbon on the western Mediterranean Sea, Gulf of Lions, France. *Marine Chemistry*, **105**:101–117.
- Tomlinson, P.B., 1986. The Botany of Mangroves. Cambridge University Press, Cambridge.
- Truccolo E.C., & Schettini, C.A.F. 2009. Circulação do Baixo Estuário do Rio Itajaí. In: *Estuário do Rio Itajaí-Açu, Santa Catarina: Caracterização ambiental e alterações antrópicas*. p. 13-26. Itajaí.
- Truccolo E.C. & Schettini, C.A.F. 1999. Marés astronômicas na baía da Babitonga, SC. *Notas Técnicas Facimar*, **3**:57- 66.
- Veado R.W.A. & Troppmair H.G. 2001. Ecossistemas de Santa Catarina. In: Gerard, L. H.O. & Mendes I.A. (Orgs.). *Teoria, técnicas, espaços e atividades: Temas em geografia contemporânea*. Rio Claro: Editora UNESP. p. 379-400.
- 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**:115–123.
- Vibrans A.C. et al. 2012. How much remains of the Brazilian Atlantic forest in the state of Santa Catarina? Assessing the accuracy of forest cover maps using ground data from the Santa Catarina Forest and Floristic Inventory. *Remote Sensing of Environment*, Colombo.

- Vieira C.V., Horn Filho N.O., Haagen C.V.D., Bonetti C., Bonetti J. 2008. Caracterização morfosedimentar e setorização do Complexo estuarino da Baía da Babitonga/Sc. *Boletim Paranaense de Geociências*, (62-63):85-105. Editora UFPR.
- Vieira C.V., Horn Filho, N.O. 2007. Carta sedimentológica do complexo estuarino da baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil (CD-ROM). *In: XII Congresso Latino-americano de Ciências do Mar, 2007, Florianópolis. Anais do XII COLACMAR - Resumos Expandidos CDROM 30052.* p. 1-3
- Volkman, J.K., Farrington, J.W., Gagosian, R.B., 1987. Marine and terrigenous lipids in coastal sediments from the Peru upwelling region at 15°S: Sterols and triterpene alcohols. *Organic Geochemistry* **11**(6):463-477.
- Walker R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G., James N.P. (Eds.), Facies Models - Response to Sea Level Change.* Geological Association of Canada, Ontario, Canada, pp. 1-14.
- Walker R.G. & James, N.P. 1992. Facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G., James N.P. (Eds.). Facies models - response to sea level change.* Ontario, Canada: Geological Association of Canada, p. 1 - 14.
- Walker R.G. 1990. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:777 - 786.
- Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review, in: Reinold, R.J., Queen, W.H. (Eds.), *Ecology of Halophytes.* Academic Press, New York, p. 51-174.
- Wentworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* p.377-392.
- Wolanski E., Mazda Y., King B., Gay S. 1990. Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook channel, a giant mangrove swamp, *Australia. Estuarine Coastal and Shelf Science*, **31**(5):555-579.