



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

TESE Nº 150

**A EVOLUÇÃO DOS MANGUEZAIS NOS LITORAIS
NORDESTE E SUL BRASILEIROS DURANTE O HOLOCENO**

Tese apresentada por:

NEUZA ARAÚJO FONTES FREIRE

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2020**

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

- F866e Freire, Neuza Araújo Fontes
A evolução dos manguezais nos litorais Nordeste e Sul brasileiros durante o Holoceno / Neuza Araújo Fontes Freire. — 2020.
xxix, 185 f. : il. color.
- Orientador(a): Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.
1. Manguezal. 2. Palinologia. 3. Mudanças climáticas. 4. Nível do mar. 5. Holoceno. I. Título.

CDD 577.698



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

A EVOLUÇÃO DOS MANGUEZAIS NOS LITORAIS NORDESTE E SUL BRASILEIROS DURANTE O HOLOCENO

TESE APRESENTADA POR:

NEUZA ARAÚJO FONTES FREIRE

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutora em Ciências na Área de
GEOLOGIA, Linha de Pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA**

Data de Aprovação: 30 / 09 / 2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Orientador - UFPA)

Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda
(Membro - USP)

Prof. Dr. Ruben José Lara
(Membro - IADO-UNS)

Prof. Dr. Marlon Carlos França
(Membro - IFPA)

Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa
(Membro - UFPA)

À minha família.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meu total agradecimento à minha família, por toda força e apoio que tem me concedido durante todos os dias da minha vida.

Agradeço à Universidade Federal do Pará, em especial ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, pelo apoio logístico e infraestrutura.

A CAPES pelo apoio financeiro e concessão das bolsas de estudos (Processos 88882.176780/2018-01 – Nacional e 88881.135518/2016-01 - Sanduiche) que possibilitaram o desenvolvimento desta pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto de pesquisa (17/03304-1).

Ao Centro de Energia Nuclear Aplicado à Agricultura (CENA-USP) e Laboratório de 14C.

Ao Laboratório e Oceanografia Química (LOQ-UFPA) e ao Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC-UFPA).

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA) pela paciência em transferir seu conhecimento científico, por todas as discussões e sugestões, além dos incentivos diários para a composição deste trabalho.

Ao Dr. Marlon França (UFPA) pela paciência e gentileza, pelos sinceros conselhos, discussões e apoio na trajetória deste trabalho.

Ao Professor Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda por todo o apoio logístico durante os trabalhos de campo e atividades em seu laboratório no Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA, e pelos conhecimentos compartilhados.

Ao professor Dr. Hermann Behling pelo apoio logístico durante a realização dos processamentos polínicos no Department of Palynology and Climate Dynamics (Georg-August-Universität Göttingen – Alemanha), e pelos conhecimentos compartilhados.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (UFPA), pelos conhecimentos compartilhados.

Aos bibliotecários do IG, especialmente a sra. Lúcia Imbiriba, pela gentileza e orientações dadas para a formatação desta tese.

Aos amigos e profissionais do Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) da Universidade Federal do Pará, como MSc. Érika Rodrigues, MSc. Beatriz Luna, MSc. Jaine Freitas, MSc. Denise Rocha, MSc. Vanessa Pinheiro, MSc. Allana Azevedo, MSc. Caio Alves, MSc. Vitor Carvalho, MSc. Patrícia Rodrigues, Izabelle Serrão e Sergio Molano, pela amizade, dedicação, sugestões e auxílio no trabalho de campo e laboratório. Aos MSc Bettina Bozi, Sérgio Nunes e Renan Fernandes, os quais eu tive o imenso prazer de conhecer, ter como companheiros nos estudos desenvolvidos neste doutorado e nos cafés da tarde. À Cleida Freitas e Joanicy Lopes pela eficiência profissional nos assuntos do PPGG/UFPA.

Um agradecimento especial aos amigos do Museu Emílio Goeldi que me ensinaram muito ao longo do meu desenvolvimento acadêmico e viraram uma família para mim, especialmente Heloisa Moraes e Sue Costa, que me inspiram e me lembram sempre à quem nós, pesquisadores/educadores, devemos servir.

Agradeço novamente de forma especial à toda minha família, que tanto amo, por todo apoio e carinho durante a construção deste trabalho. À minha amada esposa Camila Freire, por todos os dias, discussões engrandecedoras, princípios, sonhos e realizações compartilhadas. Viver com você é uma dádiva e me moldou ao que sou hoje. Ao irmão que a vida me deu, Fernando Borges, o qual, além de ter se tornado um companheiro de trabalho, sempre foi um grande companheiro na vida. Meus dias são sempre mais alegres quando você está por perto. À minha mãe Nilma Limeira, que sempre confiou e apoiou todos os meus passos na vida. Aos meus amigos queridos que fazem os dias serem mais divertidos. Os amo.

Muito obrigada!

“Não existe imparcialidade.
Todos são orientados por uma base ideológica.
A questão é: Sua base ideológica é INCLUSIVA ou EXCLUDENTE?”
Paulo Freire

RESUMO

A dinâmica dos manguezais durante o Holoceno pode ter sido em grande parte controlada pelas mudanças climáticas e flutuações do nível do mar (forças alogênicas). Entretanto, forças autogênicas podem ter significativamente afetado tais florestas. Distinguir a influência alogênica da autogênica nos manguezais é desafiador, pois os mecanismos relacionados à dinâmica natural dos ambientes sedimentares (processos autogênicos) tem grande influência no estabelecimento e degradação dos manguezais. Então, impactos causados por processos autogênicos podem ser erroneamente atribuídos aos mecanismos alogênicos. Portanto, é fundamental identificar a chamada “impressão digital” das mudanças globais na dinâmica atual dos manguezais. Essa tese integra dados palinológicos, geoquímicos ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$ e C/N), sedimentológicos e datações por ^{14}C da matéria orgânica sedimentar, juntamente com dados geomorfológicos e de vegetação no intuito de avaliar o grau de influência dos processos autogênicos e alogênicos na dinâmica dos manguezais brasileiros durante o Holoceno. Para tal, foram escolhidos estuários tropicais do Rio Grande do Norte e sul da Bahia, e subtropicais, norte e sul de Santa Catarina com diferentes características climáticas, geomorfológicas e oceanográficas. Na porção oriental do Rio Grande do Norte, próximo a cidade de Natal, o NRM atingiu valores modernos e estabilizou há ~7.000 anos cal. A.P. permitindo o estabelecimento de manguezais nas bordas do estuário do Rio Ceará-Mirim até os dias atuais. Entretanto, mudanças na distribuição espacial dos manguezais ocorreram desde então devido à dinâmica dos canais na região, portanto sendo controladas por processos autogênicos. Considerando os manguezais do Rio Jucuruçu no sul da Bahia, estes sofreram mudanças na sua distribuição horizontal e vertical em decorrência das interações das mudanças do NRM e descarga fluvial. Portanto, a dinâmica desses manguezais estuarinos durante o Holoceno foi principalmente controlada pelas variações do nível do mar e mudanças na precipitação que afetou a descarga fluvial. Esses mecanismos alogênicos foram os principais condutores da dinâmica desses manguezais. Entretanto, durante os últimos 600 anos na foz do Rio Jucuruçu, fatores intrínsecos ao sistema deposicional ganharam relevância controlando o estabelecimento e migração dos manguezais através da formação e erosão de planícies de maré lamosas, abandono e reativação de canais (processos autogênicos). No caso dos manguezais de Santa Catarina, o aumento do nível do mar até o Holoceno médio foi determinante para o estabelecimento de planícies de maré apropriadas para a ocupação de pântanos. Entretanto, os manguezais não toleraram as baixas temperaturas dessa época na região. Os dados indicam o surgimento de manguezais com

Laguncularia por volta de 1.700 anos cal. A.P., seguido por *Avicennia*, e por último, árvores de *Rhizophora*, gênero menos tolerante ao frio, em torno de 650 anos cal. A.P. em São Francisco do Sul, norte de Santa Catarina. Os manguezais de Laguna, sul de Santa Catarina, composto por *Laguncularia* e *Avicennia*, foram estabelecidos no atual limite austral dos manguezais sul-americanos somente nas últimas décadas. Não foram encontradas evidências da presença de manguezal em Laguna durante o Holoceno. O estabelecimento desses manguezais na região, provavelmente, foi iniciado durante o Antropoceno, como consequência do aumento das temperaturas mínimas de inverno no sul do Brasil. Considerando as mudanças nas taxas de precipitação sobre as bacias de drenagem que alimentam estuários com manguezais, assim como as tendências de aumento do nível do mar e de temperatura até o final do século 21, provavelmente, os manguezais estuarinos tropicais migrarão para setores topograficamente mais elevados no interior dos vales fluviais, onde sua extensão dependerá do volume de descarga fluvial interagindo com o aumento do nível do mar. Os manguezais subtropicais devem expandir para zonas mais temperadas na medida que as temperaturas mínimas de inverno aumentem. Esse processo deve causar um aumento na diversidade de espécies de mangue, como a introdução do gênero *Rhizophora* no atual limite austral dos manguezais, posicionado em Laguna-SC. Entretanto, no caso de um forte aumento no nível do mar, os relativamente novos manguezais subtropicais também devem migrar para setores topograficamente mais elevados da costa.

Palavras-chave: Manguezal. Palinologia. Mudanças climáticas. Nível do mar. Holoceno. Antropoceno.

ABSTRACT

It is possible that climate changes and sea level fluctuations (allogenic processes) are and will cause major changes in mangrove dynamics. However, other driving forces may be significantly affecting this system. Distinguishing allogenic and autogenic influence on mangroves is a challenging question, because mechanisms related to the natural dynamics of depositional environments (autogenic processes) have strong influences on the establishment and degradation of mangroves. Thus, impacts on mangroves caused by autogenic processes may be erroneously attributed to allogenic mechanisms. Therefore, it is imperative to identify the 'fingerprint' of global changes in modern mangrove dynamics. This thesis integrates palynological, geochemical, sedimentological data, ^{14}C dating of sedimentary organic matter, geomorphological and vegetation data in order to evaluate the influence of autogenic and allogenic processes on Brazilian mangroves during the Holocene. Tropical estuaries from Rio Grande do Norte and southern Bahia, and subtropical estuaries in northern and southern Santa Catarina states with different climatic, geomorphological and oceanographic characteristics were studied. The Relative Sea-Level (RSL) along the Rio Grande do Norte reached modern level and stabilized at about 7,000 cal yr BP, allowing the mangrove establishment at the edges of the Ceará-Mirim River estuary until the nowadays. However, changes in the spatial distribution of mangroves have occurred since then due to channels dynamics in the region (autogenic processes). Considering the mangroves of the Jucuruçu River in southern Bahia, their horizontal and vertical distribution were controlled by the interactions of the changes in the RSL and fluvial discharge. Therefore, the dynamics of these estuarine mangroves during the Holocene was mainly controlled by changes in sea level and precipitation that affected fluvial discharge. These allogenic mechanisms were the main drivers of the dynamics of these mangroves. However, during the last 600 years, factors intrinsic to the depositional system gained relevance by controlling the establishment and migration of mangroves by deposition and erosion of muddy tidal flats, abandonment and reactivation of channels (autogenic processes). In the case of Santa Catarina mangroves, the RSL rise up to the middle Holocene was decisive for the establishment of tidal flats appropriate for the expansion of saltmarshes. However, mangroves did not tolerate the Holocene low temperatures in the southern littoral of Santa Catarina. The pollen data indicate the establishment of mangroves with *Laguncularia* around 1,700 cal yr BP, followed by *Avicennia* and lastly *Rhizophora* trees, a cold less tolerant genus, around 650 cal yr BP in São Francisco do Sul, north of Santa Catarina. The mangroves

of Laguna, south of Santa Catarina, composed of *Laguncularia* and *Avicennia*, were established in the current southern limit of the South American mangroves only in the last decades. No evidence was found for the presence of mangroves in Laguna during the Holocene. The establishment of these mangroves in the region probably started during the Anthropocene, as a consequence of the increase in minimum winter temperatures in southern Brazil. Considering changes in precipitation rates over drainage basins that feed mangrove estuaries, as well as trends in RSL rise and temperatures until the end of the 21st century, tropical estuarine mangroves will likely migrate to higher topographically sectors in the interior of the river valleys, where its extension will depend on the volume of river discharge interacting with the RSL rise. Subtropical mangroves are expected to expand to more temperate zones as minimum winter temperatures increase. This process should cause an increase in the diversity of mangrove species, such as the introduction of the *Rhizophora* genus in the current southern limit of the mangroves, positioned in Laguna-SC. However, in the case of high rates of RSL rise, the relatively new subtropical mangroves are also expected to migrate to topographically higher sectors of the coast.

Keywords: Mangrove. Palynology. Climate change. Sea-level. Holocene. Anthropocene.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa geomorfológico de Natal-RN, com localizações dos pontos de coleta. Fonte: Modificado de Batista (2017).....6
- Figura 2- Bacia hidrográfica do Rio Ceará Mirim. Fonte: Modificado de Diniz Filho (1999).....8
- Figura 3- Mapa de vegetação da área de estudo no litoral do Rio Grande do Norte. Em destaque a área no entorno do estuário do rio Ceará Mirim.....9
- Figura 4- A) Mapa hidrográfico da região costeira do sul da Bahia, com altimetria. B) Imagem de satélite do vale do Rio Jucuruçu, com ênfase nos tipos vegetacionais encontrados no vale estudado. Destacado em vermelho estão os pontos de coleta dos testemunhos. C) Modelo Digital de Elevação da vegetação do vale estudado, próximo a cidade de Prado - BA. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....11
- Figura 5- Mapa geomorfológico e de vegetação do vale fluvial do rio Jucuruçu e entorno. Fonte: Modificado de Moraes *et al.* (2017).....13
- Figura 6- Feições morfológicas e litoestratigráficas da Ilha de São Francisco do Sul-SC. Quadrado em vermelho representa a área dos pontos de coleta do transecto à margem da Baía de Babitonga. Fonte: Modificado de Possamai *et al.* (2010).....15
- Figura 7- Imagem da porção leste da Baía de Babitonga-SC. Os destaques em vermelho, amarelo e azul claro representam a floresta de manguezal, campo herbáceo e a floresta ombrófila densa, respectivamente. Os marcadores amarelos representam os testemunhos amostrados no transecto. Fonte: Imagem retirada do Google Earth.....16
- Figura 8- Mapa climático do estado de Santa Catarina, de acordo com a classificação Köppen. Fonte: Modificado de Alvares *et al.* (2013).17
- Figura 9- Mapa de vegetação de Santa Catarina. Fonte: Adaptado de Santos *et al.* (2016).....19
- Figura 10- Mapa geomorfológico da região, com seu arcabouço geológico e respectivos sistemas deposicionais. Retângulo em vermelho representando a área de estudo, na qual se encontra em um sistema lagunar de idade holocênica na Laguna de Santo Antonio-SC. Fonte: Modificado de Tanaka *et al.* (2009).....21

- Figura 11- Hidrografia da bacia do rio Tubarão, e seus principais distributários. Em destaque, o quadrante vermelho representa a área de coleta dos testemunhos RP-01 e RP-02 na desembocadura do distributário Sambaquí. Fonte: Modificada de Nascimento Jr (2010).....25
- Figura 12- Fotografia da área de estudo na borda oeste da Laguna de Santo Antonio. Os destaques em preto, vermelho, laranja e azul claro representam o marisma *Spartina*, bosque de *Laguncularia*, árvores de *Avicennia*, e floresta ombrófila densa, respectivamente. Os marcadores amarelos representam os testemunhos amostrados (RP01 e RP02). Fonte: Fotografia retirada por drone.....26
- Figura 13- A) Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações. B) Trado-russo. Instrumento utilizado para realizar a coleta dos testemunhos.....29
- Figura 14- Fotografia do testemunho à esquerda, e a radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares.....30
- Figura 15- Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada.....35
- Figura 16- Fluxograma da metodologia utilizada para a obtenção dos modelos digitais de elevação e altura da vegetação, análise espaço-temporal, assim como as análises dos testemunhos sedimentares e seus respectivos objetivos. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).36
- Figura 17- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C₃, C₄ e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton (1996a). Fonte: Retirado de França (2010).43
- Figura 18- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar continental e marinha. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003), Wilson *et al.* (2005).....45
- Figura 19- 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. Fonte: Modificado de França (2010).....46

- Figura 20- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-01, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, diagrama polínico dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen.....61
- Figura 21- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-01, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.....62
- Figura 22- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-04, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....63
- Figura 23- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-04, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.....64
- Figura 24- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-06, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....65
- Figura 25- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-06, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.....66

- Figura 26- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-08, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....67
- Figura 27- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-08, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.....68
- Figura 28- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção mais terminal do vale, com suas unidades geobotânicas (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. C) Modelo Digital de Terreno. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....70
- Figura 29- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção intermediária do vale (PR10), com suas unidades geobotânicas (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....71
- Figura 30- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção distal (PR07) do vale, com suas unidades geobotânicas e canais abandonados (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....72
- Figura 31- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção mais distal (PR08) do vale estudado, com suas unidades geobotânicas e canais abandonados (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....73
- Figura 32- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar PR-07, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....78

- Figura 33- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar PR-10, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....79
- Figura 34- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar PR-12, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....80
- Figura 35- A) Imagem da Ilha de São Francisco situada entre a Baía de Babitonga e o Oceano Atlântico (Imagem retirada do Google Earth Pro). B) Imagem obtida por sobrevoo de drone da área de estudo na Baía de Babitonga, com ênfase no transecto onde os testemunhos foram amostrados (em amarelo, a-b). C) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. D) Mapa de vegetação da área de estudo. E) Transecto onde os testemunhos foram amostrados, com a topografia e a zonação da vegetação da área.....82
- Figura 36- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF07, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....88
- Figura 37- Testemunho SF-07 com as características sedimentares/datação ^{14}C , juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em percentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* próximos a base, e *Rhizophora* no topo do testemunho.....89

- Figura 38- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF08, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen. Fonte: Modificado de Azevedo (2018)90
- Figura 39- Testemunho SF-08 com as características sedimentares/datação ^{14}C , juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em percentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* com ocorrência próximos a base (> 1.285 anos cal. A.P.) até o topo do testemunho e o gênero *Rhizophora* ocorrendo somente no topo do testemunho. Fonte: Modificado de Azevedo (2018).....91
- Figura 40- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF09, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....92
- Figura 41- Testemunho SF-09 com as características sedimentares/datação ^{14}C , juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em percentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* com ocorrência próximos a base até o topo do testemunho.....93
- Figura 42- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF10, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....94

- Figura 43- Testemunho SF-10 com as características sedimentares/datação ^{14}C , juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em percentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* próximos a base, e *Rhizophora* no topo do testemunho.95
- Figura 44- A) Composição das imagens obtidas pelo drone da área de estudo e Modelo Digital de Superfície com altura da vegetação. B) Perfil topográfico (A-B) da área estudada com as unidades de vegetação e suas respectivas alturas.....97
- Figura 45- Análise espaço-temporal da vegetação da área estudada, demonstrando a evolução de cada grupo ecológico presente na planície ao longo de 15 anos.....99
- Figura 46- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar RP-01, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....103
- Figura 47- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar RP-02, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.....104
- Figura 48- A) Curva de nível do mar das regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil (Angulo *et al.* 2006). B) Curva de Nível do mar (intervalo de variação do nível do mar) elaborada para a região oriental do estado do Rio Grande do Norte Fonte: (Bezerra *et al.* 2003)..105
- Figura 49- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegetação e geomorfologia, com sucessivas fases de estabelecimento/migração de manguezais de acordo com mudanças do nível relativo do mar e ativação/migração lateral de canais durante o Holoceno. Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).107

- Figura 50- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para diferentes fácies sedimentares (Canal de maré, Planície de Maré colonizada por Manguezal e Planície de maré mista colonizada por Ervas/Manguezal), com interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005). Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).109
- Figura 51- Correlação topográfica entre associações de fácies dos testemunhos analisados e a variação moderna da maré. NMM = Nível Médio do Mar. Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).....111
- Figura 52- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegetação e geomorfologia do vale do Rio Jucuruçu e entorno, com sucessivas fases de estabelecimento/migração de manguezais de acordo com mudanças do nível relativo do mar e aumento de umidade durante o Holoceno.116
- Figura 53- Curva de nível do mar para a costa leste brasileira com base em amostras de vermitídeos (Angulo *et al.* 2006) e a reconstrução do paleo nível do mar do litoral sul da Bahia com base em sedimentos de planícies lamosas dominadas por manguezais. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).....116
- Figura 54- Gráfico Binário ($\delta^{13}\text{C}$ x C/N) dos testemunhos do transecto amostrado no vale fluvial do Rio Jucuruçu demonstrando o aumento do NRM durante o Holoceno inicial/médio, e sua posterior descida no Holoceno médio/tardio. Modificado de Cohen *et al.* (2020).....118
- Figura 55- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegetação e geomorfologia, com sucessivas fases de estabelecimento/migração de manguezais de acordo com mudanças do nível relativo do mar e clima durante o Holoceno. A correspondência dos pontos de coleta dos testemunhos no transecto estão representados pelas linhas pontilhadas coloridas.....125
- Figura 56- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para diferentes fácies sedimentares (Canal de maré, Planície de Maré colonizada por Manguezal, Planície herbácea/manguezal e Planície costeira ocupada por Floresta Ombrófila Densa), com interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).....126

- Figura 57- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N dos testemunhos RP01 (A) e RP02 (B), respectivamente, com suas associações de fácies sedimentares (Laguna - fases I e II e Planície de Maré colonizada por Ervas). Interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).....131
- Figura 58- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ do testemunho RP01 e seus padrões de origem de matéria orgânica sedimentar. Interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Cloern *et al.* (2002) e Ogrinc *et al.* (2005).....133
- Figura 59- Gráficos de dispersão obtidos da Estação Meteorológica de Urussanga, a 57 km de Laguna-SC, durante o período de 1961 a 2017. Média de temperaturas máximas durante o verão (em vermelho), Média da amplitude térmica anual (em laranja) e Média de temperaturas mínimas durante o inverno (em azul).....137
- Figura 60- A) Médias de temperatura mínima de inverno (1961-2017) registrado na Estação Meteorológica de Urussanga, à 54 km de Laguna-SC. Pontilhado em azul, a linha de tendência do aumento das temperaturas médias mínimas. B) Intervalo da média de temperaturas mínimas nos meses de inverno encontrado para os gêneros *Avicennia* (mais resistente ao frio) e *Rhizophora* (menos resistente ao frio) em todo o mundo (modificado de Quisthoudt *et al.* 2012). Em azul pontilhado está demonstrado a linha de tendência do aumento da média mínima de temperatura nos meses de inverno registrados na Estação Meteorológica de Urussanga.....138
- Figura 61– Escalas de influência dos processos alogênicos e autogênicos na dinâmica dos manguezais tropicais e subtropicais durante o Holoceno.....144

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Métodos e locais para realização das análises.....	28
Tabela 2- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos NAT-01, NAT-04, NAT-06 e NAT-08.	57
Tabela 3- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos PR-07, PR-08, PR-11 e PR-12.....	74
Tabela 4- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos SF07, SF08, SF09 e SF10.....	83
Tabela 5- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos RP01 e RP02.....	100
Tabela 6- Cenários projetados até o final do século 21 para cada região estudada referente a mudanças na temperatura, precipitação e nível médio do mar (NMM), sendo I o mais otimista, o III o mais pessimista, e o II um cenário intermediário. O (+) significa um aumento, e o (-) significa diminuição.....	148

LISTA DE ABREVIATURAS

AMS	Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador
A.P.	Antes do Presente
Cal A.P.	Idade calibrada em anos Antes do Presente
CAM	Crassulacean acid metabolism
CENA	Centro de Energia Nuclear da Agricultura
CIRAM	Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
CPRM	Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
Ctotal	Carbono total
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DRHI	Diretoria de Recursos Hídricos
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LADIC	Laboratório de Dinâmica Costeira
LACUFF	Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense
LOQ	Laboratório de Oceanografia Química
NMM	Nível Médio do Mar
NRM	Nível Relativo do Mar
Ntotal	Nitrogênio total
PND	Parque Nacional do Descobrimento
SDM	Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente
SEMARH	Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos
TOC	Total Organic Carbon – Carbono Orgânico Total
TON	Total Organic Nitrogen – Nitrogênio Orgânico Total
UGAMS	Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xxi
LISTA DE ABREVEATURAS	xxii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	4
1.2.1 Geral.....	4
1.2.2 Específicos.....	4
1.3 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	5
1.3.1 Natal - Rio Grande do Norte.....	5
1.3.1.1 Geomorfologia.....	5
1.3.1.2 Clima.....	7
1.3.1.3 Hidrografia.....	7
1.3.1.4 Vegetação.....	9
1.3.2 Prado - Sul da Bahia.....	10
1.3.2.1 Geomorfologia.....	10
1.3.2.2 Clima.....	11
1.3.2.3 Hidrografia.....	12

1.3.2.4 Vegetação.....	13
1.3.3 São Francisco do Sul - Norte de Santa Catarina.....	14
1.3.3.1 Geomorfologia.....	14
1.3.3.2 Clima.....	17
1.3.3.3 Hidrografia.....	18
1.3.3.4 Vegetação.....	18
1.3.4 Laguna - Sul de Santa Catarina.....	20
1.3.4.1 Geomorfologia.....	20
1.3.4.2 Clima.....	22
1.3.4.3 Hidrografia.....	24
1.3.4.4 Vegetação.....	25
CAPÍTULO 2 MATERIAS E MÉTODOS.....	27
2.1 CAMPO.....	27
2.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	28
2.3 DATAÇÃO POR ^{14}C (TÉCNICA AMS).....	29
2.4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO.....	30
2.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}\text{C}$ E C TOTAL.....	30
2.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DO $\delta^{15}\text{N}$ E N TOTAL.....	31
2.7 MÉTODOS PALINOLÓGICOS.....	31
2.7.1 Processamento das amostras.....	31

2.7.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	32
2.7.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	32
2.7.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	33
2.7.5 Tratamento com Acetólise	33
2.7.6 Montagem de lâminas para a microscopia	34
2.7.7 Análise Microscópica e Confeção de Gráficos Polínicos	34
2.8 ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL	35
2.8.1 Processamento de imagem de satélite	37
2.8.2 Aquisição e processamento de imagens de drone	37
2.8.3 Nuvem de pontos 3D	38
2.8.4 Modelos digitais	39
2.8.5 Validação	40
2.8.5.1 Dados topográficos.....	41
2.8.5.2 Salinidade intersticial e tamanho da vegetação.....	41
 CAPÍTULO 3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO	 42
3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS	42
3.1.1 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação	42
3.1.2 $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação	43
3.1.3 C/N	44
3.1.4 Datação por ^{14}C	45
3.1.5 Palinologia e estudos paleoambientais	46
3.2 PROCESSOS AUTOGÊNICOS E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS	48

3.3 PROCESSOS ALOGÊNICOS E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS	49
3.3.1 Mudanças no NRM e a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno.....	49
3.3.2 Mudanças climáticas durante o Holoceno e a dinâmica dos manguezais.....	51
3.3.2.1 Alterações na distribuição de espécies como consequência de mudanças climáticas e aumento no nível do mar nos últimos 100 anos.....	52
3.4 PROJEÇÕES DO NÍVEL DO MAR E CLIMA, E A CONSEQUENTE RESPOSTA DOS MANGUEZAIS A TAIS MUDANÇAS.....	53
CAPÍTULO 4 RESULTADOS.....	56
4.1 NATAL - RN.....	56
4.1.1. Definições morfológicas e de vegetação.....	56
4.1.2. Datações por ¹⁴C e Taxas de Sedimentação.....	57
4.1.3 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares.....	58
4.1.3.1 Associação de Fácies A (Canal de maré).....	58
4.1.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por Manguezal).....	59
4.1.3.3 Associação de Fácies C (Planície de maré mista colonizada por ervas e manguezal).....	59
4.2 PRADO - SUL DA BAHIA	69
4.2.1 Dados morfológicos e de vegetação.....	69
4.2.2 Datações por ¹⁴C e Taxas de Sedimentação.....	73
4.2.3 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares.....	75
4.2.3.1 Associação de Fácies A (Canal Estuarino).....	75
4.2.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por Manguezal e Ervas).....	76
4.2.3.3 Associação de Fácies C (Planície fluvial colonizada por ervas).....	76
4.3 SÃO FRANCISCO DO SUL - NORTE DE SANTA CATARINA.....	81

4.3.1 Dados Morfológicos e de vegetação.....	81
4.3.2 Datações por ¹⁴C e Taxas de Sedimentação.....	83
4.3.3 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares.....	83
4.3.3.1 Associação de Fácies A (Canal estuarino).....	84
4.3.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por manguezal).....	85
4.3.3.3 Associação de Fácies C (Planície herbácea/manguezal).....	86
4.3.3.4 Associação de Fácies D (Planície costeira ocupada pela Floresta Ombrófila Densa).....	87
4.4. LAGUNA - SUL DE SANTA CATARINA.....	96
4.4.1 Dados Morfológicos e de vegetação.....	96
4.4.2 Análise Espaço-Temporal.....	98
4.4.3 Datações por ¹⁴C e Taxas de Sedimentação.....	100
4.4.4 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares.....	100
4.4.3.1 Associação de Fácies A (Laguna – Fase I, ~5.100 - ~2.200 anos cal. A.P.).....	100
4.4.3.2 Associação de fáceis A (Laguna Fase II, ~2.200 até ~840 anos cal. A.P.).....	101
4.4.3.3 Associação de Fácies B (Planície de maré, ~840 anos cal. A.P. até o presente).....	102
 CAPÍTULO 5 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS E DISCUSSÃO.....	 105
5.1 NATAL-RN.....	105
5.1.1 Holoceno inicial: Canal estuarino.....	105
5.1.2 Holoceno médio e tardio: Planície de maré colonizada por Manguezal/Ervas e Canal de Maré.....	108
5.1.3 Vegetação, sedimentação e nível relativo do mar.....	110
5.1.4 Mudanças climáticas e a dinâmica dos manguezais.....	112

5.1.5 Processos alogênicos e autogênicos e a dinâmica dos manguezais.....	113
5.2 PRADO-BA.....	115
5.2.1 Holoceno inicial: Canais fluviais-estuarinos.....	115
5.2.2 Holoceno médio: Planície de maré continental ocupada por Manguezal e ervas.....	117
5.2.3 Holoceno tardio: Planície de inundação fluvial com ervas.....	118
5.2.4 Manguezais, o clima e descarga fluvial durante o Holoceno.....	119
5.2.5 Dinâmica dos manguezais sob mudanças do NRM holocênico.....	121
5.2.6 O NRM nos registros de manguezais.....	121
5.3 SÃO FRANCISCO DO SUL-SC.....	124
5.3.1 Holoceno tardio.....	124
5.3.1.1 Canal estuarino (Associação de Fáceis A).....	124
5.3.1.2 Planície de maré com manguezal (Associação de Fáceis B).....	125
5.3.1.3 Planície herbácea (Associação de Fáceis C).....	128
5.3.1.4 Planície costeira ocupada pela Floresta Ombrófila Densa (Associação de Fáceis D)...	128
5.3.2 Relação entre as condições ambientais/climática e o desenvolvimento do manguezal.....	129
5.4 LAGUNA-SC.....	130
5.4.1 Holoceno médio-tardio: Laguna com grande influência marinha (Fase I - 5.106 até ~2.200 anos cal. A.P.).....	130
5.4.2 Holoceno tardio.....	132
5.4.2.1 Laguna fase II (~2.200 até ~840 anos cal. A.P.): Laguna com influência estuarina.....	132
5.4.2.2 Planície de maré com influência terrestre (~840 anos cal. A.P. até o presente).....	134
5.4.3 Relação entre clima e manguezal.....	134

CAPÍTULO 6 INTEGRAÇÃO DOS DADOS DAS REGIÕES NORDESTE E SUL DO BRASIL.....	140
6.1 ATUAÇÃO DAS FORÇANTES EM CADA REGIÃO DO BRASIL DURANTE O HOLOCENO.....	140
6.1.1 Natal-RN: Manguezais estuarinos sob influência do aumento do nível do mar (Processo Alogênico) e migração de canais de maré (Processo Autogênico).....	140
6.1.2 Prado-BA: Manguezais estuarinos sob influência das mudanças no nível do mar e taxas de precipitação (Processos Alogênicos), e em menor escala, dinâmica de canais (Processos Autogênicos).....	141
6.1.3 São Francisco do Sul-SC: Manguezais estuarinos sob influência das mudanças no nível do mar e temperatura (Processos Alogênicos).....	142
6.1.4 Laguna-SC: Manguezais de lagunas sob influência da decida do nível do mar, aumento da temperatura e precipitação (Processos Alogênicos).....	142
6.2. CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E NÍVEL DO MAR ATÉ O FINAL DO SÉCULO 21 E POSSÍVEIS MODIFICAÇÕES NA DISTRIBUIÇÃO DE MANGUEZAIS.....	144
6.2.1 Estuários tropicais: Rio Ceará Mirim-RN e Rio Jucuruçu-BA.....	147
6.2.2. Estuários subtropicais: Baía de Babitonga - São Francisco do Sul/SC e Laguna de Santo Antônio – Laguna/SC.....	150
6.2.2.1 Efeito dos manguezais nas taxas de sedimentação.....	153
6.2.3. Aquecimento no Antropoceno e o aumento do NMM.....	155
CAPÍTULO 7 CONCLUSÃO.....	157
REFERÊNCIAS.....	159

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O manguezal é um ecossistema costeiro de transição entre os ambientes terrestre e marinho, característico de regiões tropicais e subtropicais e sujeito ao regime das marés e a descarga dos rios. Os mesmos ocorrem em zonas chamadas de intermaré, área exposta que é recoberta durante os ciclos da maré (maré baixa e alta). Este ecossistema desenvolve-se em planícies lamosas de regiões costeiras abrigadas como estuários, baías e lagunas. A zona coberta por manguezais é influenciada por uma gama de fatores inter-relacionados. Estes envolvem adaptações da vegetação aos estresses gerados por fatores físicos e químicos que podem estar relacionados à descarga fluvial (Cohen *et al.* 2012, Lara & Cohen 2006), temperatura (Soares *et al.* 2012), ação das correntes costeiras, marés, e topografia que determinam os ambientes deposicionais mais favoráveis para a implantação e sobrevivência dos manguezais (Hutchings & Saenger 1987, Semeniuk 1994, Wolanski *et al.* 1990). Portanto, a vegetação do mangue possui adaptações fisiológicas e morfológicas especiais que lhe permite crescer nestes ambientes de intermarés (Alongi 2008, Blasco *et al.* 1996, Cahoon & Lynch 1997, Sanders *et al.* 2012). Como tais variáveis físicas e químicas são modificadas de acordo com flutuações no nível relativo do mar e mudanças no clima, a distribuição global dos manguezais tem sido alterada ao longo da história geológica e humana. Assim, este ecossistema tem sido usado como indicador de mudanças climáticas e flutuações no nível relativo do mar (Blasco *et al.* 1996).

Segundo Walsh (1974), o melhor grau de desenvolvimento do manguezal dependeria de quatro requisitos: climas tropicais, com temperatura média do mês mais frio superior a 20°C (a amplitude térmica anual inferior a 5°C); substratos predominantemente lamosos (silte e argila); áreas abrigadas, livres da ação de ondas e marés fortes; e por último, presença de água salobra/salgada, à exemplo na costa norte do Brasil, onde os manguezais ocupam zonas com gradiente de salinidade entre 10 a 90‰. Este gradiente de salinidade possibilita o desenvolvimento de diferentes tipos de vegetação, que vão desde florestas de menor tolerância como as *Rhizophoras* sp. e outras de ambientes hipersalinos como a floresta anã de *Avicennia* sp., além de pântanos salgados com plantas característica de marisma (Cohen & Lara 2003). Como as plantas de mangue são halófitas facultativas, ou seja, são tolerantes a salinidade, estas dependem desse requisito para competir com as glicófitas, que não toleram a salinidade e, portanto, o manguezal pode assim dominar este tipo de ambiente.

Ao longo da costa brasileira, os manguezais são encontrados a partir do extremo norte do Rio Oiapoque – estado do Amapá (04°20'N) até Laguna/SC (28°30'S) no litoral sul

(Schaeffer-Novelli *et al.* 2000). Durante o Holoceno, as variações no nível do mar e as mudanças na descarga fluvial foram os principais agentes modificadores da distribuição dos manguezais ao longo da costa brasileira (Cohen *et al.* 2009, Lara & Cohen 2009, Krauss *et al.* 2008, Tomlinson 1986). Como descrito nos trabalhos de Cohen *et al.* (2012), França *et al.* (2013) e Guimarães *et al.* (2013), o litoral da Ilha de Marajó e de Macapá apresentam uma baixa salinidade regional, produzida pela descarga do Amazonas ($6.300 \text{ km}^3/\text{ano}$), quando comparada com a dos rios do litoral sudeste da costa do Pará-Maranhão ($280 \text{ km}^3/\text{ano}$) e noroeste da costa do Amapá (Kjerfve *et al.* 2002). Mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (exs. Absy *et al.* 1991, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Burns 2001, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004), causaram variações nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) afetando a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012). Portanto, na região norte, o seu desenvolvimento está fortemente relacionado à vazão dos rios, tais como o Amazonas, com uma influência menor das variações no nível relativo do mar - NRM (Cohen *et al.* 2012), enquanto que nas regiões nordeste, sudeste e sul a distribuição deste ecossistema está mais susceptível às variações do NRM, assim como a deposição de sedimentos e ação das ondas (Amaral *et al.* 2006, Cohen *et al.* 2014a, Pessenda *et al.* 2012).

Recentes trabalhos (Cohen *et al.* 2014a, França *et al.* 2013) indicaram que mudanças na descarga fluvial com sedimentos arenosos aportados para o sistema costeiro durante o Holoceno influenciaram significativamente o desenvolvimento dos manguezais ao longo do litoral sudeste brasileiro. As mudanças nos sistemas deposicionais costeiros e na vegetação do litoral norte do estado do Espírito Santo foram causadas pela ação combinada das oscilações do nível relativo do mar e das mudanças no suprimento de sedimentos durante o Holoceno (Cohen *et al.* 2014a, França *et al.* 2013). Considerando as mudanças do NRM, Fontes *et al.* (2017) verificaram que a distribuição dos manguezais acompanhou a subida do NRM durante o Holoceno dentro de um vale fluvial no sul da Bahia. Em um contexto de nível de mar máximo durante este período, foi constatada a presença de manguezal há aproximadamente 40 km da atual posição de distribuição dos manguezais modernos. Consequentemente, com a descida do NRM, os manguezais, antes estabelecidos em planícies topograficamente mais elevadas, migraram para planícies mais baixas, acompanhando a descida do NRM (Fontes *et al.* 2017).

Estudos sobre mudanças climáticas e de nível do mar no Antropoceno, utilizando dados sobre emissões antropogênicas de gases estufa, sugerem alguns possíveis cenários de mudanças nas taxas de precipitação, temperatura e nível do mar, globais e regionais, até o final

do século 21 (IPCC 2014). De maneira geral, globalmente, o nível do mar aumentará, assim como a temperatura, enquanto as taxas de precipitação irão variar dependendo das regiões. Um aumento do nível médio do mar (NMM) pode resultar na perda de área de manguezais próximo à linha de costa e na sua migração em direção ao continente como resultado do aumento na frequência de inundação da maré (Hanson & Maul 1989). Similarmente, a vegetação continental, posicionada nas planícies de lama topograficamente mais elevadas, as quais não estavam sob influência de águas estuarinas, sofre um ajuste nos seus limites, pois com a invasão desta água salobra, os manguezais migram para estes locais mais elevados e invadem essas áreas anteriormente colonizadas por vegetação de água doce.

Considerando fatores climáticos, estudos demonstram que a temperatura pode atuar como um fator limitante para o desenvolvimento e distribuição dos manguezais em latitudes subtropicais. Alguns trabalhos evidenciaram a coincidência entre os limites latitudinais do manguezal e da posição das isotérmicas atmosféricas de inverno de 15°C (Alongi 2002, Duke *et al.* 1998, Ellison 2000, Tomlinsom 1986, Woodroffe & Grindrod 1991). A principal explicação para essa limitação está relacionada à baixa tolerância da vegetação de manguezais às baixas temperaturas do ar e geadas (Ellis *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2008, Stuart *et al.* 2007, Tomlinsom 1986) e por isso mais da metade dos manguezais do mundo estão localizados na faixa entre as latitudes 10°N e 10°S. Portanto, em resposta a um aquecimento global, espera-se que os manguezais migrem para latitudes mais temperadas, substituindo os marismas, vegetação herbácea dos pântanos salgados (Burns & Ogden 1985, Ellison 2000, Field 1995, Gilman *et al.* 2008, Morrisey *et al.* 2007, Perry & Mendelsohn 2009, Woodroffe & Grindrod 1991). Considerando este avanço dos manguezais para latitudes mais temperadas em resposta ao aquecimento global recente, fruto das emissões antropogênicas de CO₂, este ecossistema não deve ter ocupado seus atuais limites austrais e boreais por pelo menos os últimos mil anos.

Além destas forçantes externas ao sistema costeiro, que geram mudanças dentro do mesmo (processos alogênicos), tais como os eventos eustáticos, tectônicos e climáticos (Beebower 1964), a dinâmica dos manguezais pode ser afetada também por processos hidrológicos inerentes à bacia de drenagem, ou seja, processos autogênicos. Esses processos envolvem a redistribuição de energia e matéria dentro do sistema sedimentar relacionados com a ação de marés e tempestades, migração lateral dos rios e canais de maré, barras fluviais e de praia, meandramento, avulsão de canais e comutação de delta (Cecil 2013).

Considerando estes componentes que controlaram a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno, os locais escolhidos para mapeamento das áreas de manguezais e amostragem dos

testemunhos foram decididos com base nas diferentes características geomorfológicas, oceanográficas e climática da costa brasileira, dividida entre duas áreas na zona tropical, situadas em um estuário (Natal-RN/~5° S) e um vale fluvial (Prado-sul da Bahia/~17°S), e duas áreas em latitudes subtropicais inseridas em uma baía (São Francisco do Sul-SC/26° S) e uma laguna (Laguna-SC/28° S).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Esse trabalho pretende comparar os impactos das flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas (processos alogênicos) e a dinâmica natural dos ambientes deposicionais (processos autogênicos) em áreas de manguezais tropicais (Natal-RN e Prado-BA) e subtropicais (São Francisco do Sul e Laguna-SC) da costa brasileira durante o Holoceno. Esses manguezais estão posicionados em áreas com diferentes características climáticas, oceanográficas e geomorfológicas. Esses dados viabilizaram a elaboração de um mapa com as principais componentes e suas intensidades no processo de estabelecimento e expansão/contração dos manguezais na costa brasileira estudada. Com essa sólida base de dados, o trabalho em questão pretende projetar os efeitos das mudanças climáticas e de nível do mar até o final do século 21 sobre a distribuição dos manguezais de regiões tropicais e subtropicais brasileiras.

1.2.2 Específicos

- Elaboração de mapas geomorfológicos e de vegetação dos locais de estudo;
- Analisar espaço temporalmente a dinâmica dos manguezais e elaborar modelos digitais de elevação da vegetação e das planícies de maré através de imagens de satélite e drone;
- Identificar os ambientes deposicionais atuais e do passado através da análise das feições geomorfológicas associadas às estruturas sedimentares, identificadas nas radiografias dos testemunhos, e granulometria, determinada por difração à laser de 15 testemunhos de sedimentos com profundidades entre 1 e 8 metros;
- Reconhecer a paleoflora por meio da identificação e contagem de grãos de pólen e esporos ao longo de testemunhos;

- Identificar a origem da matéria orgânica preservada ao longo dos testemunhos de sedimento por meio da sua composição isotópica e análise elementar ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N);
- Determinação cronológica dos eventos identificados por meio de 56 datações ^{14}C (AMS);

1.3 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DAS ÁREAS DE ESTUDO

1.3.1 Natal - Rio Grande do Norte

1.3.1.1 Geomorfologia

A área de estudo está situada próximo a desembocadura do Rio Ceará Mirim (Figura 1), o qual flui em rochas cristalinas dos complexos Seridó e Caicó e rochas plutônicas, correlacionadas ao Pré-Cambriano. Este embasamento de rochas é coberto por unidades do Cretáceo, Neógeno e depósitos Quaternários (Nogueira *et al.* 2010), o último consiste de sedimentos aluviais, coluviões e eólicos. Aproximadamente 90 km ao norte do Rio Ceará Mirim, campos de dunas ocorrem em direção ao interior do continente. As dunas jovens e as praias ocupam uma porção próximo à costa e elas estão em movimento sujeito a uma organização permanente de acordo com a direção dos ventos e ondas, respectivamente (Caldas *et al.* 2006).

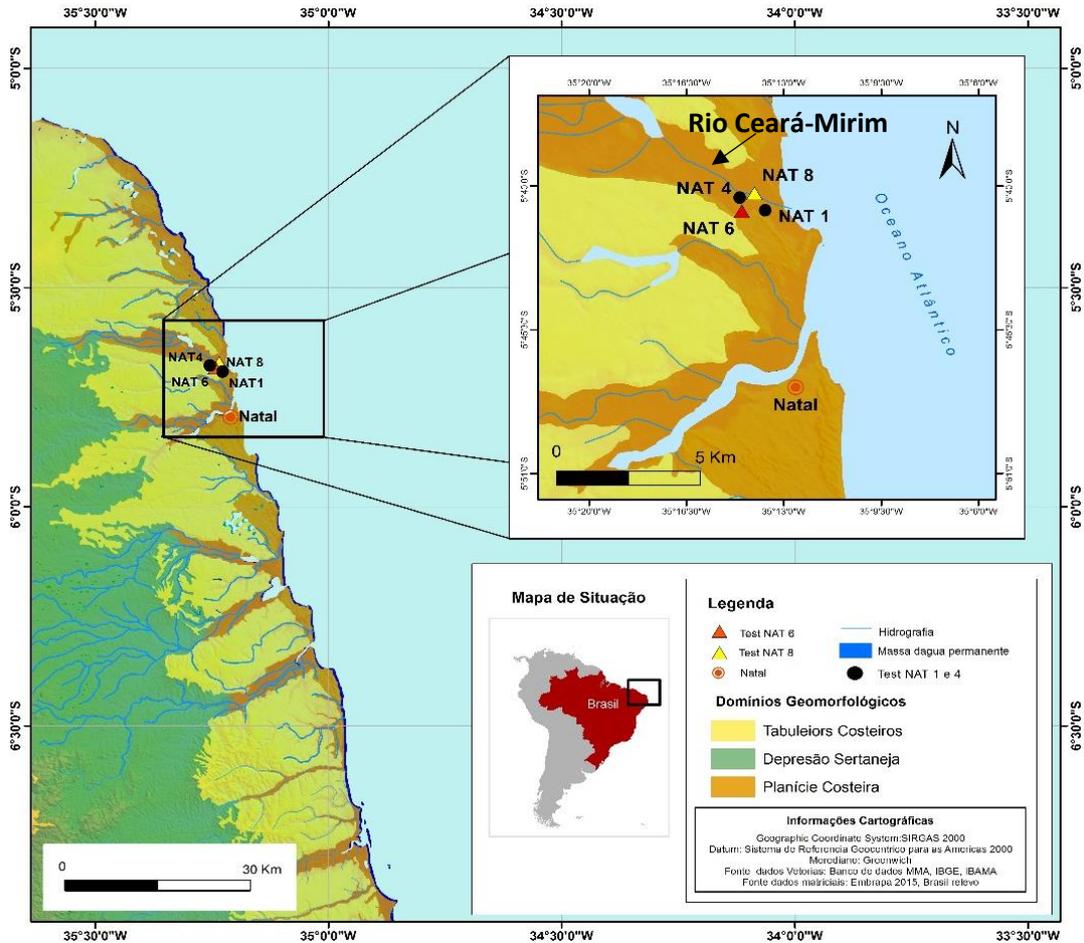


Figura 1- Mapa geomorfológico de Natal-RN, com localizações dos pontos de coleta. Fonte: Modificado de Batista (2017).

A Depressão Sertaneja, os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira representam os principais domínios geomorfológicos na área de estudo (Figura 1). A Depressão Sertaneja ocorre no setor oeste da área, estando disposta atrás dos Tabuleiros costeiros, sendo composta essencialmente pelos terrenos cristalinos pré-cambrianos. Este domínio possui cotas altimétricas inferiores a 100 m, e é bastante retalhado pela drenagem em função das condições de baixa permo-porosidade do substrato rochoso. Os Tabuleiros Costeiros, com cotas altimétricas entre 70 e 100 m, são representados por um relevo de topo plano composto por rochas da Formação Barreiras que apresenta um abrupto contato com a planície costeira através de uma linha ativa e inativa de falésias. Ainda nos Tabuleiros costeiros é possível encontrar vales de fundo plano nos quais foram acumulados sedimentos de origem fluvial (planície costeira fluvial) e fluvio-marinha (planície costeira flúvio-marinha), com altimetria acima de 5 m e até 5 m, respectivamente. O rio Ceará Mirim cruza a planície costeira formando uma zona

de transição sob uma influência marinha e fluvial, a qual é dominada por sedimentos argilo-arenosos e siltosos (Diniz Filho 1999, Pfaltzgraff & Torres 2010).

1.3.1.2 Clima

Dados meteorológicos da cidade de Natal, distante 10 km da área de estudo, indicam que o clima da região é tropical de estação úmida, com 3 meses de seca, que se enquadra na classificação climática “Aw” de Köppen. A média da precipitação é de aproximadamente 1.464 mm/ano, concentrada entre os meses de março e julho, enquanto os meses de seca (outubro a dezembro) apresentam precipitação média menor que 30 mm. A temperatura média anual é de 26°C, sendo as maiores temperaturas observadas no mês de setembro (média de 26,9°C) e as menores no mês de janeiro (média de 25,8°C). No entanto, mais internamente ao continente outro tipo climático prevalece: o semiárido. Este domina quase todas as áreas do interior do estado. A pluviosidade é o principal fator determinante do clima do Rio Grande do Norte. As chuvas são abundantes no litoral, formando áreas de clima tropical, porém, no interior, são escassas e irregulares, com índices pluviométricos, por vezes, inferiores a 700 mm/ano (INMET – Instituto Nacional de Meteorologia 2015).

Na região do sertão norte-riograndense, o principal fator causador de chuvas é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no período de fevereiro a maio, enquanto na costa litorânea oriental e em parte do Agreste, destacamos a atuação das ondas de leste, principalmente entre maio e agosto. Ao se considerar apenas o índice pluviométrico, verificamos que o clima é tropical chuvoso com verão seco, no litoral sul, com precipitações médias acima dos 1.200 mm anuais; tropical chuvoso com inverno seco no litoral nordeste, nas partes elevadas da Serra de João do Vale e na região serrana, onde se situam as serras de Luís Gomes, Martins e Portalegre (800 a 1.200 mm anuais); sub-úmido seco na Chapada do Apodi e das Serras de Santana, São Bernardo e Serra Negra do Norte (600 a 800 mm); semiárido na região do Vale do Açu, em parte do Seridó e litoral norte do estado, entre São Miguel do Gostoso e Areia Branca (400 a 600 mm); e árido ou semiárido rigoroso, presente em nove municípios potiguares e apresentando baixos índices de precipitação em torno dos 400 milímetros por ano. Com 91,69% do seu território localizado na região do Polígono das Secas (Brasil 2005), o Rio Grande do Norte é classificado pelo Instituto Nacional de Meteorologia como o segundo estado mais quente do Brasil, atrás somente do Piauí (INMET 2017) .

1.3.1.3 Hidrografia

A bacia do rio Ceará Mirim possui um formato alongado na direção oeste-leste, e nascentes situadas na região centro-oeste do estado, a mais de 100 km a oeste da cidade de Ceará Mirim, com área total estimada em 2.635 km² (Diniz Filho 1999). A foz deste rio apresenta uma largura de 200 m, e situa-se a 10 km da cidade de Natal (Figura 2). Sua vazão média é de 0,09 km³/ano (SEMARH 1998).

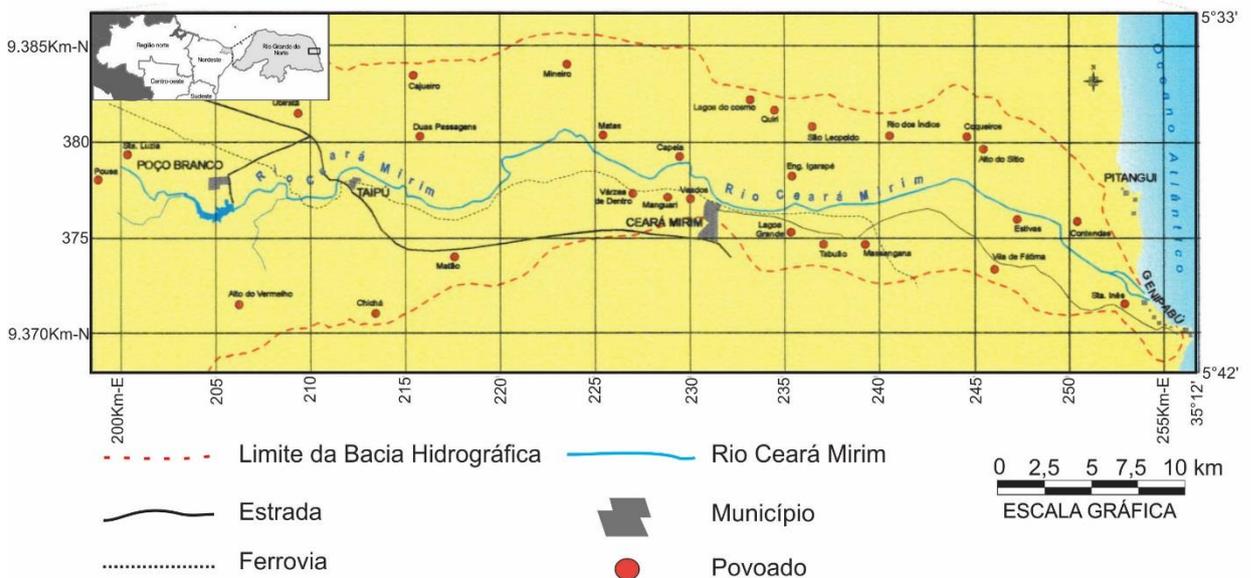


Figura 2- Bacia hidrográfica do Rio Ceará Mirim. Fonte: Modificado de Diniz Filho (1999).

Os rios dessa natureza, provavelmente, têm uma descarga fluvial com potencial de impacto sobre a dinâmica dos manguezais significativamente menor do que os rios que compõem a costa marinha do litoral norte, com forte influência fluvial, apresentando uma descarga fluvial em torno de 280 km³/ano, ao longo da costa Pará-Maranhão (Kjerfve *et al.* 2002). Como exemplo, o estuário do Rio Caeté, Península de Bragança, litoral paraense, possui uma largura de aproximadamente 20 km e velocidades de correntes que atingem ~1,5 m/s, durante as marés de sizígia e amplitude de maré em torno de 4 m (Cohen *et al.* 1999).

Devido à pequena descarga fluvial dos rios da costa do Rio Grande do Norte, a máxima influência da maré atinge 30 km rio acima do Jundiá, com foz na cidade de Natal (Barbosa 1983) e cria condições de salinidades que variam entre 29,5 a 34,5‰ na estação chuvosa e seca, respectivamente (Miranda *et al.* 2005). A máxima variação da maré na região (2,8 m - regime de meso-maré) cria correntes com velocidades que se aproximam de 1 m/s. A principal área estuarina do Rio Ceará Mirim se estende por cerca de 5 km continente adentro (Diniz Filho 1999) e consiste de ~5 km² de manguezais sobre planícies de lama.

1.3.1.4 Vegetação

A área de estudo está principalmente coberta por planícies pantanosas salgadas e de água doce, as quais exibem vegetação de manguezal e herbácea com estepe de savana arborizada, respectivamente (Figura 3), os quais formam substratos descontínuos de herbáceas com poucos arbustos (Brasil 1981). Os manguezais ocorrem no interior de estuários protegidos da ação das ondas e correntes e são representados principalmente por *Rhizophora* e *Avicennia*. Eles ocupam extensas áreas da planície de maré lamosa com um gradiente topográfico influenciando nas suas densidades e proporção entre *Rhizophora/Avicennia*. Nas margens dos canais de maré existe uma elevada densidade de árvores de *Rhizophora* e poucas de *Avicennia*, sendo que tal relação se inverte nos setores topograficamente elevados da planície de maré. Nas porções elevadas da planície de maré, pouco inundada pelas águas da maré, ocorrem sedimentos arenosos com vegetação herbácea e eventualmente algumas palmeiras.

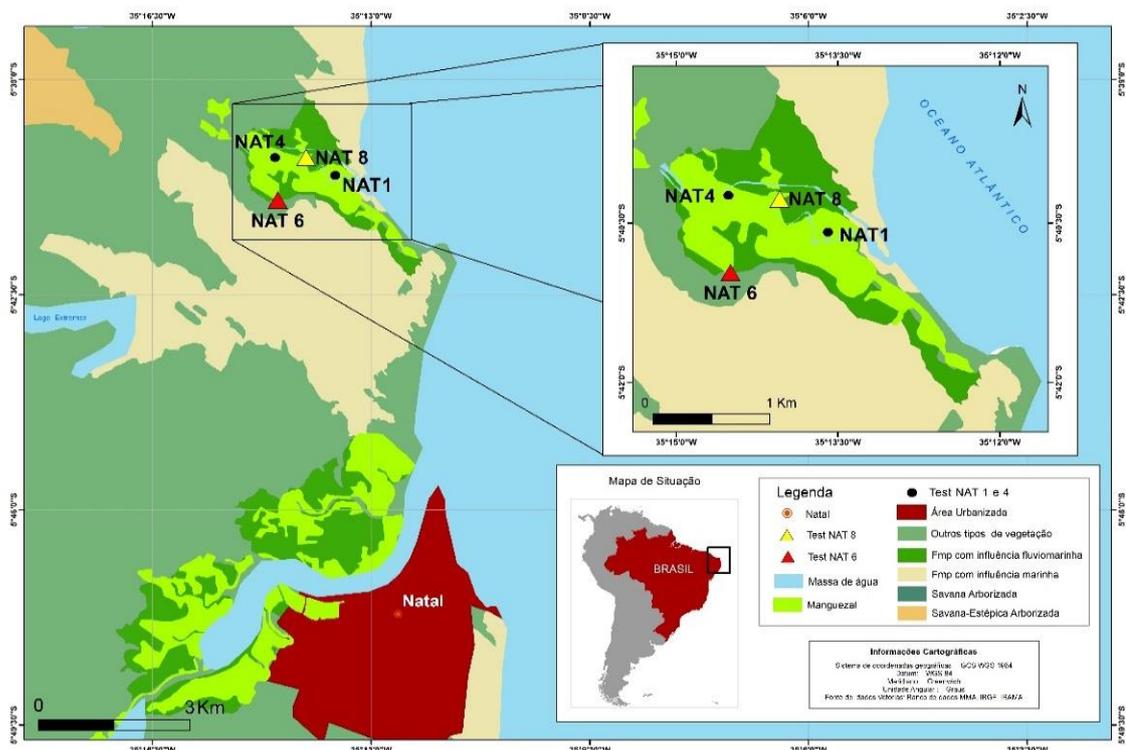


Figura 3- Mapa de vegetação da área de estudo no litoral do Rio Grande do Norte. Em destaque a área no entorno do estuário do rio Ceará Mirim.

O manguezal moderno se distribui sobre as planícies de maré lamosas na foz do estuário do rio Ceará-Mirim (Figura 3) onde são afetados diariamente pelo regime de mesomaré semi-diurna com variação de 2 a 2,8 m (Hayes 1979).

1.3.2 Prado – Sul da Bahia

1.3.2.1 Geomorfologia

A área de estudo compreende um vale fluvial no sul da Bahia, próximo ao município de Prado (Figura 4), com depósitos quaternários, bordado por um platô da Formação Barreiras, cuja superfície é ligeiramente inclinada para o oceano. A região do sul da Bahia é caracterizada pela presença de muitos vales com planícies de inundação fluvial e de maré, com acúmulo de sedimentos do Quaternário (Martin *et al.* 1996). No vale estudado flui o rio Jucuruçu, o qual nasce na cidade de Felisburgo (Minas Gerais), e se direciona para o leste por aproximadamente 330 km até a desembocadura na cidade de Prado (Bahia). Este rio apresenta uma baixa angulação (1/7500 m), onde suas planícies de maré, principalmente ocupadas por manguezais, ocorrem próximo ao nível do mar (0,3 – 1 m acima do nível médio do mar - NMM). Planícies de inundação (água doce), ocupadas por vegetação herbácea ao longo do setor estudado, apresentam elevações entre 1 m e 8 m acima do NMM. Os depósitos fluviais são predominantemente compostos por grãos de areia, com granulometria variando entre média a muito grossa, principalmente de origem fluvial de áreas montanhosas do planalto Neogênico. As várzeas são caracterizadas por turfa e lama. Meandros abandonados ocorrem ao longo da planície de inundação. A avulsão pode ter sido o processo responsável pelo abandono parcial ou completo de vários canais devido ao rápido acúmulo de areia, formando lagos ao longo do vale fluvial. Exterior ao vale, um platô de aproximadamente 70 m acima do NMM, exibe um contato abrupto com a planície costeira (Andrade & Dominguez 2002). Esta é caracterizada por sedimentos quaternários originados de ambientes marinhos e estuarinos, com terraços marinhos e lagunares formados durante o Pleistoceno, pântanos (manguezal/planície de maré, várzea) e praias (Figura 4). A área de estudo, localizada próximo ao Parque Nacional do Descobrimento, apresenta uma variação de maré de 2 m (DHN 2014). O seguimento mais baixo do rio Jucuruçu é aquele afetado por maré e incursões de água salina, no presente e no Holoceno inicial. Os setores a montante, próximo da cidade de Jucuruçu, e a jusante (próximo a Prado) apresentam forte sinuosidade, enquanto o setor médio exibe um canal retilíneo (Figura 4).

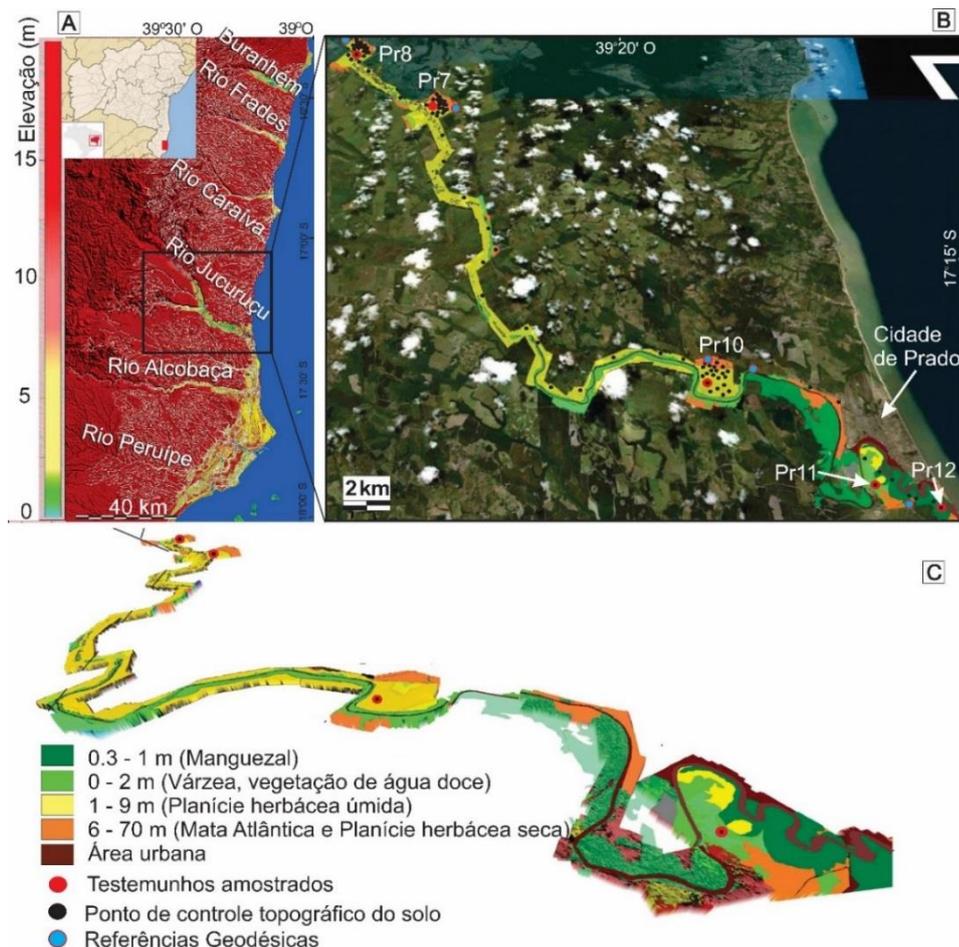


Figura 4- A) Mapa hidrográfico da região costeira do sul da Bahia, com altimetria. B) Imagem de satélite do vale do Rio Jucuruçu, com ênfase nos tipos vegetacionais encontrados no vale estudado. Destacado em vermelho estão os pontos de coleta dos testemunhos. C) Modelo Digital de Elevação da vegetação do vale estudado, próximo a cidade de Prado - BA. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

1.3.2.2 Clima

Esta região é caracterizada por possuir um clima tropical quente e úmido, de classificação Köppen 'Af', com precipitação média anual de 1.350 mm, ocorrendo predominantemente uniforme em todos os meses do ano. As temperaturas variam entre 21°C a 28°C, com média anual em 24,5°C (Martorano *et al.* 2003). A chuva é controlada pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pela posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho *et al.* 2004). A área está inteiramente localizada nos cinturões de ventos do Atlântico Sul (NE-E-SE), o qual está relacionado a uma célula de grande pressão e as frentes frias do Atlântico Polar durante o Outono e Inverno, geralmente ventos com direção SSE (Dominguez *et al.* 1992, Martin *et al.* 1998).

1.3.2.3 Hidrografia

A área de estudo é representada por seis principais bacias de drenagem, correspondendo aos rios Jucuruçu, Itanhaém (ou Alcobaça), Peruípe, Caraíva, Frades e Buranhem (Figura 4-A). As bacias hidrográficas são formadas por rios e canais relativamente pequenos. As bacias de drenagem são exorréicas e os padrões dominantes de drenagem são dendrítico e paralelo. O padrão dendrítico de drenagem é caracterizado por ramificações irregulares em todas as direções com afluentes se juntando ao fluxo principal em todos os ângulos. As características marcantes destas bacias são drenagens anômalas, as quais consistem principalmente de rápidas mudanças no curso dos rios, com inflexões de 90°. Considerando o curso principal destes rios, eles apresentam um curso reto levemente sinuoso ao longo do setor a jusante, em contraste com o padrão meandrante do setor a montante do rio. Os rios Jucuruçu, Caraíva, Frades e Buranhem apresentam sistemas estuarinos com manguezais em planícies de maré dentro de vales estuarinos.

O rio Peruípe integra as cidades de Caravelas, Nova Viçosa, Ibirapuã, Lagedão e parte de Mucuri. Ele atinge a planície costeira de Caravelas e apresenta características dendríticas rio acima e meandrante rio abaixo. O rio Itanhém, também chamado de rio Alcobaça, apresenta uma rede hidrográfica cobrindo as cidades de Alcobaça, Teixeira de Freitas, Medeiros Neto e Itanhém. Este rio apresenta canais meandrantos que se tornam retilíneos ao longo de alguns setores. A cidade de Porto Seguro (estado da Bahia) cobre o curso baixo-médio da bacia de drenagem dos rios Caraíva, Frades e Buranhém. Estas bacias exibem um padrão de drenagem preferencialmente paralelo para o fluxo principal, e dendrítico para o curso tributário de segunda ordem. Estas bacias são drenadas de oeste para o leste com algumas sinuosidades e assimetria. O mais longo tributário do rio Caraíva tem um curso retilíneo devido a um sistema de falhas. Os rios Frades e Buranhém apresentam um sistema de drenagem divergente, provavelmente seguindo um controle estrutural. Anomalias de drenagem, representadas por frequentes desvios de trajetória de ângulo reto e meandros comprimidos, provavelmente, estão associadas à litologia, falhas e fraturas, topografia, largura e profundidade de vales fluviais, evidenciando forte controle estrutural em alguns setores desses rios.

A bacia do rio Jucuruçu tem área de 5.284,30 km² (MMA/SRH 1997). O rio nasce com o nome de Córrego da Prata em Minas Gerais, a cerca de 1.000 m de altitude, e cruza ao extremo sul da Bahia, no sentido oeste-leste, percorrendo a extensão de 241 km. Próximo a nascente, a declividade é mais acentuada, e a ocorrência de intrusões de maciços graníticos se reflete na organização da rede de drenagem do Jucuruçu, eventualmente marcada por encachoeiramentos.

O médio Jucuruçu, nas cercanias de Itamarajú-BA possui uma declividade mais suave, pela influência do relevo plano dos tabuleiros costeiros. O baixo Jucuruçu segue de Itamarajú até a foz, em Prado. Nesta porção final, o rio segue encaixado em uma falha (Graben) (Saadi 1998), de baixo curso fluvial. Com o relevo quase plano, inundações periódicas da planície são associadas ao período chuvoso (Sarmiento-Soares *et al.* 2009).

1.3.2.4 Vegetação

Os planaltos (~1000 km²) são cobertos por uma mistura de Mata Atlântica (~100 km²) principalmente representada por Annonaceae, Arecaceae, Anacardiaceae, Apocynaceae, Bignoniaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Lauraceae, Lecythidaceae, Myrtaceae, Mimosaceae, Moraceae, Melastomataceae, Malpighiaceae e Sapotaceae (Lima *et al.* 2002), plantação/pastagem (~420 km²) e solo exposto (~116 km²), enquanto às várzeas são dominadas por vegetação herbácea representadas principalmente por Cyperaceae e Poaceae (~130 km²). A mata de galeria cresce ao longo das escarpas, compreendendo principalmente Arecaceae, cobrindo ~170 km². A Jusante, silte, areia e sedimentos lamosos são distribuídos pela planície de inundação sazonal (várzea), enquanto a planície de maré é geralmente colonizada por manguezais (Figura 5).

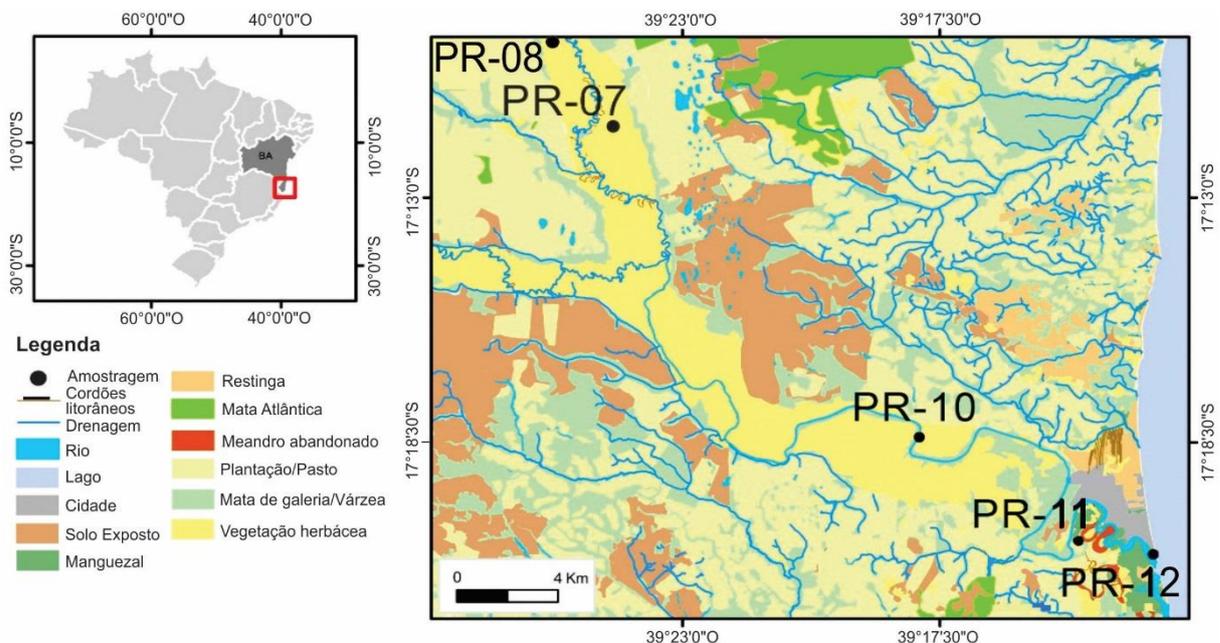


Figura 5- Mapa geomorfológico e de vegetação do vale fluvial do rio Jucuruçu e entorno. Fonte: Modificado de Moraes *et al.* (2017).

O limite entre a vegetação de água doce e a de manguezal nem sempre é fixo porque a transição entre essas unidades de vegetação reflete um gradiente de salinidade, onde a vegetação, caracterizada principalmente por ervas e palmeiras (água doce), ocorre a montante, enquanto que os manguezais ocupam zonas sob influência marinha a jusante (Figura 5).

Os manguezais, que cobrem ~8 km² sob influência marinha, ocorrem na forma de franja ao longo dos canais de maré na área de estudo. No entanto, entre o sul da Bahia e a zona do litoral do Espírito Santo, os manguezais desenvolvem-se ao longo das barras e da laguna costeira e são caracterizados por *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, ocupando áreas entre 0,3 e 1,0 m acima do NMM.

Barras arenosas ocorrem paralelamente à costa e, às vezes, são separadas do continente por lagoas. Essa unidade geomorfológica é colonizada por vegetação de "restinga", caracterizada principalmente por palmeiras, bem como *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *guajuru*, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* e *Anacardium occidentale*.

Nessa área de estudo, a restinga abrange cerca de 16 km². Além disso, a planície costeira é caracterizada por espécies de água doce de florestas pioneiras, tais como: *Hypolytrum sp.*, *Panicum sp.* e também espécies de águas salobras/marinhas, como: *Cyparissias polygala*, *Remiria maritima*, *Typha sp.*, *Cyperus sp.*, *Montrichardia sp.*, *Tapirira guianensis* e *Symphonia globulifera*.

1.3.3 São Francisco do Sul – Norte de Santa Catarina

1.3.3.1 Geomorfologia

A área de estudo localiza-se na borda leste da Baía de Babitonga, litoral norte do estado de Santa Catarina, situada na porção noroeste da ilha de São Francisco do Sul (Figura 6). A ilha compreende uma área de 268 km² e situa-se entre as latitudes 26°08' e 26°28'S e as longitudes 48°28" e 48°43'O. Na borda analisada é possível observar uma clara relação entre o gradiente topográfico e uma zonação com unidades de vegetação bem definidas: 1) uma planície de maré, com topografia entre -0,7 e 1,65 m em relação ao NMM, ocupada por manguezais; 2) transição planície de maré e a planície costeira (1,65 – 1,90 m acima do NMM) colonizada por ervas; 3) planície costeira de terra firme (>2,10 m acima do NMM) ocupada pela floresta ombrófila densa (Figura 7). Deve ser destacado que tal zonação foi objeto de amostragem de testemunhos e mapeamento por drone.

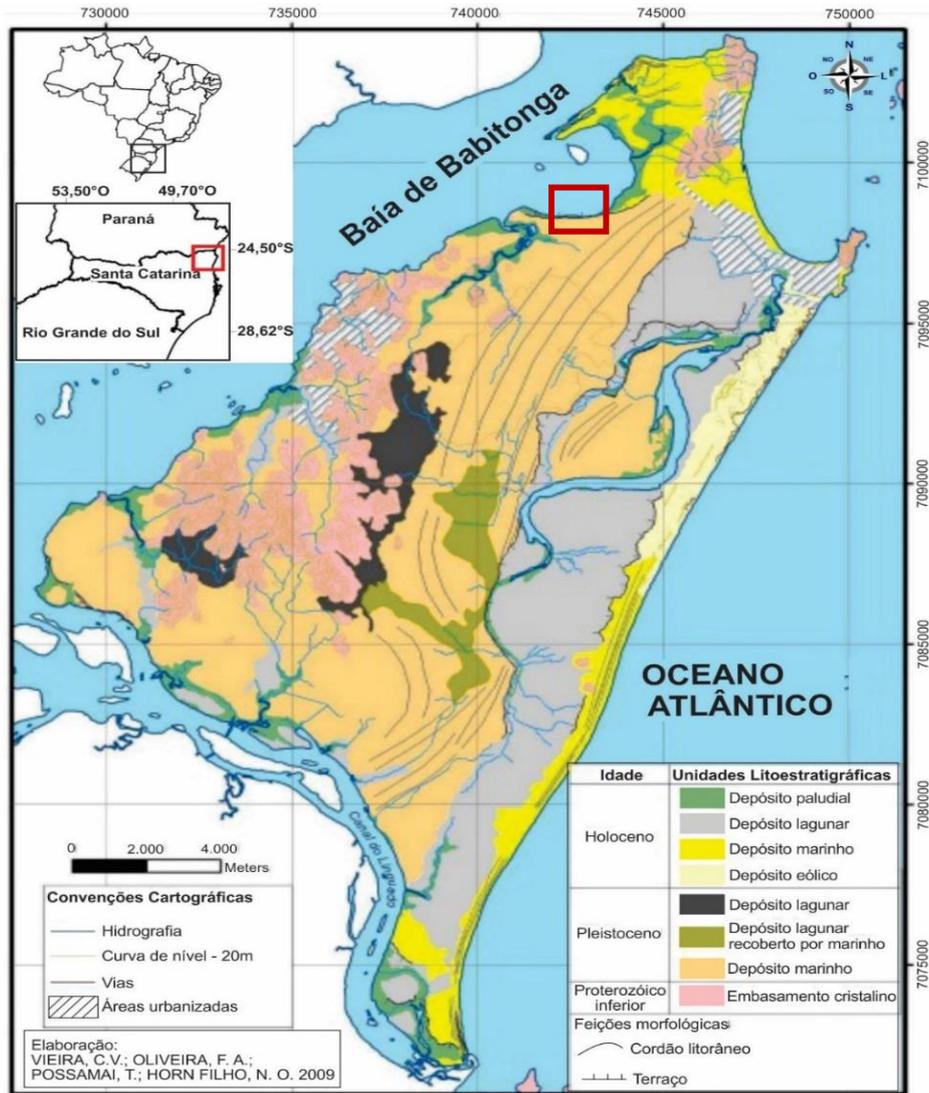


Figura 6- Feições morfológicas e litoestratigráficas da Ilha de São Francisco do Sul-SC. Quadrado em vermelho representa a área dos pontos de coleta do transecto à margem da Baía de Babitonga. Fonte: Modificado de Possamai *et al.* (2010).



Figura 7- Imagem da porção leste da Baía de Babitonga-SC. Os destaques em vermelho, amarelo e azul claro representam a floresta de manguezal, campo herbáceo e a floresta ombrófila densa, respectivamente. Os marcadores amarelos representam os testemunhos amostrados no transecto. Fonte: Imagem retirada do Google Earth.

A baía de Babitonga engloba uma área de aproximadamente 167 km², com um litoral de 60 km entre Barra do Sul e Itapoá (SC), incluindo ~60 km² de sistema de manguezal bem preservado (IBAMA 1998). A história holocênica deste sistema costeiro é fortemente controlada pelas mudanças do NRM e transporte de deriva litorânea (Angulo *et al.* 2009).

Quanto ao seu arcabouço estrutural, a região do entorno na Baía de Babitonga é caracterizada por granitos pré-cambrianos, um complexo tectônico paleozóico, associações vulcânicas e depósitos sedimentares quaternários. O substrato pré-cambriano é composto de rochas granítico-gnáissicas do Cinturão Granítico Costeiro (Siga *et al.* 1993). Estas rochas alcançam a costa formando promontórios e pequenas ilhas. Rochas metamórficas de baixo a alto grau são representadas por xisto, gnaisses e migmatitos em direção ao continente (Possamai *et al.* 2010). Maciços cristalinos formam a faixa costeira da Serra do Mar e a fenda continental do sudeste do Brasil (Riccomini 1989), que se estende desde o estado do Espírito Santo (~20°S) até o Estado de Santa Catarina (~28°S) (Dominguez 2009). Segundo Giannini *et al.* (2009), as elevações ocorreram durante o Cenozóico através de uma fase de colapso gravitacional, criando várias fendas paralelas à costa. A característica geomorfológica mais proeminente é a faixa costeira com escarpas que, ao cruzar o litoral, cria embaixamentos costeiros onde bancos de areia e, menos frequente, sistemas estuarinos são encontrados (Angulo *et al.* 2009), com evidências

para o sistema deposicional costeiro formado durante o Pleistoceno e o Holoceno (Possamai *et al.* 2010).

Na ilha de São Francisco do Sul, a geologia quaternária domina a região, marcada por eventos transgressivos e regressivos, sendo caracterizada principalmente por depósitos lagunares, marinhos, eólicos e paludais, os quais dominam o setor da baía estudada, apresentando planícies de maré com sedimentos lamosos, com grande quantidade de matéria orgânica, colonizadas por manguezais (Figura 6).

1.3.3.2 Clima

A região é caracterizada por um clima subtropical com verões úmidos e invernos moderadamente secos, de classificação Köppen “Cfa” (Figura 8), com precipitação média anual e temperatura variando entre 1.600 a 1.900 mm e 18 a 20°C, respectivamente (Alvares *et al.* 2013). Esta região apresenta duas estações diferenciadas: verão, o qual ocorre de novembro a abril, e inverno, durante os meses de maio a outubro. As interações entre sistemas atmosféricos tropicais e extratropicais controlam o clima no sul do Brasil (Nobre *et al.* 1986), com incursões de massas de ar polares extratropicais relacionadas com frentes frias (Seluchi & Marengo 2000). Frentes frias podem trazer condições mais úmidas para o subtropico brasileiro. Em contraste, a precipitação da estação quente (Anticiclone do Atlântico Sul), do final de setembro até abril, está associada à atividade de verão do sistema de monção da América do Sul (SMAS) (Cruz *et al.* 2006). Uma característica importante do SMAS é a Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), uma faixa orientada no sentido NO-SE de atividade convectiva intensificada durante o verão austral, que promove intensas chuvas desde a bacia do rio Amazonas, se estendendo para latitudes subtropicais e sobre a costa do Atlântico Sul (Cruz *et al.* 2006).



Figura 8- Mapa climático do estado de Santa Catarina, de acordo com a classificação Köppen. Fonte: Modificado de Alvares *et al.* (2013).

1.3.3.3 Hidrografia

O estuário da Baía de Babitonga está sob influência da bacia hidrográfica do Rio Cubatão (484 km²), assim como bacias que desembocam no canal do Palmital (358 km²), as quais possuem nascente na Serra do Quirirí e flui por 25 km até a Baía da Babitonga. Os principais afluentes são os rios Onça, Sete Voltas, Três Barras, Bonito, Canela, Pirabeiraba (Barros *et al.* 2010). A influência de água salobra ocorre ao longo da Baía de Babitonga até o canal do Palmital, a qual permite o desenvolvimento de manguezais em planícies de maré nas bordas deste canal, com salinidades intersticiais entre 7 e 20‰, caracterizados por árvores de *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*. Os sedimentos lamosos a montante deste canal são principalmente dominados por vegetação de várzea (pântanos sazonalmente inundados por água doce) representada principalmente por *Arecaceae*, ocupando planícies de inundação com salinidades abaixo de 6‰. O limite entre a água doce e a vegetação de manguezal nem sempre é claramente fixo, porque a transição entre estas unidades de vegetação responde a um gradiente de salinidade, o qual varia de acordo com mudanças na descarga fluvial e de nível do mar. A montante do canal, a vegetação de água doce domina as planícies de inundação, enquanto os manguezais ocupam zonas sob influência de águas estuarinas.

A área de estudo é caracterizada por micromaré, semidiurna, com variação média de 0,85 m, podendo chegar a 2 m na maré de sizígia (DHN 2020). Segundo Cunha *et al.* (2006), a salinidade da água varia entre 5,8 e 24‰. O sistema deposicional costeiro é dominada pelas ondas com influência das marés no setor da baía (Mazzer & Gonçalves 2011).

1.3.3.4 Vegetação

Os diferentes tipos de relevo contribuem decisivamente para a formação do clima e da vegetação em Santa Catarina, a qual é composta por Mata Atlântica (Floresta Ombrófila Densa), Floresta de Araucária (Floresta Ombrófila Mista), Floresta Nublada, Estepe (Behling 1998, Behling 2002) e Manguezais (Schaeffer-Novelli 1990, Soares *et al.* 2012) (Figura 9). A Mata Atlântica ocorre em um pequeno cinturão de 100 a 250 km nas planícies costeiras ao longo do Oceano Atlântico e nas encostas costeiras orientais das montanhas Serra Geral e Serra do Mar. A Floresta de Araucária subtropical é uma formação vegetal que possui algumas semelhanças com a Mata Atlântica. Por estar mais longe do mar e em áreas de relevo elevado, não recebe tanta influência do oceano, se adaptando ao clima mais frio. É encontrada no sul do Brasil entre as latitudes 24 e 30°S, em elevações entre 1000 e 1400 m (Behling 2002). A Floresta Estacional Decidual Ocupa áreas do oeste de Santa Catarina na bacia do Rio Uruguai, próximas

a divisa com o Rio Grande do Sul. Uma região distante do Oceano e com um relevo relativamente baixo, formando um clima único no estado. A vegetação denominada Campos Naturais (Estepes) ocupam áreas de relevo elevado e clima frio e são formados principalmente por plantas rasteiras, como as gramíneas. E por último, a Vegetação Litorânea são formações vegetais que se formam próximas ao litoral e são bastante influenciadas pelas águas oceânicas. A restinga e o mangue são as principais vegetações litorâneas em Santa Catarina. A restinga ocupa os solos mais arenosos próximos a praia, como dunas, por exemplo. Já o Mangue se forma nas áreas em que as águas dos rios se encontram e se misturam com as águas do mar, sendo colonizados basicamente por árvores de *Laguncularia*, *Avicennia*, e *Rhizophora* em algumas regiões do estado. O manguezal tem seu limite latitudinal situado em Laguna, sul do estado de Santa Catarina (Soares *et al.* 2012).

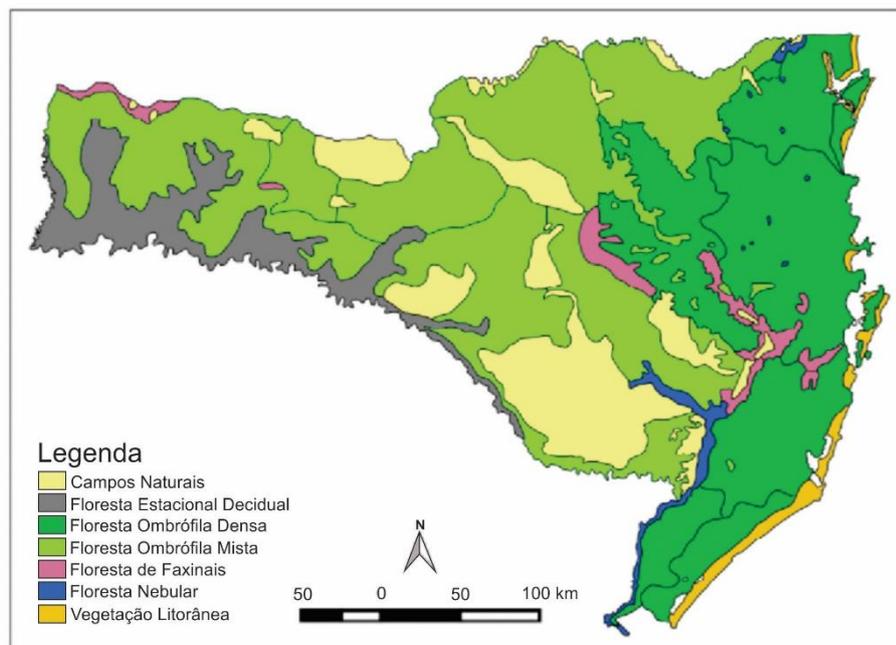


Figura 9- Mapa de vegetação de Santa Catarina. Fonte: Adaptado de Santos *et al.* (2016).

A área de estudo, localizada na borda leste da Baía de Babitonga, exhibe uma zonação de vegetação de acordo com a topografia do substrato. Em topografias menos elevadas, os manguezais dominam a planície de maré, com a presença de algumas samambaias do gênero *Acrostichum*. Em topografias intermediárias (entre 1,65 e 2,10 m acima do NMM), uma vegetação herbácea dominada por Poaceae e Cyperaceae colonizam a planície de inundação, e na porção mais elevada da planície costeira (>2,10 m acima do NMM), sem influência das marés, se desenvolveu uma Floresta ombrófila densa (Figura 7). Essa floresta é o principal tipo

de vegetação dominante na região (Veloso *et al.* 1991), onde as famílias de plantas mais representativas são Anacardiaceae (por exemplo, *Tapirira guianensis*), Arecaceae (ex. *Euterpe edulis*), Asteraceae (ex. *Vernonanthura montevidensis*), Bignoniaceae (ex. *Jacaranda puberula*), Calophyllaceae (ex. *Calophyllum brasiliense*), Chloranthaceae (ex. *Hedyosmum brasiliense*), Euphorbiaceae (ex. *Aparisthium cordatum*), Fabaceae (ex. *Schizolobium parahyba*), Lauraceae (ex. *Ocotea pulchella*), Melastomataceae (ex. *Tibouchina mutabilis*), Meliaceae (ex. *Cabralea canjerana* e *Guarea macrophylla*), Myrtaceae (ex. *Eugenia uniflora*, *Marlierea tomentosa*, *Myrcia splendens* e *Psidium cattleianum*), Piperaceae (ex. *Piper gaudichaudianum*), Rubiaceae (ex. *Psychotria* spp.), e Urticaceae (ex. *Cecropia catarinenses*).

A Baía de Babitonga abriga a maior parte dos manguezais do estado de Santa Catarina, sendo responsável por 75% de todas as florestas de mangues existentes no estado (IBAMA 1998). As florestas de manguezal ocorrem na planície costeira, sendo compostas por *Rhizophora mangle* (1,5 - 7 m de altura), *Laguncularia racemosa* (1 - 9m de altura) e *Avicennia germinans* (3 - 4 m de altura). Espécies herbáceas também são encontradas neste ecossistema, bem como Cyperaceae (ex. *Schoenoplectus tabernaemontani*), Malvaceae (ex. *Talipariti tiliaceum*), Ruppiales (ex. *Ruppia maritima*), e samambaia como Polypodiaceae (ex. *Acrostichum aureum*) (Cunha *et al.* 2006). Ainda na planície costeira, ocorre também vegetação de restinga, onde as famílias mais representativas de plantas são Asteraceae (por exemplo, *Baccharis singularis*), Bromeliaceae (ex. *Aechmea gamosepala*), Dryopteridaceae (ex. *Rumohra adiantiformis*) Fabaceae (ex. *Dalbergia ecastaphyllum*), Myrtaceae (ex. *Marlierea tomentosa*), Rubiaceae (ex. *Psychotria*) e Poaceae (ex. *Lasiacis ligulata*).

1.3.4 Laguna – Sul de Santa Catarina

1.3.4.1 Geomorfologia

O litoral de Santa Catarina apresenta características contrastantes entre amplas planícies costeiras, constituídas por uma cobertura sedimentar quaternária, interrompidas pela presença de rochas do embasamento cristalino próximo a linha de costa, na forma de promontórios, pontais, penínsulas e ilhas (Horn Filho 2012, Villwock 1994).

A área de estudo está situada na Laguna de Santo Antônio (Figura 10), próximo ao município de Laguna, onde foi registrado como sendo o limite sul da distribuição dos manguezais brasileiros (Soares *et al.* 2012).

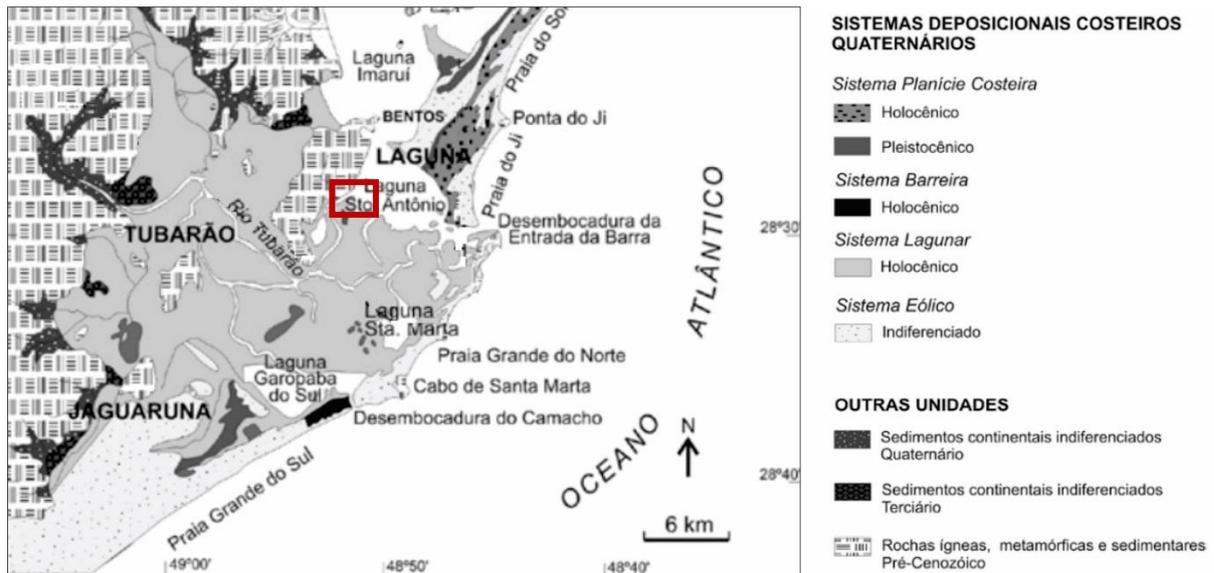


Figura 10- Mapa geomorfológico da região, com seu arcabouço geológico e respectivos sistemas deposicionais. Retângulo em vermelho representando a área de estudo, na qual se encontra em um sistema lagunar de idade holocênica na Laguna de Santo Antonio-SC. Fonte: Modificado de Tanaka *et al.* (2009).

Na região, complexos de lagoas encontravam-se interligadas durante períodos de nível de mar mais alto que o atual (Giannini 1993, 2002). Este sistema deposicional foi formado por dois processos distintos: isolamento parcial do corpo de água por formação de uma barreira arenosa transgressiva (sistema barreiras) e afogamento de vales de dissecação preexistentes. Esses dois processos devem ter ocorrido concomitantemente durante a elevação do nível relativo do mar no Holoceno, cujo máximo teria sido atingido há aproximadamente 5.500 anos cal. A.P. (Angulo *et al.* 1999, 2006, Martin *et al.* 1988), formando assim um vale-laguna associado às lagoas a norte da Passagem da Barra (Santo Antônio, Imaruí e Mirim) (Giannini 1993, 2002).

Na região de Tubarão/Laguna se observa depósitos flúvio-deltaico-marinhos correspondentes a lentes e leitos de sedimentação clástica que se apresentam interdigitados. Em função destas feições infere-se que esta área representava uma extensa baía no auge da transgressão marinha holocênica. Posteriores eventos cíclicos de regressão e transgressão, registrados através de uma extensa sedimentação superficial areno-lamosa, sobrejacente a uma camada de areias biodetríticas marinhas que recobrem sedimentos lamosos de fundo de baía, atestam a instalação da planície deltaica do rio Tubarão. Os depósitos flúvio-lagunares ocorrem em regiões na qual o sistema fluvial recorta áreas que eram extensão de antigas lagoas costeiras, e que atualmente apresentam-se parcialmente colmatadas, resultando numa sedimentação arenoargilosa com restos orgânicos vegetais (Machado 2013).

A costa da cidade de Laguna é cercada por um conjunto de montanhas formadas por rochas de substrato cristalino, compostas basicamente por rochas metamórficas e magmáticas (Horn Filho 2003). Também estão presentes depósitos terrígenos inconsolidados de diferentes origens e idades, influenciados pela variação do nível do mar e processos eólicos formados durante o Quaternário (Figura 10). A característica geomorfológica mais relevante são as escarpas, as quais ao intersectar a costa, formam embaiamentos costeiros, onde são observadas barreiras, cordões litorâneos, pequenas praias, e menos frequente, sistemas estuarinos (Hesp *et al.* 2009).

Laguna possui um regime de micromaré semidiurna com uma variação de maré de até 0,4 m (Tábua de marés 2020). Ocorre também uma segunda oscilação diária de menor amplitude, o que indica uma tendência para o regime misto de marés, favorecendo assim a formação de deltas de maré de enchente. Nas entradas lagunares de Camacho e Entrada da Barra (Lagunas de Santa Marta e Santo Antônio, respectivamente), os deltas apresentam feições proeminentes (Giannini 2002). Apesar de ser afetada pela dinâmica de marés, a estreita entrada do canal, age como um filtro, diminuindo a influência das correntes de marés e variações do nível de água dentro da laguna (Fonseca & Netto 2006).

1.3.4.2 Clima

De acordo com a classificação Köppen, o clima de Laguna é Cfa, ou seja, subtropical úmido, com verões quentes, caracterizado por uma temperatura média anual de aproximadamente 19,7°C, tendo uma média de temperatura de 15,7°C nos meses mais frios, com amplitude da média termal anual de 8°C, e média anual de precipitação em torno de 1.412 mm, com um maior volume de chuvas durante o verão (EPAGRI/CIRAM). As geadas na região são raras, com médias totais de 0,3 ocorrências por ano (Carpanezzi *et al.* 1988).

O clima da região em estudo é influenciado por dois fatores principais: sua posição latitudinal, localizada fora dos trópicos, recebendo, por isso, menos quantidade de radiação solar (Santa Catarina 1986); e o relevo, onde os sistemas atmosféricos estão aliados às diferenças de altitudes da planície litorânea, das serras cristalinas e do planalto, e portanto, resultam em variações climáticas ao longo do estado (Monteiro 2001), como observado na Figura 8.

De acordo com Monteiro (2001), o relevo contribui para a precipitação distinta existente nas diversas áreas do Estado de Santa Catarina. Nas localidades mais próximas às encostas das montanhas (do lado do barlavento), onde a elevação do ar quente e úmido favorece a formação

de nuvens cumuliformes, as precipitações são mais abundantes. Sendo assim, é possível encontrar na zona costeira, em cidades como Laguna e Araranguá, índices de pluviosidade com porcentagem inferior a 50% em relação às localidades próximas à escarpa da serra.

Os sistemas atmosféricos que atuam na região Sul, segundo equipe do projeto RADAMBRASIL e GAPLAN/SC (Santa Catarina 1986), são controlados pela ação das massas de ar intertropicais (quentes) e polares (frias), sendo responsáveis pelo caráter mesotérmico do clima. A zona costeira de Santa Catarina situa-se na Zona Subtropical Sul e sua posição geográfica favorece a influência das massas de ar oceânicas (Strahler & Strahler 1977).

As condições de chuvas e temperaturas têm relação imediata com as atuações das massas Tropical Atlântica (m.T.a.) e Polar Atlântica (m.P.a.). A primeira é originada no anticiclone semifixo do Atlântico, que atua ao longo de todo o ano na região Sul. Nos dias de verão, as condições de tempo sob o domínio desta massa de ar são de dias com pouca nebulosidade, ventos fracos, umidade relativa do ar máxima durante o período matutino, diminuindo relativamente durante a tarde. As temperaturas máximas e mínimas variam em torno de 30°C e 22°C, respectivamente. Frequentemente forma nebulosidade e chuva rápida, os chamados aguaceiros. No inverno, age mais fortemente a Massa Polar Atlântica, caracterizada por ventos frios e úmidos, originários no Sul do Atlântico, os quais favorecem as frentes frias, provocando dias seguidos de chuvas e baixas temperaturas na região, favorecendo assim a ocorrência de eventos raros de geadas na área (Monteiro 2001).

A região de Laguna também sofre influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual, ao formar uma longa e larga faixa de nebulosidade de orientação NO/SE durante o verão austral, traz para a região chuvas no fim da tarde, as chamadas chuvas de verão (Monteiro & Furtado 1995). No entanto, ainda durante o verão, outra massa de ar atua na região sul, contudo em menor escala. Esta é chamada de Massa Tropical Continental (mTc), sendo proveniente de regiões mais ao sudoeste da América do Sul (Argentina e Paraguai), as quais durante o verão, traz para a região massas de ar com condições de baixa umidade e altas temperaturas (variando entre 22°C e 33°C), gerando ventos de pouca intensidade, e sendo responsável por dificultar a formação de nuvens, favorecendo ainda mais o aquecimento diurno e resfriamento noturno.

A quarta massa de ar que atua principalmente nos meses da primavera (setembro, outubro, novembro) é a Massa Equatorial Continental (mEc), caracterizada pela alta porcentagem de umidade do ar e a intensa formação de nuvens, trazendo chuvas fortes e trovoadas. Ela é responsável pelos elevados níveis de pluviosidade registrados nessa estação,

no litoral catarinense (Monteiro & Furtado 1995). Além dessas massas, que fazem parte da circulação normal, existem sistemas de baixa pressão, que atuam, sobretudo, no verão. São zonas de convergência de ventos úmidos, que trazem chuvas.

1.3.4.3 Hidrografia

Os rios de Santa Catarina que migram para o Atlântico são longitudinais, de forte gradiente nos cursos superior e médio por ser bastante acidentado, e no curso inferior, em função das baixas declividades se observa um padrão meandrante ao cortar planícies aluviais, caracterizando-se neste curso como rios de planície. O regime dos rios catarinenses é pluviométrico, com dois picos, na primavera e final do verão (DRHI 2018). Os rios catarinenses são perenes e exorréicos, tendo a foz desembocando em estuário. No município de Laguna, a principal bacia fluvial é a do Rio Tubarão, com 5.100 km² (Figura 11). Sua vazão possui média anual de 1,58 km³/ano (SDM 1997). No Delta do Rio Tubarão os principais rios são: Rio Sambaqui pequeno, Rio Sambaqui, Rio da Carniça, Rio da Madre, Canal da Jaguaruna e Rio do Meio. Outras pequenas bacias se localizam a oeste das Lagunas Santo Antônio e Imaruí, são de rios poucos extensos e encachoeirados. Os principais rios são Rio Carreira do Siqueiro, Ribeirão da Pescaria Brava, rio Parobé, Ribeirão Pequeno, Ribeirão Grande e rio Taquaruçu (Laguna 2016).

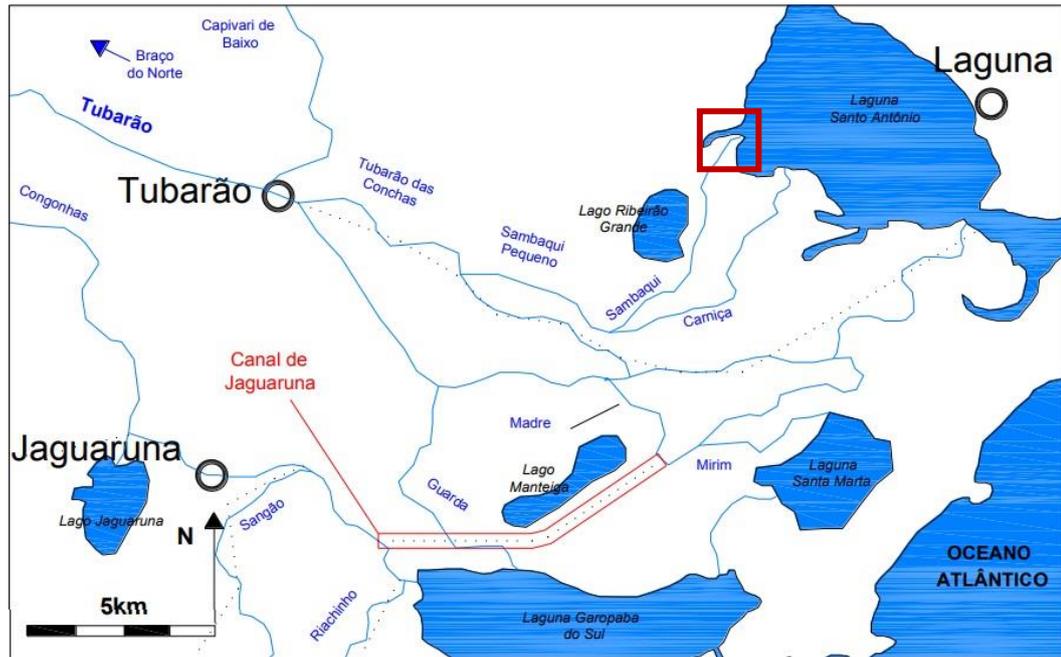


Figura 11- Hidrografia da bacia do rio Tubarão, e seus principais distributários. Em destaque, o quadrante vermelho representa a área de coleta dos testemunhos RP-01 e RP-02 na desembocadura do distributário Sambaquí. Fonte: Modificada de Nascimento Jr (2010).

A disposição geral dos distributários do rio Tubarão apresenta-se irregular, com frequentes truncamentos de paleocanais e drenagens que retornam a seu canal de origem, especialmente nas porções mais jusantes da planície deltaica. Esse fato atesta para a importância de avulsão e influência de marés nestas porções.

1.3.4.4 Vegetação

A Laguna de Santo Antonio exibe em seu entorno uma vegetação típica de floresta ombrófila densa (Ex.: *Euterpe*, Myrtaceae, Lauraceae, Bromeliaceae) em áreas as quais não estão sob a influência da água salobra da laguna, enquanto em planícies sob influência da maré se desenvolvem bosques de manguezais compostos majoritariamente por árvores de *Laguncularia* e algumas árvores de *Avicennia*, dividindo espaço com o marisma *Spartina* (Figura 12). Vale ressaltar que esta laguna é considerada o limite austral dos manguezais brasileiros, e o gênero de mangue *Rhizophora* está ausente na região, tendo seu limite latitudinal mais ao norte do estado (Soares *et al.* 2012).



Figura 12- Fotografia da área de estudo na borda oeste da Lagoa de Santo Antonio. Os destaques em preto, vermelho, laranja e azul claro representam o marisma *Spartina*, bosque de *Laguncularia*, árvores de *Avicennia*, e floresta ombrófila densa, respectivamente. Os marcadores amarelos representam os testemunhos amostrados (RP01 e RP02). Fonte: Fotografia retirada por drone.

CAPÍTULO 2 MATERIAS E MÉTODOS

2.1 CAMPO

O trabalho de campo foi dividido em três campanhas. Primeiramente, no período de 20 a 27 de setembro de 2013, testemunhos foram coletados ao longo de um vale fluvial, próximo ao Município de Prado – Sul da Bahia, distante aproximadamente 23 km da linha de costa. Uma sequência de cinco testemunhos foi coletada (PR-07, PR-08, PR-10, PR-11 e PR-12) (Figura 4-B) para a realização do estudo, sendo dois próximos ao litoral e dentro de uma floresta de transição manguezal/várzea (PR-12 e PR-11), os outros dois em uma planície fluvial atualmente colonizadas por ervas, dois na porção mais continental do vale (PR-07 e PR-08) e outro em uma posição intermediária (PR-10).

Em setembro de 2014, um novo campo foi realizado, desta vez no litoral de Natal – RN, onde foram coletados quatro testemunhos (NAT-01, NAT-04, NAT-06 e NAT-08), todos dentro de manguezais formados por *Rhizophora* e *Avicennia* (Figura 3).

Em setembro de 2015, uma nova campanha foi realizada nos litorais norte e sul de Santa Catarina, nas cidades de São Francisco do Sul e Laguna, respectivamente. Neste campo foram coletados seis testemunhos (SF-07, SF-08, SF-09, SF-10, em São Francisco do Sul, e RP-01 e RP-02 em Laguna). Em São Francisco do Sul, os quatro testemunhos formam um transecto, retirados da borda de uma baía (de Babitonga) (Figura 7). Os testemunhos do transecto foram retirados de dentro do mangue, na divisa do mangue com um campo herbáceo, dentro do campo herbáceo, e por último, dentro da floresta ombrófila densa. Em Laguna, os testemunhos foram coletados dentro de uma laguna e uma planície de maré, cercadas por bosque de manguezal, formado basicamente por *Laguncularia*, com poucas *Avicennias* espessadas (Figura 12).

O método de coleta dos testemunhos seguiu Cohen (2003) através da utilização do Trado Russo (Figura 13-B). Foram realizados também levantamento descritivo das principais unidades geobotânicas, registros fotográficos das vegetações dominantes, assim como medidas de GPS dos pontos amostrados. Dados da salinidade intersticial, tipos e alturas de vegetação, bem como topografia também foram coletados com o intuito de ajudar no desenvolvimento de modelos digitais de elevação da vegetação e topografia realizados através da aquisição de imagens de drone realizadas em campo.

Após a coleta dos testemunhos e dados de campo, o material coletado foi encaminhado para o Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) e ao Laboratório de Oceanografia Química (LOQ), ambos na Universidade Federal do Pará, onde foram iniciados os trabalhos de

laboratório e preparação de amostras. Na Tabela 1 estão demonstradas as análises feitas, com um resumo de seus respectivos procedimentos e os laboratórios onde foram realizados.

Tabela 1- Métodos e locais para realização das análises.

Métodos	Procedimento e comentários	Laboratório
Análise elementar e isotópica	Após a retirada de contaminantes do sedimento será realizada a pesagem de aproximadamente 10 mg de cada amostra, para a determinação elementar e isotópica de C e N ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{15}\text{N}$) (Pessenda <i>et al.</i> 1996a).	Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA – USP
Processamento de sedimentos para a contagem polínica	Consistirá na preparação das amostras e ataque ácido, utilizando 1,0 cm ³ de sedimento, para contagem de grãos de pólen (Behling <i>et al.</i> 2001) em uma resolução de 5 cm de profundidade.	Laboratório de Sedimentologia – UFPA e Department of Palynology and Climate Dynamics – Georg-August-Universität Göttingen
Análise granulométrica	Para a execução deste método será utilizado um Analisador de Partículas a Laser – SALD 2101 (França 2010). Serão coletadas amostras de sedimento em cada um dos testemunhos ao longo de diferentes profundidades (5 cm).	Laboratório de Oceanografia Química – UFPA
Datação ¹⁴C	As amostras de sedimento serão fisicamente tratadas para a remoção de raízes e fragmentos vegetais. Posteriormente será realizado um tratamento químico com HCl 4% a temperatura entre 60°C e 70°C por cerca de 4 horas. As amostras de sedimento serão transformadas em CO ₂ , encapsulados, e serão enviados ao Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) para obter as datações ¹⁴ C da matéria orgânica sedimentar através de um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) (Pessenda <i>et al.</i> 1996b). Essas idades irão fornecer o controle temporal para as variações dos indicadores ambientais.	CENA – USP e LACUFF
Análise Planialtimétricas e Espaço-Temporal	As análises foram realizadas com base em imagens ópticas de satélite e drone, em uma série temporal de 15 anos da área estudada em Laguna-SC. As análises também incluem aquisição de dados topográficos obtidos em campo para o desenvolvimento de modelos digitais de elevação e de altura da vegetação em Prado-Ba, São Francisco do Sul-SC e Laguna-SC.	LADIC – UFPA

2.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos sedimentares coletados em campo foram armazenados em tubos e envolto por filme de PVC (Figura 13-A), em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono presente na amostra e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux *et al.* 1999), comprometendo futuras datações por ¹⁴C.

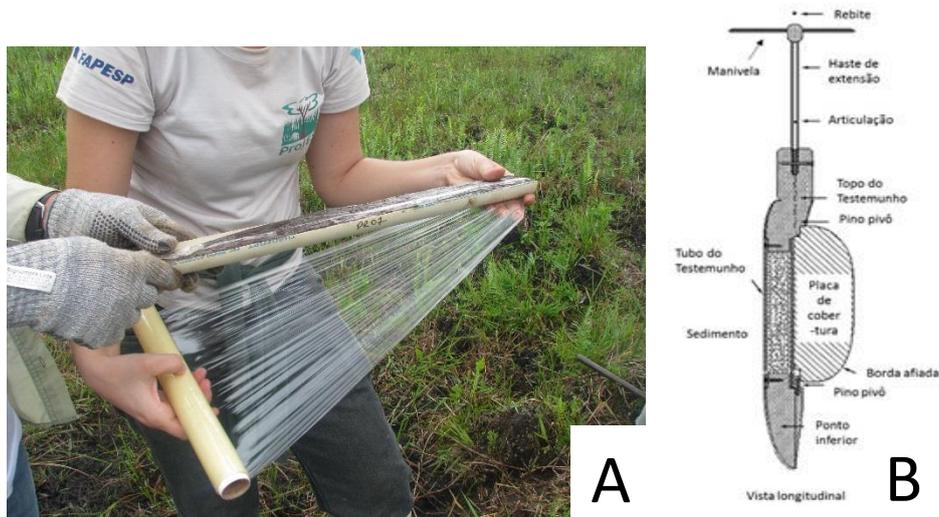


Figura 13- A) Testemunho armazenado em tubos e filme PVC para evitar contaminações. B) Tradorosso. Instrumento utilizado para realizar a coleta dos testemunhos.

2.3 DATAÇÃO POR ¹⁴C (TÉCNICA AMS)

Foram separadas 56 amostras de matéria orgânica sedimentar para datação. Tais amostras foram fisicamente tratadas através de remoção de raízes e fragmentos vegetais com o auxílio de uma lupa. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60 °C durante 4 horas. Logo após, as amostras foram lavadas com água destilada até obter o pH neutro, e secas à 50° C. Este processo tem por objetivo a remoção de eventuais frações orgânicas mais jovens e carbonatos.

A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Espectrômetro de Massa acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF) e no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia (UGAMS). A metodologia seguiu Pessenda *et al.* (1996b). As idades ¹⁴C estão apresentadas em idade convencional (anos cal. A.P.) e idade calibrada (anos cal. A.P.) ($\pm 2\sigma$), de acordo com Reimer *et al.* (2009).

2.4 DESCRIÇÃO DE FÁCIES E DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO

Foram realizadas radiografias dos testemunhos com o intuito de observar possíveis estruturas sedimentares nos mesmos. Como visualizado na figura 14, sem a radiografia não seria possível identificar tais estruturas. Para a determinação granulométrica o material sedimentar amostrado em intervalos de 5cm foi lavado com água destilada/deionizada e Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2) para remoção da matéria orgânica. Em seguida, o material foi desagregado através de ultrassom e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram um diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (0,0625 - 2 mm), silte (3,1 - 3,9 μm) e argila (0,24 - 2 μm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 2006).

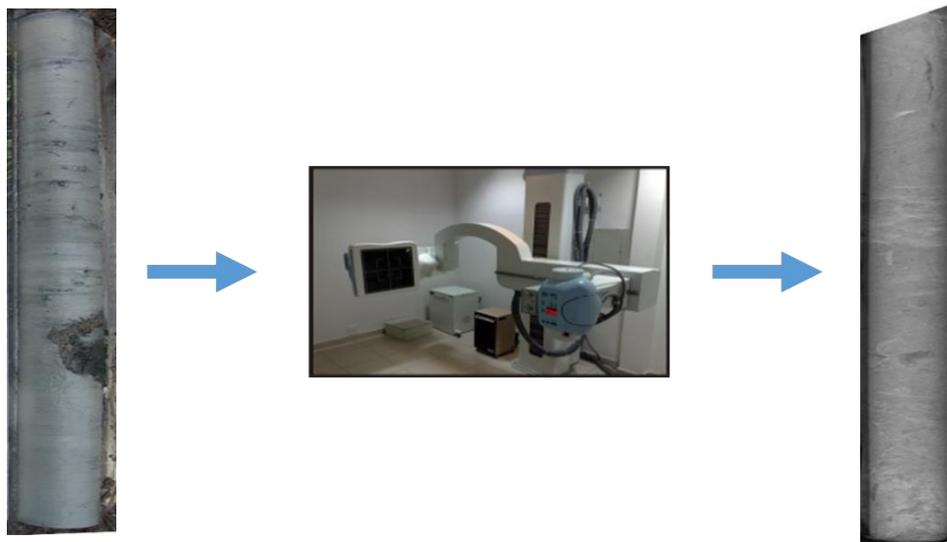


Figura 14- Fotografia do testemunho à esquerda, e a radiografia do mesmo à direita, podendo ser visualizadas suas estruturas sedimentares.

2.5 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTO PARA ANÁLISE DO $\delta^{13}C$ e C TOTAL

Os testemunhos foram transportados até o Laboratório ^{14}C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP), onde foi iniciado o procedimento de coleta das amostras (Pessenda *et al.* 1996a, Saia 2006) em um intervalo de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g).

No Laboratório foram adicionadas às amostras HCl a 0,01M, para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento. Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram pulverizadas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos. Posteriormente cada amostra foi acondicionada em cápsulas de estanho (12 mm X 5 mm) e pesadas em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,0001). Para as amostras mais arenosas, utilizou-se cerca de 70 mg e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos. Em seguida o material foi enviado ao Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) para obter os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C_{total} . Neste laboratório as amostras foram analisadas em um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

2.6 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA ANÁLISES DO $\delta^{15}\text{N}$ E N TOTAL

As amostras de sedimentos dos testemunhos coletados para análise do N_{total} seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia 2006).

2.7 MÉTODOS PALINOLÓGICOS

2.7.1 Processamento das amostras

As amostras retiradas para análise palinológica apresentavam uma grande concentração de matéria orgânica silte e argila. A complexidade desta etapa da análise é percebida pelo montante do material que foi descartado até que o resultado final fosse basicamente o material polínico da amostra. Isto é possível devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinomorfos. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produziram um material constituído somente de pólen.

Foi retirado 1 cm³ de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o material foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um

êmbolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Essa etapa foi repetida ao longo de todo o testemunho em intervalos de 5 cm.

As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel aos ataques ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano).

Na contagem final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por aproximadamente 10.600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos foi realizado o tratamento ácido, sendo constituído das seguintes etapas.

2.7.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



Este processo é seguido por uma mistura da amostra com o reagente com a utilização de um agitador mecânico. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2.500 rotações para decantação.

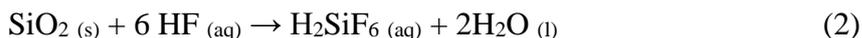
O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado ficou claro. Novamente o material retornou à centrífuga com água destilada e em seguida, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

2.7.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação pelo fato de dificultar a visualização dos grãos de pólen e prejudicar a montagem

das lâminas para análise polínica. Tendo em vista esse fato, foi realizada a adição de HF na amostra, a qual ficou em repouso por 24 horas, com a capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material seguiu para centrifugação, retirada do líquido residual, lavagem e preparação para a terceira etapa do tratamento.

2.7.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Assim, foi adicionado C₂H₄O₂ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não tendo sido necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

2.7.5 Tratamento com Acetólise

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. A substância atuante nesta etapa é a Acetólise 9:1 (9 partes de anidrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico) (Erdtman 1960). Cerca de 15 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos fique escuro. Após esse processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo que permaneceu nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de Eppendorf.

2.7.6 Montagem de lâminas para a microscopia

Na montagem das lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas, lamínulas, glicerina, pipetas, e esmalte incolor.

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos tubos de Eppendorf foram retiradas e colocadas nas lâminas previamente identificadas. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada. Esta lâmina foi aquecida até o completo derretimento da glicerina, uma vez que a mesma serve como fixadora do material contido na lâmina. Em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas.

Esmalte incolor foi utilizado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, a qual provocaria o ressecamento da amostra.

2.7.7 Análise Microscópica e Confecção de Gráficos Polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada, o qual é conectado ao computador (Figura 15). As microimagens foram processadas através do Software AxioVision, e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados. Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).



Figura 15- Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus com câmera acoplada.

2.8 ANÁLISES PLANIALTIMÉTRICAS E ESPAÇO TEMPORAIS

Estas análises foram realizadas com base em imagens ópticas de satélites e drones. Esses dados juntos serviram ao propósito de desenvolver uma análise de séries temporais dos últimos 15 anos da área de Laguna. A análise também incluiu aquisição de dados de campo, que apoiou o desenvolvimento de modelos digitais de elevação para as áreas de estudo, bem como modelos digitais de altura da vegetação seguindo um fluxograma da metodologia pré-projetada (Figura 16). No trabalho de campo, coletas de dados da salinidade intersticial, tipos e alturas de vegetação, bem como topografia, ajudaram a validar os modelos desenvolvidos pela análise espaço-temporal.

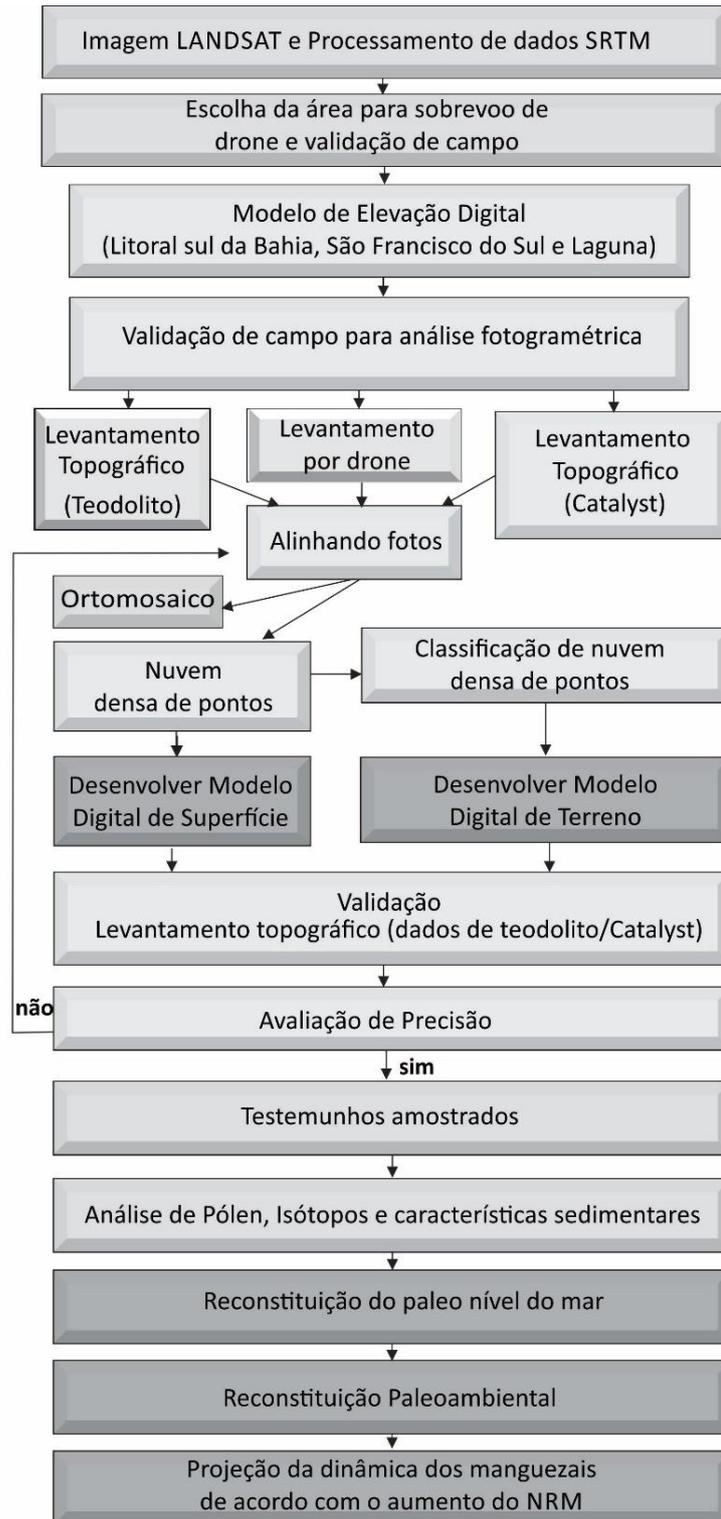


Figura 16- Fluxograma da metodologia utilizada para a obtenção dos modelos digitais de elevação e altura da vegetação, análise espaço-temporal, assim como as análises dos testemunhos sedimentares e seus respectivos objetivos. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

2.8.1 Processamento de imagem de satélite

Os dados ópticos para mapeamento de unidades de vegetação consistem em imagens LANDSAT 5 obtidas através do Instituto Brasileiro de Pesquisa Espacial (INPE) e do United States Geological Survey (USGS) (Woodcock *et al.* 2008): Imagens de satélites foram captadas em Maio/2003, Setembro/2009 e Abril/2013. As imagens foram corrigidas radiometricamente e geometricamente, e ortorretificadas. A combinação de bandas espectrais 5 (infravermelho de ondas curtas: 1,55-1,75 nm), 4 (infravermelho próximo: 0,77–0,90 nm) e 3 (vermelho: 0,63-0,69 nm) foi processada pelo Software SPRING 4.3.3.

2.8.2 Aquisição e processamento de imagens de drone

Imagens de alta resolução espacial das áreas de estudo (precisão de 0,03 m) foram obtidas usando um Drone Phantom 4 DJI em 10/2018. As imagens foram adquiridas com uma câmera digital FC 330 4 K/12MP posicionada em um gimbal de movimento compensado e calibrada pelo software DJI Assistant 2. O levantamento do drone foi realizado por meio do software DJI Ground Station Pro instalado em um tablet Ipad Air com missões pré-definidas implementadas autonomamente com ângulo de câmera de 90°, 90% frontal e 70% de sobreposição lateral e 100 m de altitude. Imagens sinteticamente coloridas (2015, CNES/ASTRIUM) acessível pelo Google Earth (Yu & Gong 2012) foram utilizadas como orientação para delimitar a área de levantamento do drone. Um total de 80 missões e 24.756 imagens foram geradas, com cada missão cobrindo ~0,48 km² (15-18 min) para permitir a varredura de até 34 km². As missões individuais requerem de 10 a 15% de sobreposição para garantir a qualidade dos dados. Idealmente, o drone deve decolar do mesmo ponto de origem, porque a elevação deste ponto é utilizada como referência topográfica para as missões. Quando diferentes pontos de partida foram necessários devido ao tamanho da área de estudo, diferenças topográficas entre os pontos foram identificadas e corrigidas pelo Software Global Mapper.

As imagens do drone foram processadas usando o Agisoft PhotoScan. Este software executa o processamento fotogramétrico de imagens digitais e gera dados espaciais 3D e ortomosaicos com um alto nível de exatidão (www.agisoft.com) (Figura 16). A imagem ortomosaica de 2017 foi utilizada na análise de séries temporais. O processamento incluiu a geração de nuvem de pontos e modelos digitais.

2.8.3 Nuvem de pontos 3D

Uma orientação básica da imagem foi implementada pelo software Agisoft PhotoScan para avaliar os parâmetros internos e externos da câmera de cada imagem. O produto foi uma nuvem de pontos esparsos, o qual especificou a precisão do processo (mais baixo, baixo, médio, alto ou mais alto). Este software permite definir sistema de referência usando pontos de coordenadas de controle do solo (PCCS) baseados em GPS e carregados de um arquivo externo. PhotoScan estima os parâmetros de orientação interna e externa da câmera durante o alinhamento de fotos (http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_en.pdf). Esta estimativa é realizada usando dados de imagem isolados. A precisão das estimativas finais depende de muitos fatores, principalmente a sobreposição entre fotos vizinhas e a forma da superfície do objeto. Esses erros podem levar à deformação não linear do modelo final. Portanto, os GCPs foram usados para melhorar o posicionamento da imagem e parâmetros internos da câmera para compensar a deformação do modelo não linear.

Pontos esparsos da nuvem foram filtrados da seguinte forma: remoção de pontos com má localização para evitar alto erro de reprojeção, a fim de aumentar a precisão da subsequente etapa de otimização; b) Reconstrução de pontos com alta incerteza de fotos próximas com pequena linha de base para evite ruídos na nuvem de pontos; (c) remoção de pontos não confiáveis de baixa precisão da nuvem; e (d) filtragem de pontos com projeção pobre devido ao seu tamanho maior (para mais detalhes esses processos, consulte www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_4_en.pdf).

Para obter uma reconstrução 3D baseada em uma nuvem de pontos com espaçamento entre pontos de 3 a 5 cm, uma densa nuvem de pontos foi executada em alta resolução. Então, 110 pontos de verificação foram registrados durante os trabalhos de campo com um teodolito eletrônico e GPS para avaliar a precisão da nuvem de pontos densos em 3D (consulte a seção "Validação"). Estes 30 pontos de verificação estão todos posicionados em locais diferentes dos PCCSs mencionados anteriormente. Uma análise quantitativa baseada em divergências verticais entre pontos de verificação de teodolito e pontos de nuvens densas em 3D foi obtida usando a seguinte equação:

$$Z_{\text{dif}} = Z_{3\text{D}} - Z_{\text{grd}} \quad (3)$$

onde Z_{dif} = as diferenças verticais, Z_{3D} = o valor Z do Nuvem densa de pontos em 3D, Z_{grd} = o valor Z do ponto de verificação do teodolito.

Os valores de Z_{dif} variaram de -5 a $+40$ cm. A mais baixa e mais alta divergência entre o Z_{3D} e Z_{grd} foram obtidas na parte central e ao longo da borda da área mapeada, respectivamente. Eles provavelmente refletem a tendência decrescente da sobreposição de pontos do meio para a borda da área de estudo. Então, a nuvem densa apresentou mais pontos confiáveis no meio do que na borda do modelo 3D. O setor central dos modelos 3D, ~ 100 m de distância da borda, apresentaram margem de erro vertical de ± 5 cm. Contudo, considerando que os dados do teodolito possuem um erro de ± 10 cm, uma margem de erro vertical de ± 10 cm foi admitida para os modelos 3D. O modelo digital de terreno final foi calibrado usando os valores de Z_{dif} . Sequências de modelos 3D usando pontos de verificação de teodolito podem reduzir a margem de erro da elevação do terreno. Além disso, quanto maior a densidade da nuvem de pontos, menor a margem de erro vertical. No entanto, devido à grande dimensão da área de estudo, um aumento na densidade da nuvem de pontos resultaria no processamento de um grande volume de dados que seriam inadequados usando os recursos do computador disponíveis.

2.8.4 Modelos Digitais

Após o desenvolvimento da nuvem densa de pontos, foi realizada uma classificação automática de PCCS. A nuvem densa de pontos foi separada em células, e os pontos em cada célula foram identificados. A triangulação desses pontos forneceu a primeira aproximação do modelo digital de terreno (MDT). Então, novos pontos foram adicionados à classe PCCS, seguindo os critérios que: (a) eles ocorreram dentro de uma certa distância do modelo de terreno; e (b) o ângulo entre o modelo de terreno e uma linha conectando os novos pontos com o PCCS foi menor que um certo ângulo (www.agisoft.com/pdf/photoscanpro_1_4_en.pdf). Então, o procedimento extrapola os gradientes topográficos de áreas sem cobertura vegetal ou com uma vegetação herbácea esparsa a substratos com densa cobertura vegetal. Além disso, com base no PCCS obtido de áreas sob cobertura vegetal densa, o software implementou uma interpolação. Portanto, a superfície topográfica abaixo da cobertura vegetal é um produto da relação entre Interpolação de PCCS abaixo da cobertura vegetal e de gradientes topográficos de áreas sem cobertura vegetal ou com uma esparsa vegetação herbácea. Vale ressaltar que,

dependendo da densidade de árvores de mangue e o contraste de cores entre vegetação e sedimento, é possível individualizar os pontos da nuvem representando a topografia do terreno e a cobertura vegetal. Neste caso, recomenda-se realizar o levantamento do drone durante a estação seca, quando a superfície do solo está mais exposta. Este procedimento permitiu a estimativa da superfície topográfica abaixo da cobertura vegetal. Os PCCS abaixo da vegetação de mangue, coletados com dispositivos hidrotopográficos, melhorou a precisão topográfica da classificação pontual do solo. Após esta classificação, o modelo de malha poligonal e, em seguida, o modelo digital de superfície (DSM) foram gerados com base apenas na classe de ponto de solo. Para construir o Modelo de Altura da Vegetação (VHM) foi usada a seguinte equação:

$$\text{VHM} = \text{DSM} - \text{DTM} \quad (4)$$

Os modelos resultantes foram exportados para o Software Global Mapper para analisar o terreno. O Global Mapper permitiu a medição de áreas dentro de uma certa distância seguindo um gradiente topográfico. No caso de medidas ao longo de uma linha, é possível especificar as alturas de corte para usar em cada vértice individualmente ou usar a mesma altura de corte (base) para cada vértice em relação ao solo em cada vértice ou em relação ao nível do mar. Então, é possível, por exemplo, quantificar uma área inundada de acordo com um nível de referência horizontal. Esta análise é muito útil para quantificar áreas a serem inundadas de acordo com a projeção de subida do nível do mar (Schweikert 2018).

2.8.5 Validação

Dados topográficos e ambientais foram coletados para validação das interpretações fornecidas pela análise espacial e Modelos 3D. Os dados topográficos foram obtidos usando um teodolito eletrônico e dispositivos hidrotopográficos. Também foram coletamos dados da salinidade intersticial durante os trabalhos de campo usando um refratômetro para desenvolver um modelo de gradientes de salinidade intersticial. Observação visual e documentação fotográfica foram utilizadas para determinar as principais unidades geobotânicas.

2.8.5.1 Dados topográficos

Um teodolito eletrônico, modelo CST Berger DGT10, e uma régua de 4 m foi usada para medir a elevação da superfície no pântano e na transição mangue/pântano. Coordenadas e dados topográficos de 110 pontos foram usados como PCCS para calibrar o DEM obtido por fotogrametria. A precisão planimétrica e altimétrica dos PCCS foram da ordem de ± 200 e ± 10 cm, respectivamente. Essa margem de erro foi obtida retornando as referências geodésicas do IBGE no final de cada levantamento do teodolito.

A altimetria dos substratos de manguezal foi determinada usando dispositivos de hidrotopografia instalados em 20 pontos nas planícies de maré, o que permitiu a medição de elevações máximas da maré alta. Níveis de marés em pontos individuais foram referidos e regulados pelo PCCS obtido com o teodolito eletrônico. Baseado no intervalo de posição de cada frasco dos dispositivos hidrotopográficos, a margem de erro foi de ± 2 cm. Todos os dados topográficos foram referenciados aos marcos geodésicos do IBGE.

2.8.5.2 Salinidade intersticial e tamanho da vegetação

A salinidade intersticial foi determinada a uma profundidade de 10 cm usando um refratômetro em 20 locais topograficamente relevantes. A altura da vegetação (VH) foi calculada ao longo do limite mangue/pântano usando uma régua de 4 m como referência.

CAPÍTULO 3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

3.1 FERRAMENTAS UTILIZADAS EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

3.1.1 $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação

Os isótopos estáveis encontram-se em proporções distintas na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera, onde o ^{12}C , mais abundante, representa 98,89% de todo o carbono encontrado na natureza, enquanto o ^{13}C representa apenas 1,11% (Boutton 1991). Pessenda *et al.* (2005) destaca que na década de 1970, foi aceito e demonstrado que a razão entre estes isótopos ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) nas plantas diferem consideravelmente. Portanto, esta razão poderia ser utilizada para distinguir os diferentes tipos de ciclos fotossintéticos C_3 (majoritariamente composto por árvores) e C_4 (gramíneas), onde as plantas C_3 apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecido em relação as plantas C_4 (Bender 1971, Smith & Epstein 1971), e assim pode-se inferir mudanças na vegetação e clima em tempos pretéritos. Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , como mostra a equação determinada em relação ao padrão internacional VPDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica. Amostras empobrecidas em ^{13}C quando comparadas com padrão foram relacionadas a valores negativos de “ δ ” e amostras enriquecidas, a valores positivos.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - \text{RPDB})/\text{RPDB}] \times 1000 \quad (5)$$

Onde $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para a razão isotópica do carbono.

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vêm sendo calibrados para os diferentes ecossistemas. Aproximadamente 85% das espécies de plantas terrestres possuem os mecanismos de fotossíntese C_3 e são dominantes na maioria dos ecossistemas, desde as florestas boreais até os trópicos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das plantas C_3 variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰. Para plantas com mecanismo fotossintético C_4 , os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. As plantas C_4 compreendem cerca de 5% de todas as espécies e ocorrem em 18 famílias, metade das quais são espécies de gramíneas tropicais e subtropicais que cobrem extensas áreas de savanas, campos e pântanos salgados. As espécies CAM, geralmente suculentas, estão distribuídas em 30 famílias, tais como Crassulaceae, Euphorbiaceae,

Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ são encontrados em espécies CAM. Os valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C_3 e C_4 (Boutton 1996a), como podemos visualizar na Figura 17.

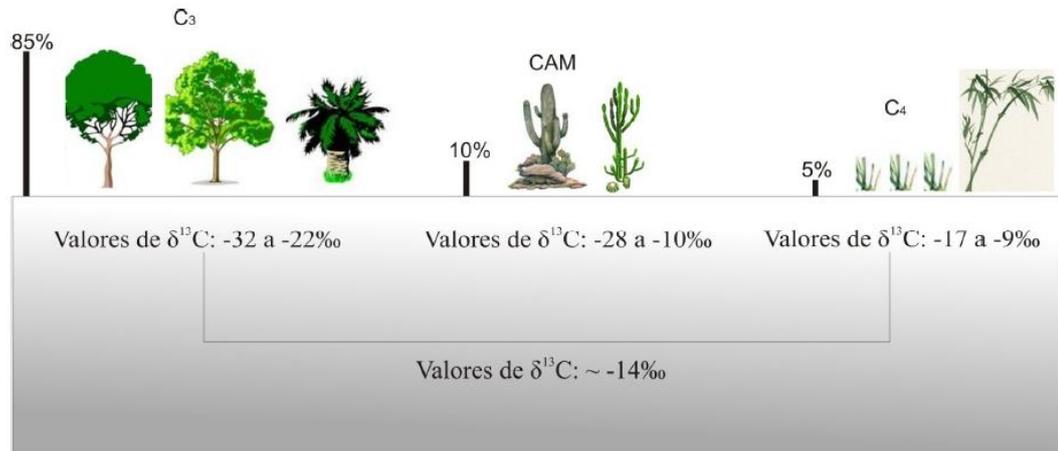


Figura 17- Valores isotópicos do carbono característicos dos ciclos fotossintéticos (C_3 , C_4 e CAM) e porcentagem de distribuição natural, de acordo com Boutton (1996a). Fonte: Retirado de França (2010).

O fracionamento isotópico pode naturalmente ocorrer, por exemplo, durante a decomposição da matéria orgânica do solo, o que irá gerar uma variação do $\delta^{13}\text{C}$ na ordem de 2 a 3‰. No entanto, este fracionamento não impede que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ possam ser utilizados para registrar mudanças no tipo de vegetação desenvolvida em uma região, pois os sinais isotópicos de plantas C_3 e C_4 não se sobrepõem, eles se diferenciam em média de até 14 unidades de delta (Pessenda *et al.* 1998a).

3.1.2 $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica sedimentar e da vegetação

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ (Equação 6) da matéria orgânica sedimentar também podem ajudar na identificação da origem das fontes deste material. No entanto, são geralmente menos utilizados em estudos de reconstrução de paleoambientes, quando comparados com a utilização dos isótopos de carbono. De acordo com Boutton (1996b), isto ocorre, principalmente, devido à pequena discriminação isotópica observada na natureza.

Por outro lado, há uma forte aplicação isotópica do nitrogênio como traçador, que permite avaliar transformações individuais do N no solo, mesmo quando múltiplas transformações ocorrem simultaneamente no meio. Este método marca o caminho dos dois isótopos de N simultaneamente, fornecendo informações acerca do sistema e estimando as taxas de transformação deste elemento (Fernandes *et al.* 2008).

O nitrogênio ocorre abundantemente em proteínas e ácidos nucleicos, os quais são encontrados principalmente em plantas não vasculares, entre estes: fitoplâncton e bactérias. A lignina e celulose são compostos dominantes de plantas vasculares (principalmente terrestres), mas são pobres em nitrogênio (Talbot & Johannessen 1992).

Para a definição do $\delta^{15}\text{N}$, é utilizada a seguinte equação:

$$\delta^{15}\text{N}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{ar}})/R_{\text{ar}}] \times 1000 \quad (6)$$

Onde $R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ para a razão isotópica do nitrogênio.

Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , determinada em relação ao padrão atmosférico.

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ da matéria orgânica de sedimentos apresentam diferenças quando sua origem representa plantas aquáticas (algas, com valores de 8,5‰) ou plantas terrestres C3 (0,5‰) (Peterson & Howarth 1987).

3.1.3 C/N

A relação C/N é utilizada em diversos estudos para reconstituição de paleoambientes em diversas partes do mundo (Dean 1999, Meyers 1997, Meyers & Ishiwatari 1993, Meyers & Teranes 2001). A matéria orgânica contida nos sedimentos apresenta informações que nos auxiliam na reconstituição de condições ambientais pretéritas (Meyers 2003), bem como o impacto das mudanças climáticas sobre os ecossistemas costeiros. Deste modo, a relação C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas duas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, ou terrestre vasculares, com razões maiores ou igual a 20 (Meyers 1994). Além disso, esses dados também podem ser comparados com os dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para distinguir a origem do material sedimentar (Lamb *et al.* 2006, Meyers 2003, Wilson *et al.* 2005) como pode ser visualizado na Figura 18. Meyers (1994) demonstrou que a influência de origem marinha ou continental sobre o ambiente costeiro é revelada devido o material biológico de origem marinha ser mais enriquecido em nitrogênio quando comparado com material terrestre. Sendo assim, a interação continente-oceano na zona costeira também pode ser traçada pelo C/N da matéria orgânica acumulada nos sedimentos superficiais, e com isso, determinar a evolução da influência relativa da matéria orgânica marinha ou terrestre.

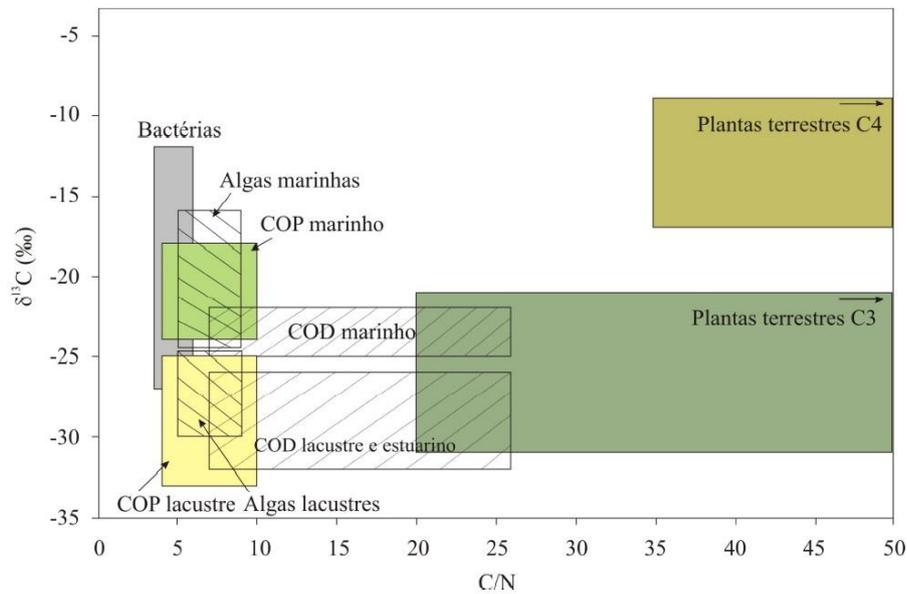


Figura 18- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N das fontes de matéria orgânica sedimentar continental e marinha. Fonte: Modificado de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003), Wilson *et al.* (2005).

3.1.4 Datação por ^{14}C

O ^{14}C é formado constantemente na alta atmosfera, através da interação de nêutrons (provenientes de colisões de raios cósmicos, principalmente partículas α , de alta energia) com isótopo estável de ^{14}N (Libby 1955). Após a formação do ^{14}C , este é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e entra no ciclo global do carbono (Figura 19). O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em sua matéria orgânica/inorgânica. Com a morte dos organismos, a assimilação do ^{14}C é cessada, então, este isótopo começa a desintegrar-se com meia vida de $5.730 \text{ anos} \pm 30 \text{ anos}$, emitindo uma partícula β^- e transformando-se novamente em ^{14}N . Sendo assim, a idade da amostra pode ser determinada em razão da atividade residual da mesma, diminuindo exponencialmente com o aumento do tempo em que a amostra parou de assimilar ^{14}C , como mostra a Equação 7:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (7)$$

A = atividade da amostra

A_0 = atividade inicial (padrão ácido oxálico)

λ = constante de desintegração

t = tempo (idade da amostra)

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo 1991), determinando sua idade (Equação 8):

$$t = -8033 \ln A/A_0 \quad (8)$$

Este método tem sido a principal ferramenta para determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno), sendo, portanto, de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico e oceanográfico.

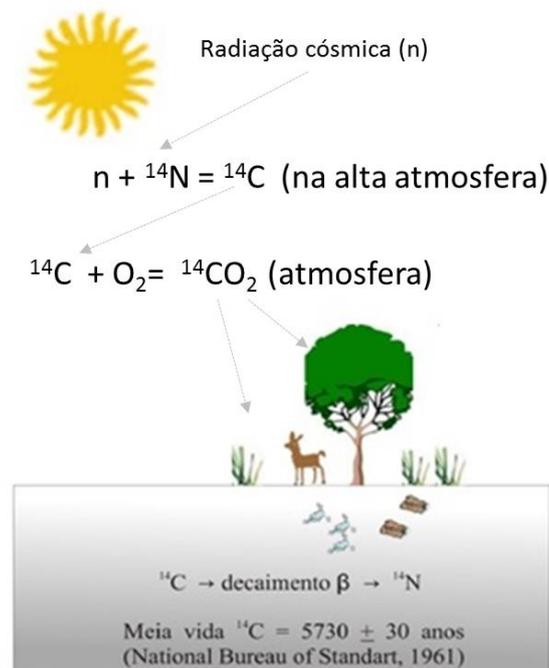


Figura 19- Formação natural do ¹⁴C na alta atmosfera, em seguida sua incorporação pelos seres vivos (vegetais e posteriormente animais) e o decaimento radioativo após a morte destes. Fonte: Modificado de França (2010).

3.1.5 Palinologia e estudos paleoambientais

A palinologia é uma das ferramentas de maior aplicação aos estudos paleoambientais e de reconstituição paleoclimática, em especial quando associada aos dados isotópicos e

elementares de C e N, e métodos de datação. Para tanto, a descrição e ilustração dos taxa modernos e suas relações ecológicas, capaz de propiciar as comparações com elementos presentes no registro, é um recurso fundamental que permite avaliar a composição das assembléias fósseis e suas respostas às mudanças ocorridas ao longo do tempo (Hooghiemstra 1984) principalmente as assembléias do Quaternário, pois não houve extinção significativa de espécies vegetais desde então.

Estudos palinológicos desenvolvidos na costa norte brasileira (Behling 2001, Behling & Costa 1997, 2000, Behling *et al.* 2001, 2004, Cohen *et al.* 2005a, b, Guimarães 2008, Senna 2002, Vedel *et al.* 2006) indicam significativas mudanças na vegetação durante o Holoceno. Substituições da floresta de Terra Firme e Restinga por Campo Salino (Behling & Costa 2000), Manguezal por Campo Salino (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005b), Floresta Pluvial Amazônica Costeira e Restinga por Manguezal (Behling *et al.* 2004), Campo Inundável por Manguezal e Campo Inundável para Várzea (Guimarães 2008, Guimarães *et al.* 2010), bem como à substituição das espécies dominantes em um mesmo ecossistema: Manguezal dominado por *Avicennia* substituído pela dominância de *Rhizophora* (Vedel *et al.* 2006), Manguezal *Rhizophora* dominante passando a *Avicennia* dominante (Senna 2002), Manguezal misto de *Rhizophora* e *Avicennia* para manguezal dominado por *Rhizophora* e posteriormente por *Avicennia* e Campo Salgado com predomínio de Poaceae substituído pela dominância de Cyperaceae (Behling *et al.* 2001), têm sido interpretadas como respostas às alterações na salinidade da água intersticial que podem ser resultado das flutuações no NRM e/ou mudanças nas taxas de precipitação.

No entanto, poucos estudos paleoambientais utilizando métodos palinológicos, isotópicos, análise sedimentar, e geomorfológicos foram realizados em sedimentos quaternários de planícies costeiras das regiões nordeste e sul brasileiras, sendo a maioria dos trabalhos realizados no sudeste, em baías no estado do Rio de Janeiro (Barreto *et al.* 2006, 2007, Barth 2003, Barth *et al.* 2006, 2010, Coelho *et al.* 2002, Laut *et al.* 2006), e em São Paulo (Amaral *et al.* 2006, Medeiros 2010, Ybert *et al.* 2001).

Trabalhos recentes como Buso Junior *et al.* (2013), Cohen *et al.* (2014a) e França *et al.* (2013), utilizando-se de métodos palinológicos, identificaram que uma ampla planície de maré dominada por manguezais se desenvolveu em um estuário formado na costa do Espírito Santo durante o Holoceno inicial e médio, em função de uma incursão marinha que invadiu baías e amplos vales, como consequência da elevação do nível relativo do mar pós-glacial. Posteriormente, os manguezais se extinguíram da região, a qual foi dominada por uma

vegetação herbácea, possivelmente devido a regressão marinha ocorrida no Holoceno tardio, juntamente com o aporte de sedimento e água doce proveniente dos rios. Dessa forma, a palinologia se torna uma ferramenta necessária na identificação da vegetação a qual sofrerá alterações na sua composição de acordo com mudanças no ambiente/clima ao longo do tempo.

3.2 PROCESSOS AUTOGÊNICOS E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS

Processos autogênicos são intrínsecos ao sistema deposicional (Cecil 2013), envolvendo a redistribuição de energia e materiais dentro de um sistema sedimentar, e são de ocorrência limitada no tempo. Eles estão relacionados com a ação de marés e tempestades, avulsão de canal, comutação em delta, migração lateral de barras em pontal dentro de meandros fluviais e barras de barreira de praia, etc.

A dinâmica de canais meandantes em sistemas fluviais e em muitos sistemas de marés resultam da erosão de bancos côncavos (Hood 2010), causando perdas de área de manguezal, posteriormente com deposição de sedimentos em barras convexas, seguido do estabelecimento de manguezais nesta nova barra. Além do mais, o desenvolvimento de um lago de meandro abandonado (*oxbow lake*) pode também afetar o desenvolvimento dos pântanos, já que esta característica geomorfológica se forma quando o curso principal de um meandro é abandonado para prosseguir em um novo canal independente do curso anterior (Pal & Kar 2012). Quando isto ocorre ao longo um canal de maré, os manguezais nas planícies de maré são substituídos por uma vegetação de água doce durante a fase de lago, devido à desconexão com as águas estuarinas. Segundo Moraes *et al.* (2017), na foz do rio Jucuruçu, a migração lateral de um meandro causou erosão das margens externas do canal e sedimentação em suas margens internas influenciando na dinâmica de mangue. Em outro setor da foz do rio Jucuruçu, um *oxbow lake* foi estabelecido. A formação e preenchimento de *oxbow lakes*, em uma primeira fase, é fortemente controlado pelo ângulo de desvio entre o canal ativo e o canal abandonado. Os *oxbow lakes* são eventualmente preenchidos com depósitos de intercanais (*overbank*) de grãos finos e geralmente têm uma tendência de formar depósitos com uma granodecrescência ascendente (Ishii & Hori 2016). Então, a estabilidade de planícies aluviais/planícies de maré na foz do rio Jucuruçu adquiridas pela migração lateral de meandros ou desenvolvimento de *oxbow lakes* favorece a expansão dos manguezais sob condições de influência de água salobra. Esses processos têm afetado a distribuição dos manguezais nos últimos mil anos durante um NRM estável. Portanto, provavelmente, a mudança da análise na escala de tempo do Holoceno para

os últimos mil anos enfraqueceu a influência de fatores alogênicos (Clima e NRM) (Moraes *et al.* 2017).

Para Slingerland & Smith (2004), a estabilidade de um canal em termos de avulsão depende da exata proporção entre entrada e saída de sedimentos ao longo de seu leito. Segundo os mesmos autores, qualquer configuração de canais bifurcados permanecerá estável enquanto o aporte de seus sedimentos a montante da bifurcação for subdividido entre os dois canais bifurcados à jusante na exata proporção de suas respectivas capacidades de transporte sedimentar. Entretanto, um desequilíbrio no aporte desses sedimentos pode causar deposição ou erosão em um ou ambos os canais, através de mudanças de suas descargas, declives e/ou perfis, com alteração de suas capacidades de transporte. A partir disso, modificações nos canais bifurcados à jusante persistirão até que suas capacidades se tornem iguais a suas cargas, período durante o qual o sistema de canais permanecerá estável, ou até que um dos canais se feche completamente (Stouthamer & Berendsen 2007).

3.3 PROCESSOS ALOGÊNICOS E A DINÂMICA DOS MANGUEZAIS

Processos alogênicos incluem mudanças na energia e materiais dentro de um sistema sedimentar induzidas por processos externos ao sistema sedimentar. Esses processos incluem mudanças eustáticas, tectônicas e climáticas (Beerbower 1964). Como apresentado anteriormente, a dinâmica dos manguezais pode ser controlada pelo NRM, uma vez que estas florestas ocorrem em planícies de maré sob influência de ondas e correntes próximas aos estuários (Woodroffe 1987). Contudo, os gradientes de salinidade estuarinos, sob influência da descarga fluvial, podem também conduzir a distribuição de manguezais ao longo de vales fluviais (Lara & Cohen 2006).

3.3.1 Mudanças no NRM e a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno

Alguns estudos têm demonstrado uma elevação pós-glacial do nível relativo do mar no litoral brasileiro (Angulo *et al.* 1999, 2006, Angulo & Lessa 1997, Angulo & Suguio 1995, Bezerra *et al.* 2003, Bittencourt *et al.* 1979, Martin *et al.* 1996, 2003, Suguio *et al.* 1985), que teria inundado vales fluviais (Cohen *et al.* 2005a, b, Martin *et al.* 1996, Scheel-Ybert 2000, Souza-Filho *et al.* 2006), causando mudanças nos sistemas deposicionais e também na área de manguezal (Amaral *et al.* 2006, 2012, Cohen *et al.* 2005a, b, , Guimarães *et al.* 2012, Scheel-

Ybert 2000, Smith *et al.* 2012). Durante o Holoceno as variações no nível do mar e as mudanças na descarga fluvial são os principais agentes modificadores da distribuição dos manguezais ao longo de diversas regiões costeiras (Cohen *et al.* 2009a, Lara & Cohen 2009, Krauss *et al.* 2008, Tomlinson 1986). O aumento no NRM pode resultar na perda de área de manguezais próximo à linha de costa e na sua migração em direção ao continente como resultado do aumento na frequência de inundação da maré (Hanson & Maul 1989). Similarmente, a vegetação continental, posicionada nas planícies de lama topograficamente mais elevadas, sofre um ajuste nos seus limites, pois os manguezais migram para locais mais altos e invadem essas áreas (Cohen & Lara 2003).

Investigações no norte do Brasil, utilizando dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos revelaram que a história da vegetação durante o Holoceno ao longo do litoral é caracterizada por fases de estabelecimento e expansão/contração de manguezais (p.ex. Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2005a, b, 2008, 2009, Guimarães *et al.* 2012, Smith *et al.* 2011, Vedel *et al.* 2006). Estas fases têm sido interpretadas como mudanças na relação do NRM e/ou na descarga fluvial, já que a atual distribuição dos manguezais no litoral é controlada principalmente pela topografia do substrato e pela descarga de água doce (Cohen *et al.* 2005a, b, Cohen & Lara 2003, Lara & Cohen 2006, 2009). Variações nas taxas de chuvas das regiões hidrográficas amazônicas (p.ex. Absy *et al.* 1991, Behling & Costa 2000, Desjardins *et al.* 1996, Ledru 2001, Pessenda *et al.* 2001, Van der Hammen 1974) têm controlado a descarga fluvial do Amazonas, que exibe a mais alta vazão do mundo com 6.300 km³/ano (Eisma *et al.* 1991, Latrubesse & Franzinelli 2002, Maslin & Burns 2001). Consequentemente, durante o período seco do Holoceno inicial e médio, o fluxo do rio Amazonas pode ter sido severamente reduzido (Amarasekera *et al.* 1997, Toledo & Bush 2007, 2008). Assim, mudanças significativas na vazão de água do rio ao longo do litoral seriam esperadas, o que teria afetado os gradientes de salinidade ao longo da costa influenciado pelo rio Amazonas. Este processo conduziria às mudanças na distribuição dos manguezais (vegetação de água salobra) e várzea/vegetação herbácea (vegetação de água doce) no litoral norte do Brasil.

Considerando o litoral nordeste, sudeste e sul do Brasil, estudos prévios indicam que a dinâmica dos manguezais durante o Holoceno (Amaral *et al.* 2006, Barreto *et al.* 2006, Behling & Costa 1997, Barth *et al.* 2010, Buso Junior 2010, Dominguez *et al.* 1990, Ferrazzo *et al.* 2008, França *et al.* 2013, Medeiros 2010, Soares *et al.* 2012, Vidotto 2008) deve ter sido controlada principalmente pelas variações no NRM, identificadas em trabalhos como Angulo *et al.* (2006), Muehe & Neves (1995), Pirazolli (1986), Silva & Neves (1991). No entanto,

Amaral *et al.* (2006) identificou também a influência do aporte sedimentar na dinâmica dos manguezais no litoral do estado de São Paulo, próximo ao rio Itanhaém.

Entretanto, existem divergências quanto as curvas de nível de mar para o Holoceno no litoral Brasileiro (Angulo *et al.* 1999, 2006, Martin *et al.* 1988, Suguio *et al.* 1985, Tomazelli 1990) baseado em diversos indicadores (ex: conchas, terraços marinhos e vermitídeos). Essas curvas de variação do nível do mar apresentam dois padrões distintos para o Holoceno tardio. O primeiro proposto por Suguio *et al.* (1985) sugere queda do NRM durante os últimos 5.100 anos cal. A.P. com duas oscilações. Porém, Angulo & Lessa (1997) discordam sobre os baixos níveis de mar entre 4.100-3.800 anos cal. A.P. e 3.000-2.700 anos cal. A.P. A terceira curva proposta por Tomazelli (1990), sugere um aumento do NRM nos últimos 1.000 anos.

3.3.2 Mudanças climáticas durante o Holoceno e a dinâmica dos manguezais

Estudos prévios (ex. Prado *et al.* 2013) sugerem um cenário de déficit de água no Holoceno médio comparado ao Holoceno tardio na América do Sul. Baixa insolação de verão durante o Holoceno médio causou a redução de contrastes de temperaturas entre o continente e oceano, e conseqüentemente enfraqueceu o sistema monção de circulação da América do Sul. Este cenário é representado por uma diminuição da precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, e conseqüentemente, condições mais salgadas ao longo das margens continentais da América do Sul, e níveis menores de água nos lagos. Adicionalmente, outros estudos paleoambientais no Brasil indicam condições climáticas relativamente mais secas durante o Holoceno inicial em regiões do centro (Barberi *et al.* 2000, Ferraz-Vicentini 1993, Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau 1996), sudeste (Behling 1995a, Behling & Lichte 1997, Behling *et al.* 1998, Ledru 1993, Ledru *et al.* 1996, Pessenda *et al.* 2009), e sul do país (Behling 1995b, Behling & Lichte 1997, Lorscheitter & Takeda 1995, Neves & Lorscheitter 1995, Roth & Lorscheitter 1993, Stevaux 1994, 2000). Ao longo do Holoceno médio e tardio, o clima foi marcado por condições mais úmidas (Ledru *et al.* 1993, 1998, 2009, Pessenda *et al.* 2004, 2009, Salgado-Labouriau 1997, Salgado-Labouriau *et al.* 1998). Durante este período, uma maior quantidade de chuvas gerou um aumento na descarga de rios e intensificou as condições continentais.

Neste contexto, flutuações climáticas (Molodkov & Bolikhovskaya 2002), as quais influenciaram nos níveis de chuva (exs. Absy *et al.* 1991, Behling & Costa 2000, Freitas *et al.* 2001, Maslin & Burns 2001, Pessenda *et al.* 1998a, b, 2001, 2004), e conseqüentemente causou

mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarinos (Lara & Cohen 2006) afetaram a dinâmica dos manguezais (Cohen *et al.* 2012).

3.3.2.1 Alterações na distribuição de espécies como consequência de mudanças climáticas e aumento no nível do mar nos últimos 100 anos

Evidências crescentes de que o aquecimento global do século passado resultou em uma impressão digital globalmente consistente nas mudanças na distribuição de espécies em direção aos pólos ou na elevação de altitude são observadas em diversos trabalhos (Chen *et al.* 2011, Mair *et al.* 2012, Moritz *et al.* 2008, Murphy *et al.* 2010, Parmesan 2006, Parmesan & Yohe 2003, Root *et al.* 2003, Ungerer *et al.* 1999, Williams & Liebhold 2002). Além disso, recentes estudos relatam mudanças nas distribuições de espécies em uma ampla gama de grupos taxonômicos e localizações geográficas, com deslocamentos para latitudes mais altas em uma taxa média de 16,9 km por década em regiões como Europa, América do Norte e Chile, e para elevações mais altas a uma taxa média de 11 m por década para regiões como a Europa, a América do Norte, a Malásia e a ilha Marion (Chen *et al.* 2011). Na América do Sul, Alarcón & Cavieres (2018) defendem que as florestas temperadas estão mudando seu alcance em resposta às mudanças climáticas.

Considerando os manguezais, os quais estão restritos a regiões tropicais e subtropicais, um bom desenvolvimento desta vegetação ocorre em latitudes onde a temperatura média mensal mais fria é superior a 20°C e a amplitude térmica anual é inferior a 5°C (Chapman 1975, Walsh 1974). Sendo assim, a temperatura atua como um fator limitante da distribuição latitudinal dos manguezais, uma vez que esta vegetação possui uma baixa tolerância às temperaturas frias e geadas (Ellis *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2008, Stuart *et al.* 2007, Tomlinsom 1986). Alguns trabalhos destacaram a coincidência entre os limites latitudinais dos manguezais e a posição das isotermas de 15°C (Alongi 2002, Duke *et al.* 1998, Ellison 2000, Tomlinsom 1986, Woodroffe & Grindrod 1991). Em relação à temperatura da superfície do mar, observou-se um aquecimento significativo nos últimos 30 anos em mais de 70% das costas do mundo, sendo maior, em média, do que a temperatura dos oceanos (Lima & Wethey 2012). Portanto, em resposta a um aquecimento global, espera-se que os manguezais migrem para latitudes maiores, substituindo os marismas (Burns & Ogden 1985, Ellison 2000, Field 1995, Gilman *et al.* 2008, Morrissey *et al.* 2007, Perry & Mendelssohn 2009, Woodroffe & Grindrod 1991). Considerando este avanço dos manguezais em direção aos polos em função do aquecimento global registrado

nas últimas décadas, este ecossistema não deveria estar ocupando seus limites austrais e boreais modernos pelo menos nos últimos mil anos.

No último século, o nível global do mar subiu por volta de 1,7 mm/ano, com um notável aumento de até 3 mm/ano nas últimas décadas (Bindoff *et al.* 2007). Com a subida do nível do mar, os manguezais presentes na foz dos rios, estuários e baías podem acompanhar esses aumentos, dependendo das taxas de subida do nível do mar (Cahoon *et al.* 2006), uma vez que o acúmulo de sedimentos aumenta com a maior variação da maré, e aumenta no interior dos embaiamentos costeiros (Bhattacharya 2006, French & Stoddart 1992, Furukawa & Wolanski 1996). No entanto, provavelmente, os manguezais não persistirão se a taxa de elevação do nível do mar atingir valores maiores que 5 mm/ano (McKee *et al.* 2007). Segundo o IPCC (2014) é possível que o nível do mar suba a uma velocidade de 8 a 11 mm/ano em algumas regiões do mundo nas últimas décadas deste século. Se este aumento ocorrer nas latitudes as quais os manguezais estão presentes, este aumento irá gerar mudanças significativas neste ecossistema.

3.4 PROJEÇÕES DE NÍVEL DE MAR E CLIMA, E A CONSEQUENTE RESPOSTA DOS MANGUEZAIS A TAIS MUDANÇAS

De acordo com o 5º relatório do International Panel on Climate Change (IPCC 2014) é muito provável que o nível do mar tenha subido a uma taxa de 3,2 (2,8 a 3,6 mm/ano) no período de 1993 a 2010. Neste relatório, as previsões para o aumento do nível do mar foram feitas com base na concentração de CO₂ atmosférico até 2100. No cenário mais pessimista, onde a concentração de CO₂ seria de 936 ppm, o nível do mar global atingiria 0,74 m acima do nível atual. No cenário mais otimista, onde a emissão de CO₂ se estabilizasse em uma concentração mais baixa que 421 ppm, a elevação média do nível do mar seria de 0,44 m (Wong *et al.* 2014). Em ambos os cenários, uma elevação do nível do mar é esperada. No pior cenário, o nível do mar global pode subir a uma taxa de 8 – 16 mm/ano (IPCC 2014) nas duas últimas décadas do século 21, gerando assim sério impacto nas áreas colonizadas por manguezais.

Estima-se também que um aumento em tempestades e seus impactos adversos ocorram em ambientes costeiros no futuro (Wong *et al.* 2014). Mais especificamente para a região sul do Brasil, um aumento na taxa de precipitação e nos extremos de chuvas também devem acontecer (Marengo 2007, Milliman *et al.* 2008).

O Terceiro Relatório de Avaliação do IPCC (2001) concluiu que a temperatura média da atmosfera tem aumentado em 0,6°C + 0,2°C durante o século 20. Os modelos globais do IPCC têm mostrado que entre 1900 e 2100 a temperatura global pode aquecer entre 1,4 e 5,8°C,

o que representa um aquecimento mais rápido do que aquele detectado no século 20 e que, aparentemente, não possui precedentes durante, pelo menos, os últimos 10.000 anos. Bernardino *et al.* (2015) observou que nas últimas quatro décadas, a temperatura atmosférica costeira entre os estados do Piauí e Sergipe subiu em média 0,5°C/década, enquanto que do estado da Bahia até o sul do Brasil aumentou em torno de 0,1°C/década. Segundo Marengo (2007) é esperado que a temperatura do ar aumente entre 3°C e 5°C até o fim do século. Previsões climáticas globais indicam um aumento significativo de temperaturas já em meados deste século, podendo variar entre 1°C a 2,6°C (IPCC 2014), podendo chegar a 3,7°C até o final do século 21 (Collins *et al.* 2013).

Essas previsões globais e locais mostraram condições favoráveis para a expansão dos manguezais além de seus limites latitudinais, principalmente devido ao aumento da temperatura que aumenta a produção, dispersão e estabelecimento dos propágulos (Alongi 2015). No entanto, as características locais também devem ser levadas em consideração. Soares *et al.* (2012) propuseram que a ocorrência de manguezais ao sul de Laguna-SC parece ser restringida por uma combinação de fatores, que estão relacionados tanto às limitações de dispersão dessas espécies quanto às condições climáticas mais rigorosas. Em seu trabalho, eles observaram que as árvores de *Avicennia* da região podem alcançar até 10 m de altura, o que sugere que essas árvores não estão em seu limite latitudinal. Uma possível explicação para sua não ocorrência mais ao sul seria a existência de fortes correntes costeiras que fluem para o norte a maior parte do ano (Siegle & Asp 2007) e restringiriam a dispersão dos propágulos para regiões mais ao sul, assim como as baixas temperaturas da água durante outono/inverno, as quais impossibilitariam a germinação de propágulos de *Avicennia* (germinação inviável em $T < 20^{\circ}\text{C}$) (Oliveira 2005) em regiões mais ao sul de Santa Catarina.

Com base nos relatórios mais atuais sobre mudanças climáticas, mudanças nos fatores climáticos, incluindo fortes tempestades, vento, padrões de ondas e temperaturas da superfície do mar, e aumento relativo do nível do mar, terão um impacto direto nos ambientes costeiros e, portanto, nos ecossistemas de manguezais. Mudanças em relação a migração dos manguezais para topografias mais elevadas, alterações nos tipos de vegetação, e uma expansão do seu limite austral são esperadas ocorrer no futuro. Portanto, a presente proposta de doutorado também visou propor os efeitos das mudanças climáticas e de nível do mar projetadas até o final do século 21 sobre a distribuição dos manguezais de regiões tropicais e subtropicais brasileiras, com diferentes características climáticas e geomorfológicas, usando como parâmetros

comparativos as interpretações das análises *multiproxys* obtidas dos testemunhos sedimentares coletados nas regiões estudadas.

CAPÍTULO 4 RESULTADOS

4.1 NATAL – RN

4.1.1 Definições morfológicas e de vegetação

A área de estudo se estende por 7 km no interior do estuário do rio Ceará Mirim até a atual linha de costa (Figura 1). O rio Ceará Mirim, o qual nasce no platô costeiro, apresenta direção oeste-leste e flui na planície costeira até o Oceano Atlântico. Este exibe uma topografia diferente entre a várzea e o platô de cerca de 90 m. Uma notável característica do rio Ceará Mirim é o seu padrão moderno, o qual é em sua maior parte reto com pouca sinuosidade. A desembocadura do rio Ceará Mirim cruza a planície costeira com várzeas apresentando elevações de aproximadamente 1,8 m acima do NMM. A descarga fluvial aumenta ao longo do rio, produzindo um padrão reto de canal. Recentemente, alguns pequenos canais de maré foram retificados devido a atividades de cultivo de camarão. O cultivo de camarão ocupa uma área de aproximadamente 2,8 km² e causa, juntamente com a ocupação urbana, um forte impacto na vegetação do entorno. É notória a presença de *beachrocks* na zona de surf costeira, os quais são rochas sedimentares originadas por cimentação de sedimentos de praia por carbonato de cálcio, majoritariamente calcita e/ou aragonita na zona de praia.

Em relação a vegetação moderna, a planície costeira do rio Ceará Mirim é caracterizada por vegetação de água doce e salobra. Manguezais cobrem aproximadamente 4,8 km² da área de estudo e são majoritariamente caracterizados por *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*, as quais estão atualmente restritas ao estuário, desenvolvendo-se por aproximadamente 5 km ao longo do vale fluvial (Figura 3). Elas ocorrem ao longo de canais de maré, dentro de zonas topográficas específicas, com presença de *Avicennia* nas elevações mais altas acima do nível médio das marés de sizígia, enquanto a *Rhizophora* ocupa zonas topograficamente mais baixas.

Vegetação herbácea (4,6 km²) ocorre no setor mais alto das planícies de maré, majoritariamente representados por Poaceae, Cyperaceae, *Borreria* e algumas Arecaceae (Figura 3). No entanto, algumas ervas ocupam também níveis topográficos mais baixos, colonizando margens dos rios e planícies de maré em estuários.

Rio acima, sedimentos silte arenosos e lamosos se espalham sobre a planície fluvial dominada principalmente por vegetação de várzea, a qual cobre 6,9 km² (pântano sazonal e permanentemente inundado por água doce). O limite entre vegetação de água doce e de manguezal nem sempre é fixo, por causa da transição entre estas unidades de vegetação

responder a gradientes de salinidade, onde a vegetação, majoritariamente caracterizada por *Arecaceae* (vegetação de água doce), está posicionada rio acima, enquanto os manguezais ocupam zonas sob influência uma maior marinha. Além disso, a planície costeira apresenta áreas com algumas espécies de várzea e savana que caracterizam a floresta de transição.

No platô costeiro ocorre estepe do tipo savana arborizada, apresentando uma paisagem herbácea descontínua (Figura 3), formada principalmente por *Cyperaceae* e *Poaceae*, com poucos arbustos representados principalmente por *Anacardiaceae* e *Malpighiaceae*.

4.1.2. Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação

As idades obtidas variaram entre 1.100 anos cal. A.P. e 6.950 anos cal. A.P. (Tabela 2), não havendo inversão de idade em nenhum dos testemunhos. As taxas de sedimentação são estimadas através da razão entre os intervalos de profundidades (em mm) e o tempo médio entre as datações. As taxas de sedimentação referentes aos testemunhos NAT-06 e NAT-08 não apresentaram variações significativas (Tabela 2, e Figuras 24 e 26). No entanto, nos testemunhos NAT-01 e NAT-04 é possível observar variações significativas nas suas taxas de sedimentação (Tabela 2, e Figuras 20 e 22). Estas variações possivelmente são consequências de mudanças na hidrodinâmica das áreas de estudo e/ou resultados de processos erosivos ou não deposicionais.

Tabela 2- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos NAT-01, NAT-04, NAT-06 e NAT-08.

Local	Profundidade (cm)	Idade Cal. anos AP (2σ)	Taxa de Sedimentação (mm/ano)
NAT-01	164	1.760	0,93
NAT-01	325	2.100	4,73
NAT-04	108	1.120	0,96
NAT-04	199	4.560	0,26
NAT-04	317	4.640	14,75
NAT-06	173	6.960	0,24
NAT-08	245	5.120	0,47

4.1.3 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares

Os testemunhos estudados registram sucessões sedimentares representados principalmente por areia maciça e depósitos heterolíticos (Figuras 20, 22, 24 e 26). A integração de facies sedimentares, dados polínicos e geoquímicos permitiram a definição de três associações de fácies: (A) canal de maré; (B) planície de maré colonizada por manguezal; (C) planície de maré mista, colonizada por manguezal e ervas.

4.1.3.1 Associação de Fácies A (Canal de maré)

Esta associação de fácies (A) ocorre ao longo dos intervalos 355-270 cm, 250-125 cm (NAT8), 350-280 cm, 100-55 cm (NAT4), 330-200 cm (NAT1) e 200-175 (NAT6) (Figuras 26, 22, 20, 24, respectivamente). Esta consiste em várias sucessões com granodecrescência asecendente, marcada também por areia maciça com estratificação cruzada (Scs), e acamamento heterolítico do tipo *Flaser* (Hf). Areia maciça (Sm) com conchas estão presentes somente nos testemunhos NAT6 e NAT8 (Figuras 24 e 26).

A assembleia polínica da associação de fácies A, onde foram identificados 36 táxons polínicos, é dominada por pólen de árvores e arbustos (0-67%) caracterizados principalmente por Rubiaceae (5-45%), Euphorbiaceae (3-36%), Mimosaceae (0-23%), *Psychotria* (0-17%) Malpighiaceae (0-8%), Aizoaceae (0-8%) e Myrtaceae (0-7%). Os grãos de pólen de manguezal (0-65%) são principalmente compostos por *Rhizophora* (5-57%) e *Avicennia* (0-3%). O grupo ecológico de palmeiras aparece com baixa percentagem (<10%). As ervas (0-58%) são representadas principalmente por Poaceae (0-47%), Cyperaceae (0-21%) e *Borreria* (0-14%) (Figuras 21, 23, 25 e 27). Os intervalos entre 350-270 cm, 240-120 cm (à exceção as lentes de lama) no testemunho NAT08 e 200-180 cm do testemunho NAT6, respectivamente (Figuras 25 e 27), são caracterizados pela ausência de pólen. Alguns intervalos com ausência de pólen ou somente poucas unidades (<3.000 grãos/cm³) tem sido relacionado principalmente ao tamanho do grão sedimentar, ataque microbial e processos de oxidação. Além do mais, isto pode ocorrer devido a características inerentes aos grãos de pólen, assim como a composição da esporopolenina, assim como a composição química e física da parede do pólen (Havinga, 1967). Grãos de pólen tendem a deteriorar rapidamente em sedimentos arenosos quando comparados a depósitos lamosos devido a melhor drenagem em areias causado pelos grandes poros

intersticiais, os quais permitem que os grãos de pólen sejam desgastados pela matriz inorgânica móvel e oxidado durante ciclos de hidratação e desidratação do solo (Faegri 1971, Grindrod 1988).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ estão entre -27 e aproximadamente -19‰ (média -23,2‰) e 0,68 e 5,2‰ (média 2,9‰), respectivamente. O TOC e TN apresentam valores entre 0,9 e 15,5% (média 8,2%) e 0,03 à 0,4% (média 0,2%), respectivamente. Os valores da relação C/N ocorrem entre 8 e 115 (Figuras 20, 22, 24 e 26).

4.1.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por Manguezal)

Esta associação ocorre entre os intervalos 135 e 0 cm (NAT6), 280 e 100 cm, 55 e 0 cm (NAT4), e 200 e 0 cm (NAT1) (Figuras 24, 22, 20, respectivamente). É principalmente caracterizada por acamamento heterolítico do tipo *Wavy*. Esta associação de fácies apresenta principalmente polén de manguezal (0–76%) representado por *Rhizophora* (0–86%) e *Avicennia* (0–14%). O registro polínico inclui também grupos ecológicos como árvores e arbustos (0–64%) composto principalmente por Rubiaceae (3–25%), Fabaceae (2–16%), Mimosaceae (0–18%), Euphorbiaceae (2–10%), Malpighiaceae (0–11%), Myrtaceae (0–7%), Burseraceae (0–8%) e Amaranthaceae (0–6%). O grupo de ervas (0–74%) é caracterizado principalmente por Poaceae (0–48%), Cyperaceae (8–42%), Asteraceae (0–24%) e *Borreria* (0–18%). Os grãos de pólen de Arecaceae (0–12%) também estão presentes ao longo desta associação de fácies. Samambaias (0–11%) estão representadas por esporos psilados do tipo trilete e monolete (Figuras 21, 23, 25).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ estão entre -27‰ e -24,3‰ (média -26‰), e 0,26 e 6,19‰ (média 3,22‰), respectivamente. O TOC e TN exibem valores entre 0,74 e 15,52% (média 8,13%) e 0,02 e 0,72% (média 0,37%), respectivamente. Os valores da razão C/N ocorrem entre 14 e 68 (Figuras 20, 22 e 24).

4.1.3.3 Associação de Fácies C (Planície de maré mista colonizada por ervas e manguezal)

Esta associação é observada ao longo dos intervalos 180-135 cm no testemunho NAT6 e 260-245 cm e 125-0 cm e 262-248 cm no NAT8 (Figuras 24 e 26, respectivamente). Esta associação de fáceis consiste em acamamento heterolítico do tipo *Lenticular* (H1) com

características de bioturbação como fragmentos de raiz, marcas de raiz e estruturas de moradia produzidas por fauna bentônica. Ao longo do intervalo 125-65 cm do testemunho NAT8 conchas estão presentes e grãos de pólen não foram identificados (Figura 26), provavelmente devido ao aumento de sedimentos arenosos (Havinga 1967). De acordo com a análise polínica, os táxons representativos de árvores e arbustos (0-65%) dominam a assembleia polínica, e é composto principalmente por Mimosaceae (0-45%), Fabaceae (0-20%), Euphorbiaceae (0-15%), Malpighiaceae (0-18%) e Anacardiaceae (0-7%). Grãos de pólen de ervas (0-69%) são compostos por Poaceae (0-57%), Cyperaceae (0-17%), Asteraceae (0-10%) e *Borreria* (0-4%). O registro polínico de manguezal (0-43%) é representado somente por *Rhizophora* (0-3%). Palmeiras (0-6%) ocorrem com baixa percentagem (Figuras 25 e 27).

Os dados geoquímicos da matéria orgânica revelam valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ entre -27,5 e -26,4‰ (média -26,9‰), e 0,02 e 8,1‰ (média 4,6‰), respectivamente. Os valores de TOC e TN ocorrem entre 3 e 14% (média 8,5%) e 0,01 e 0,13% (média 0,28%), respectivamente. A relação C/N apresenta valores entre 32 e 37 (Figuras 24 e 26).

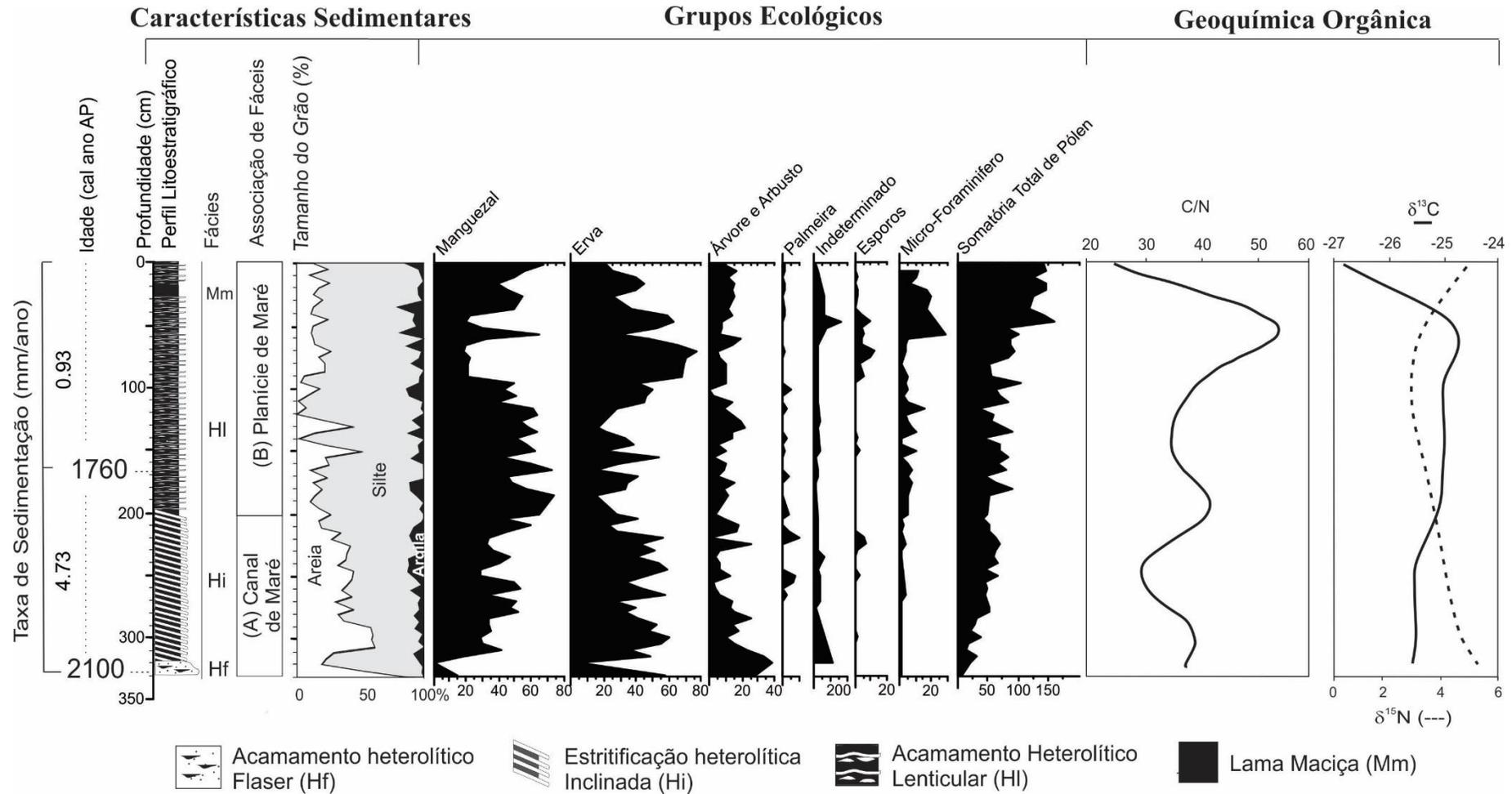


Figura 20- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-01, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, diagrama polínico dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen.

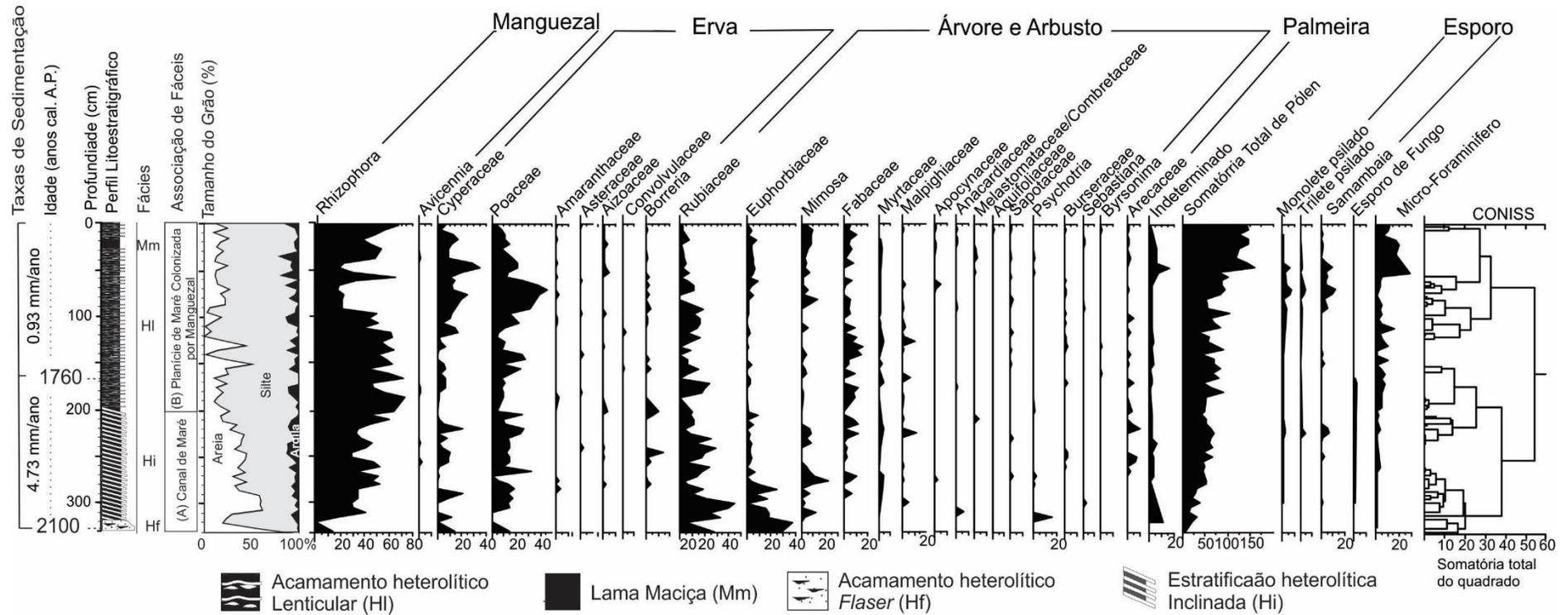


Figura 21- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-01, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como porcentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.

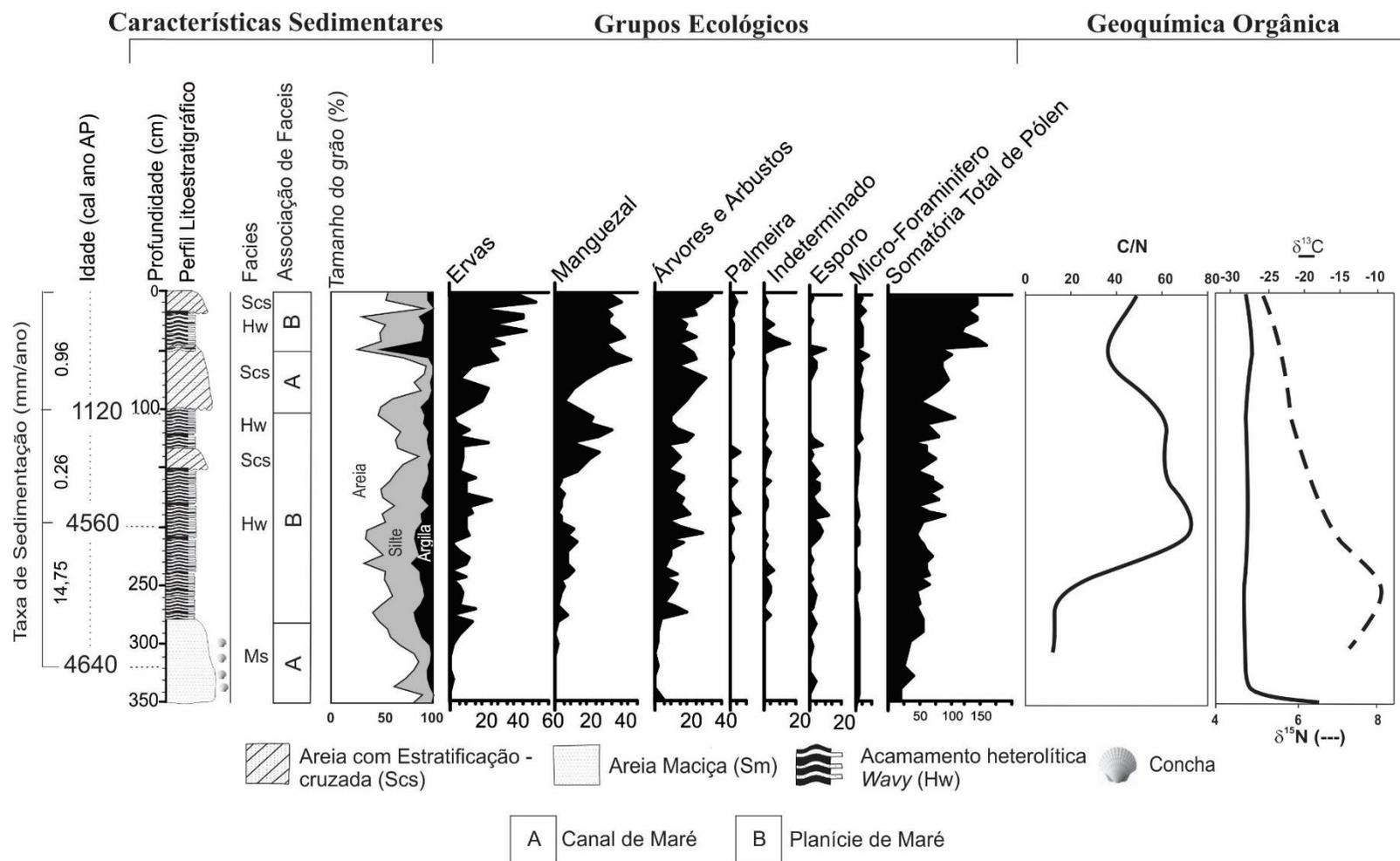


Figura 22- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-04, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.

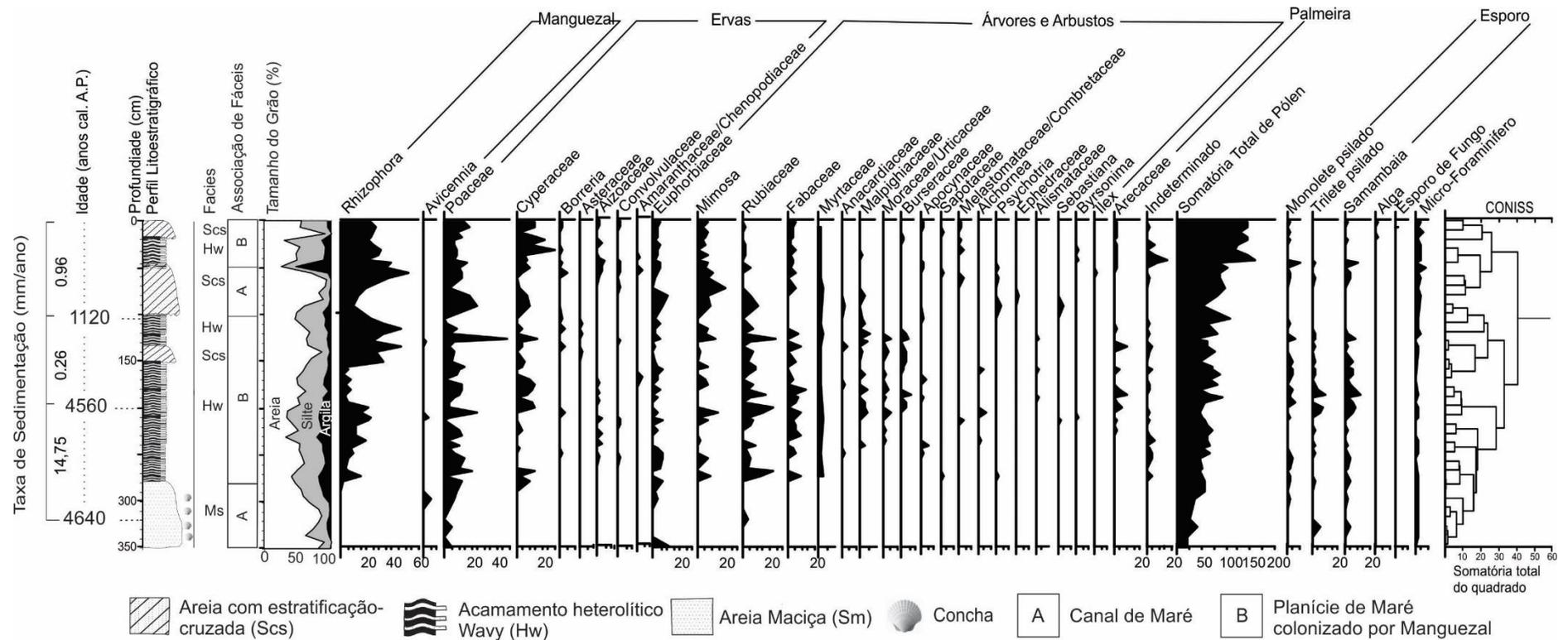


Figura 23- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-04, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fáceis sedimentares do testemunho.

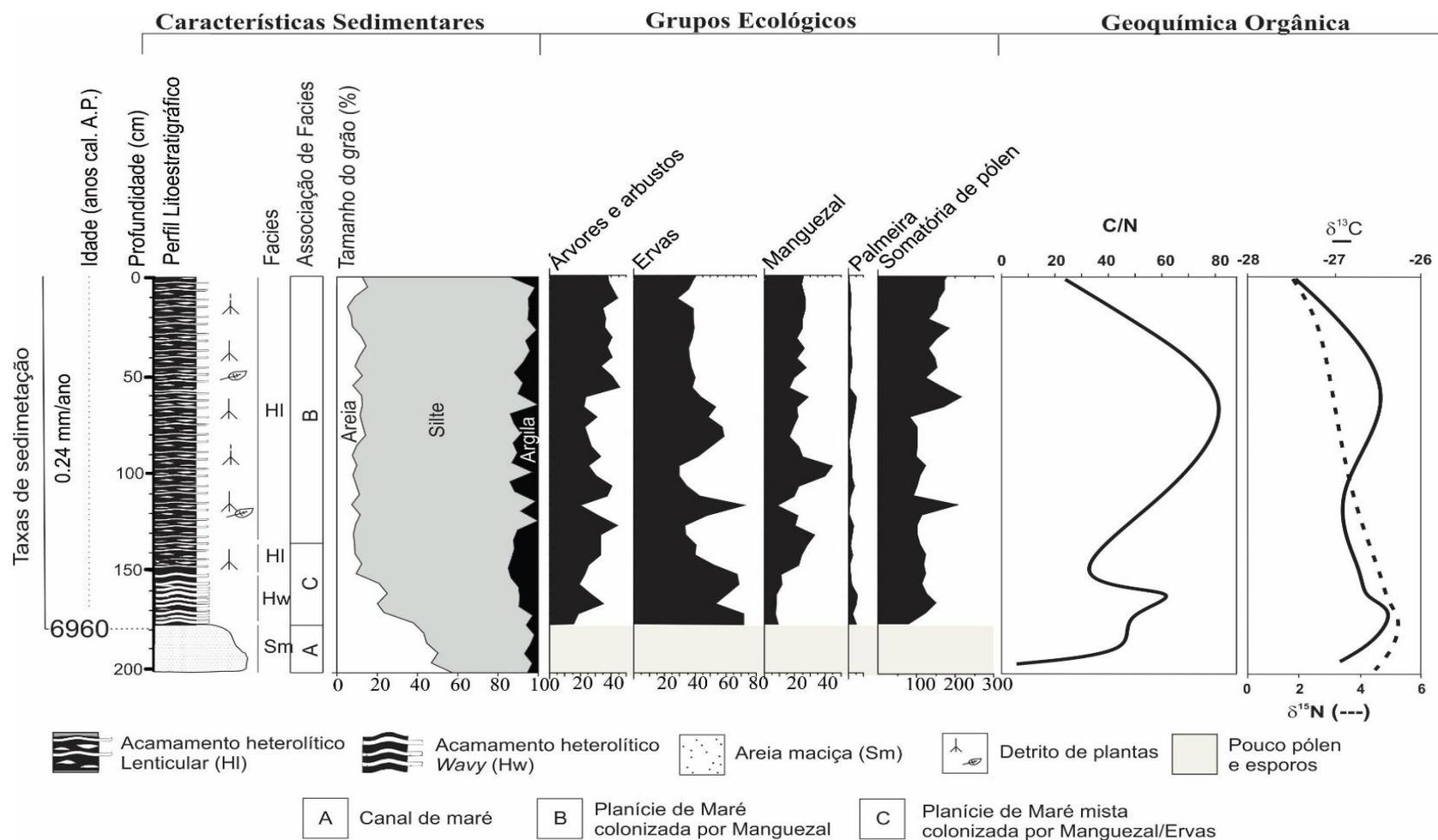


Figura 24- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-06, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como porcentagem do total de pólen.

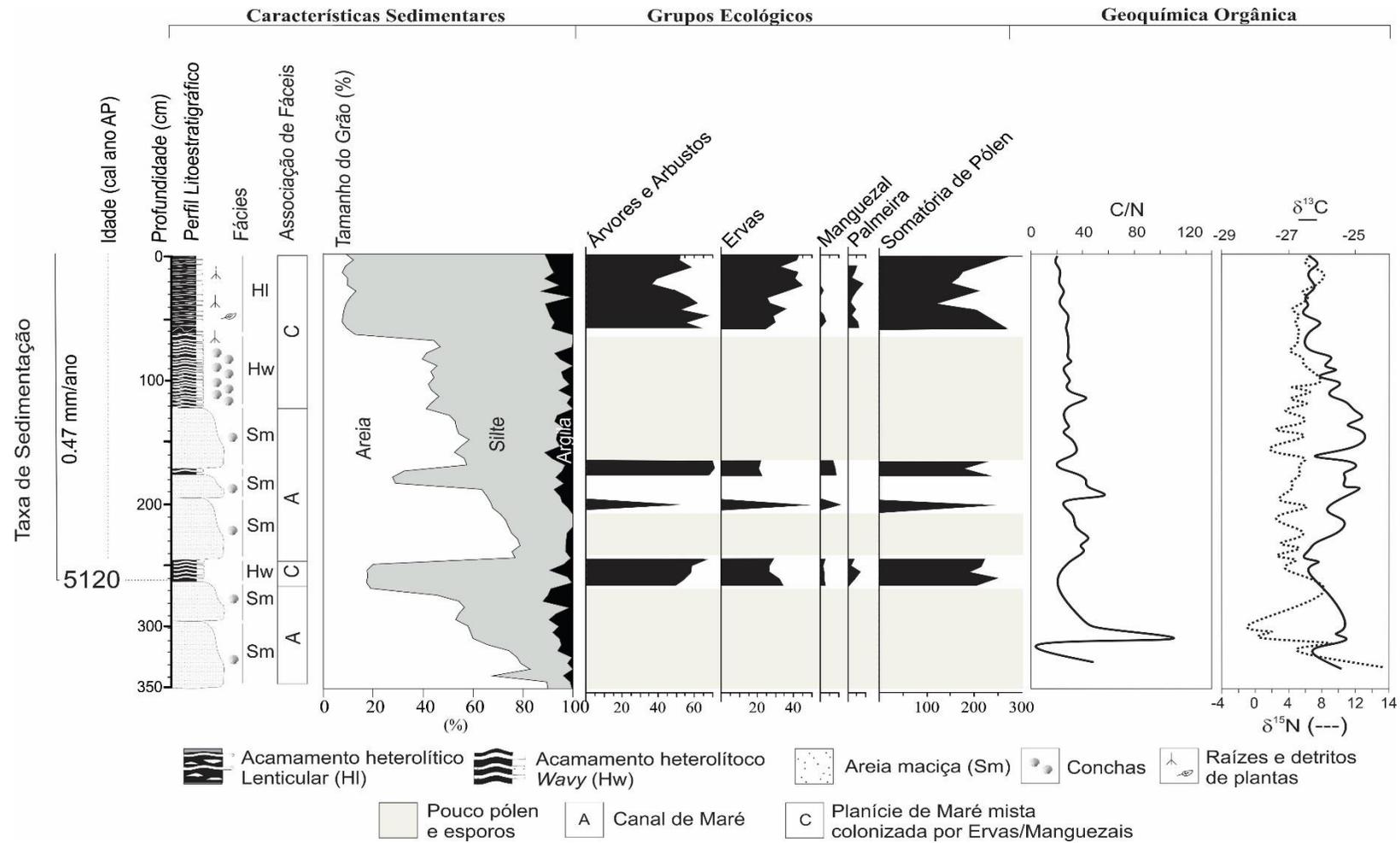


Figura 26- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-08, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fáceis sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como porcentagem do total de pólen.

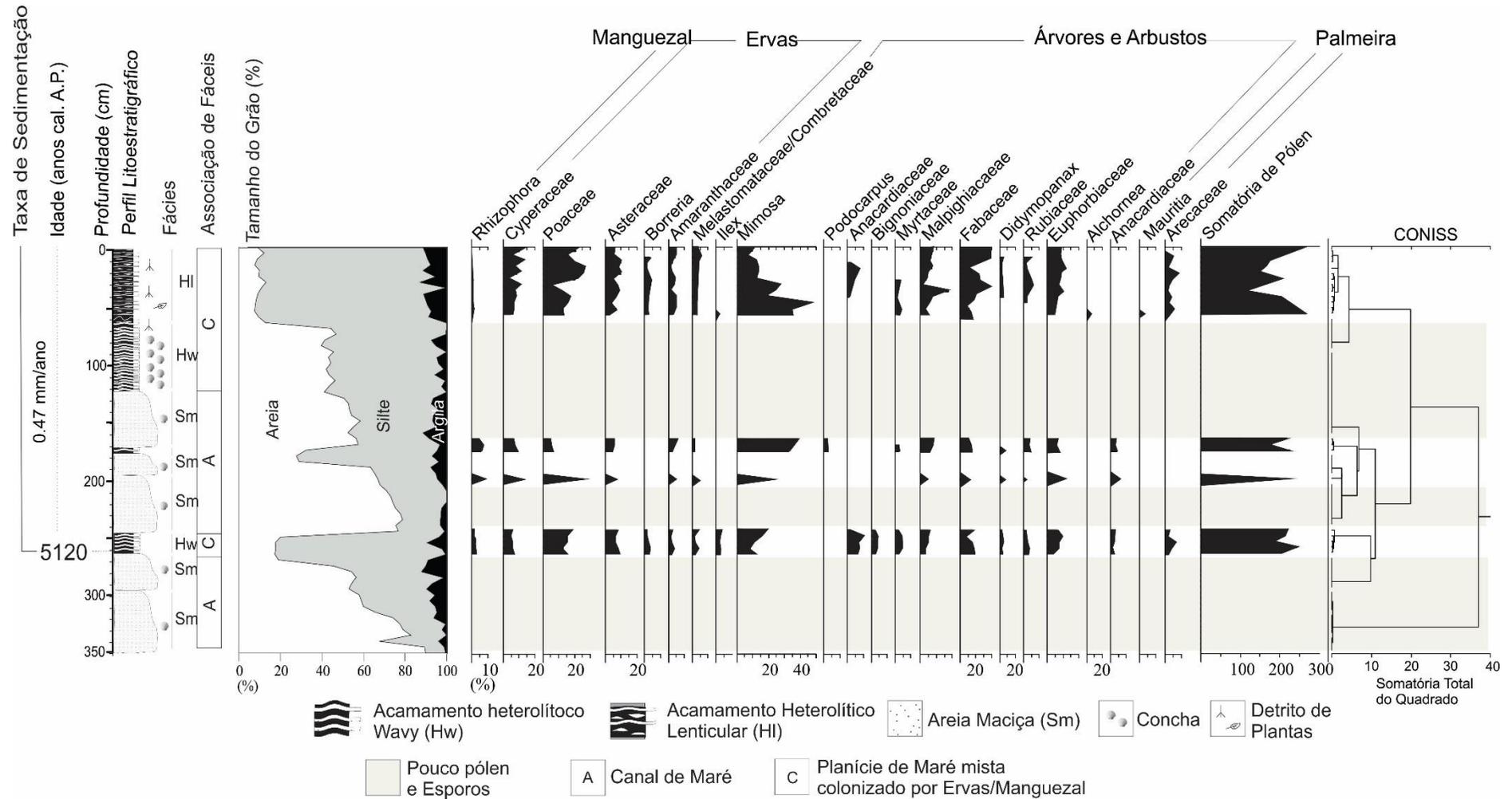


Figura 27- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar NAT-08, com ênfase no diagrama polínico com os grupos ecológicos encontrados no perfil sedimentar. Os dados polínicos estão apresentados como percentagem da somatória total de grãos de pólen. Também estão presentes os perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares do testemunho.

4.2 PRADO – SUL DA BAHIA

4.2.1 Dados morfológicos e de vegetação

O vale do rio Jucuruçu foi esculpido no planalto costeiro, que é ocupado por uma mistura de Mata Atlântica, plantação/pasto e solo exposto, enquanto as planícies de inundação fluvial são dominadas por vegetação herbácea úmida (Cyperaceae e Poaceae) (20 km²) (Figuras 4 e 5, 28, 29, 30, 31). A Mata Atlântica expandiu sobre determinados setores do vale fluvial, topograficamente elevadas. Vegetação de galeria (0,2 km²) cresceu ao longo de barrancos nas encostas do vale, composta principalmente por Arecaceae. Vegetação herbácea pode também ser encontrada em escarpas (Figura 4 e 5). A montante do rio, sedimentos lamosos ocorrem sobre as planícies de inundação, as quais são principalmente ocupadas por vegetação do tipo várzea (terreno sazonalmente pantanoso, 6 km²), enquanto as planícies de maré são ocupadas por manguezal. Nestas planícies de maré foram coletados os testemunhos PR12 e PR11 (Figura 28), com elevação de ~0,5 m acima do NMM. O gradiente salino estuarino causa a transição entre vegetação de manguezal e de água doce, através do qual a vegetação principalmente caracterizada por Arecaceae (vegetação de água doce) ocupa setores mais a montante, como evidenciado ao longo dos pontos PR10, PR07 e PR08 (Figuras 29, 30 e 31), com elevações de ~1,50, ~5 e ~6,8 m acima do NMM, respectivamente. Os manguezais ocorrem como franjas ao longo dos canais de maré e o vale estuarino. Essa unidade de vegetação foi registrada apenas na foz dos rios da região, considerando o rio Jucuruçu, os manguezais cobrem ~10 km². Eles são representados por *Rhizophora*, *Laguncularia* e *Avicennia*, espalhando-se sobre planícies de maré entre 0,3 e 1,0 m acima do NMM. Barreiras arenosas costeiras e lagunas ocorrem paralelamente à costa. As barras de areia são ocupadas por vegetação de restinga (~1 km²), representadas principalmente por palmeiras, *Ipomoea pes-caprae*, *Hancornia speciosa*, *Chrysobalanus icaco*, *Hirtella americana*, *Cereus fernambucensis* e *Anacardium occidentale* (Figura 28).

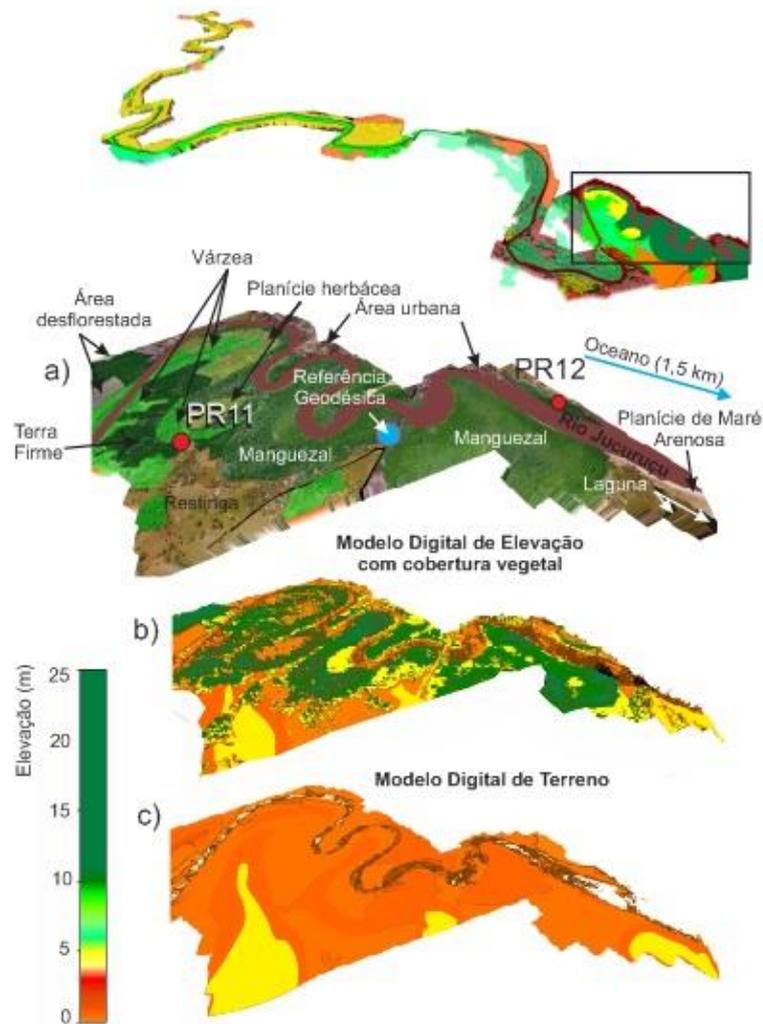


Figura 28- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção mais terminal do vale, com suas unidades geobotânicas (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. C) Modelo Digital de Terreno. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

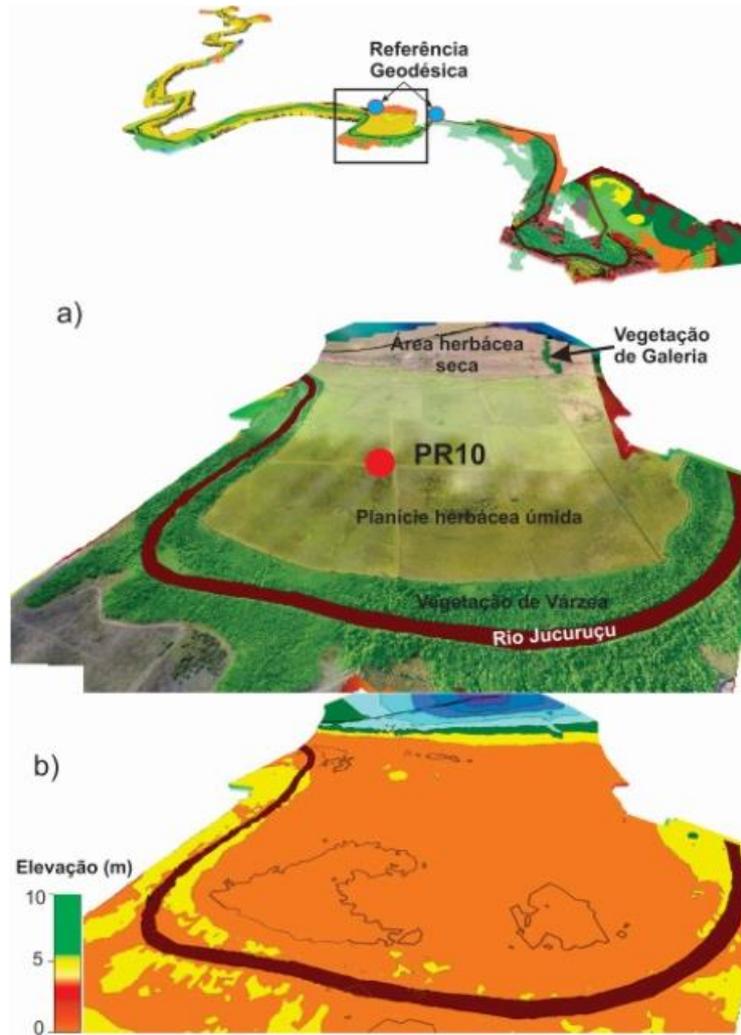


Figura 29- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção intermediária do vale (PR10), com suas unidades geobotânicas (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

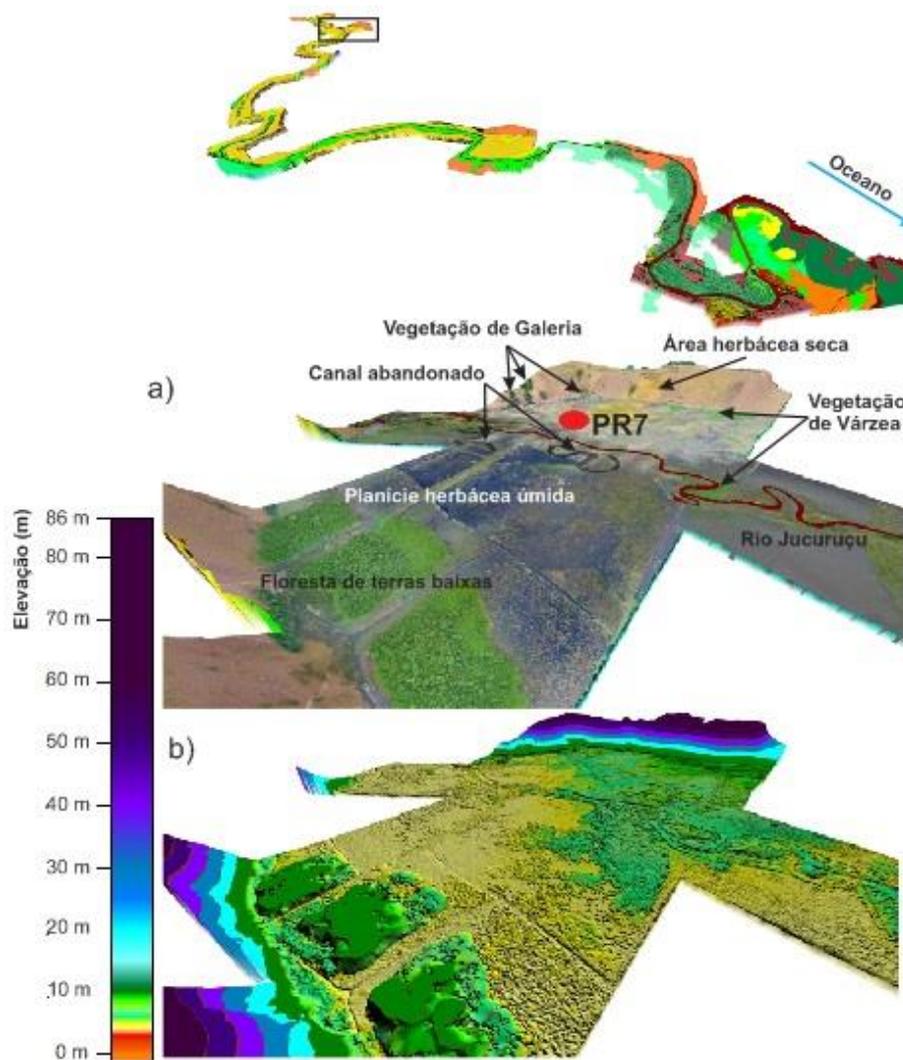


Figura 30- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção distal (PR07) do vale, com suas unidades geobotânicas e canais abandonados (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

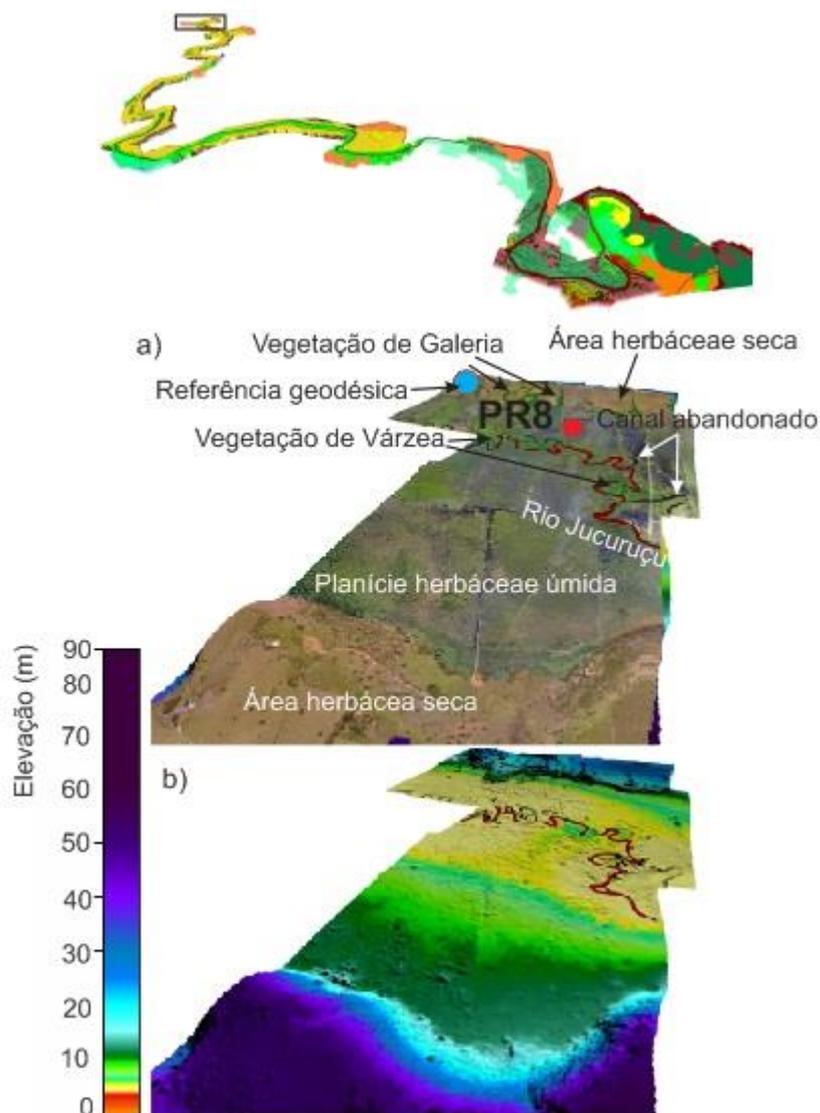


Figura 31- Mapa de vegetação do vale fluvial do Rio Jucuruçu. A) Porção mais distal (PR08) do vale estudado, com suas unidades geobotânicas e canais abandonados (imagem obtida por drone). B) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

4.2.2 Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação

As datações variaram entre idade moderna e 7.810 anos cal. A.P. As idades C-14 e taxas de sedimentação estão na Tabela 3 e Figuras 32, 33 e 34. Deve ser ressaltado que as taxas de sedimentação estimadas para a área de estudo são de mesma magnitude das taxas (0,1 e 10 mm/ano) encontradas em outras planícies de maré ocupadas por manguezais (Behling *et al.* 2001, Cohen *et al.* 2008, 2009). As taxas de sedimentação apresentam tendências de diminuição em direção ao topo. As profundidades de 520 e 290 cm no testemunho PR10 apresentam inversão parcial de idade que pode refletir um rápido

preenchimento da planície de mare. Além do mais, isto pode ser atribuído à contaminação por carbono recente, causada por invasão de raízes, infiltração de substâncias orgânicas dissolvidas em água, influência de microorganismos e de fauna do solo (Pessenda *et al.* 2001).

Tabela 3- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos PR-07, PR-08, PR-10, PR-11 e PR-12.

Local	Profundidade (cm)	Idade Cal. anos AP (2σ)	Taxa de Sedimentação (mm/ano)
PR-07	53	2.400	0,2
PR-07	107	3.80	0,4
PR-07	171	5.350	0,4
PR-07	213	6.300	0,5
PR-07	393	7.350	1,7
PR-07	448	7.400	11
PR-07	515 ¹	7.775	1,8
PR-07	536 ¹	7.824	6
PR-08	50	Moderna	-
PR-08	150	2.250	0,7
PR-08	250	3.250	1
PR-08	350	3.900	1,4
PR-08	450	5.800	0,5
PR-08	550	6.700	1,1
PR-08	650	7.400	1,4
PR-10	62	4.430	0,18
PR-10	128	6.900	0,3
PR-10	290	7.215	6
PR-10	520	7.200	153
PR-11	65	660	1
PR-12	35	Moderna	-
PR-12	84	350	1,37
PR-12	173	680	2,7

¹ Estas profundidades estão demonstradas na figura 53. O testemunho PR07 foi coletado em duplicidade. Um possui 4,75 m e está demonstrado na figura 32 juntamente aos dados polínicos e geoquímicos, e o outro possui 8 m e está demonstrado de forma resumida na figura 53.

4.2.3 Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares

Os testemunhos estudados exibem sucessões sedimentares com lama e areia maciça, areia com estratificação cruzada, acamamentos heterolíticos *lenticular*, *flaser*, *wavy* e inclinado e depósitos de turfa. As análises sedimentares, polínicas e isotópicas indicaram três associações de fácies, caracterizadas por Canal Estuarino (A), Planície de maré colonizada por Manguezais e Ervas (B), e Planície Fluvial colonizada por Ervas (C).

4.2.3.1 Associação de Fácies A (Canal Estuarino)

Esta associação de fácies está representada ao longo dos intervalos: 750-700 cm e 800-460 cm de profundidade nos testemunhos PR08² e PR07³, respectivamente, acumuladas durante o Holoceno inicial (> 7.400 anos cal. A.P.). Apresenta sedimentos arenosos com granodecrescência ascendente, acumulados sobre superfícies erosivas com areias de granulação grossa ou cascalho, sendo representados por depósitos de areia maciça (Sm), areia com estratificação cruzada (Scs), e acamamento heterolítico *flaser* (Hf).

A análise polínica (Figuras 32, 33 e 34) indicou a predominância de pólen de árvores e arbustos (~55%), principalmente representados por Fabaceae (5-12%), Rubiaceae (1-5%), Melastomataceae/Combretaceae (0-5%), Malpighiaceae (1-3%), Myrtaceae (0-2%), Moraceae (1-4%), Sapindaceae (0-5%), Euphorbiaceae (2-4%), Apocynaceae (0-6%), Sapotaceae (1-5%), Bombacaceae (0-1%), Alchornea (1-2%) e Bignoniaceae (2-5%). Pólen herbáceo (~25%) foi representado principalmente por Poaceae (1-12%), Cyperaceae (1-7%) e Asteraceae (2-5%). Os grãos de pólen de manguezal foram representados por (2-10%). Pólen de Arecaeae ocorreram entre 0 a 5%. Os dados isotópicos não foram obtidos para esses intervalos estratigráficos devido à fração granulométrica com areia grossa-cascalho que inviabiliza a preservação de matéria orgânica sedimentar.

² Os dados dos testemunhos PR08 e PR11 estão resumidos na Figura 53 no Capítulo 5 (Interpretação dos dados e discussão) na página 115.

³ Demonstrado na Figura 53. Referente ao testemunho PR07 de maior profundidade.

4.2.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por Manguezal e Ervas)

A planície de mare ocupada por manguezal e ervas ocorre ao longo dos intervalos 700-450 cm (~7.700 - 5.800 anos cal. A.P.), 450-175 cm (7.400 - 5.350 anos cal. A.P.) e 520-40 cm (7.200 - 4.000 anos cal. A.P.) dos testemunhos PR08², PR07 e PR10, respectivamente (Figuras 32 e 33). Esta associação nestes testemunhos é muito semelhante àquela observada para intervalos muito mais jovens nos testemunhos próximos ao mar PR11² e PR12 (desde os últimos 680 anos cal. A.P.). Esta associação compreende sedimentos de lama maciça (fácies Mm), areia maciça (Sm), acamamento heterolítico *flaser* (Hf) e *wavy* (Hw) e heterolítico inclinado (Hi). Fragmentos de conchas estão presentes no PR10 (Figura 33).

A análise polínica revelou quatro grupos ecológicos nesta associação, caracterizados por árvores e arbustos (5-100%) representados principalmente por Moraceae/Urticaceae (0-39%), Apocynaceae (0-15%), Euphorbiaceae (0-16%), Fabaceae (0-17%), Rubiaceae (0-35%), Melastomataceae/Combretaceae (0-4%), Malpighiaceae (0-37%), Myrtaceae (0-4%), Aizoaceae (0-34%) e Sapotaceae (0 - 20%). As porcentagens de pólen herbáceo oscilam entre 5 e 100%, caracterizadas principalmente por Poaceae (7-86%), Cyperaceae (0-42%), Amaranthaceae (0-15%), Loranthaceae (0-12%), Asteraceae (0-8%). Grãos de pólen de manguezal (0-40%) também ocorre dentro desta associação de fácies com presença de *Rhizophora* (3-35%), *Avicennia* (0-15%) e *Laguncularia* (0 - 20%). O grupo das palmeiras é evidenciado por Arecaceae (0-25%) e *Mauritia* (0-12%).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar tem uma leve tendência de empobrecimento de -24 a -26‰, -22 a -25‰ e -24 a -27‰ para os testemunhos PR07, PR10 e PR12, respectivamente. Os valores de C/N oscilam entre ~7 e ~67, ~80 e ~40, ~12 e ~25 para os testemunhos PR07, PR10 e PR12, respectivamente (Figuras 32, 33 e 34). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ revelaram uma tendência decrescente em direção ao topo de 10‰ para 4,5‰, 6‰ para 2‰ e 11‰ para 1‰ para os testemunhos PR10, PR11 e PR12, respectivamente (Figuras 33 e 34).

4.2.3.3 Associação de Fácies C (Planície fluvial colonizada por ervas)

A associação de fácies C está presente na porção superior dos testemunhos PR8, PR07 e PR10 entre 450 e 0 cm, 175 e 0 cm e 40 e 0 cm, respectivamente, e acumuladas

durante os últimos 5.800, 5.350 e 4.000 anos cal. A.P., respectivamente. Esta associação é caracterizada por acamamentos heterolíticos *lenticulares* (Hl) e *wavy* (Hw), areia maciça (Sm) e lama orgânica maciça cinza (Mom) com raízes, marcas de raízes e folhas. A parte superior desses testemunhos é caracterizada por turfa, como o substrato das modernas planícies de inundação do local de estudo.

Os dados palinológicos demonstram abundância de pólen herbáceo nesta associação, caracterizado por Poaceae (5–67%), Cyperaceae (0–53%), Asteraceae (0–36%), Curcubitaceae (0–16%) e *Borreria* (0–6%). Os grãos de árvores e arbustos são representados por Rubiaceae (0–29%), Fabaceae (0–24%), Malpighiaceae (0–10%), Euphorbiaceae (0–22%), Apocynaceae (0–20%), Melastomataceae/Combretaceae (0–29%), Myrtaceae (0–17%), Mimosoidea (0–23%), Moraceae (0–9%), *Mimosa* (0–8%) e Sapindaceae (0–5%). O pólen de *Guettarda* (0–36%), presente apenas no PR8, representa um arbusto de distribuição neotropical (Lima *et al.* 2010), ocorrendo no litoral nordeste brasileiro (Pereira e Barbosa 2004). O testemunho PR10 revelou pequenas quantidades de pólen de *Rhizophora* (0–3%). O grupo de palmeiras é evidenciado pela ocorrência de Arecaceae (0–8%).

Esta associação de fácies nos testemunhos PR07 e PR10 apresentou uma diminuição nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ comparados com a associação de fácies B (Figuras 32 e 33). A associação de fácies C no PR07 e PR10 apresentou valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre –26 e –28‰ e –27 e –25‰, respectivamente. Os valores de C/N oscilaram entre ~35 e ~80 (PR07) e aumentou para ~20 (PR10). O $\delta^{15}\text{N}$ apresentou valores entre 6 e 8 para o testemunho PR10 (Figura 33).

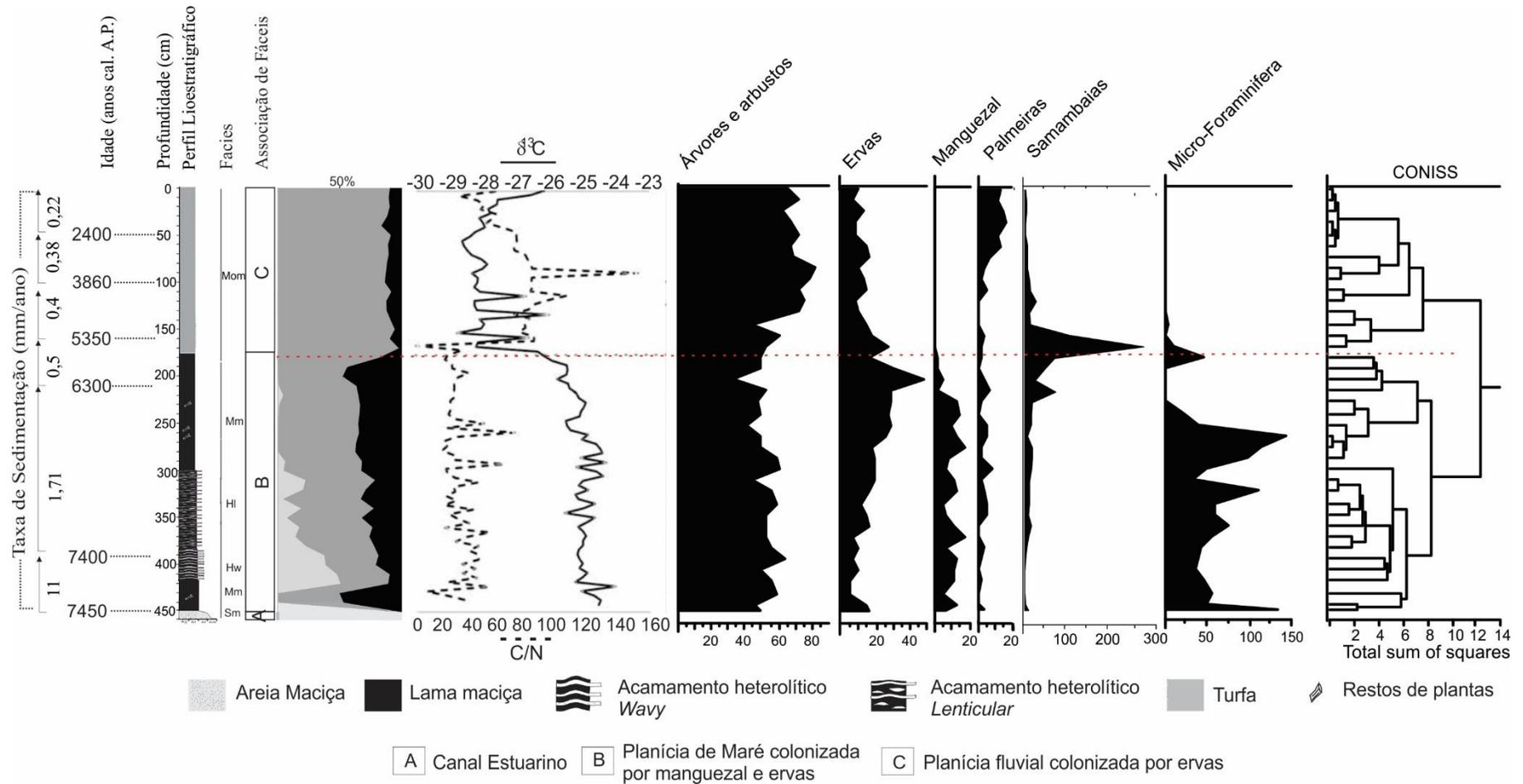


Figura 32- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar PR-07, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fáceis sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como porcentagem do total de pólen.

4.3 SÃO FRANCISCO DO SUL – NORTE DE SANTA CATARINA

4.3.1 Dados Morfológicos e de vegetação

O entorno da Baía de Babitonga é predominantemente composto por vegetação do tipo Floresta Ombrófila Densa, com ocorrências dos subtipos Floresta Tropical das Encostas da Serra do Mar e Floresta Tropical de Planícies Quaternárias (Klein 1978). A Floresta Ombrófila Densa caracteriza-se por estratos superiores com árvores de altura entre 25 e 30 m, com copas entrelaçadas. Em zonas topograficamente mais baixas é possível encontrar vegetação de restinga, de mangue e marismas (zonas de intermaré). Nestas zonas, a vegetação é marcada por exuberantes manguezais.

Na margem desta baía, sobre planícies de maré com elevação um pouco acima do nível do mar (10-20 cm) e salinidade da água intersticial em torno de 30‰, ocorrem densas ocupações de árvores de manguezais com espaçamentos entre 2 e 3 m, principalmente representados por *Avicennia* (6 - 10 m de altura e diâmetro na altura do peito em torno de 20 cm), com algumas árvores de *Laguncularia* (~6 m) e *Rhizophora* (~6 m). Em superfícies mais elevadas da planície de maré (salinidade 28‰, ~1,7 m acima do nível do mar), árvores de *Laguncularia* (3 – 5 m de altura), com espaçamentos de 2 m e diâmetros na altura do peito entre 10 e 15 cm, passam a predominar. Uma planície herbácea (~1.8 m acima do nível do mar) ocorre em zonas imediatamente superior à planície de maré ocupada por manguezais. Essa zona é marcada predominantemente por *Spartina* com 0,8 m de altura. Setores topográficos posicionados acima de 2,1 m, sob influência somente da água da chuva, são ocupados pela Floresta Ombrófila Densa com estaturas entre 15 e 20 m e diâmetros na altura do tronco em torno de 30 cm. Os testemunhos SF07 e SF 08 estão posicionados na zona com predomínio de *Avicennia* e *Laguncularia*, respectivamente, enquanto os testemunhos SF09 e SF10 foram amostrados da planície herbácea e da zona ocupada pela Floresta Ombrófila Densa, respectivamente (Figura 35).

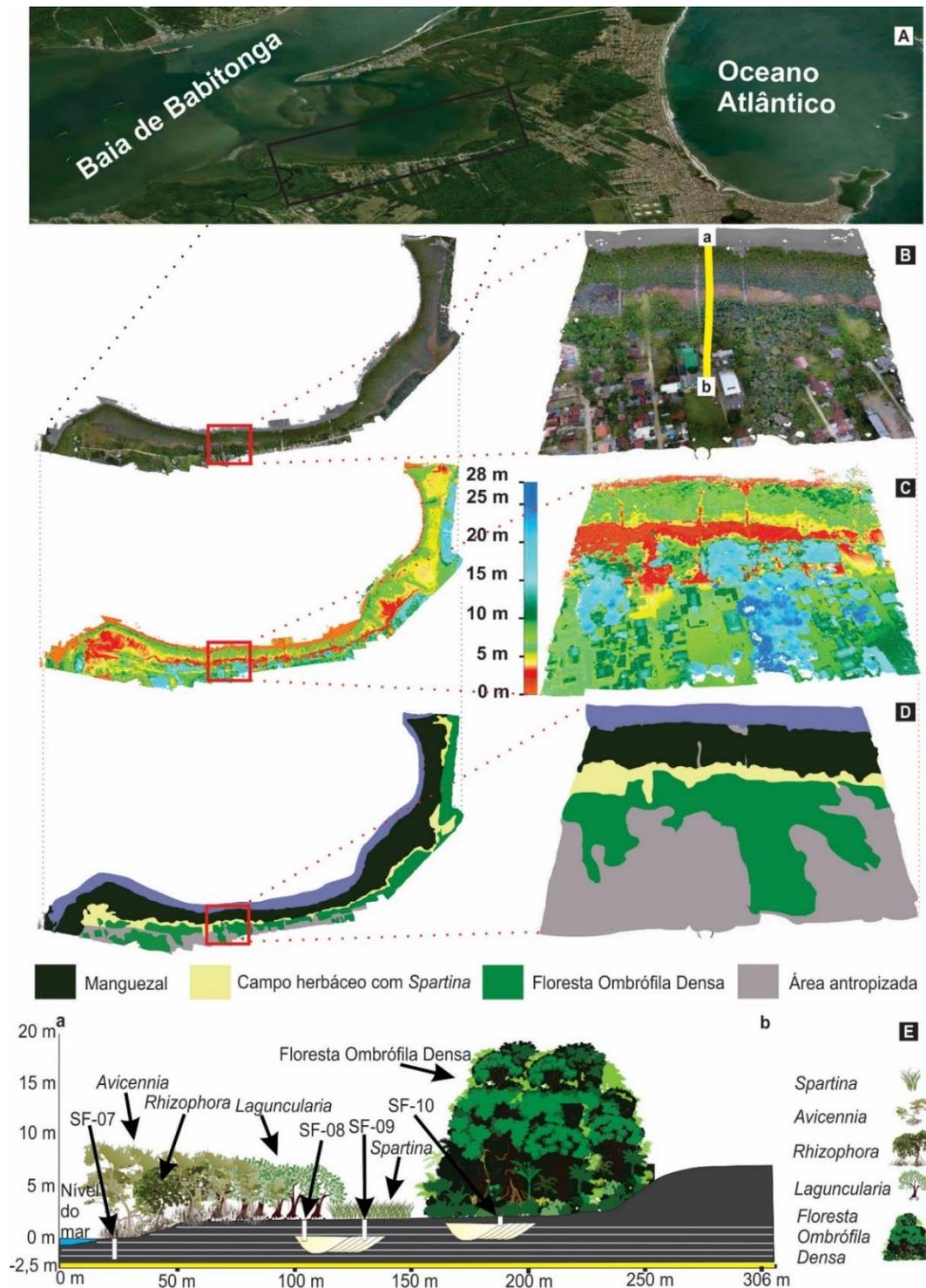


Figura 35- A) Imagem da Ilha de São Francisco situada entre a Baía de Babitonga e o Oceano Atlântico (Imagem retirada do Google Earth Pro). B) Imagem obtida por sobrevoo de drone da área de estudo na Baía de Babitonga, com ênfase no transecto onde os testemunhos foram amostrados (em amarelo, a-b). C) Modelo Digital de Elevação da altura da vegetação. D) Mapa de vegetação da área de estudo. E) Transecto onde os testemunhos foram amostrados, com a topografia e a zonação da vegetação da área.

4.3.2 Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação

As idades C-14 e taxas de sedimentação dos testemunhos do transecto (SF07, SF08, SF09 e SF10) estão apresentadas na Tabela 4, com idades desde 1.766 anos cal. A.P., e taxas de sedimentação variáveis, com intervalos de 0,39 a 3,38 mm/ano. Não foi observada inversão de idade nos testemunhos do transecto.

Tabela 4- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos SF07, SF08, SF09 e SF10.

Local	Profundidade (cm)	Média das idades (anos cal. A.P.)	Taxa de Sedimentação (mm/ano)
SF07	30	Moderna	-
SF07	82	546	0,92
SF07	103	605	3,38
SF07	172	1.469	0,81
SF08	63	606	0,91
SF08	117	1.285	0,82
SF09	108	1.766	0,60
SF10	50	1.283	0,39
SF10	81	1.468	1,62

4.3.3. Descrição de Fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares

Os testemunhos do transecto coletado na porção leste da Baía de Babitonga registraram sucessões sedimentares representadas principalmente por fácies de areia maciça (Sm), areia com estratificação cruzada (Sc), plano-paralela (Sp), acamamentos heterolíticos (*Wavy* -Hw, *Lenticular* – Hl e *Flaser* - Hf) e lama maciça (Mm). A base dos testemunhos é composta por areia fina a média de coloração amarelo-acastanhado com porções sem estruturas e outras com estrutura plano-paralela e estratificação cruzada. Observa-se variação nas características dos sedimentos em direção ao topo, apresentando acamamentos heterolíticos do tipo *flaser*, *wavy* e *lenticular* com perfis assumindo uma coloração cinza escuro esverdeado, e um aumento na quantidade de conchas. Os testemunhos apresentam padrões de granodecrescência ascendente. A bioturbação, bem

como a presença de fragmentos e marcas de raízes são observadas ao longo dos testemunhos (Figuras 36, 38, 40 e 42).

Características sedimentares, conteúdo polínico, assim como dados geoquímicos ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, TOC, TN, e C/N) definiram quatro associações de fácies representativo de Canal estuarino (A), Planície de maré colonizada por manguezal (B), Planície herbácea/manguezal (C) e planície costeira ocupada pela Floresta Ombrófila Densa (D).

4.3.3.1 Associação de Fácies A (Canal estuarino)

A associação de fácies A ocorre na base de todos os testemunhos sedimentares do transecto, com idades de pelo menos 1.750 anos cal. A.P. até ~600 anos cal. A.P., nos intervalos de 200–80 cm, 200–85 cm, 200–90 cm, 100–75 cm de profundidade, nos testemunhos SF07, SF08, SF09 e SF10, respectivamente (Figuras 36, 38, 40 e 42). Esta associação é caracterizada por fácies de areia maciça (Sm), podendo ter camadas de areia com estratificação cruzada (Sc) na base, a qual pode gradar em direção ao topo para um acamamento heterolítico *flaser* como observado no testemunho SF09 (Figura 40). Fragmentos de folhas e raízes e conchas estão presentes.

A análise de pólen e esporos revelou seis grupos ecológicos: ervas, árvores/arbustos, manguezal, palmeiras, samambaias e epífitas. Além do mais, foraminíferos, fungos, e dinocistos foram identificados. Esta associação é caracterizada principalmente por pólen de árvores e arbustos (70–35%), representado por *Alchornea* (30-10%), Myrsinaceae (15-5%), Myrtaceae (10-5%), além de *Heydiosmun*, Anacardiaceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, *Ilex* e *Didymopanax* em baixa percentagem (~5%). Pólen herbáceo também é bastante representativo nesta associação de fácies (70–15%) sendo representados principalmente por Poaceae (30–5%), Cyperaceae (20–5%), Asteraceae (0–10%) e Amaranthaceae (<5%). Palmeiras são caracterizadas por Arecaceae (0–30%). Os grãos de pólen de manguezal (0-10%) foram representados majoritariamente pelo gênero *Laguncularia*, com poucos grãos de *Avicennia* em direção ao topo dessa associação. Samambaias foram encontradas em grande quantidade (~40%). Dinocistos e foraminíferos foram encontrados em baixa percentagem (<5%).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram entre -27 e $-21,5\text{‰}$, e os valores de C/N aumentaram progressivamente de 4 a 18, em todos os testemunhos do transecto (Figuras

36, 38, 40 e 42). O registro de TN e TOC tiveram um discreto aumento de 0 a 0,08% e 0,05 a 0,92%, respectivamente.

4.3.3.2 Associação de Fácies B (Planície de maré colonizada por manguezal)

Esta associação de fácies corresponde ao intervalo de 80-0 e 85-0 cm nos testemunhos SF07 e SF08, com suas bases datadas em ~600 anos cal A.P. e ~1.000 anos cal. A.P. (sendo a última idade calculada com base na taxa de sedimentação), respectivamente (Figuras 36 e 38). O testemunho SF09 (Figura 40) exhibe essa associação no intervalo 90-30 cm, acumulada depois de 1.300 anos cal. A.P., enquanto no testemunho SF10 (Figura 42) esta associação está presente no intervalo de 75 a 50 cm, tendo sido depositada entre ~1.450 a ~1.300 anos cal. A.P. Tal associação é composta por fácies de acamamentos heterolíticos do tipo *flaser* (Hf), *wavy* (Hw), *lenticular* (Hl) e lama maciça (Mm). Traços de conchas e estruturas de habitação produzidas por fauna bentônica também são visíveis, assim como folhas e traços de raiz. Essa associação de fácies apresenta uma coloração predominantemente cinza escuro esverdeado.

A assembleia de pólen e esporos é caracterizada por cinco grupos ecológicos, tendo como representante principal da associação de fácies o grupo dos manguezais. Os grãos de pólen de manguezal (0-15%) apresentaram uma tendência de aumento em direção ao topo nos testemunhos SF07, SF08 (Figuras 36 e 38) e aumento seguido de diminuição nos testemunhos SF09 e SF10 (Figuras 40 e 42). O grupo de manguezal é representado por *Laguncularia* (0-10%), *Avicennia* (0-3%), e *Rhizophora* (0-2%), enquanto que grãos de pólen de árvores e arbustos (20-80%) são caracterizados principalmente por Euphorbiaceae (0-37%), *Alchornea* (5-15%), Myrtaceae (10-25%), Moraceae/Urticaceae (0-15%), Myrsinaceae (5-10%), *Ouratea* (5-15%), Anacardiaceae (5-10%), Combretaceae/Melastomataceae (0-10%), *Heydiosmun* (3-15%), *Calophyllum* (0-10%) e Solanaceae (0-10%). Os grãos herbáceos (10-50%) são representados principalmente por Poaceae (5-44%), Asteraceae (0-10%), Cyperaceae (5%), Amaranthaceae (0-18%), Convolvulaceae (0-5%). O grupo das palmeiras, representado por Arecaceae, ocorre entre 4% e 37%. Samambaias variam de 5 a 33%. Fungos e foraminíferos são encontrados em baixa percentagem (<5%). Os gráficos polínicos destes grupos estão representados nas figuras 37, 39, 41 e 43.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre -25‰ a -22‰ . Os resultados de TOC e TN tiveram um aumento de valores, variando de 0,42 a 18%, e 0,02 a 0,62%, respectivamente. Os valores de C/N permaneceram constante próximo de 15 no testemunho SF07 (Figura 36), aumentaram de 5 para 15 no testemunho SF10 (Figura 42) e tiveram um aumento de 11 para aproximadamente 50 nos testemunhos SF08 e SF09 (Figuras 38 e 40).

4.3.3.3 Associação de Fácies C (Planície herbácea/manguezal)

A associação de fácies C ocorre no testemunho SF09 no intervalo de profundidade de 30 cm até a superfície, com idade da base estimada através da taxa de sedimentação de aproximadamente 500 anos cal. A.P. A mesma também está presente no intervalo 50-25 cm de profundidade no testemunho SF10, com sedimentos acumulados entre ~ 1.300 e ~ 650 anos cal. A.P. (idades estimadas com base nas taxas de sedimentação). Esta associação está ausente nos testemunhos SF07 e SF08, que foram amostrados dos setores topograficamente mais baixos do transecto, referente a planície de maré analisada, atualmente ocupada por manguezais. Esta associação de fácies é composta por fácies de acamamentos heterolíticos *lenticular* (Hl) e lama maciça (Mm). Traços de conchas e bioturbação também são visíveis, assim como folhas e traços de raiz. Essa associação apresenta uma coloração predominantemente cinza escuro esverdeado.

A assembleia de pólen e esporos é caracterizada por cinco grupos ecológicos, sendo eles árvores/arbustos (25-80%), tendo como principais representantes *Alchornea*, o qual apresenta uma diminuição em direção ao topo do testemunho (5-40%), Myrsinaceae (5-20%), Myrtaceae (5-15%), Moraceae/Urticaceae (5-15%), Combretaceae/Melastomataceae (0-20%) e Fabaceae (0-5%). O grupo das ervas exibiu um aumento em direção ao topo (0-45%), sendo este representado principalmente por Cyperaceae (0-30%), Poaceae (0-20%) e Asteraceae (0-18%). O grupo das palmeiras (3-12%) é representado principalmente por *Euterpe* (0-10%) e Arecaceae (0-10%). O registro polínico de manguezal nesta associação é baixo (<10%), sendo a *Laguncularia* (0-8%) como principal representante, e *Avicennia* em baixa percentagem (<5%). O grupo dos esporos, representados por samambaias, variaram entre 5 a 35%. Também foram encontrados fungos (0-10%), assim como foraminíferos e algas em baixa percentagem (<5%). Gráficos polínicos representados nas figuras 41 e 43.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam uma diminuição de $-22,5$ a $-27,5\%$. Os resultados de TOC e TN exibiram um aumento de 1,2 a 10%, e 0,1 a 0,9%, respectivamente. Os valores de C/N no testemunho SF10 apresentaram um aumento de 25 a 40 e uma posterior estabilização em valores próximos de 20 (Figura 42), enquanto no testemunho SF09 foi observado uma tendência de diminuição em direção ao topo com uma estabilização em valores próximos a 25 (Figura 40).

4.3.3.4 Associação de Fácies D (Planície costeira ocupada pela Floresta Ombrófila Densa)

A associação de fácies D ocorre somente no testemunho SF10, no intervalo de profundidade de 25 cm até a superfície (Figura 42). A base desta associação possui idade de ~ 650 anos cal. A.P. (idade estimada através da taxa de sedimentação). Esta associação é composta somente por Lama maciça (Mm) com a presença de folhas e traços de raiz, e apresenta uma coloração predominantemente marrom escura.

A assembleia de pólen e esporos é caracterizada por cinco grupos ecológicos, sendo árvores e arbustos os mais frequentes (62-75%), tendo como principais representantes *Heydiosmun* (5-20%), Combretaceae/Melastomataceae (0-10%), Anacardiaceae (4-10%), Myrtaceae (6-9%), Myrsinaceae (4-6%), *Alchornea* (0-8%) e Solanaceae (2-8%). O grupo das ervas permaneceu relativamente constante (12-15%), sendo representado principalmente por Asteraceae (5-10%), Poaceae (3-5%) e Cyperaceae (0-5%). Dentre o grupo das palmeiras (14-19%) é representado principalmente por Arecaceae (12-17%) e *Euterpe* (0-4%). O registro polínico de manguezal nesta associação é quase ausente, com a presença de poucos grãos de pólen de *Rhizophora* (<1%). O grupo das samambaias, representadas por esporos, variaram entre 1 a 10%. Também foram encontradas algas (0-15%) nesta associação (Figura 43).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre $-27,0\%$ a $-25,3\%$. Os resultados de TOC e TN apresentaram uma tendência de aumento de 5 a 20%, e de 0,35 a 1,20%, respectivamente. Os valores de C/N permaneceram próximo de 18.

Características Sedimentares

Grupos Ecológicos

Geoquímica orgânica

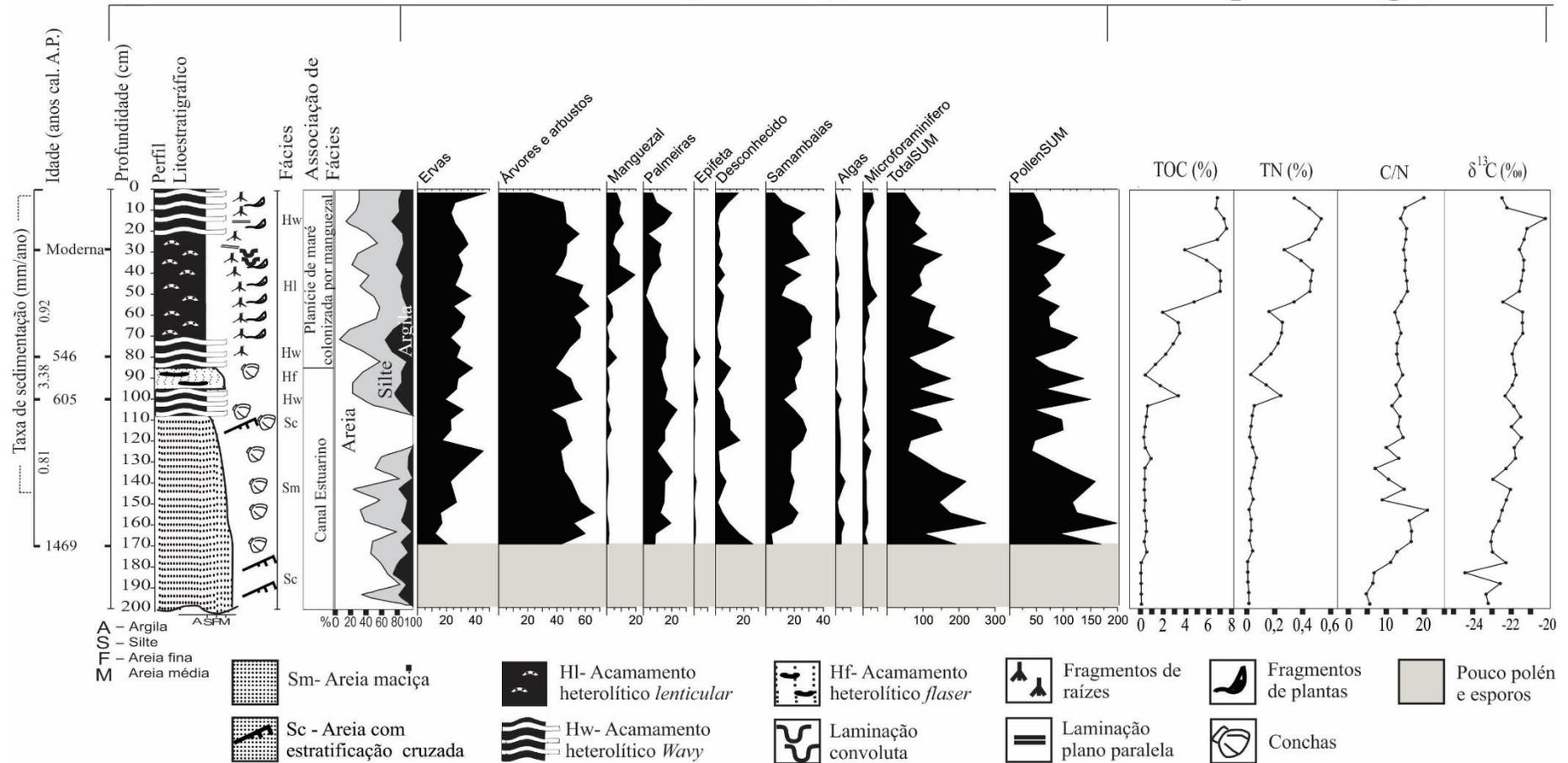


Figura 36- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF07, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como porcentagem do total de pólen.

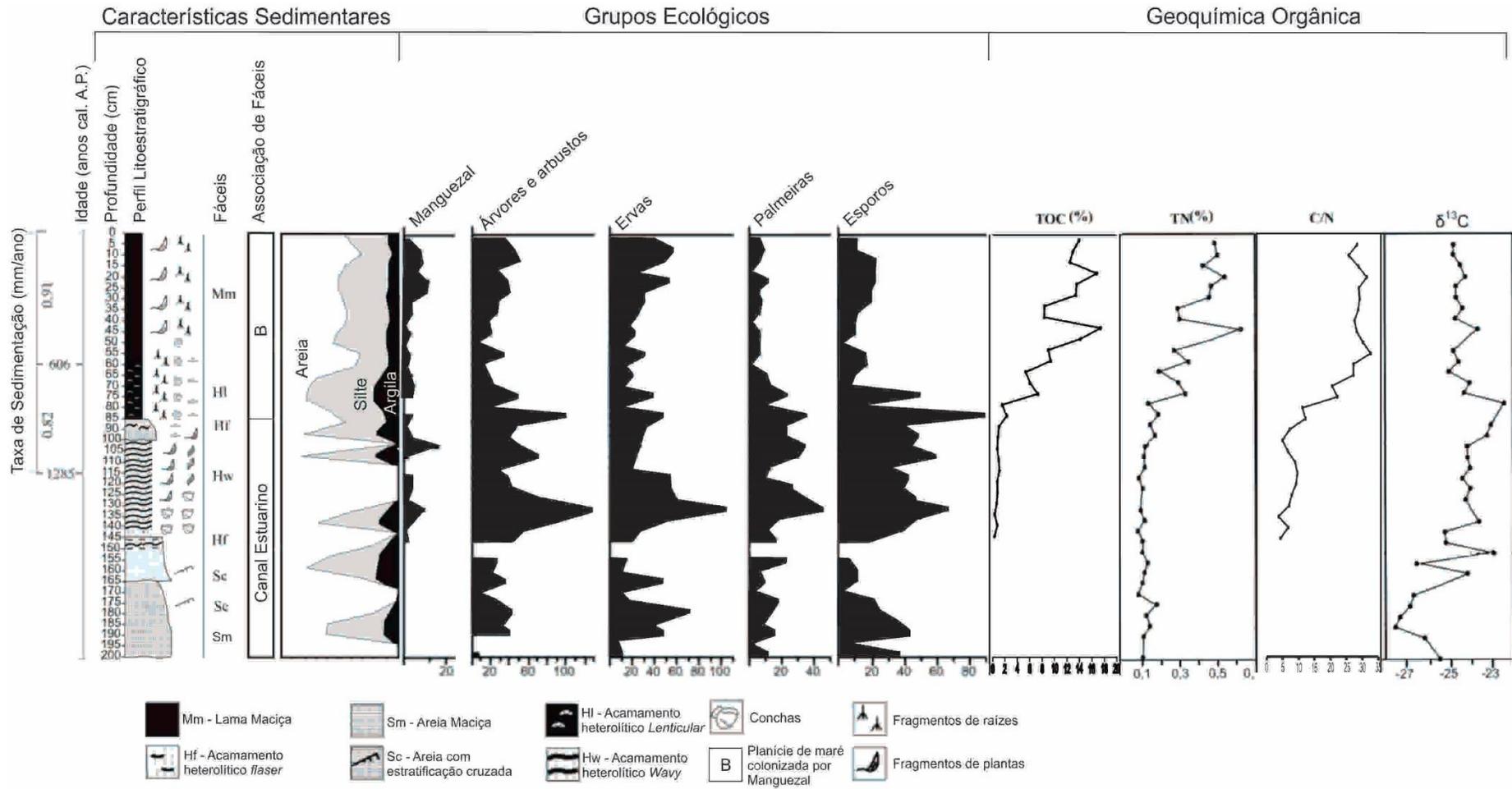


Figura 38- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF08, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como porcentagem do total de pólen. Fonte: Modificado de Azevedo (2018).

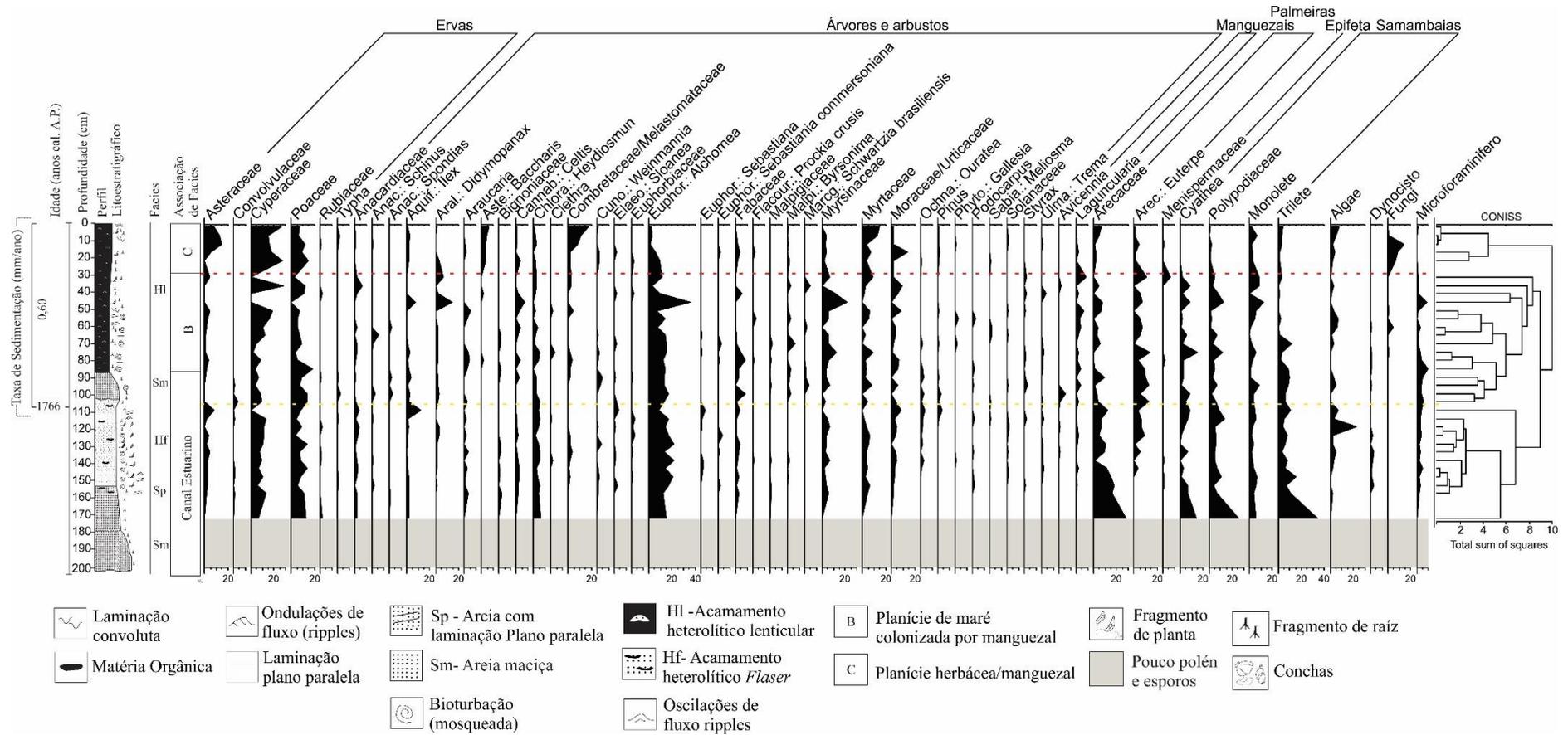


Figura 41- Testemunho SF-09 com as características sedimentares/datação ¹⁴C, juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em percentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* com ocorrência próximos a base até o topo do testemunho.

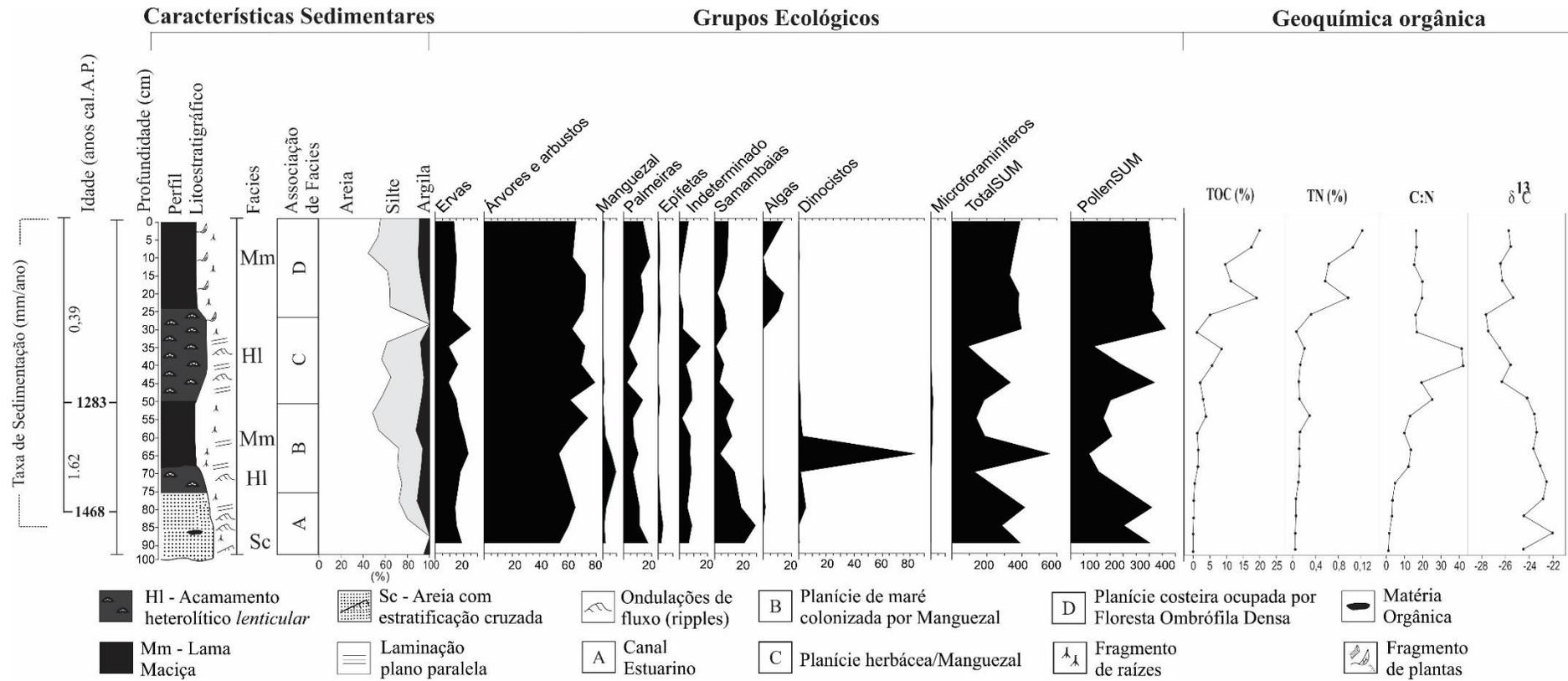


Figura 42- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar SF10, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.

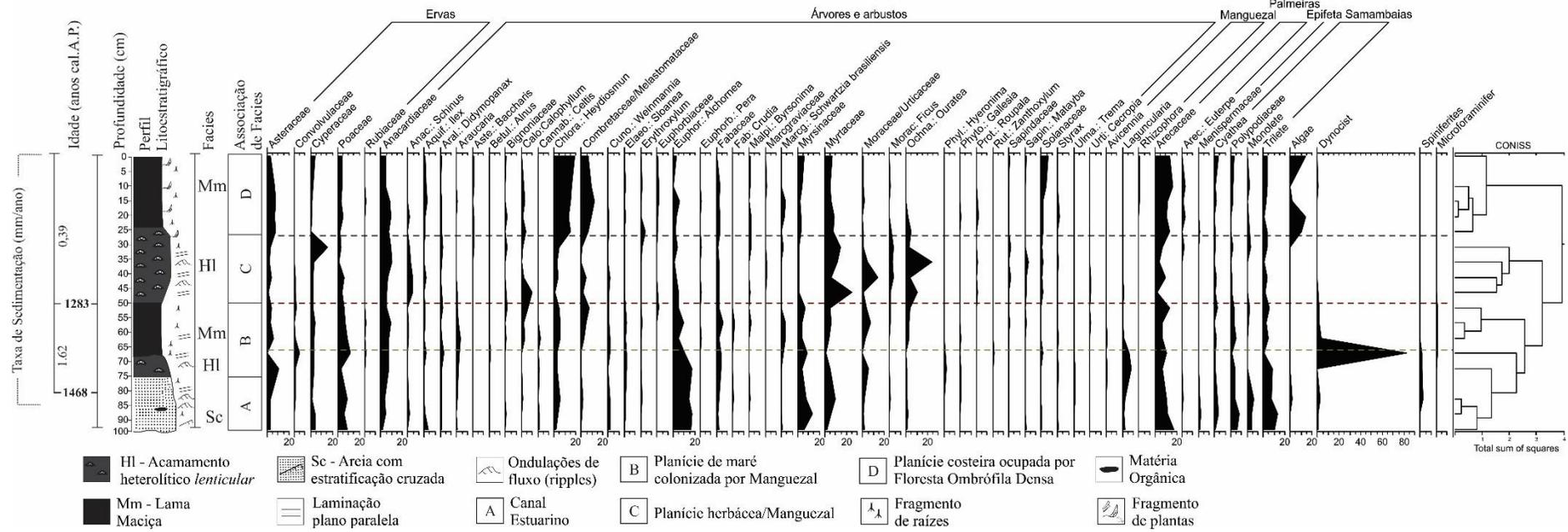


Figura 43- Testemunho SF-10 com as características sedimentares/datação ¹⁴C, juntamente com os principais grupos ecológicos encontrados e o agrupamento dos mesmos (CONISS). Os dados polínicos estão em porcentagem. Dentre os manguezais encontrados estão os gêneros *Laguncularia* e *Avicennia* próximos a base, e *Rhizophora* no topo do testemunho.

4.4. LAGUNA – SUL DE SANTA CATARINA

4.4.1 Dados Morfológicos e de vegetação

A área de estudo está localizada na porção sudoeste da Laguna de Santo Antônio, a qual é cercada por escarpas com mais de 60 m de altura. Esse setor apresenta planícies de maré ocupadas predominantemente por bosques homogêneos de *Laguncularia* com árvores de no máximo 4 m de estatura. Árvores de *Avicennia* ocorrem de forma muito espaçadas com máximas estaturas de ~7 m. Marismas ocorrem na área representados principalmente por *Spartina* e samambaias do mangue (*Acrostichum*) distribuídos majoritariamente nas bordas das planícies de maré (Figuras 12, 44 e 45).

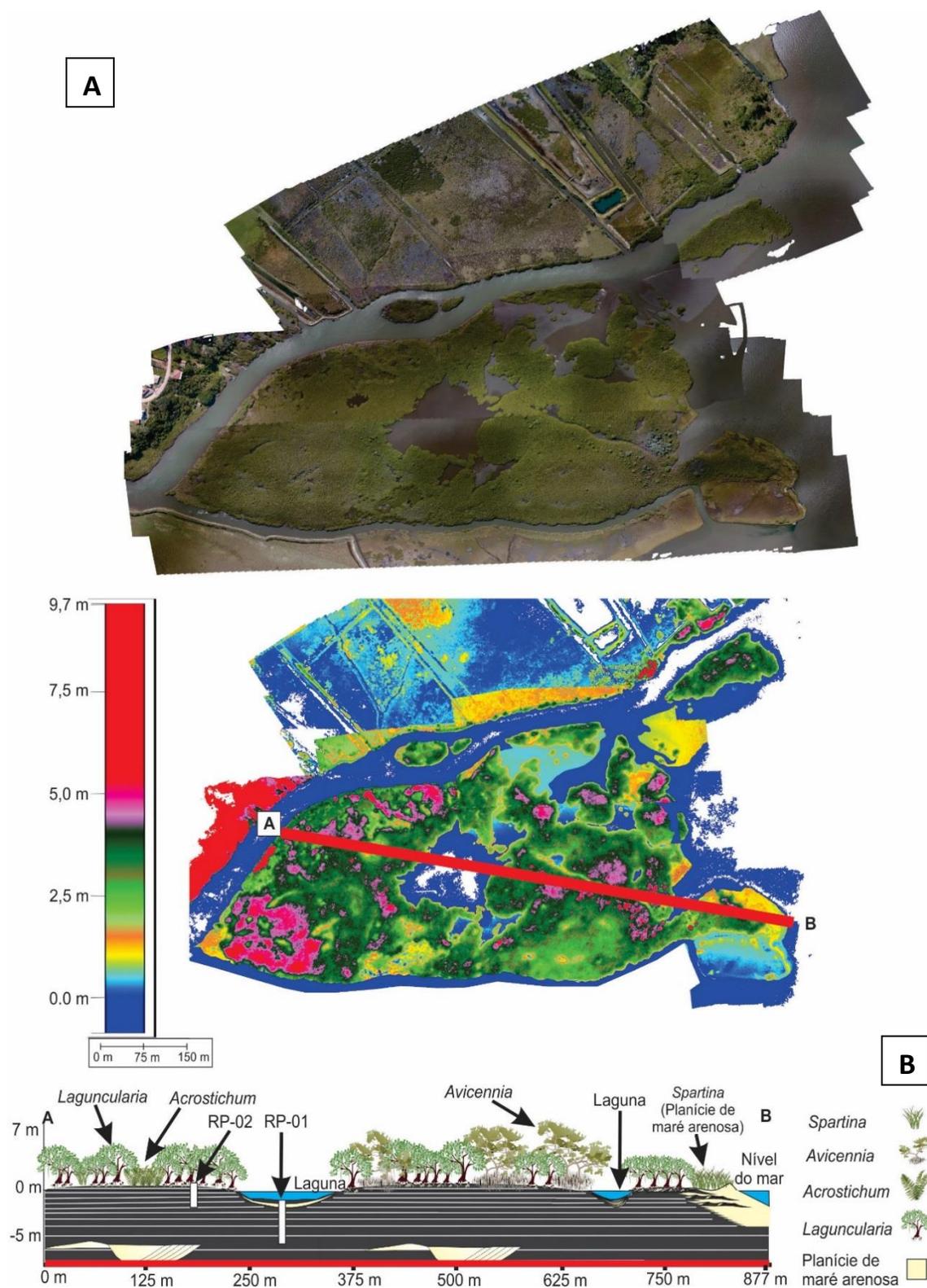


Figura 44- A) Composição das imagens obtidas pelo drone da área de estudo e Modelo Digital de Superfície com altura da vegetação. B) Perfil topográfico (A-B) da área estudada com as unidades de vegetação e suas respectivas alturas.

4.4.2 Análise Espaço-Temporal

O produto da análise espaço-temporal (Figura 45), baseada em imagens de satélite e drone, indicou uma expansão dos manguezais entre 2003 e 2018 nas planícies de maré. O manguezal dominada por *Laguncularia* apresentou uma área de 202.673 m² em 2003. A área desse manguezal monoespecífico apresentou um progressivo aumento, atingindo 246.510 m² em 2018. Isso representa um acréscimo na área dessas florestas em torno de 22% em 15 anos. Vale ressaltar que a *Avicennia* teve uma ocorrência discreta em 2003, com uma cobertura aproximada de 110 m². Ao longo dos últimos 15 anos a distribuição das árvores de *Avicennia* aumentou significativamente para 4.000 m² na planície de maré estudada.

A planície de maré exibe gradientes topográficos suaves, variando de 0 a 150 cm acima do nível médio do mar. Na porção mais baixa da planície (0 - 10 cm) são encontradas manchas isoladas de *Acrostichum*. O bosque denso de *Laguncularia* (<5 m de estatura) se desenvolve no intervalo topográfico de 0 a 100 cm. O marisma composto por *Spartina* ocorre em manchas isoladas e periféricas na planície de maré, no intervalo topográfico de 20 – 100 cm. As densas concentrações monoespecíficas de *Avicennia* (<6,5 m de estatura) se desenvolvem nos intervalos topográficos de 50 – 150 cm (Figura 44). As porções da planície cobertas por *Spartina* são compostas principalmente por areia. Considerando apenas as porções da planície ocupadas por *Avicennia*, quanto maior a altura da árvore, mais elevado é o substrato. As planícies de maré sem vegetação apresentam cotas entre 0,1 e 0,3 m acima do nível médio do mar.

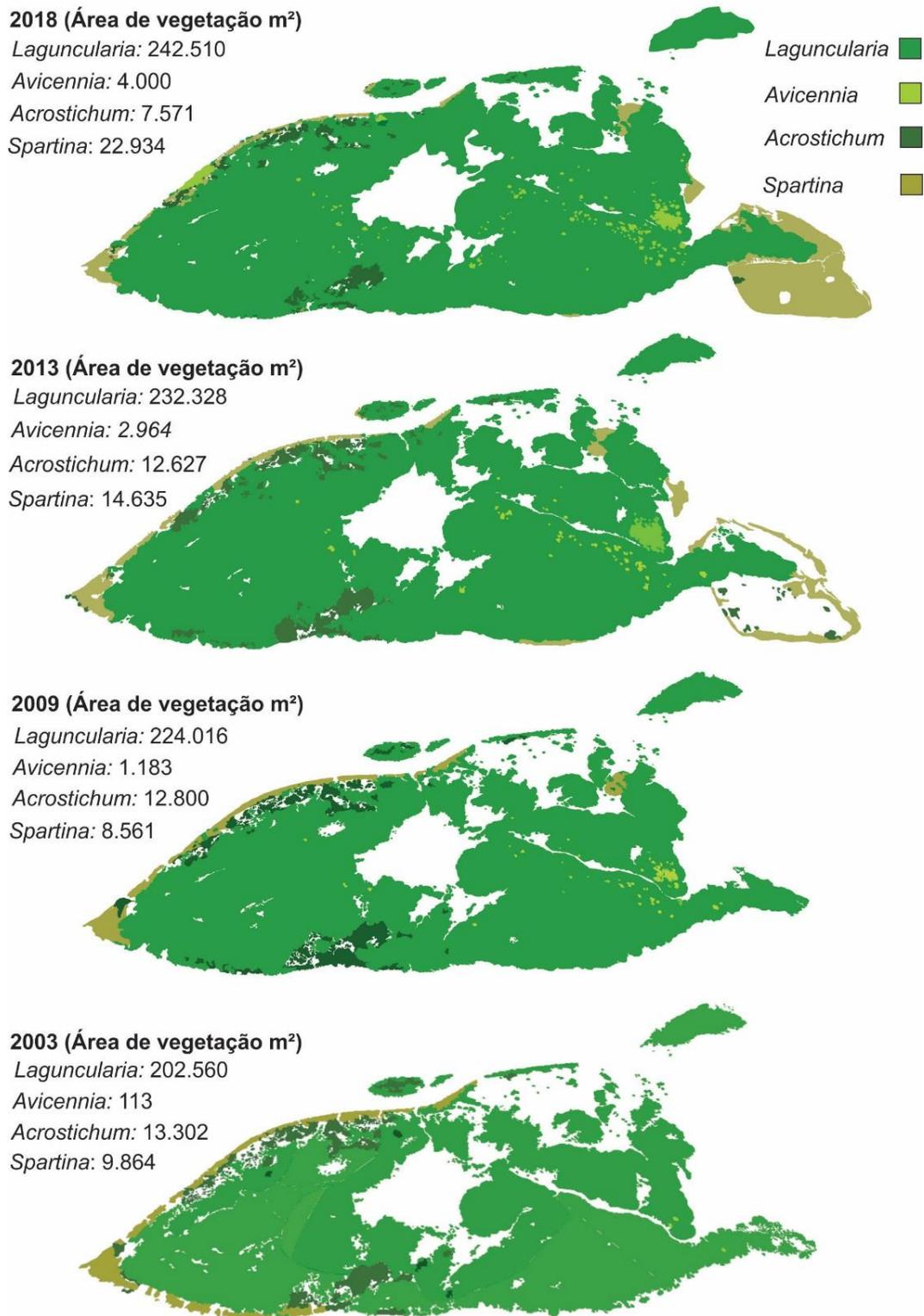


Figura 45- Análise espaço-temporal da vegetação da área estudada, demonstrando a evolução de cada grupo ecológico presente na planície ao longo de 15 anos.

4.4.3 Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação

As datações de C-14 estão dispostas na Tabela 5, e uma inversão de idade parcial foi registrada na parte superior do RP1, entre 164 e 115 cm. Isso pode refletir um rápido preenchimento da laguna, mas também pode ser atribuído à contaminação por carbono moderno, causada por invasão de raízes, infiltração de compostos orgânicos dissolvidos na água, influência de microrganismos e da fauna do solo (Pessenda *et al.* 2001). Existem alguns tubos bentônicos nesse testemunho sedimentar, os quais podem causar a mistura de sedimentos de porções superiores e inferiores. As taxas de sedimentação estimadas para os testemunhos RP-01 e RP-02 estavam entre 4,2 - 0,3 mm/ano e 6,1 - 0,4 mm/ano, respectivamente (Figuras 46 e 47).

Tabela 5- Datações por ^{14}C e Taxas de Sedimentação dos testemunhos RP-01 e RP-02.

Local	Profundidade (cm)	Idade Cal. anos AP (2σ)	Taxa de Sedimentação (mm/ano)
RP-01	115	2244	0,51
RP-01	165	2147	5,15
RP-01	210	3949	0,55
RP-01	310	4618	1,49
RP-01	470	5106	3,27
RP-02	30	792	0,37
RP-02	110	945	5,22
RP-02	163	1064	4,45
RP-02	190	1175	2,43

4.4.4 Descrição de fácies, conteúdo polínico e valores isotópicos/elementares dos testemunhos sedimentares

A análise das características sedimentares e dos valores isotópicos/elementares e conteúdo polínico dos testemunhos permitiram definir duas associações de fácies: Associação A (Laguna – Fases I e II) e Associação B (Planície de Maré).

4.4.3.1 Associação de Fácies A (Laguna – Fase I, ~5.100 - ~2.200 anos cal. A.P.)

Esta fase lagunar está representada no testemunho RP-01 no intervalo de profundidade 475–170 cm (Figura 46). A fase é caracterizada por sedimentos compostos por areia e lama cinzenta escura com intercalações de areia maciça (Sm), acamamento heterolítico *flaser* (Hf), *lenticular* (Hl) e *wavy* (Hw), com laminação paralela e convoluta. Os tubos bentônicos e traços de conchas estão presentes.

O registro polínico é representado por ervas (80-20%), caracterizadas principalmente por Poaceae (65-4%), Cyperaceae (10-50%), Asteraceae (0-20%) e Amaranthaceae/Chenopodiaceae (15-0%). Os grãos de pólen de árvores e arbustos (15-65%) são representados principalmente por *Alchornea* (0-25%), Moraceae (0-25%), Euphorbiaceae (20-0%) Myrtaceae (0-10%), Myrsinaceae (0-10%), Rubiaceae (0-15%), Fabaceae (0-15%), Anacardiaceae (0-15%), *Ilex* (0-5%) e *Dydimopanax* (10-0%). As palmeiras ocorrem em baixa porcentagem (0 a 20%), representadas principalmente por Arecaceae. Esporos de samambaia têm uma ocorrência variada (15-60%), incluindo Polypodiaceae (20-0%) e Cyatheaceae (20-10%). Microforaminíferos foram encontrados em baixa porcentagem (<5%).

Nesta fase, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram entre -26,5 e -20,7‰. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ oscilaram próximos de 8‰ com uma tendência de diminuição (~6‰) em direção ao topo, enquanto C/N apresentou valores estáveis em torno de 10 (Figuras 46).

4.4.3.2 Associação de fácies A (Laguna Fase II, ~2.200 até ~840 anos cal. A.P.)

Esta fase está presente no topo do testemunho RP-01 (170-0 cm) e na base do testemunho RP02 (200-55 cm), sendo caracterizada por intercalações de areia maciça (Sm), acamamento heterolítico *lenticular* (Hl) e *wavy* (Hw), com ondulações de fluxo combinadas, e laminação planar de baixo ângulo, paralela e convoluta (Figuras 46 e 47). Tubos bentônicos, traços de conchas, folhas e raízes estão presentes.

O registro polínico é representado por grãos de pólen de ervas (10-70%), sendo caracterizados principalmente por Poaceae (0-30%), Cyperaceae (3-40%) e Asteraceae (0-30%). Os grãos de pólen arbóreo e arbustivo (5-50%) são representados principalmente por *Alchornea* (0-23%), Moraceae (0-23%), Myrtaceae (0-23%), Rubiaceae (0-18%), *Ilex* (0-18%) e *Dydimopanax* (0-10%). As palmeiras ocorrem com baixa porcentagem (0–25%) representada pelos tipos *Mauritia* (23-0%) e Arecaceae (23-

0%). Esporos de samambaia têm uma ocorrência variada (5-80%), representado principalmente por Polypodiacea. Microforaminíferos foram encontrados em porcentagem muito baixa (5%).

Para o testemunho RP01, os valores de $\delta^{15}\text{N}$ apresentaram uma tendência de diminuição de 7 para 5,5‰, enquanto o C/N apresentou um abrupto aumento de ~10 para ~35 próximo ao topo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentaram uma tendência de diminuição de -22 a -24 ‰ em direção ao topo do testemunho (Figura 46). No testemunho RP02, os valores de C/N apresentaram uma tendência de diminuição (10 para ~4), enquanto que o $\delta^{13}\text{C}$ enriqueceu de -26 para -22 ‰. Os valores de TOC e TN tiveram uma discreta diminuição de 2 para 1,2 % e 0,17 para 0,05 %, respectivamente (Figura 47).

4.4.3.3 Associação de Fácies B (Planície de maré, ~840 anos cal. A.P. até o presente)

Esta fase está presente apenas no topo do testemunho RP-02, e é caracterizada por sedimentos compostos por lama cinzenta escura com areia, representada por um acamamento heterolítico *wavy* (Hw), *lenticular* (Hl) e *ripples* (Figura 47).

O registro polínico é representado por ervas (0 a 65%), caracterizadas principalmente por Cyperaceae (55-0%), Poaceae (30-0%) e Malpighiaceae (20-0%), árvores e arbustos (5 a 45%), caracterizadas principalmente por Fabaceae (25-0%), Moraceae (8-0%), *Byrsonima* (8-0%), Meliaceae (13-0%) e Sapindaceae (15-0%). Registros de pólen de palmeiras aumentaram atingindo 25% em direção ao topo do testemunho. Polypodiaceae representou majoritariamente os esporos (15 a 60%).

Os valores de TOC, TN e C/N aumentaram de 2 para 9%, de 0,05 para 0,45% e de 10 para 35, respectivamente. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ diminuíram de -22 para -26‰ (Figura 47).

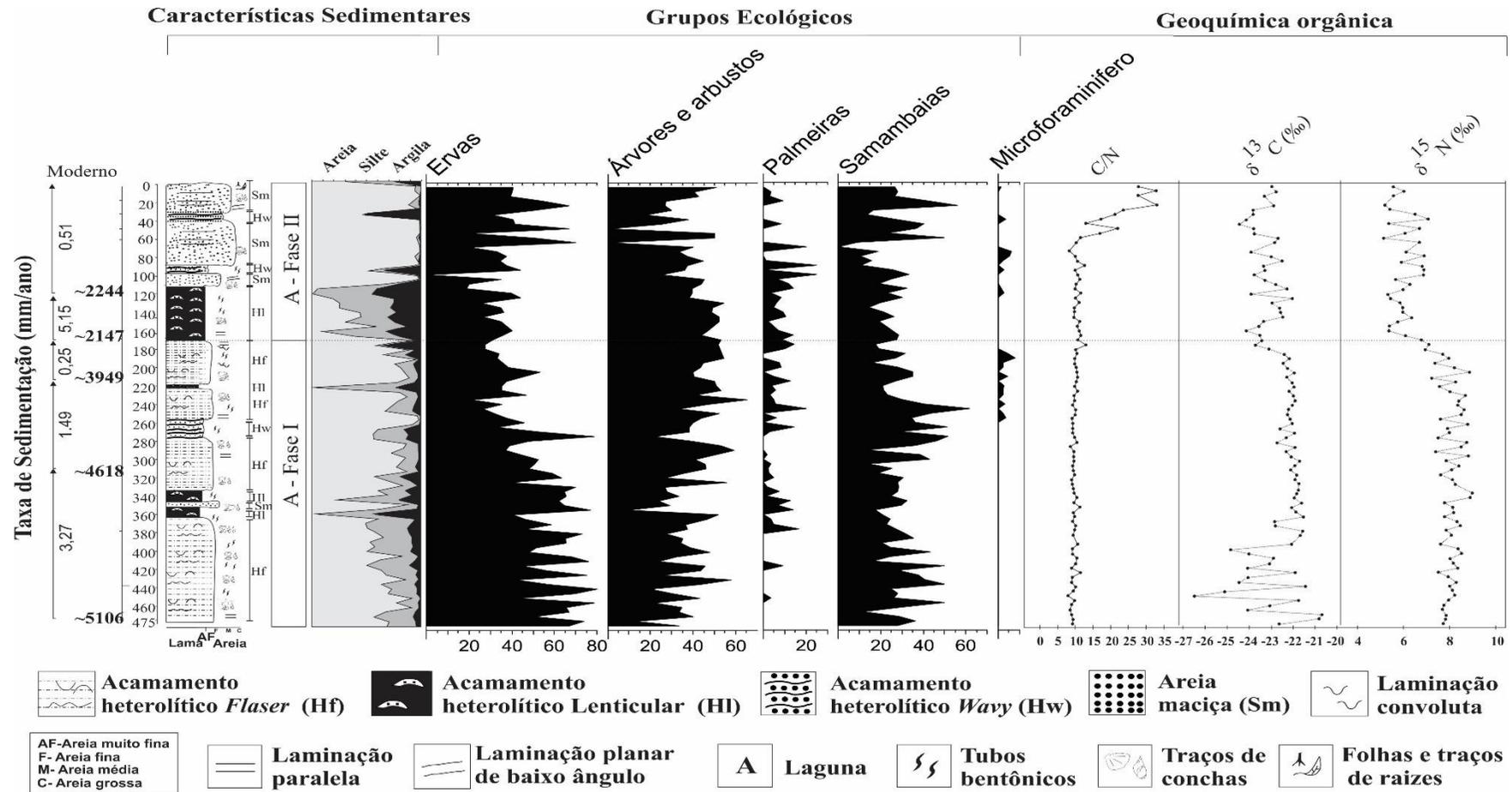


Figura 46- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar RP-01, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.

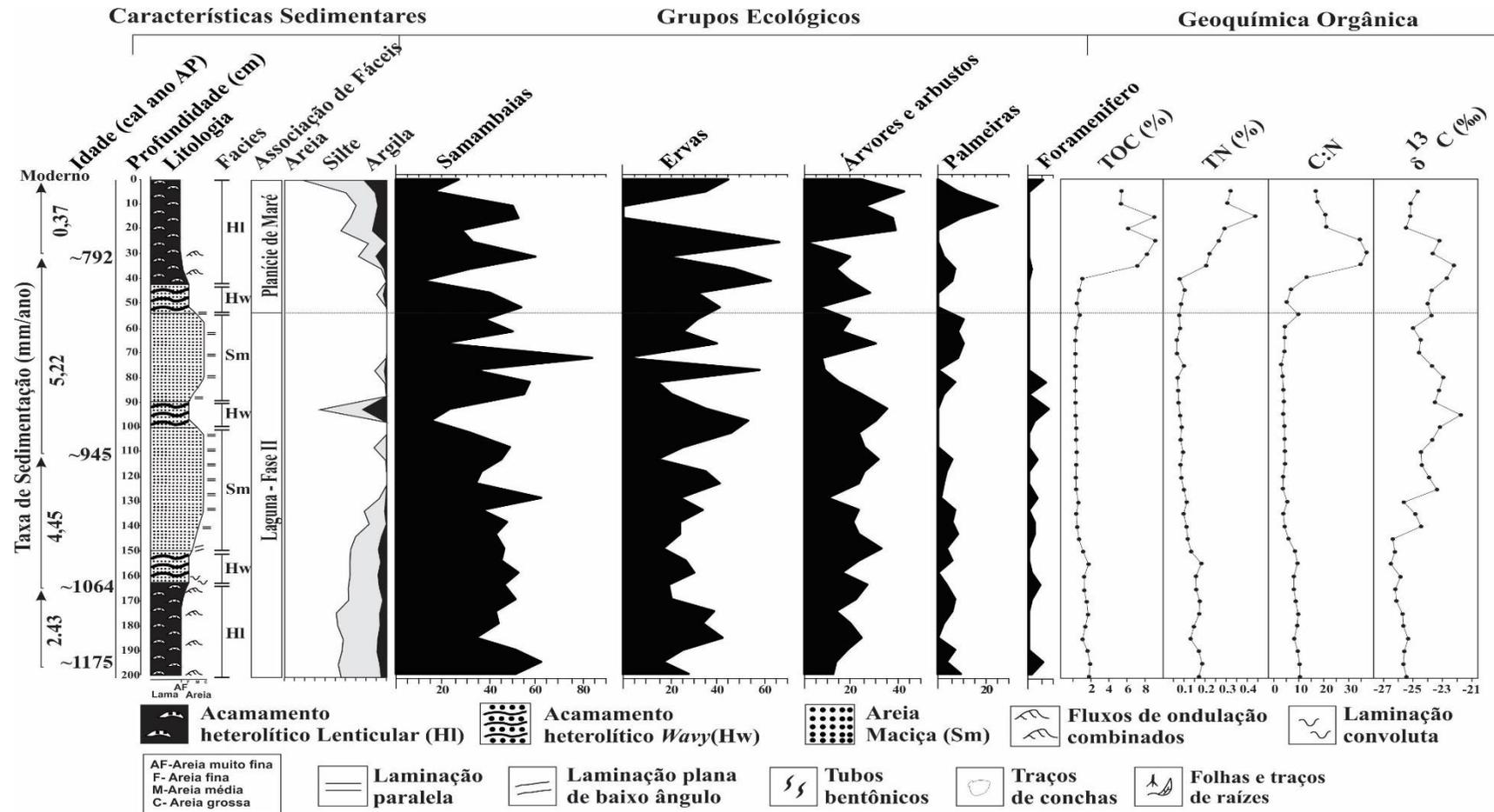


Figura 47- Compilação dos resultados obtidos para o testemunho sedimentar RP-02, com variações em função da profundidade do testemunho, mostrando perfis cronológicos e litológicos com fácies sedimentares, assim como os grãos de pólen dos grupos ecológicos e variáveis geoquímicas. Os dados polínicos estão presentes no diagrama polínico como percentagem do total de pólen.

CAPÍTULO 5 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS E DISCUSSÃO

5.1 NATAL-RN

5.1.1 Holoceno inicial: Canal estuarino

Estudos glacio-isostáticos gerados pelo Modelo global de Peltier (1998) no norte de Natal indica que, no Pleistoceno tardio, ~20.000 anos cal. A.P., o máximo glacial produziu um nível do mar aproximadamente 107 m abaixo do nível do mar atual na região. Com esta retração do mar, vales fluviais tornaram-se incisos, e um delta formou-se na desembocadura do Rio Ceará Mirim. No período pós-glacial, durante o Holoceno inicial, o nível do mar subiu, atingindo o nível atual em ~7.000 anos cal. A.P., e possivelmente subindo acima do nível atual, atingindo um máximo de +2,0 m em ~5.000 anos cal. A.P. ao norte de Natal e desceu gradativamente a sua posição atual (Peltier 1998). Segundo a curva de nível do mar de Angulo *et al.* (2006) elaborada para o nordeste/sudeste/sul brasileiro, após atingir seu máximo, o nível do mar caiu gradualmente para a sua posição atual (Figura 48-A). No entanto, uma curva de nível do mar proposta por Bezerra *et al.* (2003) para a região oriental do estado do Rio Grande do Norte, a qual inclui a cidade de Natal e proximidades, sugere que o nível do mar se manteve praticamente estável (poucas oscilações) após atingir valores próximos ao nível atual há ~7.000 anos cal. A.P. (Figura 48-B). Analisando antigos níveis de mar para as regiões oriental e ocidental do estado do Rio Grande do Norte, Bezerra *et al.* (2003) identificou que mesmo possuindo padrões similares entre clima e variação da maré, as curvas de níveis de mar propostas para as duas regiões analisadas diferiam significativamente, o que sugere que os níveis do mar durante o Holoceno tiveram importantes controles tectônicos e por padrões de vento e ondas.

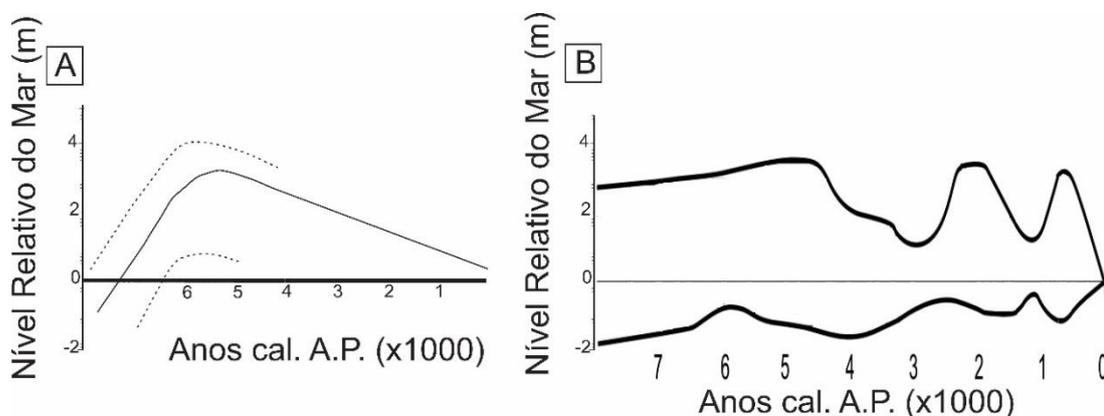


Figura 48- A) Curva de nível do mar das regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil (Angulo *et al.* 2006).

B) Curva de Nível do mar (intervalo de variação do nível do mar) elaborada para a região oriental do estado do Rio Grande do Norte (Bezerra *et al.* 2003).

A sucessão sedimentar de fácies de areia maciça seguido de acamamentos heterolíticos, juntamente com dados palinológicos, isotópicos e elementares de Carbono e Nitrogênio, presentes no testemunho NAT6, sugerem a presença de um canal estuarino na base do testemunho, seguido do desenvolvimento de uma planície de maré com manguezal por volta de 7.000 anos cal. A.P. (Figuras 24 e 49).

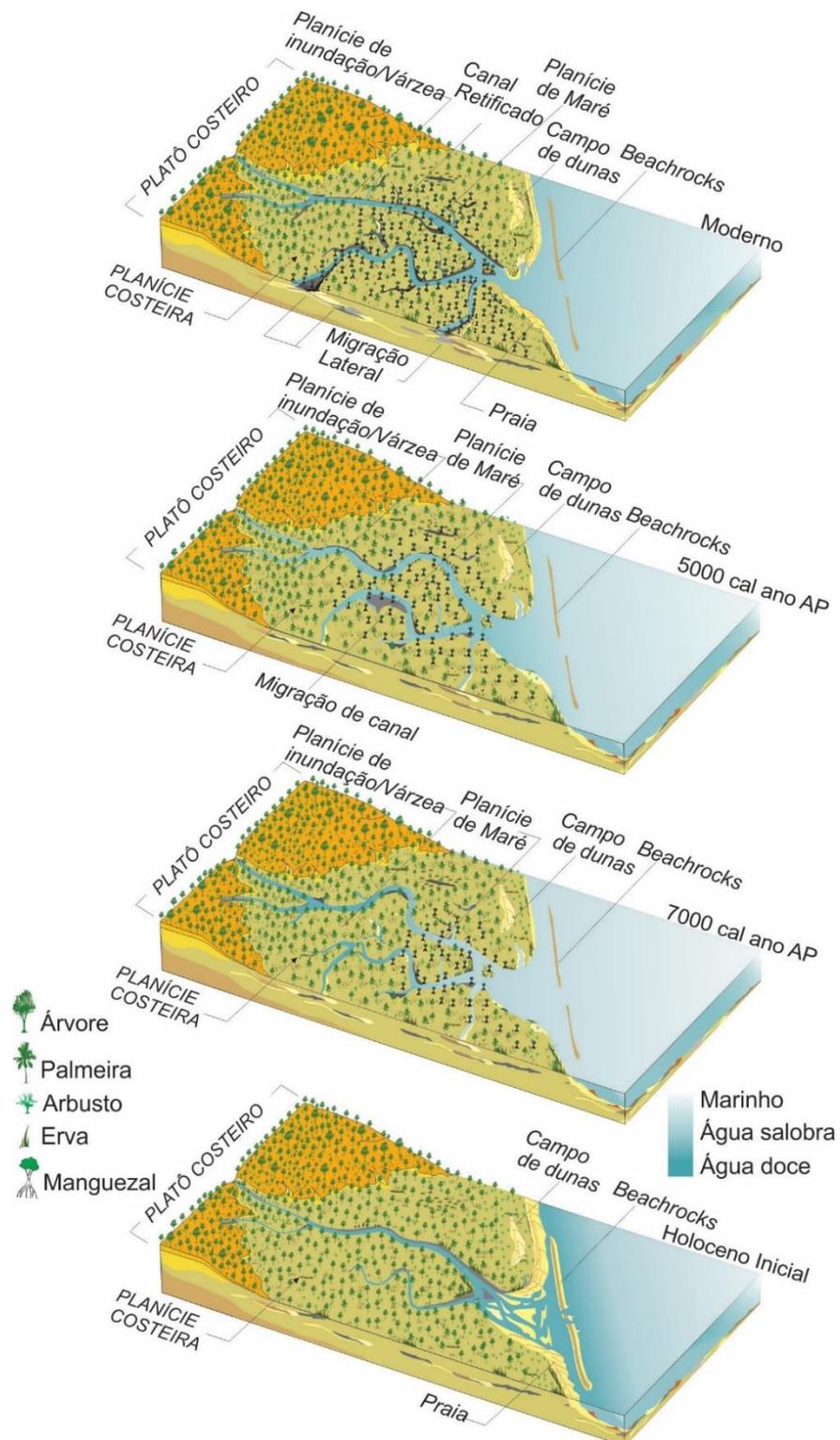


Figura 49- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegeta o e geomorfologia, com sucessivas fases de estabelecimento/migra o de manguezais de acordo com mudan as do n vel relativo do mar e ativa o/migra o lateral de canais durante o Holoceno. Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).

5.1.2 Holoceno médio e tardio: Planície de maré colonizada por Manguezal/Ervas e Canal de Maré

Os testemunhos NAT1 e NAT6 apresentam um padrão de granodecrescência ascendente, com fácies de areia maciça ou acamamento heterolítico *flaser* na base migrando para um acamamento heterolítico *wavy* e *lenticular* na porção superior. Esta mudança revela um processo de preenchimento de um canal ativo, o qual foi abandonado, formando assim uma planície de maré. Dados isotópicos e elementares ($\delta^{13}\text{C}$ e C/N), juntamente com dados polínicos e presença de microforaminíferos fornecem evidências de que matéria orgânica estuarina e plantas terrestres do tipo C_3 ocorreram desde ~7.000 anos cal. A.P. na área de estudo (Figura 50). Essa fase é marcada pela instalação do manguezal em uma planície de maré. Manguezais, ervas e palmeiras ocuparam planícies de maré nas margens do estuário/canal de maré, enquanto árvores e arbustos ocuparam o platô (Figuras 49). A percentagem relativamente alta (20-40%) de pólen de árvores e arbustos pode estar associada à elevada chuva polínica proveniente da Mata Atlântica deste platô.

No entanto, nos testemunhos NAT4 e NAT8 ocorre uma alternância de fácies representativas de canal de maré (Sm e Sc) e planície de maré (Hw e Hl) (Figuras 22 e 26), assim como alternância entre maior e menor concentração de pólen de manguezal, sugerindo fases de estabelecimento, expansão e perda da área de manguezal.

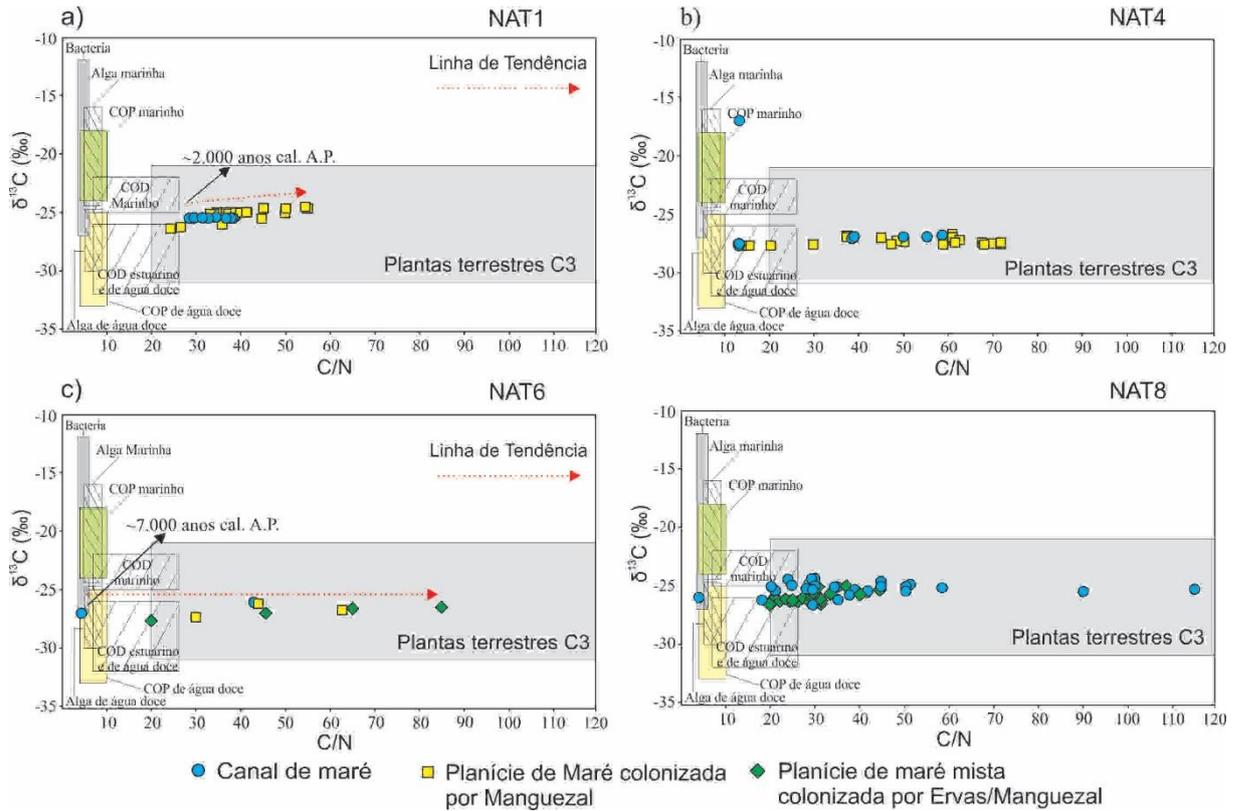


Figura 50- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para diferentes fácies sedimentares (Canal de maré, Planície de Maré colonizada por Manguezal e Planície de maré mista colonizada por Ervas/Manguezal), com interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005). Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).

Como o NRM durante o Holoceno médio e tardio permaneceu estável próximo aos níveis atuais (Bezerra *et al.* 2003), estas alternâncias na sedimentação indicam migração lateral de canais de maré (Figura 49). As atividades dos canais de maré são um produto da interação entre a descarga do rio e a ação das marés erodindo e preenchendo depressões costeiras, onde flutuações periódicas de velocidade/direção da corrente e níveis de água inerentes aos ciclos de marés permitiram a deposição de areia e lama durante períodos de alto (subida e descida da maré) e baixos fluxos de energia (nível de maré baixa e alta), respectivamente (Thomas *et al.* 1987). O canal de maré/fluviar apresenta alta migração lateral, típico de rios de baixo gradiente com elevado material em suspensão (Schumm 1977). Então, provavelmente este processo tem formado e destruído o substrato adequado para o desenvolvimento dos manguezais durante o Holoceno médio e tardio na região.

5.1.3 Vegetação, sedimentação e nível relativo do mar

Correntes de maré no interior dos manguezais são atenuadas pela alta densidade das suas raízes. As partículas de sedimento carregadas em suspensão para dentro das florestas durante a inundação da maré são aderentes, principalmente argila e silte fino, e formam grandes flocos. Estes flocos permanecem em suspensão por causa da turbulência criada pelo fluxo no entorno da vegetação. A intensidade da sedimentação é maior em planícies de maré com árvores que formam uma matriz complexa de raízes como a *Rhizophora*. Os flocos se instalam na floresta principalmente durante a estufa de maré alta. Por isso a inundação de florestas costeiras de manguezais funciona como uma bomba que transporta sedimentos finos e aderentes de águas costeiras e fluviais para os manguezais. Dessa forma, os manguezais estão contribuindo para a criação de bancos de lama e este processo torna as florestas de mangue um importante sumidouro de sedimentos suspensos (Furukawa & Wolanski 1996). Portanto, os manguezais tendem a mitigar a erosão causada por tempestades e aumento do NRM (Gedan *et al.* 2011).

Considerando este processo, as planícies de inundação, ocupadas por vegetação herbácea a montante do Ceará Mirim e posicionado em topografias mais altas que as planícies modernas de manguezais, apresentam predominância de sedimentos arenosos. A ausência de sedimentos de lama orgânica nestas planícies de inundação pode indicar que os manguezais não se desenvolveram acima do limite da variação moderna da maré, a montante do rio Ceará Mirim. Isto sugere que o NRM durante o Holoceno nunca esteve acima do NMM moderno na área de estudo (Figura 51). No entanto, deve ser ressaltado que a migração da linha de costa depende do equilíbrio entre suprimento de sedimentos, neste caso principalmente do rio Ceará Mirim, e a disponibilidade de espaço de acomodação, controlado pelo NRM, num certo intervalo de tempo. Uma regressão marinha pode ocorrer quando uma quantidade suficiente de sedimentos estiver aportando ao sistema costeiro para superar a quantidade de espaço disponível para sua acomodação. Isto pode ocorrer durante a subida do NRM ou durante o período de NRM alto, e é referenciado como uma regressão “normal”. Neste caso, a planície de lama pode não ser mais afetada por águas salobras, e, conseqüentemente os manguezais migrem para topografias mais baixas. Quando ocorre uma descida do NRM, diz-se que a regressão é forçada porque deve ocorrer um deslocamento da linha de costa, mesmo que o volume de sedimento fornecido seja baixo (Posamentier *et al.* 1992).

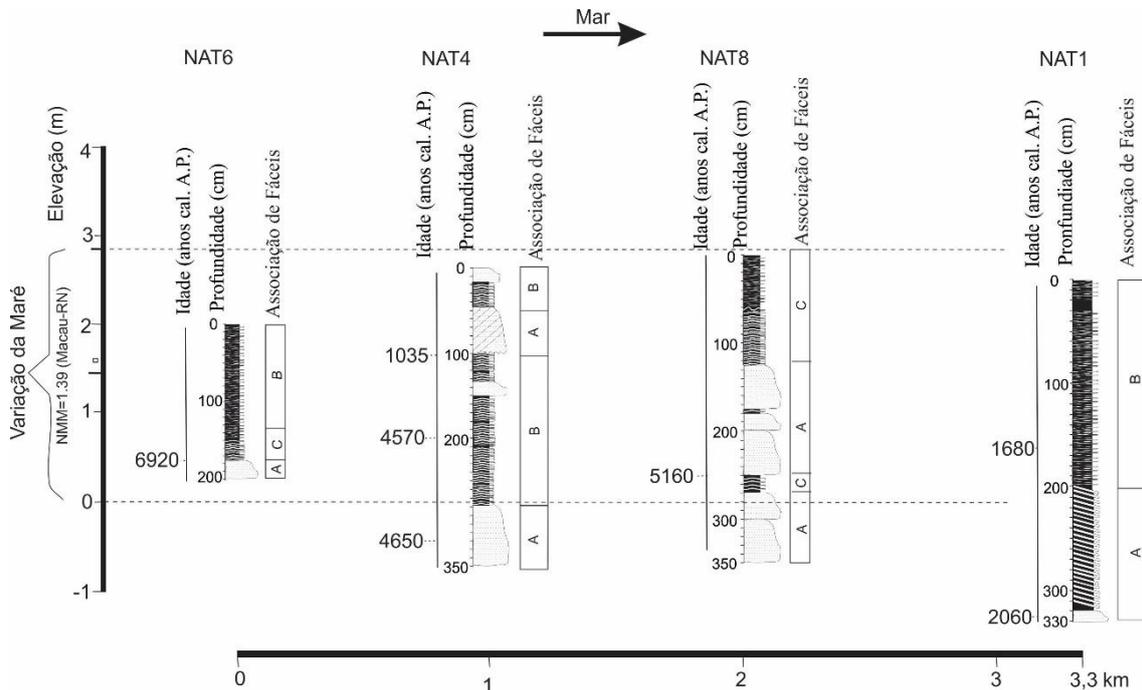


Figura 51- Correlação topográfica entre associações de fácies dos testemunhos analisados e a variação moderna da maré. NMM = Nível Médio do Mar. Fonte: Modificado de Ribeiro *et al.* (2018).

Alguns estudos indicam que o NRM no Rio Grande do Norte esteve próximo a sua atual posição entre 6.500 e 6.700 anos cal. A.P., e atingiu o nível máximo de 1,3 m acima do atual em 5.900 anos cal. A.P. e diminuiu subsequentemente até os valores atuais (Bezerra *et al.* 2003, Caldas *et al.* 2006). De acordo com Boski *et al.* (2015) uma rápida subida do NRM ocorreu entre 8.300 e 7.000 anos cal. A.P. no Rio Grande do Norte. Após isso, processos associados a fornecimento de sedimentos terrígenos e dinâmicas costeiras dominaram a evolução dos estuários. Ao longo do litoral norte brasileiro, o NRM estabilizou nos níveis atuais entre 7.000 e 5.000 anos cal. A.P. (Behling & Costa 2000, Cohen *et al.* 2005a).

No Brasil em geral, considerando o NRM mais alto que o moderno e uma descarga fluvial estável durante o Holoceno médio, manguezais teriam expandido em planícies de inundação e acumulado bancos de lama orgânica em zonas topográficas mais altas, acima do atual alcance da maré. Tal situação foi registrada em uma planície de inundação do rio Jucuruçu, próximo a cidade de Prado-Bahia, nordeste do Brasil, à 23 km de distância da atual linha de costa, onde uma sucessão estratigráfica revelou a presença de um sistema estuarino com planícies de maré colonizadas por manguezais e matéria orgânica sedimentar de origem

estuarina $2,7 \pm 1,35$ m acima da moderna zona de manguezal durante o Holoceno médio (Fontes *et al.* 2017).

Os testemunhos do rio Ceará Mirim apresentam depósitos lamosos com grãos de pólen de manguezal (associação de fácies A e B) somente dentro do alcance da maré moderna durante os últimos ~7.000 anos cal. A.P. (Figura 51). Assim, após a subida do nível do mar pós-glacial, o NRM atingiu o nível moderno há aproximadamente 7.000 anos cal. A.P., e este tem permanecido estável ou com possíveis pequenas oscilações (< aproximadamente 1m) desde então (Figura 48-B). Estas análises consideram o alcance vertical dos substratos ocupados por manguezais. Por exemplo, ao longo do litoral norte brasileiro os manguezais podem ocorrer dentro de um intervalo topográfico de até 1,5 m. Obviamente, os limites mais baixos do manguezal estão posicionados próximos a linha de costa, e os limites superiores ocorrem a montante do rio. Estes limites topográficos dependem principalmente da interação entre a descarga fluvial e a variação da maré (Cohen *et al.* 2005a, 2012, Cohen & Lara 2003, Lara & Cohen 2006).

5.1.4 Mudanças climáticas e a dinâmica dos manguezais

Em relação as mudanças climáticas, Prado *et al.* (2013) propôs um cenário de déficit de água no Holoceno inicial-médio no leste da América do Sul quando comparado ao Holoceno tardio. Estudos no Brasil indicam um período relativamente mais seco durante o Holoceno inicial, enquanto no Holoceno médio para o tardio o clima foi marcado por condições mais úmidas (Barberi *et al.* 2000, Ferraz-vicentini & Salgado-Labouriau 1996, Ledru 1993, Pessenda *et al.* 2009).

Baseado na relação de grãos de pólen de manguezais/ervas, características isotópicas e sedimentares, Cohen *et al.* (2012) propôs que o cinturão amazônico de manguezal foi formado por uma incursão marinha causada por um aumento do nível do mar pós-glacial durante o Holoceno inicial e médio. A fragmentação desta contínua linha de manguezais durante o Holoceno tardio foi causada provavelmente por um aumento na descarga de “água doce” dos rios associado a mudança de um clima mais seco para mais úmido no Holoceno tardio, quando os manguezais foram substituídos por vegetação de “água doce”. Portanto, mudanças nos regimes de chuvas (Absy *et al.* 1991, Freitas *et al.* 2001, Molodkov & Bolikhovskaya 2002)

causaram mudanças nas descargas fluviais e nos gradientes de salinidade estuarino (Lara & Cohen 2006).

No entanto, alguns estudos mostram que a quantidade de chuvas no nordeste brasileiro é marcada por uma anti-fase durante o Holoceno (Bernal *et al.* 2016). O moderno dipolo de precipitação leste-oeste entre o nordeste do Brasil (clima seco) e os trópicos centro-sul-americanos (clima úmido) é regulado pela intensidade da monção de verão da América do Sul. A história da paleoprecipitação baseado em espeleotemas do Rio Grande do Norte indica uma relação de “anti-fase ” para o resto da América do Sul tropical (Cheng *et al.* 2013, Cruz *et al.* 2009, Zular *et al.* 2018). De acordo com Smith & Mayle (2018), o clima do nordeste brasileiro apresenta uma anti-fase com o restante da América do Sul tropical, mas a falta de paleo-dados ainda limita a compreensão de como a vegetação pode ter respondido a um Holoceno médio (tardio) mais úmido (seco).

Ao longo dos testemunhos de Natal-RN ocorrem camadas de lama com grãos de pólen de manguezal, o que sugere uma salinidade da água de maré apropriada para o desenvolvimento do manguezal na área de estudo há ~7.000 anos cal. A.P. até o presente. Portanto, a descarga fluvial não mudou significativamente para gerar uma hiper/hiposalinidade nas planícies de maré ou de inundação fluvial, considerando uma descarga fluvial menor ou maior, respectivamente. Ambas as situações são inadequadas para o desenvolvimento dos manguezais, tendo em vista que os mesmos ocorrem naturalmente em gradientes de salinidade em torno de 10 a 90‰.

5.1.5 Processos alogênicos e autogênicos e a dinâmica dos manguezais

A dinâmica sedimentar costeira pode ser controlada por forçantes externas ao sistema costeiro, as quais geram mudanças dentro do mesmo (processos alogênicos), tais como eventos eustáticos, tectônicos e climáticos (Beebower 1964). Por outro lado, processos autogênicos são intrínsecos ao sistema deposicional (Cecil 2013), envolvendo a redistribuição de energia e materiais dentro de um sistema sedimentar, e são de ocorrência limitada no tempo. Eles estão relacionados a ação de mares e tempestades, avulsão do canal, comutação de delta, migração lateral de barras de pontal de meandros fluviais, e barras de barreira de praia, etc (Beebower 1964).

Fontes *et al.* (2017) demonstraram um exemplo de processos alogênicos, em especial o NRM, controlando a dinâmica costeira, quando um vale no sul da Bahia foi inundado por águas

marinhas ao longo de seu curso por ~23 km, devido a um aumento do NRM, durante o Holoceno inicial/médio. No Holoceno tardio, a descida do NRM juntamente com um clima mais úmido alterou o gradiente de salinidade da região, obrigando os manguezais a migrar para regiões topograficamente mais baixas, próximas a costa, sob influência marinha.

Considerando o presente estudo, baseado em sucessões estratigráficas, dados geoquímicos, vegetação moderna e geomorfologia, não há evidências suficientes para afirmar que o rio Ceará Mirim passou por mudanças significativas de nível do mar e/ou de clima durante os últimos ~7.000 anos cal. A.P. É importante enfatizar que isto não significa que não houve mudanças no clima e/ou flutuações no NRM na área em estudo durante o Holoceno. Eventualmente, alguns sinais de influência de mudanças no nível do mar (< ~1m) e climática na dinâmica dos manguezais no canal estuarino devem ter sido enfraquecidos, quando comparados a intensa atividade dos canais de maré.

Assim, este trabalho propõe que principalmente os processos autogênicos estejam controlando a dinâmica dos manguezais durante os últimos 7.000 anos cal. A.P. ao longo do rio Ceará Mirim. Ao longo dos testemunhos estudados, processos autogênicos podem ser reconhecidos através de sucessões de fácies como estratificação heterolítica inclinada (Hi), areia com estratificação cruzada (Scs) e areia maciça (Sm) seguido de acamamento heterolítico *flaser*, *wavy* e *lenticular* (Hf, Hw e Hl, respectivamente), os quais revelam um canal de maré ativo e o seu abandono causado por migração lateral de canais (Reineck & Wunderlich 1968) (Figuras 20, 22, 24 e 26). É importante ressaltar o fato de que, após o abandono do canal, as planícies de maré lamosas proporcionaram condições favoráveis para a preservação de grãos de pólen provenientes da vegetação do entorno do ambiente sedimentar no momento em que os sedimentos foram depositados (Cohen *et al.* 2008), refletindo as plantas que colonizavam a área de estudo. Então, nem todas as mudanças na vegetação podem ser atribuídas a processos alogênicos, como mudanças climáticas e de NRM.

Processos autogênicos afetam os ambientes deposicionais e conseqüentemente as zonas de pântano em planícies de maré/fluvial principalmente de forma localizada e em um relativamente curto espaço de tempo. Um exemplo de processo autogênico controlando a paleoflora foi apresentado por Moraes *et al.* (2017), onde os autores propuseram que processos alogênicos atuaram como as principais forças controladoras da dinâmica dos pântanos ao longo do rio Jucuruçu-Bahia, nordeste brasileiro, durante o Holoceno. No entanto, seu trabalho também revelou que parte das mudanças na vegetação nos últimos ~700 anos reflete o

desenvolvimento de canais e planícies de maré, os quais representam processos autogênicos. Desta forma, uma mudança da análise na escala de tempo do Holoceno para os últimos séculos tem enfraquecido a influência de fatores alogênicos.

5.2. PRADO-BA

5.2.1- Holoceno Inicial: Canais fluviais-estuarinos.

Vales costeiros na área de estudo (Figura 4-A), perto de suas desembocaduras, hospedam a transição entre planícies de inundação com vegetação de várzea e planícies de maré com manguezais. As interpretações estratigráficas e as dinâmicas de manguezais estabelecidas ao longo do rio Jucuruçu, foram consideradas como representativas dos três vales mais ao norte da Bahia (os quais abrigam os rios Caraiva, Frades e Buranhem), pois todos experimentaram a mesma queda de nível do mar para 120 m abaixo do presente no último máximo glacial (Reis *et al.* 2013). Isso fez com que os segmentos do vale costeiro cortassem profundamente os antigos leitos de rios. Antes da subida do nível de base em direção ao nível de mar alto do Holoceno médio, os vales incisos foram primeiramente preenchidos com depósitos fluviais (Figura 52), conforme registrado na base dos testemunhos PR07 (800-460 cm) e PR08 (760-700 cm) mais a montante do rio Jucuruçu (Figura 53). Estes depósitos são caracterizados pela sucessão de granodecrescência ascendente (Associação de Fáceis A), separada por superfícies de descontinuidade erodidas, cobertas por areias de granulação grossa ou cascalho (Figura 53). O pólen acumulado nesses intervalos pode ser resultado de sedimentos retrabalhados dependendo da dinâmica do canal de maré (Cohen *et al.* 2014b), então interpretações baseadas no conteúdo de pólen devem ser evitadas, uma vez que não representará a vegetação a partir do momento em que os sedimentos foram acumulados. Provavelmente, durante essa fase ocorreu uma regressão marinha, pois parte dos sedimentos fluviais desses rios foram acumulados na plataforma continental interna, caracterizando sistemas deltaicos, como descrito ao longo do litoral de Linhares (Cohen *et al.* 2014a), 250 km ao sul da área de estudo.

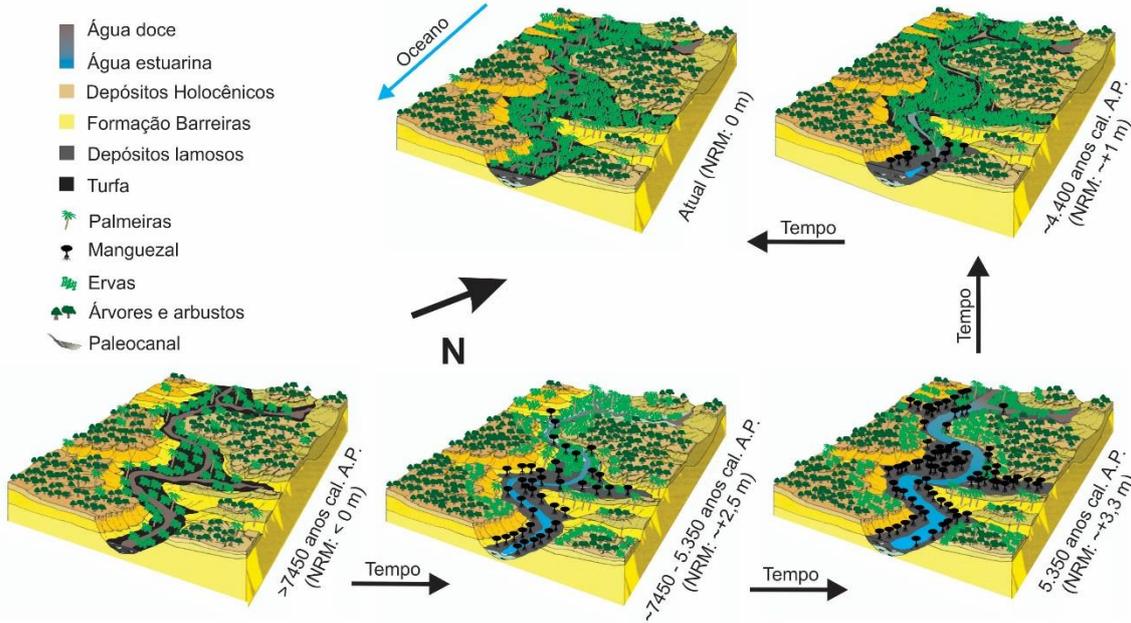


Figura 52- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegetação e geomorfologia do vale do Rio Jucuruçu e entorno, com sucessivas fases de estabelecimento/migração de manguezais de acordo com mudanças do nível relativo do mar e aumento de umidade durante o Holoceno.

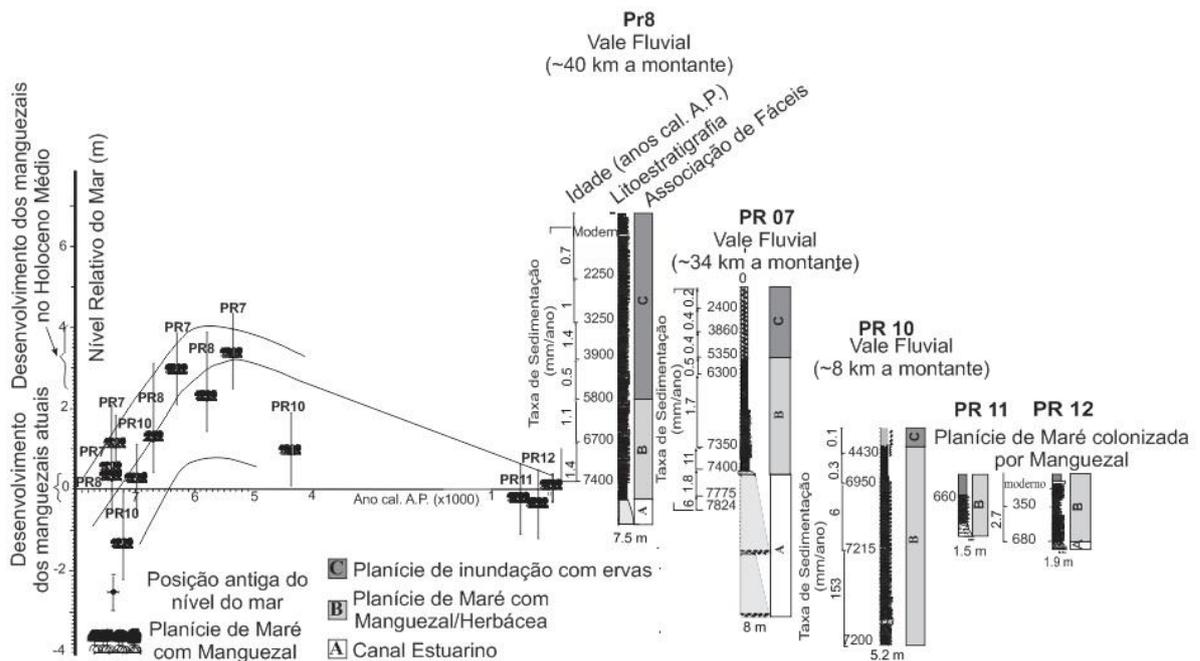


Figura 53- Curva de nível do mar para a costa leste brasileira com base em amostras de vermitídeos (Angulo *et al.* 2006) e a reconstrução do paleo nível do mar do litoral sul da Bahia com base em sedimentos de planícies lamosas dominadas por manguezais. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

5.2.2 Holoceno médio: Planície de maré continental ocupada por manguezal e ervas.

O aumento do nível do mar durante o Holoceno causou a erosão do litoral e a inundação de vales fluviais que geraram canais de maré e estuarinos. A transgressão marinha contribuiu para a expansão dos ambientes influenciados pela maré ou dominados pelas marés, como registrado por lama maciça e pequenos acamamentos heterolíticos (Associação de Fáceis B) nos testemunhos PR08 (700-450 cm), PR07 (450-175 cm) e PR10 (520-40 cm). Esses depósitos foram acumulados em feições morfológicas côncavas e, de acordo com a interpretação estratigráfica, palinológica e geomorfológica, esse setor representa o abandono de um canal (Figuras 30 e 31). O vale do rio Jucuruçu apresenta muitos canais abandonados. Estes abandonos resultam dos processos de mudança de canal, incluindo o corte do meandro e a avulsão da faixa do canal. A concavidade de alguns canais abandonados, produtos do processo de avulsão, pode resultar na formação de lagos (Cohen *et al.* 2014b). Sedimentos lamosos preencheram os canais abandonados de acordo com a influência das marés, desenvolvendo planícies de maré com laminações heterolíticas. As planícies de maré têm condições favoráveis para o acúmulo de lama, permitindo melhor preservação do grão de pólen a partir do momento em que o sedimento foi depositado (Cohen *et al.* 2008, 2014b). O desenvolvimento do estuário é influenciado principalmente pelo aumento do NRM (Swift 1975), mas também é afetado pelo influxo do rio, variação das marés, clima e ondas costeiras, bem como pelo tipo e volume de entrada de sedimentos (Cohen *et al.* 2014a). Os grãos de pólen de manguezais indicam uma influência estuarina no PR08 (~7.500 – 5.800 anos cal. A.P.), PR07 (7.400-5.350 anos cal. A.P.) e PR10 (7.200 - 4.400 anos cal. A.P.). A porcentagem de pólen de manguezal nos testemunhos PR08, PR07 e PR10 variou entre 5-40%, 5-20% e 0-35%, respectivamente. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos testemunhos PR07 e PR10 oscilam entre -24 a -26‰ e -26 a -23‰, enquanto os valores C/N diminuíram de ~67 para ~7 e ~50 para ~10, respectivamente. Essa variação combinada de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N revelou uma tendência de aumento na contribuição da matéria orgânica estuarina e uma diminuição na influência de plantas terrestres (Figura 54). Isto foi desencadeado pela subida da NRM durante o início do Holoceno, que expandiu a influência das algas estuarinas e o estabelecimento de manguezais nas planícies de maré dentro do vale.

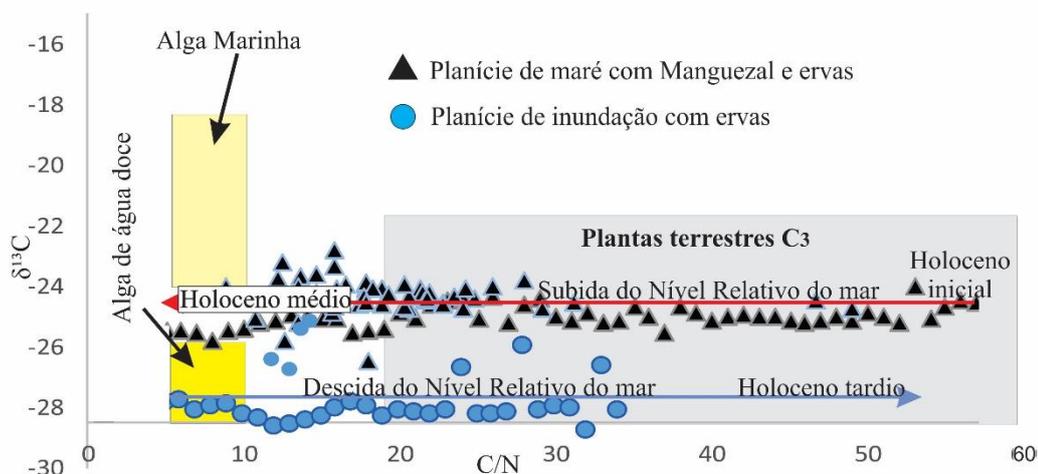


Figura 54- Gráfico Binário ($\delta^{13}\text{C}$ x C/N) dos testemunhos do transecto amostrado no vale fluvial do Rio Jucuruçu demonstrando o aumento do NRM durante o Holoceno inicial/médio, e sua posterior descida no Holoceno médio/tardio. Fonte: Modificado de Cohen *et al.* (2020).

5.2.3- Holoceno tardio: Planície de inundação fluvial com ervas

Esta fase registra a transição dos grãos de pólen de mangue (Associação de Fácies B) para os herbáceos e esporos de samambaias (Associação de Fácies C), bem como uma maior contribuição de matéria orgânica proveniente de algas de água doce (Figura 54). Esta fase caracteriza-se pelo desaparecimento de manguezais no PR08, PR07 e PR10 por volta de 5.800, 5.350 e 4.400 anos cal. A.P., respectivamente, bem como sua migração em direção para o mar, seguida do estabelecimento de manguezais na foz do rio Jucuruçu, evidente nos testemunhos PR11 e PR12 cerca de 550 a 680 anos cal. A.P. em diante (Figura 52). Este padrão é evidente a partir da distribuição moderna dos manguezais (Figuras 4 e 53). A palinologia indica que a posição mais recente dos manguezais no interior do vale fluvial do rio Jucuruçu ocorreu em torno de 4.400 anos cal. A.P., no PR10, localizado a 1,5 m acima do NMM atual. De acordo com este testemunho, esta planície de inundação foi ocupada por vegetação herbácea sob influência de água doce, como a vegetação moderna deste local, durante os últimos 4.400 anos cal. A.P. Então, é improvável uma subida do NRM maior de 1,5 m acima do atual NMM entre 4.400 e 680 anos cal. A.P.

Os manguezais estão na foz atual do rio Jucuruçu há pelo menos 680 anos cal. A.P. Os testemunhos PR08, PR07 e PR10, posicionados topograficamente ao longo dos setores mais altos da planície de inundação do rio Jucuruçu, mostraram uma expansão dos esporos de

samambaias na transição de planície de maré para planície fluvial, o que indica uma diminuição na salinidade da maré, consequência principalmente da queda do NRM. Os efeitos da queda do NRM nos manguezais podem ter sido intensificados pelo aumento da umidade ao longo do Holoceno tardio. A sequência temporal da transição de manguezal para planície herbácea é consistente com uma migração do mangue a jusante do rio de acordo com a descida do NRM. O Holoceno tardio, representado principalmente ao longo da Associação de Fácies C, é caracterizado por mudanças na vegetação e na fonte de matéria orgânica, quando ocorre uma tendência de expansão de samambaias e ervas. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentaram uma tendência de empobrecimento de -26 a -28‰ e de -25 a -27‰ para os testemunhos PR07 e PR10, respectivamente. O C/N exibiu valores próximos de 20 para o testemunho PR10, enquanto o PR07 apresentou uma tendência de aumento de ~35 para ~80 (Figura 54). Isso indica uma redução da influência estuarina no Holoceno tardio, de acordo com a queda do NRM. Isso levou a uma redução das áreas de manguezal e à expansão de samambaias, várzeas e planícies herbáceas (Figura 52). O PR10 está em uma posição intermediária entre o PR07 (rio acima) e o PR11 (rio abaixo). O testemunho PR10 está posicionado a cerca de 8 km do litoral moderno, com uma elevação de cerca de 1,5 m acima do atual nível do mar, ocupado principalmente por vegetação herbácea. No entanto, os grãos de pólen de manguezal, representado por *Avicennia* (<8%) e *Rhizophora* (<3%), foi registrado ao longo da Associação de Fácies C no testemunho PR10, provavelmente, devido ao transporte pelo vento e marés. Considerando os testemunhos PR08 e PR07, amostrados rio acima e a aproximadamente 37 km (6,8 m acima do NMM) e ~23 km (5 m acima do NMM), distante dos manguezais modernos, respectivamente, não foi registrado pólen de manguezal nos últimos 5.800 e 5.300 anos cal. A.P. (Associação de Fácies C), respectivamente. Esta ausência de pólen de manguezal ao longo da Associação de Fácies C nos testemunhos PR08 e PR07 sinaliza uma distância dos manguezais do período, os quais estavam posicionados muito distantes do mar (os manguezais neste período estavam perto do PR10 e em planícies baixas comparáveis à situação moderna), e portanto, a influência do vento e das marés não dispersava estes grãos de pólen até os locais dos pontos PR08 e PR07.

5.2.4 Manguezais, o clima e descarga fluvial durante o Holoceno

A dinâmica dos manguezais identificada ao longo do vale do rio Jucuruçu pode ser atribuída exclusivamente às flutuações do NRM, principalmente por causa dos testemunhos estudados estarem posicionados em um vale fluvial sob influência estuarina. No entanto,

mudanças no regime de chuvas sobre a bacia de drenagem do rio Jucuruçu e de bacias de drenagem adjacentes durante o Holoceno podem ter contribuído para mudanças nos gradientes de salinidade estuarino. Considerando a descida no nível do mar e um aumento na descarga fluvial agindo juntos durante o Holoceno tardio, estas forças poderiam estar em fase para promover o deslocamento dos manguezais de porções superiores para inferiores do rio.

Avaliando a relação entre C/N e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 54), durante a subida do NRM ocorreu um significativo decréscimo nos valores de C/N, enquanto que na descida do NRM ocorreu um aumento dos valores de C/N da matéria orgânica sedimentar, refletindo em uma tendência de aumento da fonte de matéria orgânica de origem aquática, durante a subida do NRM, seguido de uma tendência de aumento de fonte de matéria orgânica de origem terrestre, durante a descida do NRM. No entanto, a diminuição dos valores de C/N durante o Holoceno inicial/médio (subida do NRM) ocorreu em um nível de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecido (-24‰) do que o aumento dos valores de C/N (descida do NRM) durante o Holoceno tardio (~-28‰). Isto sugere que a subida do NRM ocorreu durante a fase de uma menor descarga fluvial do que o período de descida do NRM, indicando um período seco durante o Holoceno inicial/médio e um período úmido durante o Holoceno médio/tardio.

Estudos paleoecológicos na América do Sul indicam que prevaleceram condições secas durante o Holoceno médio (Fritz *et al.* 2001, Lamy *et al.* 2001). Reconstituições paleoambientais durante o Holoceno baseados em registros polínicos da costa brasileira indicaram um clima mais seco no Holoceno inicial/médio, enquanto no Holoceno tardio o período caracteriza-se por uma tendência de aumento na umidade para o presente (Behling 1996, Behling & Hooghiemstra 1998, Ledru *et al.* 2007, Pessenda *et al.* 2009, Wanner *et al.* 2008). O período relativamente mais úmido do Holoceno ocorre no atual milênio para as regiões do sul e sudeste do Brasil, e provavelmente é representativo da história climática de toda a costa leste brasileira (Behling 1995a, b, Behling *et al.* 2002). No entanto, alguns estudos mostram que a quantidade de chuvas no nordeste e sudeste brasileiro é marcada por uma anti-fase durante o Holoceno (Bernal *et al.* 2016). O moderno dipolo de precipitação leste-oeste entre o nordeste do Brasil (clima seco) e os trópicos centro-sul-americanos (clima úmido) é regulado pela intensidade da monção de verão da América do Sul. A história da paleoprecipitação baseado em espeleotemas do Rio Grande do Norte indica uma relação de “anti-fase” para o resto da América do Sul tropical (Cheng *et al.* 2013, Cruz *et al.* 2009, Zular *et al.* 2018). De acordo com Smith & Mayle (2018), o clima do nordeste brasileiro apresenta uma anti-fase com o restante

da América do Sul tropical, mas a falta de paleo-dados ainda limita a compreensão de como a vegetação pode ter respondido a um Holoceno médio (tardio) mais úmido (seco).

Em relação à localização do litoral estudado, uma zona de transição entre o padrão climático do nordeste e sudeste do Brasil, mais estudos paleoecológicos e geomorfológicos são necessários nesta área para elucidar o padrão climático holocênico no litoral sul da Bahia.

5.2.5 Dinâmica dos manguezais sob mudanças do NRM holocênico

Entre ~7.400 anos cal. A.P. (PR08, 6,8 m acima do NMM) e ~ 4.430 anos cal. A.P. (PR10, 1,5 m acima do NMM) manguezais ocorreram ao longo de 37 km de planícies de maré do rio Jucuruçu. Essa dinâmica do manguezal foi causada pela subida do NRM pós-glacial que afogou e inundou este vale no Holoceno inicial/médio. Enquanto a subida do NRM cessou durante o Holoceno médio, as planícies de inundação mudaram para planícies de maré nas porções mais internas do vale estudado. A vegetação de água doce foi substituída por vegetação de pântanos de água salobra. Este processo favoreceu o desenvolvimento de um estuário, que é confirmado pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N de sedimentos orgânicos (Figuras 52 e 54). De 5.350 anos cal. A.P. em diante, o NRM caiu gradualmente. Isso causou uma migração rio abaixo dos gradientes de salinidade estuarino (Figuras 52 e 54), invertendo o processo de invasão dos manguezais que ocorreu durante o Holoceno inicial e médio, substituindo-os por vegetação herbácea em planícies de inundação fluvial durante o Holoceno médio e tardio. Provavelmente, os impactos das mudanças do NRM não se restringiram apenas ao rio Jucuruçu, mas também ao setor norte, onde ocorrem os rios Caraiva, Frades e Buranhêm. A queda do NRM no Holoceno tardio provocou uma regressão forçada na costa nordeste brasileira, que por sua vez causou progradações em muitos setores do litoral do Espírito Santo (Cohen *et al.* 2014a). Posteriormente, ao longo dos vales fluviais, um padrão de sucessão de fácies pode ser registrado, exibindo uma transição de sedimentos estuarinos para uma estratigrafia mais fluvialmente dominada de acordo com a diminuição da influência marinha e das marés. Uma vez que essa nova situação foi estabelecida, os manguezais encontraram novos habitats na foz do rio Jucuruçu.

5.2.6 O NRM nos registros de manguezais

Considerando a distribuição moderna de manguezais (0,3 e 1 m acima do NMM) em planícies de maré próximas à foz do Rio Jucuruçu (Fontes *et al.* 2017), é possível analisar sedimentos depositados sob a vegetação de manguezais e extrair registros variados de mudança do NRM (Cohen *et al.* 2005a, Woodroffe 1981). Esses paleoníveis de mar devem ser considerados como valores mínimos, pois a autocompactação do substrato pode ter agido nas sequências estratigráficas estudadas, diminuindo os indicadores de paleonível do mar. Os sedimentos arenosos tendem a ter alta densidade inicial e são relativamente incompressíveis, enquanto sedimentos de granulação fina e material de turfa apresentam baixa densidade inicial. A compactação máxima de sedimentos lamosos de mangue é de aproximadamente 17% (Bird *et al.* 2004). Considerando o tamanho dos grãos dos testemunhos estudados pertencentes a areia fina (~40%) e lama (~60%), assumiu-se uma compactação automática do substrato de 10%.

Sendo assim, a parte inferior da associação de fácies B, planície de maré colonizada por manguezal/ervas, a 7 m de profundidade no PR08 (~7.400 anos cal. A.P., $0,3 \pm 0,1$ m acima do NMM), 4,5 m de profundidade no PR07 (~7.400 anos cal. A.P., $0,6 \pm 0,1$ m acima do NMM) e 5,2 m de profundidade no PR10 (~7.200 anos cal. A.P., $3,8 \pm 0,1$ m abaixo do NMM) significa uma máxima influência marinha ao longo do vale fluvial a 37 km a montante (Figuras 4, 31 e 52). A idade de PR10 (6.991–7.181 anos cal. A.P.) foi obtida da base do testemunho de um acamamento com estratificação heterolítica inclinada (Hi), o que indica uma progradação lateral em vez de uma acreção vertical, portanto, este depósito não está associado ao substrato de manguezal. Trata-se de um depósito de canal, cuja profundidade pode variar, capaz de transportar bioclastos de outras áreas. Quanto mais "in situ" a fácies estiver associada ao substrato dos manguezais, mais seguramente as fácies podem ser consideradas como um paleonível marinho. Então, essa amostra foi rejeitada como um indicador do nível do mar, não utilizada para a curva do nível do mar. A idade de PR10 (7.150-7.255 anos cal. A.P.) obtida a partir de matéria orgânica sedimentar de um acamamento heterolítico lenticular (Hl) foi incluída como um indicador do nível do mar na curva demonstrada na Figura 53. Como a moderna zona de distribuição de manguezais ocorre entre 0,3 e 1 m (deve-se inferir uma margem de erro de ± 70 cm relacionada à tolerância biológica dos mangues ao regime de inundação) acima do NMM na área de estudo, utilizando-se a margem de erro do levantamento topográfico baseado em dados de fotogrametria e teodolito de 10 cm, e uma autocompactação do substrato de 10%, foi inferido que o NRM a cerca de 7.400 anos cal. A.P., ao longo da zona litorânea de Prado-BA, esteve entre -1,4 m ($+0,36$ m/ $-2,2$ m) e +1 m ($2,19$ m/ $0,2$ m) (Figura 53). O nível superior da associação de fácies B, com 175 cm de profundidade (PR07, 3,25 m acima do NMM), indica

um NRM máximo de 3,25 m (4,22 m/2,45 m) a cerca de 5.350 anos cal. A.P. Fontes *et al.* (2017) indicaram uma elevação do NRM no Holoceno médio de $2,7 \pm 1,35$ m para a área de estudo com topografia baseada apenas em dados SRTM. O modelo digital do terreno, baseado em aerofotogrametria e referenciado nos marcos geodésicos do IBGE, corrigiu esse pico do Holoceno médio em +0,55 m e reduziu a margem de erro em quase a metade.

Durante a fase da presença do manguezal no interior do continente (~7.400 a ~4.430 anos cal. A.P.), as taxas de sedimentação foram substancialmente mais altas (11-0,5 mm/ano) do que na fase de planície herbácea seguinte (0,18 - 1,38 mm/ano) depositada desde ~5.800, ~5.350, ~4.430 anos cal. A.P. nos testemunhos PR08, PR07 e PR10, respectivamente (Figura 53). Provavelmente, isso foi causado por uma rápida elevação do nível do mar pós-glacial que atingiu um alto nível do mar no Holoceno médio, quando o vale estudado foi rapidamente inundado, criando mais espaço para acomodar os sedimentos costeiros. Durante o Holoceno tardio, o NRM caiu causando uma diminuição no espaço de acomodação dos sedimentos. As taxas de subida do NRM (7.400 – 5.350 anos cal. A.P.) e queda (5.350 anos cal. A.P. - hoje) foram de cerca de 1,5 e 0,6 mm/ano, respectivamente.

Vários outros fatores também podem ter contribuído para essa taxa de sedimentação decrescente em direção ao topo, como a largura do vale para o fluxo de água durante o Holoceno (estreito durante o NRM baixo e mais largo durante o NRM alto), a inclinação dos canais fluviais versus a inclinação dos canais de mare-fluvial e sob uma transição do estuário inicial "não preenchido", evoluindo para um estuário "preenchido" ao longo do tempo (Dalrymple *et al.* 1992).

Em relação ao nível do mar global, após o Último Máximo Glacial, ele subiu e se estabilizou próximo ao nível atual durante o Holoceno médio (Bard *et al.* 1990, Clark *et al.* 2009, Fairbanks 1989, Lambeck & Chappell 2001), enquanto o presente trabalho revelou um NRM máximo de +3,25 m (4,22 m/2,45 m) a cerca de 5.350 anos cal. A.P. Uma variação da maré no interior do continente maior do que a variação observada hoje na costa pode ter contribuído para a amplificação do nível de mar alto do Holoceno médio identificado neste trabalho, uma vez que as reentrâncias costeiras causam um aumento nas variações de maré (Bhattacharya 2006). Portanto, o moderno intervalo de maré de 2 m para a área de estudo pode ter sido amplificado a montante à medida que o NRM aumentou. Além disso, uma elevação tectônica na área de estudo pode ser invocada, uma vez que os depósitos de terraços marinhos do Pleistoceno Superior no nordeste do Brasil sugerem que a zona litorânea pode ter sido

erguida em pelo menos 10-12 m desde 120 mil anos cal. A.P. (Barreto *et al.* 2002). Além disso, os eventos regressivo-transgressivos registrados ao longo da costa brasileira provavelmente responderam a uma combinação de flutuações do nível do mar eustático e fatores locais, como a atividade tectônica (Cohen *et al.* 2014a, Rossetti *et al.* 2013).

5.3 SÃO FRANCISCO DO SUL-SC

5.3.1- Holoceno tardio

5.3.1.1 Canal estuarino (Associação de Fácies A)

Em um cenário de constante descida do NRM e um clima mais úmido durante o Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006; Pessenda *et al.* 2009) um canal estuarino ativo na margem leste da Baía de Babitonga foi estabelecido há pelo menos ~1.750 anos cal. A.P. (Figuras 40 e 55). Feições sedimentares dos testemunhos SF07, SF08, SF09 e SF10 apoiam tal interpretação, pois foram identificados depósitos de areia maciça e areia com estratificação cruzada nas bases dos testemunhos (Figuras 36, 38, 40 e 42). Além disso, dados isotópicos e elementares com tendência clara de aumentos nos valores de C/N e $\delta^{13}\text{C}$, partindo de 4 até 20, e -27‰ até -22,5‰, respectivamente, sugerem a presença de matéria orgânica sedimentar de origem estuarina na base e um aumento na contribuição de matéria orgânica de origem terrestres do tipo plantas C_3 no topo dessa Associação de Fácies (Figura 56). Esta associação é caracterizada principalmente por pólen de árvores/arbustos (70–35%), ervas (70–15%), palmeiras (0–30%) e manguezal (0-10%), representado majoritariamente por *Laguncularia*, com poucos grãos de pólen de *Avicennia* em direção ao topo desta associação. Deve ser destacado que por se tratar da margem de um canal estuarino, o conteúdo polínico dessa associação de fácies pode não representar a vegetação do entorno no momento do acúmulo desses sedimentos.

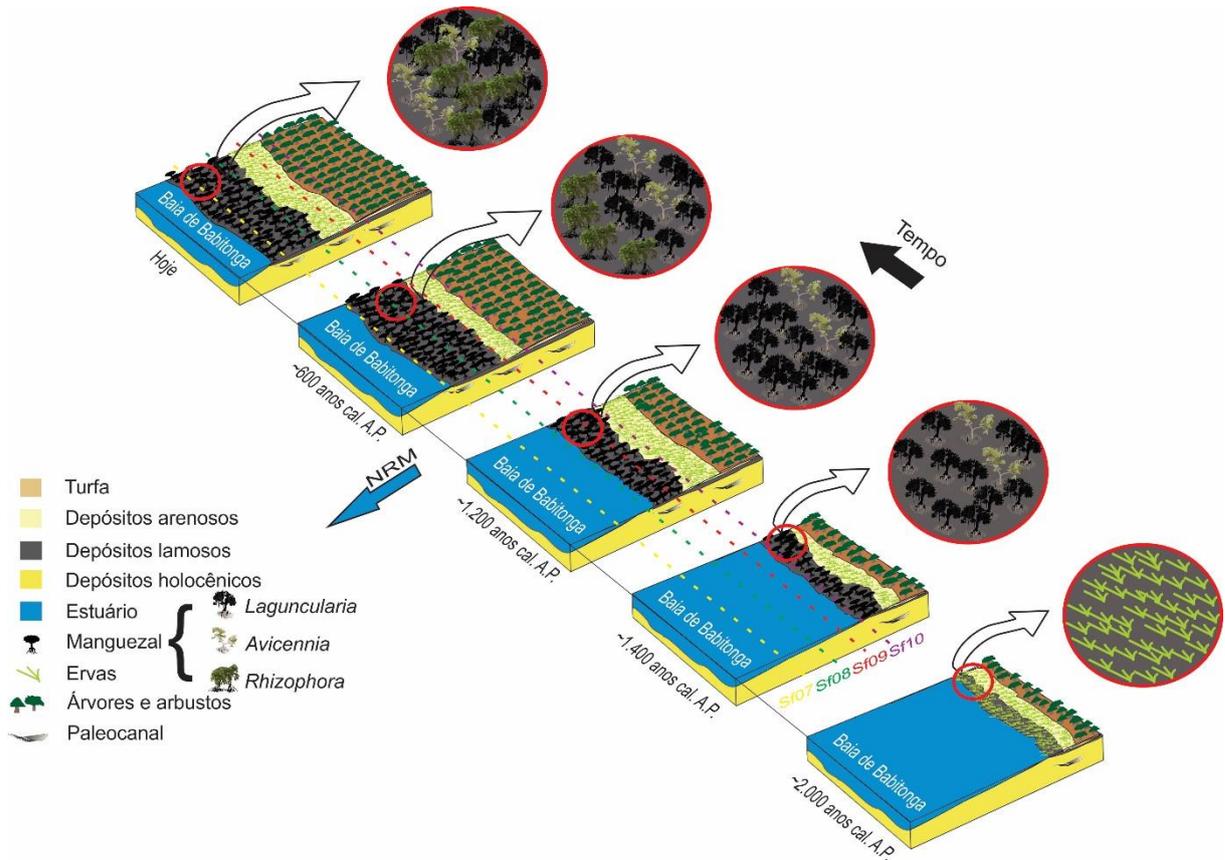


Figura 55- Bloco diagrama ilustrando o desenvolvimento da vegetação e geomorfologia, com sucessivas fases de estabelecimento/migração de manguezais de acordo com mudanças do NRM e clima durante o Holoceno. A correspondência dos pontos de coleta dos testemunhos no transecto estão representados pelas linhas pontilhadas coloridas.

5.3.1.2 Planície de maré com manguezal (Associação de Fáceis B)

No setor topograficamente mais elevado do transecto (SF10 – 2,10 m acima do NMM, atual floresta ombrófila densa) a transição do Canal Estuarino/Planície de maré ocupada por manguezal ocorreu em ~1.450 anos cal. A.P. A tendência de aumento no aporte de matéria orgânica de origem terrestre (C/N: ~4 para ~13, $\delta^{13}\text{C}$: -22 para -24‰) reforçam tal interpretação (Figura 56). Provavelmente, a borda leste desse canal estuarino foi preenchida por sedimentos lamosos de acordo com a evolução de uma planície de maré com acamamento heterolítico lenticular. No setor SF09 (1,80 m acima do NMM), zona atualmente ocupada por ervas, os dados sedimentológicos (Figura 40) e geoquímicos (C/N >30, e $\delta^{13}\text{C}$: -22‰ - 20‰, Figura 56) indicam que esta transição ocorreu em torno de 1.300 anos cal. A.P.

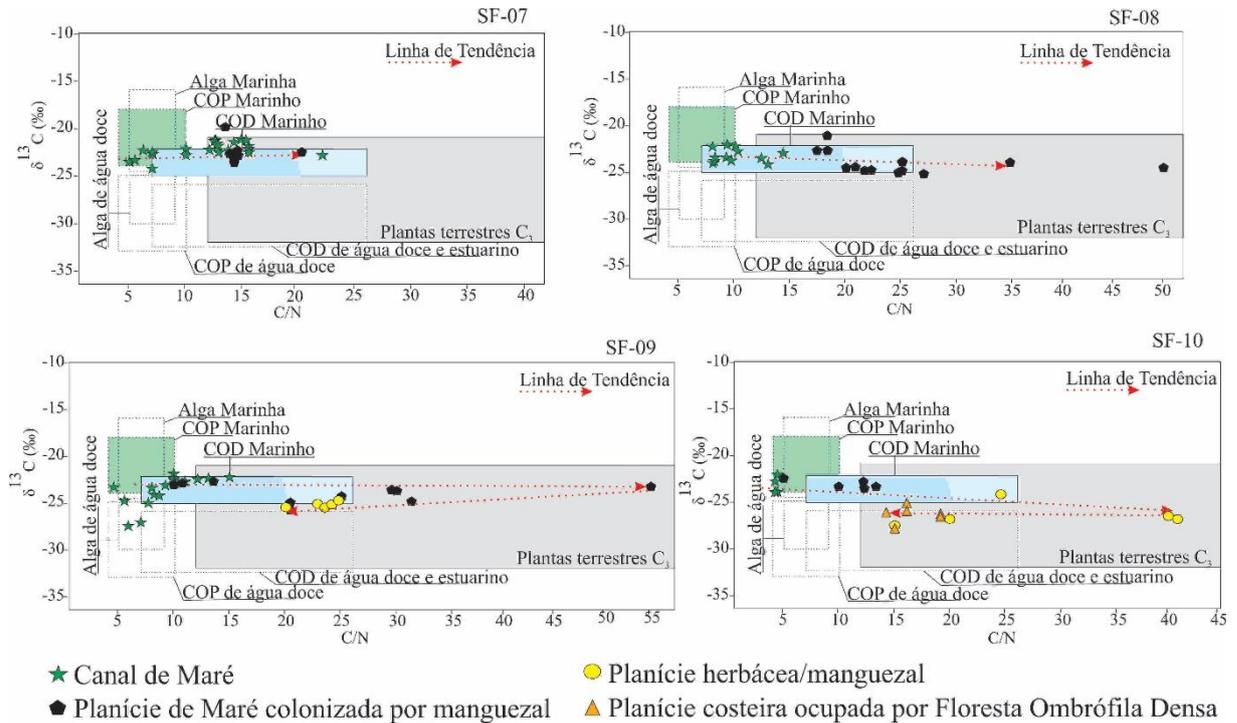


Figura 56- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N para diferentes fácies sedimentares (Canal de maré, Planície de Maré colonizada por Manguezal, Planície herbácea/manguezal e Planície costeira ocupada por Floresta Ombrófila Densa), com interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).

No setor SF08 (1,70 m acima do NMM), zona atualmente colonizada por manguezais e ervas apresentou a transição do Canal Estuarino/Planície de maré dominada por manguezal em torno de 1.000 anos cal. A.P. No setor SF07, amostrado na zona mais distal e topograficamente mais baixa (~0 m) indicou a transição do canal estuarino/planície de maré ocupada por manguezal em torno de 600 anos cal. A.P. Essas diferenças na idade de transição do canal estuarino para a planície de maré ocupada por manguezais, provavelmente evidenciam uma descida no NRM pelo menos entre 1.450 e 600 anos cal. A.P., onde os testemunhos posicionados topograficamente mais altos (SF10 e SF09) revelaram idades de transição canal estuarino/planície de maré com manguezal mais antigas (~1.450 – 1.300 anos cal. A.P., respectivamente), enquanto o testemunho da posição topograficamente intermediária (SF08) apresentou uma idade de transição em ~1.000 anos cal. A.P. O testemunho SF07, amostrado da zona topograficamente mais baixa indicou uma idade de transição em torno de 600 anos cal. A.P., que deve representar o momento de estabilização do nível do mar próximo ao atual com o contínuo desenvolvimento da planície de maré colonizada por manguezal desde esse momento até os tempos atuais. Vale ressaltar que os testemunhos amostrados de Prado-BA

também indicaram uma idade de estabilização do nível de mar em torno de 600 anos cal. A.P. (ver tópico 5.2.3).

Tal interpretação é apoiada pelos resultados da análise polínica, onde a associação de fácies de planície de maré colonizada por manguezal/ervas é caracterizada pela presença de grãos de pólen de manguezal (~15%) (Figuras 36, 38, 40 e 42), com uma tendência de aumento desses grãos de pólen para o topo nos testemunhos SF07 e SF08 que foram amostrados no interior do manguezal (Figura 36 e 38). Em contraste, ocorre uma tendência de diminuição no percentual polínico de manguezal para o topo dos testemunhos SF09 e SF10, que foram amostrados na planície herbácea e na zona da floresta ombrófila densa, respectivamente (Figura 40 e 42). Tal diferença na tendência de percentual polínico de manguezal ao longo desses testemunhos deve refletir os impactos das tendências de diminuição do nível do mar ao longo do transecto em análise. A posição topográfica dos testemunhos SF10 e SF09, posicionados em superfícies topograficamente mais elevadas, permitiu registrar o estabelecimento e contração dos manguezais nessas zonas na medida que o nível do mar baixou. Isso favoreceu a transição canal estuarino submerso para uma planície de maré emersa com manguezal, seguido por uma contínua descida do nível relativo do mar que desfavoreceu o desenvolvimento dos manguezais na medida que a influência estuarina diminuiu em favor de uma maior influência de águas continentais, menos salobras. Assim, permitiu o estabelecimento de uma planície herbácea, e posteriormente, na zona mais elevada topograficamente, a floresta ombrófila densa. No caso dos testemunhos amostrados no interior do manguezal, o registro polínico, com uma tendência de aumento no percentual de grãos de pólen de manguezal, deve evidenciar o estabelecimento e expansão do manguezal durante a descida do nível do mar, seguido da sua estabilização por volta de 600 anos cal. A.P. A posição topográfica mais baixa dos testemunhos SF07 e SF08 favoreceu o contínuo registro dos manguezais da área de estudo durante os últimos 1.000 anos.

Deve ser destacado ainda o momento de estabelecimento dos tipos de manguezais na área de estudo. A sucessão *Laguncularia* (>1.750 anos cal. A.P. - atual), *Avicennia* (~1.400 anos cal. A.P. - atual), e *Rhizophora* (~600 anos cal AP - atual) (Figuras 37, 39, 41 e 43), possivelmente respondeu a variações de temperatura nesta região. Provavelmente o estabelecimento dos manguezais nessas latitudes foi favorecida pelo natural aquecimento durante o Holoceno tardio (Novello *et al.* 2012, Vuille *et al.* 2012). Além disso, a anomalia climática medieval (MCA), entre 950–750 anos cal. A.P., caracterizada nos dois hemisférios por um aumento de temperatura (Stine 1994), pode ter beneficiado o estabelecimento e expansão das árvores de *Rhizophora* na região de estudo a partir de ~700 anos cal. A.P.

5.3.1.3 Planície herbácea (Associação de Fácies C)

Essa associação de fácies foi identificada somente nos testemunhos SF10 e SF09, sendo que este último testemunho foi amostrado na planície herbácea. Nessa fase ocorre uma diminuição ou ausência de grãos de pólen de manguezal com aumento de grãos de ervas. A percentagem de pólen de árvores e arbustos permanece elevada, provavelmente devido à proximidade da floresta ombrófila densa. Provavelmente, a transição de manguezal para a planície herbácea evidencia a descida do NRM. Tal interpretação é apoiada na tendência de diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-24,5 para -27‰) e um aumento significativo dos valores de C/N (20 para 40) no SF10 (Figura 56). O SF09 apresentou a mesma tendência de aumento nos valores C/N (10-25) e uma estabilização nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -26‰ (Figura 56). Isso sugere uma mudança no aporte de matéria orgânica sedimentar de origem estuarina para matéria orgânica proveniente de plantas terrestres C_3 . Esta transição de associação de fácies Planície de maré ocupada por manguezal para Planície herbácea também ocorre no testemunho SF09. No entanto, por este testemunho estar em uma posição topográfica mais baixa (SF09, 1,8 m acima do NMM), o mesmo registrou esta transição em idades mais próximas ao presente nos últimos 30 cm de profundidade (Figura 40). Os dados isotópicos e elementares corroboram esta interpretação uma vez que os valores de C/N e $\delta^{13}\text{C}$ diminuíram de 40 para 22, e -23 para -27‰, respectivamente (Figura 56). Isto caracteriza uma mudança de aporte de matéria orgânica sedimentar de origem terrestre C_3 para uma maior influência de matéria orgânica de água doce/estuarina.

No setor topograficamente mais elevado do transecto analisado (2,1 m acima do nível médio do mar) e atualmente ocupado pela floresta ombrófila densa (SF10), a transição manguezal/campo ocorreu em torno de 1.300 anos cal. A.P. O setor topograficamente abaixo (1.8 m) e atualmente ocupado por ervas (SF09) revela a transição em uma idade estimada na taxa de sedimentação (0,6 mm/ano) em torno de 500 anos cal. A.P. A cronologia desses eventos associada ao padrão de distribuição topográfica das unidades de vegetação atual corrobora com a proposta de descida do nível do mar entre 1.300 e 500 anos cal A.P. para esta área.

5.3.1.4 Planície costeira ocupada pela Floresta Ombrófila Densa (Associação de Fácies D)

Essa associação de fácies ocorre somente no SF10 (Figura 42), posicionado topograficamente mais elevado na planície costeira. Os dados polínicos revelam um aumento na percentagem de grãos de pólen de árvores e arbustos e uma diminuição nos grãos de ervas. Grãos de pólen de manguezais estão ausentes nesta fase. Os dados isotópicos e elementares

(C/N = 18 e $\delta^{13}\text{C} = -26\text{‰}$) são representativos de plantas terrestre C_3 . Uma idade estimada na taxa de sedimentação (0,39 mm/ano) sugere que essa floresta foi estabelecida em torno de 650 anos cal. A.P, provavelmente devido a menor influência das águas estuarinas seguindo uma tendência de descida do nível relativo do mar.

5.3.2 Relação entre as condições ambientais/climática e o desenvolvimento do manguezal

De acordo com Tomlinson (1986), em ecossistemas de manguezais com condições climáticas favoráveis para o estabelecimento de árvores de *Laguncularia*, *Avicennia* e *Rhizophora*, normalmente se observa uma sucessão natural iniciada com uma vegetação herbácea, como a *Spartina*, atuando como um potencial estabilizador inicial, reduzindo a erosão e preparando um substrato favorável para o assentamento de *Laguncularia*. Esta, por sua vez, cria condições hidrodinâmicas favoráveis para acúmulo de lama e a subsequente colonização por *Rhizophora*, a qual favorece o acúmulo vertical de sedimentos. Quando os sedimentos já emergiram o suficiente para criar condições de baixa frequência de inundação e salinidade relativamente alta, finalmente as árvores de *Avicennia* colonizam o ambiente.

No entanto, estes tipos de mangue apresentam diferentes faixas de tolerância de salinidade e temperatura (Quisthoudt *et al.* 2012), sendo esta última um fator limitando o desenvolvimento dos manguezais em altas latitudes (ex. Soares *et al.* 2012). Considerando os gradientes de temperatura ao longo das latitudes, quanto mais ao norte da costa brasileira, mais antigo foi o estabelecimento de manguezais durante o Holoceno. Testemunhos amostrados em latitudes tropicais entre o Amapá, litoral norte brasileiro e Linhares-Espírito Santo (~1.400 km ao norte da área estudada) registraram o estabelecimento de manguezais a cerca de 7.000 anos cal. A.P. ao longo de uma zona tropical com temperaturas adequadas para o desenvolvimento de manguezais (Cohen *et al.* 2012, 2014a, França *et al.* 2013). No entanto, um testemunho amostrado do litoral de São Paulo (~400 km ao norte da área estudada e posicionado em 25°S, latitude subtropical) registrou manguezais em planícies de maré desde pelo menos ~2.200 anos cal. A.P. (Pessenda *et al.* 2012).

Este aumento de temperatura natural do Holoceno tardio possivelmente favoreceu o estabelecimento do manguezal na área, uma vez que esse ecossistema tem um melhor desenvolvimento em regiões com temperaturas médias acima de 20°C e amplitude térmica anual menor que 5°C (Chapman 1975, Tomlinson 1986). De acordo com o registro polínico do testemunho SF09, foi verificada a presença de grãos de pólen de manguezais na ilha de São

Francisco do Sul há pelo menos 1.766 anos cal. A.P. Antes deste período, provavelmente as planícies de maré da região eram colonizadas por marismas (Figura 55). Com o aumento de temperatura durante o Holoceno tardio, os manguezais conseguiram se instalar nesta latitude mais ao sul do Brasil. O registro polínico demonstra que o estabelecimento desse manguezal foi conduzido por árvores de *Laguncularia*, e em seguida ocorreu o surgimento de árvores de *Avicennia*. Sinais polínicos da presença de *Rhizophora* ocorrem somente depois de ~600 anos cal. A.P. Considerando o fato de existirem condições físico-químicas apropriadas para o estabelecimento de *Laguncularia* e *Avicennia* desde pelo menos 1.700 anos cal. A.P., a sucessão *Laguncularia/Avicennia/Rhizophora* pode ser atribuída a um aumento nas temperaturas do Holoceno tardio, em função do gênero *Rhizophora* ser o menos tolerante a baixas temperaturas. Portanto, em limites latitudinais dos manguezais, este é o último gênero que se instala.

5.4 LAGUNA-SC

5.4.1 Holoceno médio-tardio: Laguna com grande influência marinha (Fase I – 5.106 até ~2.200 anos cal. A.P.).

Durante o nível de mar máximo do Holoceno médio na região de Laguna-SC (2,1 m acima do atual, Angulo *et al.* (1999)), a Laguna de São Antônio foi isolada parcialmente em função do desenvolvimento de uma barreira arenosa, enquanto vales fluviais pleistocênicos e terraços marinhos foram afogados (Giannini 2002). Esse NRM alto pode ter sido registrado no testemunho RP-01 entre 5.100 e ~4.600 anos cal. A.P., quando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilaram significativamente entre -26,5‰ e -21‰, enquanto o C/N apresentou valores estáveis em torno de 8. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ em torno de 8 também sugerem uma influência aquática na área (Figura 46). A integração destes dados sugere uma forte contribuição de matéria orgânica sedimentar de origem marinha durante este período (Figura 57-A). A análise polínica revelou um predomínio de vegetação herbácea e samambaias na área, as quais devem ter colonizado as margens da laguna. O registro polínico de árvores e arbustos provavelmente é oriundo de zonas topograficamente mais elevadas nas encostas da laguna.

O empobrecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-22‰ para -24,5‰) e um discreto aumento nos valores de C/N (10 para 12) da matéria orgânica sedimentar acumulada entre ~4.600 e ~2.200 anos cal. A.P. sugerem uma tendência de diminuição da influência marinha, e um aumento na influência da matéria orgânica de origem continental em direção ao topo do testemunho RP-01, o qual ficará mais evidente na Associação de fácies A – fase II, na porção superior do testemunho (Figuras 46 e 57-A). A diminuição nos valores de $\delta^{15}\text{N}$ (8 até 5) também indica um

aumento na influência de matéria orgânica de origem continental. Durante essa fase ocorreu uma significativa diminuição de grãos de pólen de ervas (60 para 30%) e um concomitante aumento no percentual de grãos de pólen de árvores e arbustos (30 para 50%). Deve ser destacado também o aumento na ocorrência de grãos de pólen de palmeiras, em torno de 10%.

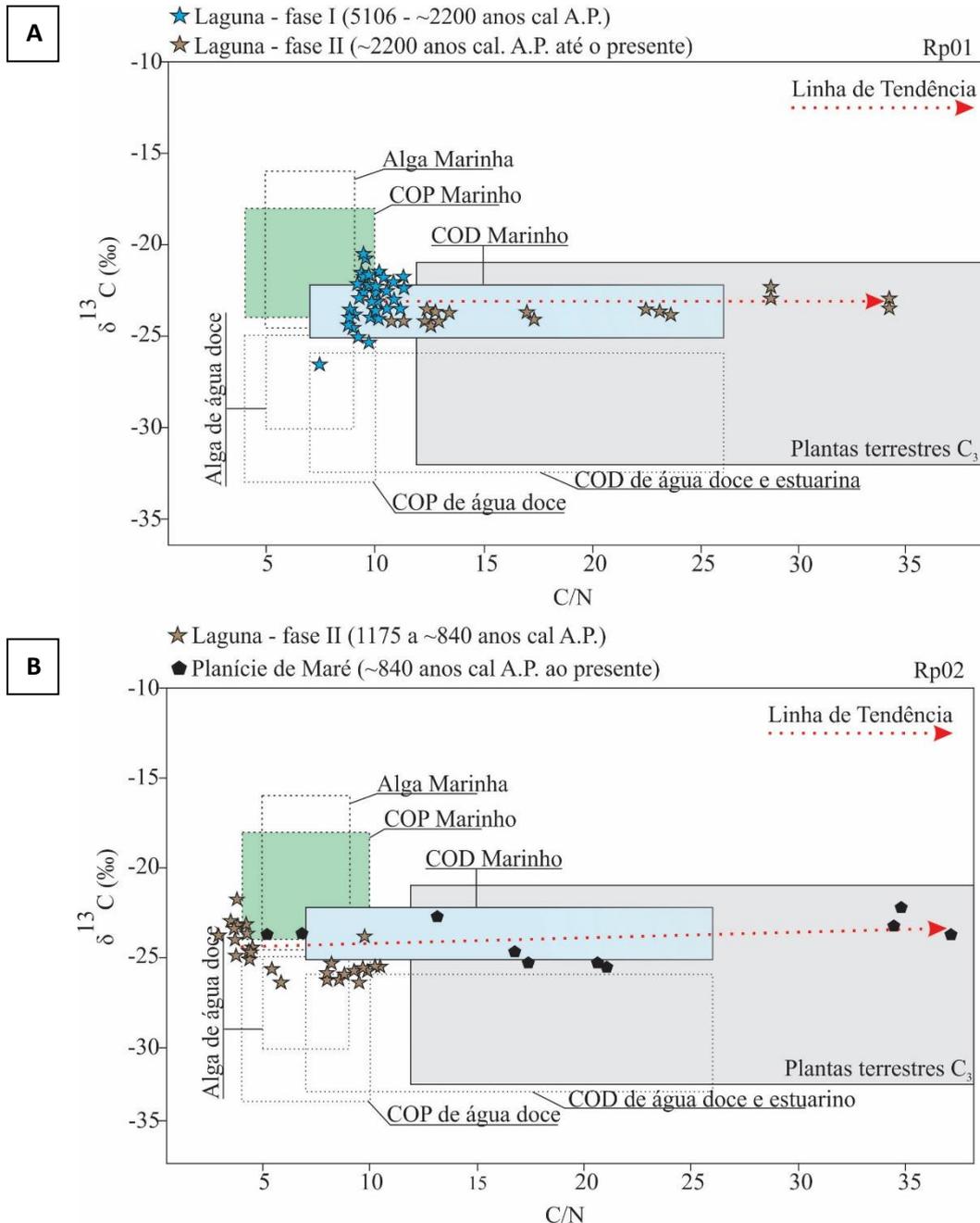


Figura 57- Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e C/N dos testemunhos RP-01 (A) e RP-02 (B), respectivamente, com suas associações de fácies sedimentares (Laguna - fases I e II e Planície de Maré colonizada por Ervas). Interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Lamb *et al.* (2006), Meyers (2003) e Wilson *et al.* (2005).

As mudanças nos padrões isotópicos e geoquímicos associados à vegetação podem estar relacionadas a uma descida do nível do mar entre 5.100 e ~840 anos cal. A.P., assim como a um aumento nas taxas de precipitação com consequências no aumento do aporte fluvial para a laguna. Tal tendência favoreceu ao recuo da influência marinha e aumento na contribuição de algas de origem fluvial/estuarino no interior da laguna, com expansão da vegetação arbórea nas encostas no entorno da laguna.

5.4.2 Holoceno tardio

5.4.2.1 Laguna fase II (~2.200 até ~840 anos cal. A.P.): Laguna com influência estuarina

O Holoceno tardio é caracterizado por uma descida no NRM, e o clima tendia para um padrão mais úmido (Angulo *et al.* 2006, Pessenda *et al.* 2009). Provavelmente, a matéria orgânica sedimentar e o conteúdo polínico registrados no segmento superior do testemunho RP-01 (170–0 cm) e na base do RP-02 (200-55 cm) foram acumulados entre ~2.200 e ~840 anos cal. A.P. Essa associação de fácies foi caracterizada por mudanças abruptas de valores isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio comparado a fase I, presente no testemunho RP01 (Figura 46). Neste testemunho, os valores C/N apresentaram um forte aumento (~10 para ~30), enquanto o $\delta^{13}\text{C}$ variou entre -22,5 a -24,5. Isto indica uma mudança de influência de matéria orgânica de origem marinha (Laguna – fase I) para plantas terrestres C_3 (Laguna – fase II) (Figura 57-A). Provavelmente, tal tendência foi causada pela descida do NRM, com contribuição do estabelecimento de um clima mais úmido que impactou no aumento da vazão dos rios na área de estudo. A tendência de um clima mais seco para um mais úmido tem sido registrada durante o Holoceno tardio em várias regiões do Brasil (Barberi *et al.* 2000, Ferraz-*vicentini* & Salgado-Labouriau 1996, Ledru 1993, Pessenda *et al.* 2009). Além disso, por volta de 2.300 anos cal. A.P. foi estabelecido um importante distributário do Rio Tubarão, chamado Rio Sambaqui (Nascimento Jr. 2010), o qual atualmente desemboca na área onde os testemunhos foram coletados (Figura 11). O estabelecimento deste rio na área deve ter afetado as feições sedimentares dos testemunhos analisados. Isto pode ter contribuído também para um aumento no aporte de água doce, diminuindo a salinidade da laguna, juntamente a um maior aporte de matéria orgânica de origem terrestre na área de estudo (Figuras 57 e 58). O testemunho RP-01, entre as profundidades de 170-110 cm, revelou uma inversão de idade justamente na abrupta mudança na deposição de partículas sedimentares de granulação lamosa para arenosa, assim como uma expressiva mudança nos valores isotópicos e elementares, que indicam a

transição de um ambiente com grande influência marinha para um com influência terrestre. Provavelmente, tais dados são reflexos do estabelecimento deste rio, que aportou matéria orgânica sedimentar e frações mais arenosas, produto do retrabalhamento de depósitos sedimentares pretéritos, para o interior da laguna. Isso pode ser a causa da idade relativamente mais antiga na interface lama/areia (Figura 46). Ainda, a base do testemunho RP02 registrou o período mais tardio (1.175 – ~840 anos cal. A.P.) dessa associação de fácies, com valores $\delta^{13}\text{C}$ oscilando em torno de -26 e -22‰, enquanto o C/N permaneceu estável em torno de 8, o que demonstra esta matéria orgânica de origem aquática, com maior influência estuarina na base do testemunho (Figuras 47, 57-B e 58).

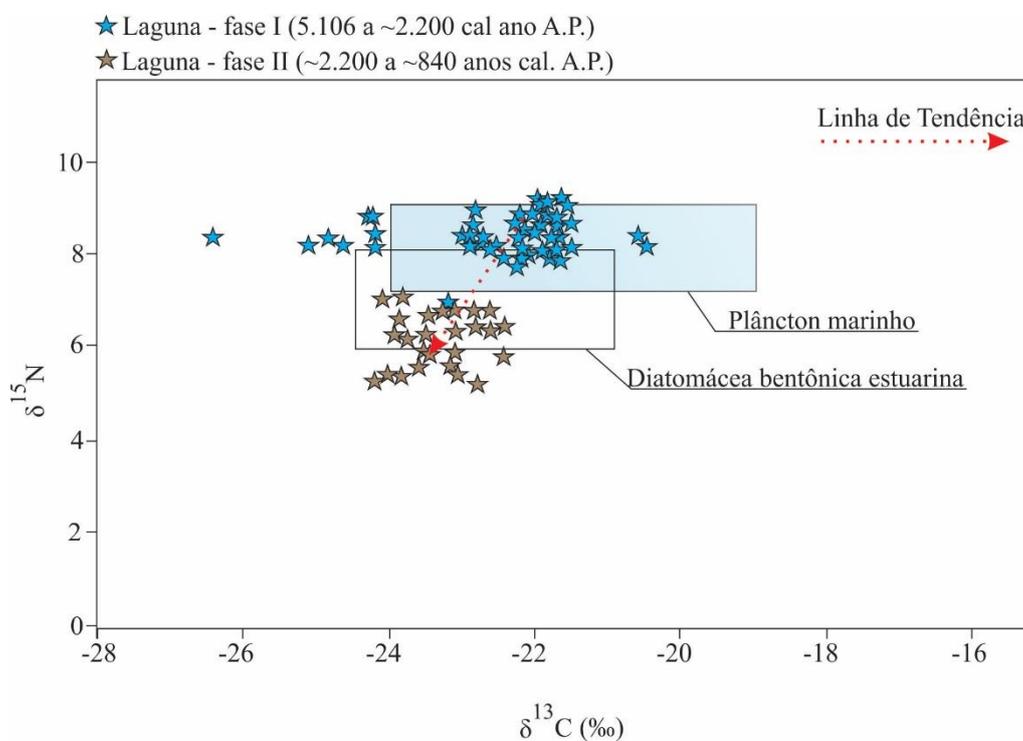


Figura 58. Diagrama binário ilustrando a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ do testemunho RP-01 e seus padrões de origem de matéria orgânica sedimentar. Interpretação baseada em dados apresentados nos trabalhos de Cloern *et al.* (2002) e Ogrinc *et al.* (2005).

O testemunho RP-01 apresentou um discreto aumento nos percentuais de grãos de pólen de ervas com oscilações entre ~30 e 70%, e oscilações entre 10 e 50% no percentual polínico de árvores/arbustos com um leve decréscimo no geral comparado com a fase anterior (Laguna

– fase I), enquanto o RP-02 revelou uma oscilação nos percentuais de ervas entre 5 e 60%, e uma oscilação nos percentuais de árvores e arbustos entre 15 e 35%.

5.4.2.2 Planície de maré com influência terrestre (~840 anos cal. A.P. até o presente)

Nos últimos ~840 anos cal. A.P. foi desenvolvida uma planície de maré (Associação de fácies B) no local do RP-02, com acamamentos heterolíticos *wavy* bem desenvolvidos seguido de um acamamento lenticular no topo, indicando assim uma diminuição nos regimes de energia do fluxo hidrodinâmico na área. Os valores de TOC, TN e C/N aumentaram de 2 para 9%, de 0,05 para 0,45% e de 10 para 35, respectivamente. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ diminuíram de -22 para -26‰ (Figura 47). Estes dados indicam uma mudança da influência aquática estuarina para uma maior influência de material de origem terrestre de plantas do tipo C3 (Figura 57-B).

Durante o período de desenvolvimento dessa planície de maré não foram encontrados grãos de pólen de manguezal. De acordo com o conteúdo polínico preservado nesses sedimentos lamosos, existia somente uma planície de maré colonizada por ervas e samambaias típica dos pântanos salgados existentes ainda nos dias atuais. Portanto, de acordo com as sequências estratigráficas estudadas, uma planície de maré apropriada para o desenvolvimento de manguezais tem permanecido estável na área de estudo ao longo dos últimos ~840 anos cal. A.P. (Figura 47). A ausência de grãos de pólen de manguezal nos testemunhos sugere que as árvores de *Laguncularia* e *Avicennia* apareceram pela primeira vez na planície de maré nas últimas décadas. Isto pode indicar condições físicas e químicas adequadas para o estabelecimento de manguezais (salinidade ~17‰ e temperatura da água ~26°C, medidos durante o trabalho de campo) provavelmente foram alcançadas somente nas últimas décadas.

5.4.3 Relação entre clima e manguezal

Uma imagem de satélite captada em 2003 revelou a presença de um bosque homogêneo de *Laguncularia*, com poucos indivíduos de *Avicennia* na área de estudo. Isso sugere uma sucessão no estabelecimento dos tipos de manguezal, com colonização inicial de árvores de *Laguncularia*, seguido de *Avicennia*. É importante ressaltar que a área de estudo não possui árvores de *Rhizophora*. Tal sucessão (*Laguncularia/Avicennia*) pode ser resposta a um aumento nas temperaturas mínimas de inverno e/ou resultado de uma elevação do substrato em função da acreção natural de sedimentos lamosos gerados pela pioneira *Laguncularia*. Esta elevação, juntamente com a baixa variação da maré (<0,6 m), pode ter causado um aumento na exposição

a evaporação, resultando em um aumento na salinidade da água intersticial dos sedimentos da planície de maré anteriormente colonizada por *Laguncularia*. Árvores de *Avicennia* possuem uma maior tolerância a elevadas salinidades quando comparadas às árvores de *Laguncularia*. Dessa forma, o predomínio do gênero *Laguncularia* na área pode estar relacionado a baixa topografia das planícies de maré.

No sul de Santa Catarina, as taxas de precipitação vêm aumentando nas últimas seis décadas (~20%) (IPCC 2014). Um aumento na precipitação pode causar um aumento no volume de descarga fluvial, contribuindo para a diminuição da influência estuarina, o que pode estar alterando a estrutura dos bosques de manguezais em favor dos gêneros adaptados às baixas salinidades nas planícies de maré. Isso pode ser a causa do predomínio de *Laguncularia* em detrimento às árvores de *Avicennia* no limite austral dos manguezais sul americanos.

Além da questão topográfica e salinidade do estuário, outros fatores podem restringir a distribuição dos manguezais, tais como correntes frias em latitudes mais elevadas. Estas correntes de águas frias, mais intensificadas durante o outono e inverno (ex. Corrente das Malvinas) assim como as ressurgências de águas profundas durante o verão, podem inviabilizar a germinação de propágulos de *Avicennia* (não germinam em $T < 20^{\circ}\text{C}$), enquanto a *Laguncularia* suporta temperaturas da superfície do mar entre 15 a 10°C , portanto, este gênero possui o propágulo mais resistente a água fria (Oliveira 2005). Isto pode também favorecer o predomínio de *Laguncularia* na área. Estas correntes, portanto, além de produzir condições climáticas desfavoráveis para o estabelecimento de manguezais (Chapman 1975, Oliveira 2005), a sua direção para o norte na maior parte do ano (Siegle & Asp 2007) também limita a dispersão de propágulos para latitudes mais ao sul. No entanto, em um cenário de mudanças climáticas, a Corrente do Brasil, caracterizada por águas mornas em direção ao sul, pode ser intensificada, e conseqüentemente, aumentar a probabilidade de transporte e germinação de propágulos de manguezais em direção ao sul. Um estudo realizado por Semeniuk *et al.* (2000) revelou que as mudanças climáticas no Holoceno tardio do oeste australiano intensificaram uma corrente de águas mornas em direção ao sul, a qual permitiu a colonização de latitudes mais elevadas por espécies de manguezais que colonizavam anteriormente planícies de maré mais ao norte do litoral australiano.

Em ecossistemas de manguezais com condições climáticas favoráveis para o estabelecimento de árvores de *Laguncularia*, *Avicennia* e *Rhizophora*, normalmente ocorre uma sucessão natural iniciada com uma vegetação herbácea, como a *Spartina*, atuando como um

potencial estabilizador inicial, reduzindo a erosão e preparando um substrato favorável para a ocupação de *Laguncularia* (Tomlinson 1986). A análise espaço-temporal indicou um aumento significativo de *Spartina* no sudeste da área de estudo (Figura 45), provavelmente, como consequência da emersão de substrato arenoso em meados de 2013. Esse gênero herbáceo é típico de pântanos salgados de altas latitudes, os quais suportam baixas temperaturas e geadas. A *Spartina* atua como estabilizadora do substrato, diminuindo o fluxo hidrodinâmico e favorecendo a deposição de sedimentos lamosos, propícios para uma posterior colonização por *Laguncularia* (Tomlinson 1986). Na figura 45 é possível observar que algumas áreas anteriormente colonizadas por *Spartina* foram substituídas por *Laguncularia*. Em condições climáticas favoráveis, a *Laguncularia* criaria condições hidrodinâmicas favoráveis para acúmulo de lama e a colonização de *Rhizophora* ocorreria, a qual favorece o acúmulo vertical de sedimentos, e conseqüentemente a colonização por *Avicennia*. No entanto, o que ocorreu posteriormente foi a colonização somente por *Avicennia*, indicando um provável fator climático (temperatura) limitante para a colonização por *Rhizophora*.

As temperaturas mínimas globalmente estão aumentando ao dobro da taxa de temperaturas máximas (Walther *et al.* 2002). Em climas temperados, o aumento da temperatura e a diminuição da intensidade e frequência das geadas provavelmente causam transições na distribuição de plantas superiores sensíveis à temperatura (Bakkenes *et al.* 2002, Loarie *et al.* 2008). Os efeitos do aquecimento na distribuição de manguezais têm sido propostos (Coldren & Proffitt 2017, Osland *et al.* 2016, Perry & Mendelsohn 2009, Quisthoudt *et al.* 2012), e uma expansão de manguezais para latitudes ao sul do Brasil principalmente durante as últimas décadas devem estar ocorrendo devido à diminuição da frequência de eventos de baixa temperatura (Soares *et al.* 2012).

A Estação Meteorológica de Paranaguá (25,53°S e 48,51°O, 4,50 m de altitude), a 70 km da Baía da Babitonga - norte de Santa Catarina, apresentou, entre os anos de 1961 a 2017, uma média de temperatura máxima de 26,09°C ± 3,04 e média mínima de 18,06°C ± 3,15, com amplitude média em torno de 7,97°C ± 1,92 nas últimas cinco décadas. Em comparação com registros anteriores, observou-se que as médias de temperaturas máximas diminuíram, as mínimas aumentaram e a amplitude diminuiu (França *et al.* 2018).

A Estação Meteorológica de Urussanga (28,53°S e 49,31°O, 41 m de altitude), a 54 km de Laguna - sul de Santa Catarina, apresentou, entre os anos de 1961 a 2017, um aumento na média mínima de inverno de 9,2°C para 11°C, uma diminuição na média de temperatura máxima

durante o verão de 30,50°C para 30°C, um aumento na temperatura média anual de 20,1°C para 20,7°C e a amplitude média anual diminuiu de 13,1°C para 10,5°C, nas últimas cinco décadas (Figura 60). Provavelmente, tais tendências foram determinantes para a expansão dos manguezais rumo ao sul do Brasil, uma vez que esse ecossistema tem um melhor desenvolvimento em regiões com temperaturas médias acima de 20°C e amplitude térmica anual menor que 5°C (Chapman 1975, Tomlinson 1986).

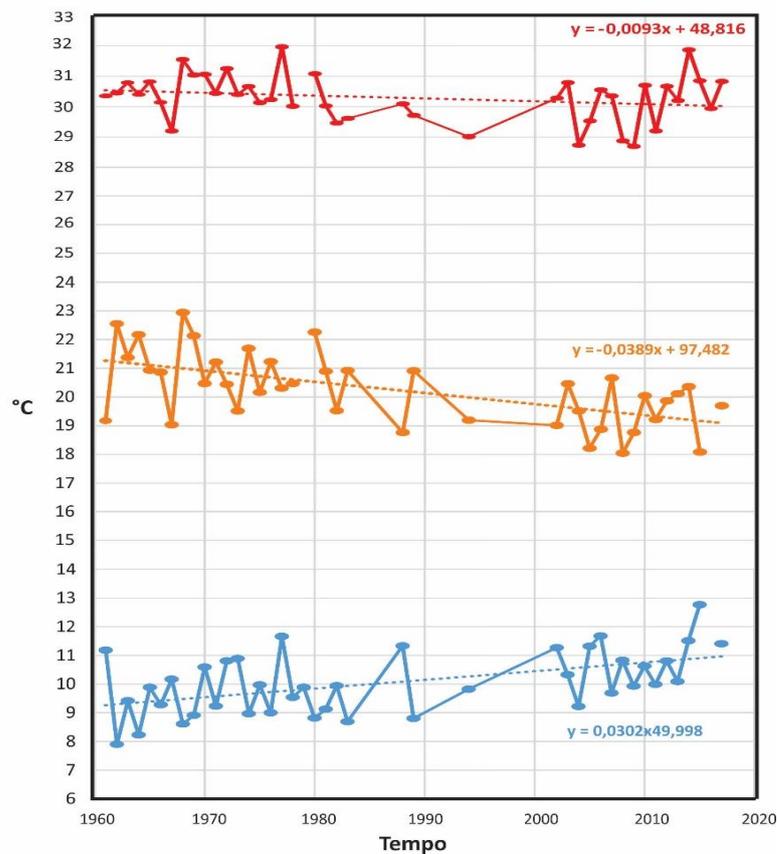


Figura 59. Gráficos de dispersão obtidos da Estação Meteorológica de Urussanga, a 57 km de Laguna-SC, durante o período de 1961 a 2017. Média de temperaturas máximas durante o verão (em vermelho), Média da amplitude térmica anual (em laranja) e Média de temperaturas mínimas durante o inverno (em azul).

Dentre os três principais gêneros de árvores de manguezal, a *Rhizophora* possui a menor tolerância às baixas temperaturas (Quisthoudt *et al.* 2012 – Figura 60-B). Considerando o início do estabelecimento dos manguezais na Baía de Babitonga em uma planície de maré por volta de 1.500 anos cal. A.P., com uma sucessão caracterizada por *Laguncularia/Avicennia/Rhizophora*, onde os grãos de pólen de *Rhizophora* surgiram somente

nos últimos 600 anos, provavelmente tal sucessão deve ocorrer também em Laguna (sul de Santa Catarina). Portanto, o estabelecimento da *Laguncularia* e *Avicennia* em Laguna deve ser seguido pelo surgimento de árvores de *Rhizophora*, como consequência de uma tendência de aumento nas temperaturas mínimas de inverno das últimas décadas (Figura 59), compatíveis com uma migração dos manguezais para as latitudes mais temperadas. De acordo com essa hipótese e considerando os gradientes de temperatura ao longo das latitudes, quanto mais ao sul da costa brasileira, mais novo será o estabelecimento de manguezais.

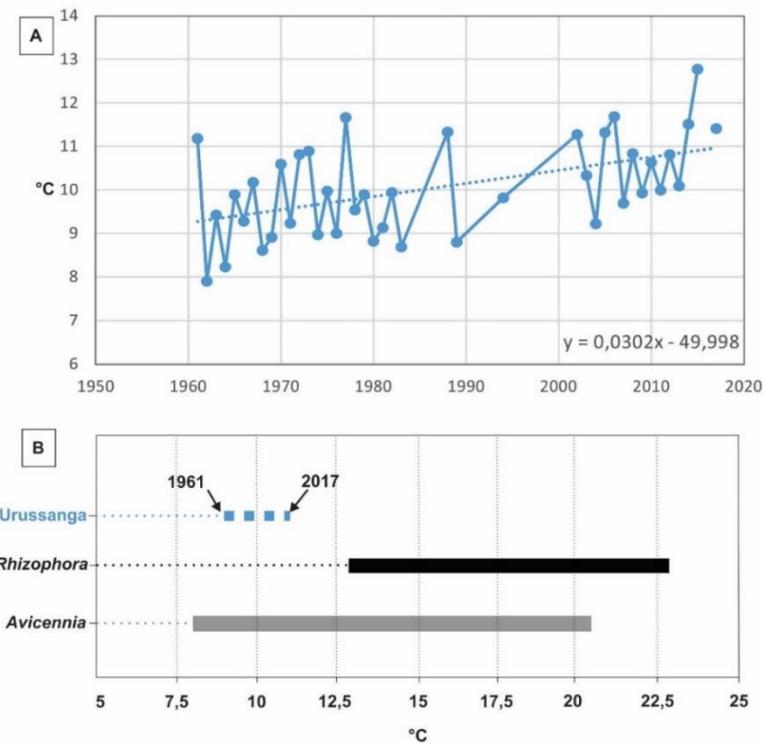


Figura 60. A) Médias de temperatura mínima de inverno (1961–2017) registradas na Estação Meteorológica de Urussanga, à 54 km de Laguna-SC. Pontilhado em azul, linha de tendência do aumento das temperaturas médias mínimas. B) Intervalo da média de temperaturas mínimas nos meses de inverno encontrado para os gêneros *Avicennia* (mais resistente ao frio) e *Rhizophora* (menos resistente ao frio) em todo o mundo (modificado de Quisthoudt *et al.* 2012). Em azul pontilhado está demonstrado a linha de tendência do aumento da média mínima de temperatura nos meses de inverno registrados na Estação Meteorológica de Urussanga.

Tais dados abrem uma importante questão quanto a essa tendência de migração dos manguezais para o sul do Brasil: 1) Esse processo de aquecimento seria natural, resultado de uma tendência de aumento nas temperaturas desde o Holoceno médio/tardio? 2) O limite natural

dos manguezais, desde a estabilização das temperaturas no Holoceno tardio, seria na latitude de Florianópolis (Oliveira & Tognella 2014), e a presença dos manguezais na latitude de Laguna seria causado exclusivamente pelo recente aquecimento global? 3) Haveria uma tendência natural de aquecimento desde o Holoceno médio/tardio intensificado pelas recentes emissões de CO₂ antropogênico para a atmosfera?

CAPÍTULO 6 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS DAS REGIÕES NORDESTE E SUL DO BRASIL

6.1 ATUAÇÃO DAS FORÇANTES EM CADA REGIÃO DO BRASIL DURANTE O HOLOCENO

Considerando as condições climáticas e de nível do mar, o Holoceno pode ser dividido em duas fases: Holoceno inicial/médio e Holoceno médio/tardio. A primeira fase é caracterizada por uma subida, seguida da segunda fase com descida do nível do mar (Angulo *et al.* 2006), assim como um período predominantemente mais seco sucedido por um mais úmido (Behling 1996, Behling & Hooghiemstra 1998, Fritz *et al.* 2001, Lamy *et al.* 2001, Ledru *et al.* 2007, Pessenda *et al.* 2009, Wanner *et al.* 2008). Estes eventos, por serem originados de forças externas ao sistema deposicional costeiro, são chamados de Processos Alogênicos. Estas mudanças geram, principalmente, alterações na salinidade da água, temperatura do ar, e aporte sedimentar para os sistemas deposicionais costeiros. Tais alterações tem potencial para controlar a dinâmica dos manguezais. Por outro lado, eventos intrínsecos aos processos deposicionais, por exemplo, migração de canais, abandono e reativação de canais também podem afetar o estabelecimento, expansão e retração de manguezais. Esses mecanismos são conhecidos como Processos Autogênicos. Portanto, no intuito de discriminar causas alogênicas das autogênicas na dinâmica dos manguezais, se faz necessário comparar a evolução dos manguezais durante o Holoceno em litorais com diferentes características geomorfológicas, oceanográficas e climáticas.

6.1.1 Natal-RN: Manguezais estuarinos sob influência do aumento do nível do mar (Processo Alogênico) e migração de canais de maré (Processo Autogênico)

No litoral oriental do estado do Rio Grande do Norte, o NRM pós-glacial subiu até o nível atual por volta de 7.000 anos cal. A.P., e desde então permaneceu estável, com possíveis pequenas oscilações, porém, não o suficiente para alterar significativamente a atual posição dos manguezais na linha de costa, que se desenvolve dentro do intervalo de variação da maré moderna desde a sua implantação (Figura 51). Portanto o estabelecimento dos manguezais na atual linha de costa foi resultado de uma força alogênica.

A presença constante dos manguezais desde o desenvolvimento das planícies de maré sugere que a descarga fluvial, influenciada pela precipitação, não alterou significativamente o gradiente de salinidade da região desde então. A temperatura foi outra força alogênica que não

causou influência na distribuição dos manguezais em Natal durante o Holoceno, pelo fato destes manguezais estarem em uma zona tropical.

No entanto, as associações de fácies ao longo dos testemunhos analisados permitiram inferir importantes alterações na distribuição dos manguezais causadas pela migração lateral de canais de maré desde sua implantação no estuário do Rio Ceará-Mirim. Portanto, a dinâmica destes manguezais, após seu estabelecimento durante o Holoceno, foi conduzida por processos autogênicos.

6.1.2 Prado-BA: Manguezais estuarinos sob influência das mudanças no nível do mar e taxas de precipitação (Processos Alogênicos), e em menor escala, dinâmica de canais (Processos Autogênicos)

A subida do NRM pós-glacial até meados do Holoceno causou afogamento de vales fluviais, tais como o do Rio Jucuruçu, que desenvolveu um estuário sob influência da maré salina até ~40 km distante da atual linha de costa. Provavelmente, essa incursão marinha foi favorecida por uma menor descarga fluvial causada por uma relativamente menor precipitação. Isto permitiu a substituição das planícies de inundação fluvial por planícies de maré colonizadas por manguezais por volta de 7.400 anos cal. A.P., permanecendo até ~4.430 anos cal. A.P. dentro do vale fluvial. A descida do nível do mar associado a um aumento na descarga fluvial durante o Holoceno médio/tardio causou uma migração das condições estuarinas e consequentemente dos manguezais para a foz do Rio Jucuruçu. Ambos fatores atuaram juntos na migração dos manguezais para topografias mais baixas, acompanhando a progradação da linha de costa. Dessa forma, fatores alogênicos atuaram fortemente no controle da distribuição dos manguezais ao longo do vale do Rio Jucuruçu durante o Holoceno.

No entanto, Moraes *et al.* (2017) identificou uma dinâmica dos manguezais nos últimos ~700 anos associada ao desenvolvimento de canais e planícies de maré, os quais representam processos autogênicos. Portanto, uma mudança na escala de tempo do Holoceno para os últimos séculos causou um enfraquecimento da influência dos fatores alogênicos na dinâmica dos manguezais, e ressaltou a influência das forças autogênicas. Deve ser ressaltado também que a análise desta escala de tempo deve ser correlacionada com a dimensão do ambiente deposicional, uma vez que, quanto maior o sistema deposicional analisado, mais forte será a influência de processos autogênicos nas sequências estratigráficas durante uma escala de tempo maior.

6.1.3 São Francisco do Sul-SC: Manguezais estuarinos sob influência das mudanças no nível do mar e temperatura (Processos Alogênicos)

No Holoceno médio o NRM atingiu valores máximos próximos a 2,1 m acima do nível atual na região sul do Brasil, seguido de uma descida ao longo do Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006). Esta elevação acima do nível atual inundou a costa, afogou vales e formou estuários e lagunas durante o Holoceno inicial/médio. Na região de São Francisco do Sul, foi registrado grãos de pólen de *Laguncularia* desde pelo menos 1.700 anos cal. A.P. em sedimentos provenientes de um canal estuarino. No entanto, o desenvolvimento de uma planície de maré com manguezal foi registrado em torno de 1.450 anos cal. A.P., onde atualmente se desenvolve uma Floresta Ombrófila Densa (SF10), posicionada 2,1 m acima do atual NMM. Esse local está situado na porção mais elevada do transecto analisado (Figuras 7 e 55). Por volta de 1.300 anos cal. A.P. o manguezal neste setor foi substituído pela planície herbácea, e em torno de 650 anos cal. A.P. a planície herbácea foi substituída pela Floresta Ombrófila Densa, permanecendo até os dias atuais. No setor de planície herbácea (SF09), uma planície de maré colonizada por manguezal foi estabelecida em torno de 1.300 anos cal. A.P., e em aproximadamente 500 anos cal. A.P. o manguezal foi substituído pela planície herbácea. Essa sucessão manguezais/ervas/Floresta Ombrófila densa nos setores mais elevados do transecto indica uma descida do NRM durante o Holoceno tardio. Deve ser ressaltado que o manguezal instalado na planície de maré por volta de 1.450 anos cal. A.P. era composto basicamente por *Laguncularia*, e estava ocupando planícies de maré do setor mais elevado do transecto. Logo em seguida foi registrada a implantação das árvores de *Avicennia*, e por último, em torno de 600 anos cal. A.P. foi registrada a implantação das árvores de *Rhizophora* na área de estudo. Por tratar-se de um gênero (*Rhizophora*) pouco tolerante a baixas temperaturas, provavelmente a instalação e essa sucessão do estabelecimento de tipos de manguezal na área se deu em função do aumento de temperaturas mínimas de inverno. Portanto, os manguezais dessa área foram predominantemente controlados por fatores alogênicos.

6.1.4 Laguna-SC: Manguezais de lagunas sob influência de oscilações do nível do mar, aumento da temperatura e precipitação (Processos Alogênicos).

Durante o nível de mar máximo do Holoceno médio na região de Laguna-SC (2,1 m acima do atual - Angulo *et al.* (1999)), a Laguna de São Antônio foi isolada parcialmente em função do desenvolvimento de uma barreira arenosa, enquanto vales fluviais pleistocênicos e terraços marinhos foram afogados (Giannini 2002). Feições sedimentares, dados isotópicos e

polínicos registrados nos testemunhos amostrados nesta laguna evidenciaram as oscilações do nível do mar do Holoceno com presenças de planícies de maré ocupadas exclusivamente por marisma. A ausência de manguezais durante o Holoceno e seu surgimento somente no Antropoceno (>1950 A.D.) sugerem que o recente estabelecimento dos manguezais de Laguna-SC pode ser um reflexo do aumento nas temperaturas mínimas de inverno.

As planícies de maré estabelecidas desde ~840 anos cal AP eram exclusivamente ocupadas por vegetação herbácea e algumas samambaias, características de marismas. Este tipo de vegetação consegue suportar geadas, diferentemente dos manguezais, que necessitam de temperaturas mais elevadas. Nas últimas cinco décadas, a temperatura média mínima de inverno aumentou cerca de 2°C (Figura 59), o que é condizente com o trabalho de Marengo e Camargo (2008). Eles também registraram aumentos na frequência de dias quentes de inverno. Provavelmente, tal tendência deve estar causando uma migração dos manguezais de latitudes tropicais para zonas mais temperadas seguindo um gradiente de temperatura. A sucessão vertical *Laguncularia/Avicennia/Rhizophora*, registrado nos testemunhos amostrados em São Francisco do Sul-SC, também está evidenciada horizontalmente ao longo da costa de Santa Catarina, com predomínio de *Laguncularia* no sul do estado e uma transição *Laguncularia/Avicennia* em planícies de maré entre São Francisco do Sul e Laguna.

Em Laguna, o gênero que predomina no manguezal é a *Laguncularia*, o que não é esperado nos limites latitudinais de distribuição dos manguezais. Provavelmente as baixas temperatura da água oceânica podem estar atuando como um fator limitante para a implantação das árvores de *Avicennia* na área, já que seus propágulos tem a capacidade de germinação diminuída em águas frias (<20°C) (Oliveira 2005). Portanto, sua implantação deve ocorrer somente em períodos de águas mais quentes, como no verão. Um outro fator que deve estar controlando o predomínio de *Laguncularia* na área é a salinidade. Em função da planície de maré estar em processo de emersão, a mesma está constantemente sendo invadida pelas águas da maré, diluindo assim o sal presente no substrato. Adicionalmente, a taxa de precipitação na região tem aumentado nas últimas décadas, o que altera a salinidade das águas estuarinas. Dessa forma, as árvores de *Avicennia*, mais tolerantes ao frio e altas salinidades, estão colonizando as topografias mais altas, e, portanto, mais salinas da planície de maré. Imagens de drone revelam uma recente (<15 anos) expansão de *Avicennia* em Laguna (Figura 45), possivelmente em consequência da acreção vertical do substrato da planície de maré.

Em suma, o processo de migração dos manguezais para latitudes mais temperadas está sendo conduzido pelos aumentos nas temperaturas, enquanto a predominância do gênero

Laguncularia na planície de maré pode estar relacionada a baixa taxa de germinação dos propágulos de *Avicennia*, em baixas temperaturas das águas oceânicas no outono/inverno, assim como estar relacionada a uma baixa salinidade, consequência de altas taxas de precipitação e a um aumento na frequência de inundação da maré, que pode estar associado a um aumento do nível do mar, representando assim mecanismos alogênicos.

Um resumo da atuação das forçantes que controlaram a dinâmica dos manguezais tropicais e subtropicais analisados durante o Holoceno foi proposto na figura 61.

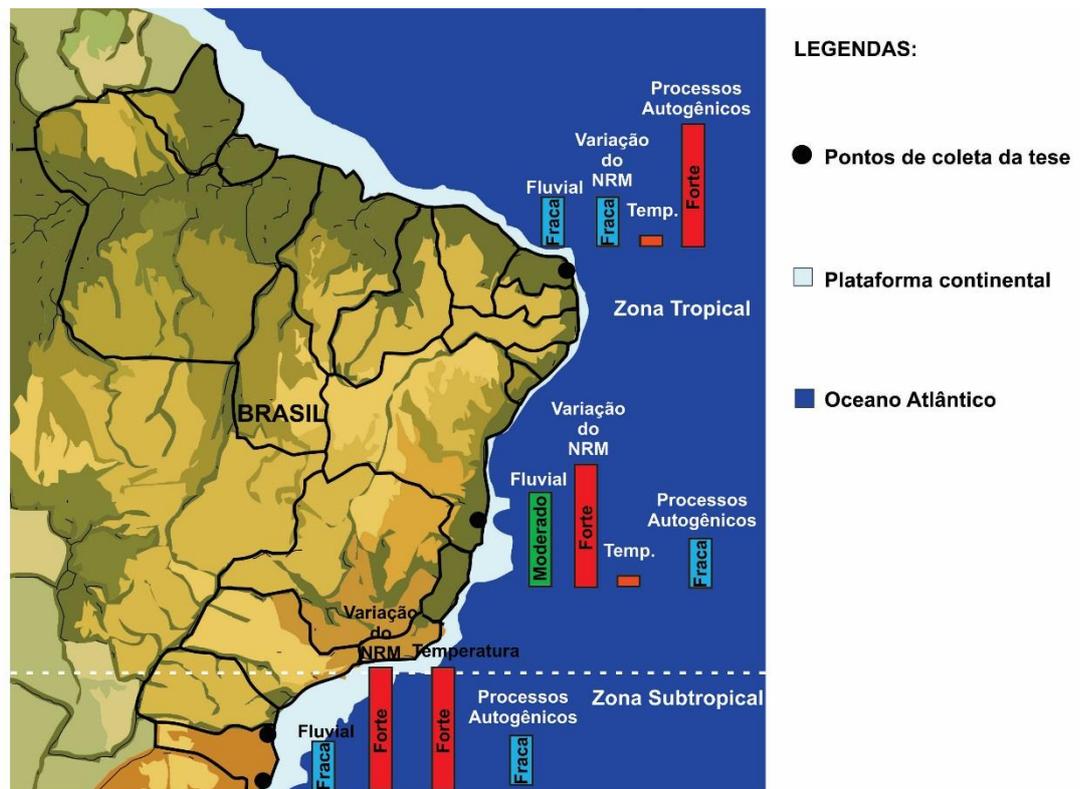


Figura 61– Escalas de influência dos processos alogênicos e autogênicos na dinâmica dos manguezais tropicais e subtropicais durante o Holoceno.

6.2. CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E NÍVEL DO MAR ATÉ O FINAL DO SÉCULO 21 E POSSÍVEIS MODIFICAÇÕES NA DISTRIBUIÇÃO DE MANGUEZAIS

A subida do nível do mar global tem acelerado nas últimas décadas (Nerem *et al.* 2018). O aumento do degelo na Groenlândia e Antártida e a expansão térmica dos oceanos têm o potencial de duplicar a elevação total do nível do mar projetada até 2100. A taxa de elevação do nível do mar subiu de 2,5 mm/ano na década de 90 para 3,4 mm/ano na última década. A

elevação do nível do mar global, entre 65 e 98 cm projetada para o final do século 21 (Church *et al.* 2013, Nerem *et al.* 2018), deve causar uma migração de manguezais para planícies costeiras topograficamente mais altas (Cohen *et al.* 2009, 2018, Cohen & Lara 2003). Essas taxas de aumento de nível do mar podem ser uma projeção conservadora, pois dependem das emissões de CO₂ (Church *et al.* 2013).

À medida que o nível do mar aumenta, os manguezais podem permanecer no litoral atual, pois, dependendo das taxas de subida do nível do mar, os manguezais na foz dos rios, estuários e baías podem acompanhar esses aumentos (Cahoon *et al.* 2006), uma vez que o acúmulo de sedimentos aumenta com a maior variação da maré, e esta aumenta no interior dos embaiamentos costeiros (Bhattacharya 2006, French & Stoddart 1992, Furukawa & Wolanski 1996). No entanto, provavelmente, os manguezais não persistirão se a taxa de elevação do nível do mar atingir velocidades maiores que 5 mm/ano (McKee *et al.* 2007). Assim, a taxa de acreção vertical de sedimentos dos manguezais não conseguirá acompanhar o cenário de aumento do nível do mar em várias regiões do mundo (98 cm até 2100 - IPCC 2014, Sasmito *et al.* 2015). Nesse caso, os manguezais serão afogados perto da costa. Parte da perda de área de manguezal na costa pode ser compensada pelo estabelecimento de novas áreas de mangue em planícies de maré topograficamente mais altas dentro de vales fluviais, canais de maré, baías e estuários. Neste caso, a vegetação herbácea em planícies de inundação contribui para estabilizar o substrato, e seguindo uma sucessão de árvores de manguezais, geralmente começando com o estabelecimento de *Laguncularia*, que cria as condições hidrodinâmicas para o acúmulo de lama e posteriormente a colonização de *Rhizophora*, favorecendo o acúmulo vertical de sedimentos. Finalmente, as árvores de *Avicennia* ocorrem quando e se os sedimentos já emergiram o suficiente para criar condições de baixa frequência de inundação de maré e salinidade de água do mar relativamente alta (Tomlinsom 1986).

Estudos demonstram que a temperatura pode atuar como um fator limitante para o desenvolvimento e distribuição dos manguezais em latitudes subtropicais (Alongi 2002, Duke *et al.* 1998, Ellison 2000, Tomlinsom 1986; Woodroffe & Grindrod 1991). A principal explicação para essa limitação está relacionada à baixa tolerância da vegetação de manguezais às baixas temperaturas e eventos de geadas (Ellis *et al.* 2006, Krauss *et al.* 2008, Stuart *et al.* 2007, Tomlinsom 1986). Globalmente, a temperatura média vem aumentando ($\pm 1^\circ\text{C}$ acima do período pré-industrial (Climate Analytics 2015)). Portanto, em resposta a um aquecimento global, espera-se que os manguezais migrem para latitudes mais temperadas, substituindo os

marismas (Burns & Ogden 1985, Ellison 2000, Field 1995, Gilman *et al.* 2008, Morrissey *et al.* 2007, Perry & Mendelsohn 2009, Woodroffe & Grindrod 1991).

Globalmente, a precipitação sobre o continente aumentou cerca de 2% desde o início do século 20, no entanto, esse aumento não foi espacial nem temporalmente uniforme (Houghton *et al.* 2001). Espera-se que mudanças nos padrões de precipitação afetem o crescimento e a distribuição espacial dos manguezais (Ellison 2000, Field 1995, Gilman *et al.* 2008). Uma maior precipitação e escoamento resultaria em salinidade reduzida, menor exposição a sulfatos e aumento do fornecimento de sedimentos e nutrientes nas áreas costeiras. Esses fatores podem levar a aumentos na diversidade, taxas de crescimento e produtividade nas florestas de mangue, além de manter as elevações de sedimentos aumentando a produção de turfa (Ellison 2000, Gilman *et al.* 2007, Snedaker 1995). Uma menor precipitação aumenta a salinidade, o que diminui a produtividade, a diversidade, o crescimento e a sobrevivência dos brotos, alterando a competição entre as espécies de mangue. Esse processo pode resultar em reduções na área de mangue com possíveis aumentos na extensão dos marismas (Gilman *et al.* 2008, Lovelock & Ellison 2007).

Projeções dos impactos do aumento do NRM moderno nos manguezais exigem um modelo que considere diversas variáveis biológicas, químicas e físicas para serem realistas. Provavelmente, a evidência mais valiosa para apoiar tais projeções vem da reconstituição da história do manguezal sob as flutuações passadas do NRM e mudanças climáticas. Então, considerando a resposta dos manguezais às elevações do NRM e as mudanças climáticas em uma escala centenária-milenar, é razoável propor que esta floresta apresente reações similares dependendo das taxas de aumento do nível do mar e tendência climática projetada até 2100. Dessa forma, para obter um modelo confiável do destino dos manguezais tropicais ao longo dos rios Ceará Mirim-RN e Jucuruçu-BA, e subtropicais, nos estuários da Baía de Babitonga-SC e Laguna-SC, este trabalho utilizou uma combinação de modelos de dados de superfície, associado a mapas geomorfológicos/vegetação com análise *multi-proxy* ao longo de perfis estratigráficos analisados nesta tese. Isto permitiu detalhar a dinâmica dos manguezais em uma escala horizontal e vertical, sob as mudanças climáticas e do NRM, assim como possíveis processos autogênicos (ex. migração de canais) durante o Holoceno. Então, considerando estas dinâmicas foi possível propor cenários futuros de desenvolvimento dos manguezais para as áreas estudadas no presente trabalho baseado nas projeções de variações de precipitação, aumento de temperatura e de nível do mar até o final do século 21 (IPCC 2014).

6.2.1 Estuários tropicais: Rio Ceará Mirim-RN e Rio Jucuruçu-BA

Com relação às mudanças climáticas ocorridas nas últimas quatro décadas no estado do Rio Grande do Norte, as temperaturas médias aumentaram em $\sim 2^{\circ}\text{C}$ (Bernardino *et al.* 2015), e a precipitação média anual aumentou de 25 a 50 mm/ano entre 1951 e 2010 representando um aumento de 25% nas taxas de precipitação na região (INMET 2018). Um aumento na precipitação pode causar um aumento no volume de descarga fluvial do rio Ceará Mirim-RN, e conseqüentemente uma diminuição na influência estuarina. No entanto, em um contexto de subida do nível do mar, a interação destas forçantes determinará o gradiente de salinidade do estuário e se os manguezais migrarão a montante/jusante do Ceará Mirim ou se manterá em equilíbrio com a subida do nível do mar. Além disso, mudanças nos gradientes de salinidade ao longo de um estuário impõe mudanças na estrutura dos manguezais. Em um cenário de aumento na salinidade estuarina, os gêneros mais adaptados às salinidades maiores passariam a se tornar mais frequentes em relação aos menos tolerantes.

Com relação as mudanças climáticas observadas nas últimas 5 décadas no sul do estado da Bahia, a temperatura média apresentou um aumento em torno de 2°C e a precipitação diminuiu ~ 350 mm, representando uma redução de 30% neste período (Burney *et al.* 2014). Uma diminuição na precipitação deve causar uma redução no volume de descarga fluvial, contribuindo para a expansão da influência estuarina e migração de manguezais a montante em consequência do aumento do nível do mar. No entanto, é necessário avaliar estes dados juntamente com as previsões de mudanças climáticas e de nível do mar.

Segundo o relatório do IPCC (2014), a projeção para estas regiões será de aumento na temperatura entre 1°C (melhor cenário) e 4°C (pior cenário) até o final do século 21. Ainda segundo este relatório, poderá haver um decréscimo na precipitação de até 10%, em relação ao período de 1986 a 2005, na bacia de drenagem do Rio Ceará Mirim-RN e de até 20% no do Rio Jucuruçu-BA. O nível médio do mar pode alcançar até 0,7 m acima do atual (pior cenário) para ambas as regiões até o final do século 21 (Tabela 6). A interação destes fatores pode tornar os estuários mais salgados devido às temperaturas mais altas, descarga fluvial enfraquecida, e o nível do mar mais alto.

Tabela 6- Cenários projetados até o final do século 21 para cada região estudada referente a mudanças na temperatura, precipitação e nível médio do mar (NMM), sendo I o mais otimista, o III o mais pessimista, e o II um cenário intermediário. O (+) significa um aumento, e o (-) significa diminuição.

Cenários	Natal-RN	Prado-BA	São Francisco do Sul-SC	Laguna-SC
I	Temp.: +1°C Precip.: 0% NMM: +0,4 m	Temp.: +1°C Precip.: 0 - 10% NMM: +0,4 m	Temp.: +1°C Precip.: +0 - 10% NMM: +0,4 m	Temp.: +1°C Precip.: +0 - 10% NMM: +0,4 m
II	Temp.: +2°C Precip.: 0 - 10% NMM: +0,6 m	Temp.: +2°C Precip.: - 10% NMM: +0,6 m	Temp.: +2°C Precip.: + 10% NMM: +0,6 m	Temp.: +1,5°C Precip.: + 15% NMM: +0,6 m
III	Temp.: +3 - 4°C Precip.: - 10% NMM: +0,7 m	Temp.: +3 - 4°C Precip.: - 10 - 20% NMM: +0,7 m	Temp.: +3 - 4°C Precip.: + 10 - 20% NMM: +0,7 m	Temp.: +2 - 3°C Precip.: + 20 - 30% NMM: +0,7 m

Portanto, pelo menos três hipóteses para o final do século 21 podem ser propostas para os estuários dos rios Ceará-Mirim-RN e Jucuruçu-BA:

- 1) uma combinação de subida do NRM menor que 5 mm/ano com uma descarga fluvial igual a atual ao longo dos estuários estudados provavelmente permitiria que os manguezais acompanhassem o aumento do NRM através da acreção vertical de sedimentos ao longo das modernas posições de manguezal. Simultaneamente a influência estuarina aumentaria para a montante dos rios, favorecendo o estabelecimento de novos manguezais em antigas planícies de inundação fluvial. A relação entre o espaço de acomodação e a oferta de sedimentos é fundamental para avaliar se esses manguezais manterão passo com o aumento do nível do mar. Considerando um aumento do NRM no Holoceno inicial/médio de ~1,5 mm/ano registrada nos testemunhos coletados no vale do Rio Jucuruçu-BA, os registros de pólen indicaram que os manguezais estavam ocorrendo continuamente (7.400 – 4.400 anos cal. A.P.) entre as posições dos testemunhos PR08 e PR10 ao longo do vale (Figuras 4 e 53). Isto sugere que o suprimento de sedimentos do rio Jucuruçu permitiu que o substrato do mangue acompanhasse a subida do NRM. Segundo Spencer *et al.* (2016) as taxas de perda de áreas de pântanos salgados e manguezais são significativamente inferiores sob um cenário de relativamente pouca subida do nível do mar (0,4 m até 2100) com perdas inferiores a 46% de zonas costeiras pantanosas em todo o mundo até 2100.

- 2) subida do NRM a uma velocidade maior que 5 mm/ano associado a uma tendência relativamente menor de descarga fluvial ao longo do estuário do rio Ceará Mirim-RN e do vale do Rio Jucuruçu. A migração do mangue a montante dependerá da interação entre a diminuição da descarga fluvial e as taxas de subida do NRM que regulam os gradientes de salinidade da água ao longo do estuário e vale fluvial. Provavelmente, os efeitos do aumento rápido do NRM juntamente com a uma menor descarga fluvial aumentarão a salinidade da água estuarina, e dessa forma haverá uma substituição de vegetação de água doce por manguezal ao longo das atuais planícies de inundação, à medida que a salinidade da água aumenta a montante. Considerando um alto fornecimento de sedimentos lamosos para os sistemas costeiros, isto pode contribuir para que o substrato dos manguezais acompanhe o aumento do NRM, e isto pode mitigar os efeitos da perda de áreas de manguezais por afogamento e/ou erosão ao longo dos litorais atuais. No entanto, neste cenário, um baixo fornecimento de sedimentos lamosos pode provocar o afogamento dos manguezais nas atuais linhas de costa. Segundo Spencer *et al.* (2016) em um cenário de subida do nível do mar em 50 cm, as taxas de perda de áreas de pântanos salgados em todo o mundo estarão entre 46 e 59% até o final do século 21.
- 3) I. Ceará-Mirim-RN: em um cenário de aumento do NRM em 0,7 m acima do nível atual (pior cenário) até o final do século 21 associado ao aumento da variação da maré, tendência de diminuição da descarga fluvial e taxas de sedimentação entre 0,24 e 0,93 mm/ano, como encontrado nas planícies de maré ocupadas por mangue no estuário do Rio Ceará-Mirim em Natal-RN durante o Holoceno médio e tardio (Figuras 20 e 24), provavelmente o substrato do manguezal não se manterá em equilíbrio com a subida do NRM. Provavelmente, as planícies de maré topograficamente mais baixas ocupadas por manguezais serão afogadas na costa, enquanto que a planície costeira a montante do Ceará Mirim ocupada por vegetação de várzea, atualmente não influenciadas por águas estuarinas, serão parcialmente dominadas por manguezais até o final deste século, à medida que a salinidade das águas fluviais aumenta devido à incursão marinha a montante.
- II. Jucuruçu-BA: Em um cenário de subida do NRM em 70 cm (pior cenário) associado ao aumento da variação da maré, tendência de diminuição da descarga fluvial e taxas de sedimentação a montante entre 1,4 e 0,1 mm/ano, como encontrado nas planícies de inundação ocupadas por ervas no vale estudado durante o Holoceno médio e tardio

(Figura 53), a planície costeira ocupada por *Arecaceae* e ervas (1-5 m acima do nível médio do mar), atualmente não influenciadas por águas estuarinas, serão parcialmente dominadas por manguezais, à medida que a salinidade das águas estuarinas aumenta devido à incursão marinha a montante. As florestas de mangue poderiam migrar sobre mais de 13 km² das planícies costeiras e de inundação até o final deste século. Cidades próximas à foz dos rios, como Prado (Figura 4), devem ser parcialmente invadidas por manguezais. As planícies de inundação do setor PR-10, hoje dominadas por vegetação herbácea, poderiam ser recolonizadas por manguezais até o final do século 21. Em um cenário com uma rápida (≥ 5 mm/ano) e elevada (0,7 m) subida do NRM juntamente a uma tendência decrescente de descarga fluvial até o fim do século 21, é improvável que o fornecimento de sedimentos lamosos para esses sistemas costeiros possa manter a atual posição do mangue na foz dos rios Ceará Mirim-RN e Jucuruçu-BA, e os substratos do mangue podem ser afogados e/ou erodidos perto da costa. Segundo Spencer et al. (2016), sob o cenário de alta elevação do nível do mar (entre 50 e 110 cm até 2100) ocorrerá a perda de pântanos costeiros em todo o mundo entre 59 e 76% até o final deste século. Ainda nesse cenário, pode ocorrer uma migração dos manguezais para superfície topograficamente mais elevadas, atualmente dominadas por vegetação de várzea. Porém, tal projeção depende também da vazão dos rios. No entanto, modelos conceituais e dados empíricos mostram que regimes hidrológicos interagem de diferentes formas com as mudanças no nível do mar (Botter *et al.* 2013). Isso sugere que os impactos serão específicos para cada local e relacionados aos regimes de fluxo em cada estuário. Além disso, processos autogênicos podem também afetar a dinâmica dos manguezais, tornando a resposta dessas florestas às mudanças climáticas e aumento no nível do mar ainda mais específicas para cada setor da costa.

6.2.2 Estuários subtropicais: Baía de Babitonga - São Francisco do Sul/SC e Laguna de Santo Antônio – Laguna/SC

Com relação às mudanças climáticas no norte do estado de Santa Catarina, que afetam a descarga fluvial e os gradientes de salinidade estuarina, a Estação Meteorológica de Paranaguá, a 70 km da Baía de Babitonga, registrou um aumento das temperaturas médias em $\sim 1,5^{\circ}\text{C}$, entre os anos de 1961 a 2017 (França *et al.* 2018). A precipitação aumentou em média ~ 9 mm/ano no período 1981 – 2010 (INMET 2018). No sul de Santa Catarina, as temperaturas

mínimas no inverno aumentaram em média $\sim 2^{\circ}\text{C}$ (Estação Meteorológica de Urussanga, à 54 km de Laguna-SC), entre os anos de 1961 a 2017 (INMET 2018). A precipitação aumentou em média de 25 a 50 mm/ano no período 1951 – 2010, representando um aumento de 15 a 25% (IPCC 2014). Um aumento na precipitação pode causar um aumento no volume de descarga fluvial, contribuindo para a diminuição da influência estuarina e migração/substituição de manguezais por vegetação de várzea em planícies de maré, assim como um provável aporte sedimentar maior para as planícies de maré.

Segundo o relatório do IPCC (2014), a projeção para a região norte do estado de Santa Catarina será de aumento na temperatura em 1°C (melhor cenário) podendo chegar até 3 - 4°C até o final do século 21 (pior cenário), enquanto que para a região sul do estado o aumento de temperatura seria de 1°C no melhor cenário, e de até 3°C no pior cenário. Ainda segundo este relatório, haverá um aumento de até 20% na precipitação de chuvas (em relação ao período de 1986 a 2005) na região de São Francisco do Sul, e de até 30% para a região de Laguna, até o final do século (Tabela 6). Portanto, uma diminuição na salinidade do estuário poderá impor mudanças na estrutura dos manguezais nas regiões estudadas de Santa Catarina, onde tipos mais adaptados a salinidades menores passam a se tornar mais frequentes em relação aos tipos que são mais tolerantes a altos valores de salinidades. No entanto, este fator deve ser analisado juntamente com a subida do nível do mar, assim como a temperatura.

Portanto, pelo menos três hipóteses para o final do século 21 podem ser propostas para a Baía de Babitonga e Laguna de Santo Antônio (norte e sul de Santa Catarina, respectivamente):

- 1) Uma combinação de subida do NRM com velocidade menor que 5 mm/ano juntamente com uma descarga fluvial igual ou 10% maior que a atual ao longo de ambos os estuários, e um aumento de temperatura em $\sim 1^{\circ}\text{C}$, provavelmente permitiria que o substrato dos manguezais acompanhasse o aumento do NRM através da acreção vertical de sedimentos ao longo das modernas posições de mangue. Simultaneamente a salinidade da água estuarina diminuiria alterando a estrutura dos bosques em favor dos gêneros adaptados às baixas salinidades nas planícies de maré topograficamente mais elevadas. A tendência de aumento na precipitação deve estar causando uma diminuição na salinidade da água dos poros dos sedimentos do mangue. Isso pode ser a causa do predomínio de *Laguncularia* no limite austral dos manguezais sul americanos. Geralmente, os limites latitudinais sul e norte dos manguezais são dominados por *Avicennia*, que é o gênero mais tolerante às baixas temperaturas (Osland *et al.* 2015).

No caso de Laguna, a baixa salinidade da Laguna de Santo Antônio (10 – 20%) poderia estar favorecendo a expansão de *Laguncularia* em detrimento da *Avicennia*. Além disso, o aumento na temperatura favoreceria à expansão da *Avicennia* para zonas mais temperadas. Considerando o aumento do nível do mar, áreas atualmente não influenciadas pela maré (São Francisco do Sul, setor do testemunho SF09, e borda oeste da Laguna de Santo Antônio – atuais planícies herbáceas) poderiam ser invadidas por águas estuarinas, possivelmente substituindo parte da vegetação herbácea por manguezal.

- 2) Aumento do NRM a uma velocidade maior que 5 mm/ano associado a uma tendência maior de descarga fluvial ao longo dos estuários, e um aumento de 2°C na temperatura. A migração do manguezal para topografias mais elevadas dependerá da interação entre o aumento da descarga fluvial e as taxas de subida do NRM que regulam os gradientes de salinidade da água ao longo dos estuários, assim como as taxas de sedimentação na planície de maré. Se a componente fornecimento de sedimentos lamosos pelas descargas fluviais for mais fraca que o aumento do NRM, haverá um afogamento dos manguezais nos setores menos elevados das planícies de maré e uma substituição de parte da vegetação herbácea, topograficamente mais elevadas (setores SF09 – São Francisco do Sul – Figura 35, e borda oeste da Laguna de Santo Antônio – Laguna – Figura 44) por manguezal. No entanto, considerando um alto fornecimento de sedimentos lamosos para os sistemas costeiros, isto pode contribuir para que os substratos de manguezal mantenham passo com o aumento do NRM, o que pode mitigar os efeitos da perda de áreas de manguezais por afogamento e/ou erosão no litoral moderno. Ainda, o aumento da temperatura irá favorecer o melhor desenvolvimento das espécies de manguezal em estatura, germinação, produtividade e biomassa e sua expansão para o sul do Brasil.
- 3) Cenário de aumento do NRM em 0,70 m associado ao aumento da variação da maré, tendência de aumento da descarga fluvial, e aumento de temperatura entre 2-4°C. Considerando as taxas de sedimentação entre 0,91 e 1,62 mm/ano (São Francisco do Sul) e 0,37 mm/ano (Laguna), como encontrado nas planícies de maré durante o Holoceno tardio (Figuras 36, 42 e 47), provavelmente este aumento de NRM irá afogar os manguezais de topografias menos elevadas. Ainda, a influência estuarina aumentaria nos setores topograficamente mais elevados. Dessa forma, as planícies costeiras ocupadas por vegetação herbácea (~1,8 m acima do NMM, setor SF09), atualmente não influenciadas por águas estuarinas, seriam parcialmente dominadas por manguezais, à

medida que a variação da maré aumenta, atingindo esta planície anteriormente influenciada somente por águas fluviais. O contrário deste comportamento foi observado nos testemunhos SF09 e SF10 do transecto na Baía de Babitonga – São Francisco do Sul, onde em torno de 500 e 1.300 anos cal. A.P. respectivamente, em função da descida do NRM, a planície de maré dominada por manguezal nestes setores foram substituídas por planície herbácea, a qual permaneceu na área do SF09 até o presente momento (Figura 55). Da mesma forma, com uma alta subida do nível do mar, esta vegetação herbácea poderá migrar para topografias mais elevadas e ocupar a borda da atual Floresta Ombrófila Densa até o final deste século em São Francisco do Sul, enquanto que em Laguna, as ervas e Floresta Ombrófila Densa que bordeiam a Laguna de Santo Antônio em topografias mais baixas podem ser substituídas por manguezal. Deve ser ressaltado que este aumento de temperatura irá favorecer o melhor desenvolvimento das árvores de manguezal, assim como provavelmente permitirá a instalação do gênero *Rhizophora*, ainda inédito na região de Laguna-SC.

6.2.2.1 Efeito dos manguezais nas taxas de sedimentação

As planícies de maré possuem uma maior taxa de sedimentação quando estas são colonizadas por árvores de manguezal. As estruturas das raízes dos mangues possuem funções importantes, as quais incluem a contribuição para a elevação e estabilidade geomorfológica dos solos de manguezal através da retenção e junção dos sedimentos. Em um estudo realizado em solos de manguezais na Micronésia verificou-se a capacidade de retenção e elevação do substrato em diferentes tipos de manguezais. As raízes em forma de arco, à exemplo das encontradas em espécies do gênero *Rhizophora*, facilitaram a acreção vertical em média 30% mais que os pneumatóforos, tipo de raiz presente em *Avicennia* e *Laguncularia* (Krauss *et al.* 2003). No entanto, no mesmo estudo, as raízes do tipo pneumatóforos possuíam a maior capacidade de reter os sedimentos capturados ou ainda possuíam maior capacidade de retenção onde a sua densidade era maior (Bird 1986). Esta investigação demonstrou que as raízes da *Rhizophora* podem auxiliar no assentamento de sedimentos em suspensão de águas estuarinas, ainda que as estruturas das raízes não sejam tão bem-sucedidas quanto os pneumatóforos na manutenção da elevação de sedimentos. Assim, uma planície de maré com ambos os tipos de estruturas de raízes deverá ter maior capacidade de elevação e manutenção do substrato, possuindo assim um maior potencial de mitigação da erosão e afogamento dos manguezais num contexto de aumento do nível do mar.

Ainda, a relação entre o espaço de acomodação e a oferta de sedimentos é fundamental para avaliar se esses manguezais conseguirão manter passo sob esse cenário de elevação do nível do mar. Os registros de pólen indicaram que os manguezais estavam ocorrendo na Baía de Babitonga, continuamente desde pelo menos ~1.700 anos cal. A.P. até o presente (Figura 40). No entanto, sua distribuição mudou ao longo destes 1.700 anos cal. A.P., onde substratos com pólen de manguezal foram encontrados nos testemunhos desde topografias mais elevadas onde hoje se desenvolve uma Floresta Ombrófila Densa (2,1 m) e planície herbácea (1,8 m acima do atual NRM). Isso sugere que o manguezal desceu a planície costeira acompanhando a descida do NRM durante o Holoceno tardio. Em relação a Laguna, vale ressaltar que uma planície de maré foi estabelecida há pelo menos ~840 anos cal. A.P., sem manguezal. Provavelmente, a ausência do manguezal nos últimos 840 anos cal. A.P. se deve ao clima ainda não favorável para o estabelecimento e desenvolvimento dessas florestas. O registro polínico indica que a planície de maré era dominada por vegetação herbácea e samambaias, vegetação típica de pântanos salgados como marisma (erva) e o *Acrostichum*, que existem hoje na região. Portanto, na ausência das raízes dos manguezais durante o Holoceno tardio, as quais possuem uma alta capacidade de retenção e acreção vertical de sedimentos (Krauss *et al.* 2013), a taxa de sedimentação durante este período (0,37 mm/ano, RP02) não deve ser levada em consideração comparativamente a um cenário de aumento do NRM atual/futuro, pois o ganho de elevação do substrato nos manguezais pode exceder o ganho pelos marismas (Lovelock *et al.* 2011, Rogers *et al.* 2006).

As temperaturas pós revolução industrial têm aumentando vertiginosamente ($\pm 1^\circ\text{C}$, Climate Analytics 2015), superando os valores encontrados durante o Holoceno (Marcott *et al.* 2013). Provavelmente, induzido pelo recente aumento das temperaturas mínimas de inverno e diminuição de geadas, os manguezais conseguiram se instalar na região de Laguna-SC nas últimas décadas. Assim, a presença de árvores de *Laguncularia* e *Avicennia* nas planícies de maré da laguna, em um contexto de aumento na precipitação e subida de nível do mar, espera-se que as taxas de sedimentação até final do século 21 serão maiores que as observadas nos últimos ~840 anos cal. A.P. na planície de maré estudada. Dessa forma, o recente estabelecimento dos manguezais nesta planície de maré aumentará as taxas de sedimentação, conseqüentemente irá mitigar o afogamento e/ou erosão do substrato dos manguezais diante de uma rápida subida no nível do mar até o final do século 21. Vale ressaltar que as taxas de sedimentação serão ainda maiores se as árvores de *Rhizophora* se instalarem na região nas próximas décadas, como consequência do aumento da temperatura.

Além da temperatura, a invasão de manguezais e seu sucesso na permanência nas planícies anteriormente dominadas por marismas em latitudes subtropicais também está associada com níveis relativos do mar mais altos (Rogers *et al.* 2006). A precipitação também é um fator que influencia na expansão dos manguezais em detrimento de vegetação do tipo marisma. Estudos indicam que em períodos de maior precipitação, o manguezal teve uma alta taxa de expansão, enquanto os marismas declinaram (Ellinson 2000, Eslami-Andargoli *et al.* 2009, Field 1995). Isto pode ser observado na análise espaço-temporal em Laguna-SC, onde a área de manguezal se expandiu nos últimos 15 anos (Figura 45), período este que apresentou aumento nas taxas de precipitação de 15 a 25% (últimas seis décadas - IPCC 2014). Portanto, as flutuações na precipitação em escalas decadais também vão alterar a composição e estrutura da vegetação, afetando potencialmente as contribuições biológicas para a mudança na elevação do substrato, e conseqüentemente a mitigação dos efeitos da subida do nível do mar principalmente nos manguezais subtropicais.

6.2.3 Aquecimento no Antropoceno e o aumento do NMM

Previsões indicam um aumento na temperatura na faixa de 1 a 3,7°C até os anos de 2081 ou 2100 (Collins *et al.* 2013). Bernardino *et al.* (2015) mostraram dados das regiões costeiras brasileiras com maior frequência de anomalias positivas de temperatura. Os anos mais quentes foram mais frequentes e marcantes na região costeira brasileira, com picos anuais de 1,5°C acima da temperatura média. Marengo (2007) estimou um aumento médio de temperatura de 3 a 5,5°C no sul do Brasil até 2080 A.D., provavelmente em resposta ao aumento nas concentrações de gases do efeito de estufa. Portanto, seguindo esses dados climáticos e a análise espaço-temporal acreditamos que os manguezais devem se expandir para limites mais temperados da costa brasileira. Provavelmente, os manguezais substituirão a vegetação herbácea dos pântanos salgados (marisma), aumentando a biodiversidade. Manguezais como *Rhizophora*, que possui tolerância às baixas temperaturas menor que a *Laguncularia* e *Avicennia*, devem se instalar em Laguna até o final do século 21.

Durante o Holoceno tardio, o nível do mar esteve relativamente estável, porém no Antropoceno houve um acentuado aumento no nível do mar (Church *et al.* 2008). Baseado em altimetria por satélite, que mede as mudanças na altura do oceano (mas não o movimento vertical da superfície do solo), a taxa atual da subida da média global do nível do mar é de 3,2 ± 0,4 mm/ano (Nerem *et al.* 2010). No entanto, as taxas locais podem ser mais altas (por ex. 7,5 mm/ano para a Indonésia) ou menores (por exemplo, 1,9 mm/ano para o Caribe) como

resultado da variação regional no aquecimento dos oceanos e outros fatores (Nerem *et al.* 2010). Alguns estudos indicam que tais taxas podem acelerar (Nicholls & Cazenave 2010). Além disso, muitas florestas de manguezal (e outros pântanos costeiros) experimentam subsidência local do substrato, que aumenta a taxa de inundação (Syvitski *et al.* 2009, Webb *et al.* 2013). Juntos, os aumentos no nível médio do mar mais a subsidência determinam a taxa de submersão. Mudanças de elevação (positivas ou negativas) em florestas de mangue e outras áreas pantanosas são tão finamente equilibradas que pequenas alterações ao longo do ciclo de um ano podem afetar a sobrevivência dos manguezais.

Projeções climáticas e de nível do mar indicam que é possível um aumento no nível do mar entre 8 e 11 mm/ano em algumas regiões do mundo até o final do século 21 (IPCC 2014). Diante dessas taxas, provavelmente, muitas áreas de manguezal tropical e subtropical não conseguirão resistir devido a interação do nível do mar com os demais fatores abordados nessa tese. Assim, apesar do aquecimento global favorecer à expansão dos manguezais para zonas mais temperadas, o aumento do nível do mar deve desestabilizar as planícies de maré ocupadas por manguezal e causar sua migração para setores topograficamente mais elevados, ou ainda afogá-los na costa.

CAPÍTULO 7 CONCLUSÃO

A análise comparativa da dinâmica dos manguezais dos rios Ceará Mirim-RN e Jucuruçu-BA, assim como da Baía da Babitonga-SC e Laguna de São Antônio-SC, revelam uma resposta particular para cada zona de manguezal dependendo da história de nível de mar e clima durante o Holoceno, além das características geomorfológicas de cada litoral.

Os manguezais do Rio Ceará Mirim foram estabelecidos próximo da atual linha de costa por volta de 7.000 anos cal. A.P. Isso ocorreu após o aumento do nível do mar pós-glacial, quando este atingiu o atual nível do mar e desde então poucas mudanças no nível do mar ocorreram. Entretanto, os manguezais sofreram importantes mudanças na sua distribuição espacial nos últimos ~7 mil anos devido à dinâmica dos rios da região. Considerando os manguezais do Rio Jucuruçu, estes sofreram mudanças na sua distribuição horizontal e vertical em decorrência da interação mudanças do NRM e descarga fluvial. Portanto, a dinâmica desses manguezais estuarinos durante o Holoceno foi principalmente controlada pelas variações do nível do mar e mudanças na precipitação que afetou a descarga fluvial. Esses mecanismos alogênicos foram os principais condutores da dinâmica desses manguezais, porém, em uma situação com poucas mudanças desses mecanismos, como aconteceu durante o Holoceno médio e tardio no Rio Ceará Mirim, fatores intrínsecos ao sistema deposicional ganham relevância controlando o estabelecimento e migração dos manguezais através da formação e erosão de planícies de maré lamosas, abandono e reativação de canais (processos autogênicos).

No caso dos manguezais de Santa Catarina, o aumento do nível do mar até o Holoceno médio formando estuários e lagunas, e sua sucessiva descida no Holoceno médio/tardio foram determinantes para o estabelecimento de planícies de maré apropriadas para a ocupação de pântanos. Entretanto, os manguezais não toleraram as baixas temperaturas dessa época na região. Os dados polínicos registram grãos de pólen de manguezais como *Laguncularia* em idades a partir de ~1.700 anos cal. A.P., seguido por *Avicennia*, e por último, árvores de *Rhizophora* em torno de 600 anos cal. A.P. em São Francisco do Sul-SC. Os manguezais de Laguna foram estabelecidos no atual limite austral dos manguezais sul-americanos somente nas últimas décadas. Durante o Holoceno não foram encontradas evidências da presença de manguezal em Laguna-SC. O estabelecimento desses manguezais, provavelmente, foi iniciado durante o Antropoceno, como consequência do aumento das temperaturas mínimas de inverno no sul do Brasil.

Considerando as mudanças nas taxas de precipitação sobre as bacias de drenagem que alimentam estuários com manguezais, assim como as tendências de aumento do nível do mar e de temperatura até o final do século 21, provavelmente, os manguezais estuarinos tropicais migrarão para setores topograficamente mais elevados no interior dos vales fluviais, onde sua extensão dependerá do volume de descarga fluvial interagindo com o aumento do nível do mar. Os manguezais subtropicais devem expandir para zonas mais temperadas na medida que as temperaturas mínimas de inverno aumentem. Esse processo deve causar um aumento na diversidade de espécies de mangue no atual limite austral dos manguezais, posicionado em Laguna-SC. Entretanto, no caso de um forte aumento no nível do mar, os relativamente novos manguezais subtropicais também devem migrar para setores topograficamente mais elevados da costa.

REFERÊNCIAS

- Absy M.L., Clief A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Ferreira da Silva M., Soubiès F., Suguio K.T., Van Der Hamment T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **312**(2):673–678.
- Alarcón D. & Cavieres L.A. 2018. Relationships between ecological niche and expected shifts in elevation and latitude due to climate change in South American temperate forest plants. *Journal of Biogeography*, **45**(10): 2272-2287. <https://doi.org/10.1111/jbi.13377>.
- Alongi D.M. 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **29**(33): 331-349. <https://doi.org/10.1017/S0376892902000231>
- Alongi D.M. 2008. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **76**(1):1–13. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.08.024>.
- Alongi D.M. 2015. The impact of climate change on mangrove forests. *Current Climate Change Reports*, **1**(1): 30-39. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0002-x>.
- Alvares C.A., Stape J.L., Sentelhas P.C., Gonçalves J.L.M., Sparovek G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**(6): 711-728. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- Amaral P.G.C., Ledru M.P., Branco F.R., Giannini P.C.F. 2006. Late Holocene development of a mangrove ecosystem in southeastern Brazil (Itanhaém, state of São Paulo). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**(3-4):608–620. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.04.010>
- Amaral P.G.C., Giannini P.C.F., Sylvestre F., Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna Region, Santa Catarina State) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**(2):181–191. DOI: 10.1002/jqs.1531.
- Amarasekera K.N., Lee R.F., Williams E.R., Eltahir E.A.B. 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, **200**(1): 24-39. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03340-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03340-9).
- Andrade A.C.S. & Dominguez J.M.L. 2002. Informações geológico-geomorfológicas como subsídios a análise ambiental: o exemplo da região Planície Costeira de Caravelas – Bahia. *Boletim Paranaense de Geociências*, **51**: 9–17. Disponível em: <https://revistas.ufpr.br/geociencias/article/view/4167/3364>. Acesso em: 10 abr. 2014.
- Angulo R.J. & Suguio K. 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**(2-4): 385–393. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00055-Q](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00055-Q).
- Angulo R.J. & Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**(1-2):141-166. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00015-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00015-7).

- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5.500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid 14C Ages. *Marine Geology*, **159**(1-4): 323-339. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00204-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00204-7).
- 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**(5-6): 486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Souza M.C. 2009. The Holocene Barrier Systems of Paranaguá and Northern Santa Catarina Coasts, Southern Brazil. In: Dillenburg S. & Hesp P. (ed.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, Springer-Verlag, p. 135–176.
- Azevedo A.Q. 2018. *Efeitos das mudanças climáticas nos manguezais de Santa Catarina durante o Holoceno tardio*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 84 p.
- Bakkenes M., Alkemade J. R. M., Ihle F., Leemans R., Latour J. B. 2002. Assessing effects of forecasted climate change on the diversity and distribution of European higher plants for 2050. *Global Change Biology*, **8**(4): 390-407. <https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2001.00467.x>.
- Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(3):241 – 254. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00022-5).
- Barbosa S.M.S. 1983. *Análise histórica e morfológica do estuário do rio Potengi e litoral adjacente da região de Natal-RN*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 209 p.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130,000 years. *Nature*, **346**(6283): 456–458. <https://doi.org/10.1038/346456a0>.
- Barreto A. M. F., Bezzerra F. H. R., Suguio K., Tatumi S. H., Yee M., Paiva R., Munita C. S. 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**(1): 57–69. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00408-4.
- Barreto C.F., Barth O.M., Luz C.F.P., Coelho L.G., Vilela C.G. 2006. Distribuição diferencial de palinóforos na Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **9**(1):117-126. https://www.researchgate.net/publication/230838219_DISTRIBUICAO_DIFERENCIAL_DE_PALINOMORFOS_NA_BAIA_DE_GUANABARA_RIO_DE_JANEIRO_BRASIL.
- Barreto C.F., Luz C.F.P., Baptista-Neto J.A., Vilela C.G., Barth O.M. 2007. Palynological analysis of a sediment core obtained in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(2):223-234. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652007000200005>.
- Barros G.V., Martinelli L.A., Novais T.M.O., Ometto J.P.H.B, Zuppi G.M. 2010. Stable isotopes of bulk organic matter to trace carbon and nitrogen dynamics in an estuarine ecosystem in Babitonga Bay (Santa Catarina, Brazil). *Science of the Total Environment*, **408**(10): 2226–2232. doi:10.1016/j.scitotenv.2010.01.060.

- Barth O.M. 2003. A palinologia como ferramenta no diagnóstico e monitoramento ambiental da Baía de Guanabara e regiões adjacentes, Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, **26**:52 – 59. http://www.anuario.igeo.ufrj.br/anuario_2003/anuario_igeo_2003_ortrud.pdf.
- Barth O.M., São-Thiago L.E.U., Barros, M.A. 2006. Paleoenvironment interpretation of a 1,760 years B.P. old sediment in a mangrove area of the Bay of Guanabara, using pollen analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**(2):227-229. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000200004>.
- Barth O.M., Coelho L.G., Santos D.S. 2010. Análises palinológicas inferindo variações ambientais em área de Mangue da Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, **8**:1-6. https://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgcimang7_Barth.pdf.
- Batista E.J.L. 2017. *Deteção de mudanças paleoambientais no litoral do Rio Grande do Norte (RN) durante o Holoceno médio e superior*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2017. Disponível em: http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/9342/1/Dissertacao_DeteccaoMudancasPaleoambientais.pdf Acesso em: 16 jun 2017.
- Beebower J.R. 1964. Cyclothems and cyclic, depositional mechanism in alluvial plain sedimentation. In: Symposium on cyclic sedimentation: Kansas Geological Survey, Ontario. *Bulletin* **169**, p. 31-42. Disponível em: <http://www.kgs.ku.edu/Publications/Bulletins/169/Beerbower/> Acesso em: 13 mar 2018.
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00682427>.
- Behling H. 1995b. Investigations into the late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Vegetation History and Archaeobotany*, **4**(3):127–152. <https://www.jstor.org/stable/23417538>.
- Behling H. 1996. First report on new evidence for the occurrence of Podocarpus and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. *Vegetation History and Archaeobotany*, **5**(3):241–246. <https://doi.org/10.1007/BF00217501>.
- Behling H. 1998. Late quaternary vegetation and climate change in Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology*, **99**(2):143-156. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00044-4).
- 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**:175–183. <https://doi.org/10.1007/PL00006929>.
- Behling H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a synthesis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **177**(1-2):19-27. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00349-2.
- Behling H. & Costa M.L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coasts environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **10**(7): 93-118.

- Behling H. & Lichte M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*, **48**(3):348-358. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1932>.
- Behling H. & Hooghiemstra H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **139**(3-4): 251–267. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00139-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00139-9).
- Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**(3): 369 - 377. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2117>.
- Behling H., Lichte M., Miklos A.W. 1998. Evidence of a forest free landscape under dry and cold climatic conditions during the last glacial maximum in the Botucatú region (São Paulo State), Southeast Brazil. In: Rabassa J. & Salemme M. (ed.). *Quaternary of South America And Antarctic Peninsula*, Boca Raton, CRC Press, v. 11, p. 99-110.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem development and dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**(3-4): 225-242. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00239-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00239-X).
- Behling H., Arz H.W., Pätzold J., Wefer G. 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**(3-4): 227–243. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00435-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00435-7).
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00334-004-0031-1>.
- Bender M.M. 1971. Variations in the $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, **10**(6):1239-1244. [https://doi.org/10.1016/S0031-9422\(00\)84324-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9422(00)84324-1).
- Bernal J.P., Cruz F.W., Stríkis N.M., Wang X., Deininger M., Catunda M.C.A., Ortega-Obregón C., Cheng H., Lawrence Edwards R., Auler A. S. 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **450**: 186-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>.
- Bernardino A.F., Antonio Netto S., Pagliosa P.R., Barros F., Christofoletti R.A., Rosa Filho J.S., Colling A., Lana P.C. 2015. Predicting ecological changes on benthic estuarine assemblages through decadal climate trends along Brazilian Marine Ecoregions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **166**(Part A): 74–82. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.05.021>.
- Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F., Suguio K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte state coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**(1-2): 73–89. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00044-6).
- Bhattacharya J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier H.W. & Walker R.G. (ed.). *Facies models revisited*. Tulsa, SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 237–292. (Special Publication, 84).

- Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, **27**(3-4):167-178. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(96\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(96)00013-6).
- Bindoff N.L., Willebrand J., Artale V., Cazenave A., Gregory J.M., Gulev S., Hanawa K., Le Quéré C., Levitus S., Nojiri Y., Shum C.K., Talley L.D., Unnikrishnan A.S. 2007. Observations: oceanic climate change and sea level. *In: Labeyrie L. & Wratt D. (ed.). Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.)]*, Cambridge, United Kingdom and New York, Cambridge University Press, p. 385-432.
- Bird M.I., Fifield L.K., Chua S., Goh B. 2004. Calculating sediment compaction for radiocarbon dating of intertidal sediments. *Radiocarbon*, **46**(1): 421-435. <https://doi.org/10.1017/S0033822200039734>.
- Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). *In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, Proceedings*, p. 232-253.
- Boski T., Bezerra F.H.R., Fátima P.L., Souza A.M., Maia R.P., Lima-Filho F.P. 2015. Sea-level rise since 8.2ka recorded in the sediments of the Potengi-Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology*, **365**: 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.04.003>.
- Botter G., Basso S., Rodriguez-Iturbe I., Rinaldo A. 2013. Resilience of river flow regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **110**(32): 12925-12930. <https://www.jstor.org/stable/42712820>.
- Boutton T.W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials: I. Sample preparation and mass spectrometric analysis. *In: Coleman D.C. & FRY B. (ed.). Carbon isotope techniques*. Academic Press, p.: 155-171.
- Boutton T.W. 1996a. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. *In: Boutton T.W. & Yamasaki S.I. (ed.). Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker, p. 47-82.
- Boutton T.W. 1996b. Characterization of natural ¹⁵N abundance of soils. *In: Boutton T. W. & Yamasaki S. I. (ed.). Mass spectrometry of soils*. New York, Marcel Dekker. p. 205-208.
- Brasil. 1981. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos; estudo fitogeográfico. *In: Projeto Radam Brasil. Folhas B. 24/25 Jaguaribe/Natal*. Rio de Janeiro. p. 485-544. (Levantamento de Recursos Naturais, 23).
- Brasil. 2005. *Grupo de trabalho interministerial para redelimitação do semi-árido Nordeste e do polígono das secas*. Brasília,DF, Ministério da Integração Nacional. Relatório Final. Disponível em: https://www.mdr.gov.br/images/stories/ArquivosSNPU/Biblioteca/publicacoes/relatorio_semi_arido.pdf. Acesso em: 10 abr. 2015.
- Burney J., Cesano D., Russell J., La Rovere E.L., Corral T., Coelho N.S., Santos L. 2014. Climate change adaptation strategies for smallholder farmers in the Brazilian Sertão. *Climatic Change*, **126**: 45-59. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1186-0>.
- Burns B.R. & Ogden J. 1985. The demography of the temperate mangrove [*Avicennia marina* (Forsk.) Vierh.] at its Southern limit in New Zealand. *Australian Journal of Ecology*, **10**(2):125-133. <https://doi.org/10.1111/j.1442-9993.1985.tb00874.x>.

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

Buso Junior A.A., Pessenda L.C.R., de Oliveira P.E., Giannini P.C.F., Cohen M.C.L., Volkmer-Ribeiro C., Oliveira S.M.B., Favaro D.I.T., Rossetti D.F., Lorente F.L., Borotti Filho M.A., Schiavo J.A., Bendassolli J.A., Siqueira G.S. 2013. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the context of Holocene sea-level fluctuations, southeastern Brazil. *Radiocarbon*, **55**(2-3):1735-1746. DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16210.

Cahoon D.R. & Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, USA. *Mangroves and Salt Marshes*, **1**(3):173-186. <https://doi.org/10.1023/A:1009904816246>.

Cahoon D.R., Hensel P.F., Spencer T., Reed D.J., McKee K.L., Saintilan N. 2006. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process control. In: Verhoeven J.T.A., Beltman B., Bobbing R., Whigham D. F. (ed.). *Wetlands and natural resource management*, Berlin, Springer-Verlag, p. 271-292.

Caldas L.H.O., Stattegger K., Vital H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, **228**(1-4), 39–53. doi:10.1016/j.margeo.2005.12.008

Camargo M.G. 2006. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(2): 371-378. DOI: 10.25249/0375-7536.2006362371378.

Carpanezzi A.A., Pereira J.C.D., Carvalho P.E.R., Reis A., Vieira A.R.R., Rotta E., Sturion J.A., Rauen M.J., Silveira R.A. 1988. *Zoneamento ecológico para plantios florestais no Estado de Santa Catarina*. Curitiba, EMBRAPA-CNPq, p. 113. (Documentos, 21).

Carvalho L.M.V., Jones C., Liebmann B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17**: 88–108. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2)

Cecil C.B. 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the pennsylvanian-permian transition in the central appalachian basin, USA. *International Journal of Coal Geology*, **119**: 21-31. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2013.07.012>

Chapman V.J. 1975. Mangrove biogeography. In: Walsh G.E., Snedaker S.C., Teas H.J. (ed.). *Symposium on Biology and Management of Mangroves*. Gainesville, University of Florida Press, *Proceedings...*, v.1, p.3-22.

Chen I-C., Hill J.K., Ohlemüller R., Roy D.B., Thomas C.D. 2011. Rapid range shifts of species associated with high levels of climate warming. *Science*, **333**(6045): 1024–1026. DOI: 10.1126/science.1206432.

Cheng H., Sinha A., Cruz F.W., Wang X., Edwards R.L., d’Horta F.M., Ribas C.C., Vuille M., Stott L.D., Auler A.S. 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, **4**(1411): 1-6. <https://doi.org/10.1038/ncomms2415>.

Church J.A., White N.J., Aarup T., Wilson W.S., Woodworth P.L., Domingues C.M., Hunter J.R., Lambeck K. 2008. Understanding global sea levels: past, present and future. *Sustainability Science*, **3**(1): 9–22. <https://doi.org/10.1007/s11625-008-0042-4>.

Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D., Unnikrishnan A.S. 2013. Sea Level Change. *In*: Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (ed.). *Climate change 2013: the physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1029-1136.

Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, **325**(5941): 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>.

Climate Analytics. 2015. *Global warming reaches 1°C above preindustrial, warmest in more than 11,000 years*. Disponível em: <https://climateanalytics.org/briefings/global-warming-reaches-1c-above-preindustrial-warmest-in-more-than-11000-years/>. Acesso em: 10 de jan 2020.

Cloern J.E., Canuel E.A., Harris D. 2002. Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. *Limnology Oceanography*, **47**(3): 713–729. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.3.0713>.

Coelho L.G., Barth O.M., Chaves H.A.F. 2002. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, southeast Brazil, in the last 6,000 years B.P. *Pesquisas em Geociências*, **29**(1):71–79.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Ramos J.F.F., Dittmar T. 1999. Factors influencing the variability of Mg, Ca and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**(1): 9–15. DOI:10.1023/A:1009923513091.

Cohen M.C.L. 2003. *Past and current mangrove dynamics on the Bragança peninsula, northern Brasil*. PhD Thesis, Zentrum für Marine Tropenökologie, Universität Bremen, Bremen, 110 p.

Cohen M.C.L. & Lara R.J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**(4):223-231. <https://10.1023/A:1025007331075>

Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R. 2005a. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**(4): 433–443. <https://doi.org/10.1007/s11273-004-0413-2>.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara R. 2005b. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**(1-2):93-108. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.05.002>.

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. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.09.009>.

- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**(6):425-439. <http://dx.doi.org/10.1007/s00334-008-0208-0>
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes, Y.S., Smith C.B. 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews*, **55**:50-58. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.019>
- Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Castro D., Macario K. 2014a . Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo state, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**:48-58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.001>
- Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Friaes Y.S., Oliveira P.E. 2014b. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá—Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**:37–47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.025>.
- Cohen M.C.L., Souza A.V., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., França M.C. 2018. Decadal-scale dynamics of an Amazonian mangrove caused by climate and sea level changes: inferences from spatial-temporal analysis and digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(14): 2876-2888. <https://doi.org/10.1002/esp.4440>.
- Cohen, M.C.L., Figueiredo B.L., Oliveira N.N., Fontes N.A., França M.C., Pessenda L.C.R., Souza A.V., Macario K., Giannini P.C.F., Bendassolli J.A., Lima P. 2020. Impacts of Holocene and modern sea-level changes on estuarine mangroves from northeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, **45**(2): 375-392. <https://doi.org/10.1002/esp.4737>.
- Coldren G.A. & Proffitt C.E. 2017. Mangrove seedling freeze tolerance depends on salt marsh presence, species, salinity and age. *Hydrobiologia*, **803**(1): 159–171. DOI: 10.1007/s10750-017-3175-6.
- Colinvaux P., Oliveira P.E., Patiño J.E.M. (ed.) 1999. *Amazon pollen manual and atlas*. Amsterdam, Harwood Academic Publishers, 332 p.
- Collins M., Knutti J., Arblaster J.L., Dufresne J.L., Fichet F., Friedlingstein P., Gao X., Gutowski Jr. W.J., Johns T., Krinner G., Shongwe M., Tebaldi C., Weaver A.J., Wehner M. 2013. *Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York, Cambridge University Press, p. 1029–1136.
- Cruz F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M. 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planetary Science Letters*, **248**(1-2): 495-507. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.019>.
- Cruz F.W., Vuille M., Burns S.J., Wang X., Cheng H., Werner M., Lawrence Edwards R., Karmann I., Auler A.S., Nguyen H. 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, **2**(3): 210–214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>.

- Cunha S.R., Tognella-de-Rosa M.M.P., Costa C.S.B. 2006. Structure and litter production of mangrove forests under different tidal influences in Babitonga Bay, Santa Catarina, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **39**: 1169–1174. <https://www.researchgate.net/publication/264898049>.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, **62**(6): 1130–1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Dean W. 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **21**(4):375-393. <https://doi.org/10.1023/A:1008066118210>.
- Desjardins T., Carneiro Filho A., Mariotti A., Chauvel A., Girardin C. 1996. Changes of the forest savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. *Oecologia*, **108**:749 - 756. <https://doi.org/10.1007/BF00329051>.
- Diniz Filho J.B. 1999. *Recursos hídricos subterrâneos no médio e baixo curso da bacia hidrográfica do rio Ceará Mirim/RN*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. Disponível em: https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44133/tde-08012016-143110/publico/Diniz_Filho_Doutorado.pdf. Acesso em: 17 jun 2018.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Leão Z.M.A.N, Azevedo A.E.G. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**(1-4):208-215. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11836/11377>.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**: 213– 232. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90042-P](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90042-P).
- Dominguez J.M.L. 2009. The coastal zone of Brazil. In: Dillenburg S. R. & Hesp P. A. (ed.). *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Berlin, Springer-Verlag, p. 17–51.
- Diretoria de Recursos Hídricos (DRHI). *Recursos hídricos de Santa Catarina*. 2018. 31 p. Relatório técnico. Disponível em: http://www.aguas.sc.gov.br/jsmallfib_top/DHRI/bacias_hidrograficas/bacias_hidrograficas_sc.pdf. Acesso em: 25 fev. 2017.
- Duke N.C., Ball M.C., Ellison J.C. 1998. Factors influencing in mangroves biodiversity and distributional gradients. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **7**(1):27-47. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.1998.00269.x>
- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., Alexander C. 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, **28**(3):181 - 192. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(91\)90016-T](https://doi.org/10.1016/0077-7579(91)90016-T).
- Ellis W.L., Bowles J.W., Erickson A.A., Stafford N., Bell S.S., Thomas M. 2006. Alteration of the chemical composition of mangrove (*Laguncularia racemosa*) leaf litter fall by freeze damage. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **68**(1):363–371. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.02.017>.

Ellison J. 2000. How south Pacific mangroves may respond to predicted climate change and sea-level rise. In: Gillespie A. & Burns W. (ed.). *Climate change in the South Pacific: impacts and responses in Australia, New Zealand, and Small Island States*. Netherlands, Springer, p. 289-300.

Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural (EPAGRI). Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia (CIRAM) de Santa Catarina. *Solicitação de laudos e dados meteorológicos de Laguna*. Disponível em: <http://www.ciram.epagri.sc.gov.br/>. Acesso em: 01 out. 2016.

Erdtman G. 1960. The acetolysis method. A revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift*, **54**:561–564.

Eslami-Andargoli L., Dale P., Sipe N., Chaseling J. 2009. Mangrove expansion and rainfall patterns in Moreton Bay, southeast Queensland, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **85**(2): 292–298. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.08.011>.

Faegri K. 1971. The preservation of sporopollenin membranes under natural conditions. In: Brooks J., Grant P., Muir M. D., Shaw G., van Gijzel P. (ed.). *Sporopollenin*. London, Academic Press, p. 256-272.

Fairbanks R.G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**(6250): 637–642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>.

Fernandes F.C.S., Libardi P.L., Trivelin P.C.O. 2008. Parcelamento da adubação nitrogenada na cultura do milho e utilização do N residual pela sucessão aveia preta-milho. *Ciência Rural*, **38**(4), 1138-1141. <https://doi.org/10.1590/S0103-84782008000400037>.

Ferraz-Vicentini K.R. 1993. *Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília, Brasília, 136 p.

Ferraz-Vicentini K.R. & Salgado-Labouriau M.L. 1996. Palynological analysis of a palm swamp in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3-4):207-219. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00007-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00007-7).

Ferrazzo M., Bauermann S.G., Leipnitz I.I. 2008. Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Journal of Geoscience*, **4**(2): 78 – 87. DOI: 10.4013/gaea.20082.04.

Field C.D. 1995. Impact of expected climate-change on mangroves. *Hydrobiologia*, **295**(1): 75-81. <https://doi.org/10.1002/ehs2.1211>

Fonseca G. & Antonio Netto S. 2006. Shallow sublittoral benthic communities of the Laguna estuarine system, south Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, **54**(1): 41-54. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592006000100004>.

Fontes N.A., Moraes C.A., Cohen M.C.L, Alves I. C.C., França M.C., Pessenda L.C.R., Francisquini M.I, Bendassolli J.A., Macario K., Mayle F. 2017. The impacts of the middle Holocene high sea-level stand and climatic changes on mangroves of the Jucuruçu river, southern Bahia – northeastern Brazil. *Radiocarbon*, **59**(1):215-230. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.6>.

- França M.C. 2010. *Mudanças na vegetação do litoral Leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 111 p.
- França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso Junior, A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macário K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena*, **110**:59–69. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.011>.
- França M.C., Pessenda L.C., Cohen M.C., Azevedo A.Q., Fontes N.A., Silva F.B., Melo Jr. J.C.F., Piccolo M.C., Bendassolli J.A., Macario K. 2018. Late-Holocene subtropical mangrove dynamics in response to climate change during the last millennium. *The Holocene*, **29**(3): 445–456. <https://doi.org/10.1177%2F0959683618816438>.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2001. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter, using $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating. *Quaternary Research*, **55**(1):39–46. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2192>.
- French J.R. & Stoddart D.R. 1992. Hydrodynamics of salt marsh creek systems: implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surface Processes and Landforms*, **17**(3): 235–252. <https://doi.org/10.1002/esp.3290170304>.
- Fritz S.C., Metcalfe S.E., Dean W. 2001. Holocene climate patterns in the Americas Inferred from paleolimnological records. In: Markgraf V. (ed.). *Interhemispheric climate linkages*. San Diego, Academic Press, p. 241–263. <https://doi.org/10.1016/B978-012472670-3/50018-5>.
- Furukawa K. & Wolanski E. 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mangroves and Salt Marshes*, **1**(1): 3–10. <https://doi.org/10.1023/A:1025973426404>.
- Gedan K.B., Kirwan M.L., Wolanski E., Barbier E.B., Silliman B.R. 2011. The present and future role of coastal wetland vegetation in protecting shorelines: answering recent challenges to the paradigm. *Climate Change*, **106**(1): 7–29. DOI: 10.1007/s10584-010-0003-7.
- Giannini P.C.F. 1993. *Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 439 p.
- Giannini P.C.F. 2002. Complexo lagunar centro-sul catarinense – valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. In: Schobbenhaus C., Campos D. A., Queiroz E. T., Winge M., Berbert-Born M. (ed.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Brasília,DF, DNPM, p. 213-222.
- Giannini P.C.F., Guedes C.C.F., Nascimento Jr. D.R., Tanaka A.P.B., Angulo R.J., Assine M.L., Souza M.C. 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In: Dillemburg S. R., Hesp P. A (ed.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, Springer-Verlag, p. 177–224.
- Gilman E., Ellison J., Coleman R., 2007. Assessment of mangrove response to projected relative sea-level rise and recent historical reconstruction of shoreline position. *Environmental Monitoring and Assessment*, **124**(1-3): 105-130. <https://doi.org/10.1007/s10661-006-9212-y>.
- Gilman E.L., Ellison J., Duke N.C., Field C. 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: a review. *Aquatic Botany* **89**(2):237-250. doi:10.1016/j.aquabot.2007.12.009.

- Grimm E.C. 1987. Coniss: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geoscience*, **13**(1):13-35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7).
- Grindrod J. 1988. The palynology of Holocene mangrove and saltmarsh sediments, particularly in northern Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **55**(1-3): 229-245. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(88\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0034-6667(88)90088-7).
- Guimarães J.T.F. 2008. *A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá*. MS Dissertation, Programa de pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 83p. Disponível em: http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/11606/1/Dissertacao_DinamicaFlorestasAlagadas.pdf. Acesso em: 03 ago 2013.
- 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*, **82**(2):451–465. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652010000200021>.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., Pessenda L C.R., França 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. *The Holocene*, **22**(3):359–370. <https://doi.org/10.1177%2F0959683611423693>.
- Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Behling H. 2013. Morphological and vegetation changes on tidal flats of the Amazon coast during the last 5000 cal yr BP. *The Holocene*, **23**(4):528-543. <https://doi.org/10.1177/0959683612463097>
- Hanson K. & Maul G. 1989. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. In: Maul G. (ed.) *Implication of climate change in the wider Caribbean region*. UNEP/IOC Regional Task Team Report, p. 63-71.
- Havinga A.J. 1967. Palynology and pollen preservation. *Review of Paleobotany and Palynology*, **2**(1-4): 81-98. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(67\)90138-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(67)90138-8).
- Hayes M.O. 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman S. P. (ed.). *Barrier islands*. New York, Academic, p. 1–27.
- Hesp P.A., Giannini P.C.F., Martinho C.T., Silva G.M., Neto N.E.A. 2009. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina Coast, southern Brazil. In: Dillenburg S. & Hesp P. (ed.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin, Springer-Verlag, 93–133.
- Hood W.G. 2010. Tidal channel meander formation by depositional rather than erosional processes: examples from the prograding Skagit River Delta (Washington, USA). *Earth Surface Processes and Landforms*, **35**(3):319–330. <https://doi.org/10.1002/esp.1920>.
- Hooghiemstra H. 1984. Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Columbia: a continuous record of the last 3,5 million years. *Dissertation Botanicae*, **79**:1-368.
- Horn Filho N.O. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em Base aos Aspectos Geológicos, Geomorfológicos e Geográficos. *Geosul*, **18**(35): 71-98. <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/viewFile/13603/12470A>.

Horn Filho N.O., Joaquim J.M.B., Bexiga G.M.S., Machado V.C., Leal R.A., Silva A.F., Covello C., Lourenço L.L., Nascimento L.V.R.P., Damasio M., Diebe V.C. 2012. Mapa geológico da planície costeira da folha Laguna (SG-22-B-II-1), Santa Catarina, Brasil. *In*: Horn Filho N.O. (org.). *Atlas geológico da planície costeira do estado de Santa Catarina em base ao estudo dos depósitos quaternários*. Série mapas IBGE – Mapa nº8. Escala 1:100.000. Florianópolis, UFSC/CFH (Departamento de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geografia), CNPq.

Houghton J., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. 2001. *Climate change 2001: the scientific basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 881p.

Hutchings P. & Saenger P. (ed.) 1987. *Ecology of Mangroves*. University of Queensland Press, Brisbane, 388 p.

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA). 1998. *Proteção e controle de ecossistemas costeiros: manguezal da Baía de Babitonga*. Brasília,DF, IBAMA, 146 p. (Edição 25, Coleção meio ambiente. Série estudos – pesca).

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). 2015. *Normais climatológicas 1981-2010, Precipitação acumulada anual*. Brasília,DF. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 10 out. 2015.

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). 2017. *Normais climatológicas 1981-2010, número de dias com temperaturas máximas anual*. Brasília. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 5 abr. 2017.

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). 2018. *Normais climatológicas 1981-2010, precipitação acumulada anual*. Brasília,DF. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>. Acesso em: 2 fev. 2018.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2001. *Climate change*. Synthesis report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Watson R.T., the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 398 p. Disponível em: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/08/TAR_syrfull_en.pdf. Acesso em: 05 dez 2017.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2014. *Climate change*. Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, p. 33-112. Disponível em: https://archive.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/AR5_SYR_FINAL_All_Topics.pdf. Acesso em: 15 nov. 2018.

Ishii Y. & Hori K. 2016. Formation and infilling of oxbow lakes in the Ishikari lowland, Northern Japan. *Quaternary International*, 397: 136–146. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.016>.

- Kjerfve B., Perillo G.M.E., Gardner L.R., Rine J.M., Dias G.T.M., Mochel F.R. 2002. Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: Healy T., Wang Y., Healy J.A. (ed.) *Muddy coasts of the world: processes deposits and functions*. Amsterdam, Elsevier, p. 479–532.
- Klein R.M. 1978. Mapa fitogeográfico do Estado de Santa Catarina. In: Reitz R. (ed.). *Flora ilustrada Catarinense, V Parte – Mapa Fitogeográfico*. Itajaí, Herbário Barbosa Rodrigues, 24 p.
- Krauss K.W., Allen J.A., Cahoon D.R. 2003. Differential rates of vertical accretion and elevation change among aerial root types in Micronesian mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **56**(2): 251–259. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00184-1](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00184-1).
- Krauss K.W., Lovelock C.E., McKee K.L., Lopez-Hoffman L., Ewe S.M., Sousa W.P. 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquatic Botany*, **89**(2): 105-127. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.014>
- Laguna 2016. *Site da Prefeitura de Laguna*. Disponível em: <https://www.laguna.sc.gov.br/cms/pagina/ver/codMapaItem/100436>. Acesso em: 01 nov. 2016.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, **75**(1-4):29–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>.
- Lambeck K. & Chappell J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**(5517): 679–686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>.
- Lamy F., Hebbeln D., Röhl U., Wefer G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**(3-4): 369–382. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00381-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00381-2).
- Lara J.R. & Cohen M.C.L., 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrologybased empirical model. *Wetlands Ecology and Management*, **14**: 349-358. <https://doi.org/10.1007/s11273-005-4991-4>
- Lara R.J. & Cohen M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, **94**(3):399–408. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9507-9>
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**(3-4):241-257. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00177-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00177-5).
- Laut L.L.M., Koutsoukos E.A.M., Rodrigues M.A.C. 2006. Review of mangrove foraminifera from the Guaratiba tidal plain, Rio de Janeiro, SE Brazil, collected in the early 70's. *Anuário do Instituto de Geociências*, **29**(1):427–428. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/anigeo/article/view/5664/5174>.
- Ledru M.-P. 2001. Late Holocene rainforest disturbance in French Guiana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **115**(3-4):161-176. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00068-9](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00068-9).
- Ledru M.-P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**(1): 90-98. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1011>.

- Ledru M.-P., Braga P.I.S, Soubiès F., Martin L., Suguio K., Turcq B. 1996. The last 50,000 years in neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **123**(1-4):239-259. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(96\)00105-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(96)00105-8).
- Ledru M.-P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'Orogène Transmazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **211**:120-125.
- Ledru M.-P., Mourguiart P., Riccomini C. 2009. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**(1-2):140–152. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.008>.
- Ledru M.-P., Salatino M.L.F., Ceccantini G., Salatino A., Pinheiro F., Pintaud J.C. 2007. Regional assessment of the impact of climatic change on the distribution of a tropical conifer in the lowlands of South America. *Diversity and Distributions*, **13**(6): 761–771. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4642.2007.00389.x>.
- Ledru M.-P., Salgado-Labouriau M.L., Lorscheitter M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**(2):131–142. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00049-3).
- Libby W.F. (ed.) 1955. *Radiocarbon dating*. Chicago, University of Chicago Press, 175 p.
- Lima F.P. & Wethey D.S. 2012. Three decades of high-resolution coastal sea surface temperatures reveal more than warming. *Nature Communications*, **3**(704): 1-13. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms1713>.
- Lima J.A.S., Chagas C.S., Manzatto C.V., Assis D.S., Perez D.V., Pereira N.R., Cunha T.J.F., Tosto S.G. 2002. *Distribuição de espécies arbóreas em fragmentos de vegetação natural no município de Prado – extremo Sul da Bahia*. Rio de Janeiro, EMBRAPA. Circular Técnico 17, 4 p. Disponível em: https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CNPS/11843/1/circtec_17_2002_especies_arboreas.pdf. Acesso em: 02 maio 2014.
- Lima L.F., Lima P.B., Almeida Jr. E.B., Zickel C.S. 2010. Morfologia de frutos, sementes eplântulas de Guettarda platypoda DC. (Rubiaceae). *Biota Neotropica*, **10**(1): 155-160. <http://dx.doi.org/10.1590/S1676-06032010000100015>.
- Loarie S.R., Carter B.E., Hayhoe K., McMahon S., Moe R., Knight C.A., Ackerly D.D. 2008. Climate change and the future of California's endemic flora. *PLoS ONE*, **3**(6): e2502. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0002502>.
- Lorscheitter M.L. & Takeda I.J.M. 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. In: ABEQUA, 5º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário; 9º Simpósios de Sedimentologia Costeira, Niteroi, *Anais...*, p. 18-21.
- Lovelock C.E. & Ellison J.C. 2007. Vulnerability of mangroves and tidal wetlands of the Great Barrier Reef to climate change. In: Johnson J. E. & Marshall P. A. (ed.). *Climate change and the great barrier reef: a vulnerability assessment*. Townsville, Great Barrier Reef Marine Park Authority and Australian Greenhouse Office, p. 237-269.

- Lovelock C.E., Bennion V., Grinham A., Cahoon D.R. 2011. The role of surface and subsurface processes in keeping pace with sea level rise in intertidal wetlands of Moreton Bay, Queensland, Australia. *Ecosystems*, **14**(5): 745–757. DOI: 10.1007/s10021-011-9443-9.
- Machado J.L.F. 2013. *Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM. Cartas Hidrogeológicas Estaduais. 1 CD-ROM.
- Mair L., Thomas C.D., Anderson B.J., Fox R., Botham M., Hill J.K. 2012. Temporal variation in responses of species to four decades of climate warming. *Global Change Biology*, **18**(8): 2439–2447. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02730.x>.
- Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 Years. *Science*, **339**(6124): 1198-1201. DOI: 10.1126/science.1228026.
- Marengo J.A. 2007. *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*. 2 ed. Brasília, DF, MMA, 212 p. (Série Biodiversidade, v. 26).
- Marengo J.A. & Camargo C.C. 2008. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. *International Journal of Climatology*, **28**(7): 893 – 904. DOI: 10.1002/joc.1584.
- Marinha do Brasil. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). *Tábua de marés*. 2014. Disponível em: <http://dhn.mar.mil.br>. Acesso em: 10 mar. 2014.
- Marinha do Brasil. Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). *Tábuas de mare: Porto de São Francisco do Sul*. 2020. Disponível em: https://www.marinha.mil.br/chm/sites/www.marinha.mil.br.chm/files/dados_de_mare/sao_franco_do_sul_2020.pdf. Acessa em: 07 jan. 2020.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1988. Hauts niveaux marins pleistocenes du litoral brésilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **68**(2-4): 231–239. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90042-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90042-9)
- Martin L., Suguio K., Flexor J.-M., Azevedo A.E.G. 1988. *Mapa geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DF, DNPM, 40 p. (Série Geologia 28, Seção Geologia Básica, 18).
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**(3):303–354. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/32971851_Quaternary_Sea-level_History_and_Variation_in_Dynamics_along_the_Central_Brazilian_Coast_Consequences_on_Coastal_Plain_Construction. Acesso em: 30 set. 2015.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A. C. S. P. 1998. Climatic control on coastal erosion during a sea-level fall episode. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(2): 248–266. <https://www.researchgate.net/publication/287774576>.
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**(1):101–124. <https://www.jstor.org/stable/4299151>.

- Martorano L.G., Coutinho S.C., Assis D.S. 2003. *Aspectos climáticos da região do Prado – BA*. 4 p. Rio de Janeiro, Embrapa. Comunicado Técnico, 13. Disponível em: http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CNPS/11566/1/comtec13_2003_prado.pdf. Acesso em: 28 set. 2014.
- Maslin M.A. & Burns S.J. 2001. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**(5500):2285-2287. <http://doi.org/10.1126/science.290.5500.2285>
- Mazzer A.M. & Gonçalves M.L. 2011. Aspectos geomorfológicos da Baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: caracterização morfométrica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **12**(3): 115-120. DOI: 10.20502/rbg.v12i0.264.
- McKee K.L., Cahoon D.R., Feller I.C. 2007. Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. *Global Ecology and Biogeography*, **16**(5): 545–556. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2007.00317.x>.
- Medeiros V.B. 2010. *Estação ecológica Juréia-Itatins (SP) e as flutuações de níveis marinhos abaixo do atual no Holoceno: palinologia e paleoclima*. MS Dissertation, Pós-Graduação em Análise Geoambiental, Centro de Pós-Graduação Pesquisa e Extensão, Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 146 p.
- Meyers P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **144**(3-4): 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0).
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**(5-6):213-250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1).
- Meyers P.A. & Ishiwatari R. 1993. Lacustrine organic geochemistry: an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**(7):867-900. [http://dx.doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90100-P](http://dx.doi.org/10.1016/0146-6380(93)90100-P).
- Meyers P.A. & Teranes J.L. 2001. Sediment organic matter. In: Last W. M. & Smol J. P. (ed.). *Tracking environmental change using lake sediments*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 239-269. (Physical and Geochemical Methods, 2).
- Meyers P.A. 2003. Application of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**(2): 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7).
- Miranda L.B., Bérnago A.L., Castro B.M. de. 2005. Interactions of river discharge and tidal modulation in a tropical estuary, NE Brazil. *Ocean Dynamics*, **55**(5-6):430–440. DOI: 10.1007/s10236-005-0028-z
- Milliman J.D., Farnsworth K.L., Jones P.D., Xu K.H., Smith L.C. 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951 - 2000. *Global Planetary Change*, **62**(3-4): 187-194. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2008.03.001.
- Ministério do Meio Ambiente (MMA). Secretaria de Recursos Hídricos (SRH). 1997. *Plano diretor de recursos hídricos da bacia do extremo Sul*. Documento síntese, 6 v. Salvador, Governo do Estado da Bahia, Superintendência de Recursos Hídricos, 430 p.

Molodkov A.N. & Bolikhovskaya N.S. 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*, **150**(1-2):185–201. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00275-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00275-5).

Monteiro M.A. & Furtado S.M.A. 1995. O clima no trecho Florianópolis – Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. *Revista do Departamento de Geociências – Geosul*, **10**(19/20): 117–133. http://www.sirhesc.sds.sc.gov.br/sirhsc/baixararquivo.jsp?id=481&NomeArquivo=O%20clima%20do%20trecho%20Florian%20F3polis%20-%20Porto%20Alegre_%20uma%20abordagem%20din%20mica.pdf.

Monteiro M.A. 2001. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. *Geosul*, **16**(31): 69-78. <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/view/14052/12896>.

Moraes C.A., Fontes N.A., Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Francisquini M.I., Bendassolli J.A., Macario K. 2017. Late Holocene mangrove dynamics dominated by autogenic processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, **42**(13): 2013–2023. <https://doi.org/10.1002/esp.4167>.

Moritz C., Patton J.L., Conroy C.J., Parra J.L., White G.C., Beissinger S.R. 2008. Impact of a century of climate change on small-mammal communities in Yosemite National Park, USA. *Science*, **322**(5899): 261-264. DOI: 10.1126/science.1163428.

Morrisey D., Beard C., Morrison M., Craggs R., Lowe M. 2007. The New Zealand mangrove: review of the current state of knowledge. *Auckland Regional Council Technical Publication No. 325*. Auckland, New Zealand: Auckland Regional Council. 156 p.

Muehe D. & Neves C.F. 1995. The implications of sea-level Rise on the Brazilian Coast: a preliminary assessment. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, **14**:54–78. <https://www.jstor.org/stable/25735701>.

Murphy H.T., VanDerWal J., Lovett-Doust J. 2010. Signatures of range expansion and erosion in eastern North American trees. *Ecology Letters*, **13**(10):1233–1244. DOI: 10.1111/j.1461-0248.2010.01526.x.

Nascimento Jr. D.R. 2010. *Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 277 p.

Nerem R.S., Chambers D.P., Chloe C., Mitchum G.T. 2010. Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions. *Marine Geodesy*, **33**(sup1): 435–446. <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.491031>.

Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B.D., Masters D., Mitchum G.T. 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **115**(9): 2022–2025. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>.

Neves P.C.P., Lorscheitter M.L., 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. In: Rabassa J., Salemme M. (ed.). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Rotterdam, CRC Press, vol. **9**(1):39-67.

Nicholls R.J. & Cazenave A. 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, **328**(5985): 1517–1520. DOI: 10.1126/science.1185782.

Nobre C.A., Cavalcanti M.A.G., Nobre P. Kayano M.T., Rao V.B., Bonatti J.P., Satyamurti P., Uvo C.B., Cohen J.C. 1986. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. *Climanálise*, **Número especial**, 125 p.

Nogueira F.C., Bezerra F.H.R., Fuck R.A. 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics*, **49**(2): 79–91. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>

Novello V., Cruz F.W., Karmann I., Burns S.J., Stríkis N.M., Vuille M., Cheng H., Lawrence Edwards R., Santos R.V., Frigo E., Barreto E.A.S. 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, **39**(23): 1-6. DOI: 10.1029/2012GL053936.

Ogrinc N., Fontolan G., Faganeli J., Covelli S. 2005. Carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter in coastal marine sediments (the Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): indicators of sources and preservation. *Marine Chemistry*, **95**(3-4): 163–181. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.09.003>.

Oliveira V.F. 2005. *Influência do estresse hídrico e salino na germinação de propágulos de Avicennia schaueriana Stapf e Leechman ex Moldenke e Laguncularia racemosa (L.) Gaertn. f.* MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Botânica, Instituto de Pesquisas Jardim Botânico do Rio de Janeiro (JBRJ), Rio de Janeiro, 92 p.

Oliveira R.G. & Tognella M.M.P. 2014. Processo de colonização do manguezal do rio Tavares por análise da estrutura de diferentes bosques. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, **18**(1): 9-18. <https://doi.org/10.14210/bjast.v18n1.p9-18>.

Osland M.J., Day R.H., From A.S., McCoy M.L., McLeod J.L., Kelleway J.J. 2015. Life stage influences the resistance and resilience of black mangrove forests to winter climate extremes. *Ecosphere*, **6**(9): 1-15. <https://doi.org/10.1890/ES15-00042.1>.

Osland M.J., Enwright N.M., Day R.H., Gabler C.A., Stagg C.L., Grace J.B. 2016. Beyond just sealevel rise: considering macroclimatic drivers within coastal wetland vulnerability assessments to climate change. *Global Change Biology*, **22**(1): 1–11. <https://doi.org/10.1111/gcb.13084>.

Pal S. & Kar S.K. 2012. A Journey Toward Oxbow Lake Formation and associated change in human mosaic: study on Kalindri River of Malda District. *IOSR Journal Of Humanities And Social Science (JHSS)*, **5**(6), 32-39. <https://doi.org/10.9790/0837-0563239>.

Parmesan C. 2006. Ecological and evolutionary responses to recent climate change. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, **37**: 637–669. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.37.091305.110100>.

Parmesan C. & Yohe G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, **421**(6918): 37–42. DOI: 10.1038/nature01286.

Peltier W.R. 1998. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Stewart I. & Vita-Finzi C. (ed.). *Coastal tectonics*. London, Geological Society of London, p. 1-29. (Special Publication, 146).

Pereira M.S. & Barbosa M.R.V. 2004. A família Rubiaceae na Reserva Biológica Guaribas, Paraíba, Brasil: subfamílias Antirheoideae, Cinchonoideae e Ixoroideae. *Acta Botanica Brasilica*, **18**(2): 305-318. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062004000200010>.

Perry C.L. & Mendelssohn I.A. 2009. Ecosystem effects of expanding populations of *Avicennia germinans* in a Louisiana salt marsh. *Wetlands*, **29**(1): 396–406. doi:10.1672/08-100.1

Pessenda L.C.R. & Camargo P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. *Química Nova*, **14**(2):98-103. http://static.sites.s bq.org.br/quimicanova.s bq.org.br/pdf/Vol14No2_98_v14_n2_%285%29.pdf.

Pessenda L.C.R., Aravena R., Melfi A.J., Boulet R. 1996a. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, **38**(2): 191–201. <https://doi.org/10.1017/S0033822200017562>.

Pessenda L.C.R., Valencia E.P.E., Camargo P.B., Telles E.C.C., Martinelli C.A., Cerri C.C., Aravena R., Rozanski K. 1996b. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. *Radiocarbon*, **38**(2):203-208. <https://doi.org/10.1017/S0033822200017574>.

Pessenda L.C.R., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8**(5):599–603. <https://doi.org/10.1191/095968398673187182>.

Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Aravena R., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998b. ¹⁴C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**(2):1013-1022. <https://doi.org/10.1017/S0033822200018981>

Pessenda L.C.R., Boulet R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **11**(2):250-254. <https://doi.org/10.1191/095968301668898509>.

Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **62**(2):183–193. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.06.003>.

Pessenda L.C.R., Ledru M.-P., Gouveia S.E.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Bendassoli J.A., Boulet R. 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. *Holocene*, **15**(6):814-822. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl855ra>.

Pessenda L.C.R., Oliveira P.E., Mofatto M., Medeiros V.B., Garcia R.J.F., Aravena R., Bendassoli J.A., Leite A.Z., Saad A.R., Etchebehere M.L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**(3):437–452. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.01.008>.

Pessenda L.C.R., Vidotto E., De Oliveira P.E. Buso Junior A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Ricardi-Branco F. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **363–364**:57–68. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.014>.

- Peterson B.J. & Howarth R.W. 1987. Sulfur, carbon and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*, **32**(6): 1195-1213. <https://doi.org/10.4319/lo.1987.32.6.1195>.
- Pfaltzgraff P.A.S. & Torres F.S.M. 2010. *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte – Recife*, CPRM. Relatório técnico. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/16773>. Acesso em: 04 abr. 2015.
- Pirazolli P.A. 1986. Secular trends of relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauge records. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, **1**:1–26. <https://www.jstor.org/stable/44863318>.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P., Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **76**(11): 1687–1709. <https://doi.org/10.1306/BDFF8AA6-1718-11D7-8645000102C1865D>.
- Possamai T., Oliveira F.A., Vieira C.V., Horn Filho N.O. 2010. Geologia costeira da ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina. *Revista de Geografia*, Edição especial, 2 (8º Sinageo, Recife). Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/281313678_Geologia_costeira_da_ilha_de_Sao_Francisco_do_Sul_Santa_Catarina. Acesso em: 27 fev 2018.
- Prado L.F., Wainer I., Chiessi C.M., Ledru M.-P., Turcq B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, **9**(5):2117-2133. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2117-2013>.
- 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*, **26**(6): 1919–1931. DOI: 10.1007/s00468-012-0760-1.
- 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**(4):1111–1150. <https://doi.org/10.1017/S0033822200034202>.
- Reineck H.E. & Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**(1-2): 99–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>.
- Reis A.T., Maia R.M.C., Silva C.G., Marina R., Guerra J.V., Gorini C., Ayres A., Arantes-Oliveira R., Benabdellouahed M., Simoes I., Tardin R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, **203**: 25–45. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.037>.
- Ribeiro S.R., Batista E.J.L, Cohen M.C.L., França M.C., Pessenda L.C.R., Fontes N.A., Alves I.C.C., Bendassolli J.A. 2018. Allogenic and autogenic effects on mangrove dynamics from the Ceará Mirim River, northeastern Brazil, during the middle and late Holocene. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(8): 1622–1635. DOI: 10.1002/esp.4342.
- Ricomini C. 1989. *O Rift continental do sudeste do Brasil*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 190 p.

- Rogers K., Wilton K.M., Saintilan N. 2006. Vegetation change and surface elevation dynamics in estuarine wetlands of southeast Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **66**(3-4): 559–569. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.11.004>.
- Root T.R., Price J.T., Hall K.R., Schneider S.H., Rosenzweig C., Pounds A.J. 2003. Fingerprints of Global warming on wild animals and plants. *Nature*, **421**(6918): 57-60. DOI: 10.1038/nature01333.
- Rossetti D.F., Bezerra F.H.R., Dominguez J.M.L. 2013. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, **123**: 87–112. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.04.005.
- Roth L. & Lorscheitter M.L. 1993. Palynology of a bog in Parque Nacional de Aparados da Serra, East Plateau of Rio Grande do Sul, Brazil. In: Rabassa J., Salemme M. (ed.). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Medellin, CRC Press, v. 8: 39-69.
- Saadi A. 1998. Neotectônica dos tabuleiros litorâneos do Sul do estado da Bahia. In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Anais...*, v.1, p. 83.
- Saia S.E.M. G. 2006. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo)*. PhD Thesis. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 137 p.
- Salgado-Labouriau M.L. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America. *Journal of Quaternary Science*, **12**(5):371–379. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199709/10\)12:5%3C371::AID-JQS320%3E3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199709/10)12:5%3C371::AID-JQS320%3E3.0.CO;2-3).
- Salgado-Labouriau M.L., Barberi M., Ferraz-Vicentini K.R., Parizzi M.G. 1998. A Dry Climate Event During the late Quaternary of Tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**(2):115-129. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00045-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00045-6).
- Sanders C.J., Smoak J.M., Waters M.N., Sanders L.M., Bradini N., Patchineelam S.R. 2012. Organic matter content and particle size modifications in mangrove sediments as responses to sea-level rise. *Marine Environmental Research*, **77**: 150–155. doi.org/10.1016/j.marenvres.2012.02.004.
- Santa Catarina. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. 1986. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 173p.
- Santos R., Citadini-Zanette V., Elias G. A., Padilha P.T. (ed.) 2016. *Biodiversidade em Santa Catarina: Parque Estadual da Serra Furada*. Criciúma, Ediunesc, 192 p. Disponível em: <http://repositorio.unesc.net/handle/1/4844>. Acesso em: 19 set. 2018.
- Sarmiento-Soares L.M., Mazzoni R., Martins-Pinheiro R.F. 2009. A fauna de peixes na bacia do Rio Jucuruçu, leste de Minas Gerais e extremo sul da Bahia. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, **4**(2): 193-207. https://www.academia.edu/4390664/A_fauna_de_peixes_na_bacia_do_Rio_Jucuru%C3%A7u_leste_de_Minhas_Gerais_e_extremo_Sul_da_Bahia.
- Sasmitho S.D., Murdiyarsa D., Friess D.A., Kurnianto S. 2015. Can mangroves keep pace with contemporary sea level rise? A global data review. *Wetlands Ecology and Management*, **24**: 263–278. <https://doi.org/10.1007/s11273-015-9466-7>.

- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Adaime R.R., Camargo T.M. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2): 204-218. DOI: 10.2307/1351590.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón G., Soares M.L.G., Tognella-de-Rosa M.M.P. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**(4): 561–570. [https://doi.org/10.1016/S1463-4988\(00\)00052-X](https://doi.org/10.1016/S1463-4988(00)00052-X)
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **110**(1-2):111–138. DOI: 10.1016/S0034-6667(00)00004-X.
- Schumm S.A. (ed.). 1977. *The fluvial system*. New York, John Wiley & Sons Inc, 358 p.
- Schweikert K. 2018. GIS-based financial analysis for coastal flooding and sea level rise. In: American Association of Geographers Annual Meeting. New Orleans. *Abstracts*. Disponível em: <https://aag.secure-abstracts.com/AAG%20ANNUAL%20MEETING%202018/ABSTRACTS-GALLERY/15694>. Acesso em: 26 jun. 2019.
- Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente (SDM). 1997. *Bacias hidrográficas de Santa Catarina: Diagnóstico Geral. Relatório técnico*, Florianópolis, 163 p.
- Secretaria de Estado de Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos- SEMARH. 1998. *Plano Estadual de Recursos Hídricos*. Rio Grande do Norte, Relatório Síntese HE-1358-R03-0397. Disponível em: http://www.semarh.rn.gov.br/contentproducao/aplicacao/semarh/ftp/Plano_Estadual_RN_Relatorio_Sintese.pdf. Acesso em: 16 jun. 2018.
- Seluchi M.E. & Marengo J.A. 2000. Tropical-extratropical Exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic Aspects and extreme events. *International Journal of Climatology*, **20**(10): 1167-1190. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(200008\)20:10<1167::AID-JOC526>3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/1097-0088(200008)20:10<1167::AID-JOC526>3.0.CO;2-T).
- Semeniuk V. 1994. Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, **10**(4):1050–1076.
- Semeniuk V., Tauss C., Unno J. 2000. The white mangrove *Avicennia marina* in the Leschenault Inlet area. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, **83**:317-333.
- Senna C.S.F. 2002. Mudanças da paleovegetação e dos paleoambientes holocenos da planície costeira da região nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã. PhD Thesis, Universidade do Amazonas/Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 115 p.
- Siegle E. & Asp N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**(2): 109-120. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592007000200004>.
- Siga J.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. DOI: 10.25249/0375-7536.1993233215223.

- Silva G.N. & Neves C.F. 1991. Variação do nível médio do mar na Ilha Fiscal entre 1965-1986. In: ABRH, IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos, *Anais*, 3, p. 568–577.
- Slingerland R.L. & Smith N.D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**: 257–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120201>.
- Smith B.N. & Epstein S. 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*, **47**(3):380-384. <https://doi.org/10.1104/pp.47.3.380>.
- Smith R.J. & Mayle F.E. 2018. Impact of mid- to late Holocene precipitation changes on vegetation across lowland tropical South America: a paleo-data synthesis. *Quaternary Research*, **89**(1): 134–155. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.89>.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F., Rossetti D.F. 2011. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **168**(1):21–30. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.09.008>.
- Smith C.B., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., França M.C., Guimarães J.T.F. 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari, Northern Brazil. *Catena*, **90**:26–38. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2011.10.002>.
- Snedaker S.C. 1995. Mangroves and climate-change in the Florida and Caribbean region - scenarios and hypotheses. *Hydrobiologia*, **295**(1-3): 43-49. <https://doi.org/10.1007/BF00029109>.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **101**(10):44–53. doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.018
- Souza-Filho P.W.M., Martins E.S.F., Costa F.R. 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: a remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management*, **49**(7-8): 462–475. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2006.04.005>.
- Spencer T., Schuerch M., Nicholls R.J., Hinkel J., Lincke D., Vafeidis A.T., Reef R., McFadden L., Brown S. 2016. Global coastal wetland change under sea-level rise and related stresses: The DIVA Wetland Change Model. *Global and Planetary Change*, **139**: 15–30. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.018>.
- Stevaux J.C. 1994. The upper Parana river (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, **21**:143–161. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)90028-0).
- Stevaux J.C. 2000. Climatic events during the late Pleistocene and Holocene in the upper Paraná River: correlation with NE Argentina and south-central Brazil. *Quaternary International*, **72**(1):73–85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00023-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00023-9).
- Stine S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during Medieval time. *Nature*, **369**(6481): 546–549. <https://doi.org/10.1038/369546a0>.

- Stockmarr J. 1971. Tablets with Spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **13**(4):615–621. <https://www.researchgate.net/publication/233774373>.
- Stouthamer E. & Berendsen H.J.A. 2007. Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes. *Sedimentary Geology*, **198**(3-4): 309–325. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.017>.
- Strahler A.N. & Strahler A.H. (ed.). 1977. *Geografia física*. Barcelona, Ediciones Omega, 636 p.
- 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 Phytologist*, **173**(3):576–583. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2006.01938.x>
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(4):273-286. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12026/11570>.
- Swift D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, **14**(1): 1–43. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(75\)90015-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(75)90015-9).
- Syvitski J.P.M., Kettner A.J., Overeem I., Hutton E.W.H., Hannon M.T., Brakenridge G.R., Day J., Vörösmarty C., Saito Y., Giosan L., Nicholls R.J. 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nature Geosciences*, **2**(10): 681–686. <https://doi.org/10.1038/ngeo629>.
- Tábua de marés. 2020. Disponível em: <https://tabuademares.com/br/santa-catarina/laguna>. Acesso em: 10 jan. 2020.
- Talbot M.R. & Johannessen T.A. 1992. High resolution paleoclimatic record for the last 27.500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**(1-4): 23-37. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90036-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90036-U).
- Tanaka A.P.B., Giannini P.C.F., Fornari M., Nascimento Jr. D.R., Sawakuchi A.O., Rodrigues S.I., Menezes P.M.L., Deblasis P., Porsani J.L. 2009. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (laguna, SC): Evolução sedimentar inferida a partir de georadar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(4):751-767. <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7732/7159>
- Thomas R.G. Smith D.G., Wood J.M., Visser J., Calverley-Range E.A., Koster E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, **53**(1-2): 123–179. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(87\)80006-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(87)80006-4).
- Toledo M.B. & Bush M.B. 2007. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography*, **34**(8):1313 - 1326. DOI: 10.1111/j.1365-2699.2006.01606.x.
- Toledo M.B. & Bush M.B. 2008. Vegetation and hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**(1):191 - 203. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652008000100014>.

- Tomazelli L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 270 p.
- Tomlinson P.B. (ed.). 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 413 p.
- Ungerer M.J., Ayres M.P., Lombardero M.J. 1999. Climate and the northern distribution limits of *Dendroctonus frontalis* Zimmermann (Coleoptera: Scolytidae). *Journal of Biogeography*, **26**: 1133–1145. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.1999.00363.x>.
- Van der Hammen T. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *Journal of Biogeography*, **1**(1): 3-26. DOI: 10.2307/3038066.
- Vedel V., Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**(2):115–123. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0023-9>.
- Veloso H.P., Rangel Filho A.L.R., Lima J.C.A. 1991. *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. Rio de Janeiro, IBGE. Manual técnico. 124 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS%20-%20RJ/classificacaovegetal.pdf>. Acesso em: 18 set. 2018.
- Vidotto E. 2008. *Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso-SP durante o Quaternário tardio*. PhD Thesis, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 199 p.
- Villwock J.A. 1994. *A costa brasileira: geologia e evolução*. Porto Alegre, CECO- UFRGS, p.38-49. (Notas Técnicas, 7).
- Vuille M.S.J., Burns B.L., Taylor F.W., Cruz F.W., Bird B.W., Abbott M.B., Kanner L.C., Cheng H., Novello V.F. 2012. A review of the South American Monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, **8**(4): 1309–1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>.
- Walsh G.E. 1974. Mangroves: a review. In: Reimold R.J. & Queen W.H. (ed.). *Ecology of Halophytes*. New York, Academic Press. p. 51–174.
- Walther G.-R., Post E., Convey P., Menzel A., Parmesan C., Beebee T.J.C., Fromentin J.-M., Hoegh-Guldberg O., Bairlein F. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, **416**(6879): 389–395. <https://doi.org/10.1038/416389a>.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**(19-20): 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>.
- Webb E.L., Friess D.A., Krauss K.W., Cahoon D.R., Guntenspergen G.R., Phelps J. 2013. A global standard for monitoring coastal wetland vulnerability to accelerated sea level rise. *Nature Climate Change*, **3**(5): 458–465. <https://doi.org/10.1038/nclimate1756>.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, **30**(5): 377-392. <https://www.jstor.org/stable/30063207>.

Williams D.W. & Liebhold A.M. 2002. Climate change and the outbreak ranges of two North American bark beetles. *Agricultural and Forest Entomology*, **4**(2): 87–99. <https://doi.org/10.1046/j.1461-9563.2002.00124.x>.

Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzalez S., Huddart D. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. *Quaternary Science Reviews*, **24**(18-19): 2015–2029. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.014>.

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. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(90\)90013-H](https://doi.org/10.1016/0272-7714(90)90013-H).

Wong P.P., Losada I.J., Gattuso J.-P., Hinkel J., Khattabi A., McInnes K.L., Saito Y., Sallenger A. 2014. Coastal systems and low-lying areas. In: Field C.B., Barros V.R., Dokken D.J., Mach K.J., Mastrandrea M.D., Bilir T.E., Chatterjee M., Ebi K.L., Estrada Y.O., Genova R.C., Girma B., Kissel E.S., Levy A.N., MacCracken S., Mastrandrea P.R., White L.L. (eds.). *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability*. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. United Kingdom and New York, Cambridge University Press, p. 361-409.

Woodcock C.E., Allen R., Anderson M., Belward A., Bindschadler R., Cohen W., Gao F., Goward S. N., Helder D., Helmer E., Nemani R., Oreopoulos L., Schott J., Thenkabail P.S., Vermote E.F., Vogelmann J., Wulder M.A., Wynne R. 2008. Free access to Landsat imagery. *Science*, **320**(5879) 1011-1011. DOI: 10.1126/science.320.5879.1011a.

Woodroffe C.D. 1981. Mangrove swamp stratigraphy and Holocene transgression, Grand Cayman Island, West Indies. *Marine Geology*, **41**(3-4): 271–294. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90085-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90085-2).

Woodroffe C.D. 1987. Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. *Pacific Science*, **41**(1-4):166-185. <http://hdl.handle.net/10125/1031>.

Woodroffe C.D. & Grindrod J. 1991. Mangrove biogeography: the role of quaternary environmental and sea level change. *Journal of Biogeography*, **18**(5):479-92. <http://dx.doi.org/10.2307/2845685>.

Ybert J.P., Bissa W.M., Kutner M. 2001. Relative sea level variations and climatic evolution in Southeastern and Southern Brazil during the Late Holocene. *Pesquisas em Geociências*, **28**(2): 75–83. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20270>.

Yu L. & Gong P. 2012. Google Earth as a virtual globe tool for Earth science applications at the global scale: progress and perspectives. *International Journal of Remote Sensing*, **33**(12): 3966-3986. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.636081>.

Zular A., Utida G., Cruz F.W., Sawakuchi A.O., Wang H., Bicego M., Giannini P.C.F., Rodrigues S.I., Garcia G.P.B., Vuille M., Sifeddine A., Zocatelli R., Turcq B., Mendes V.R. 2018. The effects of midHolocene fluvio-eolian interplay and coastal dynamics on the formation of dune-dammed lakes in NE Brazil. *Journal of Quaternary Science Review*, **196**: 137–153. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.07.022.