



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 529

**OS EFEITOS DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS E
VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR SOBRE O MANGUEZAL DE
LAGUNA (SC) - LIMITE SUL AMERICANO**

Dissertação apresentada por:

PATRICIA SILVA RODRIGUES

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

**BELÉM
2018**

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

Rodrigues, Patrícia Silva, 1986-

Os efeitos das oscilações climáticas e variações do nível do mar sobre o manguezal de Laguna (SC) - limite sul americano / Patrícia Silva Rodrigues. – 2018

xiii, 65 f. : il. ; 53 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marlon Carlos França

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Geologia estratigráfica - Holoceno. 2. Florestas de mangue - Santo Antônio, Lagoa de (SC). 3. Mudanças Climáticas - Santo Antônio, Lagoa de (SC). 4. Palinologia - Santo Antônio, Lagoa de (SC). 5. Sedimentologia. I. Título.

CDD 22. ed.: 551.793

Elaborada por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



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


**OS EFEITOS DAS OSCILAÇÕES CLIMÁTICAS E
VARIACIONES DO NÍVEL DO MAR SOBRE O MANGUEZAL
DE LAGUNA (SC) - LIMITE SUL AMERICANO**


Dissertação apresentada por
PATRICIA SILVA RODRIGUES


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

Data de Aprovação: 19 / 04 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Marlon Carlos França
Orientador - IFPA


Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
Membro - UFPA


Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda
Membro - USP

Dedico esse trabalho à toda minha família, que tem sido meu porto seguro ao longo de todos esses anos. Em especial ao meu pai, Hudson José Rodrigues por ter sido meu conselheiro nos momentos de turbulência.

AGRADECIMENTOS

À minha família que é a base das minhas conquistas. A inspiração e força para as minhas batalhas. É graças a vocês e por vocês que sei que posso ir além.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marlon França por ter me dado a oportunidade de desenvolver esse trabalho, pela paciência em me ensinar, pela confiança, por ter me apoiado nos momentos necessários, por ter acreditado que eu seria capaz mesmo quando eu mesma tive dúvidas quanto a isso. Por ter sido um exemplo de profissionalismo, respeito, educação, por ter estado presente e por estar sempre aberto a discussões e sugestões. Professor, obrigada por não apenas ter me mostrado o caminho mas por ter caminhado comigo.

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

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) por permitir o uso do microscópio e acesso a palinoteca para identificação e contagem dos grãos de pólen.

Ao Laboratório de Oceanografia Química (LOQ) por possibilitar a realização da análise granulométrica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento deste projeto de pesquisa (CNPq 445111/2014-3).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG-UFPA) pela disponibilidade de salas e laboratórios.

E como não só de ciência vive o homem, quero agradecer aos meus amigos da FUZARCA, Rafael Guimarães, Helder Thadeu, Bruna Nogueira, Bino, Ramon, Lombra, Quaxi e Cara de Peixe, que desde a graduação têm sido fontes inesgotáveis de alegria, descontração e ombro amigo nos momentos difíceis.

Aos meus amigos estudiosos do quaternário Allana, Jájá. Fernando e Bia pelas discussões, trocas de informações, feitas preferencialmente às sextas pela tarde na Rosa.

Gostaria de agradecer em especial a Neuza Araújo e Érika Ferreira pela ajuda com o trabalho palinológico. Sem vocês não teria sido possível.

RESUMO

Um ecossistema de manguezal, situado na Laguna de Santo Antônio, Santa Catarina-Brasil, limite sul de ocorrência de manguezais na América do Sul foi escolhido como área de estudo para este trabalho. Tendo como principal objetivo estudar o comportamento desse ecossistema em relação às mudanças climáticas durante o Holoceno, foi realizada uma análise multi-elementar, compreendendo análises geoquímicas (COT, NT, C/N, C/S, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), sedimentológicas e palinológicas em um testemunho sedimentar com 4,75 m de profundidade, denominado RP-01 e coletado com um amostrador do tipo “Peat Sampler”. Esses resultados foram temporalmente sincronizados com seis datações C-14. Cinco fácies sedimentares foram individualizadas, as quais foram agrupadas em duas associações de fácies: *i*) laguna e *ii*) barra de desembocadura de distributário. Com base nos resultados, uma mudança de influência marinha para terrestre na proveniência da matéria orgânica foi proposta. Uma porção da laguna anteriormente sob influência de processos lagunares, deu lugar ao desenvolvimento de uma barra de desembocadura de distributário. O aumento de matéria orgânica de origem terrestre, ocorrido principalmente a partir do Holoceno tardio, bem como o maior aporte sedimentar dos rios Sambaquí e Tubarão em direção à laguna favoreceu a formação da barra de distributário. Mudanças no comportamento vegetacional também foram identificadas. Dados palinológicos indicam que durante o Holoceno médio a vegetação do tipo herbácea predominou na região, sugerindo condições climáticas menos úmidas quando comparadas com o Holoceno inferior. O aumento nos valores de grãos de pólen representantes de árvores e arbustos, palmeiras e a presença do manguezal nas profundidades mais próxima do topo do testemunho são indicativos da ocorrência de um clima sub-tropical na região. Isso está provavelmente relacionado à mudança de posição da ITCZ (Intertropical Convergence Zone) em direção à América do Sul e a intensificação do SAMS (South American Monsoon System), que provocou aumento na umidade e na taxa de precipitação na região sul do Brasil. Em especial, o desenvolvimento e expansão do manguezal principalmente durante os últimos séculos comprova mudanças na configuração climática na região de Laguna (SC), com o estabelecimento de um clima relativamente mais quente e úmido atualmente.

Palavras chaves: Holoceno, Laguna de Santo Antônio, Manguezal, Mudanças Climáticas, Palinologia e Sedimentologia.

ABSTRACT

A mangrove ecosystem located in the Santo Antônio Lagoon, Laguna (SC), Southern Brazil is considered to be the southern limit of mangroves occurrence in South America has been chosen as the study site for this work. Our major goal was to study the dynamic of this mangrove regarding climatic changes during the mid- to late-Holocene. The study has been carried out based on one sediment core, RP-01 (4.75 m depth) sampled using a Peat Sampler set. A multi-proxy analysis that links geochemistry (ie. Total C, Total N, C/N, C/S, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), sedimentology and palynology have been used in order to achieve the main goal. These data were temporally synchronized with six radiocarbon ages. Five facies were described considering their geometry, sediment composition, texture, grain size and geochemistry. They were grouped into two facies associations: i) lagoon and ii) distributary mouth bar. A transition from marine to terrestrial influence on the organic matter source during the mid-late Holocene has been proposed for the area. The increase in the terrestrial organic matter, especially occurred from the late Holocene on, just as the bigger contribution of the Sambaqui and Tubarão Rivers towards the lagoon has favored the development of the distributary mouth. The vegetation has also changed during this time. Pollen data indicated that over the mid-Holocene herbaceous plants dominated the area suggesting a less humid climate than the present one. The enhancement in the pollen grains of trees, shrubs, palms and the appearance of the mangrove towards the late Holocene it is interpreted as a sign of more humid and warm climate conditions than the later one in this region. This is probably related to the shifting of the ITCZ southwards and the intensification of the SAMS causing higher precipitation rates. The development of the studied mangrove site has occurred mainly during the past centuries, highlighting changes on the climate in the Laguna (SC) region and showing a sett up of a warmer and more humid climate than that observed during the mid-Holocene.

Keywords: Environmental Changes, Holocene, Mangrove, Palinology, Santo Antônio Lagoon, Sedimentology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa apresentando a localização e a vegetação da área de estudo. A seta em vermelho indica o local de amostragem do testemunho RP-01.....	4
Figura 2- Mapa geológico do litoral Centro-Sul de Santa Catarina. Modificado de Horn Filho <i>et al</i> (2014).....	6
Figura 3- Mapa ressaltando as feições geomorfológicas de Santa Catarina. Em destaque encontra-se a Laguna de Santo Antônio. Local de amostragem do testemunho estudado no presente trabalho . Modificado de Hesp <i>et al.</i> (2009).....	7
Figura 4- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ característicos dos diferentes grupos de plantas (ciclos fotossintéticos, C_3 , C_4 e CAM) e também a distribuição natural de cada grupo (%), de acordo com Boutton (1996).	15
Figura 5- Modelo conceitual apresentando os principais processos biogeoquímicos que controlam os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ e $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ e conseqüentemente, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de plantas aquáticas e matéria orgânica particulada. Modificado de Finlay e Kandall (2008).....	19
Figura 6- Ilustração do processo de formação, incorporação, e decaimento do ^{14}C . Retirado de França (2010).....	21
Figura 7- A) Modelo do testemunhador utilizado. B) Testemunho RP-01 coletado em campo. C) Imagem aérea da barra de desembocadura onde o testemunho foi retirado.....	23
Figura 8- A) Imagem de Raios-X realizada antes da abertura do testemunho e ao lado imagem do interior do testemunho (200-150 cm). B) Imagem de Raios-X realizada antes da abertura do testemunho e ao lado imagem do interior do testemunho (150-100 cm). Setas em vermelho indicam níveis contendo fragmentos de conchas.....	24
Figure 1: A) Vegetation map indicating the dominant vegetation in the area. B) Figure showing the relationship between the mangrove and <i>Spartina sp.</i> C) Relationship between the mangrove on the distributary mouth bar and the surrounding forest. D) Google Earth image showing the geomorphological configuration of a distributary mouth bar. E) Geomorphological map showing the main geomorphological features in the study area with the distributary mouth bar (red triangle).....	33

Figure 10- Summary of the pollen results and facies analysis for the studied sediment core plotted with sedimentation and ^{14}C ages.....	40
Figure 11- Summary of the pollen results and facies analysis for the studied sediment core plotted with sedimentation and ^{14}C ages.....	41
Figure 12: Pollen data from core RP-01 with percentages of the most frequent pollen taxa and samples...	42
Figure 13: A) Diagram showing the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N for the different sedimentary environments. B) $\delta^{15}\text{N}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ for the sedimentary environments.....	46

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Valores isotópicos correspondentes aos diferentes tipos de fonte para matéria orgânica. 1- Valores calculados para algas em ambientes dominados por plantas C₃; 2- Valores calculados para algas em ambientes dominados por plantas C₄; 3 e 4- Carbono orgânico particulado. (particulate organic carbono); 5 e 6- Carbono orgânico dissolvido (dissolved organic carbon). Valores obtidos a partir de Lamb et al. 2006.....16

Tabela 2- 1-Plantas terrestres com ciclo fotossintético do tipo C₃; 2-Plantas terrestres com ciclo fotossintético C₄; 3-Carbono orgânico particulado (particulate organic carbono); 4- Carbono orgânico dissolvido (dissolved organic carbon). Valores obtidos a partir de Lamb et al. 2006 e Meyers 1994.....17

Table 3: Sediment samples selected for radiocarbon dating and results from LI-32 core (coastal plain of the Doce River) with material, depth, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C conventional and calibrated ages (using CALIB 6.0; Reimer et al., 2009).....39

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

% – por cento

‰ – por mil

AP – antes do presente

Cal – calibrados

ha – hectare

km² – quilômetros quadrados

L – Leste

m – metros

mm – milímetros

MPA – Massa Polar Atlântica

MTA – Massa Tropical Atlântica

N – Norte

°C – grau (s) Celsius

pH – potencial Hidrogeniônico

ppm – parte por milhão

PVC – Policloreto de Vinila

RP – Ribeirão Pequeno

S – Sul

SC – Santa Catarina

W – Oeste

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	ix
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS.....	x
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	3
2.1 GERAL.....	3
2.2 ESPECÍFICOS.....	3
3 ÁREA DE ESTUDO.....	4
3.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	5
3.2 CLIMA E FATORES OCEANOGRÁFICOS.....	8
3.3 VEGETAÇÃO.....	9
4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO.....	10
4.1 OSCILAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO.....	10
4.2 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS BRASILEIROS.....	11
4.3 $\delta^{13}\text{C}$ DA VEGETAÇÃO.....	14
4.4 $\delta^{13}\text{C}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR.....	15
4.5 RAZÃO C/N.....	16
4.6 $\delta^{15}\text{N}$	17
4.7 PALINOLOGIA.....	19
4.8 DATAÇÃO C-14.....	21
5 MATERIAS E MÉTODOS.....	23
5.1 ANÁLISE E DESCRIÇÃO DE FÁCIES.....	23
5.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA.....	25
5.3 DATAÇÃO ^{14}C	25
5.4.1 Tratamento com ácido clorídrico (HCl).....	26
5.4.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF).....	27
5.4.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$).....	27

5.4.4 Tratamento com Acetólise.....	27
5.4.5 Montagem das lâminas para microscopia.....	27
6 EFFECTS OF CLIMATIC CHANGE AND SEA LEVEL FLUCTUATIONS ON A SUBTROPICAL MANGROVE ECOSYSTEM.....	29
ABSTRACT.....	29
INTRODUCTION.....	30
GEOLOGICAL SETTING.....	31
CLIMATIC AND OCEANOGRAPHIC FEATURES.....	34
VEGETATION.....	35
RESULTS.....	38
RADIOCARBON DATES AND SEDIMENTATION RATES.....	38
Facies analysis.....	40
Interpretation.....	43
PALEOENVIRONMENT HISTORY.....	43
CLIMATE AND VEGETATION DYNAMICS.....	47
FUTURE OF SEA-LEVEL, CLIMATE AND MANGROVE RESPONSE.....	49
CONCLUSIONS.....	50
7 CONSIDERAÇÃO FINAL.....	51
8 REFERÊNCIAS.....	52

1 INTRODUÇÃO

Manguezais constituem um ecossistema costeiro de transição entre ambientes terrestres e marinhos, ocupando costas tropicais e subtropicais do planeta às margens dos oceanos e dos estuários, considerados como os ecossistemas mais produtivos do planeta (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Blasco *et al.* 1996, Kathiresan & Bingham 2001, Kathiresan 2002).

No Brasil, os ecossistemas de manguezais são encontrados ao longo de todo litoral, desde o Oiapoque (04°30'N) até Laguna (28°30'S) em Santa Catarina, limite de ocorrência desse ecossistema no litoral Atlântico da América do Sul (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012).

A vegetação típica de manguezais, no Brasil, é caracterizada principalmente pela presença de espécies como *Rhizophora mangle* (mangue vermelho), *Laguncularia racemosa* (mangue branco), *Avicennia germinans* (mangue preto) e *Conocarpus erectus* (mangue de botão). Em relação a fauna, nos manguezais são encontrados peixes, moluscos e crustáceos que servem como fonte de alimentação e renda para comunidades pesqueiras que vivem ao seu redor (Schaeffer-Novelli 1990).

Este ecossistema altamente produtivo (Lara & Dittmar 1999, Dittmar *et al.* 2001) é considerado um indicador de mudanças nas variáveis que determinam a geomorfologia costeira (Blasco *et al.* 1996, Lara & Cohen 2009, Fromard *et al.* 2004), pois seu desenvolvimento é controlado pela interação continente-oceano e sua expansão é controlada pela topografia em relação ao nível do mar (Gornitz 1991, Cohen & Lara 2003) e as condições de energia de correntes e ondas (Woodroffe 1982).

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). Projeções climáticas para o próximo século indicam um aumento de até 13 mm/ano no nível do mar (Grinsted *et al.* 2009). Para as temperaturas atmosféricas espera-se um aumento de 1° a 3,7°C entre os anos de 2081 e 2100 (Collins *et al.* 2013). A taxa de aquecimento na temperatura das águas superficiais dos oceanos é de aproximadamente 0,18°C por década (Wong *et al.* 2014).

Nesse contexto, fatores ambientais como a temperatura do ar e da água, influenciam a distribuição geográfica dos manguezais, pois esse ecossistema não consegue crescer sob condições de baixas temperaturas, e por isso mais da metade dos manguezais do mundo se localizam na faixa entre as latitudes 10°N e 10°S. A distribuição

dos manguezais está limitada a regiões onde a média mensal mais fria está acima de 20°C e a amplitude termal é menor do 5°C (Krauss *et al.* 2008, Stuart *et al.* 2007, Tomlinsom 1986).

A influência das mudanças na temperatura do ar sobre a distribuição de manguezais em termos de latitude tem sido registrada por alguns estudos (Perry & Mendelsohn 2009, Stevens *et al.* 2006, Stokes *et al.* 2010). Neste contexto, poderia estar ocorrendo uma expansão dos manguezais para latitudes mais ao sul do Brasil na medida em que diminuam a frequência de eventos de baixa temperatura. Marengo (2006) estimou um aumento de 3 a 5°C na temperatura média anual do ar no sul do Brasil até 2080 em resposta ao aumento das concentrações dos gases estufa.

Diante das previsões de aquecimento do ar e aumento no nível do mar, a ocupação dos manguezais no sul do Brasil deve sofrer ajustes de acordo com essas variáveis. Portanto, a presente proposta de mestrado visou identificar os efeitos das mudanças climáticas sobre a distribuição dos manguezais na região sul do litoral de Santa Catarina durante o Holoceno médio e tardio, com base no conteúdo polínico, associação de fácies, análises isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$), razão C/N, razão C/S e datação ^{14}C .

2 OBJETIVOS

2.1 GERAL

- O presente estudo visa identificar os efeitos das mudanças climáticas sobre a origem e distribuição do manguezal localizado na Laguna de Santo Antônio, próximo a cidade de Laguna, Santa Catarina.

2.2 ESPECÍFICOS

- Identificar as fácies sedimentares representadas ao longo do testemunho sedimentar;
- Identificar a paleovegetação;
- Identificar a origem da matéria orgânica (marinha/continental) preservada ao longo do testemunho de sedimento por meio da sua composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) e das razões C/N e C/S;
- Determinar a cronologia dos eventos por meio de datações ^{14}C .

3 ÁREA DE ESTUDO

O testemunho sedimentar RP-01 foi coletado em uma área de ocorrência de manguezal, desenvolvido sobre uma barra de desembocadura de distributário intralagunar, na Laguna de Santo Antônio, nas proximidades da cidade de Laguna-SC (Fig. 1).

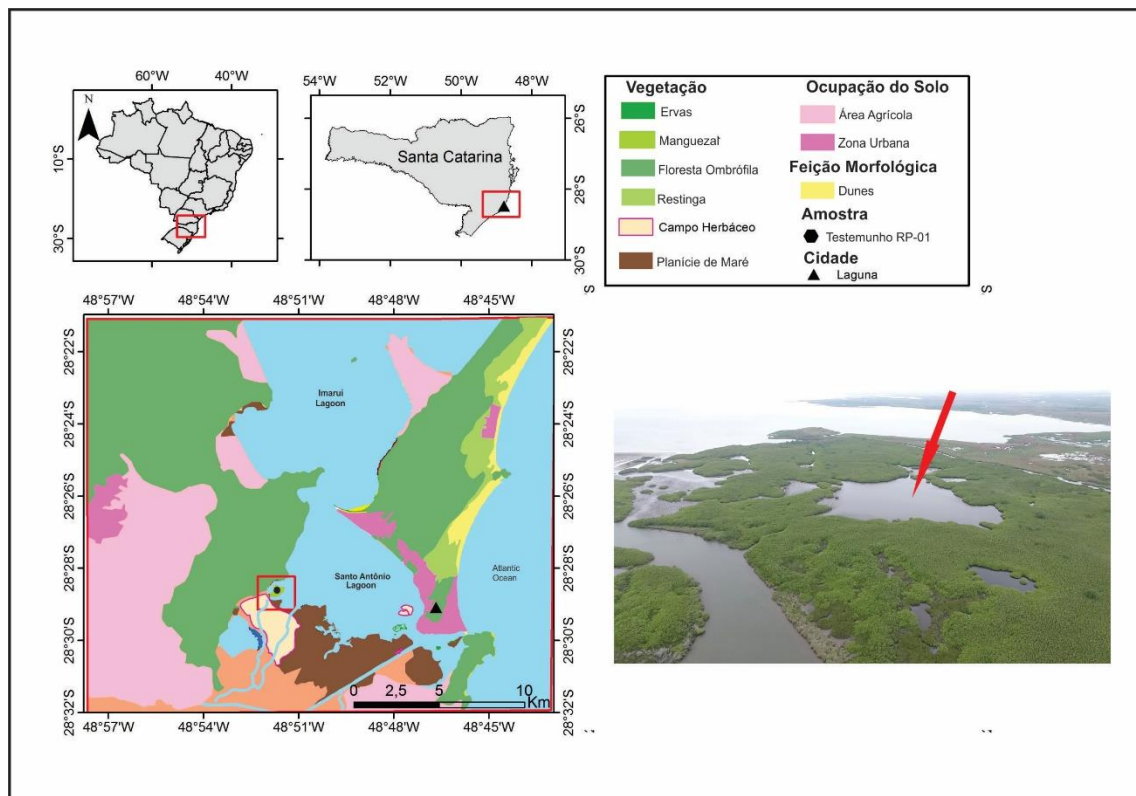


Figura 4: Mapa apresentando a localização e a vegetação da área de estudo. A seta em vermelho indica o local de coleta do testemunho RP-01.

3.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A região costeira de Santa Catarina estende-se desde a Barra do Saí na fronteira com o Paraná até a cidade de Torres na fronteira com o Rio Grande do Sul. Possui aproximadamente 538 km de comprimento (Horn Filho *et al.* 2014) e pode ser dividida em dois segmentos. Ao Norte entre a Barra do Saí e o Farol de Santa Marta, observa-se uma costa curvilínea, representada pela alternância entre elevações rochosas e a presença de baías, já na porção sul, localizada entre Farol de Santa Marta e Torres essa configuração dá lugar a uma planície costeira relativamente plana (Gianinni 1993, Hesp *et al.* 2009).

Segundo Dominguez (2009), esse setor da costa brasileira é formado por maciços de rochas cristalinas representados pela Serra do Mar e Serra Geral. O embasamento inclui rochas do Cinturão Dom Feliciano, um cinturão móvel brasileiro relacionado com o oceano marginal a leste do continente (Radambrasil-IBGE 1986). A Bacia do Paraná, na região sudeste de Santa Catarina, está representada por unidades litoestratigráficas que vão do Permo-Carbonífero ao Juro-Cretáceo (Giannini 1993).

Horn Filho *et al.* (2014), realizaram um estudo geológico dos depósitos clásticos quaternários superficiais da planície costeira de Santa Catarina. Os autores dividiram a região em três setores: setor Norte, desde a Barra de Saí Guaçu à ponta de Laranjeiras, o setor Central, desde a ponta de Laranjeiras até a barra do Porto de Laguna e o setor Sul, entre a barra do Porto de Laguna e o rio Mampituba.

O embasamento do setor Central é constituído principalmente por rochas magmáticas e metamórficas. Na área de estudo o embasamento é representado pelo Complexo Tabuleiro e Granito Pedras Grandes. O registro holocênico é constituído pelos seguintes depósitos (Horn Filho *et al.* 2014): Paludial (restringe-se a zona a oeste da Laguna de Santo Antônio, correspondendo a área de ocorrência do manguezal); Deltaico Intralagunar (representado na Laguna de Santo Antônio pela desembocadura do rio Tubarão); Marinho Praial (constitui tanto as praias atuais como os cordões regressivos) e Lagunar Praial (ocorre nas adjacências do complexo Lagunar. Fig. 2).

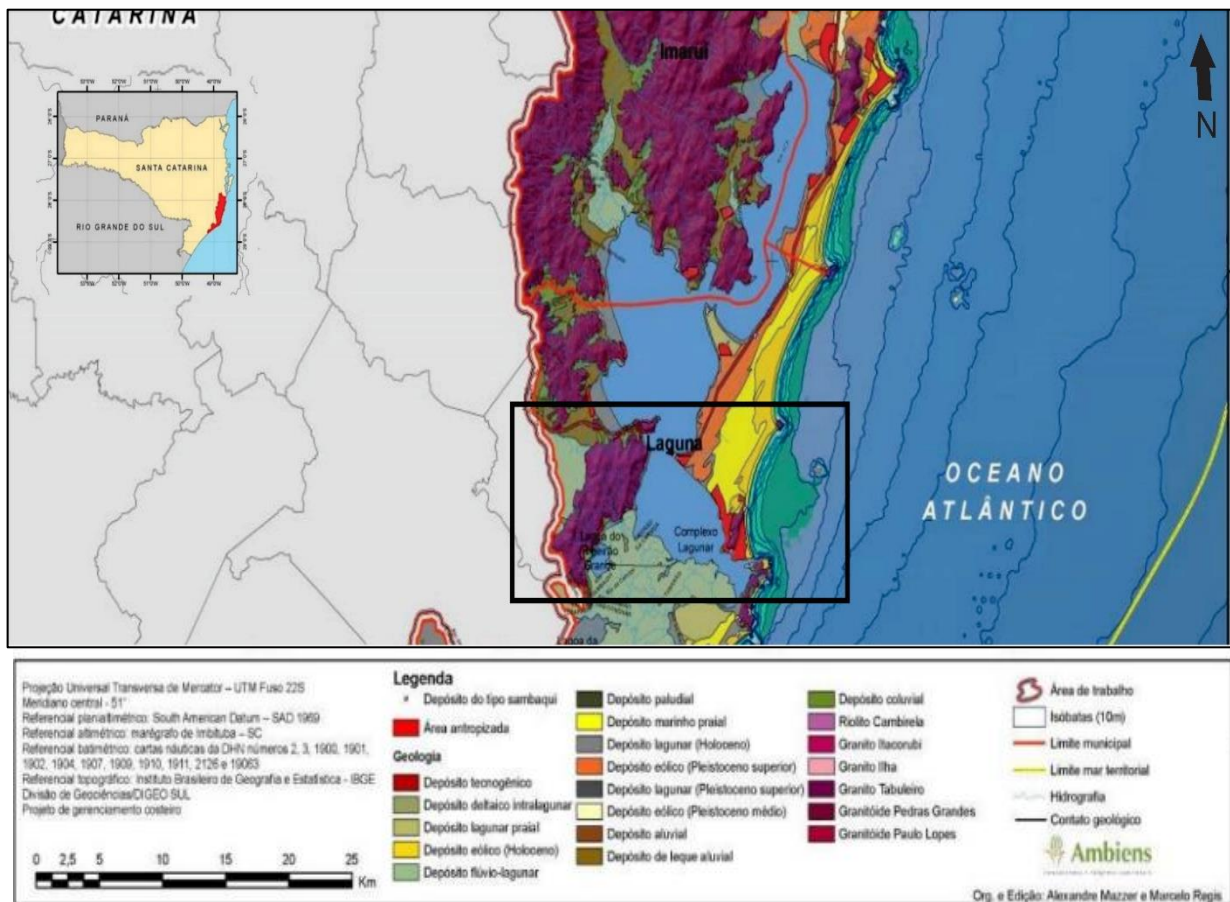


Figura 5: Mapa geológico do litoral Centro-Sul de Santa Catarina. Modificado de Horn Filho *et al.* (2014).

A geomorfologia da região (Fig. 3) é resultado de uma costa escarpada, que quando em contato com a linha de costa forma baías, onde as principais formas de relevo observadas são, barreiras arenosas, cordões de praia, planícies *cheniers*, campos de dunas frontais, parabólicas e transversais, lagunas, lagoas, morros, ilhas e penínsulas. Sistemas estuarinos também ocorrem, porém de ocorrência subordinada (Hesp *et al.* 2009, Horn Filho *et al.* 2014).

A Laguna de Santo Antônio faz parte de um complexo lagunar que de norte a sul é representado por: i) Laguna do Mirim ii) Laguna do Imaruí e iii) Laguna de Santo Antônio. Esse complexo é o maior de Santa Catarina, com 185 Km² correspondendo a mais de 50% de a toda área coberta por lagoas costeiras do estado. Sendo que a Laguna de Santo Antônio perfaz 33,85 km² desse total (Giannini 1993). Está localizado atrás de barreiras arenosas, cujas idades podem variar do Pleistoceno ao Holoceno (Giannini 1993; Hesp *et al.* 2009).

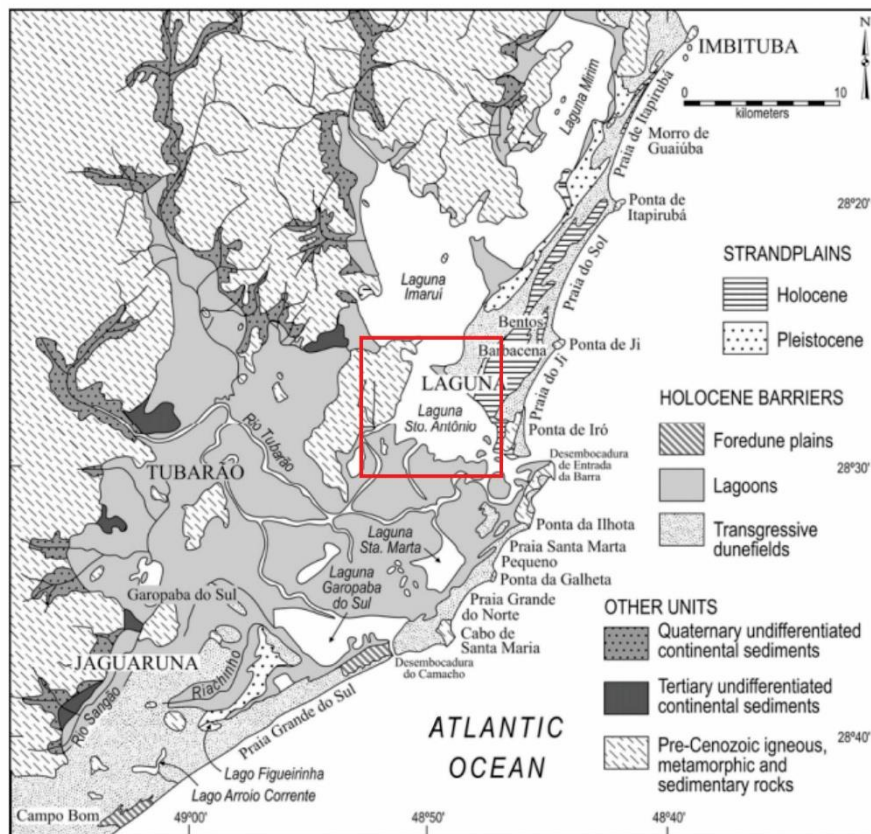


Figura 6: Mapa ressaltando as feições geomorfológicas de Santa Catarina. Em destaque encontra-se a Laguna de Santo Antônio. Local de amostragem do testemunho estudado no presente trabalho. Modificado de Hesp *et al.* (2009).

As lagoas estão interligadas entre si por canais e com o oceano Atlântico através do canal da Barra de Laguna, localizado na lagoa de Santo Antônio (Berreta 2007). Esse canal apresenta profundidades variadas ao longo de seu curso, atingindo 14.9 m em sua porção mais externa. Em seu talvegue principal a profundidade varia entre 7 e 11.7 m até as proximidades com o porto (Berreta *op. cit*)

A formação desse complexo lagunar está relacionada à Transgressão Marinha Pós-Glacial (~6600 AP), durante a qual ocorreu a inundação de áreas topograficamente mais baixas (Hesp *et al.* 2009). As maiores contribuições fluviais para o complexo lagunar provem do Rio Tubarão, o qual desemboca na Laguna de Santo Antônio, sendo assim o maior exemplo de delta lagunar na costa brasileira (Fonseca & Netto 2006, Giannini 2002). A atual configuração desse complexo lagunar está relacionada às características geológicas pré-existentes, à morfologia da plataforma continental, à orientação da linha de costa, ao aporte sedimentar e à direção predominante de vento na região (Giannini & Santos 1993).

3.2 CLIMA E FATORES OCEANOGRÁFICOS

O controle climático da região é influenciado por duas massas de ar anticiclônicas marítimas, de origem polar e tropical: a Massa Tropical Atlântica (MTA) e a Massa Polar Atlântica (MPA) (Orselli 1986). Os dois anticiclones alternam-se sazonalmente. A MTA predomina durante o verão e a primavera, agindo sobre a região costeira e produzindo ventos com orientação dominante de E a NE. A MPA é mais ativa durante o outono e o inverno, e como consequência disso, ventos ciclônicos agem na direção S-SW (Hesp *et al.* 2009).

O relevo também desempenha um papel importante em relação ao clima, sendo o responsável pela taxa de precipitação orográfica (Giannini 1993). Devido à sua localização geográfica, Santa Catarina é um dos estados que apresenta melhor distribuição de precipitação pluviométrica ao longo do ano (Monteiro 2001).

O estado de Santa Catarina enquadra-se em um clima subtropical úmido, sem estação seca definida, com verão quente, pouco ou nenhum déficit de água e baixa concentração de evapotranspiração durante o verão (Giannini 1993, Amaral *et al.* 2012). As temperaturas médias da região variam entre 14°C no inverno a 23°C no verão (média anual de 19°C), com a média de 15.7°C para o mês mais frio (Schaeffer- Novelli *et al.* 1990) e com uma amplitude anual de 8°C (Soares *et al.* 2012). A taxa de precipitação é de 1250 mm (Imbituba) e 1400mm (Laguna) (Martinho 2004).

O regime de micromaré é predominante ao longo da costa catarinense com uma amplitude de maré de 0,6 m (Giannini 2002, Giannini 2003). 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), esses deltas são feições proeminentes (Giannini 2003). 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). De maneira geral, a deriva litorânea ocorre nas direções S-SE para ENE-NE, como indicado pelas feições geomorfológicas, granulométricas e mineralógicas.

3.3 VEGETAÇÃO

A vegetação moderna da região sul do Brasil é formada por: Mata Atlântica, Floresta de Araucária, Floresta Ombrófila, Campos (Behling 1998, Behling 2002) e Manguezais (Soares *et al.* 2012). A Mata Atlântica ocorre entre as regiões sul e sudeste em estreita faixa que varia entre 100-250 km nas planícies costeiras ao longo do oceano Atlântico, e nas encostas a leste das montanhas da Serra do Mar e Serra Geral (Behling 2002). Florestas subtropicais de Araucária também são encontradas na região sul entre as latitudes 24 e 30° S (elevação 1000-1400 m) (Behling *op.cit.*).

As vegetações do tipo Campos e Campos de Altitude também fazem parte do arcabouço vegetacional do sul do Brasil. Os Campos são diferenciados em campos limpos, colonizados por ervas das famílias Poaceae, Cyperaceae e Asteraceae, e em campos sujos, que em adição as gramíneas também incluem arbustos, primariamente das famílias, Asteraceae (*Baccharis gaudichaudiana*, *B. uncinella*) e Apiacea (*Eryngium sp.*), formando um mosaico com as Araucárias (Behling 2002). Campos de Altitude são observados no topo de serras localizadas na região sul, com elevação maior do que 1600 m. Contém espécies das famílias Cyperaceae e Poaceae e também Melastomataceae, Ericaceae, Eriocaulaceae, Asteraceae e Verbenaceae (Sajord 1999 a,b).

Os manguezais são formados predominantemente por *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* e *Avicennia schaueriana*. O limite de ocorrência de *R. mangle* é na Ilha de Santa Catarina onde ocorre como pequenos arbustos de aproximadamente 1.5 m de altura (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012). Ainda segundo os mesmos autores, ocorrem associados ao mangue, *Spartina densiflora*, uma espécie típica de pântanos salinos, além de *Acrostichum auerium* (pteridófita típica de pântanos). Ao sul da Laguna de Santo Antônio, a vegetação de mangue dá lugar ao aparecimento de pântanos salinos. Apesar de estarem em menor número, as árvores de *A. schaueriana* são maiores do que as de *L.racemosa*, podendo atingir até 10 m (Araujo & Santos 1987, Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012). A Laguna de Santo Antônio, área de estudo do presente trabalho, constitui o limite sul de ocorrência de manguezais na América do Sul (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012).

A distribuição do padrão vegetacional encontrado na região Sul é principalmente controlado pela MTA e MPA. O encontro dessas duas massas de ar produz fortes e longos períodos de chuva, inibindo a formação de um período de seca bem definido (Behling 2002).

4 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

4.1 OSCILAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO

Mudanças no nível do mar são causadas devido a movimentação entre a superfície e o assoalho oceânico (Milne *et al.* 2005). As variações do nível do mar podem ser classificadas em eustáticas e aparentes e as combinações resultantes dessas duas variáveis constituem as variações do nível relativo do mar (Angulo & Souza 2014).

Diversos trabalhos já foram publicados a fim de compilar os dados e sintetizar o conhecimento obtido, a respeito das oscilações do nível do mar ao longo do Holoceno na região costeira brasileira, destacando-se nesse âmbito os trabalhos de Martin *et al.* (2003), Milne *et al.* (2005) e Angulo *et al.* (2006) entre os mais recentes.

Segundo Milne *et al.* (2005), durante os últimos 20.000 anos mudanças no nível relativo do mar ocorreram devido a transição do sistema terrestre de um período glacial para um interglacial. Os autores propõem um modelo de variação eustática do nível do mar, em que a elevação do nível mar na América do Sul ocorreu em 7550 cal AP e atingiu aproximadamente 2,5 metros em Santa Catarina, acima do nível do mar atual. O modelo ainda sugere que o período de estabilização do nível do mar nessa região ocorreu entre 7000 e 5000 cal AP, seguido então do início do processo de regressão. O período de estabilização do nível do mar durante o Holoceno médio em Santa Catarina ocorreu em 6000 cal AP.

Angulo *et al.* (2006), propôs que na região costeira do Brasil o último ciclo transgressivo- regressivo ocorreu durante o Holoceno há cerca de 6.600 AP (6900-7700 AP). Os indicadores de paleoníveis marinhos utilizados nesse trabalho (vermitídeos) apontam que o máximo transgressivo pós glaciação ocorreu entre 4900 AP (5100 AP) 5400 AP (5700 AP), e atingiu uma elevação de aproximadamente 2.1 m na porção sul de Santa Catarina. Essa elevação pode ter durado algumas centenas de anos entre 5000 e 5800 cal AP. Ainda de acordo com Angulo *et al.* (2006), após esse período a costa brasileira registrou um declínio progressivo do nível relativo do mar, com taxas irregulares, desde a última transgressão ocorrida no Holoceno médio.

4.2 DINÂMICA DOS MANGUEZAIS BRASILEIROS

Os manguezais constituem um ecossistema costeiro de transição entre ambientes terrestres e marinhos, ocupando costas tropicais e subtropicais às margens dos oceanos e dos estuários, considerados como os ecossistemas mais produtivos do planeta (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Kathiresan & Bingham 2001). A vegetação de mangue destaca-se por apresentar adaptações morfológicas e fisiológicas altamente desenvolvidas para condições ambientais extremas (Kathiresan & Bingham *op.cit.*).

No Brasil, os ecossistemas de manguezais são encontrados ao longo de quase todo litoral, desde o Oiapoque (04°30'N) até Laguna (28°30'S), em Santa Catarina, limite de ocorrência desse ecossistema no litoral Atlântico da América do Sul (Soares *et al.* 2012, Horn Filho *et al.* 2014). Ocupam uma área total de aproximadamente 13.400 km² o que corresponde a cerca de 50% do total de manguezais presentes no continente americano (Vilhena *et al.* 2010).

Os manguezais encontrados ao longo da linha de costa brasileira variam em diversos aspectos, dentre eles: altura das árvores, padrão de distribuição das espécies e padrão estrutural (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). De Norte a Sul, direção em que tanto a amplitude de maré como a temperatura diminuem, observa-se a redução no tamanho das árvores e os manguezais deixam de ocupar extensas áreas passando a ocorrer em estreitas faixas ao longo da planície costeira (Amaral *et al.* 2006). Na planície costeira da região Sul do Brasil, os manguezais estão restritos a baías com regimes de micromáres, lagunas ou canais estuarinos (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990).

O desenvolvimento e a composição da vegetação de mangue dependem fortemente da temperatura, tipo de solo, salinidade, frequência e duração do processo de inundação, taxa de acreção de sedimentos, energia das marés e do vento e tectônica (Blasco *et al.* 1996, Schaeffer-Novelli *et al.* 2000). Mudanças em uma ou mais dessas variáveis, podem ocasionar movimentos de expansão/contração ou até mesmo levar a extinção da vegetação de mangue (Cohen *et al.* 2012, Soares *et al.* 2012, França *et al.* 2013, França *et al.* 2015).

A região costeira entre os estados do Amapá, Pará e Maranhão abriga cerca de 85% (10.713 km²) do total de vegetação de manguezais encontrados no Brasil (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Souza-Filho 2005, Cohen *et al.* 2012). A continuidade da vegetação de mangue ao longo dessa faixa só é interrompida nas proximidades da foz do Rio Amazonas, devido à elevada descarga de água doce que impede a entrada do oceano

(Schaffer-Novelli *et al.* 2000, Cohen *et al.* 2008, França *et al.* 2012). Seu arcabouço vegetacional é formado predominantemente por árvores das famílias, Rhizophoraceae, (sendo a *Rhizophora mangle* a espécie de mais ampla distribuição. *Rhizophora racemosa* e *Rhizophora harrisoni* ocorrem subordinadamente); Avicenniaceae, (representada por *Avicennia germinans* e *A. schaueriana*) e Combretaceae (representada pela *Laguncularia racemosa*) (Menezes *et al.* 2008).

O litoral nordeste, do Ceará ao Rio de Janeiro, apesar de compreender quase metade do litoral brasileiro, representa apenas 10% da área total de ocorrência de manguezais no Brasil. O clima semi-árido, o regime de meso e micro-marés e o desenvolvimento de campos de dunas móveis ajudam a restringir o desenvolvimento dos manguezais nessa área (Lacerda 1999). Os manguezais nordestinos são mais baixos e estruturalmente menos complexos. *Rhizophora mangle* é a espécie mais notável atingindo até 20 m de altura (Lacerda *op. cit.*). Os manguezais são do tipo franja, segundo a classificação proposta por Schaeffer-Novelli (2000).

A região costeira sul-sudeste, do Rio de Janeiro a Santa Catarina, abriga apenas 5% do total de manguezais encontrados no Brasil. É caracterizada por apresentar uma planície costeira relativamente estreita, limitada pela presença da Serra Geral. Normalmente os manguezais estão restritos ao interior de baías (Lacerda 1999) ou às margens de lagunas/lagoas (Soares *et al.* 2012). As florestas de mangue são constituídas por árvores baixas, raramente ultrapassando 10 m de altura. (Lacerda *op. cit.*).

A formação e atual configuração dos manguezais ao longo do litoral brasileiro está relacionada ao último ciclo transgressivo- regressivo ocorrido durante o Holoceno há cerca de 6.600 AP (Behling & Negrelle 2001, Ybert *et al.* 2003, Cohen *et al.* 2005b, Pessenda *et al.* 2012, França *et al.* 2013). Durante o último milênio, a predominância de um clima quente e úmido na zona costeira brasileira e a estabilização do nível do mar, têm favorecido o desenvolvimento dos manguezais (Lorscheitter 2003).

Apesar de ser um ecossistema extremamente sensível a mudanças em qualquer uma das variáveis que controlam o seu desenvolvimento e manutenção, não são essas as principais ameaças aos manguezais brasileiros atualmente. A influência antrópica nesse ecossistema ao longo dos anos tem causado a devastação de grandes áreas. A conversão de manguezais para a realização da prática de aquicultura, a super exploração e o desenvolvimento urbano e industrial têm desempenhado um grande papel na degradação das áreas de manguezais. Sendo responsáveis pela perda de mais de 50.000 ha (cerca de

4% do total da área de manguezal no país) ao longo dos últimos 30 anos (Ferreira & Lacerda 2006).

É extremamente importante a preservação dos manguezais brasileiros, visto que esse ecossistema traz grandes benefícios, tanto ecologicamente quanto financeiramente, para a sociedade. A conscientização dos órgãos públicos na criação de novas leis de amparo e proteção aos manguezais e na execução das já existentes representaria um importante avanço em direção a proteção desse ecossistema. A população em geral em conjunto com universidades, centro de pesquisas dentre outras entidades, também desempenham um papel significativo na defesa, conservação e proteção dos manguezais.

4.3 $\delta^{13}\text{C}$ DA VEGETAÇÃO

As plantas que realizam fotossíntese podem ser divididas em três grupos, dependendo do tipo de mecanismo utilizado para a absorção do CO_2 : plantas com ciclo fotossintético C_3 , plantas com ciclo fotossintético C_4 e plantas do tipo CAM. Cada um desses grupos, possui valores característicos de $\delta^{13}\text{C}$, o que permite diferenciá-los ao longo do registro sedimentar (Fig. 4).

Plantas terrestres que utilizam o ciclo fotossintético do tipo C_3 constituem aproximadamente 85% do total de plantas (Boutton 1996). São assim denominadas por apresentarem como primeiro produto estável, um composto orgânico com 3 carbonos. São dominantes na maioria dos ecossistemas, desde às florestas boreais até os trópicos.

Plantas com ciclo fotossintético do tipo C_4 , diferenciam-se das plantas com ciclo fotossintético C_3 por apresentarem como primeiro produto estável um composto orgânico com 4 carbonos. São mais adaptadas a climas quentes e semiáridos do que plantas com ciclo fotossintético C_3 , apresentando vários mecanismos capazes de lidar com a escassez de água, requerendo porém um certo nível de umidade (Nelson *et al.* 2004). Essas plantas representam cerca de 5% dentre o total de plantas, 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 plantas CAM representam um grupo de 30 mil espécies vegetais, distribuídas em mais de 25 famílias, dentre elas as famílias Cactaceae, Crassulaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae, Liliaceae, Euphorbiaceae e outras. A sigla CAM deriva do fato do mecanismo de absorção do CO_2 ter sido inicialmente descrito para as crassuláceas e é conhecido como metabolismo ácido das crassuláceas. Esse tipo de planta é capaz de incorporar carbono inorgânico utilizando tanto o ciclo fotossintético C_3 como o C_4 (Lamb *et al.* 2006). Plantas mais adaptadas a ambientes com salinidade elevada pertencem ao grupo das plantas C_4 e CAM (Allen *et al.* 2007).

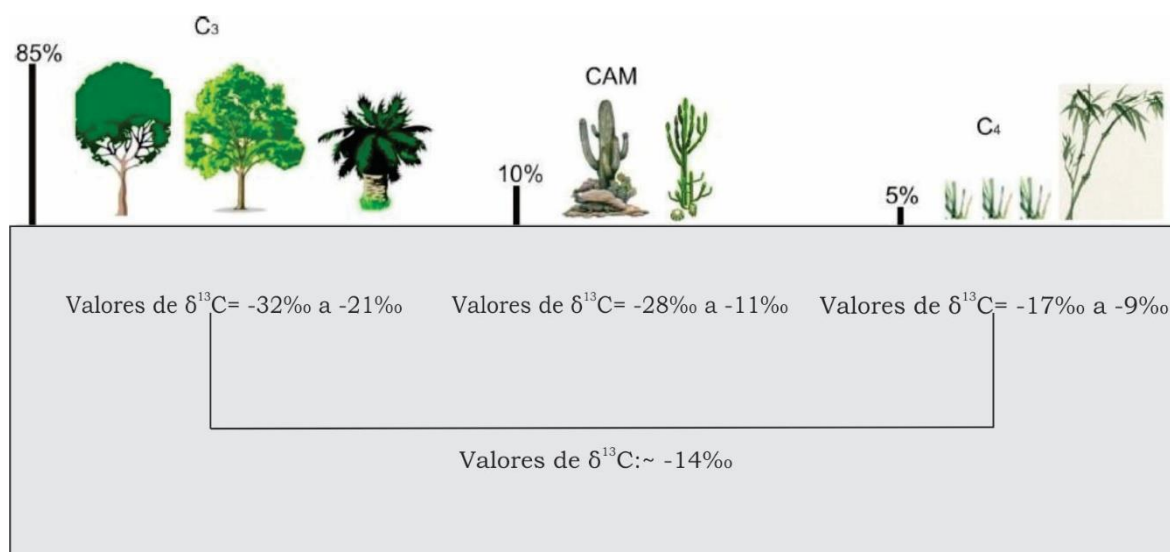


Figura 7: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ característicos dos diferentes grupos de plantas (ciclos fotossintéticos do tipo, C₃, C₄ e CAM) e também a distribuição natural de cada grupo (%), de acordo com Boutton (1996). Modificado de França (2010).

4.4 $\delta^{13}\text{C}$ DA MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR

Os depósitos sedimentares preservados em ambientes costeiros tais como, estuários, lagoas/lagunas, baías, inlets e bacias isoladas, constituem importantes fontes para o estudo de paleoclimas, mudanças no nível do mar e na geomorfologia (Lamb *et al.* 2006). Em locais onde a presença de microfósseis é rara ou ausente, a análise dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ oferece um método alternativo, que pode ser aplicado em qualquer tipo de sedimento que contenha algum tipo de material orgânico (Lamb *op. cit.*).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) podem ser utilizados na determinação da proveniência da matéria orgânica (Lamb *et al.* 2006), e também na identificação da ocorrência de variações climáticas sazonais (Allen *et al.* 2007). A razão entre carbono orgânico e nitrogênio total (C/N) é normalmente utilizada em conjunto com $\delta^{13}\text{C}$ fornecendo assim interpretações mais acurados (Lamb *et al. op. cit.*).

Sedimentos provenientes de ambientes costeiros recebem matéria orgânica de fontes alóctones (material transportado por rios ou marés) e autóctones (material proveniente da bacia de deposição). As principais fontes de matéria orgânica apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ bem característicos, conforme observado na Tabela 1.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são úteis em distinguir, se a fonte de matéria orgânica é proveniente de vegetação terrestre ou tem influência marinha. Essa técnica também permite a diferenciação dentre os diferentes tipos de plantas terrestres (Meyers 1994).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ referentes a plantas aquáticas, algas (marinhas e de água doce), DOC (marinho e fluvial) e POC (marinho e fluvial) são controlados pela utilização de bicarbonato (HCO_3^-) ou CO_2 dissolvido. O CO_2 dissolvido apresenta menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-8‰) em relação a HCO_3^- (~0‰, Meyers 1994). A disponibilidade de HCO_3^- e CO_2 depende do pH do ambiente. Em ambientes marinhos (pH ~ 8) há maior disponibilidade de HCO_3^- quando comparado com ambientes fluviais (pH ~ 5), dessa forma, plantas aquáticas, algas, DOC e POC de origem marinha apresentam valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$, por utilizarem predominantemente HCO_3^- (Lamb *et al.* 2006).

Tabela 1: Valores isotópicos correspondentes aos diferentes tipos de fonte para matéria orgânica. 1- Valores calculados para algas em ambientes dominados por plantas C_3 ; 2- Valores calculados para algas em ambientes dominados por plantas C_4 ; 3 e 4- Carbono orgânico particulado. (particulate organic carbon); 5 e 6- Carbono orgânico dissolvido (dissolved organic carbon). Valores obtidos a partir de Lamb *et al.* 2006.

Fonte de matéria orgânica	Valores de $\delta^{13}\text{C}$
Plantas Aquáticas (água doce)	entre -50 ‰ e -11‰
¹ Algas de água doce	entre -26 ‰ e -30‰
² Algas de água doce	≤ 16 ‰
³ POC fluvial	entre -25 ‰ e -30‰
⁴ POC marinho	entre -21 ‰ e -18‰
⁵ DOC fluvial	entre -26 ‰ e -28‰
⁶ DOC marinho	entre -22 ‰ e -25‰

4.5 RAZÃO C/N

O uso da razão C/N em conjunto com $\delta^{13}\text{C}$, apesar de ser um técnica relativamente nova, vem sendo cada vez mais empregada em trabalhos que têm por objetivo estudar as mudanças ocorridas no nível relativo do mar e mudanças paleoclimáticas (Allen *et al.* 2007, Cohen *et al.* 2009, França *et al.* 2013, Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2015). Ressaltando assim a sua aplicabilidade e importância no processo de reconstituição paleoambiental.

Conforme mencionado no tópico anterior a razão C/N é normalmente utilizada em conjunto com $\delta^{13}\text{C}$, que garante mais confiabilidade aos resultados. Assim como para os valores de $\delta^{13}\text{C}$, as principais fontes de matéria orgânica para ambientes costeiros possuem diferentes valores para essa razão (Tab. 2).

Tabela 2: 1-Plantas terrestres com ciclo fotossintético do tipo C₃; 2-Plantas terrestres com ciclo fotossintético C₄; 3-Carbono orgânico particulado (particulate organic carbon); 4-Carbono orgânico dissolvido (dissolved organic carbon). Valores obtidos a partir de Lamb et al. 2006 e Meyers 1994.

Fonte de matéria orgânica	Valores de C/N
¹ Plantas C ₃	≥ 12
² Plantas C ₄	≥ 30
Bactérias	4-6
Algas	< 10
³ POC	< 8
⁴ DOC	7-26

Os valores mais elevados da razão C/N para a vegetação terrestre é resultado da composição da mesma, pois, esse tipo de vegetação é formada predominantemente por lignina, hemi-celulose e celulose (Wilson *et al.* 2005), que são moléculas orgânicas empobrecidas em nitrogênio. Na matéria orgânica de origem marinha os valores da razão são em geral mais baixos, pois a composição da mesma é bastante influenciada pela presença de fitoplâncton, que é enriquecido em nitrogênio (Lamb *et al.* 2006).

Com base nesses valores é possível utilizar a razão C/N na distinção entre matéria orgânica proveniente de plantas com ciclo fotossintético C₃ e carbono orgânico particulado (POC) de água doce, já que suas assinaturas isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ se sobrepõem (Wilson *et al.* 2005). Assim o processo de decomposição da matéria orgânica pode influenciar significativamente os valores obtidos tanto para C/N quanto para $\delta^{13}\text{C}$ (Prahil *et al.* 1980, Meyers 1994, Lamb *et al.* 2006).

4.6 $\delta^{15}\text{N}$

Os resultados de $\delta^{15}\text{N}$ ($^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$) podem ser utilizados para distinguir entre a matéria orgânica de origem marinha (algas e POM) e a vegetação terrestre. Essa distinção baseia-se no fato de que a composição isotópica da fonte de nitrogênio inorgânico, para a matéria orgânica de origem marinha e terrestre é diferente (Meyers 1994). Por exemplo, o valor do $\delta^{15}\text{N}$ para o nitrato dissolvido varia entre +7‰ e +10‰, enquanto que o valor do $\delta^{15}\text{N}$ do nitrogênio atmosférico é aproximadamente 0‰ (Peters *et al.* 1978, Meyers 1994). Dessa forma, a vegetação terrestre representada por plantas com ciclo fotossintético do tipo C₃, C₄ e CAM, por fixarem o nitrogênio atmosférico (N₂) através

da ação de bactérias presentes no solo, apresentam valores mais baixos que aqueles exibidos pelo fitoplâncton. O fitoplâncton utiliza nitrogênio inorgânico dissolvido, essencialmente nitrato, que é enriquecido em $\delta^{15}\text{N}$ em relação ao nitrogênio atmosférico (Peterson *et al.* 1978).

O $\delta^{15}\text{N}$ também tem sido utilizado, segundo Brodie *et al.* (2011), para entender o processo de desnitrificação na coluna de água, de utilização do nitrato, de fixação do N_2 , de eutrofização e também fornece informações a respeito do nível trófico de consumidores dentro da cadeia alimentar (Peterson *et al.* 1978, Peterson 1999).

No entanto, alterações na sua composição isotópica durante o processo de soterramento, como biodegradação e/ou contaminação, podem complicar o uso dessa ferramenta (Peterson 1999). Fogel & Cifuentes (1993) afirmam que os valores de $\delta^{15}\text{N}$ observados nos sedimentos, apresentam valores mais conservativos em relação àqueles observados na matéria orgânica particulada presente na coluna de água antes da deposição. Desse modo, para esses autores, uma grande diferença isotópica entre matéria orgânica de origem marinha e terrestre ainda pode ser preservada.

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ para plantas aquáticas de água doce podem variar entre -15 a $\pm 20\text{‰}$. Os valores extremos estão comumente relacionados com as perturbações antropogênicas. Para rios e pântanos não afetados pela ação humana, os valores estão dentro da faixa de -1 a $+7\text{‰}$ (Finlay & Kandall 2008). A maioria das plantas terrestres apresentam valores de $\delta^{15}\text{N}$ variando entre -6 a $+5\text{‰}$ (Finlay & Kandall *op.cit.*). Na Figura 7, encontra-se representado de forma esquemática a relação entre os principais processos físicos e biogeoquímicos e os valores de $\delta^{15}\text{N}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de plantas aquáticas e matéria orgânica particulada.

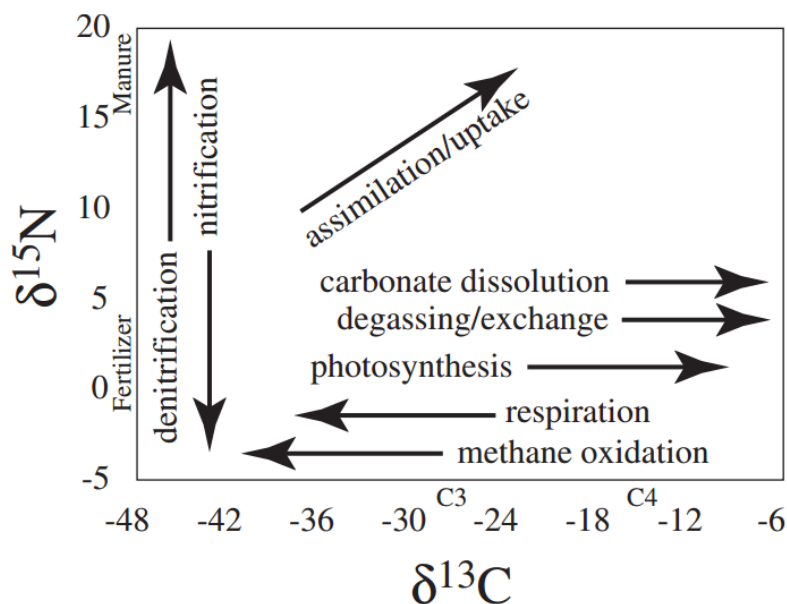


Figura 8: Modelo conceitual apresentando os principais processos biogeoquímicos que controlam os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ e $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3}$ e conseqüentemente, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ de plantas aquáticas e matéria orgânica particulada. Modificado de Finlay e Kandall (2008).

$\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e a razão C/N, quando utilizados em conjunto, apresentam resultados satisfatórios e podem ser empregados em trabalhos que visam a reconstituição paleoambiental. O uso desse conjunto de informações é necessário pois, muitas vezes, a área a ser estudada é abastecida por mais de uma fonte de matéria orgânica (vegetação terrestre, fitoplâncton (marinho e água doce), algas (marinho e água doce) e algumas dessas assinaturas isotópicas podem se sobrepor quando apenas um tipo de isótopo é analisado.

4.7 PALINOLOGIA

Estudos palinológicos na região sul do Brasil são escassos, sendo que mais atenção deveria ser dada a esse método mediante a sua grande utilidade em: auxiliar na compreensão do comportamento da vegetação desde seus primórdios, entender a sua atual distribuição e fornecer prognósticos sobre seu comportamento frente a mudanças climáticas. Por meio da análise de dados palinológicos, pode-se também inferir sobre as mudanças climáticas ocorridas durante um determinado espaço de tempo, com base em mudanças na vegetação. A técnica funciona como um tipo de assinatura pela qual é possível reconhecer a ocorrência de um padrão regional de vegetação (Davis 1969).

Durante o Holoceno condições climáticas diferentes das atuais foram identificadas, estando essas condições preservadas no registro polínico. Os trabalhos de Behling (1997), Behling (2002) e Behling *et al.* (2004), revelaram que nas regiões mais elevadas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, grandes áreas foram cobertas por vegetação de campos (*grasslands*) durante o Holoceno tardio a médio. A vegetação de campos pode ser dividida em: campos, predominantemente representada por Poaceae, Cyperaceae e Asteraceae, e campos de altitude, também representada por Poaceae, Cyperaceae e Asteraceae, porém incluindo pequenos arbustos de Melastomataceae, Ericaceae, Eriocaulaceae e Verbenaceae (Behling 2002). Esse tipo de vegetação reflete climas mais quentes com períodos de seca de aproximadamente 3 meses. Durante o Holoceno tardio, o clima se tornou mais úmido e sem estações de seca bem definidas, muito semelhante ao atual.

No estado de Santa Catarina, o Holoceno tardio e médio é caracterizado pela dominância de vegetação de campos nas regiões de Serra do Mar e Serra Geral, o que remete a um clima mais quente e seco do que o atual (Behling 1995). Nas regiões da planície costeira durante o Holoceno tardio, a presença constante de vegetação característica de Mata Atlântica e o aumento da ocorrência de esporos, indicam condições climáticas mais úmidas do que as observadas nas regiões de serra (Behling & Negrelle 2001). O Holoceno tardio é caracterizado como o período mais úmido desde o último máximo glacial (Behling 1998). A expansão de floresta Araucária e Mata Atlântica durante esse último período, é reflexo dessa evolução climática (Behling 1998, Behling & Negrelle 2001).

Behling & Negrelle (2001) ao estudarem a região da reserva biológica de Volta Velha (norte de Santa Catarina), observaram a ocorrência de grãos de *Rhizophora* em algumas das amostras analisadas. Os autores então consideraram que apesar de presente, a vegetação de mangue ainda encontrava-se pouco desenvolvida durante o início do Holoceno ao período médio. Lorscheitter (2003), considera que devido ao clima favorável ao desenvolvimento de florestas que tem ocorrido desde o último milênio na planície costeira da região sul do Brasil e devido a estabilização do nível do mar, a criação de lagoas e lagunas teria favorecido a formação e desenvolvimento de pântanos e manguezais.

4.8 DATAÇÃO C-14

O carbono-14 é um isótopo radioativo do carbono produzido continuamente na alta atmosfera pela irradiação cósmica do ^{14}N . Uma vez formados, os átomos de ^{14}C são incorporados ao CO_2 atmosférico e assimilados no ciclo do carbono dos organismos vivos. (Scheel-Ybert 1999).

O conteúdo em ^{14}C nos tecidos orgânicos está em equilíbrio com o conteúdo atmosférico, devido às trocas que se efetuam durante toda a vida do organismo. Quando ele morre, essas trocas deixam de existir e o ^{14}C começa a se desintegrar continuamente, sem ser renovado (Scheel-Ybert *op cit*). A meia vida estimada para esse isótopo é de 5730 ± 30 anos (Fig 8). Por essa razão, o ^{14}C tem sido uma importante ferramenta na datação de eventos ocorridos durante o Pleistoceno superior e Holoceno.

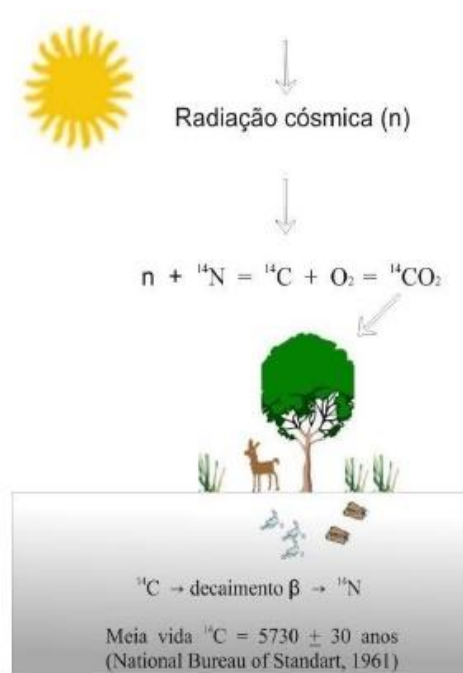


Figura 9: Ilustração do processo de formação, incorporação, e decaimento do ^{14}C . Retirado de França, (2010).

As técnicas de datação por carbono-14 podem ser aplicadas na arqueologia, geociências e biomedicina. Por esse método pode-se datar, madeira, ossos e matéria orgânica. A idade radiocarbônica de uma determinada amostra pode ser obtida a partir da comparação entre a radioatividade específica da amostra $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ e a radioatividade específica de um padrão de referência. O padrão atualmente utilizado é de 1950 e o resultado é apresentado em “anos antes do presente (AP)” isto é, “antes do ano 1950”.

O cálculo convencional para esse tipo de datação parte do pressuposto de que a concentração de ^{14}C na atmosfera tem sido constante. Porém, variações na concentração desse isótopo na atmosfera já foram comprovadas. Além desse problema, outros fatores como, incorporação diferencial do ^{14}C pelas plantas; o efeito reservatório e o efeito rejuvenescimento, também provocam distorções nos resultados da datação por carbono-14 (Scheel-Ybert 1999, Reimer *et al.* 2013).

Correções podem ser feitas no resultados, minimizando assim, a interferência desses fatores. Várias curvas de calibrações encontram-se hoje disponíveis e é importante que se faça a escolha daquela que mais se aproxima do objetivo a ser alcançado. A curva de calibração utilizada nesse trabalho foi a *IntCal13* (Reimer *et al.* 2013).

5 MATERIAS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foi utilizado um testemunho com 4,75m de profundidade (RP-01), coletado em um manguezal localizado na região de Laguna, região sul de Santa Catarina-SC. O testemunho foi coletado segundo metodologia observada em França (2013) (Fig. 7), utilizando um amostrador do tipo “Peat Sampler”.

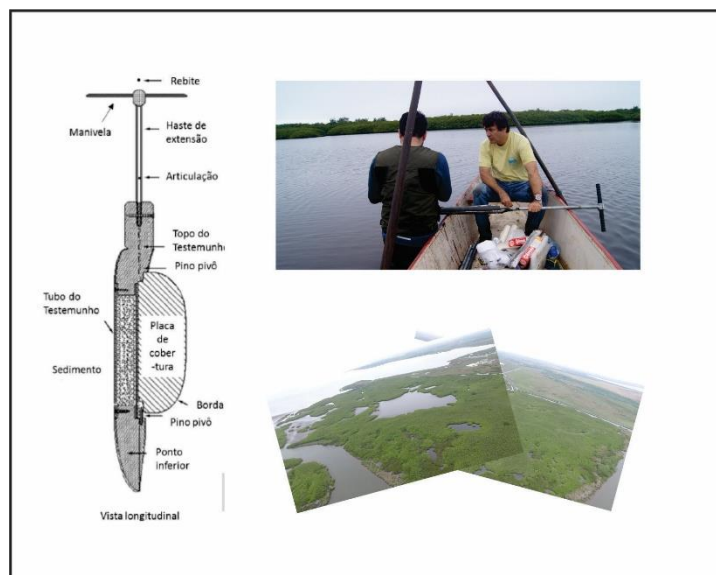


Figura 10: A) Modelo do testemunhador utilizado. B) Testemunho RP-01 coletado em campo. C) Imagem aérea da barra de desembocadura onde o testemunho foi coletado.

Os métodos utilizados, a fim de alcançar o objetivo definido neste trabalho foram: análise granulométrica; análise e descrição de fácies; análise de grãos de pólen; análise isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) razão C/N, razão C/S e datação ^{14}C , os quais estão descritos nos itens subsequentes.

5.1 ANÁLISE E DESCRIÇÃO DE FÁCIES

Antes mesmo de serem removidos os filmes PVC do testemunho (RP-01), foram realizadas radiografias para melhorar a observação e descrição das estruturas sedimentares encontradas (Posamentier & Walker 2006) (Figs. 8A e 8B). A descrição de fácies incluiu, descrição de cor (Munsell Color 2009), litologia, textura e estrutura (Posamentier and Walker *op. cit.*).

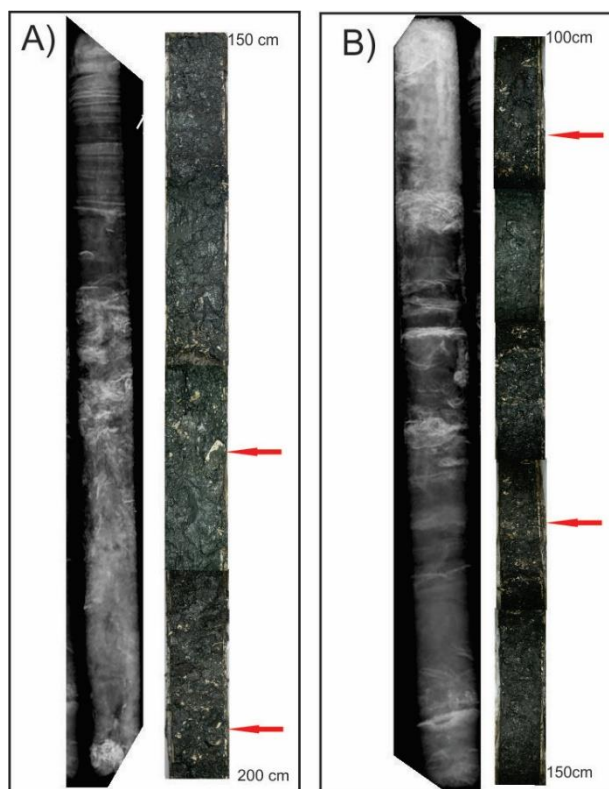


Figura 11: A) Imagem de Raios-x realizadas antes da abertura do testemunho e ao lado imagem do interior do testemunho (200-150 cm). B) Imagem de Raios-x realizada antes da abertura do testemunho e ao lado imagem do interior do testemunho (150-100cm). Setas em vermelho indicam níveis contendo fragmentos de conchas.

5.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a Laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As amostras para esse procedimento foram coletadas em intervalos de 5 cm e logo após lavadas com H₂O₂ (peróxido de hidrogênio) e água deionizada para a remoção da matéria orgânica. As classificações seguiram o diagrama triangular de Sheppard (Sugiuo 1973) baseado nos percentuais de areia, silte e argila, seguindo a classificação de Wentworth (Wentworth 1922). As análises foram realizadas no Laboratório de Oceanografia Química-UFPA.

5.3 DATAÇÃO ¹⁴C

Com o objetivo de evitar contaminação por fragmentos de conchas, raízes, sementes, entre outros, as amostras de sedimentos foram fisicamente limpas com auxílio de uma lupa. A matéria orgânica foi quimicamente tratada para a remoção da fração orgânica mais jovem (ácidos fúlvicos e húmicos), e para eliminar os carbonatos adsorvidos às amostras, essas foram colocadas em 2% de HCl a 60°C durante 4 horas, seguindo uma lavagem com água destilada para neutralizar o pH. Em seguida as amostras foram secadas em estufa a 50°C (Pessenda & Camargo 1991). A matéria orgânica sedimentar foi analisada por um Espectrômetro de Massas acoplado a um acelerador de partículas (AMS) no Centro de Estudos Aplicados a Isótopos da Universidade da Georgia (UGAMS). As idades ¹⁴C estão representadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (cal anos AP) ($\pm 2\sigma$) (Reimer *et al.* 2009).

5.4 TRATAMENTO POLÍNICO

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 de retirada. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque 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).

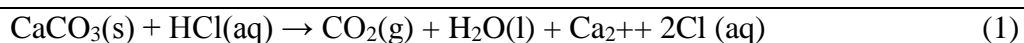
Na contagem final, a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen, permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por aproximadamente 10.600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos foi realizado o tratamento ácido, descrito nos itens subsequentes.

5.4.1 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*, com a adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



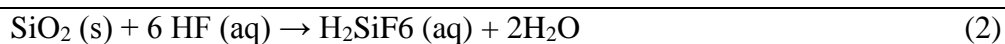
Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um agitador mecânico do tipo vortex. Em seguida, o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos a 2500 rotações por minuto (RPM) para decantação.

O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o não houvesse mais vestígio de HCl. 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.

5.4.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF)

Foi adicionada uma quantidade suficiente de HF para reagir com a amostra (~10 ml). O material ficou em repouso por 24 horas, em uma capela de exaustão de gases, a qual permaneceu ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado esse período, o material seguiu para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

5.4.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

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 maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

5.4.4 Tratamento com Acetólise

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação. Esta fase é realizada com a mistura de 9 partes de anidrido acético e 1 parte de ácido sulfúrico (Erdtman 1960). Cerca de 10 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente agitados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos ficasse 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 *ependorfs*.

5.4.5 Montagem das lâminas para microscopia

Para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22 x 22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon e esmalte base de unha. Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material coletado foram retiradas e depositadas nas lâminas, devidamente marcadas de acordo com a profundidade e o testemunho no qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimento. Em seguida, uma pequena quantidade de

glicerina foi adicionada à lâmina. Os bastões de teflon serviram para misturar o material coletado, com a glicerina. Colocando em seguida uma lamínula sobre a lâmina e selando as margens com esmalte base de unha, para preservar o material da umidade do ar e das concentrações de oxigênio, o que provocaria o ressecamento e oxidação da amostra.

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 *Plus* conectado ao computador por meio de uma micro câmera. Com o auxílio do software AxioVision as microimagens e os grãos de pólen catalogados foram armazenados em um banco de dados.

Foram utilizados manuais para descrição morfológica e identificação do material polínico, tais como Roubik & Moreno (1991), Behling (1993), Herrera & Urrego (1996) e Colinvaux *et al.* (1999). A soma total de grãos de pólen excluiu esporos marcadores, esporos de fungos, algas e micro foraminíferos. Os dados da contagem polínica foram processados no programa *Tilia* e *TiliaGraph* para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

6 EFFECTS OF CLIMATIC CHANGE AND SEA LEVEL FLUCTUATIONS ON A SUBTROPICAL MANGROVE ECOSYSTEM

(Manuscrito em preparação)

ABSTRACT

A mangrove ecosystem located in the Santo Antônio Lagoon, Laguna (SC), Southern Brazil is considered to be the southern limit of mangroves occurrence in South America has been chosen as the study site for this work. Our major goal was to study the dynamic of this mangrove and surrounding vegetation regarding climatic changes during the mid to late Holocene. The study has been carried out based on one sediment core, RP-01 (4.75 m depth) sampled using a Peat Sampler set. A multi-proxy analysis that links geochemistry (ie. Total C, Total N, C/N, C/S, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), sedimentology and palynology have been used in order to achieve the main goal. These data were temporally synchronized with six radiocarbon ages. Five facies were described considering their geometry, sediment composition, texture, grain size and geochemistry. They were grouped into two facies associations: i) lagoon and ii) distributary mouth bar. A transition from marine to terrestrial influence on the organic matter source during the mid-late Holocene has been proposed for the area. The increase in the terrestrial organic matter, especially occurred from the late Holocene, just as the bigger contribution of the Sambaqui River towards the lagoon has favored the development of the distributary mouth. The vegetation has also changed during this time. Pollen data indicated that over the mid-Holocene herbaceous plants dominated the area suggesting a less humid and/or cooler climate. The enhancement in the pollen grains of trees, shrubs, palms and the appearance of the mangrove towards the late Holocene it is interpreted as a sign of more humid and warmer climate conditions and establishment of a sub-tropical climate in this region. This is probably related to the shifting of the ITCZ southwards and the intensification of the SAMS causing higher precipitation rates. The development of the studied mangrove site has occurred mainly during the past centuries, highlighting changes on the climate in the Laguna (SC) region and showing a sett up of a warmer and more humid climate.

Keywords: Environmental Changes, Holocene, Mangrove, Palynology, Santo Antônio Lagoon, Sedimentology.

INTRODUCTION

Environmental changes during the Holocene have been recorded on the Brazilian coastal plains (Nascimento Jr 2010, Fornari *et al.* 2012, Amaral *et al.* 2006, França *et al.* 2012, França *et al.* 2013, França *et al.* 2015, Colonese *et al.* 2017, Novello *et al.* 2017, Behling 1995, Behling 1997, Behling & Nengrelle 2001, Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2006 and Bernal *et al.* 2006) and other parts of South America (Kanner *et al.* 2013, Stríkis *et al.* 2011). Those changes had great impacts on the coastal vegetation dynamics over this time.

The Holocene was marked by sea level changes, which reached its maximum of ~2.1m in the southern portion of the Brazilian coast. However, after that highstand a sea level fall has been initiated (Angulo *et al.* 1997, 2006). Variation in the rainfall rates has also occurred and influenced the behavior of the vegetation (Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2006, Novello *et al.* 2017). The early and mid-Holocene are marked for presenting warm and dry climate conditions as shown by the predominance of grassland vegetation in southeastern and southern Brazil (Behling 1995, 1997, Behling & Negrelli 2001, Amaral *et al.* 2012) and by the smaller discharge of the Amazon river, which resulted on mangrove changes in the north region (Smith *et al.* 2012, França *et al.* 2012).

The last thousand years were relatively stable for the sea level in the Brazilian coastal region (Lorscheitter *et al.* 2003, Schaeffer-Novelli *et al.* 2016). In southern Brazil, this period is also characterized by a warm and wet climate without a marked dry annual period (Behling 1995, 1997, 2001). Projections made for the next century have shown an increase in air and ocean temperatures (Collins *et al.* 2013, Wong *et al.* 2014) and in sea-level (Bindoff *et al.* 2007).

Considering the coastal vegetations, the Santo Antônio Lagoon is considered the southern limit of mangrove occurrence in South America (Soares *et al.* 2012). The lack of this ecosystem southward its current position is mostly due to low air and sea surface temperatures (Schaeffer-Novelli *et al.* 2000), and subordinately to characteristics such as sandy substrate, high-energy coast and micro tidal regime (Blasco *et al.* 1996)

Mangroves have better development in regions with precipitation rates above 1500 mm yr⁻¹, reach their maximum development in areas receiving more than 2,500 mm yr⁻¹ and where the coldest monthly mean temperature is above 20°C and the annual thermal amplitude is less than 5°C (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Blasco *et al.* 1996,

Soares *et al.* 2012). Because they exist only under specific climate conditions, mangroves are considered good indicators of climate changes.

Therefore the purpose of this work is to identify which effects the Holocene environmental changes had on the mangrove ecosystem chosen as study area and on its surrounding vegetation and also to infer what could be expected regarding its expansion/contraction under the lights of a warmer climate in the future. Thus, a multi-proxy analysis comprised of geochemistry (ie. Total C, Total N, C/N ratio, C/S ratio, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), sedimentology, palynology and C-14 analysis have been used.

STUDY AREA

GEOLOGICAL SETTING

The coastal plain of Santa Catarina goes from the Saí bar at the border with the Paraná state to Torres city southwards. Its most prominent geomorphologic characteristic is the scarped coastal range that, when intersecting the coastline, creates coastal embayments where barriers, strandplains, pocket beaches and less frequently estuarine systems occur (Hesp *et al.* 2009) (Fig. 9). It has approximately 538 km length (Horn Filho *et al.* 2014) and it is divided into two segments. From the Saí bar to the Farol of Santa Marta, a coastal plain dominated by indentations predominates. This coastal configuration gives place to a relatively flat coastal plain in the southern portion, between Farol of Santa Marta and Torres city (Giannini 1993, Hesp *et al.* 2009).

Crystalline massifs of *Serra Geral* and *Serra do Mar* are prominent features and are important for the current geomorphological configuration. The basement rocks include rocks of the Dom Feliciano Belt and the Paraná basin (Radambrasil-IBGE 1986). Rocks of the Santos and Pelotas basins also integrate the geological framework of the Santa Catarina State (Giannini 1993).

The Santo Antônio Lagoon belongs to a lagunar complex constituted from north to south by the lagoons of Mirim, Imaruí and Santo Antônio. This is the biggest lagunar complex in the state with 185 km² corresponding to more than 50% of the total area occupied by lagoons (Hesp *et al.* 2009). It is located behind sand bars whose ages vary from the Pleistocene to the Holocene. The Santo Antônio lagoon alone makes up 33.85 km² (Giannini 1993). The lagoons are connected to each other through channels and with the ocean through the Entrada da Barra inlet situated in the Santo Antônio Lagoon (Berreta 2007). This inlet has different depths over its course, reaching 14.9 m in its

outsider portion. In its main thalweg the profundity changes from 7 to 11.7 m towards the vicinities of the harbor (*Berreta op. cit.*).

The formation of this lagunar complex is related to the last post-glacial transgression (~6.600 BP), when lower topographical areas were inundated by a marine incursion (Hesp *et al.* 2009). The major freshwater contribution comes from the Tubarão river and its distributaries (Sambaqui and Carniça rivers) which drain into the Santo Antônio Lagoon shaping the greater example of a headbay delta on the Brazilian coastal plain (Fonseca & Netto 2006, Giannini 2002). Its current configuration it is a result of the interaction between pre-existing geological features, the morphology of the continental shelf, coast line orientation, sedimentary input and the prevailing wind direction (Giannini 1993).

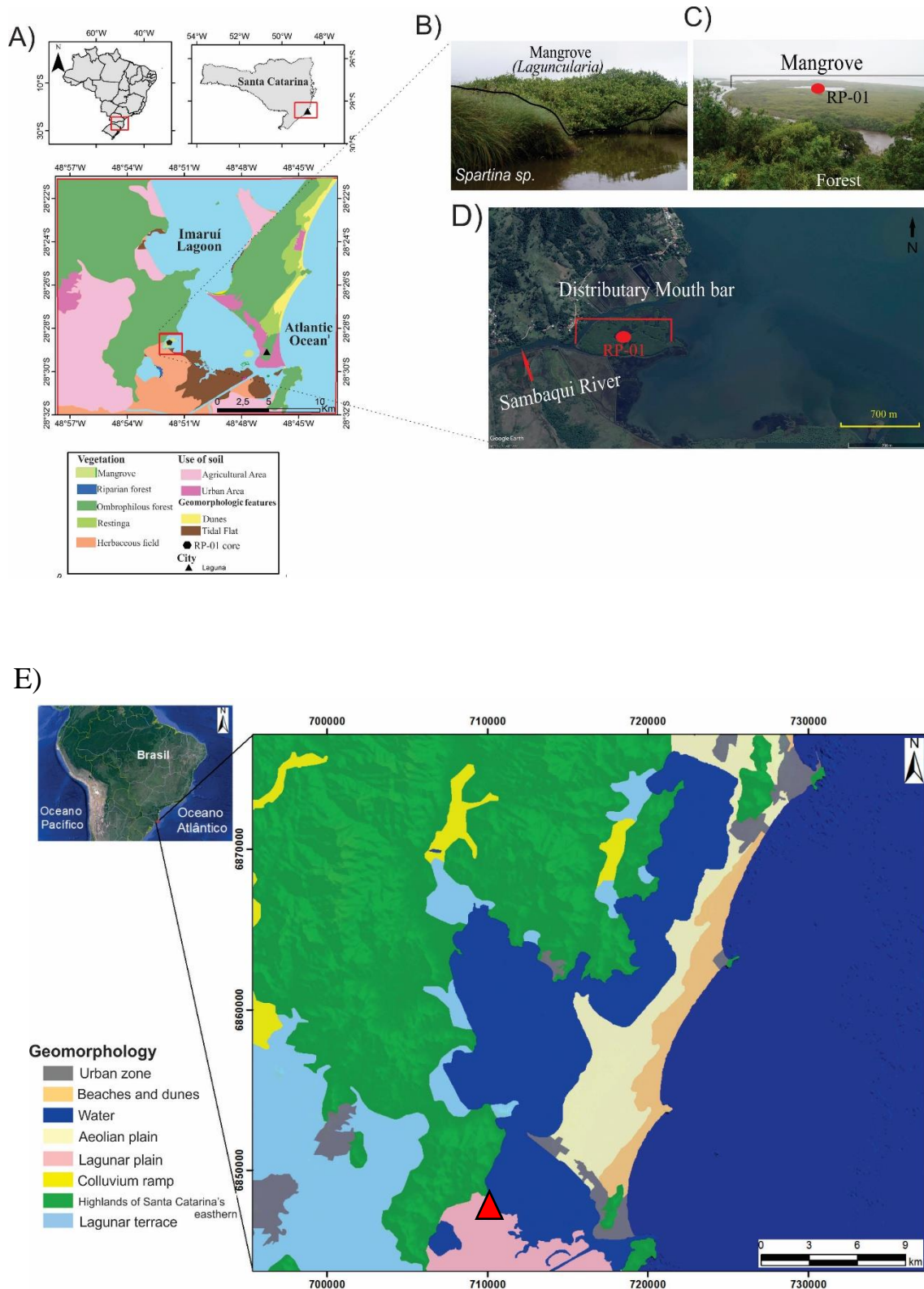


Figure 12: A) Vegetation map indicating the dominant vegetation in the area. B) Figure showing the relationship between the mangrove and *Spartina sp.* C) Relationship between the mangrove on the distributary mouth bar and the surrounding forest. D) Google earth image showing the geomorphological configuration of a distributary mouth bar. E) Geomorphological map showing the main geomorphological features in the study area with the distributary mouth bar location (red triangle).

CLIMATIC AND OCEANOGRAPHIC FEATURES.

Santa Catarina has a subtropical climate (moist and warm), without a marked dry period, with warm summer, none or little water deficit and low concentration of evapotranspiration during summer (Giannini 1993, Amaral *et al.* 2012). The mean annual temperatures range from 14°C in winter to 23°C in summer, with an annual average of 19°C, for the coldest month the meantemperature is 15.7°C (Schaeffer- Novelli *et al.* 1990). The annual amplitude is 8°C (Soares *et al.* 2012). The daily surface temperature (ST) of the Santo Antônio Lagoon show clear seasonal variation (15°C), ranging from 29°C in sommer (January-February) and 14°C in winter (July-August) (Colonese *et al.* 2017). Similarly, the daily surface salinity exhibits a strong seasonal oscillation, ranging from 0 to 35 in spring-summer (October–March) and autumn-winter (May–August), respectively (Colonese *et al. op cit*).

In the northern lowland and on the slopes of Serra do Mar the average of annual precipitation is about 2200 mm this rate declines southwards where annual precipitation rates are 1250 mm in Imbituba and 1400 mm in Laguna (Behling 1995, Martinho 2004).

A micro tidal regime is predominant exhibiting a tidal amplitude of 0.6m (Giannini 2002, Giannini 2003). However, a second oscillation showing lower amplitude also occurs indicating a tendency to a mixed tidal regime, which favors the formation of flood tidal deltas. They are common features at the mouths of the Entrada da Barra e Camacho inlets (located at Santo Antônio and Camacho Lagoons respectively) (Giannini 2003). According Colonese *et al.* (2017 and references herein) during late summer and early autumn the region is affected by the South American Summer Monsoon. During the winter and early spring, the region receives a larger cold-dry air mass from the mid latitude South Atlantic Ocean. The coastal drift heads from S-SE towards ENE-NE as it is recognized on the geomorphological and mineralogical features (Giannini 1993, 2002, Martinho 2004).

VEGETATION

The modern vegetation of the Santa Catarina state is formed by Atlantic Rainforest, Araucaria forest, cloud forest, grassland (Behling 1998, Behling 2002) and mangroves (Schaeffer-Novelli 1990, Soares *et al.* 2012). The Atlantic rain forest occurs in a small belt of 100-250 km on the coastal lowlands along the Atlantic Ocean and on the coastal eastern slopes of the Serra Geral and Serra do Mar mountains. Subtropical Araucaria forest is found in the southern Brazilian between latitudes 24 and 30°S (1000-1400 m elevation) (Behling 2002).

The grassland is characterized by a predominance of herbs, especially from the families of Poaceae, Cyperaceae and Asteraceae. However, some grassland may show the presence of shrubs that in addition to the later families including Asteraceae (*Baccharis gaudichaudiana*, *B. uncinella*) e Apiacea (*Eryngium sp.*). The grassland vegetation and the Araucaria forest form a mosaic in the region (Behling 2002).

The mangrove forest is represented by *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* and *Avicennia schaueriana*, associated with *Spartina densiflora* and *Acrostichum auerium*. The austral limit of *Rhizophora's* occurrence is on the Santa Catarina Island, where it occurs as stunted shrubs of 1.5 m tall or less (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990). Southwards only *L. racemosa* and *A. shaueriana* continue to occur until their austral limit in the Santo Antônio Lagoon. There, the *L. racemosa* occurs as low shrubs of less than 3 m tall and the *A. shaueriana* reaches up 10 m high forming open stands with the low shrubs of *L. racemosa* (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012).

MATERIALS AND METHODS

SAMPLING PROCESSING

The fieldwork was carried out in September 2015. The sediment core RP-01 (4.75 m depth) was taken on a fringe mangrove of the Santo Antônio Lagoon (Fig. 9) using a Russian Peat Sampler. It is located approximately 10 km from Atlantic Ocean with fluvial, tide and wave influence (Giannini et al. 2007). The geographical position of the core was determined by GPS (Reference Datum: SAD69).

RADIOCARBON DATING

Based on stratigraphic discontinuities that suggest changes in the tidal inundation regime, six bulk samples (10 g each) were selected for radiocarbon analysis. In order to avoid natural contamination by shells fragments, roots, seeds, etc., (e.g. Goh 2006), the sediment samples were checked and physically cleaned under the stereomicroscope. The organic matter was chemically treated to remove the presence of a younger organic fraction (fulvic and/or humic acids) and to eliminate adsorbed carbonates by placing the samples in 2% HCl at 60 °C for 4 hours, followed by a rinse with distilled water to neutralize the pH. The samples were dried at 50 °C. A detailed description of the chemical treatment for sediment samples can be found in Pessenda *et al.* (2010, 2012). A chronologic framework for the sedimentary sequence was provided by conventional and accelerator mass spectrometer (AMS) radiocarbon dating. Samples were analyzed at the UGAMS (University of Georgia – Center for Applied Isotope Studies). Radiocarbon ages were normalized to a $\delta^{13}\text{C}$ of -25‰ VPDB and reported as calibrated years (cal yr BP) (2σ) using CALIB 7.1 (<http://calib.org/calib/>), accessed 2017-11-3 (Reimer *et al.* 2013). The dates are reported in the text as the median of the range of calibrated ages.

FACIES DESCRIPTION

The core was X-rayed to identify sedimentary structures. Grain size was determined by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 in the Laboratory of Chemical Oceanography/UFGA. Prior to identify the grain size, approximately 0.5 g of each sample was immersed in H₂O₂ to remove organic matter and

residual sediments were disaggregated by ultrasound (França 2010). The sediment grain size distribution was determined following the methods of Wentworth (1922), with sand (2-0.0625 mm), silt (62.5-3.9 mm) and clay fraction (3.9-0.12 mm). The graphics were elaborated using the Sysgran Program (Camargo 1999). Following the methods of Harper (1984) and Walker (1992), facies analysis included description of color (Munsell Color 2009), lithology, texture and structure. The sedimentary facies were codified following Miall (1978).

POLLEN ANALYSIS

For pollen analysis 1.0 cm³ samples were taken at 5.0 cm intervals down core. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including acetolysis (Faegri Iversen 1989). Sample residues were mounted on slides in a glycerin gelatin medium. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4,000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Salgado-Laboriau 1973, Absy 1975, Markgraf & D'Antoni 1978, Roubik & Moreno 1991, Colinvaux *et al.* 1999) jointly with the reference collection of the Laboratory of Coastal Dynamics – Federal University of Pará and ¹⁴C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP) to identify pollen grains and spores. A minimum of 300 pollen grains were counted for each sample (except when pollen concentration was too low) to ensure the results are statistically significant. The total pollen sum excludes fern spores, algae, and foraminiferal tests. Pollen and spore data are presented in pollen diagrams as percentages of the total pollen sum. The taxa were grouped according to source: herbs, trees and shrubs, mangrove, palms and ferns. The software TILIA and TILIAGRAF were used for calculation and to plot the pollen diagram (Grimm 1990). CONISS was used for cluster analysis of pollen taxa, permitting the zonation of the pollen diagram (Grimm 1987).

GEOCHEMICAL ANALYSIS

Samples (6-50 mg) were collected until 5 cm intervals from the sediment core. Sediments were treated with 5% HCl to eliminate carbonate, washed with distilled water until the pH reached 6, dried at 50°C, and finally homogenized. These samples were analyzed for total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), stable isotopes of carbon

and nitrogen, and total sulfur (TS) carried out at the "Laboratório de Isótopos Estáveis" and "Laboratório de Ciclagem de Nutrientes" of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP), analyzed in an ANCA SL2020 mass spectrometer and Sulfur Analyzer SC 144DR-LECO, respectively. The standard for Sulfur analysis was 0.031% (dry soil), from 0.028 to 0.034%. The results are expressed as a percentage of dry weight, with analytical precision of 0.09% (TOC), 0.07% (TN) and 0.02% (TS) respectively. The ^{13}C and ^{15}N results are expressed as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with respect to VPDB standard and atmospheric air, using the following notation:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R1_{\text{sample}}/R2_{\text{standard}})-1] \times 1000$$

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = [(R3_{\text{sample}}/R4_{\text{standard}})-1] \times 1000$$

where R1sample and R2 standard are the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of the sample and standard, and R3sample and R4standard are the $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, respectively. Analytical precision is $\pm 0.2\text{‰}$ (Pessenda *et al.* 2004).

RESULTS

RADIOCARBON DATES AND SEDIMENTATION RATES

The radiocarbon dates are shown in table 1. The sedimentation rates are presented in Fig. 10. The sedimentation rates were based on the ratio between the depth intervals (mm) and the time range. The sedimentation rates were 2.63mm/yr (475 – 315 cm), 1.57mm/yr (310 -220 cm), 0.55mm/yr (215-125 cm) and 0.49mm/yr (120-0 cm). An age inversion was verified between 167 and 114 cm and 114 and 38 cm depths. This might have been caused by two factors: i) since this interval coincides with the period of arrival of the Sambaqui river in the lagoon this may have caused the reworking of sediments and latter deposition and ii) Bioturbation. The maximum Holocene RSL in the lagoon is possibly represented by the higher sedimentation rates for the period between 5222 cal yr BP and 4615 cal yr BP.

Table 3: Sediment samples selected for radiocarbon dating and results from LI-32 core (coastal plain of the Doce River) with material, depth, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C conventional and calibrated ages (using *CALIB 6.0*; Reimer et al., 2009).

Cody site and laboratory number	Depth (m)	Material	Ages	Ages	Median of age range (cal yr BP)
			(14 C yr BP, 1 σ)	(cal yr BP, 2 σ deviation)	
UGAMS- 31228	0.43-0.38	Bulk sed.	2537 \pm 30	2683-2747	2626
UGAMS- 27332	1.14-1.16	Bulk sed.	2183 \pm 26	2222-2308	2244
UGAMS- 27331	1.67-1.62	Bulk sed.	2153 \pm 23	2059-2163	2147
UGAMS- 26625	2.07-2.12	Bulk sed.	3630 \pm 61	3825-4098	3949
UGAMS- 28358	3.10-3.15	Bulk sed.	4102 \pm 33	4519-4710	4618
UGAMS- 26624	4.65-4.70	Bulk sed.	4358 \pm 32	4851-4978	4922
UGAMS- 27329	4.70-4.75	Bulk sed.	4451 \pm 21	5164-5279	5106

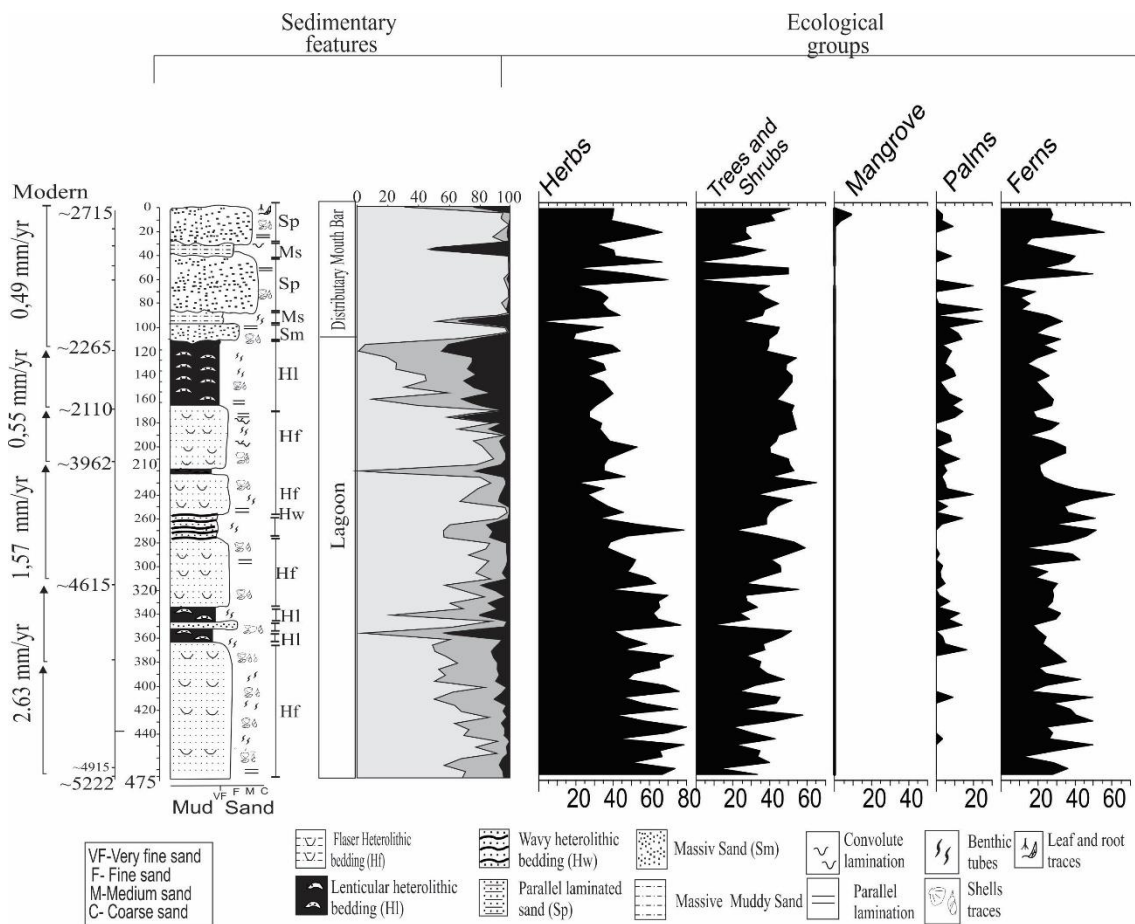


Figure 10: Summary of the pollen results and facies analysis for the studied sediment core plotted with sedimentation and ^{14}C dating.

Facies analysis

The facies association described for the Holocene record were made based on the analysis of a 4.75 m core (RP-01). Five facies were described considering sediment composition, texture, grain size, pollen content, geometry and geochemical data. The five identified facies are grouped into two facies associations: lagoon (facies: Hf, Hl, Sm and Hw), and distributary mouth bar (facies: Ms, Sm and Sp).

Lagoon

From the bottom core until 110 cm depth (between 5222 and ~2173 cal yr BP) a lagoon facies association was identified (Fig. 10). The flaser heterolithic bedding (Hf) is composed dominantly by sand (normally very fine-to-fine sand but also medium sand can be present) with mud occurring secondarily in form of thin lenses. The wavy heterolithic bedding (Hw) is characterized by an intercalation of sand and mud layers in almost equal proportions. The lenticular heterolithic bedding (Hl) is defined by the occurrence of small lenses of very fine-to-fine sand in a muddy deposit. The massive sand (Sm) is comprised of a sand deposit containing shell traces. An increase in the mud content upward is distinguishable in this environment and an alternation between the facies towards the surface can be recognized.

The TOC values oscillated between 0.32 to 2.32% ($\bar{x} = 0.79\%$) and N values between 0.03 and 0.2 % ($\bar{x} = 0,08\%$). The S values were from 1,28 to 6,20 ($\bar{x} = 2,87$). The C/N ratio varied between 8 and 13 ($\bar{x} = 10$) and the C/S ratio varied between 0.18 and 0.44 ($\bar{x} = 0.33$). The $\delta^{13}\text{C}$ values ranged between -20.68 and -26.47‰ ($\bar{x} = -22.59\%$) and the $\delta^{15}\text{N}$ results from 5.34 to 9‰ ($\bar{x} = 7.61\%$) (Fig. 11).

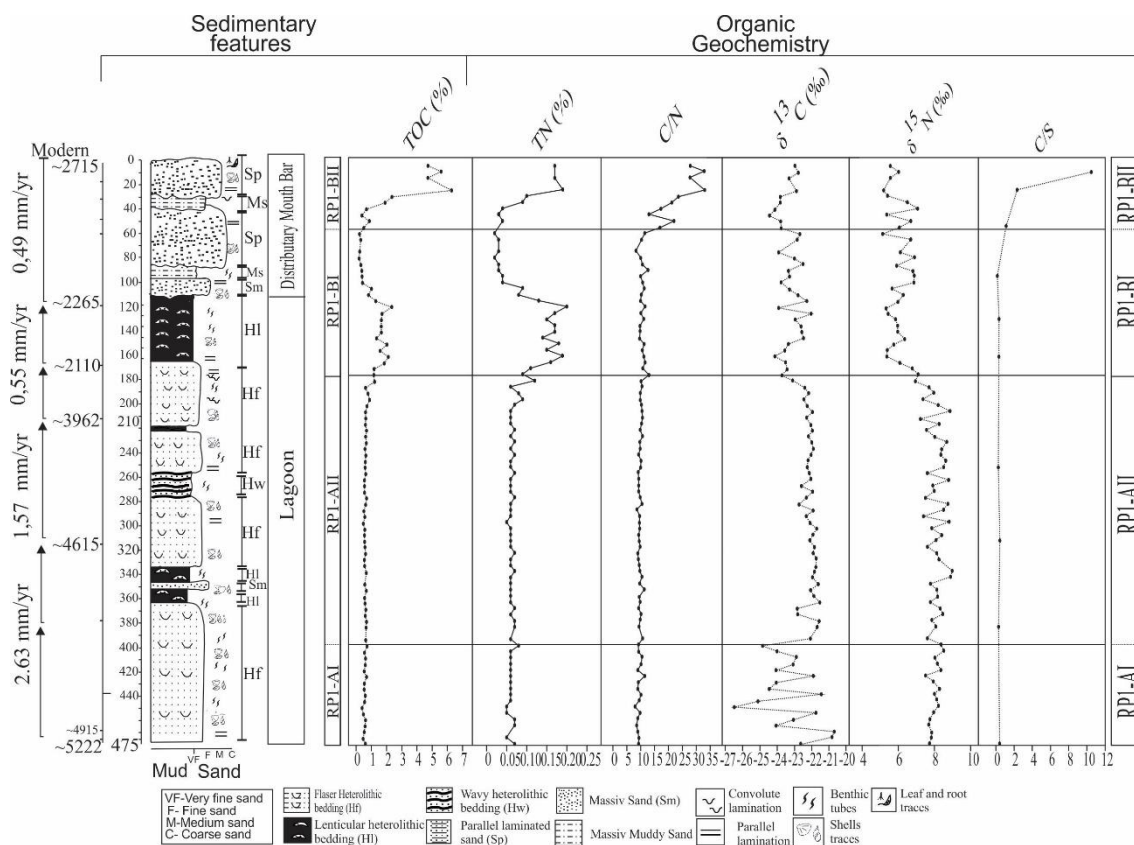


Figure 13: Summary of the geochemical results and facies analysis for the studied sediment core plotted with sedimentation and ^{14}C ages.

The palynological record is marked by the absence of mangrove vegetation (Figs. 12). The pollen content is characterized by: herbs (25-100%), in which the most prominent families were Poaceae (3-65%), Cyperaceae ($\leq 50\%$), Asteraceae ($\leq 33\%$), *Sebastiania* ($\leq 21\%$), Amaranthaceae/Chenopodiaceae ($\leq 13\%$), Mimosoidae ($\leq 11,1\%$), Alismataceae ($\leq 5\%$) and Solanaceae ($\leq 2\%$); trees and shrubs (0- 60%), the most representative families/genus of this group were *Alchornea* ($\leq 30\%$), Moraceae/Urticaceae ($\leq 15,9\%$), Rubiaceae ($\leq 15\%$), *Trema* ($\leq 14,3\%$), Myrtaceae ($\leq 13,3\%$), Anacardiaceae ($\leq 12,5\%$), *Didymopanax* ($\leq 12,5\%$), Lauraceae ($\leq 12,5\%$), Fabaceae ($\leq 10\%$), Myrsinaceae (9,3%), Apocynaceae ($\leq 8,7\%$), *Lamanonia* ($\leq 5,6\%$), Sapindaceae ($\leq 5,3\%$), Apiaceae ($\leq 4,3\%$), Sapotaceae ($\leq 4\%$), *Ilex* ($\leq 4,9\%$) and *Weinmania* (3,7%); Palms (0-20%). Representing this group are Arecaeae ($\leq 20\%$), *Mauritia* ($\leq 5,9\%$) and *Elaes* (0-2%); and Aquatic Herbs ($\leq 8\%$), represented by *Sagittaria*.

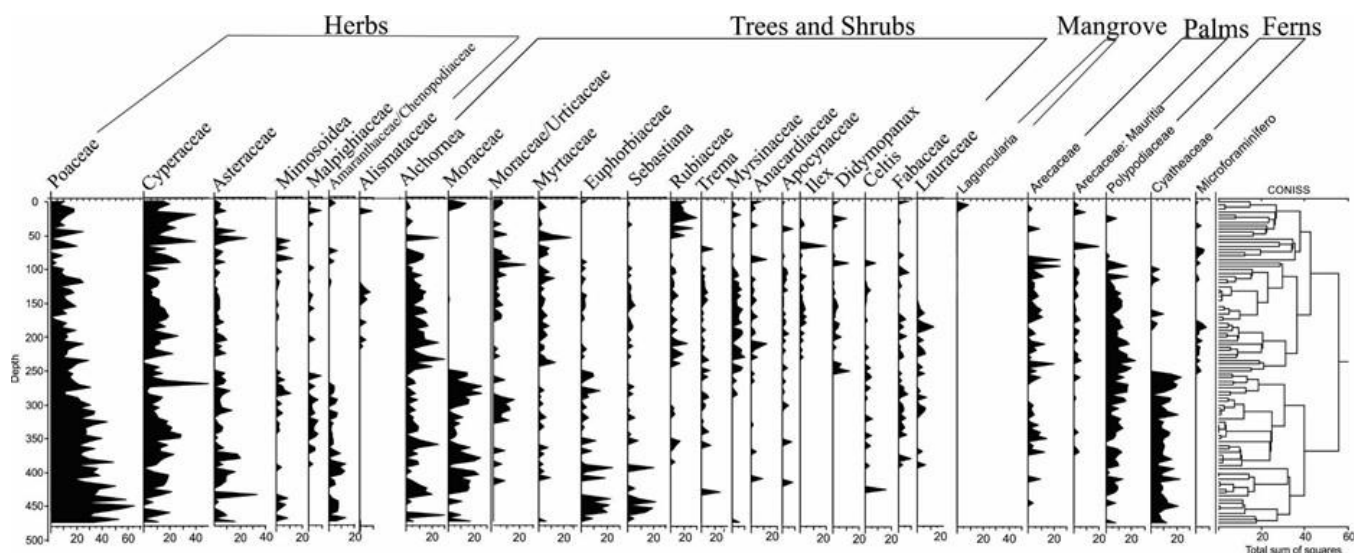


Figure 14: Pollen data from core RP-01 with percentages of the most frequent pollen taxa and samples.

The Distributary Mouth Bar (Intra-lagoonal)

The transition between the lagoon environment and the distributary mouth bar is relatively abrupt. The major sedimentological differences between these two environments are represented by i) an increase in grain size in the distributary mouth bar facies association ii) absence of an oscillation between muddy and sandy sediments (Fig. 10). Three sedimentary facies comprise this phase: i) Massive muddy sand (Ms); ii) massive sand (Sm) and iii) sand parallel lamination (Sp). The muddy sand (Ms) is dominantly constituted by medium sand although silt and clay are relatively abundant. A massive deposit of medium to coarse sand forms the Sm facies. The Sp facies is composed mainly of coarse sand showing parallel lamination, even though sometimes the proportion of medium sand can be considerable.

The TOC content varied between 0.2% and 6.28% ($\bar{x} = 2.22\%$) and N values ranged between 0.02% and 0.19%. The S values oscillated between 0.45 and 2.68 (mean 1.36). The $\delta^{13}\text{C}$ values ranged between -22.67 and -24.43‰ ($\bar{x} = -23.44\%$) and the $\delta^{15}\text{N}$ results varied between 5.15‰ and 7.08‰ ($\bar{x} = 6.04\%$). The C/N and C/S ratios varied between 8.33 and 33.05 (mean 18.82) and 1.14 and 10.49 (mean 5.12) respectively (Fig. 11).

The pollen record is represented by herbs (0-75%), trees and shrubs (0-50%), mangroves ($\leq 10\%$) and palms ($< 25\%$) (Figure 10). The herbs vegetation is composed mainly by Cyperaceae (40%), Poaceae (0- 25%), Asteraceae (0- 25%), *Mimosa* (0-13,3%), Mimosoidea (0- 12,5%), Alismataceae (0- 9,1%), Solanaceae (0- 8,3%),

Amaranthaceae (0- 6,1%). Representing trees and shrubs are for this interval are Moraceae/Urticaceae (0-25%), *Alchornea* (0-25%), Myrtaceae (0-25%), Rubiaceae (0-20%), *Ilex* (0-20%), Moraceae (0- 13%), Anacardiaceae (0-12,5%), *Didymonapax* (0-12%), Cunoniaceae (0-10%), Malphiaceae (0-9,1%), Apocynaceae (0-8,3%), *Trema* (0-8,3%), Fabaceae (0-8,2%), Myrsinaceae (0-6,9%), Meliaceae (0-6,3%), *Pinus* (0-6,1%), Loranthaceae (0-5,4%) and *Lamanonia* (0-5%). The mangrove group, only close to the surface (~20 cm) is represented only by *Laguncularia* (0-10%). The Palm group is represented by Arecaceae (0-25%) and *Mauritia* (0-9,1%) (Fig. 12).

Interpretation

PALEOENVIRONMENT HISTORY

A multi-proxy analysis and interpretation associated with modern geomorphological features have evidenced a transition/evolution from marine to continental influence since at least mid- to late-Holocene at the study site. The lagoon environment, developed since at least mid-Holocene, received locally a significant input of sandy sediments from the drainage network that favored the formation distributary mouth bars during the late Holocene.

Mid-Holocene: Lagoon

This phase was marked by the Hf, Hw and Hl facies which represented a variation of energy flow. The Hf facies corresponds to the period with relatively highest energy flow, when more sand than mud was deposited. The Hl represents the calmest period where the flow energy decreased and the mud is able to sediment. The Hw facies marks the boundary between Hf and Hl facies with some energy flow present due to a tidal/wave influx.

Regarding the geochemical data, despite the low values for TOC and TN the C/N ratio shows results around 10, which indicates a strong aquatic influence during this phase (Wilson *et al.* 2005; Lamb *et al.* 2006). The $\delta^{13}\text{C}$ values indicate a marine influence in sedimentary organic matter. Furthermore, the $\delta^{15}\text{N}$ values indicate an aquatic organic matter source (~8‰). Since the inorganic nitrogen dissolved used by phytoplankton and aquatic plants is isotopically enriched in ^{15}N (7‰ to 10‰) in comparison to the atmospheric nitrogen (~0‰) (Meyers 1994). The binary diagrams between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N and $\delta^{15}\text{N}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 11a) shows clearly a strong marine influence during the

mid-Holocene. Values of C/N ratios lower than 12 are indicative of aquatic influence (Wilson *et al.* 2005, Lamb *et al.* 2006), and the C/S ratio reveals a marine influence, because marine environments are characterized by low values of this ratio (0.5 -5) with freshwater environments showing the opposite behavior (C/S > 10) Berner & Raiswell (1983, 1984).

This period is marked by the absence of mangrove vegetation, and a high percentage of herbs pollen grains was observed. These pollen grains are mainly represented by Poaceae, Cyperaceae and Asteraceae. Other families of herbaceous plants have presented very low values as Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Alismataceae and Malphigiaceae. Pollen grains of trees, shrubs and palms are almost absent at the bottom of the core showing an increase upwards. The high percentages of herbaceous pollen grains indicate that this kind of vegetation has dominated the study area and only small parts of the lowland were occupied by arboreal flora. Herb-dominated vegetation occurred near flooded lowlands, a result of possible marine incursions (Behling 1995, 1997).

The forest expansion was suggested by arboreal pollen assemblage along the upper part of the studied stratigraphic sequence, *Alchornea*, *Trema*, Moraceae/Urticaceae, Anacardiaceae, Rubiaceae, Myrtaceae, Myrsinaceae and Palms (Arecaceae) are the examples. Concomitantly a decreasing of herbaceous pollen grains has been registered at the same interval. The scenario of forest expansions probably indicates a shift in the climate conditions, because the modern arboreal vegetation in the study area is typical of a warm and humid climate with precipitation rates never below 1000 mm a year (Behling 1995, 2001). Palms have been widely used as paleo-indicators for warm and humid climates (Greenwood & Wing 1995, Morley 2003, Walther *et al.* 2007). The still high values of herbs pollen grains point to an incomplete forest cover by the time possibly close to the current Savanah. Since representatives of the families Asteraceae, Amaranthaceae and Chenopodiaceae grow in regions with dryer climate conditions (Singh *et al.* 1973, Leroy & Depon 1994, Salman & Azzazy 2013).

Late-Holocene: Distributary Mouth Bar

The transition from a lagoon system to a distributary mouth bar environment occurred after ~2173 cal yr BP. This phase is marked by an increased continental influence. The geochemical data indicate a change from marine to continental organic

matter source (Fig. 13A). The diagrams $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N and $\delta^{15}\text{N}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ show the shift of the organic matter from marine matter to terrestrial plants (Fig. 13A and 13B).

C/N values higher than 12 together with $\delta^{13}\text{C}$ values between -22.67 and -24.43‰ have indicated C_3 plants as main source of organic matter for the latest 40 cm. However, $\delta^{15}\text{N}$ values suggest a mixture of aquatic and terrestrial organic matter. The TOC content has shown a significant increase trend upwards ranging from 0.2% reaching up 6.28%, probably due to a greater contribution of sediments coming from innerland through the Sambaqui river distributary.

On the top of this facies association are preserved *Laguncularia* pollen indicating the mangrove establishment during the last decades. Pollen grains of *Avicennia* and *Languncularia* have been observed mostly near the surface. The arboreal vegetation such as trees, shrubs and palms remained relatively stable, presenting sometimes slightly oscillations. The vegetation pattern observed indicates moister and warmer climate conditions than that observed during the mid- Holocene.

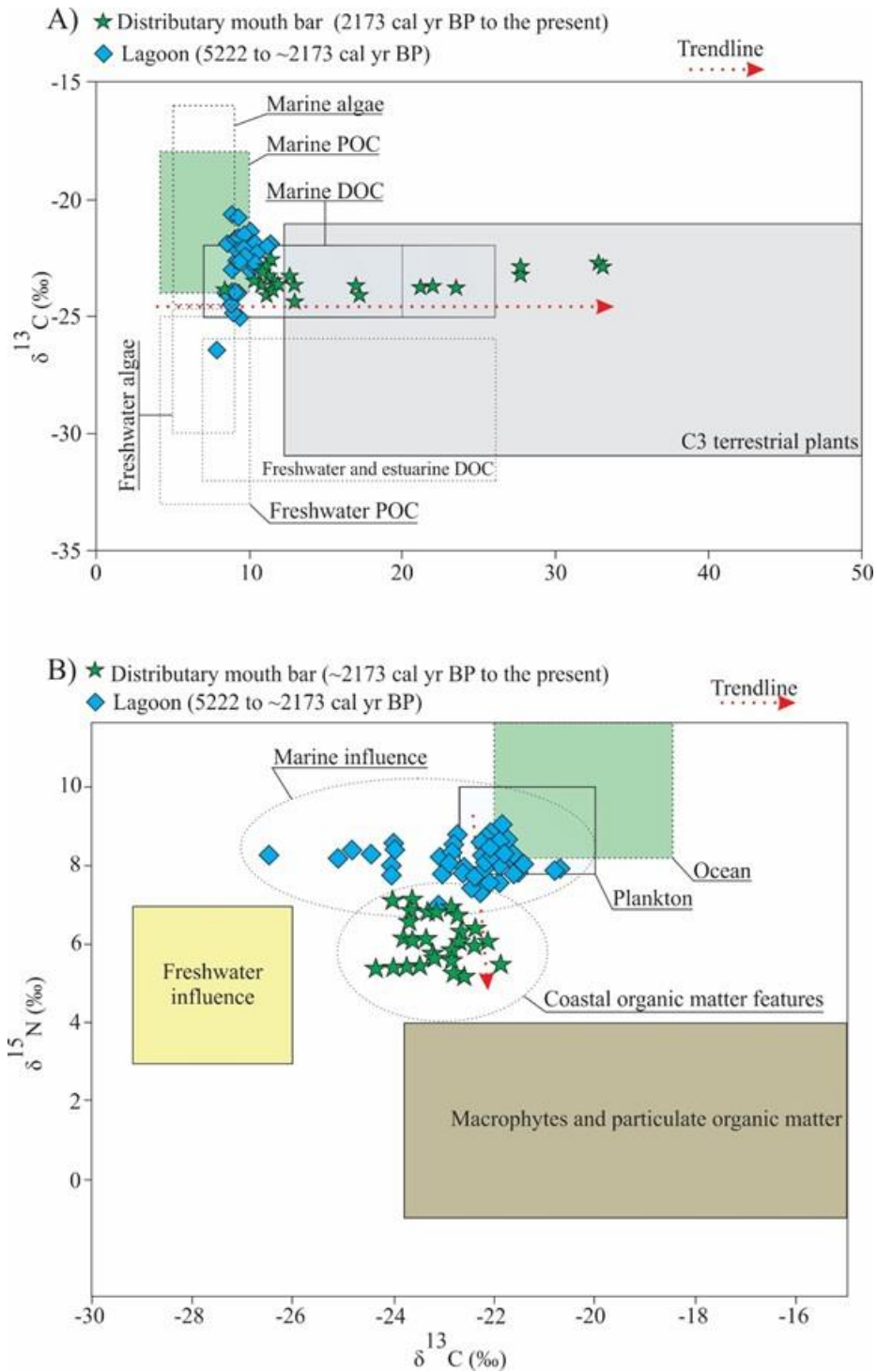


Figure 15: A) Diagram showing the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N for the different sedimentary environments. B) $\delta^{15}\text{N}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ for the sedimentary environments.

CLIMATE AND VEGETATION DYNAMICS

The paleoecological records revealed a change in the climate dynamics during the Holocene. Probably, the upward decreased trend of herbaceous pollen and the increased trend of arboreal pollen were caused by a climate change from dry to wetter climatic conditions during the Holocene (Behling 1995, 1997, Behling & Negrelle 2001, Prado *et al.* 2013, Marchant *et al.* 2009). Novello *et al.* (2017) based on $\delta^{18}\text{O}$ record of stalagmites from the Jaraguá Cave, State of Mato Grosso do Sul, Brazil, also have proposed a dominance of dry climate conditions in South America during the early and mid-Holocene.

From the beginning of the late Holocene the grassland vegetation started to be partially replaced by a typical flora of more humid and warmer climate such as trees and palms. Mangroves species beginning only during the last decades. Then, the identified vegetation changes in the studied area may have been caused by an increase in rainfall rates, which converted the climate to wetter conditions than the latest one (Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2006).

According to some studies (Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2006, Millo *et al.* 2017) through the early and mid-Holocene, $\delta^{18}\text{O}$ values were relatively high ($\sim -1.3\text{‰}$) decreasing towards the near present (-4.1‰) indicating an enhance of the precipitation rates. Abundant Amazon moisture transported into southern Brazil contributes to the low $\delta^{18}\text{O}$ value of precipitation (Wang *et al.* 2006). In low-latitude regions, low $\delta^{18}\text{O}$ of meteoric precipitation is mainly related to increased rainfall amount (Rozanski *et al.* 1993).

According Bernal *et al.* (2016) an intensification of SAMS (South American Monsoon System) from early to late Holocene resulted in higher mean regional rainfall amount in southern Brazil. SAMS has been the main driver in total rainfall changes during the Holocene. Still in agreement with these authors, a series of abrupt excursions towards more negative $\delta^{18}\text{O}$ (higher precipitation) have been recorded not only in the Botuverá cave record but also in other parts of South America, as in Huagapo Cave (HC) from central Andes in Peru (Kanner *et al.* 2013) and in Lapa Grande Cave (LG) located in centraleastern Brazil (Stríkis *et al.* 2011). Among these events, the most intense one occurred at ~ 5000 yr BP as reflected on the $\delta^{18}\text{O}$ values of the abovementioned caves. This period moreover agrees with the beginning of the progradation phase of the Tubarão River led latter to the avulsion of the Sambaqui River (Nascimento Jr. 2010).

Laguncularia pollen accumulated during the last 20 cm of the studied core indicate changes in the environmental conditions. Mangroves occur mainly in regions with better development in regions with precipitation rates above 1500 mm yr⁻¹, reach their maximum development in areas receiving more than 2,500 mm yr⁻¹ and where the coldest monthly mean temperature is above 20°C and the annual thermal amplitude is less than 5°C (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Blasco *et al.* 1996, Soares *et al.* 2012). Because they exist only under specific climate conditions, mangroves are considered good indicators of climate changes.

The last centuries have been considered a time of relative stability of the sea level (Lorscheitter *et al.* 2003, Schaeffer-Novelli *et al.* 2016). In southern Brazil this phase is also marked by warm and humid climate conditions without a dry marked annual period (Behling 1995, 1997, 2001). This configuration has enabled the establishment and expansion of mangroves ecosystems southwards Brazil. Mangroves occur in two of the three states that comprise the south region of Brazil (Paraná and Santa Catarina) with the Santo Antônio Lagoon being the austral limit of mangrove occurrence in southern Brazil. The lack of mangroves further south is due to lower air and water temperatures and occasionally winter frosts (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Soares *et al.* 2012) although enhancement in air temperature has been recorded since 1900 in this region (Marengo *et al.* 2007a, b).

The establishment of a wet period in the south region of Brazil, more specifically in Santa Catarina, increased the Tubarão and Sambaqui rivers discharge and lead to its progradation and avulsion favored by the sea level fall. One of the results of its avulsions is the Sambaqui river, which caused an increase in the sediment input to the Santo Antônio Lagoon, and the formation of the distributary mouth bar.

The data obtained have shown that the surrounding vegetation has also responded to the shifting in the climate. During the mid-Holocene due to cooler and drier conditions the vegetation was dominated by herbaceous plants with trees, shrubs and palms occurring in small patches, mangroves were absent over this time. During the late Holocene with the establishing of moister and warmer climate conditions a dense ombrophylous forest has been the standing out vegetation followed by palms and herbaceous plant. Mangroves have started to occur mainly over the last decades.

FUTURE OF SEA-LEVEL, CLIMATE AND MANGROVE RESPONSE

According to the latest IPCC report (WGIIAR5) it is very likely that sea level rose at a rate of 3.2 (2.8 to 3.6 mm/yr⁻¹) from 1993 to 2010. In this report, predictions for the sea level rise were made based on the CO₂ concentration by the year 2100. In the worst-case scenario, where the CO₂ concentration would be 936 ppm, the sea level would reach 0.74 m above the current level. In the best-case scenario, where the CO₂ would have its lower concentration 421 ppm, the mean sea level rise would be 0.44 m (Wong *et al.* 2014). In both cases, an elevation is expected and it would have an impact on mangrove ecosystems. An increase in high storm surges and their adverse impacts is also estimated to occur on coastal environments in the future (Wong *op. cit.*). More specifically for the southern region of Brazil an increase in the precipitation rate and in the rainfall extremes are also expected to happen (Marengo 2007).

Over the last four decades, the atmospheric temperature in southern Brazil has increased almost 0.1° C per decade (Bernardino *et al.* 2015) and it is expected to increase between 3° C and 5° C (Marengo 2007). A global prediction has anticipated higher surface air temperatures ranging from 1° C to 3.7° C (Collins *et al.* 2013).

Regarding sea surface temperature (SST) a significant warming has been observed over the past 30 years along more than 70% of the world's coastlines (Lima & Wethey 2012). The average rate is 0.18° C per decade. This value is larger than in the global ocean where the average of change is 0.11 (0.09 to 0.13° C) per decade in the upper 75 m of the ocean during the 1971–2010 period (Wong *et al.* 2014). In summary, according these authors a positive trend in coastal SSTs are seen on the majority of coastlines and the rate of rising along coastlines is higher on average than the oceans.

These globally and local predictions have shown favorable conditions for the expansion of mangrove trees beyond their latitudinal limits mostly due to the rise in surface temperature that increases propagule production, dispersal, and establishment (Alongi 2015). However, local characteristics must also be taken into consideration.

Soares *et al.* (2012) proposed that the occurrence of mangroves south of Laguna appears to be restricted by a combination of factors, which are related as much to the limitations on dispersal of these species as to the more rigorous climate conditions. In their work, they have observed that *Avicennia's* trees can reach up to 10 m high, this shows that these trees are not in their latitudinal limit. A possible explanation for its non-occurrence southwards would be the existence of strong coastal currents that flow

northward most of the year (Siegle & Asp 2007) and would restrain the propagules dispersion. Parameters such as sandy substrate, high-energy coast, micro tidal regime may also interfere with the mangrove trees expansion.

Based on the most current reports about climate change, changes in the climate drivers, including relative sea level rise, high storm surges, wind, waves, swell patterns and sea surface temperatures will have a direct impact on coastal environments and therefore on mangrove ecosystems. More specifically about the mangrove ecosystem at the Santo Antônio Lagoon, these changes suggest that an expansion southward its present-day limit will occur but it may happen at slower rates (Soares *et al.* 2012).

CONCLUSIONS

Changes in the climate conditions over the mid to late Holocene have occurred as shown by this multi-proxy analysis. During the mid-Holocene the palynological interpretation indicated the predominance of grassland vegetation, which is typical of less humid climates. During this period, the geochemical results have shown that the distributary bar, where the RP-01 core was sampled, was in the past under marine influence.

Then in the late Holocene a shift in the vegetation could be observed, as the pollen grains of trees and palms enhanced, and mangroves first appeared towards the core surface suggesting the implementation of a more humid and warm climate than the latest one. The geochemical data from this period indicated a change from marine to terrestrial source of organic matter. This may have been related to the greater input of the Sambaqui river probably caused by an increase in the precipitation rates due to a changing on the position of the ITCZ and enhancement of SAMS.

The Sambaqui river provided sediments, which were abundant in nutrients and silt and favored the formation of the distributary mouth bar and at the same time reduced the water salinity. The subaerial exposure of the mouth bar together with the implementation of warmer and moister climate conditions allowed the mangrove establishment in the austral limit of South American mangroves during the last decades. Some parameters, involving the high-energy coast, sandy substrate, low water and air temperatures have been obstacles for the expansion of this mangrove ecosystem southward of its current position. However, if the predictions made for the future were right, the global warming might help the expansion of this ecosystem beyond its actual limits.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Mudanças climáticas ocorreram durante o Holoceno médio e tardio conforme evidenciado pelos resultados obtidos através da análise multi-elementar realizada neste trabalho. A interpretação dos dados palinológicos sugerem que durante o Holoceno médio a predominância de vegetação herbácea no entorno da atual Laguna de Santo Antônio indicou a existência de um clima menos úmido em comparação com o período moderno. Também durante esse período os resultados geoquímicos revelaram que a barra de distributário estava predominantemente sob influência marinha.

Durante o Holoceno tardio uma mudança na vegetação pôde ser observada devido ao aumento nos valores de grãos de pólen de árvores e palmeiras. Portanto, conclui-se que houve a implementação de um clima relativamente mais quente e úmido que o anterior. Os dados geoquímicos para esse período indicam mudança na fonte da matéria orgânica, apresentando maior influência terrestre. Possivelmente devido o maior aporte sedimentar proveniente dos rios Sambaqui e Tubarão na Laguna de Santo Antônio, o que estaria relacionado à mudança de posição da ITCZ e a intensificação do SAMS.

A chegada do rio Sambaqui carregou para a Laguna de Santo Antônio sedimentos, proporcionando a formação de uma barra de desembocadura de distributário. A exposição dessa barra, em conjunto com a implantação de um clima relativamente mais úmido atualmente, permitiu a sua ocupação pela vegetação de mangue, até então ausente na região. Alguns parâmetros como: hidrodinâmica e temperatura têm agido como barreiras para a expansão desse ecossistema para sul da sua atual posição.

8 REFERÊNCIAS

- Absy M.L. 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* **5**:1-26.
- Allen J.R.L., Lamb A.L., Dark P. 2007. Seasonality of $\delta^{13}C$ and C/N ratios in modern and mid-Holocene sediments in the Severn Estuary Levels, SW Britain. *The Holocene*, **17**(1):139-144.
- Alongi D. M. 2015. The Impact of Climate Change on Mangrove Forests. *Curr. Clim. Change Rep*, **1**(1):30-39.
- Amaral P. G. C., Giannini P. C. F., Sylvestre F., Pessenda L.C.R. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*, **27**(2): 181–191.
- Angulo R. J., Souza M. C. 2014. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. Conceptual review of Quaternary coastal paleo-sea level indicators from Brazilian coast. *Quaternary and Environmental Geosciences*, **05**(2):01-32.
- 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**:486-506.
- Araújo D.S.D., Santos M.C.F.V. 1987. Caracterização estrutural dos manguezais de Laguna, Santa Catarina, Brasil. In: 1_ Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira: Síntese dos conhecimentos. ACIESP, São Paulo, p. 152.
- Behlin G. H., Lichte M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quat. Res*, **48**:348-358.
- Behling H. 1995. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). *Veg. Hist. Archaeobot*, **4**:127-152.
- Behling H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**:19-27.
- Behling H., Negrelle R.R.B. 2001. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. *Quat. Res*, **56**:383-389.
- Behling H., Pillar V.P., Orlóci, L., Bauermann, S.G. 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), pre and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambarã do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**:277-297.

- Behling H., Pillar, V.P., Orlóci L., Bauermann S.G. 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), pre and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **203**: 277-297.
- Behling, H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of paleobotany and palynology*, **99**:143-145.
- Bernal J.P., Cruz F.W., Stríkis N.M., Wang X., Deininger M., Catunda M.C.A., Obregón O., Cheng F., Edwards R.L., 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.
- Bernardino, A. F., Netto S. A., Pagliosa P. R., Barros F., Christofolletti 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. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **166**:74-82.
- Berner R. A. Raiswell R. 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**:855–862.
- Berner R. A., Raiswell R. 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**:365–368.
- Berreta, M. S. R. A 2007. Qualidade das águas da Lagoa do Imaruí e dos efluentes da Carcinicultura - Laguna, SC. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Bindoff N.L., J. Willebrand V., Artale A., Cazenave J., Gregory S., Gulev K., Hanawa C. Le Quéré, S. Levitus Y., Nojiri C.K., Shum L.D., Talley and A. Unnikrishnan: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *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., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Blasco, F., Saeger, P. and Janodet, E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, **27**:167–178.
- Boutton T. W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soils organic matter and their use indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W.; Yamasaki, S.I. (Ed.). *Mass spectrometry of soils. New York: Marcel Dekker* 47-82.

- Brodie C.R., Casford J.S.L., Lloyd J.M., Leng M.L., Heaton T.H.E., Kendrick, C.P., Yongqiang Z. 2011. Evidence for bias in C/N, d13C and d15N values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods. *Quaternary Science Reviews*, 30:3076-3087.
- Camargo, M.G., 1999. SYSGRAN for Windows: Granulometric Analyses System. Pontal do Sul, Paraná, Brazil.
- 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*, 18:425 - 439.
- 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**:223-231.
- 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**:70–77.
- Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Behling H., Rossetti D.F., França M.C., Guimarães J.T.F., Friaes Y.S., Smith C.B., 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews* **55**: 50–58.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W., Lara R.L., Behling H., Angulo R. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**:433–443.
- 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. 2014 . Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415(C):48-58.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Harwood Academic Publishers, Dordrecht (332p.).
- Collins M., R., Knutti J., Arblaster J.-L., Dufresne T., Fichet P., Friedlingstein X., Gao W.J., Gutowski T., Johns G., Krinner M., Shongwe C., Tebaldi A.J., Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J.

- Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Colonese A.C., Netto S.A., Francisco A.S., DeBlasis P., Villagran X.S., Ponzoni R.A.R., Hancock Y., Hausmann N., Farias D.S.E., Prendergast A., Schöne B.R., da Cruz F.W., Giannini P.C.F. 2017. Shell sclerochronology and stable isotopes of the bivalve *Anomalocardia flexuosa* (Linnaeus, 1767) from southern Brazil: Implications for environmental and archaeological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **484**: 7–21.
- Cruz F.W., Viana Jr K O. 2005b. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chem Geol*, **220**:245–262
- Davis M.B. 1969. Palynology and environmental history during the quaternary period. *American Scientist*, **57(31)**:317-332. doi:10.1038/ncomms1713.
- Dittmar T., Lara R.J., Kattner G. 2001. River or mangrove? Tracing major organic matter sources in tropical Brazilian coastal waters. *Marine Chemistry* **73**:253–271.
- Dominguez J.M.L. 2009. The Coastal Zone of Brazil. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Volume 107 of the series Lecture Notes in Earth Sciences pp 17-51.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. *Sv. Bot. Tidskr. Lund* **54 (4)**: 561-564.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. Textbook of Pollen Analysis, 4th. John Wiley and Sons, Chichester. p 328.
- Ferreira A.C., Lacerda L.D. 2006. Degradation and conservation of Brazilian mangroves, status and perspectives. *Ocean & Coastal Management*, **125**:38-46.
- Finlay J.C., Kendall C. 2008. Stable isotope tracing of temporal and spatial variability in organic matter sources to freshwater ecosystems. In: Minchener, R. Lajtha, K. (eds). *Ecological methods and concepts*. Handwell Publishing, second edition. *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science* p. 283-333.
- Fogel M.L., Cifuentes L.A. 1993. Isotope fractionation during primary production. In: Engel, M.H., Macko, S. A. (eds). *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York, p. 73-98.
- Fonseca G., Neto S.N. 2006. Shallow sublittoral benthic communities of the Laguna estuarine system, south Brazil. *Brazilian journal of oceanography*, **54(1)**:41-54.

- Fornari M., Giannini P.C.F., Nascimento Junior D.R. 2012. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. *Marine Geology*, **323–325**:56–68
- França M. C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Guimarães J., Smith C.B. 2012. The last mangroves of Marajó Island — Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Rev. Palaeobot. Palynol*, **187**:50–65.
- França M.C. Mudanças na vegetação do litoral leste da Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior. *Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.*
- França M.C., Alves I. C.C., Castro D. F., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Lorente F.L., Fontes N.A., Buso Junior A.A., Giannini P.C.F., Francisquini M.I. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*, **128**:155–166.
- França M.C., 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.
- França M.C., Francisquini M.I., Cohen M.C.L. 2012. The last mangroves of Marajó Island – Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. Review of Palaeobotany and Palynology **187**: 50–65.
- Fromard F., Vega C., Proisy C. 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology* **208**:265–280.
- Giannini P.C.F. 1993. Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de São Paulo.
- Giannini P.C.F. 2002. Complexo lagunar centro-sul catarinense. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (Eds.), DNPM, SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos, pp. 213–222 (Web site: www.unb.br/ig/sigep).
- Giannini P.C.F., Santos E. R. 1993. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no sul catarinense. Anais. Curitiba: UFPR.

- Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Martinho C.T., Tatumi S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Laguna-Imbituba coast, South Brazil. *Amsterdam, Marine Geology*, **237**:143-168.
- Goh K.M., 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats. *Journal of Soil Science* **29**:340–349.
- Gornitz V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global Planetary Change Section) **89**:379-398.
- Greenwood D.R. Wing S.L. 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature-gradients. *Geology* 23: 1044–1048.
- Grimm, E.C., 1990. TILIA and TILIAGRAPH: PC spreadsheet and graphic software for pollen data. INQUA Subcommittee on Data-Handling Methods. Newsletter 4:5–7.
- Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. 2009. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100AD. *Clim. Dyn.* pp1-10.
- Herrera, L.F., Urrego, L.E., 1996. Atlas de polen de plantas útiles y cultivadas de la Amazonía colombiana. *Estudios la Amazonía Colombiana*, vol. XI. Tropenbos-Fundación Erigaie, Colombia.
- Hesp P.A., Giannini P.C.F., Martinho T.C., Silva G.M. Asp Neto N.E. 2009. The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* Volume 107 of the series *Lecture Notes in Earth Sciences* pp 93-133.
- Hesp P.A. Thom B.G. 1990. Geomorphology and evolution of transgressive dunefields. In: Nordstrom, K; Psuty, N; Carter, RWG (eds) *Coastal dunes: processes and morphology*. John Wiley and Sons, Chichester, pp 253-288.
- Horn Filho N.O., Schmidt A.D., Benedet C., Neves J., Pimenta L.H.F., Paquette M., Alencar R., Silva W.B., Vellela E., Genovez R., Santos C.G. 2014. Estudo Geológico dos Depósitos Clásticos Quaternários Superficiais da Planície Costeira de Santa Catarina, Brasil. *Gravel*, **12** (1):41-107.
- Kanner L.C., Burns S.J., Cheng H., Edwards R.L., Vuille M., 2013. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quat. Sci. Rev.* **75**:1–10.
- Kathiresam K., Bingham L. 2001. Biology of mangroves and mangrove ecosystems. *Adv Mar Biol* **40**:81-251.
- Kathiresan K. (2002). Why are mangroves degrading? *Current Science*, **83**:1246- 1249.

- Kirwan M.L., Mudd S.L. 2012: Response of salt-marsh carbon accumulation to climate change. *Nature*, 489:550-553.
- Krauss K.W., C.E. Lovelock K.L. McKee L. Lopez-Hoffman S.M. Ewe & W.P. Sousa, 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: a review. *Aquatic Botany* **89(2)**:105-127.
- Lacerda L. D. 1999. Os manguezais do Brasil. In: VANNUCCI, M. Os manguezais e nós: uma síntese de percepções. São Paulo: Editora da USP, cap. 3 (Apêndices), p. 185-196.
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews* **75**:29– 57.
- Langley J.A., Mckee K.L., Cahoon D.R., Cherry J.A. Megonigal J.P. 2009: Elevated CO₂ stimulates marsh elevation gain, counterbalancing sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **106(15)**: 6182-6186.
- Lara R.J., Cohen, M.C.L. 2009. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change* **94**:399–408.
- Lara R.J., Dittmar T., 1999. Nutrient dynamics in a mangrove creek _North Brazil. during the dry season. *Mangroves Salt Marshes* **3**:185–195.
- Leroy S., 1, Dupont L. 1994. Development of vegetation and continental aridity in northwestern Africa during the Late Pliocene: the pollen record of ODP Site 658. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **109**: 295-316
- Lima F.P., Wethey D.S. 2012: Three decades of high-resolution coastal sea surface temperatures reveal more than warming. *Nature Communications*, 3:704.
- Lorscheitter M.L. 2003. Contribution to the Holocene history of Atlantic rain forest in the Rio Grande do Sul state, southern Brazil. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, **5**: 261-271.
- Marchant, R., Harrison, S.P., Hooghiemstra, H., Markgraf, V., van Boxel, J.H., Ager, T., Almeida, L., Anderson, R., Baied, C., Behling, H., Berrio, J.C., Burbidge, R., Björck, S., Byrne, R., Bush, M.B., Cleef, A.M., Duivenvoorden, J.F., Flenley, J.R., De Oliveira, P., van Geel, B., Graf, K.J., Gosling, W.D., **Harbele, S.**, van der Hammen, T., Hansen, B.C.S., Horn, S.P., Islebe, G.A., Kuhry, P., Ledru, M-P., Mayle, F.E., Leyden, B.W., Lozano-García, S., Melief, A.B.M., Moreno, P., Moar, N.T., Prieto, A., van Reenen, G.B., Salgado-Labouriau, M.L., Schäbitz, F., Schreve-

- Brinkman, E.J., Wille, M. (2009) Pollen-based biome reconstructions for Latin America at 0, 6000 and 18 000 radiocarbon years. *Climate of the Past Discussions* 5:369-461.
- Marengo J. A. DIAS P. S. 2006. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: Rebouças, A. C.; Braga, B.; Tundisi, J. G. (Ed.) *Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. 3. ed. São Paulo: Instituto de Estudos Avançados da USP, Academia Brasileira de Ciências, p.63-109.
- Marengo J. A. et al. 2007. *Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI*: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 5, Ministério do Meio Ambiente (MMA), Secretaria de Biodiversidade e Florestas (SBF), Diretoria de Conservação da Biodiversidade (DCBio). Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI.
- MARENGO, J. A. 2007a. *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: Ministério do Meio Ambiente. 1:214.
- Markgraf, V., D'Antoni, H.L., 1978. Pollen flora of Argentina: Modern spore and pollen types of Pteridophyta, Gymnospermae, and Angiospermae. University of Arizona Press, Tucson (208 pp.).
- 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**:101–124.
- Martinho C.T. 2004. Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivas da região de Jaguaruna-Imbituba, SC. MS Dissertation, Universidade de São Paulo.
- Menezes M.P.M., Berger U., Mehlig U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil. *Acta Amazonica*, **38(3)**:403-420.
- Meyers P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* **114**:289-302..
- Miall A.D., 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Eds.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary 597–604.

- Millo C., Strikisc N.M., Vonhofd H.B., Deiningerf M., Cruz F.W., Wang X., Chengh H., Edwardsh L.R. 2017. Last glacial and Holocene stable isotope record of fossil dripwater from subtropical Brazil based on analysis of fluid inclusions in stalagmites. *Chemical Geology*, **468**: 84–96.
- Milne, G.A., Long, A.J., Bassett, E., 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, **24** (10–11):1183–1202.
- 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
- Morley RJ. 2003. Interplate dispersal paths for megathermal angiosperms. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics*, **6**:5–20.
- Munsell Color. 2009. Munsell Soil Color Charts. New Revised edition. *Macbeth Division of Kollmorgen Instruments*, New Windsor, NY.
- Nascimento, D.R. Jr., 2010. Evolução sedimentar holocênica do delta do rio Tubarão, Estado de Santa Catarina. Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, 230 pp. (in Portuguese).
- Nelson D.M., Hu F.S., Tian J., Stefanova I., Brown T.A. 2004. Response of C3 and C4 plants to middle-Holocene climatic variation near the prairie–forest ecotone of Minnesota. *PNAS*, **101**(2):563-567.
- Novello Valdir Felipe., Cruz Francisco W., Vuille Mathias., Stríkis Nicolás M., Edwards R. Lawrence., Cheng Hai., Emerick Suellyn., Saito de Paula Marcos; Li, Xianglei; Barreto Eline de Souza; Karmann, Ivo; Santos, Roberto Ventura. 2017. $\delta^{18}\text{O}$ data record of espeleothems from Jaraguá cave, Brazil, 2017. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.878256>, In supplement to: Novello, VF et al. (2017): A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports*, **7**, 44267, <https://doi.org/10.1038/srep44267>.
- Orselli, J. 1986. Climatologia. In: GAPLAN-SC. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, pp 38-39.
- Perry C. L., Mendelssohn I. A. 2009. Ecosystem effects of expanding populations of *Avicennia germinans* in a Louisiana salt marsh. *Wetlands* **29**: 396–406.
- Pessenda L.C.R. Vidotto E. Oliveira P.E. Buso Jr. A.A., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Ricardi-Branco F. Bendassolli J.A. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal

- environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove, southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **363–364**:57–68.
- 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.
- Peters, K. E., R. E. Sweeney & I. R. Kaplan, 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnol. Oceanogr.* **23**: 598–604.
- Peterson, B.J., and Fry, B. 1987. Isotopes in ecosystem studies. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* **18**:293–320.
- Posamentier H.W., Walker R.G. 2006. Deep-water turbidites and submarine fans, in Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication* **84**: 399–520.
- Prado, L. F., Wainer, I., Chiessi, C. M., Ledru, M.-P., Turcq, B. 2013. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Clim. Past*, **9**: 2117–2133.
- Prahl, F.G., Bennett, J.T., Carpenter, R., 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**:1967–1976.
- Radambrasil-IBGE. 1986. Geologia. In: GALPLAN-SC. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, pp 29-31. reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **64**:685–698.
- Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., ... Reimer, P. J. (Ed.) (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55(4)**, 1869-1887.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0– 50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**:1111–1150.
- Roubik, D.W.; Moreno, J.E. 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island. *Missouri Botanical Garden*. p268.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro (273 pp.).

- Salman A.A., Mohamed A.F. 2013. Pollen Grains Indicators to Plant Habitat Conditions at Some Arid Regions Sadat Area Egypt. *CATRINA* **8** (1): 21 – 28.
- Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Soares M.L.G., De-Rosa T. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**:561-570.
- Schaeffer-Novelli Y.C., Cintrón-Molero G., Adaime R. R., Camargo T. M. 1990. Variability of Mangrove Ecosystems along the Brazilian. *Estuaries*, **13**(2):204-218.
- Schaeffer-Novelli Yara et al. 2016. Climate changes in mangrove forests and salt marshes. *Brazilian Journal of Oceanography*. São Paulo **64** (2):37-52.
- Scheel-Ybert R. 1999. Considerações sobre o método de datação pelo carbono-14 e alguns comentários sobre a datação de Sambaquis. *Rev. do Museu de Arqueologia e Etnologia*, **9**: 297-301.
- Scheel-Ybert R. 1999. Considerações sobre o método de datação pelo carbono-14 e alguns comentários sobre a datação de sambaquis. *Rev. do Museu de Arqueologia e Etnologia* **9**: 297-301.
- Siegle E., Asp N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the Southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**:109-120.
- Singh, G., Chopra S K., Singh, A.B. 1973. Pollen grains from the vegetation of North West India, *New Phytol.***72**: 191-206.
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., França, M.C., Guimarães, J.T.F., 2012. Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Northern Brazil. *Catena*, **90**:26–38.
- Soares M.L.G., Estrada G.C.D., Fernandez V., Tognella M.M.P. 2012. Southern limit of the Western South Atlantic mangroves: Assessment of the potential effects of global warming from a biogeographical perspective. *Estuar. Coast. Shelf Sci*, **101**:44–53.
- Souza Filho, P. W. M. 2005. Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(4):427- 435.
- Stevens P.W., Fox S.L., Montague, C.L. 2006. The interplay between mangroves and saltmarshes at the transition between temperate and subtropical climate in Florida. *Wetlands Ecology and Management* **14**: 435–444.
- Stríkis N.M., Cruz F.W., Cheng H., Karmann I., Edwards R.L., Vuille M., Wang X., de Paula M.S., Novello V.F., Auler A.S. 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, **39**: 1075–1078.

- 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**:576–583.
- Suguio K., 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. EDUSP, 317 p.
- Tognella M.M.P., Soares M.L.G., Cuevas E., Medina E., 2016. Heterogeneity of elemental composition and natural abundance of stable isotopes of C and N in soils and leaves of mangroves at their southernmost West Atlantic range. *Braz. J. Biol.*, **76(4)**:994-1003.
- Tomlinson P. B. 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vilhena M.P.S.P., Costa M.L. Berrêdo J.F. 2010. Continental and marine contributions to formation of mangroves sediments in an eastern Amazonian mudplain: the case of Marapanin Estuary. *Journal of South America Earth Sciences. Oxford*, **79**:427-438.
- Walther GR, Gritti ES, Berger S, Hickler T, Tang ZY, Sykes MT. 2007. Palms tracking climate change. *Global Ecology and Biogeography*, **16**: 801–809.
- Wang X., Auler A.S., Edwards R.L. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat Sci Rev*, **25**:3391–3403.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**: 377-392.
- Wilson G.P., Lamb A.L., Leng M.J., Gonzales S., Huddart D., 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **64**:688-698.
- Wong P.P., Losada I.J. Gattuso J.-P., Hinkel J. Khattabi A., McInnes K.L. Saito. Y.; A. Sallenger, 2014: Coastal systems and low-lying areas. In: *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* [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 361-409.
- Woodroffe C.D. 1982. Geomorphology and Development of Mangrove Swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin Marine Science* **32 (2)**:381-398.

Ybert J.P., Bissa W.M., Catharino E.L.M., Kutner M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**:11-24.