

MARIA EMILIA RADOMSKI BRENNY

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL DA PLANÍCIE COSTEIRA
REGRESSIVA SOB INFLUÊNCIA FLUVIAL DURANTE O HOLOCENO:
EXEMPLO DO LITORAL DO RIO DE JANEIRO**

Dissertação de Mestrado

UFF

NITEROI – RJ

2021

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA / LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA
TERRA

ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE PLANÍCIE COSTEIRA
REGRESSIVA SOB INFLUÊNCIA FLUVIAL DURANTE O HOLOCENO:
EXEMPLO DO LITORAL DO RIO DE JANEIRO

MARIA EMILIA RADOMSKI BRENNY

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra: Área de Concentração Geologia e Geofísica. Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Guilherme Borges Fernandez

CO-ORIENTADORA: Thais Baptista da Rocha

Niterói - RJ

Dezembro, 2021

MARIA EMILIA RADOMSKI BRENNY

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL DE PLANÍCIE COSTEIRA
REGRESSIVA SOB INFLUÊNCIA FLUVIAL DURANTE O HOLOCENO:
EXEMPLO DO LITORAL DO RIO DE JANEIRO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre

Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Aprovada em 01/12/2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (Orientador)
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Guilherme Borges Fernandez (Coorientador)
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dra. Thais Baptista da Rocha (Coorientadora)
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Maria Cristina de Souza (Membro da Banca)
Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva (Membro da Banca)
Universidade Estadual do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Fábio Ferreira Dias (Membro da Banca)
Universidade Federal Fluminense

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

R131a Radomski brenny, Maria Emilia
ARQUITETURA DEPOSICIONAL DA PLANÍCIE COSTEIRA REGRESSIVA SOB
INFLUÊNCIA FLUVIAL DURANTE O HOLOCENO: EXEMPLO DO LITORAL DO
RIO DE JANEIRO / Maria Emilia Radomski brenny ; Cleverson
Guizan Silva, orientador ; Guilherme Borges / Thais Baptista
da Fernandez / Rocha, coorientador. Niterói, 2021.
32 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2021.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2021.m.02456642970>

1. Datação por luminescência opticamente estimulada. 2.
Barreiras costeiras regressivas. 3. Radar de penetração de
solo. 4. Planícies costeiras. 5. Produção intelectual. I.
Silva, Cleverson Guizan, orientador. II. Fernandez / Rocha,
Guilherme Borges / Thais Baptista da, coorientador. III.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
IV. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

AGRADECIMENTOS

Este estudo foi financiado com os recursos da Divisão de Gestão Territorial (Digate) pertencente ao Departamento de Hidrologia e Gestão Territorial (DHT) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Agradeço o apoio dos seguintes funcionários da CPRM: Maria Adelaide Mansini Maia e Maria Angélica Barreto pela compreensão da importância deste estudo para a CPRM. Marcelo Dantas por ter antecipado a confecção do Mapa de Padrões de Relevo do Município Cabo Frio, Flaslendo Vieira Oliveira pelas fotos aéreas, Marcelo de Queiroz Jorge pelo suporte no campo, Jessica dos Santos Gonçalves e Roberta Pereira da Silva de Paula pelo auxílio na revisão bibliográfica. Agradeço também aos meus colegas Pedro Augusto dos Santos Pfaltgraff e Alexandre Lago.

Agradeço a Universidade Federal Fluminense, pela oportunidade na participação do curso de pós-graduação. Agradeço também o meu orientador Guilherme Fernandez, a co-orientadora Thais Baptista da Rocha e Cleverson Guizan Silva pelas valiosas contribuições e apoio prestado no período da minha formação. Helga Balbi por ter gentilmente baixado e cedido os artigos científicos dos quais eu não tinha acesso no Science Direct. À Suellen Golvea e Israeli Mathias pelo apoio na parte de GPR. Fabio Vinicius Feitosa de Albuquerque por ter nos recebido na área da mineradora. Agradeço a Ivandro Patrick Coutinho pela elaboração do mapa geomorfológico. Meus sinceros agradecimentos a Jonas Peixe pelo suporte no campo, seu esforço na solução para coletas das amostras para luminescência foi fundamental. Agradeço ao Prof. Rodolfo José Angulo, por ter aguçado a minha curiosidade sobre Geologia Costeira como graduanda na UFPR e aos professores Maria Cristina de Souza, André Luiz Carvalho da Silva e Fabio Ferreira Dias pelas contribuições nas correções.

À minha família, em especial, Felipe Alves Ferreira, Margarida e Janis pelo apoio.

Muito obrigada.

RESUMO

A evolução paleogeográfica das planícies costeiras é resultado de fatores que envolvem espaço de acomodação, suprimento sedimentar, flutuações no nível do mar e a influência dos processos hidrodinâmicos costeiros, como a ação das ondas. Desta maneira, o entendimento da evolução paleogeográfica passa pela análise de diferentes indicadores (multiproxy), que auxiliam na identificação dos processos físicos envolvidos, para a maior acurácia da evolução espacial e temporal. As planícies costeiras regressivas, geralmente preservam elementos morfoestratigráficos passíveis de análise em termos cronológicos, geomorfológicos e em subsuperfície e são observadas em diferentes trechos costeiros distribuídos globalmente. Na costa brasileira são presenciados no litoral sul, sudeste, nordeste e nos deltas distribuídos no leste brasileiro. O objetivo do presente trabalho foi investigar a arquitetura deposicional e a geocronologia da planície costeira localizada entre os rios Una e São João, no estado do Rio de Janeiro, considerando as flutuações do nível médio do mar durante o Holoceno e a influência de processos flúvio-estuarinos na sua evolução. Foram analisados dados de geofísica rasa (GPR) e idades dos sedimentos através de datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Na arquitetura deposicional foram identificadas quatro radarfácies em radargramas (Rf1 - Pós-praia e zona de estirâncio; Rf2 - Antepraia superior; Rf3 - Leques de transposição; Rf4 - Preenchimento de canal. A arquitetura deposicional mostrou a transição de um padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, com idade de 5.800 ± 750 anos, que foi associado ao Máximo Transgressivo do Holoceno (MTH). Na fase de abaixamento do nível médio do mar, o padrão progradacional ocorreu sob condições de regressão normal, onde a taxa de aporte sedimentar fluvial parece ser determinante para a progradação. Essa influência flúvio-estuarina também foi identificada a partir de refletores inclinados mostrando o preenchimento longitudinal de um paleocanal seccionando a barreira costeira. As idades LOE variaram entre 6.880 ± 630 anos a 1.940 ± 180 anos, e permitiram identificar variações na velocidade de progradação da planície durante o Holoceno Superior, cujas taxas foram mais rápidas a partir de 4.500 ± 325 anos A.P. (2.2 m/ano) e mais lentas a partir de 1.940 ± 180 anos A.P. (0.37 m/ano).

Palavras Chave: Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); Barreiras arenosas costeiras; Radar de Penetração do Solo (GPR), Planície costeira, Quaternário

ABSTRACT

The paleogeographic evolution of coastal plains is the result of factors involving accommodation space, sediment supply, sea level fluctuations, and the action of hydrodynamic forcing, such as wave action. Thus, the understanding of paleogeographic evolution requires the analysis of different indicators (multiproxy), which help in the recovery of physical processes involved, for a greater accuracy of spatial and temporal evolution. The regressive coastal plains generally preserve morphostratigraphic elements that can be analyzed chronologically, geomorphologically and in subsurface terms, and are observed in different globally distributed coastal stretches. In the Brazilian coast they are found in the south, southeast and northeast coasts and in the deltas distributed in the east of Brazil. The objective of the present work was to investigate the depositional architecture and geochronology of the coastal plain located between the Una and São João rivers, in Rio de Janeiro state, considering the role of mean sea level fluctuations during the Holocene and the influence of fluvial-estuarine processes on its evolution. Shallow geophysical (GPR) and Optically Stimulated Luminescence (LOE) dating data were analyzed. Four radarfacies were identified in the depositional architecture in radargrams of up to six meters of depositional package (Rf1 - Foreshore; Rf2 - Upper Shoreface; Rf3 - Washover fan; Rf4 - Channel filling). The depositional architecture showed the transition from a retrogradational to progradational stacking pattern, with an age of 5.800 ± 750 years, which was associated with the Holocene Transgressive Maximum (MTH). In the mean sea level lowering phase, the progradational pattern occurred under conditions of normal regression, where the rate of fluvial sediment input seems to be a major determinant of progradation. This fluvial-estuarine influence was also identified from reflectors showing the filling of a paleochannel sectioning the coastal barrier. The LOE ages varied between 6.880 ± 630 years and 1.940 ± 180 years, and allowed the identification of variations in the speed of the progradation of the plain during the Upper Holocene, whose rates were faster from 4.500 ± 325 years A.P. (2.2 m/yr) and slower from 1.940 ± 180 years A.P. (0.37 m/yr).

Key words: Optically Stimulated Luminescence (OLE) dating; Coastal sandy barriers; Ground Penetrating Radar (GPR), Coastal Plain, Quaternary

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo, com destaque dos pontos de procedimentos metodológicos.....	13
Figura 02 - Mapa geomorfológico do compartimento entre o Cabo Búzios e o Rio das Ostras. Destaque a assimetria da extensão entre as planícies costeiras localizadas ao Sul e ao Norte do rio São João.....	14
Figura 3 - Etapa de campo: topografia, aquisição das linhas de GPR e levantamento altimétrico com GPS geodésico.....	15
Figura 4 - Localização das linhas de GPR em escala de detalhe.....	16
Figura 5 – Sequência de procedimentos de coleta da amostra LOE: introdução do tubo na parede da trincheira, medição da profundidade e etiquetagem da amostra.....	17
Figura 6 - Interpretação dos refletores da linha de GPR A e da linha de GPR B.....	19
Figura 7 - Interpretação dos refletores da linha de GPR C.....	20
Figura 8 - Visualização dos resultados de datação LOE na planície costeira.....	21
Figura 9 - Distribuição espacial das idades LOE ao longo da planície costeira entre o rio São João e o rio Una.....	22
Figura 10 - (A) Sobreposição das amostras LOE coletadas no presente estudo com o envelope de curvas de variações do nível do mar para costa brasileira estabelecido por Angulo et al. (2006); e com a curva para área do Cabo Búzios, estabelecida por Jesus et al. (2017). (B) Perfil topográfico da praia atual coletado na área de estudo, para servir como análogo moderno de paleoindicador geomorfológico.....	24
Figura 11 - Exemplo atual de interação entre processos costeiros e fluvial, onde é possível observar o rio Una seccionando a planície costeira, com seu canal fluindo paralelamente à costa; posteriormente ocorrendo processos de avulsão do canal, abandono e retrabalhamento dos depósitos fluviais pela ação das ondas.....	27

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Idades numéricas obtidas pelo método da LOE das amostras coletadas na planície costeira entre o rio São João e o rio Uma..... 21
- Tabela 2 - Concentrações medidas dos isótopos radioativos ^{232}Th , ^{238}U + ^{235}U , ^{40}K utilizados para calcular a dose anual..... 21

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A.P – Antes do presente

GPR – Ground penetration radar

GNSS – Global navigation satellite system

CMP – Common mid point

LOE – Luminescencia opticamente estimulada

RF – Radar fície

MTH – Máximo transgressivo Holoceno

MDE – Modelo digital de elevação

SLM – Sea Level Measurement

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	10
2 ÁREA DE ESTUDO.....	12
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	15
4 RESULTADOS.....	18
4.1 Descrição e interpretação das radarfácies.....	18
4.2 Datação numérica das cristas de praia e taxas de progradação no Holoceno.....	20
5 DISCUSSÕES.....	23
5.1 Relação entre as idades estabelecidas por LOE e o comportamento do nível médio do mar no Holoceno.....	23
5.2 Discussões sobre a radarfácies e arquitetura deposicional das barreiras arenosas que formam a planície Holocênica.....	25
6 CONCLUSÕES.....	28
7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	29

1. INTRODUÇÃO

As planícies costeiras observadas em costas dominadas por ondas (Davies e Hayes, 1984) são feições de acumulação presentes no litoral, formadas por sedimentos depositados pela ação das ondas, com ou sem contribuição fluvial, associado ainda a um contexto de oscilações do nível do mar durante o Quaternário, podendo abarcar um complexo de feições como praias, barreiras arenosas, restingas, deltas, lagoas e dunas. Quando essas planícies são formadas essencialmente por sequências de cordões arenosos, cristas de praia ou cristas de dunas frontais que se tornaram feições reliquiárias em função do processo progradação recorrente no tempo geológico (Otvos, 2000; Tamura, 2012), passam a se caracterizar como planícies costeiras regressivas.

Essa característica de progradação é responsável por um padrão de empilhamento sedimentar em direção ao mar, que pode ocorrer de forma forçada, pelo abaixamento do nível do mar (regressão forçada), ou quando a taxa de aporte sedimentar é maior que a taxa de criação de espaço de acomodação (regressão normal), o que pode ocorrer mesmo em condições de gradual aumento do nível do mar (Roy et al. 1994; Hesp et al. 2005; Dillenburg & Hesp 2009; Otvos 2012; Otvos, 2019).

A maioria das barreiras regressivas investigadas no litoral brasileiro são holocênicas e estão condicionadas a queda do nível relativo do mar nos últimos 5.500 anos. Nesse sentido, a maior parte dos trabalhos que investigam especificamente esse tipo de ambiente ocorre no litoral sul, sudeste e nordeste do Brasil, cujas análises se desenvolvem principalmente a partir de uma análise multiproxie, normalmente envolvendo a utilização de métodos de imageamento e análises de materiais em subsuperfície (geofísica rasa e sondagem, respectivamente), de superfície (mapeamentos geológicos/geomorfológicos; confecção de Modelos Digitais e de Elevação) e geocronologia, sendo o radiocarbono e a Luminescência Opticamente Estimada os mais utilizados (Martin et al.1997, Lessa et al. 2000, Angulo et al. 2006, Barboza et al 2009, Barboza et al. 2011, Dillemburg et al. 2011, Souza et al. 2012, Da Silva et al. 2014; Barboza et al. 2014; Nascimento et al. 2018, Figueiredo et al. 2018; Rocha et al. 2019; Figueiredo et al. 2021, Barboza et al. 2021).

Especificamente no litoral fluminense, a maior parte das planícies costeiras investigadas em termos de evolução durante o Holoceno, não necessariamente possuem essa característica regressiva bem marcada, apesar da tendência de abaixamento do nível

do mar nos últimos 5.500 anos. No litoral centro-norte do Rio de Janeiro, destacam-se os trabalhos de Silva et al. (2014b) e Figueiredo et al. (2018), que investigaram as planícies costeiras de Maricá e da Massambaba, respectivamente. Em ambos os casos, as barreiras costeiras holocênicas costumam não ultrapassar 300 metros em média de comprimento, onde nem sempre os dados geofísicos mostram um padrão de empilhamento prográdacional típico, mas sim, um padrão mais agradacional (Fernandez e Rocha, 2015; Figueiredo et al. 2018); ou mesmo retrogradacional, como no caso da planície costeira de Quissamã, localizado no Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (Rocha et al. 2013; Fernandez e Rocha, 2015). No caso de planícies regressivas holocênicas com ocorrência no Rio de Janeiro, destacam-se as investigações do delta do rio Paraíba do Sul (Vasconcelos, 2016; Rocha et al. 2019), que mostram uma progradação marcada por regressão forçada nos últimos 4.130 ± 580 anos, resultado das condições de abaixamento do nível do mar e do expressivo aporte sedimentar fluvial.

Especificamente no que se refere à arquitetura deposicional nesses exemplos citados no litoral fluminense, os dados de geofísica rasa e sondagem geológica, costumam concentrar informações em feições e depósitos construídos essencialmente por ação de ondas, como os cordões arenosos, pontais arenosos, cristas de praia; e até de ação eólica, como as dunas costeiras. Nesse sentido, a influência da ação flúvio-estuarina na construção das planícies costeiras, parece ser ainda pouco explorada. No litoral sul do Brasil, trabalhos de Da Silva et al. (2014); Barboza et al. (2014) e Bogo et al. (2015) mostram que a interdigitação entre depósitos fluviais e costeiros são parte da evolução das barreiras regressivas. Além disso, Hein et al. (2016) demonstraram na Planície Tijucas, em Santa Catarina, como a planície regressiva se desenvolve no Holoceno à medida que ocorre preenchimento por depósitos estuarinos, ressaltando a importância de se explorar mais planícies costeiras sob influência estuarina. Nesse sentido, este trabalho tem como objetivo investigar a arquitetura deposicional e as idades da planície costeira entre os rios Una e São João, considerando o papel das flutuações do nível médio do mar durante o Holoceno e a influência de processos estuarinos/fluviais na sua evolução.

2. AREA DE ESTUDO

A planície costeira entre o Rio Una e o rio São João está inserida no compartimento costeiro entre o Rio das Ostras e o Cabo Búzios, localizado no litoral centro-norte do Rio Janeiro (Figura 1). Em termos geomorfológicos, esse compartimento apresenta duas unidades deposicionais bem marcadas pela ocorrência de depósitos fluviais e marinhos. Estes depósitos estão acomodados por unidades geomorfológicas, associadas a colinas dissecadas sobre litologias pré-cambrianas, além de superfícies rebaixadas. Outras duas unidades de relevo também foram identificadas, como maciços costeiros, destacados altimetricamente e suportadas por rochas alcalinas intrusivas cretáceas, além de registros de tabuleiros costeiros desenvolvidos sobre sedimentos associados ao Neógeno, no extremo sul da área (Dantas et al. 2017).

Neste compartimento, as planícies costeiras localizadas ao norte e ao sul do rio São João apresentam largura variável, indicando uma assimetria na deposição de sedimentos marinhos. A norte, a deposição costeira se estende por não mais que um quilometro, enquanto que, ao sul, a planície se desenvolve por aproximadamente seis quilômetros (Figura 2). Essa assimetria pode ser em parte explicada pelo aporte sedimentar de canais fluviais, como o rio Una, no extremo meridional; o rio São João no centro do arco praial; e o rio das Ostras no extremo setentrional da área (Fernandez e Muehe, 1998).

Em relação aos atuais processos costeiros, o litoral correspondente à área de estudo é caracterizado por um regime de micromaré, com amplitude máxima de 1.3 m. As principais direções de incidência de ondas oceânicas são de norte-nordeste em condições de tempo bom; e sul-sudoeste, em condições de tempestade, cujas maiores alturas significativas de ondas podem ser superiores a quatro metros (Souza, 1998).

Fernandez e Muehe (1995) descrevem que a sedimentação da plataforma continental interna é formada por sedimentos reliquiares proximais a costa, com predomínio de lamas a partir da batimétrica de 25 metros. Neste caso, as lamas foram associadas à sedimentação moderna de origem fluvial, enquanto que as areias reliquiares foram interpretadas como substrato de sedimentos expostos durante a última transgressão marinha holocênica.

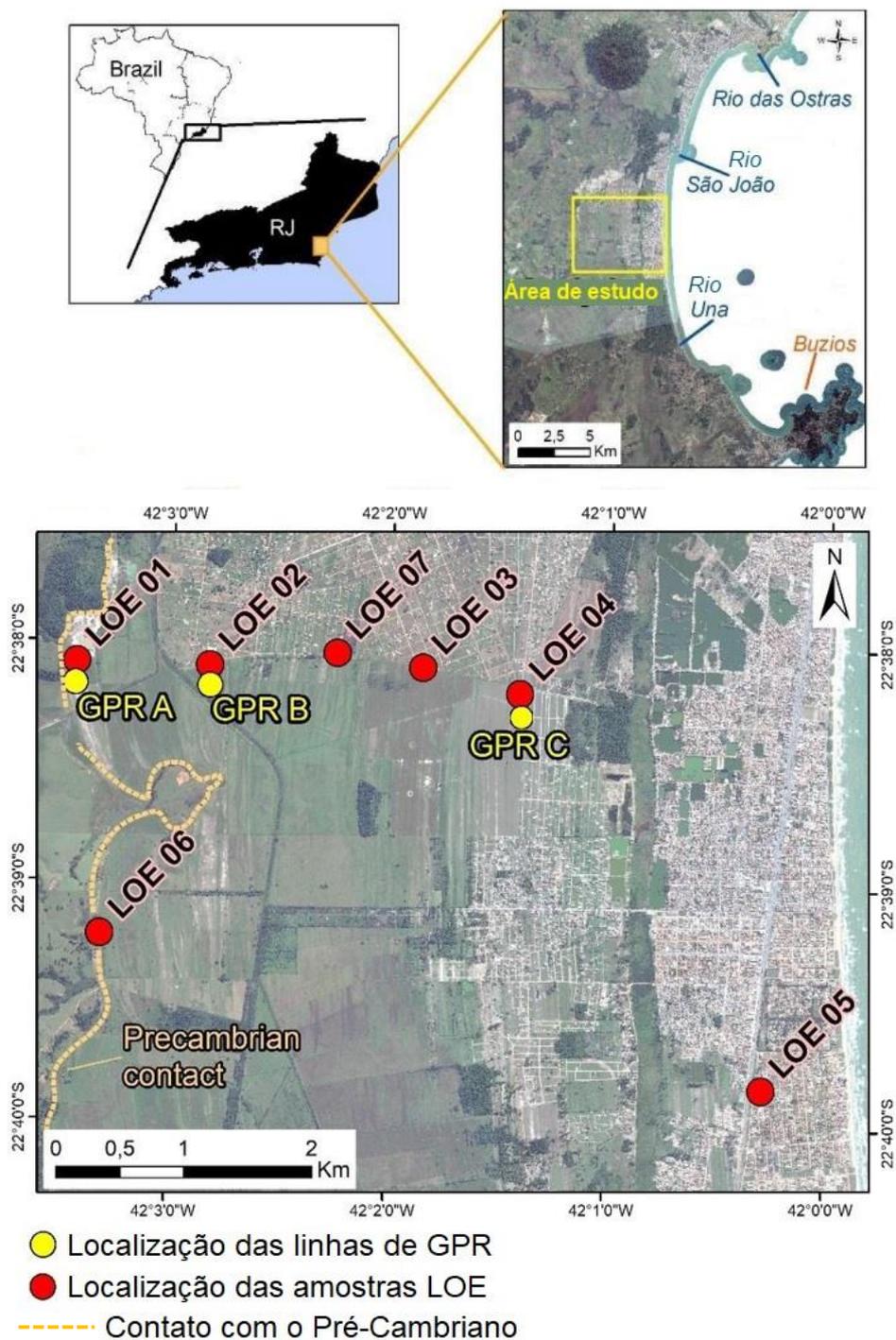


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com destaque dos pontos de procedimentos metodológicos. (Fonte: IBGE)

Em um detalhamento da sedimentação submarina na área de influência mais direta do rio São João, Fernandez e Muehe (1998) descrevem que os sedimentos lamosos formam uma cobertura moderna de sedimentos finos a partir da desembocadura do rio São João. Essa sedimentação contribui para a baixa declividade da zona submarina local, influenciando na morfodinâmica das praias ao Sul da desembocadura do rio São João,

que foram classificadas como dissipativas, em função da influência de sedimentos finos fluviais.

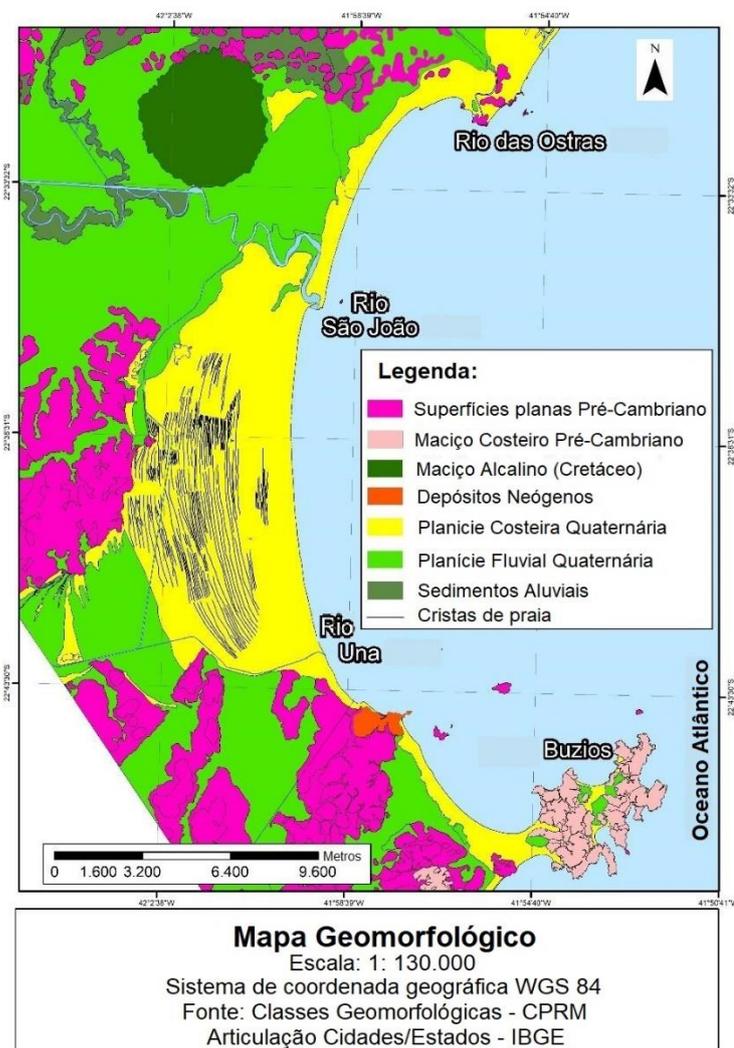


Figura 2 - Mapa geomorfológico do compartimento entre o Cabo Búzios e o Rio das Ostras. Destaque a assimetria da extensão entre as planícies costeiras localizadas ao Sul e ao Norte do rio São João. (Fonte das classes mapeamento em escala 1:50.000: CPRM).

Já a cobertura sedimentar ao norte da mesma desembocadura é caracterizada por areias grossas, influenciando diretamente a morfodinâmica classificada como refletiva (Fernandez e Muehe, 1998; Andrade et al. 2010). Essa distribuição sedimentar na antepraia contrastante ao norte e ao sul do rio São João foi atribuída a predominância de ventos de nordeste, gerando correntes de deriva de norte para o sul. Tais condições climato-oceanográficas ocorrem devido à atuação dos ventos alísios, associada a alta pressão do Atlântico Sul.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Durante as etapas de campo foram adquiridos dados em superfície e subsuperfície (Figura 3). Em superfície, foi realizado o levantamento altimétrico com GPS Geodésico (modelos GNSS Techgeo e Zennit), cujos dados foram posteriormente ajustados para alturas ortométricas utilizando o software PRISM 2.5. Em subsuperfície, foram adquiridos perfis de Radar de Penetração do Solo (GPR – modelo SIR3000 da GSSI) para a investigação da arquitetura deposicional. A aquisição foi realizada em modo *Common-off-set* com antenas de 270 MHz e 400 MHz, em três transectos transversais à linha de costa, com caminhamento de oeste para leste e comprimento das linhas de 150 a 230m (Figura 4). A profundidade máxima de leitura foi de aproximadamente quatro metros.



Figura 3: Etapa de campo: topografia, aquisição das linhas de GPR (foto à esquerda) e levantamento altimétrico com GPS geodésico (foto à direita).

O processamento das linhas de GPR teve por objetivo eliminar ruídos nos perfis obtidos em campo, melhorando a qualidade dos dados. Para isso, foi utilizado o software RADAN™ 6.6, onde foram aplicados recursos de filtros e ganho de sinal. Os filtros utilizados para aperfeiçoar as imagens de GPR foram o *background removal 1.000*, frequência *bandpass FIR*, *ormsby bandpass* e *range gain*. Para conversão de tempo (ns) em profundidade (m) dos radargramas foi realizado um ajuste a partir da geração de um perfil de velocidade, obtido em uma seção de GPR em modo Common-Mid-Point (CMP) com antena de 80MHz, também utilizado por Rocha et al. (2013). A velocidade variou entre 0.15 até 0.06 m/ns, considerada coerente para sedimentos arenosos segundo Nilsen et al. (2009). A interpretação das radarfácies considerou os princípios da interpretação

sismoestratigráfica, onde buscou-se identificar a morfologia dos refletores, padrão de terminações, inconformidades, direção do mergulho e continuidade dos refletores, como sugerido por Neal (2004).

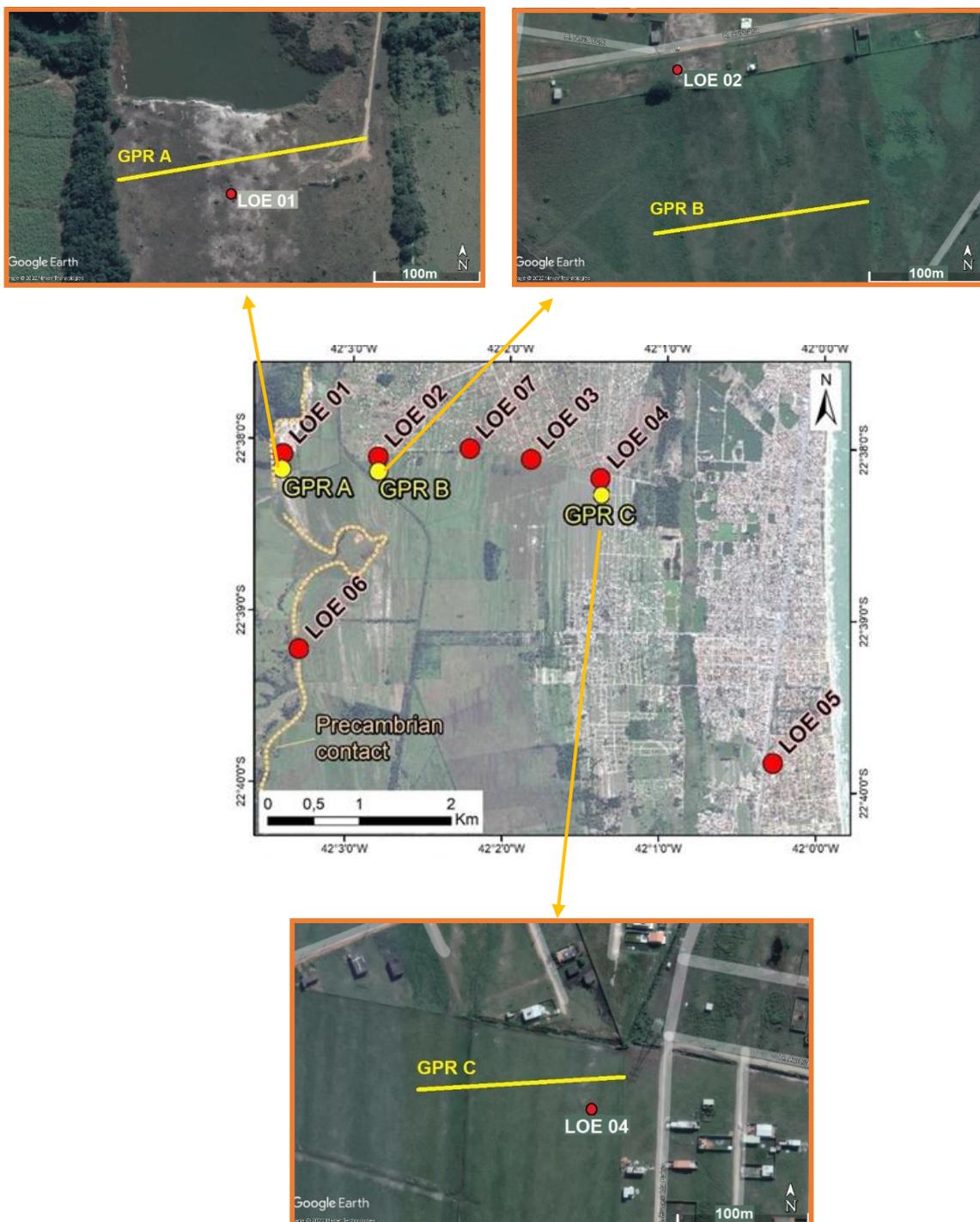


Figura 4: Localização das linhas de GPR em escala de detalhe (Imagens: IBGE e Google Earth).

Para a investigação das idades das cristas de praia, foram coletadas nove amostras de sedimentos, distribuídas em sete pontos ao longo da planície costeira, que posteriormente foram analisadas pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). As amostras dos pontos LOE 01 e LOE 07 foram coletadas em níveis distintos de profundidade, gerando duas amostras para cada um destes pontos.

O sedimento foi coletado dentro de trincheiras abertas manualmente, em profundidades de 1.2 a 2.3 metros e dimensão lateral aproximada de um metro. A coleta foi realizada através da introdução de um tubo opaco de pvc, de 5 cm de diâmetro, dentro da parede da trincheira, com o auxílio de uma marreta (Figura 5). Posteriormente foi medida a profundidade da coleta do material. Após a retirada da amostra, as extremidades do tubo foram fechadas com tampa de pvc e lacradas com “silver tape”. As amostras foram envoltas em papel alumínio e armazenados em saco plástico preto para impedir a exposição a luz solar. A análise do material ocorreu no laboratório *Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA* que foi realizada de acordo com o protocolo *Single-Aliquot Regenerative-dose* (SARs), sugerido por Murray e Wintle (2000). Foram analisadas 24 alíquotas por amostra.



Figura 5: Sequência de procedimentos de coleta da amostra LOE: introdução do tubo na parede da trincheira (foto à esquerda), medição da profundidade (foto do meio) e etiquetagem da amostra (foto a direita).

4. RESULTADOS

4.1- Descrição e interpretação das radarfácies

Foram identificados quatro radarfácies (Rf) em radargramas que mostram pacotes deposicionais de até 6 metros de espessura a partir da superfície, distribuídos em três transectos (Figuras 6 e 7):

a) Rf1 – Pós-praia e zona de estirâncio: esta radarfície é caracterizada por refletores inclinados, com geometria sub-paralela, levemente sigmoidais, moderadamente contínuos, com mergulho em direção ao mar e terminação em *downlap*. Apresenta espessura média de três metros. Esta radarfície é identificada nos três transectos de linhas de GPR (A, B e C), marcando o limite superior da Rf2, podendo também ser marcada por truncamentos erosivos relacionados à deposição das Rf3 e Rf4.

b) Rf2 – Antepraia superior: esta radarfície apresenta refletores pouco contínuos, com geometria ondulada, podendo apresentar um padrão côncavo-convexo, com limite superior concordante em relação a Rf1. Nas linhas GPR A e GPR B, sua ocorrência tende a apresentar uma reflexão atenuada, provavelmente indicando a presença de lamas. Não foi possível estabelecer o limite inferior dessa radarfície devido a atenuação do sinal de GPR e ao próprio alcance de penetração da antena utilizada neste trabalho.

c) Rf3 – Leques de transposição: esta radarfície apresenta geometria sub-paralela à inclinada, com mergulho predominante em direção ao continente. Apresenta limites superior e inferior identificados por superfícies erosivas, por vezes com terminação em *onlap*. A Rf3 foi observada na linha GPR A, cujo transecto é localizado próximo ao contato entre as colinas de litologia do Pré-Cambriano e dos depósitos Quaternários costeiros.

d) Rf4 – Preenchimento de canal / barra em pontal: apresenta geometria sub-paralela à inclinada, com mergulho predominante em direção ao mar. Apresenta limites marcados por superfícies erosivas que, no caso do limite inferior, aparenta a forma de um paleocanal. Essa configuração indica um padrão de preenchimento de canal de cerca de um metro e meio de espessura, provavelmente sob a forma de barras em pontais, conforme identificado na linha GPR B.

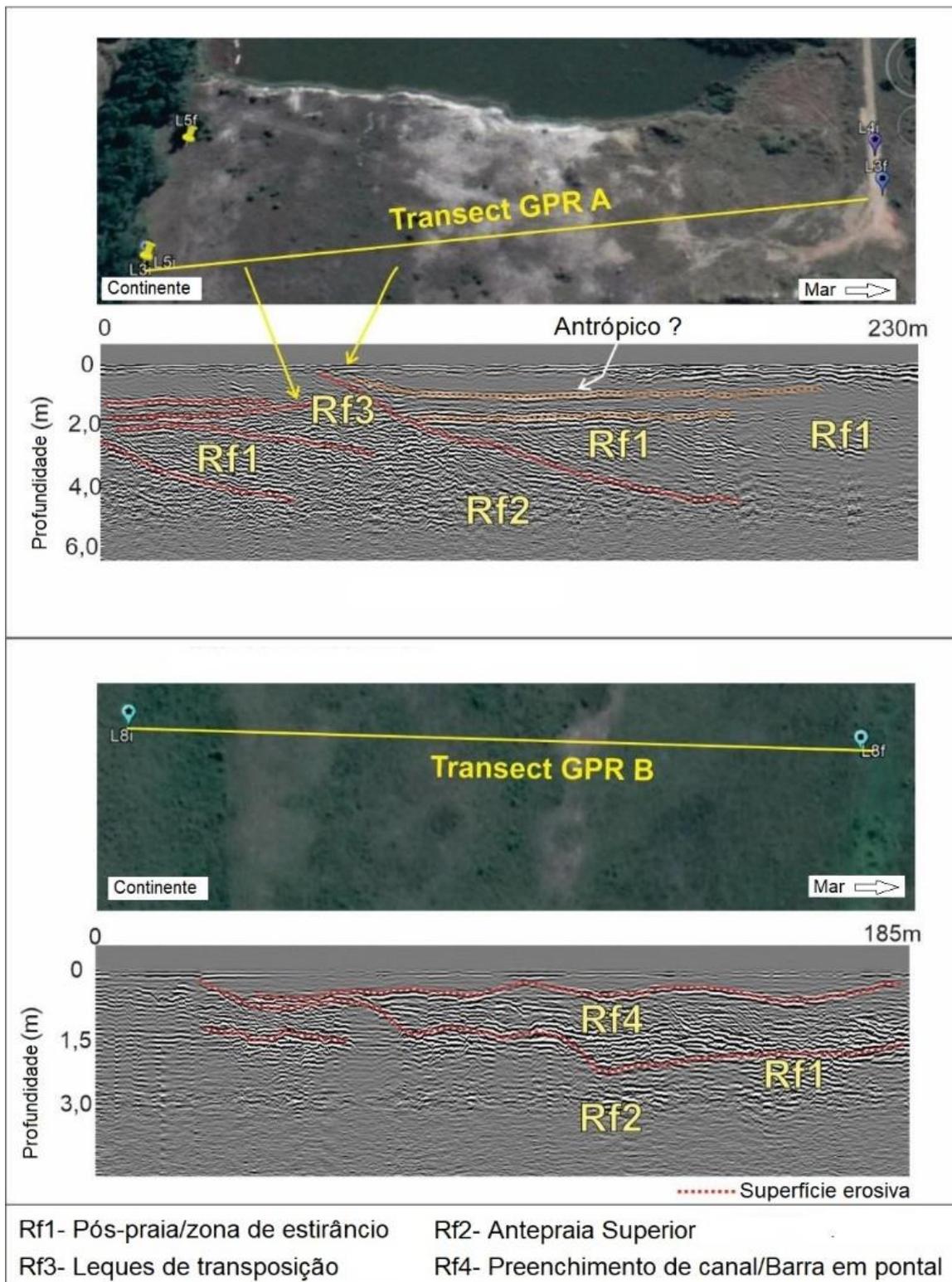


Figura 6 - Interpretação dos refletos da linha de GPR A e da linha de GPR B

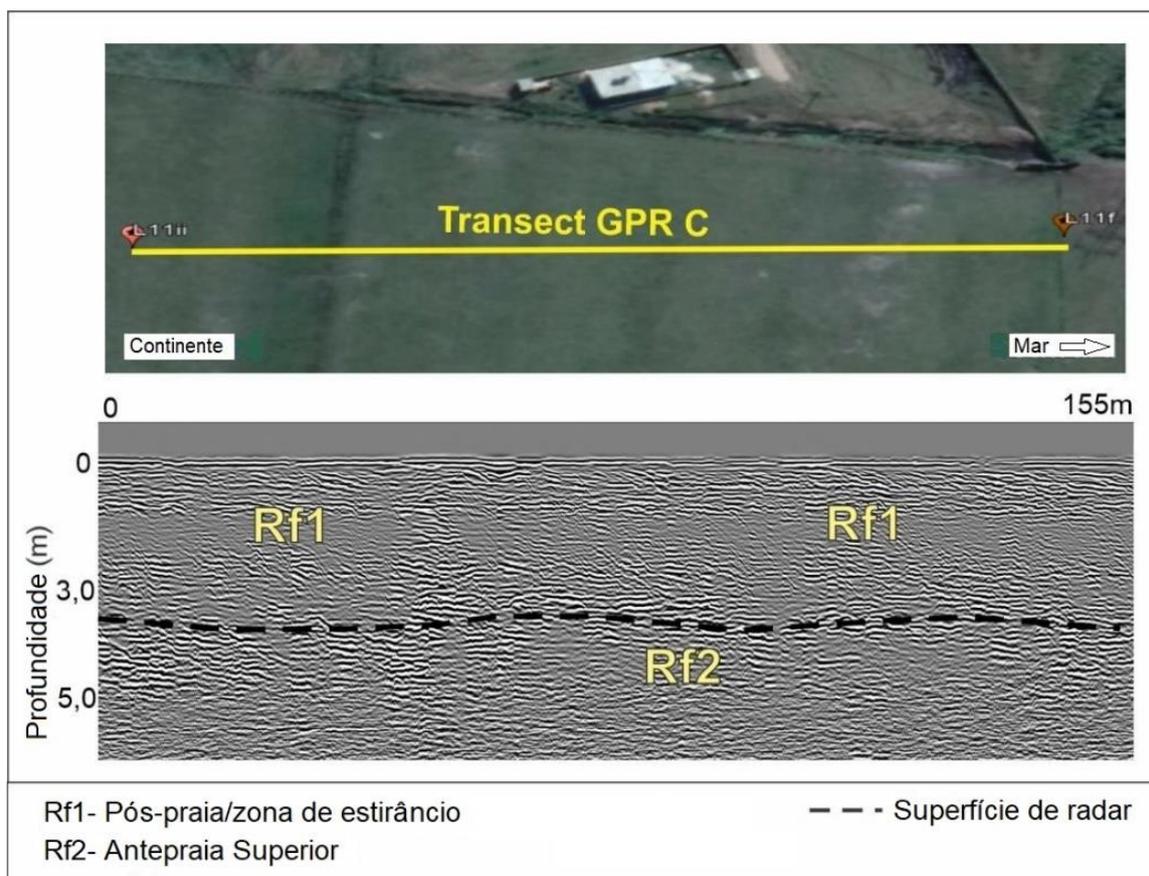


Figura 7 - Interpretação dos refletos da linha de GPR C

4.2- Datação numérica das cristas de praia e taxas de progradação no Holoceno

Os resultados da datação pelo método da Luminescência Ópticamente Estimada (LOE) indicaram idades do período Holoceno em toda a extensão da planície investigada, cujos valores variaram entre 6.880 ± 630 anos à 1.940 ± 180 anos, respectivamente no ponto mais afastado da linha de costa e mais proximal à mesma. Com relação às idades mais interiores na planície costeira, posicionadas próximo ao contato entre o Pré-Cambriano e os depósitos Quaternários, as amostras LOE 1A, LOE 1B e LOE 6 apresentaram resultados de 4.140 ± 490 ; 5.800 ± 750 ; e 6.880 ± 630 anos, respectivamente (Figura 8, tabela 1). Neste trabalho, a LOE 1B foi considerada a amostra mais representativa que marcaria o início de construção da planície costeira, por se tratar da amostra mais interna da planície costeira, coletada a uma maior profundidade que as demais, minimizando possíveis efeitos de fotoesvaziamento pela exposição à luz solar e/ou possíveis retrabalhamento por ação antrópica.



Figura 8 - Visualização dos resultados de datação LOE na planície costeira. Imagem: Google Earth.

Tabela 1 - Idades numéricas obtidas pelo método da LOE das amostras coletadas na planície costeira entre o rio São João e o rio Una

Código	Amostra	Profundidade (m)	Altura (m)	Dose Anual ($\mu\text{Gy/y}$)	P (Gy)	Idade (Ka)
5256	LOE 01 A	1.20	2.9	710 ± 47	2.9	4.140 ± 490
5257	LOE 01 B	2.30	1.8	625 ± 45	3.6	5.800 ± 750
5258	LOE 02	1.50	1.7	780 ± 50	1.8	2.390 ± 210
5259	LOE 03	1.50	1.5	550 ± 40	2.8	5.080 ± 460
5260	LOE 04	1.20	2.9	640 ± 45	2.5	3.880 ± 400
5261	LOE 05	2.00	0.7	760 ± 40	1.5	1.940 ± 180
5262	LOE 06	1.40	2.5	760 ± 50	5.2	6.880 ± 630
5263	LOE 07 A	1.20	1.9	$1,000 \pm 50$	4.0	4.000 ± 330
5264	LOE 07 B	2.20	0.9	800 ± 45	3.7	4.550 ± 325

Tabela 2 - Concentrações medidas dos isótopos radioativos ^{232}Th , $^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}$, ^{40}K utilizados para calcular a dose anual

Código	Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)
5256	LOE 01 A	2.459 ± 0.215	0.196 ± 0.085	0.347 ± 0.053	3.2
5257	LOE 01 B	2.809 ± 0.221	0.115 ± 0.083	0.285 ± 0.051	3.8
5258	LOE 02	3.069 ± 0.245	0.327 ± 0.095	0.352 ± 0.057	2.9
5259	LOE 03	2.875 ± 0.213	0.281 ± 0.079	0.170 ± 0.047	16
5260	LOE 04	2.436 ± 0.213	0.487 ± 0.088	0.234 ± 0.052	11.9
5261	LOE 05	3.531 ± 0.235	0.498 ± 0.083	0.322 ± 0.049	14.8
5262	LOE 06	3.662 ± 0.256	0.185 ± 0.089	0.325 ± 0.055	3.6
5263	LOE 07 A	2.728 ± 0.244	0.201 ± 0.098	0.669 ± 0.062	8.2
5264	LOE 07 B	3.411 ± 0.255	0.186 ± 0.093	0.487 ± 0.058	17.9

Algumas inversões de idades também ocorreram ao longo da planície, evidenciadas pelas amostras LOE 2 e LOE 3, que apresentaram idades de 2.390 ± 210 anos e 5.080 ± 460 anos, respectivamente. Ainda assim, considerando a margem de erro da amostra LOE 3, a idade estaria próxima das idades adjacentes (Figura 9). A amostra LOE 2, com idade mais jovem, pode indicar um retrabalhamento ou deposição por ação fluvial posterior a construção da crista de praia (Figura 11). Foi possível estabelecer, ainda, taxas de progradação e mudanças na velocidade da construção da planície holocênica. Entre os segmentos das amostras LOE 1B e LOE 7B, foi calculado uma taxa de 1.53 m/ano; entre as amostras LOE 7B e LOE 4, a taxa identificada foi de 2.2 m/ano, indicando aumento de velocidade de progradação por volta de 4.000 ano. No segmento entre a LOE 4 e a LOE 5, foi calculado uma taxa de 0.9 m/ano; enquanto que no segmento entre a LOE 5 e a linha de costa atual, a velocidade foi de 0.37 m/ano, indicando uma expressiva desaceleração das taxas de progradação, sobretudo a partir dos últimos 2.000 anos aproximadamente (Figura 9) que podem indicar alterações ambientais na bacia de drenagem relacionadas a características paleoclimáticas.

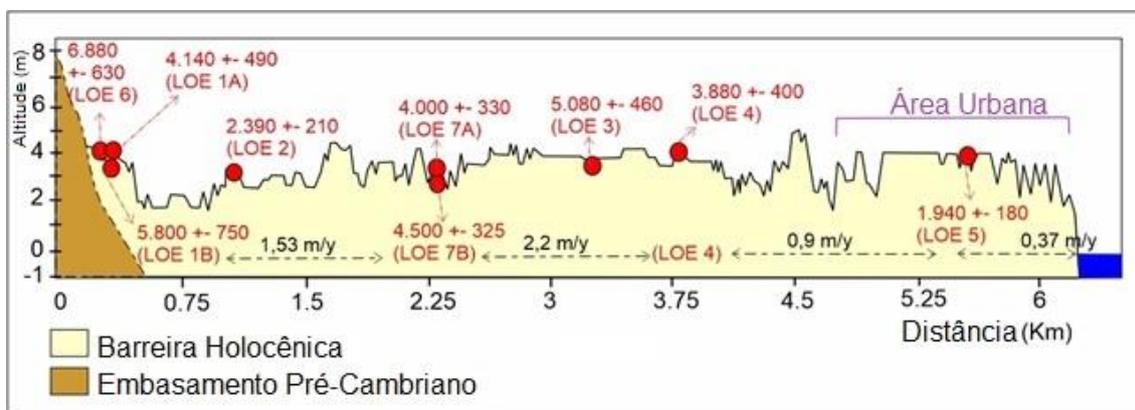


Figura 9 - Distribuição espacial das idades LOE ao longo da planície costeira entre os rios São João e Una

5. DISCUSSÕES

5.1- Relação entre as idades estabelecidas por LOE e o comportamento do nível médio do mar no Holoceno

Barreiras costeiras arenosas são consideradas paleoindicadores geomorfológicos do nível médio do mar, uma vez que a sua construção se dá por ação de ondas (Angulo e Souza, 2014). Especificamente no caso das cristas de praia, estas são formadas principalmente por mecanismos de espraiamento das ondas, cuja progradação no tempo pode se dar a partir da incorporação de sucessiva de bermas, podendo resultar numa sequência de paleopraias abandonadas (Tamura, 2012). Nesse sentido, para que essas feições possam ser utilizadas como paleoindicadores marinhos, é importante considerar a praia atual como seu análogo moderno (Angulo e Souza, 2014; Rocha et al. 2019).

No caso do presente trabalho, as amostras de LOE foram coletadas em profundidades relativas as unidades deposicionais de pós-praia e zona de estirâncio (nas linhas GPR A e C) e preenchimento de canal/ barra ou pontal (linha GPR B), identificadas como Rf1 e Rf4 nos radargramas. Na praia atual, a Rf1 é demarcada entre o limite de pós-praia e o nível do mar na baixa-mar de sizígia (Souza et al. 2005). Para o caso da área de estudo, o perfil topográfico da praia atual (Figura 10B) mostra que essa unidade deposicional possui cerca de 3.7 metros de espessura, o que também é representativo para ser utilizado como margem de precisão do indicador (Angulo e Souza, 2014; Rocha et al. 2019).

Buscou-se posicionar as idades em exemplos de curvas de comportamento do nível médio do mar no Holoceno. Considerando a margem de precisão do tipo do paleoindicador, as idades estão relativamente bem ajustadas às curvas de Angulo et al. (2006) e De Jesus et al. (2017), ainda que a comparação tenha certa limitação, uma vez que os dois trabalhos utilizaram preferencialmente indicadores biológicos, que apresentam margem de precisão mais refinada.

A idade da amostra LOE 1B é bem ajustada ao Máximo Transgressivo do Holoceno (MTH) que, de acordo com Angulo et al. (2006), teria ocorrido entre 5.000 e 5.800 cal anos AP. Considerando a curva De Jesus et al. (2017), mais específica para área do Cabo Búzios, a idade também aparece bem ajustada em termos altimétricos (Figura 10A).

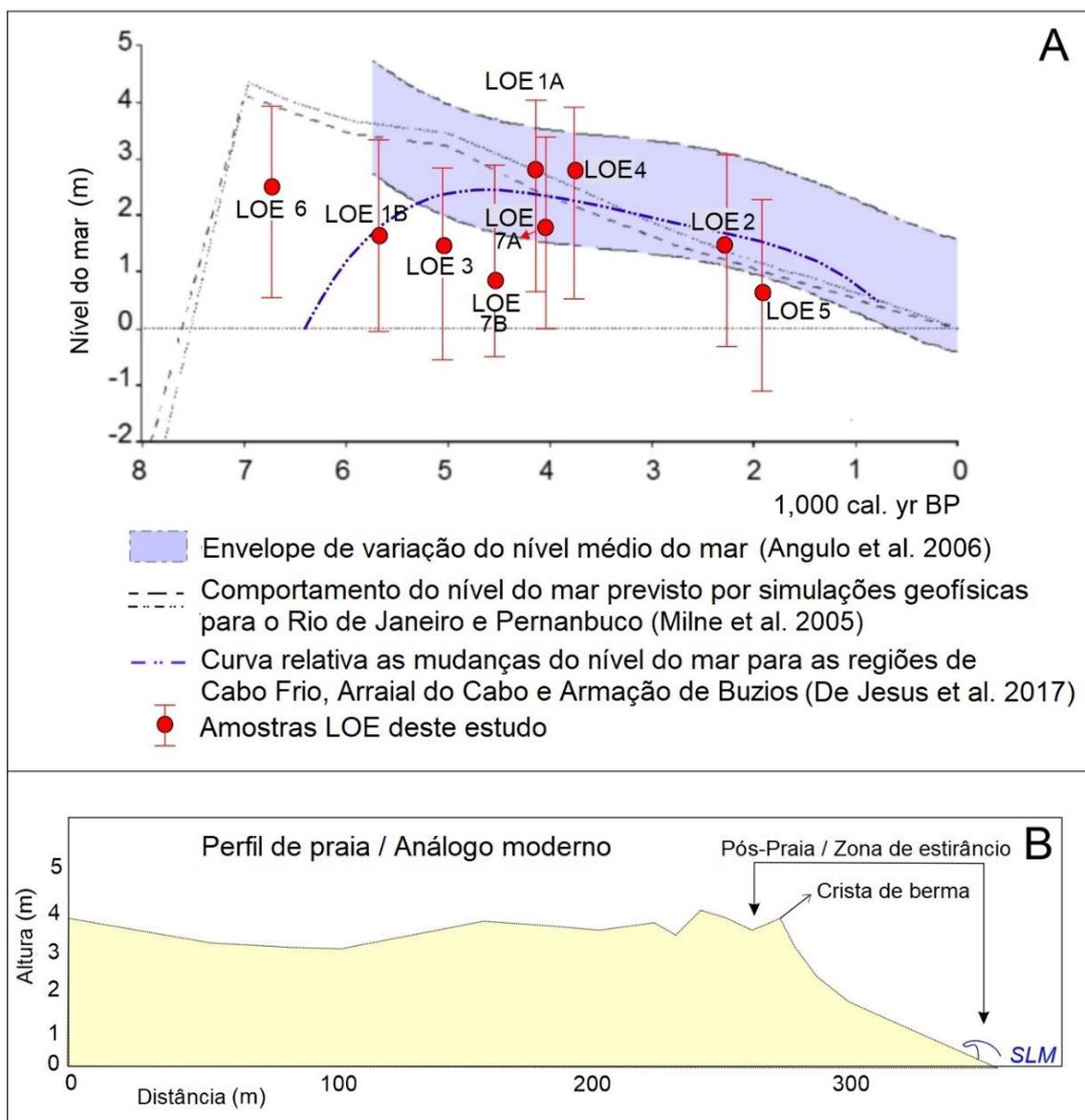


Figura 10 - (A) Sobreposição das amostras LOE coletadas no presente estudo com o envelope de curvas de variações do nível do mar para costa brasileira estabelecido por Angulo et al. (2006); e com a curva para área do Cabo Búzios, estabelecida por De Jesus et al. (2017). (B) Perfil topográfico da praia atual, coletado na área de estudo, para servir como análogo moderno de paleoindicador geomorfológico.

De acordo com os autores, no MTH o nível médio do mar estaria 2.4 metros acima do nível atual. A fase seguinte de abaixamento do nível médio do mar, entre 4.500 cal yr AP até o atual (De Jesus et al. 2017) é bem retratada pelas demais amostras, ainda que a margem de precisão do indicador geomorfológico seja menor. A partir de 4.200 anos houve uma mudança climática abrupta que aparentemente envolveu uma significativa reorganização dos oceanos e padrões de circulação atmosféricos (Weiss, 2019). Que foi denominado como “a virada do Holoceno” (Paasche et al. 2004) e subsequentemente

resultou no estabelecimento de um novo modo de regime climático (Paasche and Bakke, 2009).

5.2- Discussões sobre as radarfácies e arquitetura deposicional das barreiras arenosas que formam a planície holocênica

A ocorrência das quatro radarfácies distribuídas nos três transectos de GPR, mostram importantes elementos relacionados à evolução de planície costeira com atuação de processos estuarinos/fluviais, e que passaram por alterações entre as taxas de aporte sedimentar e o comportamento do nível do mar. A linha GPR A, localizada no contato entre o Pré-Cambriano e a planície costeira holocênica, mostra uma arquitetura deposicional de barreira costeira formada pela Rf1, mas com limite superior truncado por depósitos de leques de transposição (Rf3). Considerando que nesta linha encontra-se a amostra LOE 1B, datada em 5.800 ± 750 anos, que corresponde ao Máximo Transgressivo do Holoceno (MTH) (Angulo et al. 2006), essa arquitetura deposicional pode representar a transição de um padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, conforme identificado por Silva et al. (2014b) e Nascimento et al. (2018).

No litoral de Maricá, Silva et al. (2014b) e Silvestre et al. (2015) identificaram a barreira holocênica refletora com mergulho em direção ao continente, cujos autores interpretaram como registros da fase retrogradacional da barreira, correspondente ao MTH. Já na planície costeira do rio Itabapoana, no litoral sul do Espírito Santo, Nascimento et al. (2018) também identificaram a partir de registros de GPR, o ponto de transição entre o padrão de empilhamento retrogradacional e progradacional, caracterizado por refletores com direção de mergulho em direção ao continente, estando adjacentes aos refletores com direção de mergulho em direção ao mar. Os autores também associaram essa mudança do padrão de empilhamento ao MTH.

O padrão progradacional, que seria resultado da fase posterior ao Máximo Transgressivo do Holoceno (MTH), é bem caracterizado na linha GPR C, onde a Rf1 encontra-se sobre os refletores da Rf2, indicando a migração dos depósitos praias sobre os depósitos de antepraia, tipificando um comportamento regressivo (Niedorada et al. 1985; Holz 2012), e morfologicamente caracterizado por uma sequência de cristas de praia. Considerando as informações altimétricas obtidas com GPS geodésico, consorciado com dados de MDE disponibilizadas pela plataforma *Google Earth Pro*, a topografia da planície costeira indica que essa progradação provavelmente ocorreu por

regressão normal, isto é, quando a taxa de aporte sedimentar é maior que a criação de espaço de acomodação (Holz, 2012). Neste caso, mesmo que nível médio do mar tenha baixado, sobretudo a partir dos últimos 5.500 anos (Angulo et al. 2006; De Jesus et al. 2017), o aporte sedimentar parece ter sido um fator mais determinante para a progradação, o que corrobora a importância do aporte sedimentar fluvial na construção da planície.

A influência da ação fluvial na evolução da planície costeira também é corroborada pela arquitetura deposicional identificada na linha GPR B. Neste radargrama, os depósitos praias (Rf1) são seccionados por um paleocanal paralelo à linha de costa, que posteriormente é preenchido por depósitos de barra em pontal (Rf4). Recentemente, esse processo foi identificado no rio Una, conforme mostra a figura 11. No ano de 2014, o canal do rio Una fluía paralelo à linha de costa antes de desaguar no oceano onde, inclusive, é possível observar a formação de barras em pontal próxima a margem côncava. Em 2016, provavelmente após um evento climato-oceanográfico caracterizado por precipitação elevada e ondas de alta energia, cujo cenário é típico em eventos de tempestade no litoral fluminense, o rio Una sofre um processo de avulsão e abandona parte do canal na planície costeira. Em 2017, é possível identificar o retrabalhamento desses depósitos fluviais abandonados pela ação das ondas de tempestade e o recobrimento parcial no ano de 2018, por sedimentos praias.

De acordo com Barboza et al. (2014) esse processo pode gerar uma interdigitação entre sedimentos costeiros/marinhos e fluviais, deixando uma assinatura deposicional como registro bem característico de barreiras regressivas com ação estuarina/fluvial. Refletores semelhantes também foram identificados por Da Silva (2014) e Bogo et al. (2015) em exemplos de barreiras regressivas no litoral Sul do Brasil. Ainda assim, a ausência de informações de sondagem e radargramas de maior penetração deixam importantes lacunas acerca das sequências deposicionais para além da morfoestratigrafia da barreira holocênica, num ambiente de influência estuarina. Nesse contexto geológico/geomorfológico, Hein et al. (2016) identificou na planície Tijucas, em Santa Catarina, que os sedimentos arenosos que caracterizavam a planície holocênica nos primeiros três metros do pacote sedimentar cobriam depósitos lamosos de preenchimento de baía/estuário, totalizando um pacote sedimentar entre oito e 16 metros. No caso dos depósitos pleistocênicos, esses registros também não ficaram preservados em superfície, como no caso da planície entre o rio Una e o rio São João.



Figura 11 – Imagens do *Google Earth* que mostram o exemplo atual de interação entre processos costeiros e fluvial, onde é possível observar o rio Una seccionando a planície costeira, com seu canal fluindo paralelamente à costa; posteriormente ocorrendo processos de avulsão do canal, abandono e retrabalhamento dos depósitos fluviais pela ação das ondas.

Apesar da ausência de dados de sondagem, a característica morfológica da planície de cristas de praia, que por vezes ocorre intercalada a suaves depressões com sedimentação mais fina, aliada a característica da radarfície Rf2 nas linhas de GPR A e B, as quais mostram uma atenuação do sinal de GPR, pode indicar uma sedimentação mais lamosa já caracterizando a antepraia superior. Isto pode ser corroborado pelos dados de sedimentação moderna da antepraia que, de acordo com Fernandez e Muehe (1998), é caracterizado por sedimentos lamosos oriundos do rio São João que, inclusive, influenciam a característica da morfodinâmica dissipativa das praias ao sul do rio São João.

6. CONCLUSÕES

A planície costeira formada adjacente ao Rio João apresenta como principal característica geomorfológica uma sucessão de paleopraias, interdigitadas por depósitos fluviais, desenvolvida a partir do processo de abaixamento no nível do mar durante o Holoceno, associada ao fornecimento direto de sedimentos fluviais. A arquitetura deposicional mostrou a transição de um padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, com idade de 5.800 ± 750 anos, que foi associado ao Máximo Transgressivo do Holoceno (MTH).

Na fase de abaixamento do nível médio do mar, o padrão progradacional ocorreu sob condições de regressão normal, indicando que a taxa de aporte sedimentar parece ser um fator determinante para a progradação, corroborando a importância do aporte sedimentar fluvial na construção da planície. Essa influência flúvio-estuarina também foi identificada a partir de refletores mostrando o preenchimento de um paleocanal seccionando a barreira costeira. Ainda assim, a ausência de informações de sondagem e radargramas de maior penetração deixam importantes lacunas acerca das sequências deposicionais para além da morfoestratigrafia da barreira holocênica, em um ambiente de influência estuarina.

As idades LOE variaram entre 6.880 ± 630 anos e 1.940 ± 180 anos, e permitiram identificar variações na velocidade de progradação da planície durante o Holoceno Superior, cujas taxas foram mais rápidas a partir de 4.500 ± 325 anos (2.2 m/ano) e mais lentas a partir de 1.940 ± 180 anos (0.37 m/ano). Em possíveis cenários futuros marcados pelas projeções de aumento do nível médio do mar, alterações climáticas e intervenções antrópicas em bacias de drenagem que contribuem diretamente para o sistema costeiro e as investigações à cerca da influência flúvio-estuarina na sedimentação costeira mostram-se bastante relevantes também no contexto temporal do Antropoceno.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrade FC, Veloso VG, Ribeiro RJM (2010) Caracterização morfodinâmica e sedimentológica do semi-arco praias Barra de São João-Barra do Una, RJ. *Rev Bras Geomorfol* 11(1)

Angulo RJ, Lessa GC, Souza MC (2006) A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Qua Sci Rev* 25(5-6):486–506. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>

Angulo RJ, Souza MC (2014) Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences* 5(2):01–32

Barboza EG, Dillenburg SR, Ritter MN (2021) Holocene sea-level changes in southern Brazil based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences* 11(8):326. <https://doi.org/10.3390/geosciences11080326>

Barboza EG, Dillenburg SR, Rosa MLCC (2009) Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *J Coast Res*, (SI 56):579–583

Barboza EG, Rosa MLCC, Dillenburg SR (2014) Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine & fluvial depositional systems. *J Coast Res* (SI 70):687–692

Barboza EG, Rosa MLCC, Hesp PA (2011) Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) a new approach with GPR data. *J Coast Res* (SI 64):646–650

Bogo M, Souza MC, Angulo RJ (2015) Arquitetura deposicional da barreira holocênica na porção meridional da Ilha de São Francisco do Sul, SC, Brasil. *Pesqui Geociênc* 42(3):281–295

Da Silva AB, Barboza EG, Rosa MLCC, Dillenburg SR (2014) Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 70, n. sp1, p. 205-210. DOI: 10.2112/SI70-035.1

Dantas ME, Shinzato E, Medina, AIM, Silva CR, Pimentel J, Lumbreras JF, Calderano SB (2001) Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro. CPRM, Brasília.

Dantas ME, Moraes JM, Ferrassoli MA, Jorge MQ & Hilquias VA (2017). *Geodiversidade do Estado do Rio de Janeiro*, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SIG + Mapa, Rio de Janeiro/RJ, 236p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/20479>

Davis Jr RA, Hayes MO (1984) What is a wave-dominated coast?. *Developments in Sedimentology* 39:313–329. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70152-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70152-3)

DE Jesus PB, Dias FF, DE Azeredo Muniz R, Macário KCD, Seoane JCS, Quattrociocchi DGS, ... & ARAUJO JC (2017). Holocene paleo-sea level in southeastern Brazil: an approach based on vermetids shells. *Journal of Sedimentary Environments*, 2(1), 35-48.

Dillenburg SR, Barboza EG, Hesp PA (2011) Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *J Coast Res (SI 64):651–655*

Dillenburg SR, Hesp PA (2009) *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Lecture notes in Earth Sciences, vol 107. Springer, Heidelberg*

Fernandez GB, Muehe D (1995) Cobertura sedimentar recente e batimetria da plataforma continental interna entre Macaé e cabo Búzios, RJ. In: 6º Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada, Goiânia, 1995. UFG, Goiânia, p 196–203

Fernandez GB, Muehe D (1998) A influência de sedimentos fluviais na morfologia da praia e antepraia no embaçamento Rio das Ostras - cabo Búzios, RJ. *Revista Geosul (UFSC), v1, p 1-6.*

Fernandez GB, Rocha TB (2015) Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. *Rev Bras Geomorfol 16(2):301–319*

Figueiredo MS, Brill D, Rocha TB (2021) Late Holocene evolution of São Tomé cape (Rio de Janeiro, Brazil): insights from geomorphological, geophysical and geochronological data. *Quaternary International 602:15–29.* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.001>

Figueiredo MS, Rocha TB, Fernandez GB (2018) Geomorfologia e arquitetura deposicional interna da barreira costeira holocênica da Massambaba, litoral do estado do Rio de Janeiro. *Rev Bras Geomorfol 19(3):447–464*

Hein CJ, FitzGerald DM, Souza LHP (2016) Complex coastal change in response to autogenic basin infilling: an example from a sub-tropical Holocene strandplain. *Sedimentology 63(6):1362–1395.* <https://doi.org/10.1111/sed.12265>

Hesp PA, Giannini PC, Martinho CT, Da Silva GM, & Neto NEA (2009) The Holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil. In *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil* (pp. 93-133). Springer, Berlin, Heidelberg.

Hesp PA, Dillenburg SR, Barboza EG (2005) Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *An Acad Bras Ciênc 77(3):493–508*

Holz M (2012) *Estratigrafia de Sequências: histórico, princípios e aplicações.* Editora Interciência, Rio de Janeiro

Lessa GC, Angulo RJ, Gianinni PC (2000) Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier insouth Brazil. *Mar Geol 165(1-4):87–108.* [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00130-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00130-9)

Martin L, Flexor JM, Dominguez JML, DE Azevedo AEG, Moura BRC, & Salvador, BA (1984). Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.*

Martin L, Suguio K, Flexor JM (1993) As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 15: 01-186 <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078>

Muehe D, Fernandez GB, Bulhões E (2011) Avaliação da vulnerabilidade física da orla costeira em nível local, tomando como exemplo o arco praiial entre Rio das Ostras e o Cabo Búzios/RJ. *Rev Bras Geomorfol* 12(2):45–58

Milne, Glenn A, Long, Antony J, Basset, Sophie E (2005) Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, v. 24, n. 10-11, p. 1183-1202.

Nascimento FJS, Barboza EG, Rocha TB (2018) Análise cronoestratigráfica dos cordões litorâneos na planície costeira da foz do rio Itabapoana (Espírito Santo, Brasil). *Rev Bras Geomorfol* 19(3):503–523

Neal A (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci Rev* 66(3-4):261–330

Niedoroda AW, Swift DJ, Hopkins TS (1985) The shoreface. In: Davis Jr. RA (ed) *Coastal sedimentary environments*, 2nd edn. Springer, New York, p 533–624

Nielsen L, Clemmensen LB (2009) Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in amicrotidal regime. *Terra Nova* 21(6):474–479. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00904.x>

Otvos EG (2000) Beach ridges: definitions and significance. *Geomorphology* 32(1-2):83–108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00075-6)

Otvos EG (2012) Coastal barriers: nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology* 139-140:39–52. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.037>

Otvos EG (2019) Coastal barriers-fresh look at origins, nomenclature and classification issues. *Geomorphology* 355:107000. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.107000>

Paasche OR, Lovlie SO, Dahl J, Bakke and A Nesje (2004) Bacterial magnetite in lake sediments: Late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, 319– 333.

PAASCHE O, BAKKE J (2009) The Holocene Turnover – A global climate shift at ~4 ka. *Geophysical Research Abstracts* 11: EGU2019-14017.

Rocha TB, Fernandez GB, Peixoto MNO (2013) Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). *J Coast Res (SI 65):570–575*. <https://doi.org/10.2112/SI65-097.1>

Rocha TB, Vasconcelos SC, Pereira TG (2019) Optically stimulated luminescence (OSL) dating of the beach ridges in the Paraíba do Sul River delta (RJ): considerations about the geomorphological evolution between Upper Pleistocene and Holocene. *Rev Bras Geomorfol* (20):563–580

Roy PS, Cowell PJ, Ferland MA (1994) Wave-dominated coasts. In: Carter RWG, Woodroffe CD, van de Plassche O (ed) Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, p 121–186

Silva AB, Barboza EG, Rosa MLCC (2014a) Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. *J Coast Res (SI 70)*:205–210. <https://doi.org/10.2112/SI70-035.1>

Silva ALC, Silva MA, Gambôa LAP, Rodrigues AR (2014b) Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 191-206.

Silvestre CP, Silva ALC, Silva MAM, Rodrigues AR (2015) Investigation of the internal structure and evolution of the holocene barrier of Maricá (Rio de Janeiro). *Revista Brasileira de Geofísica*, 33(3): 461-475.

Souza, MHS (1998) Clima de ondas ao norte do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro: Rio de Janeiro, 1998.

Souza MC, Angulo RJ, Assine ML (2012) Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. *Mar Geol* 291-294:49–62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.009>

Souza CRG, Souza Filho PWM, Esteves LS, Vital H, Dillemburg SR, Patchineelem SM, Addad JE (2005) Praias arenosas e erosão costeira. In: Souza CRG, Suguio K, Oliveira MAS, Oliveira PE (ed) Quaternário do Brasil. Editora Holos, Ribeirão Preto, p 130-152.

Tamura T (2012) Beach Ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Earth Sci Rev* 114(3-4):279–297

Vasconcelos SC (2016) Morfoestratigrafia da planície costeira ao norte do rio Paraíba do Sul (RJ). Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal Fluminense, Niterói (RJ).

Weiss, H (2019) The 4.2ka BP event in the northern North Atlantic. *Climate of Past Discussion*. <https://doi-org.ez24.periodicos.capes.gov.br/162-RC2>.