UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

TATIANA PINHEIRO DADALTO

ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA RESTINGA DA MARAMBAIA (RJ)

Niterói - RJ 2017

TATIANA PINHEIRO DADALTO

ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA RESTINGA DA MARAMBAIA (RJ)

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Josefa Varela Guerra Orientador: Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis

> Niterói - RJ 2017

TATIANA PINHEIRO DADALTO

ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA RESTINGA DA MARAMBAIA (RJ)

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em <u>31</u> de <u>yulho</u> de 2017.

BANCA EXAMINADORA

Jorcha Vanla Guerra Prof.ª Josefa Varela Guerra, Dr.ª (Orientadora) Deptº de Oceanografia Geológica/FAOC-UERJ e Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF 1 Prof. Antonio Tadeu dos Reis, Dr. (Orientador) Deptº de Oceanografia Geológica/FAOC-UERJ e Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF Prof. José Maria Landim Dominguez, Dr. Deptº de Geologia e Geofísica Aplicada/UFBA Prof. Alex Cardoso Bastos, Dr. Deptº de Oceanografia e Ecologia/UFES e Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF Prof. André Luiz Carvalho da Silva, Dr. Dept° de Geografia/FFP-UERJ 2 audia Arboucas Prof.ª Renata Cardia Rebouças, Dr.ª riata Dept° de Oceanografia Geológica/FAOC-UERJ bl

Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr. Dept° de Geologia/LAGEMAR-UFF

D121	Dadalto, Tatiana Pinheiro Arquitetura estratigráfica e evolução geológica da restinga da Marambaia (RJ) / Tatiana Pinheiro Dadalto. — Niterói : [s.n.], 2017. 273 f.
	Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense, 2017.
	1.Estratigrafia. 2.Evolução geológica. 3.Restinga da Marambaia (RJ). 4.Geologia histórica. I.Título.
	CDD 551.7098153

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense (UFF) por ter me concedido a oportunidade de desenvolver a minha tese de doutorado e pelo suporte à pesquisa, especialmente pela utilização do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia Marinha (LAGEMAR);

À Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) pela concessão da bolsa de técnica de laboratório do programa Qualitec (InovUERJ) desde outubro de 2014 até agosto de 2017 e pela disponibilização do Laboratório de Oceanografia Geológica da Faculdade de Oceanografia (FAOC) para as análises sedimentológicas e apoio de campo;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de doutorado durante os dois primeiros anos do doutorado (outubro/2012 a setembro/2014);

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pelo apoio financeiro aos projetos "*Investigação dos padrões de circulação e de transporte de sedimentos na margem norte da restinga da Marambaia (baía de Sepetiba, RJ)*" (processo E-26/103.248/2011, Programa Jovem Cientista do Nosso Estado 2011) e "*Estudo da variação temporal e da origem dos materiais transportados os canais de maré de Barra de Guaratiba (RJ)*" (Programa Universidades Estaduais 2014); ambos coordenados pela professora Dr.^a Josefa Varela Guerra;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro ao projeto "*Evolução estratigráfica da região de Sepetiba (RJ) durante o Quaternário Superior: estudo geofísico-geológico e ambiental integrando a Baía de Sepetiba à plataforma rasa adjacente*" (processo 474359/2013-5, Edital Universal 2013), coordenado pelo professor Dr. Antonio Tadeu dos Reis e ao projeto "*Investigação dos padrões de circulação e de transporte de sedimentos na baía de Sepetiba (RJ)*" (Edital Universal 2013), coordenado pela professora Dr.^a Josefa Varela Guerra;

À minha orientadora Josefa Varela Guerra pela confiança, pelas tardes de discussão dos dados, por ter sempre incentivado e orientado o meu desenvolvimento enquanto pesquisadora;

Ao meu orientador Antonio Tadeu dos Reis pela orientação bem disposta e muito prática. Obrigada pela atenção cuidadosa com os dados, por todo o tempo dispensado com as

leituras, correções, interpretações, reinterpretações!

Ao Centro de Avaliações do Exército (CAEx) do Exército Brasileiro na pessoa do Coronel R1 Luis Fernando Franco de Almeida, chefe da Seção de comunicação social do CAEx pela autorização de acesso à restinga durante o levantamento de dados geofísicos na restinga da Marambaia e aos sargentos Fábio da Cruz Lopes, Paulo Roberto dos Santos Ferreira e Gilberto Soares da Silva Junior pelo acompanhamento sempre solícito durante a campanha;

À Ala 12, antiga Base Aérea de Santa Cruz (BASC), da Força Aérea Brasileira (FAB) na pessoa do Tenente Coronel RR Oséas Araújo Menezes pela autorização de acesso à restinga durante a campanha de coleta de amostras sedimentológicas no setor oeste da restinga da Marambaia e pelo convite para o sobrevoo sobre a restinga que participamos em março de 2015. Ao então Comandante da BASC, Coronel Aviador Luiz Cláudio Macedo dos Santos, pela condução confortável do sobrevoo que nos possibilitou um momento mágico de visualização aérea da restinga e todos os seus incríveis ambientes sedimentares;

Aos professores Cleverson Guizan Silva, Dieter Muehe e André Luiz Carvalho da Silva pela participação na banca examinadora da Qualificação e pelas contribuições ao trabalho. Aos professores que compõe a banca examinadora da Tese de Doutorado, novamente os professores Cleverson e André Luiz, além dos professores José Maria Landim Dominguez, Alex Cardoso Bastos e Renata Cardia Rebouças, por terem dedicado seu tempo na leitura da tese e por suas contribuições para a melhoria do trabalho;

Aos pesquisadores, estudantes e amigos que participaram das atividades de campo pela ajuda cheia de empenho e energia positiva! Cada momento na restinga da Marambaia foi incrível e será inesquecível! Meu muito obrigada a Amilson Rodrigues pela rica contribuição técnica durante a aquisição e no processamento dos dados de GPR! Obrigada ao professor Andre Luiz Carvalho da Silva pela disposição em participar do campo e em discutir a evolução da Marambaia sempre que nos encontramos!

Ao professor Guilherme Borges Fernandez pela cooperação para a realização do campo de levantamento GPR e topográfico na restinga e ao seu orientando Victor Maluf pela ajuda com o processamento dos dados de topografia;

A Thaís Gomes Santana, colega pós-graduanda no Laboratório de Estudos Costeiros da Universidade Federal da Bahia (LEC/UFBA) pela ajuda com o programa Reflexw.

Ao professor Gustavo Vaz de Melo pela grande ajuda durante a campanha de levantamento geofísico e com o processamento dos testemunhos (radiografia, perfilagem geofísica, abertura – carregando tubos de um lado para o outro!), com a bibliografia, com as discussões científicas;

Ao prof. Ricardo Tadeu Lopes e a Célio Simonacci Gomes pela colaboração para a realização das radiografias dos testemunhos no Laboratório de Instrumentação Nuclear do Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ);

A Rodrigo Coutinho Abuchacra, pela ajuda com a perfilagem geofísica dos testemunhos e as análises granulométricas no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia Marinha (LAGEMAR);

À equipe de técnicos do Laboratório de Oceanografia Geológica da Faculdade de Oceanografia (FAOC) pela ajuda durante o período de realização de campanhas;

A Marcela Coronel Lopes pela ajuda imensa com os programas de interpretação geofísica e pela companhia tão solícita, engraçada, estimulante, leve. A Breylla Campos Carvalho pela grande ajuda com os mapas e no processamento das amostras de sedimento! A Luisa Santos Machado e Paulo Quintela pela ajuda com as amostras de sedimento que pareciam que não iam acabar nunca! A Yasmin Lima Friederichs, Alana Oliveira de Sá, Guilherme Amendola dos Santos, Glaucia Sakai, Diana Pinho, Conrado Freschi pelo tempo que passamos pensando a evolução da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia;

Aos professores avaliadores dos seminários semestrais de acompanhamento do desenvolvimento da pesquisa, pelas considerações realizadas;

Aos meus pais porque sempre me incitaram à busca pelo conhecimento e por me amarem incondicionalmente;

A Bruno Lopes Gomes, que muito além da ajuda em campo, no laboratório e nas interpretações geológicas, é quem divide a vida comigo, com todas as alegrias e as ansiedades, e foi a pessoa que mais me animou ao longo deste trabalho;

À Liz, que sem saber, foi meu maior estímulo na finalização da tese;

Aos familiares e amigos que me estimularam a dar continuidade à vida acadêmica;

A todos aqueles que, de forma direta ou indireta, contribuíram para a realização deste trabalho;

Meus mais sinceros e profundos agradecimentos.

"Não há nada permanente, a não ser a mudança" Heráclito

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia	24
Figura 2 – (A) Classificação evolucionária de ambientes deposicionais costeiros clásticos. O eixo longo do	
prisma tridimensional representa o tempo relativo, com referência ao nível do mar relativo	
(transgressão/regressão) e fornecimento de sedimentos (progradação/retrogradação). (B) As secções	
triangulares do prisma refletem a energia relativa da onda/maré (eixo x) versus a taxa de fornecimento de	
sedimentos à costa pelo rio (eixo y). (C) Vista em planta dos ambientes deposicionais costeiros, mostrando as	
relações entre energia das ondas e das marés, ambientes progradantes e transgressivos, e diferentes tipos	
geomórficos. Fonte: Haris et al. (2002) modificado de Dalrymple et al. (1992) e Boyd et al. (1992)	29
Figura 3 – Classificação morfológica de ambientes costeiros a partir da relação entre a amplitude da maré e	
altura de onda	30
Figura 4 – Fatores controladores das mudanças de nível de base, transgressões e regressões	31
Figura 5 – Curvas de transgressão-regressão (T-R) e (taxa de) variação do nível de base	33
Figura 6 – Trajetórias da linha de costa – regressão normal, forcada e transgressão	34
Figura 7 – Sequência estratigráfica do sistema de barreira holocênica transgressiva da costa de Delaware	35
Figura 8 – Distribuição de (A) tipo de energia, (B) componentes morfológicos em vista planar e (C) seção	
longitudinal das fácies sedimentares dentro de um estuário dominado por onda idealizado	39
Figura 9 – Modelos de evolução de barreira agradacional (A), transgressiva (B) e regressiva (C)	41
Figura 10 – Morfologia e configuração tridimensional em subsuperfície (estratigrafia) de ilhas-barreira	
transgressivas (painéis superiores) e progradantes (regressivas; painéis inferiores)	43
Figura 11 – Estreitamento de barreiras agradacionais e regressivas através da erosão das linhas de costa	
estuarina e oceânica durante a transição para a evolução transgressiva	44
Figura 12 – Linha GPR da barreira costeira regressiva de Castle Neck (Massachusetts, Estados Unidos) (A).	
Imagem GPR, com indicação dos principais refletores (B). Interpretação geofísica mostrando a complexa	
evolução geomorfológica	45
Figura 13 – Diagrama esquemático do sistema ilha-barreira ilustrando a relação entre os 6 ambientes	
sedimentares que interagem.)	46
Figura 14 – Registro fotográfico dos 3 canais formados durante o furacão Isabel que atingiu a costa leste dos	
Estados Unidos em 2003 em imagem de satélite (painel superior) e registro geofísico (GPR) dos canais após	
preenchimento antrópico 40 dias após a passagem do furacão (painel central). Modelo digital de elevação dos	;
canais mostrando um delta maré enchente e um delta maré vazante incipientes e o canal principal, que chega d	ı
6 metros de profundidade (painel inferior)	48
Figura 15 – A: registro geofísico (GPR) de um paleocanal (linha strike) localizado na Assateague Island	
(Maryland, EUA). B: Imagem de satélite de um canal que representa um análogo moderno do canal mostrado	
em A (Drum Inlet, Carolina do Norte)	49

Figura 16 – Registro geofísico (GPR) de um paleocanal com migração (linha strike) localizado na Assateague
Island (Maryland, EUA)
Figura 17 – Distribuição de fácies no entorno de um canal de maré
Figura 18 – Diagrama esquemático de uma ilha-barreira ilustrando a relação entre os principais ambientes
sedimentares e suas feições
Figura 19 – Ilustração esquemática mostrando processos de formação de cristas de praia (painel à direita) e a
estrutura sedimentar interna associada (painel à esquerda)53
Figura 20 – Estruturas sedimentares em leques de transposição55
Figura 21 – Esquema da dinâmica de deslocamento assimétrico de esporões proposto por Zenkovitch (1959). 57
Figura 22 – Diagrama esquemático resumindo morfologia da antepraia, superfícies de erosão preservadas,
transporte transversal à costa e as propriedades associado aos limites entre antepraia externa (lower ramp)
dominado por ondas e antepraia influenciada por correntes litorâneas
Figura 23 – Síntese de dados de variação do nível do mar61
Figura 24 – Curva eustática do Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos ~22 ka) compilada por Duncan et al.
(2000) a partir de dados de variações de δ^{18} O e 14 C marinhos em recifes de corais (painel superior); e zoom da
curva de nível do mar para os últimos 22 ka, baseada em medições de isótopos estáveis em corais na região de
Barbados (painel inferior; Bard et al., 1990)62
Figura 25 – Curvas do nível do mar brasileiras para os últimos 7000 anos64
Figura 26 – Curva de variação do nível relativo do mar do presente a 7 mil anos atrás para a costa leste
brasileira (
Figura 27 – Curva de variação do nível do mar do presente aos últimos 22 ka, composta a partir da integração
das curvas de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006)
Figura 28 - Arcabouço estrutural regional do SRCSB interpretado em imagem de satélite do Sudeste do Brasil.
Figura 29 – Imagem de satélite (Landsat 7) com a interpretação estrutural detalhada do Gráben da Guanabara,
subdividido em sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, pelas Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e
Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba69
Figura 30 – Reconstituição da SMC (área alaranjada)70
Figura 31 – Mapa aeromagnetométrico de alta resolução integrado com imagem de satélite do Sudeste do
Brasil ilustrando as prováveis redes, fluviais ou submarinas, lineares e confinadas, que drenaram o SRCSB e
alimentaram as bacias de Santos e de Campos no Neopaleoceno-Mioceno.)
Figura 32 – Interpretação do perfil sísmico de alta resolução detalhando as sequências internas (SQ1-SQ5) que
compõem a sucessão estratigráfica dos últimos 600 ka (sequência SC9)72
Figura 33 – Perfil sísmico de orientação paralela à costa, localizado na plataforma continental adjacente à
restinga da Marambaia74
Figura 34 – Tamanho médio granulométrico (a) e grau de seleção (b) dos sedimentos da baía de Sepetiba75

Figura 35 – Registro sísmico na baía de Sepetiba (perfil 41), mostrando as unidades topo e fundo na região
leste da baía de Sepetiba (localização no painel à esquerda)76
Figura 36 – Fácies sedimentares identificadas ao longo do vibracore VC1, raio-X de seções mostrando
laminação, bioturbação e fragmentos de conchas e madeira (localização no painel superior da figura)
Figura 37 – Detalhes da arquitetura da barreira regressiva acoplada à atual restinga da Marambaia
Figura 38 – Ponta da Pombeba, setor oeste da restinga da Marambaia81
Figura 39 – Imagem de satélite Google Earth (14/06/2006) e fotografia de uma canalização onde eventualmente
ocorrem eventos de transposição de ondas (A e B) e do flanco lagunar da restinga da Marambaia (C), ambos na
região central da ilha-barreira
Figura 40 – Perfis descritivos de sondagens realizadas no setor leste da Restinga de Marambaia
Figura 41 – Seção GPR adquirida no setor leste da restinga da Marambaia mostrando a possível posição da
superfície de inundação máxima representada por um refletor plano- paralelo no intervalo 225 – 250 ns,
destacado pela cor azul
Figura 42 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Brönnimann et al. (1981)
Figura 43 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Roncarati e Barrocas (1978)
Figura 44 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Cunha et al. (2001), baseado em
modelagem SisBahia
Figura 45 – Modelo paleogeográfico simplificado de evolução da região da baía de Sepetiba de acordo com
Borges (1998)
Figura 46 – Modelo evolutivo da restinga da Marambaia proposto por Friederichs et al. (2013)
Figura 47 – Organograma simplificado dos tipos de dados analisados, das etapas da investigação geológica,
dos resultados gerados e do objetivo central do trabalho94
Figura 48 – Localização das linhas sísmicas, linhas GPR e pontos de amostragem sedimentar na baía de
Sepetiba e restinga da Marambaia95
Figura 49 – Imagem de satélite disponível na base de dados do ArcGis 1096
Figura 50 – Faixa de valores de velocidade da onda sísmica em sedimentos marinhos
Figura 51 – Fotografias da campanha de levantamento dos dados GPR ao longo da restinga da Marambaia
Figura 52 – Radargrama não processado (painel superior) e processado (painel inferior)
Figura 53 – Fluxograma com as etapas de processamento dos dados GPR109
Figura 54 – Fluxograma com as etapas do processamento dos dados topográficos111
Figura 55 – Fotografias da campanha amostral 2 - embarque para coleta de testemunhos na baía de Sepetiba.
Figura 56 – Fotografias da amostragem de um testemunho de 1 m de comprimento na campanha amostral 1, no
setor oeste da restinga da Marambaia
Figura 57 – Fluxograma com as etapas do processamento dos testemunhos coletados na baía de Sepetiba, nas
proximidades da restinga da Marambaia116

Figura 58 – Mapa morfossedimentar da restinga da Marambaia	132
Figura 59 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: fotografias do setor oeste da restinga da	
Marambaia	135
Figura 60 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: mapa e fotografias do setor central da resting	za da
Marambaia	136
Figura 61 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: mapa e fotografias (A - D) e imagem de satéli	ite
(E) da canalização de transposição e dunas no setor central da restinga da Marambaia	137
Figura 62 - Domínio morfossedimentar das cristas de praia: mapa e fotografias do setor oeste da restinga	da
Marambaia	138
Figura 63 – Domínio morfossedimentar da área alagada central: mapa e fotografias da região central do s	setor
oeste da restinga da Marambaia	139
Figura 64 - Domínio morfossedimentar das lagunas intracordões: mapa, fotografias (A - D) e imagem de	
satélite (E) do setor oeste da restinga da Marambaia	140
Figura 65 - Domínio morfossedimentar do campo de dunas: mapa e fotografias do setor leste da restinga d	la
Marambaia	141
Figura 66 - Domínio morfossedimentar da planície de maré: fotografias aéreas da região central do setor	leste
da restinga da Marambaia	142
Figura 67 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na porção oceânica adjacente à área de transição	entre
o setor oeste e o setor central da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esque	ma
interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior)	146
Figura 68 – Perfil sísmico de orientação strike localizado na baía de Sepetiba ao longo da restinga da	
Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades	
geofísicas identificadas (painel inferior)	147
Figura 69 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba próximo ao setor oeste da resti	inga
da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidad	les
geofísicas identificadas (painel inferior)	148
Figura 70 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba defronte ao setor central da	
restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando a	ıs
unidades geofísicas identificadas (painel inferior)	149
Figura 71 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não	
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas	
(painel inferior)	150
Figura 72 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não	
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas	
(painel inferior)	151

Figura 73 - Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas
(painel inferior). 1
Figura 74 - Perfil GPR de orientação strike localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas
(painel inferior). 1
Figura 75 – Perfil GPR de orientação strike localizado dentro da laguna intracordões no setor oeste da restinga
da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades
GPR identificadas (painel inferior)
Figura 76 – Perfil GPR de orientação strike localizado no setor central da restinga da Marambaia: perfil não
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas
(painel inferior)
Figura 77 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor central da restinga da Marambaia: perfil não
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas
(painel inferior)
Figura 78 – Perfil GPR de orientação strike localizado no setor leste da restinga da Marambaia: perfil não
interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas
(painel inferior)
Figura 79 – Esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas de um perfil geofísico
integrando dados sísmicos e de GPR na região do setor oeste da restinga da Marambaia
Figura 80 - Profundidade local dos testemunhos coletados na baía de Sepetiba
Figura 81 – Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T01,171
Figura 82 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T02172
Figura 83 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T03
Figura 84- Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T04175
Figura 85 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T05
Figura 86 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T06
Figura 87 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T07
Figura 88 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T08
Figura 89 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed1 obtidas através do método
de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)
Figura 90 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed2 obtidas através do método de
análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)
Figura 91 - Distribuição granulométrica das amostras que compõem a fácies fsed2 e que foram analisadas por
mais de um método

Figura 92 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed3 obtidas através do método
de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)189
Figura 93 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed4 obtidas através do método de
análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)191
Figura 94 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed4 e que foram analisadas
por mais de um método192
Figura 95 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed5 obtidas através do método de
análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)194
Figura 96 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed5 e que foram analisadas
por mais de um método
Figura 97 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed6 obtidas através do método de
análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painel à direita)197
Figura 98 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed6 e que foram analisadas
por mais de um método
Figura 99 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed7 obtidas através do método
de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis
texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita)
Figura 100 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed7 e que foram analisadas
por mais de um método
Figura 101 – Arenito de restinga que ocorre na linha d'água de baixamar de sizígia na enseada da Marambaia
(triângulos invertivos 1 e 2 no mapa)202
Figura 102 – Distribuições granulométricas das amostras de arenito de restinga que compõem a fácies fsed8
obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer). Fotografias do arenito de restinga e das
amostras na Figura 101
Figura 103 – Distribuições granulométricas das amostras de sedimento da restinga da Marambaia que
compõem a fácies fsed9 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer).)
Figura 104 – Idades e (erros associados) determinadas pelo método LOE
Figura 105 – Mapa da distribuição espacial das idades e (erros associados) determinadas pelo método LOE nos
setores oeste e central da restinga da Marambaia210
Figura 106 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as
superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na porção oceânica adjacente à área
de transição entre o setor oeste e o setor central da restinga da Marambaia

Figura 107 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação strike localizado na baía de Sepetiba ao longo da	
restinga da Marambaia	. 215
Figura 108 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba próximo ao sete	or
oeste da restinga da Marambaia	. 216
Figura 109 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba defronte ao set	or
central da restinga da Marambaia	. 217
Figura 110 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Maramb	aia. . 218
Figura 111 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Maramb	aia . 219
Figura 112 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Maramb	aia . 220
Figura 113 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado do setor oeste ao setor central da	
restinga da Marambaia	. 221
Figura 114 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado dentro da laguna intracordões no so	etor
oeste da restinga da Marambaia	. 222
Figura 115 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado no setor central da restinga da	
Marambaia	. 223
Figura 116 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação din localizado no setor central da restinga da	
Marambaia	224
Figura 117 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4	e as
superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado no setor leste da restinga da	
Marambaia	225
Figura 118 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades 113 e 114	e as
superfícies estratigráficas de um perfil geofísico integrando dados sísmicos e de GPR na região do setor oes	e as
da restinga da Marambaia	.226
Figura 119 – Canais maneados nor Amendola (2016) no registro sísmico da baía de Senetiba na superfície	0
interpretada como Superfície de Regrassão Máxima	227
πιετριειαια como superficie de Regressão παλιπά	. 221

Figura 120 – Correlação entre o resgistro sísmico da plataforma utilizado no presente trabalho e em Poço	
(2015)	8
Figura 121 – Correlação entre unidades deposicionais e superfícies estratigráficas mapeadas por Maia et al.	
(2010), Poço et al. (2016), Friederichs et al. (2013) e o presente trabalho	8
Figura 122 – Unidades deposicionais (U1 a U4) e superfícies estratigráficas (S1 a S3) posicionadas em relação	,
à curva do nível mar composta a partir dos dados de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006)	0
Figura 123 – Ilustração esquemática da formação da unidade U3 associada a um ambiente deposicional	
estuarino com grande variação de energia23	2
Figura 124 – Canal de circulação mapeado por Amendola (2016) no registro sísmico da baía de Sepetiba na	
superfície que seria correlata à superfície de Erosão pela circulação interna (Eci) do presente trabalho23	8
Figura 125 – Esquema representativo do processo de corte e preenchimento de sucessivos canais das unidades	
deposicionais U3 e U424	7
Figura 126 – Modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia	9
Figura 127 – Vista planar do modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia	0
Figura 128 – Perfil estratigráfico de barreiras regressivas	5

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Descarga média dos rios que desaguam na baía de Sepetiba	71
Tabela 2 – Resumo dos modelos evolutivos existentes para a restinga da Marambaia	88
Tabela 3 – Resumo das campanhas amostrais realizadas: local, data e amostras / dados coletados	94
Tabela 4 – Exemplos de propriedades elétricas de materiais geológicos comuns para frequências entre 80 e	? 120
<i>MHz</i>	.104
Tabela 5 – Coeficientes de reflexão entre camadas, associados a típicas mudanças de conteúdo de água,	
porosidade, litologia, formato e orientação dos grãos	. 105
Tabela 6 – Relação entre frequência da antena GPR e a profundidade de penetração do sinal	.106
Tabela 7 - Parâmetros de tempo de exposição para geração da imagem da radiografia digital	.118
Tabela 8 - Influências mais comuns nos resultados de datação por luminescência	.127
Tabela 9 – Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidade	<i>s</i>
geofísicas U1 e U2	.158
Tabela 10 – Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidad	es
geofísicas U3.	. 159
Tabela 11 - Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidade	es
geofísicas U4	. 160
Tabela 12 – Resultados das datações por radiocarbono.).	.206
Tabela 13 – Resultados referentes ao cálculo da taxa de dose anual para as amostras submetidas à datação) por
LOE: concentrações de isótopos radioativos e erro associado, teor de umidade das amostras e dose anual e	erro
associado	.208
Tabela 14 – Resultados do cálculo da Dose equivalente (De) para as amostras submetidas á datação por Lo	$\frac{\partial E}{\partial O}$
	.209
Tabela 15 – Localização, altitude e granulometria da amostra e resultado final das idades (e erros associad	10S)
aeterminaaas peio metoao LOE	.211

RESUMO

DADALTO, Tatiana Pinheiro. Arquitetura estratigráfica e evolução geológica da restinga da Marambaia (RJ). 2017. 273 f. Tese de Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha – Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2017.

A análise de dados sísmicos de alta resolução coletados dentro da baía de Sepetiba e na região oceânica adjacente, dados de GPR (Ground Penetrating Radar ou georradar) coletados na porção emersa da restinga e dados sedimentológicos e geocronológicos de amostras e testemunhos curtos coletados sobre a restinga e na baía de Sepetiba mostrou a grande complexidade geológica do sistema ilha-barreira da restinga da Marambaia e permitiu a proposição de um novo modelo evolutivo. A interpretação geofísica permitiu identificar 4 unidades deposicionais referentes (i) aos depósitos pleistocênicos, (ii) ao preenchimento fluvioestuarino transgressivo, (iii) a uma paleobarreira progradante de regressão normal e (iv) a uma barreira progradante de regressão forçada e depósitos de seu retrabalhamento sedimentar. Estas unidades são delimitadas por 3 superfícies estratigráficas: (i) a Superfície de Exposição *Máxima*, que representa o nível máximo da escavação fluvial do Último Máximo Glacial (~ 20 ka A.P.); (ii) a Superfície de Inundação Máxima, que marca o limite de deposição associado ao pico de transgressão do sistema costeiro, entre 8 e 7,5 ka A.P.; e (iii) a Superfície Basal de Regressão Forçada, que representa a base de todos os depósitos marinhos que se acumularam a partir da descida do nível do mar o nível do mar iniciada a ~ 5,8 ka A.P. Esta configuração estratigráfica, com a preservação de sequências transgressivas na área, permitiu identificar as variações do nível do mar, o aporte sedimentar significativo e o controle fisiográfico como os três principais fatores determinantes na evolução da restinga da Marambaia. A variabilidade lateral dos ambientes sedimentares da restinga, confirmada pela ocorrência de diversas fácies geofísicas e sedimentares, atesta a grande complexidade da evolução deste sistema costeiro. Aspectos peculiares de algumas destas fácies foram avaliados como indicadores das modificações paleogeográficas e paleoambientais da baía de Sepetiba enquanto corpo d'água estuarino parcialmente isolado. Estes aspectos incluem a exposição subaérea de alguns depósitos de onde hoje está a baía de Sepetiba (fácies sedimentar com mosqueados amareloalaranjados), a influência de drenagens continentais na região central da barreira (fácies com compostos húmicos) e a influência de canalizações na sedimentação (canalizações visualizadas no registro geofísico e fácies sedimentares com laminações). Além disso, o processo de corte e preenchimento de canais foi reconhecido como importante agente atuante no desenvolvimento da restinga e no seu fechamento final. O novo modelo evolutivo proposto representa o refinamento do modelo de idades anteriormente proposto pelo grupo de pesquisa GEOMARGEM e estabelece a restinga da Marambaia atual como um sistema de ilha-barreira estuarino de cerca de 20 m de espessura formado nos últimos ~8-7,5 ka A.P., por depósitos inicialmente de regressão normal (entre ~8-7,5 e 5,8 ka A.P.) e posteriormente de regressão forçada retrabalhados por processos de circulação interna da baía de Sepetiba (mais recente que ~5,8 ka A.P.), ancorados em depósitos transgressivos (mais antigos que ~8-7,5 ka A.P.).

Palavras-chave: restinga da Marambaia, arquitetura estratigráfica, GPR, datação por Luminescência Opticamente Estimulada, datação por radiocarbono, evolução geológica, ilhabarreira regressiva, regressão normal.

ABSTRACT

DADALTO, Tatiana Pinheiro. **Stratigraphic architecture and geological evolution of the restinga of Marambaia (RJ)**. 2017. 273 p. PhD Thesis in Marine Geology and Geophysics - Institute of Geosciences, Department of Geology, Fluminense Federal University, Niterói, 2017.

High resolution seismic analysis of Sepetiba's bay adjacent oceanic region, GPR (Ground Penetrating Radar) data from emerged portion of the barrier and sedimentological and geochronological data of samples and short cores collected from both restinga da Marambaia and Sepetiba's bay showed the large geological complexity of this system and allowed the proposition of a new evolutionary model. After geophysical interpretation were identified 4 depositional units: (i) Pleistocene deposits, (ii) transgressive fluvial-estuarine fills, (iii) a normal regressive progradational paleo-barrier and (iv) a forced regressive progradational barrier and its sedimentary reworking deposits. These units are delimited by 3 stratigraphic surfaces: (i) the Maximum Exposure Surface, which represents the maximum level of fluvial excavation of the Last Glacial Maximum (~ 19 ka B.P.); (ii) the Maximum Flood Surface, which marks the deposition limit associated to the peak of transgression of the coastal system, between ~8 e 7,5 ka B.P.; e (iii) the Basal Surface of Forced Regression which represents the basis of all marine deposits accumulated during the sea level fall initiated at ~ 5.8 k B.P. This stratigraphic configuration and the preservation of transgressive sequences in this area showed that sea level changes, significant sedimentary input and physiographic control are the main determining factors of Restinga da Marambaia's evolution. The lateral variability of barrier's sedimentary environments was confirmed by the occurrence of several geophysical and sedimentary facies. It attests the large complexity of evolution process in this coastal system. Aspects of some facies were evaluated as proxies of the paleogeographic and paleoenvironmental modifications of the Sepetiba's bay as a partially isolated estuarine water body. These aspects include subaerial exposure of some deposits of Sepetiba's bay (sedimentary facies with yellow-orange mottles), influence of continental drainage in barrier's central region (facies with humic compounds) and influence of channels in sedimentation (tidal and washover inlets seen in geophysical record and sedimentary facies with laminations). In addition, the channel cut and fill process was recognized as an important agent during barrier's development and in its final closure. The proposed new evolutionary model represents the refinement of the age model previously proposed by the GEOMARGEM research group and establishes the present Restinga da Marambaia as a ~20 m wide estuarine barrier island system formed at late ~8-7,5 ka B.P. initially by normal regression deposits (~ 8-7.5 and 5.8 ka AP) and later by forced regression deposits reworked by internal circulation processes of the Sepetiba Bay (more recent than ~ 5.8 ka AP), anchored in transgressive deposits (older than ~ 8-7.5 ka AP).

Keywords: restinga da Marambaia, stratigraphic architecture, GPR, Optically Stimulated Luminescence dating, radiocarbon dating, geological evolution, regressive barrier island, normal regression.

SUMÁRIO

Capítulo 1: INTRODUÇÃO	.23
Capítulo 2: OBJETIVOS	.27
Capítulo 3: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	.28
3.1 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE AMBIENTES COSTEIROS CLÁSTICO)S 28
3.1.1 Principais fatores ambientais associados à evolução de ambientes deposicio costeiros	onais 28
3.1.2 Evolução de sistemas estuarinos e de ilha-barreira	36
3.1.3 Ambientes sedimentares do sistema ilha-barreira: nomenclatura, geomorfol gênese, estratigrafia e processos associados	ogia, 45
3.1.3.1 LAGUNA DE RETROBARREIRA	46
3.1.3.2 CANAIS E DELTAS DE MARÉ	47
3.1.3.3 Ilha-barreira	51
3.1.3.4 Plataforma da barreira	57
3.1.3.5 ANTEPRAIA (SHOREFACE)	58
3.2 CURVAS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR	59
3.2.1 Variações do nível do mar nos últimos 500 mil anos	59
3.2.2 Variações do nível relativo do mar para a costa sudeste brasileira nos últimos	7 ka 63
Capítulo 4: ÁREA DE ESTUDO	.67
4.1 GEOLOGIA REGIONAL	67
4.2 SEDIMENTAÇÃO E REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO.	71
4.2.1 Sedimentação e registro estratigráfico na plataforma continental adjacer restinga da Marambaia	ıte à 71
4.2.2 Sedimentação e registro estratigráfico na baía de Sepetiba	75
4.2.3 Sedimentação, morfologia e registro estratigráfico da restinga da Marambaia.	80
4.3 CARACTERIZAÇÃO METEO-OCEANOGRÁFICA	84
4.4 MODELOS EVOLUTIVOS PARA A RESTINGA DA MARAMBAIA	87
Capítulo 5: METODOLOGIA	.93
5.1 ANÁLISE DE IMAGENS DE SATÉLITE	97
5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO DE ALTA RESOLUÇÃO: PRINCÍPIO FUNCIONAMENTO, AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO	DE 98
5.2.1 Princípio de funcionamento	98

5.2.2 Aquisição e processamento sísmico	99
5.2.3 Interpretação sísmica	100
5.3 RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (<i>GROUND PENETRATING RADAR - C</i> PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO, AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO INTERPRETAÇÃO	<i>GPR</i>):) E 102
5.3.1 Princípio de funcionamento	102
5.3.2 Aquisição dos dados GPR para o estudo	106
5.3.3 Processamento dos dados GPR	107
5.3.4 Interpretação dos radargramas	110
5.4 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO: AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO	110
5.4.1 Aquisição dos dados topográficos	110
5.4.2 Processamento dos dados topográficos	111
5.5 TESTEMUNHOS: LOCALIZAÇÃO, PERFILAGEM GEOFÍSICA PROCESSAMENTO DOS DADOS	E 112
5.5.1 Escolha da localização dos testemunhos	112
5.5.2 Amostragem dos testemunhos	113
5.5.3 Processamento dos testemunhos	115
5.5.3.1 Perfilagem geofísica dos testemunhos	117
5.5.3.2 RADIOGRAFIA COMPUTADORIZADA DOS TESTEMUNHOS	118
5.5.3.3 Abertura, descrição visual, fotografia e subamostragem testemunhos	DOS 119
5.5.3.4 DETERMINAÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONATOS	119
5.5.3.5 Análise granulométrica	120
5.5.3.6 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS ESTATÍSTICOS	121
5.6 GEOCRONOLOGIA	122
5.6.1 Datação por radiocarbono	122
5.6.2 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	125
Capítulo 6: RESULTADOS	129
6.1 SETORIZAÇÃO MORFOSSEDIMENTAR DA RESTINGA DA MARAMBAIA	129
6.1.1 Domínio morfossedimentar do maciço da Marambaia	129
6.1.2 Domínio morfossedimentar da barreira arenosa	130
6.1.3 Domínio morfossedimentar das cristas de praia	131
6.1.4 Domínio morfossedimentar da área alagada central	131
6.1.5 Domínio morfossedimentar dos canais de drenagem e /ou transposição	133
6.1.6 Domínio morfossedimentar das lagunas intracordões	133
6.1.7 Domínio morfossedimentar do campo de dunas	133

6.1.8 Domínio morfossedimentar da planície de maré	134
6.2 ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DA RESTINGA DA MARAMBAIA	143
6.2.1 Unidade geofísica U1 e superfície geofísica S1	143
6.2.2 Unidade geofísica U2 e superfície geofísica S2	144
6.2.3 Unidade geofísica U3 e superfície geofísica S3	161
6.2.4 Unidade geofísica U4	163
6.2.5 Correlação entre dados sísmicos e de georradar	166
6.3 SEDIMENTOLOGIA DA RESTINGA DA MARAMBAIA E BAÍA DE SEP	ETIBA
	168
6.3.1 Testemunhos localizados na baía de Sepetiba	168
6.3.2 Descrição de fácies sedimentares	183
6.3.2.1 Fácies sedimentar fsed1	183
6.3.2.2 Fácies sedimentar fsed2	185
6.3.2.3 FÁCIES SEDIMENTAR FSED3	187
6.3.2.4 FÁCIES SEDIMENTAR FSED4	190
6.3.2.5 FÁCIES SEDIMENTAR FSED5	192
6.3.2.6 FÁCIES SEDIMENTAR FSED6	195
6.3.2.7 Fácies sedimentar fsed 7	198
6.3.2.8 FÁCIES SEDIMENTAR FSED8	201
6.3.2.9 FÁCIES SEDIMENTAR FSED9	203
6.4 GEOCRONOLOGIA ASSOCIADA À EVOLUÇÃO DA RESTING. MARAMBAIA	A DA 205
6.4.1 Datações por AMS	205
6.4.2 Datações por LOE	207
Capítulo 7: DISCUSSÃO	212
7.1 ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E CONTEXTO EUSTÁTICO ASSOCI FORMAÇÃO DAS UNIDADES DEPOSICIONAIS, SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁ E FÁCIES GEOFÍSICAS E SEDIMENTARES	ADO À FICAS 212
7.1.1 Unidade deposicional U1	213
7.1.2 Unidade deposicional U2	229
7.1.3 Unidades deposicionais U3 e U4	230
7.2 VARIABILIDADE LATERAL DA SEDIMENTAÇÃO NA BAÍA DE SEPE NA RESTINGA DA MARAMBAIA AO LONGO DA SUA FORMAÇÃO FECHAMENTO FINAL	ГІВА Е Е SEU 239
7.3 MODELO EVOLUTIVO DA RESTINGA DA MARAMBAIA	248

Capítulo 8: CONCLUSÕES E CONSIDERA	ÇÕES FINAIS
•••••	
REFERÊNCIAS	258

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

A restinga da Marambaia é uma barreira arenosa de cerca de 40 km de extensão, que isola parcialmente a baía de Sepetiba, localizada no litoral oeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 1). Esta feição costeira representa o limite sul da baía de Sepetiba, sendo margeada a sul pelo oceano Atlântico, a leste pelos canais de maré de Barra de Guaratiba e a oeste pela conexão principal entre a baía de Sepetiba e o oceano (entre os promontórios do pico da Marambaia e a Ilha Grande). Todos os domínios geomorfológicos da restinga integram uma área militar de acesso restrito, com a presença das Forças Armadas em toda a sua extensão: o Centro de Avaliação do Exército (CAEx), localizado na extremidade leste, próximo à barra de Guaratiba; uma construção da Força Aérea Brasileira e o "estande de tiros da Marambaia", localizados no setor oeste da restinga; e o Centro de Adestramento da ilha da Marambaia (CADIM) da Marinha do Brasil, localizado no extremo oeste da restinga.



Figura 1 – Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia. CADIM: Centro de Adestramento da ilha da Marambaia; CAEx: Centro de Avaliação do Exército.

Diferentes cenários de evolução cronoestratigráfica e morfogenética têm sido propostos para a restinga da Marambaia. Desde a década de 1940, alguns modelos evolutivos foram propostos, em sua maioria baseados em características morfológicas ou faciológicas de amostras do interior da baía de Sepetiba (e.g., Lamego, 1945; Roncarati; Barrocas, 1978; Roncarati; Menezes, 2005; Ponçano et al., 1979). Dentre os demais estudos existentes, dois conjuntos se destacam, por se basearem em dados de sísmica de reflexão e/ou em dados sedimentológicos (testemunhos), e também se diferenciam por apresentar hipóteses contraditórias sobre o estabelecimento da restinga no local atual: o estudo desenvolvido por Borges (1990; 1998) e os estudos desenvolvidos pelo grupo GEOMARGEM, grupo de pesquisa no qual o presente trabalho se insere (Friederichs, 2012; Friederichs et al., 2013; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Reis et al., 2013a; Sá, 2015; Amendola, 2016). O estudo de Borges (1998), baseado em dados sísmicos coletados dentro da baía e numa datação de testemunho sobre uma porção submersa rasa da restinga, sustenta que toda a restinga corresponde a uma acumulação sedimentar de ~6 m de espessura, depositada nos últimos 7 ka. Já os estudos do grupo GEOMARGEM, baseados numa base de dados de sísmica de alta resolução mais ampla, coletados dentro da baía de Sepetiba e na plataforma continental adjacente, revelam que toda a sucessão sedimentar que forma a atual restinga da Marambaia corresponde uma feição deposicional essencialmente progradante regressiva de ~15 m de espessura, que se desenvolve como feição soterrada desde o interior da baía até sua posição atual de corpo parcialmente emerso, apoiada sobre paleoambientes deposicionais transgressivos (uma paleorrestinga parcialmente preservada e paleoambientes fluvio-estuarinos; Friederichs, 2012; Reis et al., 2013a; Friederichs et al., 2013; Ramos, 2013; Sá, 2015). Através de relações sísmicas, a deposição da restinga da Marambaia teria se desenvolvido sobre uma superfície estratigráfica basal, identificada como a Superfície de Inundação Máxima regional (MFS, do inglês "Maximum Flood Surface"). Neste contexto, os ~15 m de espessura sedimentar da restinga teriam se depositado nos últimos 5,8 ka, idade aproximada da máxima transgressão na área (Suguio; Martin, 1976; Martin; Suguio, 1976; Angulo; Lessa, 1997; Angulo et al., 2006).

A partir da revisão dos trabalhos apresentados sobre a área de estudo, fica clara a necessidade de realizar uma pesquisa que inclua dados geológicos representativos da *porção emersa* da restinga da Marambaia que possam esclarecer processos ou características evolutivas ainda não explicados. Algumas questões que seguiam até então sem comprovação científica (dados coletados *in situ*) e que motivaram este trabalho são:

o Qual é a arquitetura estratigráfica da restinga da Marambaia e como os pacotes

sedimentares da baía de Sepetiba e da plataforma adjacente se relacionam?

• Qual é a idade da restinga da Marambaia (dos dois cordões que a formam)?

 Quais processos oceanográficos estão envolvidos na evolução da restinga até a sua configuração atual? Quando ocorreu o fechamento total desta ilha-barreira?

• O que a geomorfologia dos cordões litorâneos do setor oeste da restinga indicam sobre a evolução da ilha-barreira?

O presente trabalho se insere neste contexto de agregar ainda mais conhecimento sobre a restinga da Marambaia, integrando dados sísmicos da área da baía de Sepetiba e da plataforma a dados inéditos sobre a *arquitetura estratigráfica da porção emersa da restinga* e sua *geocronologia*. Os novos dados geológicos apresentados neste trabalho (de georradar, sedimentológico e geocronológicos) representam uma importante atualização da base de dados já existente, tanto em relação à base de dados sísmicos do grupo de pesquisa GEOMARGEM, onde o presente trabalho está inserido, quanto aos demais trabalhos pretéritos que já apresentaram dados coletados *in situ* (especialmente os sedimentológicos e geocronológicos).

Com a finalidade de trazer novos elementos à discussão científica sobre a formação e evolução da restinga da Marambaia, o presente trabalho propõe a combinação de uma base de dados variada: uma malha de dados sísmicos de alta resolução dentro da baía de Sepetiba e na região oceânica adjacente; dados de GPR (*Ground Penetrating Radar* ou georradar) coletados na porção emersa da restinga; e dados sedimentológicos de amostras e testemunhos curtos, que dão suporte à avaliação dos processos sedimentares e evolução geocronológica de formação da restinga. A partir dessa base composta por dados de diferentes métodos e de diferentes níveis de resolução espacial e temporal, integrando desde os ambientes da baía de Sepetiba, da restinga emersa, até à plataforma continental adjacente, o presente trabalho objetiva: focalizar o entendimento das relações entre suprimento sedimentar, variações do nível de base e processos físicos na região da restinga; e contribuir para uma melhor compreensão da arquitetura deposicional e estratigráfica, e dos processos sedimentares atuantes na gênese e evolução geomorfológica de sistemas de ilhas-barreira estuarinos.

Capítulo 2

OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é compreender a evolução arquitetural e os processos sedimentares atuantes na evolução morfogenética da restinga da Marambaia até sua configuração como corpo arenoso contínuo que isola parcialmente a baía de Sepetiba (Figura 1).

Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

- (1) identificar e caracterizar as unidades deposicionais que compõem a restinga emersa, através de dados de georradar e de testemunhos (análises sedimentológicas e de geocronologia);
- (2) identificar e mapear os principais domínios deposicionais e morfogenéticos da restinga da Marambaia, tanto emersos como aqueles presentes na sua sucessão sedimentar;
- (3) correlacionar lateralmente as unidades deposicionais de georradar da restinga da Marambaia às unidades sísmicas das regiões submersas próximas à ela, utilizando o registro sísmico do interior da baía de Sepetiba e da plataforma continental interna adjacente à restinga;
- (4) identificar os ambientes sedimentares dominantes que compõem as unidades geofísicas e deposicionais da área de estudos (baía, restinga e plataforma rasa);
- (5) datar as principais fases construcionais da restinga da Marambaia, através de dados de geocronologia associados à interpretação sísmica;
- (6) compreender as principais implicações da evolução arquitetural, morfossedimentar e estratigráfica da restinga da Marambaia nas modificações paleogeográficas e paleoambientais da baía de Sepetiba enquanto corpo d'água estuarino parcialmente isolado;
- (7) e, finalmente, propor um modelo conceitual da evolução da arquitetura estratigráfica da restinga da Marambaia, que integre os dados geológicos da baía, da restinga e da plataforma rasa adjacente.

Capítulo 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo apresenta a compilação das informações da literatura especializada consideradas mais relevantes para a análise dos dados apresentados nesta tese visando à avaliação da formação e da evolução da restinga da Marambaia, objetivo central desta pesquisa. Dentre essas informações, destacam-se: (i) a revisão dos principais fatores ambientais associados à evolução de ambientes deposicionais costeiros; (ii) a observação de como estes fatores atuam especificamente em sistemas de ilhas-barreiras; (iii) a descrição dos principais aspectos envolvidos nos sistemas ilha-barreira (nomenclatura, geomorfologia, gênese, estratigrafia e processos associados); (iv) revisão sobre as variações do nível relativo do mar para a costa sudeste brasileira.

3.1 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE AMBIENTES COSTEIROS CLÁSTICOS

3.1.1 Principais fatores ambientais associados à evolução de ambientes deposicionais costeiros

A evolução geomorfológica de diferentes ambientes deposicionais costeiros como deltas, estuários, lagoas, planícies de cristas de praia e planícies de maré é controlada pela importância relativa de três fatores principais: suprimento sedimentar, processos físicos dominantes e variações do nível do mar (Figura 2) (Harris *et al.*, 2002).



Figura 2 – (A) Classificação evolucionária de ambientes deposicionais costeiros clásticos. O eixo longo do prisma tridimensional representa o tempo relativo, com referência ao nível do mar relativo (transgressão/regressão) e fornecimento de sedimentos (progradação/retrogradação). (B) As secções triangulares do prisma refletem a energia relativa da onda/maré (eixo x) versus a taxa de fornecimento de sedimentos à costa pelo rio (eixo y). (C) Vista em planta dos ambientes deposicionais costeiros, mostrando as relações entre energia das ondas e das marés, ambientes progradantes e transgressivos, e diferentes tipos geomórficos. Fonte: Haris et al. (2002) modificado de Dalrymple et al. (1992) e Boyd et al. (1992).

As áreas continentais são as principais fontes dos sedimentos que chegam ao ambiente marinho, onde passam a ser influenciados por processos costeiros, principalmente os relacionados à ação das ondas e das marés (Nittrouer; Wright, 1994; Wright *et al.*, 1991). Ao longo do tempo, estes dois agentes físicos foram considerados os mais importantes quando se trata de classificação morfológica de sistemas costeiros, como o diagrama de classificação de ambientes costeiros proposto por Hayes (1979), que se baseia na dominância relativa dos processos atuantes, em campos que variam entre dominados por maré e dominados por ondas.

De acordo com esta classificação, o desenvolvimento de ilhas-barreira, por exemplo, inclui campos que representam ambientes dominados por ondas e de energia mista com um limite dentro do campo denominado dominado por maré (Davis Jr; Hayes, 1984; Figura 3).



Figura 3 – Classificação morfológica de ambientes costeiros a partir da relação entre a amplitude da maré e altura de onda. Fonte: Davis Jr e Hayes (1984), modificado de Hayes (1979).

A sedimentação é resultado da interação entre o suprimento de sedimentos, seu retrabalhamento e modificação por meio de processos físicos, químicos e biológicos, e o espaço de acomodação. Em muitos casos, o retrabalhamento permite que apenas uma pequena proporção do sedimento que entra em um sistema seja efetivamente depositada e/ou preservada. A maior parte é removida: ou quase imediatamente por um aumento na energia física (como a produzida por uma tempestade ou corrente de maré); ou ao longo do tempo, por dissolução química ou pelas alterações ambientais (como a migração de canais ou avanços ou recuos da linha de costa).

Já o espaço de acomodação é controlado em grande parte por processos externos, tais como mudanças no nível do mar, clima, movimentos tectônicos, atividade vulcânica, compactação e taxas de subsidência de longo prazo que, juntos, definem um nível de base para a deposição (Reading; Levell, 1996). Deve-se ainda considerar pequenas amplitudes decorrentes de movimentos flexurais de borda de plataforma, devido aos efeitos de reajustamento das plataformas decorrentes do aumento da lâmina d'água durante os períodos de deglaciação (e.g., Siddal et al., 2003). No caso de áreas sujeitas a reativações tectônicas e a neotectonismo, por exemplo, há de se considerar igualmente o efeito da tectonoeustasia. Ainda no contexto das variações do nível de base, Catuneanu (2002) esclarece também a importante diferença entre as flutuações do nível do mar relativas a um datum (uma referência horizontal imaginária posicionada próximo ao fundo do mar), das variações relativas do nível de base, definidas como as flutuações do nível de base em relação a este mesmo datum. Este autor sumariza que embora os conceitos de mudança do nível relativo do mar e mudanças do nível de base estejam intimamente associados, eles não são idênticos, uma vez que o nível de base não coincide exatamente com o do nível do mar, devido à ação das ondas e dos processos costeiros atuantes (Figura 4). Catuneanu (2002) adverte ainda que as variações do nível de base são independentes da sedimentação e refletem mudanças em resposta a vários fatores externos (eustáticos, tectônicos, climáticos), diagenéticos (compactação do sedimento) e ambientais (energia de ondas e correntes), sendo que os efeitos do clima são geralmente indiretos, controlando a acomodação através das variações do nível do mar (eustasia) ou energia do ambiente.



Figura 4 – Fatores controladores das mudanças de nível de base, transgressões e regressões. Observar que as alterações do nível relativo do mar são influenciadas pelos efeitos combinados da eustasia e tectônica. A compactação dos sedimentos está incluída em "Tectônica", já que tem o mesmo efeito sobre a acomodação que a subsidência tectônica. Fonte: Catuneanu (2002).

A interação entre as mudanças de nível de base e sedimentação controla as flutuações na profundidade da água, ou seja, determina o espaço disponível para sedimentação, assim como os deslocamentos transgressivos e regressivos da linha de costa (Catuneanu, 2002; Catuneanu, 2006; Figura 5). A transgressão é definida como a migração da linha de costa em direção ao continente, processo que desencadeia um deslocamento das fácies sedimentares em direção ao continente, bem como um aumento da profundidade nas proximidades da costa (Figura 6). Transgressões resultam em padrões de empilhamento retrogradacional, por exemplo, fácies marinhas deslocam-se em direção às fácies não marinhas e sobrepondo-as. Dentro do lado não marinho da bacia, a transgressão é comumente indicada pelo aparecimento da influência das marés na sucessão fluvial, por exemplo, estratificação cruzada sigmoidal, estratificação de maré (estratificação ondulada, *flaser* e lenticular), bancos de ostras e traços fósseis estuarinos para marinhos (Miall, 1997). A retrogradação é a tendência deposicional diagnóstica das transgressões e é definida como o movimento em direção ao continente ou o recuo da linha de costa ou de um litoral pela erosão de onda, produzindo uma maior inclinação do perfil de praia (Bates; Jackson, 1987).



Figura 5 – Curvas de transgressão-regressão (T-R) e (taxa de) variação do nível de base, conforme definido pela interação entre as variações do nível de base e a sedimentação. Superfícies estratigráficas e dos tratos de sistemas são definidos em relação a essas curvas. A curva T-R, descrevendo os deslocamentos do litoral, é o resultado da interação entre sedimentação e mudanças no nível base na costa. Taxas de sedimentação durante o ciclo de variação do nível base são consideradas constantes e o nível de base da curva de referência é uma curva de seno simétrica, apesar de não ser este o caso no registro geológico, quando, na verdade, as formas assimétricas são mais prováveis, em função de circunstâncias particulares em cada estudo de caso (por exemplo, os ciclos glacio-eustáticos são fortemente assimétricos, já que o gelo derrete mais rapidamente do que acumula). Estas simplificações não alteram os princípios fundamentais ilustrados neste diagrama. FR - regressão forçada; NR - regressão normal. FR: regressão forçada; NR: regressão normal. Fonte: modificado de Catuneanu (2006).

A regressão é definida como a migração da linha de costa em direção ao mar, que diminui a profundidade nas proximidades da costa e desencadeia um deslocamento de fácies sedimentares em direção ao oceano (Figura 6). As regressões resultam em padrões de empilhamento progradacional, por exemplo, fácies não marinhas migrando em direção às fácies marinhas e recobrindo-as (Catuneanu, 2002). A progradação é a tendência deposicional diagnóstica das regressões e é definida como a construção em direção ao mar de uma linha de costa ou litoral (como de uma praia, delta ou leque) por deposição na antepraia de sedimentos fluviais ou por acúmulo contínuo de material de praia por ondas ou movido por deriva litorânea (Bates; Jackson, 1987).



Figura 6 – Trajetórias da linha de costa – regressão normal, forcada e transgressão. Fonte: modificado de Catuneanu (2006).
No caso de costas dominadas por ondas, as sequências transgressivas geralmente exibem uma granocrescência ascendente. Considerando-se uma sequência de ilha-barreira, poderia haver uma sequência de estuários, pântano ou planície de maré, depósitos de transposição de ondas, praia e antepraia da base para o topo (Figura 7). Uma sequência progradacional (regressiva) de um sistema dominado por ondas também apresentaria uma granocrescência ascendente com os litossomas associados à praia e aos cordões dunares recobrindo as unidades de antepraia. Em contraste, em uma costa progradante dominada por maré seriam esperados depósitos com granodecrescência ascendente ou, pelo menos, uma sequência de empilhamento vertical com depósitos arenosos de bancos de inframaré, bancos entremarés, planícies de maré e pântanos da base para o topo (Davis Jr; Hayes, 1984).



Figura 7 – Sequência estratigráfica do sistema de barreira holocênica transgressiva da costa de Delaware. Fonte: modificado de Davis Jr e Hayes (1984).

Além dos fatores apresentados, as características estruturais, estratigráficas e geomórficas de um ambiente pretérito configuram um fator adicional muito importante na evolução dos ambientes costeiros, uma vez que interagem de forma complexa com os processos costeiros modernos para determinar a morfologia e a dinâmica do novo ambiente. Portanto, a configuração ambiental resultante é também produto da herança geológica, uma vez que a assinatura da sua história geológica controla e influencia a morfologia, os processos físicos e sedimentares e as taxas de movimentação da linha de costa atual (Riggs *et al.*, 1995).

Assim como a herança geológica, a ocorrência de múltiplas fontes e processos sedimentares é fator que pode complicar o entendimento da dinâmica e evolução de uma ilhabarreira. O crescimento da ilhabarreira pode ocorrer tanto em direção ao mar, devido à progradação facilitada pelos sedimentos fornecidos pela deriva litorânea ou fonte sedimentar deltaica, quanto em direção ao continente, devido aos leques de transposição e sedimentação efêmera de deltas de maré na laguna da retrobarreira (*e.g.* Garrison Jr *et al.*, 2010). Outros processos sedimentares que aumentam a complexidade do sistema costeiro são (i) a modificação da localização do canal de maré em um estuário em função da entrada de sedimentos pela deriva litorânea e processos eólicos (Sloss *et al.*, 2005) e (ii) a modificação dos processos deposicionais e erosivos em função das variações climáticas (Timmons *et al.*, 2010; Sawakuchi *et al.*, 2008).

3.1.2 Evolução de sistemas estuarinos e de ilha-barreira

A baía de Sepetiba, formada à retaguarda da restinga da Marambaia, é um ambiente que atende a diferentes definições. Ela pode ser considerada uma baía, um estuário (de acordo com o proposto por Dalrymple *et al.*, 1992), uma laguna (de acordo com a definição de Oertel, 1985). Em contrapartida, de acordo com a definição de Oertel (1985), a restinga da Marambaia representa um sistema de ilha-barreira que, segundo o autor, deve consistir de seis elementos principais: o continente adjacente (*mainland*); uma laguna de retrobarreira (*backbarrier lagoon*); um ou mais canais, que conectam a laguna ao oceano adjacente, e deltas de maré associados (*inlet and inlet tidal deltas*); a ilha-barreira propriamente dita (*barrier-island*); uma plataforma (*barrier platform*); e a antepraia (*shoreface*). Por este motivo, o presente item

concentra informações de dois sistemas deposicionais costeiros: os estuários dominados por onda e os sistemas ilha-barreiras.

Dentre os vários sistemas costeiros, os estuários se destacam por serem ambientes geologicamente efêmeros formados durantes eventos transgressivos, uma vez que tendem a se tornar preenchidos e soterrados (desde que a taxa de aporte sedimentar seja suficiente). A área se torna então, ou um delta, se o sedimento é suprido diretamente por um rio, ou uma costa progradante retilinizada (cristas de praia ou planícies de cristas de praia; planícies de maré costeiras), se o sedimento chega à área através de processos marinhos (ondas ou marés, respectivamente) (Dalrymple *et al.*, 1992).

Com relação à distribuição de energia em estuários dominados por onda, Dalrymple *et al.* (1992) salientam que a desembocadura do sistema experimenta elevados níveis de energia associados às ondas e pequena influência das marés (Figura 8A). A ação das ondas combinada com correntes de maré causa transporte de sedimentos ao longo da costa (e em direção ao continente) e para dentro da desembocadura do estuário onde se desenvolve uma (ilha) barreira, um esporão subaéreo ou um banco submerso (Figura 8).

O perfil de energia de um estuário dominado por ondas apresenta dois picos de maior energia separados por um mínimo de energia pronunciado na porção central do estuário: o primeiro pico localizado na desembocadura é causado pela ação da energia das ondas; e o segundo, na cabeceira do estuário, é produzido pela ação das correntes fluviais (Dalrymple *et al.*, 1992; Figura 8A). Esta distribuição da energia produz como consequência uma distribuição bem definida de litofácies na maioria dos estuários dominados por ondas: sedimentos grossos – finos – grossos, respectivamente na região superior, central e inferior do estuário (Figura 8; Roy *et al.*, 1980; Nichols *et al.*, 1991; Dalrymple *et al.*, 1992). Na desembocadura do estuário, na área de alta energia associada às ondas, ocorre acúmulo de areias marinhas sob a forma de bancos de maré transgressivos e/ou depósitos de transposição de ondas (*washover*), sobre os quais são construídas uma barreira ou uma praia cortada por um ou mais canais de maré (Roy *et al.*, 1980; Dalrymple *et al.*, 1992). Deltas de maré enchente progradantes em direção ao continente são também um componente importante do corpo de areia se a influência das marés for moderada (Hayes, 1980).

Além dos cordões arenosos associados aos estuários (Figura 8), outros tipos de barreiras arenosas podem também se formar no ambiente costeiro; todos esses corpos arenosos que

recebem denominações variadas têm em comum a palavra barreira (*barriers*), introduzida por Johnson (1919), devido à proteção física do continente em relação ao aumento do nível do mar e tempestades. Segundo Dillenburg e Hesp (2009), em todo o mundo, as barreiras costeiras são facilmente reconhecidas e comumente denominadas por termos tais que: barreiras, ilhasbarreira, 'barreiras de baías' (*barrier bays*), 'barras barreiras' (*barrier bars*), etc. Mas segundo Otvos (2012), as ilhas-barreira (*barrier islands*) são os tipos mais comuns entre as categorias de barreiras, embora 'esporões barreira' (*barrier spits*) e planícies de crista de praia (*beach ridge plains*) também sejam comuns.



Figura 8 – Distribuição de (A) tipo de energia, (B) componentes morfológicos em vista planar e (C) seção longitudinal das fácies sedimentares dentro de um estuário dominado por onda idealizado. A seção em C representa o início do preenchimento do estuário após um período de transgressão. Observar em B e C o posicionamento relativo da barreira arenosa formada no sistema deposicional de um estuário dominado por ondas. Fonte: Dalrymple et al. (1992).

Deste modo, dentro do contexto dos ambientes sedimentares costeiros, uma ilhabarreira pode ser entendida como a extensão subaérea da acumulação de sedimentos entre dois canais de maré (*inlets*), e entre a antepraia (*shoreface*) e a laguna da retrobarreira, cuja morfologia resulta de uma variedade de processos deposicionais e erosivos marinhos e subaéreos, em que a vegetação pode desempenhar um papel importante tanto na retenção de sedimentos como na morfologia (Oertel, 1985). Para Hayes e Fitzgerald (2013), ilhas-barreira são acumulações de sedimentos inconsolidados construídas por onda, alongadas e paralelas à costa (principalmente areia, mas também incluem mistura de areia e cascalho, bem como cascalho, principalmente em áreas glaciais), que são separadas do continente por baías, lagoas e/ou pântanos e sistemas de canais de maré (*tidal creek systems*). Além disso, os autores supracitados consideram que as ilhas-barreira não ocorrem nas costas de macromaré (amplitudes de maré > 4 m), porque a ação das ondas não é focada por tempo suficiente em um único nível da maré para formar a ilha, de tal forma que as fortes correntes de maré associadas a esses ambientes tendem a transportar a areia disponível para cordões de maré lineares em mar aberto (*offshore linear tidal ridges*).

Em termos arquiteturais, Galloway e Hobday (1983) reconhecem os estilos agradacional, transgressivo e regressivo da evolução de uma barreira: (1) o tipo agradacional se forma quando a taxa de acumulação de sedimentos é igual à taxa de criação de espaço de acomodação de sedimentos. Neste caso, as linhas de costa estuarina e oceânica permanecem paradas no tempo formando um espesso litossoma (Figura 9A); (2) o tipo transgressivo forma-se quando a taxa de acumulação de sedimento é inferior à taxa de criação de espaço de acomodação de sedimentos. As linhas de costa estuarina e oceânica destes corpos migram em direção ao continente através do tempo por erosão pelas ondas e transposição, formando um litossoma litorâneo fino e de baixa altitude (Figura 9B); e, finalmente, (3) o tipo regressivo se forma quando a taxa de acumulação de sedimento excede a taxa de criação de espaço de acomodação de sedimentos. Neste caso, a linha de costa oceânica prograda em direção ao mar enquanto a estuarina permanece relativamente estável, formando uma feição larga e de alta altitude (Figura 9C). Barreiras regressivas têm uma maior capacidade para atenuar o efeito de tempestades de alta energia dentro do estuário do que as barreiras transgressivas devido à sua maior largura e elevação.



Figura 9 – Modelos de evolução de barreira agradacional (A), transgressiva (B) e regressiva (C). Nos quadros à direita, as linhas brancas indicam as linhas de costa estuarinas e as linhas pretas, as oceânicas. Fonte: Timmons et al. (2010) adaptado de Galloway e Hobday (1983).

Sistemas de ilhas-barreira podem migrar em direção ao continente durante uma transgressão através de dois mecanismos: por recuo da antepraia ou por afogamento (Reading; Collinson, 1996). O recuo da antepraia leva à erosão dos sedimentos da antepraia superior e o seu transporte para a antepraia inferior e o mar aberto como camadas geradas por tempestades, ou para a laguna como leques de transposição (*washover fans*). À medida que a antepraia superior, ou zona de arrebentação e de surfe, passa através da ilha-barreira, ela erode as fácies da barreira, lagunares e de transposição depositadas anteriormente. Durante o afogamento, a barreira permanece no mesmo local enquanto o nível do mar sobe até que a zona de arrebentação da praia atinja o topo da barreira. Em seguida, a zona de arrebentação se estabelece na margem interna da laguna, afogando, assim, o corpo arenoso da barreira que, portanto, tem uma grande chance de preservação.

Com relação à geomorfologia geral e à estratigrafia das ilhas-barreiras, Hayes e

Fitzgerald (2013) consideram que o desenvolvimento de ilhas-barreiras transgressivas ou regressivas é controlado pela taxa de aumento do nível do mar em relação ao fornecimento de areia (Curray, 1964 *apud* Hayes; Fitzgerald, 2013). Uma menor oferta de areia e/ou rápida subida do nível de mar promove o desenvolvimento das ilhas migrando em direção ao continente enquanto quando ocorre o contrário, ou seja, um aumento do suprimento de areia e/ou uma rápida descida do nível do mar, as ilhas-barreiras progradam em direção ao mar:

- ilhas-barreira transgressivas são compostas pela coalescência de leques ou terraços de transposição, que se formam quando as ondas de tempestade ultrapassam a barreira, e transportam a areia da praia para a região de retrobarreira (Figura 10, painéis superiores). Este processo autodestrutivo mantém o litossoma da barreira, produz depósito relativamente fino (2 -4 m) sob forma de uma cunha de areia e conchas sobrejacente a sedimentos lamosos originalmente depositados nos estuários ou nas zonas úmidas atrás dos cordões arenosos (Figura 9);
- ii. ilhas-barreira progradantes são tipicamente compostas por múltiplos cordões de duna, ou de praia vegetados, relativamente lineares e paralelos à orientação da linha de costa. Estes cordões representam a posição de paleolinhas de costa e são originalmente formados como uma linha de dunas frontais no pós-praia. As mudanças mais notáveis sobre estes tipos de ilhas-barreira ocorrem onde a migração dos canais de marés provoca erosão nas extremidades dos cordões (Figura 10, painéis inferiores). Processos semelhantes ocorrem quando canais são temporariamente alargados durante grandes tempestades por causa do aumento do fluxo das marés. O crescimento em direção ao mar de cordões progradantes resulta em um litossoma de barreira em forma de cunha, com 6 a 9 m de espessura, que recobre lama marinha (Hayes; Fitzgerald, 2013).



Figura 10 – Morfologia e configuração tridimensional em subsuperfície (estratigrafia) de ilhas-barreira transgressivas (painéis superiores) e progradantes (regressivas; painéis inferiores). Os cortes (A-A') estão localizados em cada um dos mapas de vista em plano. Fonte: Hayes e Fitzgerald (2013).

Para Timmons *et al.* (2010), como a taxa de acumulação de sedimento e a taxa de criação de espaço de acomodação podem mudar ao longo do tempo, o mesmo pode acontecer com a evolução da barreira. Desta forma, a evolução de ilhas-barreira é acionada por uma resposta crítica às forçantes dos mecanismos responsáveis pelos processos sedimentares, e não simplesmente por uma resposta contínua, previsível. Os mesmos autores especulam que, como as linhas de costa estuarina e oceânica das barreiras regressivas são continuamente erodidas e suas características morfológicas (continuidade, altitude e largura) geralmente dificultam a entrada de sedimentos através de transposição e/ou através dos canais de maré, as barreiras regressivas se estreitariam durante um período de transição até atingir uma largura crítica, quando a transposição e a formação de canais de maré passariam a prevalecer e um novo regime transgressivo se estabeleceria (Figura 11).



Figura 11 – Estreitamento de barreiras agradacionais e regressivas através da erosão das linhas de costa estuarina e oceânica durante a transição para a evolução transgressiva. As linhas brancas indicam as linhas de costa estuarinas e as linhas pretas, as oceânicas. Fonte: Timmons et al. (2010).

Em termos de complexidade da evolução de uma barreira costeira regressiva, Dougherty *et al.* (2004) ilustram e representam a intrincada estratigrafia e arquitetura sedimentar da barreira, que atestam uma história deposicional dominada por várias fases erosivas e deposicionais relacionadas a tempestades e a processos de formação de canais de maré (Figura 12).



Figura 12 – Linha GPR da barreira costeira regressiva de Castle Neck (Massachusetts, Estados Unidos) (A). Imagem GPR, com indicação dos principais refletores (B). Interpretação geofísica mostrando a complexa evolução geomorfológica. É possível observar a presença de refletores tangenciais-oblíquos mergulhando para o oceano no setor mais próximo ao continente e refletores interpretados como preenchimento de canais, barras migrando em direção ao continente e depósitos de face de praia no setor mais próximo ao oceano. Fonte: Dougherty et al. (2004).

3.1.3 Ambientes sedimentares do sistema ilha-barreira: nomenclatura, geomorfologia, gênese, estratigrafia e processos associados

Uma definição consistente do que seja uma ilha-barreira precisa incluir, além dos fatores descritivos da morfologia, todos os elementos genéticos, dinâmicos e estratigráficos fundamentais, necessários para a existência de ilhas-barreiras (Oertel, 1985). Neste contexto, o autor propõe que uma ilha-barreira seja considerada o elemento central de um sistema muito maior, chamado de "sistema ilha-barreira", constituído por 6 ambientes costeiros principais, cuja presença é imprescindível para que o termo ilha-barreira seja utilizado: (1) continente; (2) laguna de retrobarreira; (3) canais e deltas de maré; (4) ilha-barreira propriamente dita; (5) plataforma da barreira; e (6) antepraia (Figura 13). Nos próximos itens, os elementos considerados mais importantes para o presente trabalho são apresentados e discutidos.



Figura 13 – Diagrama esquemático do sistema ilha-barreira ilustrando a relação entre os 6 ambientes sedimentares que interagem. Fonte: modificado de Oertel (1985).

3.1.3.1 LAGUNA DE RETROBARREIRA

As lagunas são áreas de águas rasas muitas vezes protegidas do mar por ilhas-barreira onde a salinidade da água varia, dependendo do grau de comunicação com o mar aberto, a quantidade de entrada de água doce de rios e a amplitude de maré (Reading; Collinson, 1996).

Os sedimentos que se acumulam nas lagunas são predominantemente compostos por siltes e argilas geralmente bioturbados. Os depósitos arenosos estão associados aos deltas de maré enchente, bancos de canais de maré e depósitos de transposição de onda (*washover*). Os deltas de maré enchente se formam quando o fluxo em direção à costa (*onshore*) através das desembocaduras é a força predominante que afeta a sedimentação, de maneira que a acumulação de sedimentos ocorre no lado continental do canal de maré em padrões complexos de canais, bancos, barras e pequenas formas de fundo (Oertel, 1985). Em geral, o fechamento

de uma laguna de retrobarreira seria controlado pela expansão de pântanos de franja (*fringing marshes*), deltas de marés ou aporte fluvial/colmatação (Oertel, 1985; Fornari *et al.*, 2012; Hatushika, 2008).

3.1.3.2 CANAIS E DELTAS DE MARÉ

Os canais de maré (*tidal inlets*) são desenvolvidos extensivamente em sistemas ilhabarreira/laguna em ambientes de micro e mesomaré, por causa dos elevados volumes de água, inundação e vazante das águas na laguna e nas planícies de maré (Moslow; Tye, 1985).

A geomorfologia de um canal de maré resulta da sua adaptação à ação dinâmica tanto das correntes de maré quanto das ondas, enquanto que a sua gênese pode estar associada a mecanismos diversos como: (1) entalhamento de canais pela ação de tempestades; (2) delimitação de canais pelo crescimento de esporão através das entradas de vales inundados; (3) interseção de importantes canais de maré pela migração em direção ao continente de ilhasbarreira transgressivas; e (4) canais uniformemente espaçados controlados pelo prisma de maré, que evoluem em regiões sem significativos vales fluviais pretéritos (Hayes; Fitzgerald, 2013). No caso da formação de canais condicionada pela ocorrência de eventos atmosféricos extremos, como marés meteorológicas e furacões, a influência atmosférica aumenta o volume de água a ser trocado entre os estuários e o mar, de maneira que eventos de tempestades frequentes resultam na formação de entradas efêmeras para acomodar esta troca adicional. Estes canais podem ser claramente imageados em seções sísmicas (Figura 14). Um exemplo é o registro geofísico de Assateague Island (Carolina do Norte), uma ilha-barreira retrogradante dominada por ondas, cujo imageamento sísmico mostra uma clara evidência de um canal preenchido, com a presença de refletores relacionados a estruturas côncavas semelhantes a canais, mas sem a presença de feições de mergulho que indique migração (Figura 14). Essas feições são sobrepostas por fácies eólicas, que recobrem a maior parte do litossoma de barreira desta região (Seminack; Buynevich, 2013). No entanto, feições de migração de canal, consistentes com a direção do transporte de sedimentos ao longo da costa de Assateague Island (para sul), são também evidenciadas pela direção de mergulho de refletores de preenchimento de canal (Figura 16).



Figura 14 – Registro fotográfico dos 3 canais formados durante o furacão Isabel que atingiu a costa leste dos Estados Unidos em 2003 em imagem de satélite (painel superior) e registro geofísico (GPR) dos canais após preenchimento antrópico 40 dias após a passagem do furacão (painel central). Modelo digital de elevação dos canais mostrando um delta maré enchente e um delta maré vazante incipientes e o canal principal, que chega a 6 metros de profundidade (painel inferior). Fonte: Mallinson et al. (2008).



Figura 15 – A: registro geofísico (GPR) de um paleocanal (linha strike) localizado na Assateague Island (Maryland, EUA). A atenuação do sinal de radar pode ser observada nas margens do paleocanal devido à presença de sedimentos mais finos. B: Imagem de satélite de um canal que representa um análogo moderno do canal mostrado em A (Drum Inlet, Carolina do Norte). A linha tracejada indica a porção do perfil GPR representado em A. (Google Earth). Fonte: Seminack e Buynevich (2013).



Figura 16 – Registro geofísico (GPR) de um paleocanal com migração (linha strike) localizado na Assateague Island (Maryland, EUA). Observe os refletores mergulhantes para SSO representativos da direção de migração do canal. Fonte: Seminack e Buynevich (2013).

Uma importante feição sedimentar associada aos canais de maré são os deltas de maré. Os deltas de enchente são importantes ambientes de sedimentação, particularmente se as embocaduras são dominadas por onda (Hubbard *et al.*, 1979). Eles formam uma porção significativa das fácies lagunares, especialmente se migram lateralmente com o canal de entrada da maré (*inlets*), podendo apresentar estruturas sedimentares que variam de camadas frontais planas aos tipos *flaser* e *wavy* típicos de sedimentação estuarina (Oertel, 1985; Kumar; Sanders, 1974; Figura 17). Já os deltas de maré vazante se formam ao largo dos canais de saída da maré, particularmente onde ocorre o domínio da maré (Hubbard *et al.*, 1979). Assim como para os canais de maré, a morfologia dos deltas de maré é controlada pela magnitude relativa da energia associada às ondas comparada com a energia das marés (Hubbard *et al.*, 1979; Hayes; Fitzgerald, 2013).



Figura 17 – Distribuição de fácies no entorno de um canal de maré. Fácies I: areias bem selecionadas em camadas frontais interestratificadas, lâminas horizontais e em formato de cunha; Fácies II: camadas frontais interlaminadas com flaser de pelotas fecais; Fácies III: estratificação wavy composta por camadas frontais interestratificados bidirecionais e camadas de lama e pelotas fecais; Fácies IV: camadas frontais de material arenoso com seixos de lama ao longo dos planos de estratificação; Fácies V: camadas tabulares de lama e camadas frontais de megaripples; Fácies VI: depósito residual de material erodido do substrato pré-holocênico. Fonte: modificado de Oertel (1985).

3.1.3.3 Ilha-barreira

A ilha-barreira é a expressão subaérea do acúmulo de sedimentos entre dois canais e entre a antepraia e a laguna de retrobarreira, cuja morfologia é o resultado de uma variedade de processos de deposição e erosão marinha e subaérea (Oertel, 1985). Os principais ambientes sedimentares de uma ilha-barreira são: praias, dunas frontais (*foredunes*), cordões dunares (*dune ridges*), cristas de dunas, terraços de retrobarreira (*barrier flats*), áreas pantanosas (pântanos salgados, manguezais; *salt marshes, mangroves*), leques de transposição, esporões e planícies de maré (Oertel, 1985; Figura 18).



Figura 18 – Diagrama esquemático de uma ilha-barreira ilustrando a relação entre os principais ambientes sedimentares e suas feições. Fonte: modificado de Oertel (1985).

A denominação cordão litorâneo tem sido utilizada de forma genérica para englobar os termos *beach ridge*, *berm ridge* e *dune ridge* que assumem conotação genética específica. Desta forma, o termo "cordão" tem sido utilizado como a tradução mais usual de *ridge*, que possui conotação morfológica de feição positiva, estreita e alongada (Guedes, 2009). Assim, cordões litorâneos podem ser entendidos como acumulações sedimentares semiparalelas localizadas em áreas costeiras, sem conotação genética.

As cristas de praia (*beach ridges*) são depósitos essencial ou predominantemente marinhos alinhados ao espraiamento, formados por ondas de tempestade ou pelo próprio espraiamento que apresentam estruturas sedimentares internas do tipo camadas frontais (*foresets*) íngremes (Hesp *et al.*, 2005). Quatro modos principais para a formação das cristas de praia são (Tamura, 2012):

(1) acúmulo de cascalho nas praias por ondas de tempestade (*overwash*), quando a estratificação com mergulho em direção ao continente estaria associada a este processo (Figura 19A);

- (2) progradação da face de praia arenosa por ondas de tempo bom com a construção de berma ou duna frontal, sem a necessidade de oscilações do nível do mar (Figura 19B, C). Davies (1957 *apud* Tamura, 2012) destacou a importância da formação de berma na recuperação da praia após a erosão de uma tempestade, uma vez que a berma é a única crista/cordão formado por ondas. O autor considerou ainda que a vegetação na berma aumenta a captura de areia eólica e resulta em uma crista pronunciada, enquanto que o reverso da berma forma a cava (*swale*);
- (3) a junção de barras longitudinais é inferida como um mecanismo de formação em vários sistemas de cordões litorâneos (Figura 19D), mas é considerada rara em geral (Carter, 1986);
- (4) a alteração dos níveis de alcance máximo do espraiamento (*run-up*) das ondas devido a oscilações do nível do mar foi proposto por Tanner (1995) para a formação de cristas de praia ao longo das costas arenosas de baixa energia (Figura 19E).



Figura 19 – Ilustração esquemática mostrando processos de formação de cristas de praia (painel à direita) e a estrutura sedimentar interna associada (painel à esquerda). MSL, o nível médio do mar (mean sea level); FWSH, altura de espraiamento de onda de tempo bom (fairweather wave swash height); STSH, altura de espraiamento de onda de tempestade (storm wave swash height); MSHCW, altura máxima de espraiamento de onda construtiva (maximum swash height of constructive wave). Fonte: Tamura (2012).

A arquitetura interna das cristas de praia pode ser indicadora (*proxies*) de paleoníveis do mar (Tamura, 2012). Neste caso o contato entre as unidades de capeamento eólico e a face de praia e o contato entre a face de praia e a unidade de antepraia superior, podem representar, respectivamente, o nível de espraiamento da ação das ondas no ambiente praial e o nível de baixa-mar.

Outras duas importantes feições do contexto praial são as bermas (*berm*) e as dunas frontais (*foredunes*). Bermas são cordões paralelo à costa formado no limite superior do espraiamento; assim como as cristas de praia, também são construídos pela ação das ondas, mas muitas vezes não são persistentes à erosão por ondas de tempestades (Hesp, 1999). Bermas exibem estruturas de acamamento de baixo a relativamente alto ângulo na face da berma, dependendo do tipo de zona de surfe e de praia e estruturas laminadas de ângulo muito baixo, quase horizontais no pós-praia (Reineck; Singh, 1986). Já as dunas frontais (*foredunes*) são genética e morfodinamicamente distintas das cristas de praia, pois estas feições são dunas de areia, vegetadas, formadas na zona de pós-praia por deposição de areias eólicas favorecido por vegetação específica - a qual tem o crescimento estimulado pela deposição de areia. São geralmente rampas, terraços e cristas convexas paralelas à costa e vegetadas, separadas por cavas côncavas (Hesp, 1999). Eventualmente, as dunas frontais se desenvolvem através do crescimento e da combinação de dunas embrionárias (Otvos, 2000). Estas feições costeiras tendem a apresentar estruturas sedimentares longas, convexas e de baixo ângulo, quando formados em moderada a alta densidade de vegetação (Hesp, 1983).

Outras feições comuns no ambiente da ilha-barreira são os canais de transposição de ondas e os canais de maré de curta duração formados por tempestades. Esses canais erodem os depósitos eólicos adjacentes à face da praia e permitem que sedimentos entrem na laguna. Leques de transposição se formam na retrobarreira na desembocadura dos canais de transposição e canais temporários, e são unidades de areia em forma de lóbulo depositadas sob forma de uma fina camada como resultado de um fluxo superficial durante eventos de transposição das ondas, como as tempestades (Hayes, 1967). Os leques de transposição, com ou sem canalizações, podem ser difíceis de identificar na subsuperfície, sendo que aqueles mais espessos (> 1 m) e espacialmente maiores (1 km² ou mais) representam os depósitos mais propensos a serem preservados (Hudock *et al.*, 2014). A fina camada de areias de formato laminar resultante do processo tem bases erosivas planas que podem apresentar depósitos

residuais ricos em conchas e geralmente são dominados por camadas paralelas bem definidas. Estruturas subordinadas incluem: laminação antiduna; laminação de marca de onda; e camadas frontais (*foresets*) com mergulho em direção ao continente que são particularmente comuns na margem distal do leque, onde adentram as águas da laguna (Schwartz, 1975, 1982; Figura 20). Leques de transposição associados a canais temporários podem evoluir para deltas de maré enchente que se espalham de acordo com migração do canal (Moslow; Heron, 1978).



Figura 20 – Estruturas sedimentares em leques de transposição. Fonte: modificado de Schwartz (1982).

Os terraços de retrobarreira (*barrier flats*) são descritos por Oertel (1985) como um dos subambientes sedimentares na margem lagunar da ilha-barreira. Eles constituem áreas de baixa altitude que podem resultar da destruição de áreas de dunas por processos de transposição de ondas, da coalescência de leques de transposição de ondas ou da erosão da margem lagunar e por processos lagunares de erosão e deposição. A progradação de terraços de retrobarreira em lagunas fornece uma plataforma para retrogradação de ilhas-barreira (Pierce, 1970 *apud* Oertel, 1985).

Os esporões (*spits*) são cordões ou bancos de sedimentos ligados ao continente em uma extremidade e terminando em águas abertas na outra, formados pela ação das ondas e da deriva litorânea (Evans, 1942), enquanto o termo esporão cuspidado (*cuspate spit*) designa esporões de grandes projeções triangulares que podem ser construídos através de: (1) deposição sedimentar em área influenciada por vórtices de direções opostas; (2) deposição dentro da zona de sombra das ondas; (3) deriva litorânea, construindo uma série de pontas recurvadas no esporão com posterior modificação por ondas; (4) repetidos rompimentos da barreira com

deposição de sedimentos através da transposição (*overwash*); ou (5) deposição sedimentar influenciada por processos de transposição quando há alteração das correntes devido à entrada de sedimentos por transposição (Fisher, 1955).

O modelo de formação de esporões dentro de lagunas de Zenkovitch (1959) considera a circulação promovida pelos ventos como o agente físico determinante na construção dos esporões intralagunares. De acordo com esse modelo, quando as ondas direcionadas ao longo da laguna são refratadas (perdendo energia) e o fluxo de sedimentos encontra uma pequena irregularidade em sua trajetória na linha de costa, sedimentos são depositados e um esporão cresce com um determinado ângulo em relação à direção das ondas, que pode variar em função da granulometria do material e da inclinação do fundo. Conforme o esporão cresce, forma-se uma zona de sombra para a ação das ondas, que protege a porção adjacente à costa das **ondas predominantes** (Figura 21). **Ondas secundárias** (menores) podem penetrar pela direção oposta e causar o retrabalhamento dos sedimentos entre o esporão e a linha de costa.

Desta forma, uma série de cordões ou pequenos esporões de configuração arqueada são formados. Quanto menor a diferença entre a ação das ondas predominantes e das ondas secundárias, maior o deslocamento do preenchimento devido às ondas secundárias em direção à ponta do esporão. O sedimento usado no preenchimento secundário é originário da erosão da costa retilínea da zona de sombra do esporão principal. Esta é a razão para a formação de largas baías em meia lua (Figura 21). Continuando ao longo da costa na direção das ondas predominantes, ocorre o ponto de divergência do fluxo na borda da zona de sombra (círculo vermelho na Figura 21). A energia das ondas do sistema principal começa a prevalecer novamente e a partir deste ponto o fluxo de direção oposta à direção do sistema de ondas predominantes causa a formação de um novo esporão. A porção da costa está sujeita à erosão na raiz de cada esporão e a velocidade do fluxo no esporão é aumentada, o esporão tende a se tornar mais estreito e a migrar a sotavento, ao mesmo tempo que a ponta do esporão continua a crescer (Zenkovitch, 1959).



Figura 21 – Esquema da dinâmica de deslocamento assimétrico de esporões proposto por Zenkovitch (1959). 1 - setores da costa que erodem; 2 – cordões litorâneos; 3 - magnitude relativa e orientação das ondas locais resultantes; 4 - fluxo de sedimentos ao longo da costa; e 5 – fração de sedimento que vai para as áreas mais profundas. A linha tracejada mostra o limite de sombra da ação das ondas. A seta vermelha representa a direção das ondas predominantes e a azul, a direção das ondas secundárias. O círculo vermelho mostra o ponto de divergência do fluxo no limite da zona de sombra. Entre os dois esporões é formada uma baía em meia-lua. A posição anterior do esporão é mostrada na extremidade esquerda da figura, onde pode ser visto que alguns cordões do esporão atual são prolongamentos de alguns cordões do esporão na sua localização anterior. Fonte: modificado de Zenkovitch (1959).

3.1.3.4 PLATAFORMA DA BARREIRA

A plataforma de barreira é a subestrutura estratigráfica de uma ilha-barreira associada essencialmente à origem e evolução do sistema de ilhas-barreira (Leatherman, 1985). As plataformas de barreira podem ser, por exemplo, elevações topográficas pré-holocênicas em superfícies continentais submersas. Em outras palavras, a plataforma da barreira representa a base estratigráfica onde a ilha-barreira é construída (Oertel, 1985).

As plataformas de barreira são muitas vezes compostas por uma variedade de depósitos holocênicos dos outros cinco elementos sedimentares costeiros do sistema ilha-barreira (Oertel, 1985). Esporões, bancos de areia, barras e depósitos sedimentares relacionados aos canais de maré são plataforma holocênicas comuns em sistemas de ilhas e canais com migração lateral (Kumar; Sanders, 1974). Onde depósitos de transposição de onda acompanham o recuo da linha de costa, materiais lagunares lamosos podem fornecer uma plataforma para as ilhas-barreira retrogradantes. Sistemas ilha-barreiras que têm um balanço sedimentar estável ou positivo podem progradar em direção ao oceano sobre depósitos de antepraia. Durante o processo

progradacional, os depósitos de antepraia (*shoreface*) que atuam como a plataforma para o sistema ilha-barreira são geralmente parcialmente retrabalhados pela ação das ondas, de maneira que o seu reconhecimento pode ser muito difícil (Oertel, 1985).

3.1.3.5 ANTEPRAIA (SHOREFACE)

O termo antepraia (*shoreface*) se aplica à zona costeira do leito marinho abaixo da linha de baixamar (Johnson, 1919) e pode se estender até cerca de 15-20 m, a partir de onde se desenvolve a plataforma continental interna (Swift *et al.*, 1985). Em equilíbrio, a antepraia tem um perfil que representa um balanço entre a quantidade de energia necessária para remover o sedimento e a disponibilidade de fontes/processos costeiros que atuem neste sentido (Johnson, 1919; Swift, 1975). A antepraia pode ser dividida em duas zonas distintas: a antepraia superior e a antepraia inferior. A antepraia superior é dominada pelo empinamento e arrebentação das ondas e que se estende um pouco além da zona de arrebentação de ondas de tempestade. Já a antepraia inferior é influenciada pela combinação de correntes induzidas pelo movimento orbital das ondas e correntes da plataforma continental interna (Oertel, 1985).

A arquitetura sedimentar da antepraia e o desenvolvimento de suas fácies sedimentares são influenciados pela morfodinâmica costeira que pode favorecer a formação de depósitos com espessura de ~ 4 m próximo à praia, de onde se afina em direção ao mar até a profundidade de cerca de 9 - 12 m (*e.g.* Schwartz e Birkemeier, 2004). Depósitos sedimentares típicos da antepraia podem ser marcados por superfícies erosivas côncavas sobrepostas por cascalhos e areias finas a médias com estratificação cruzada, refletindo a incisão das calhas longitudinais e subsequente agradação dominada pelas correntes comuns à ciclicidade erosional e acrecionária dos processos praiais (Schwartz; Birkemeier, 2004; Figura 22).



Figura 22 – Diagrama esquemático resumindo morfologia da antepraia, superfícies de erosão preservadas, transporte transversal à costa e as propriedades associado aos limites entre antepraia externa (lower ramp) dominado por ondas e antepraia influenciada por correntes litorâneas. Os asteriscos indicam os dados de Larson e Kraus (1994). A sigla NGVD é uma indicação sobre o datum vertical utilizado (1929 National Geodetic Vertical Datum). Fonte: Schwartz e Birkemeier (2004).

3.2 CURVAS DE VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR

3.2.1 Variações do nível do mar nos últimos 500 mil anos

Em plataformas continentais, termicamente maduras e tectonicamente calmas, as oscilações eustáticas na escala dos últimos 500 ka estão primeiramente associadas à glacioeustasia. Deve-se, no entanto, descontar as pequenas amplitudes de nível relativo do mar decorrentes de movimentos flexurais de borda de plataforma, devido aos efeitos de reajustamento em função do afogamento das plataformas durante os períodos de deglaciação

(*e.g.*, Siddal *et al.*, 2003; Rabineau *et al.*, 2006). No caso de áreas sujeitas a reativações tectônicas e a neotectonismo, por exemplo, há de se considerar igualmente o efeito da tectonoeustasia.

Contudo, as curvas de variação do nível do mar global dos últimos 500 ka, compiladas por Rabineau et al. (2006) evidenciam ciclos de oscilações eustáticas com padrão de frequência e amplitudes bastante homogêneos (Figura 23). As curvas compiladas são baseadas em diversas medições e datações pontuais, em medidas das variações isótopicas de δ^{18} O da água do mar, e em modelagens glacioeustáticas, estratigráficas e hidroestáticas para as devidas correções. Mas mesmo baseadas em diferentes indicadores (proxies) e métodos de medições, as curvas são bastante semelhantes (Figura 23). É importante notar, no entanto, que essas curvas aparentemente semelhantes, apresentam algumas diferenças importantes, principalmente nos valores de amplitude. Estas diferenças revelam a influência dos principais fatores indutores, e dominantes, das oscilações eustáticas decorrentes das variações dos parâmetros astronômicos da Terra - os Ciclos de Milankovitch (periodicidade de 100 ka, 40 ka e 20 ka). Outra observação a ressaltar é que essas curvas revelam a predominância de regressões que ocorrem na escala temporal de 100 ka, com amplitudes da ordem de \pm 120-140 m, interrompidas por oscilações de mais alta frequência e menores amplitudes relativas (\pm 40-60 m), nas escalas de 40 ka e 20 ka. Em contrapartida, as curvas de transgressão evidenciam que estas ocorrem de forma bem mais rápida (~20 ka de duração) descrevendo gradientes consideravelmente mais homogêneos (Figura 23).



Figura 23 – Síntese de dados de variação do nível do mar (a partir de curvas de isótopos, modelagem glacioeustática, modelagem estratigráfica e medições pontuais). Cruzes são estimativas do nível do mar para o último ciclo glacial-interglacial baseado em datação por U-Th em recifes de corais e outras evidências. Escala no eixo direito: variações de $\delta 180$ da água derivado do $\delta 180$ atmosférico. Escala no eixo da esquerda: nível relativo do mar (RSL) para medições pontuais. Fonte: Rabineau et al. (2006).

Já na escala da Figura 24, as variações do nível do mar associadas às transgressões apresentam-se mais homogêneas. Entretanto, como apontado por Reis *et al.* (2013b), os dados globais de nível do mar para a curva eustática da transgressão desde o Último Máximo Glacial (LMG) se baseiam em diferentes indicadores (*proxies*) e métodos de modelagem, e indicam que o nível do mar se elevou rapidamente (± 120 m em 20 ka; *e.g.* Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990, 1996, 2010; Lambeck e Bard, 2000; Lambeck *et al.*, 2002, 2004; Berné *et al.*, 2007; Clark, 2009). A Curva de Bard *et al.* (1990), proposta para a área de Barbados através de medições de isótopos estáveis em corais na região, mostra que a taxa de primeira ordem de elevação do nível do mar durante toda a deglaciação (~20 ka até o presente) situa-se em torno de 5-6 m/ka (Figura 24). Entretanto, a taxa de elevação não é uniforme, pois a deglaciação também foi caracterizada por períodos de aceleração de subida do nível do mar, os chamados *Melt Water Pulse*, separados por períodos de desaceleração entre ~16 ka e 12 ka, e entre ~11,8 ka (início do Holoceno) e ~9,8 ka (Figura 24; Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990). Na ausência de dados sobre a curva de elevação do nível de mar desde o LGM na plataforma fluminense, a curva de Bard *et al.* (1990) pode ser aplicável para uma análise de primeira ordem na região de estudos. Através desta curva pode-se avaliar a relação entre taxas de aceleração e/ou desaceleração da elevação do nível do mar durante a deglaciação, e taxas de aporte sedimentar na região da restinga da Marambaia, com vistas a auxiliar a compreensão de sua arquitetura interna.



Figura 24 – Curva eustática do Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos ~22 ka) compilada por Duncan et al. (2000) a partir de dados de variações de $\delta^{18}O e^{14}C$ marinhos em recifes de corais (painel superior); e zoom da curva de nível do mar para os últimos 22 ka, baseada em medições de isótopos estáveis em corais na região de Barbados (painel inferior; Bard et al., 1990). Fonte: modificada de Duncan et al. (2000) por Friederichs (2012).

3.2.2 Variações do nível relativo do mar para a costa sudeste brasileira nos últimos 7 ka

Não dispomos na margem sudeste do Brasil de curvas de variações eustáticas que englobem todo o período de deglaciação. Conforme apontam Angulo e Lessa (1997), as primeiras tentativas de se propor curvas de variação do nível relativo do mar para a margem leste brasileira foram realizadas a partir de datações de amostras de depósitos sedimentares (fragmentos de madeira e conchas) e de sambaquis do litoral de Cananéia englobando os últimos ~7 ka (Figura 25f) (Suguio; Martin, 1976). Desde então, outras oito curvas regionais foram propostas para diferentes locais ao longo da costa brasileira. Observa-se que as curvas entre Salvador e Itajaí (Figura 25a-h) seguem a mesma tendência geral: uma queda geral do nível do mar, depois seguido de um máximo de cerca de 5 m atingido na transgressão marinha pós-glacial (PMT) cerca de 5100 anos AP, intercalado com dois intervalos de oscilações negativas ao nível do mar que podem ter sido igual ou inferior à elevação presente (4100-3800 e 3000-2700 anos AP) (Suguio *et al.*, 1985).

Embora haja concordância da comunidade científica quanto aos aspectos gerais dessas curvas como, por exemplo, a posição do nível do mar atual ter sido atingida entre 6,5-7,0 ka A.P., persistem discordâncias quanto às oscilações de mais alta frequência entre 5,5-2,0 ka A.P. (Figura 25). Angulo e Lessa (1997), por exemplo, consideraram que as evidências das oscilações secundárias do nível do mar no estado do Paraná e sul do estado de São Paulo baseadas em dados de sambaquis (*shell-middens*) são incoerentes e contraditórias, uma vez que: (i) sambaquis não são indicadores do paleonível do mar confiáveis, especialmente quando eles estão localizados em sedimentos paleoestuarinos, muito sujeitos à compactação e à desidratação devido a sua própria carga; e (ii) é arriscado supor que sambaquis só seriam construídos acima dos níveis de maré alta, uma vez que é difícil de se avaliar o aspecto cultural de uma população antiga. Como consequência de tais considerações, Angulo *et al.* (2006) revisaram indicadores do paleonível do mar nova curva de variação do nível do mar baseada nas datações de vermetídeos. Essas curvas mostram um nível relativo do mar máximo próximo a 5,5 ka A.P., seguido de uma queda suave e contínua do nível do mar até sua posição atual (Figura 26).



Figura 25 – Curvas do nível do mar brasileiras para os últimos 7000 anos. Fonte: compilado de diversos autores por Angulo e Lessa (1997).



Figura 26 – Curva de variação do nível relativo do mar do presente a 7 mil anos atrás para a costa leste brasileira (círculos vazios e linhas sólidas), baseada em datações de vermetídeos. Os quadrados vazios e as linhas tracejadas se referem à variação relativa do nível do mar do estado de Santa Catarina. Outliers dentro do conjunto de dados são mostrados com círculos completos e quadrados. Fonte: Angulo et al. (2006).

Como as curvas das variações eustáticas na margem sudeste do Brasil se restringem aos últimos 7 ka (*e.g.* Angulo *et al.*, 2006), a interpolação destas com dados globais de variações eustáticas (*e.g.* as curvas de Bard *et al.*, 1990) representam a melhor alternativa para representar as variações do nível do mar dos últimos 22 ka, ou seja, desde o Último Máximo Glacial (LMG) (Figura 27). Este recurso já foi utilizado de maneira satisfatória em trabalhos do grupo GEOMARGEM (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013a) e foi também utilizado no presente trabalho. Em ambos os casos, foi suficiente para atender ao objetivo de correlacionar a arquitetura estratigráfica e a evolução geológica de um sistema costeiro do sudeste brasileiro ao contexto eustático e geocronológico.

A curva composta de Bard *et al.* (1990) e Angulo *et al.* (2006) mostra que a taxa de variação do nível do mar não é uniforme, com períodos de variação da taxa de subida e de descida do nível do mar. Para os últimos ~20 ka até ~8 ka (Bard *et al.*, 1990), esta taxa situa-se em torno de 5-6 m/ka (Figura 22), enquanto que desde o último máximo transgressivo (~5,8 ka) até o presente (Angulo *et al.*, 2006), a taxa foi de cerca de 0,7 m/ka. É interessante notar ainda que o último nível de mar alto (~ 3,5 m acima do atual) pode ter durado algumas centenas de anos entre 5 e 5,8 ka, sem que tenha havido um pico distinto (Figura 26 e Figura 27).



Figura 27 – Curva de variação do nível do mar do presente aos últimos 22 ka, composta a partir da integração das curvas de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006). A: curva baseada em medições de isótopos estáveis de 230Th; B: curva baseada em medições de isótopos estáveis de 14C. A linha pontilhada representa uma interpolação linear justificada pela ausência de dados.

Capítulo 4

ÁREA DE ESTUDO

A restinga da Marambaia representa o limite sul da baía de Sepetiba, localizada no oeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 1). A restinga da Marambaia é um corpo arenoso de cerca de 40 km de extensão e largura máxima de 5 km; na sua parte central está reduzida a cerca de 100m de largura, de onde se tem a impressão de rompimento iminente, reforçada pela ocorrência eventual de transposição de ondas e tendência erosiva do flanco lagunar (Muehe *et al.*, 2006). Essa construção sedimentar é limitada por água em todos os lados, de forma que atende à definição de ilha-barreira de Oertel (1985): a norte está a baía de Sepetiba, um corpo d'água com área de cerca de 300 km², a sul localiza-se o oceano Atlântico; a leste se localizam os sinuosos canais de maré de Barra de Guaratiba, e a oeste encontra-se a principal conexão da baía com o oceano aberto.

A área do presente estudo engloba tanto a porção emersa da restinga da Marambaia, quanto seu entorno submerso raso: a região costeira do lado oceânico, localizada a sul, compreende a região de praia, antepraia e plataforma interna até cerca de ~20 m de profundidade, totalizando uma faixa E-O de cerca de 8 km de largura; a região ao norte corresponde à porção rasa da baía de Sepetiba, que se estende entre zero e ~ -10 m de profundidade, englobando uma faixa de cerca de 5 km de largura (Figura 1).

4.1 GEOLOGIA REGIONAL

Em termos regionais, a área de estudo se localiza na região costeira da plataforma sul fluminense, no setor norte da bacia de Santos, inserida espacialmente dentro do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). O SRCSB compreende uma série de grábens costeiros, com extensões na plataforma continental das bacias de Santos e de Campos, que se estendem como vales tectônicos de direção geral SO-NE alterando a morfologia das serras do Mar e da Mantiqueira (Zalán; Oliveira, 2005). O SRCSB é composto por quatro grandes riftes ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Zalán; Oliveira, 2005; Figura 28). O Gráben da Guanabara, que integra parte do rifte litorâneo, foi ainda subdividido por Zalán (2004) nos sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, separados por um divisor de águas (a Zona de Transferência Tinguá-Tijuca) e pela região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e da Ilha Grande (Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba) (Figura 29). O perfil dos grábens é invariavelmente assimétrico com a borda falhada sempre ao pé da Serra do Mar (Zalán; Oliveira, 2005).



Figura 28 - Arcabouço estrutural regional do SRCSB interpretado em imagem de satélite do Sudeste do Brasil (Landsat 7). Fonte: Zalán e Oliveira (2005).



Figura 29 – Imagem de satélite (Landsat 7) com a interpretação estrutural detalhada do Gráben da Guanabara, subdividido em sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, pelas Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba. A restinga da Marambaia, área de estudo do presente trabalho, está destacada pelo retângulo vermelho. Fonte: modificado de Zalán e Oliveira (2005).

O modelo genético evolutivo apresentado por Zalán e Oliveira (2005) para o SRCSB concatena os seguintes eventos geológicos, que ocorreram na região das bacias de Campos e Santos continuamente subsidentes e receptoras dos detritos resultantes do intemperismo e erosão destes elementos morfotectônicos: (1) o deslizamento para oeste da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (a Pluma de Trindade) durante o Neocretáceo; (2) o soerguimento neocretáceo contínuo e maciço do embasamento cristalino (entre 89-65 Ma; Figura 30); (3) a formação de um extenso planalto neocretáceo, a chamada Serra do Mar Cretácea (SMC); (4) a ruptura/individualização de blocos por instabilidade gravitacional da SMC (entre 58-20 Ma); (5) a movimentação vertical diferencial destes e a efusão de lavas alcalinas durante o Paleógeno. Logo após uma fase de abatimento acelerado de blocos durante o Mesoeoceno, iniciou-se o aprisionamento de depósitos clásticos nos grábens formados (Zalán; Oliveira, 2005). Com o abatimento do bloco costeiro da SMC foi possível se desenvolver uma ampla plataforma continental nas bacias marginais a partir do Mesoeoceno, o que permitiu o acúmulo de areias em ambientes marinhos rasos de alta energia.



Figura 30 – Reconstituição da SMC (área alaranjada). A linha de costa atual está mostrada em azul. Fonte: Zalán e Oliveira (2005).



Figura 31 – Mapa aeromagnetométrico de alta resolução integrado com imagem de satélite do Sudeste do Brasil ilustrando as prováveis redes, fluviais ou submarinas, lineares e confinadas, que drenaram o SRCSB e alimentaram as bacias de Santos e de Campos no Neopaleoceno-Mioceno. Fonte: Zalán e Oliveira (2005).
Segundo Zalán e Oliveira (2005), a drenagem do rio Guandu desenvolvida dentro do Rifte Litorâneo (neste caso o Gráben da Guanabara) foi o provável alimentador das areias mesoeocênicas para a região da Bacia de Santos, que engloba a área de estudo (Figura 30). Atualmente, os principais afluentes para a área, no caso capturados pela baía de Sepetiba, são: rio Guandu (conhecido como canal de São Francisco); rio da Guarda; canal de Itá (ligado ao rio Guandu-Mirim); rio Piraquê; rio Portinho; rio Mazomba e rio Cação, cujas vazões médias estão mostradas na Tabela 1.

Nome do rio	Descarga (m ³ /s)
Rio da Guarda	6,8
Canal de São Francisco	89,0
Canal Guandú	8,8
Canal Itá	3,3
Rio Piraquê	2,5
Rio Cação	1,1

Tabela 1 – Descarga média dos rios que desaguam na baía de Sepetiba (localização na Figura 1). Fonte: modificado de Cunha et al. (2006).

4.2 SEDIMENTAÇÃO E REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA DE ESTUDO

4.2.1 Sedimentação e registro estratigráfico na plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia

Maia (2014) identificou o registro sedimentar da plataforma continental da bacia de Santos dos últimos 49,5 Ma subdividindo a sucessão estratigráfica em nove sequências e dez superfícies estratigráficas principais, compondo 3 megassequências: Megassequências A, formada durante o Eoceno-Oligoceno Inferior (49,5-30 Ma); Megassequência B, formada durante o Oligoceno Inferior-Mioceno Médio (30-11,5 Ma); e a Megassequência C, formada nos últimos 11,5 Ma, que tem como limite-topo o fundo marinho atual. Neste contexto, a sequência identificada como SC9 (últimos ~ 600ka), é composta pelo empilhamento de 71 sequências de 4^a ordem (sequências SQ1-SQ5), limitadas por superfícies claramente erosivas, depositadas no contexto das oscilações glacioeustáticas de alta frequência (~100 ka) e alta amplitude (\pm 100–120 m) que caracterizam o Pleistoceno Médio-Holoceno.

Notar que o intervalo estratigráfico focalizado no presente estudo é parte da sequência SQ5 (sequência rosa na Figura 32; Maia, 2014), ilustrada numa seção sísmica *dip* e localizada ao largo da restinga da Marambaia, onde podem ser observadas as sequências sedimentares correlacionadas a diferentes ciclos de variação de nível de mar. A SQ5 de Maia (2014) representa um meio ciclo deposicional, representando sistemas transgressivos e de mar alto depositados desde o início da última deglaciação a partir de ~20 ka A.P. (Reis *et al.*, 2013a).



Figura 32 – Interpretação do perfil sísmico de alta resolução detalhando as sequências internas (SQ1-SQ5) que compõem a sucessão estratigráfica dos últimos 600 ka (sequência SC9). Correlação da interpretação das sequências identificadas no perfil sísmico com o envelope da compilação das curvas de variação eustática de Rabineau et al. (2006) (painel superior). Fonte: Maia (2014).

Estudos de Friederichs (2012) e Friederichs *et al.* (2013) na plataforma interna-média à frente e ao largo da restinga da Marambaia (ver correlação no painel superior à esquerda da Figura 33) evidenciaram detalhes da estratigrafia e da arquitetura interna das sequências

deposicionais SQ4 e SQ5 de Maia (2014), através de uma base de dados sísmicos de mais alta resolução:

- a sequência SQ5 pode ser dividida nas unidades U4-U7, que correspondem a uma superposição de ambientes fluvio-estuarinos, estuarinos e marinhos desenvolvidos durante a deglaciação iniciada há ~20 ka A.P.;
- (2) além dos depósitos transgressivos, a sequência SQ5 também é composta por depósitos de mar alto, sob a forma de prisma progradante de cerca de 12 m de espessura (parte superior da unidade U7), que se adelgaça em direção à plataforma, até desaparecer próximo à isóbata de 22 m (Figura 33). O topo da unidade U7 registraria, desse modo, a passagem de um regime deposicional transgressivo para um regime regressivo, cuja superfície-limite, que separa os canais de maré dos estratos progradantes do prisma sotoposto, foi interpretada como a superfície de afogamento máximo na área (MFS, do inglês *Maximum Flooding Surface*). Essa superfície corresponderia à posição de transgressão máxima na região, datada por Angulo *et al.* (2006) em ~5,8 ka A.P. (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013a);
- (3) várias gerações de canais rasos (de até cerca de 8m de profundidade) observados nas unidades marinhas (U5, U6 e U7), portanto após o afogamento da drenagem fluvial na área, encontram-se preservados na base das unidades sísmicas U5 e U6 como feições de intensa migração lateral, com larguras que variam entre aproximadamente 150 e 450 m e profundidade de 8 m (Figura 33), enquanto os canais estratigraficamente superiores preservados na base da unidade U7 apresentam, em geral, largura entre aproximadamente 50 e 150 m e profundidade de 2 m. Esses canais foram interpretados pelos autores como canais de maré de restingas já destruídas, desenvolvidas durante o regime transgressivo, num cenário de desaceleração de elevação relativa do nível do mar e de afogamento mais lento da plataforma interna (Figura 33). Estes canais seriam os testemunhos preservados da construção de ilhas-barreiras descontínuas na boca dos paleoestuários e, consequentemente, o início da configuração de estuários parcialmente fechados (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013).



Figura 33 – Perfil sísmico de orientação paralela à costa, localizado na plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia. Fonte: Friederichs et al. (2013).

4.2.2 Sedimentação e registro estratigráfico na baía de Sepetiba

Os dados de distribuição sedimentar da baía de Sepetiba apresentados por Ponçano *et al.* (1976), e revisitados por Carvalho (2014; Figura 34), apontam a predominância de sedimentos lamosos (siltosos) muito mal a mal selecionados na região central da baía de Sepetiba e enseada da Marambaia, com a presença de argila na região próxima às desembocaduras dos rios. Outra característica sedimentológica importante da baía é a predominância de areias moderadamente a bem selecionadas localizadas em duas regiões: próximo ao canal de comunicação entre a baía e o oceano (areias grossas); e na margem lagunar da restinga da Marambaia (areias médias).



Figura 34 – Tamanho médio granulométrico (a) e grau de seleção (b) dos sedimentos da baía de Sepetiba. IM – Ilha da Madeira; II – Ilha de Itacuruçá; IJ – Ilha de Jaguanum; IG – Ilha Guaíba; IGr – Ilha Grande; PM – Pico da Marambaia; BG – Barra de Guaratiba. A linha tracejada indica a isóbata de 2 m e a linha contínua, a de 5 m. Fonte: Carvalho (2014), construída com base nos dados de Ponçano et al. (1976).

Borges (1998) foi a primeira autora a propor estudos de estratigrafia sísmica no interior da baía de Sepetiba. Duas unidades sismoestratigráficas foram identificadas, denominadas unidades topo e fundo, separadas por uma superfície que marcaria, segundo a autora, a interface de deposição holocênica e pré-holocênica, representando a paleotopografia da baía anterior à transgressão Pleistoceno Tardio – Holoceno (Figura 35 e Figura 36): a *unidade topo* foi atribuída a uma deposição de ambientes de nível de mar alto formada ao final da última transgressão, devido à predominância de sedimentos de granulometria fina; a *unidade fundo*, caracterizada por areias médias semi-consolidadas de coloração marrom escura e com características de depósitos subaéreos, foi interpretada como depósitos ocorridos em estágio de mar baixo, ou seja, em ambiente terrestre emerso. A datação ¹⁴C de um fragmento de madeira localizado na estação VC1 (baía de Sepetiba, próximo ao canal de Guaratiba), no topo da *unidade fundo* (a 3,17 m de profundidade, próximo à superfície de descontinuidade) apontou a idade de 6890 ± 40 anos A.P. (Figura 36).



Figura 35 – Registro sísmico na baía de Sepetiba (perfil 41), mostrando as unidades topo e fundo na região leste da baía de Sepetiba (localização no painel à esquerda). Fonte: Borges e Nittrouer (2016).

Borges (1998) ainda associou a presença de um paleocanal, mapeado paralelamente à atual restinga da Marambaia (Figura 35), a um paleocanal fluvial forçado a entalhar a região devido a um suposto alto topográfico atribuído a uma base elevada da restinga da Marambaia, que teria representado um obstáculo para a drenagem fluvial na direção sul durante a última regressão marinha do Pleistoceno Tardio. Posteriormente, este alto topográfico teria sido a base para a formação da atual restinga através de um esporão com crescimento para oeste.



Figura 36 – Fácies sedimentares identificadas ao longo do vibracore VC1, raio-X de seções mostrando laminação, bioturbação e fragmentos de conchas e madeira (localização no painel superior da figura). A correlação com as unidades sísmicas observadas (unidade topo e fundo) é mostrada no lado esquerdo da figura. Fonte: Borges e Nittrouer (2016).

Mais recentemente, Ramos (2013) e Reis *et al.* (2013a), através de uma base sísmica de alta resolução (*boomer* de 50J de potência) e de maior densidade de recobrimento, observaram na borda norte da atual restinga da Marambaia, a presença de refletores sísmicos oblíquos mergulhantes em direção ao oceano com terminação em *downlap* sobre a superfície anteriormente identificada por Friederichs *et al.* (2013) como de máxima inundação (MFS), próximo à restinga da Marambaia (unidade U7, Figura 37). Segundo os autores, esta característica da arquitetura estratigráfica do registro sedimentar indica que a restinga se desenvolveu como uma feição deposicional essencialmente regressiva progradante, desde porções internas da baía de Sepetiba até a posição atual da restinga, apontando que a idade de formação do complexo atual da restinga seria mais recente que 5,8 ka A.P., idade aproximada da máxima transgressão na área (Figura 37). Reis *et al.* (2013a) sugerem ainda a presença de uma possível preservação de uma paleorrestinga transgressiva e de ambientes estuarinos abertos sob o pacote sedimentar que forma a atual restinga da Marambaia (Figura 37).



Figura 37 – Detalhes da arquitetura da barreira regressiva acoplada à atual restinga da Marambaia. As setas pretas na Unidade U7 (em amarelo) destacam os refletores que mergulham em direção ao oceano e que evidenciam a natureza regressiva da atual ilhabarreira. MFS: Maximum Flooding Surface. Fonte: modificado de Reis et al. (2013a).

Em uma pesquisa mais focalizada na área geográfica da restinga da Marambaia, Sá (2015) buscou o entendimento da evolução desse complexo deposicional a partir da integração de dados geofísicos de dentro da baía de Sepetiba e da plataforma continental adjacente à restinga sem, contudo, apresentar dados coletados sobre a restinga da Marambaia propriamente dita. A autora correlacionou as unidades sísmicas identificadas separadamente na baía de Sepetiba (Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Amendola, 2016) e na plataforma continental (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013) detalhando alguns aspectos da evolução paleogeográfica da baía de Sepetiba. Propôs que a atual baía de Sepetiba evoluiu a partir de um ambiente fluvio-estuarino aberto para uma baía semifechada no curso da última transgressão. A autora associou a presença de subunidades no pacote sedimentar da região próxima à atual restinga uma modificação gradual das condições hidrodinâmicas, que se tornaram mais calmas, menos turbulentas, à medida que ocorria o fechamento total da restinga da Marambaia.

A interpretação sísmica realizada por Mattoso (2014; dados processados no sistema de aquisição CODA 500), e posteriormente detalhada por Amendola (2016; dados processados no

programa *Seismic Unix* - SU), permitiu também definir a presença de três gerações de paleocanais fluviais no registro sedimentar do interior da baía de Sepetiba. Esses paleocanais fluviais revelaram uma série de informações paleoambientais e paleogeográficas presentes na área durante a última regressão do Pleistoceno Tardio – Holoceno (entre 130 e 20 ka A.P.) e a deglaciação seguinte ocorrida nos últimos 20 ka: (1) o traçado dos *paleocanais fluviais a fluvio-estuarinos* indica que a antiga drenagem ultrapassava a região da atual restinga da Marambaia, com orientação geral N-S, desembocando diretamente na plataforma adjacente; (2) a presença de *canais de circulação*, ativos durante a fase de progressivo fechamento da baía de Sepetiba ainda com comunicação com o mar; e (3) a construção de um *canal de circulação paralelo à restinga da Marambaia* (que corresponderia ao antigo vale fluvial de Borges, 1998), construído, a partir e em função do fechamento da própria restinga atual (nos últimos 5 ka A.P.).

Na escala de tempo mais recente, a avaliação dos processos sedimentares subatuais na baía de Sepetiba foi realizada através de estudos geoquímicos com datações por chumbo-210 (210 Pb), e atestaram os impactos antrópicos na região ocorridos durante a segunda metade do século XX. Borges e Nittrouer (2016) observaram o impacto do desenvolvimento costeiro do início da década de 1970 sobre os padrões de sedimentação na baía de Sepetiba, através do aumento das taxas de sedimentação na baía, além da granodecrescência ascendente. Para a região próxima à restinga da Marambaia esses autores propuseram taxas de sedimentação entre 0,01 e 0,12 cm/ano para o período. Patchineelam *et al.* (2011) observaram também traços da influência antrópica pontualmente na enseada da Marambaia, onde calcularam uma taxa de sedimentação de $6,1 \pm 0,54$ mm/ano. Estes autores relacionaram ainda o desvio hidrológico do rio Paraíba do Sul para o rio Guandu (década de 1950) às variações granulométricas no registro sedimentar e o começo de atividades industriais no entorno da baía (década de 1960), à elevação das concentrações de zinco nos sedimentos.

A partir da análise de dados geoquímicos e texturais e de microfauna de um testemunho coletado na região de manguezal adjacente à desembocadura do rio Piraquê (porção leste da baía de Sepetiba), Pinto *et al.* (2016) demonstraram importantes mudanças no ambiente deposicional da área, tendo identificado três fases de desenvolvimento:

 350-480 cm: estrato com granulometria grossa, baixo teor de carbonatos e ausência de foraminíferos e moluscos, indicativos de um ambiente deposicional com ação de ondas e exposição subaérea (*antepraia* – bancos arenosos), cuja forte hidrodinâmica teria evitado o estabelecimento de populações de foraminíferos bentônicos e de moluscos.

 \circ 150-350 cm: estrato marcado pela presença de conchas bem preservadas e por relativamente alta densidade de foraminíferos calcáreos bentônicos, indicativos de um ambiente com forte influência marinha (ambiente costeiro raso de transição semelhante ao atual). Os autores sugerem que este depósito está associado a uma submersão marinha possivelmente associada a uma ruptura da restinga da Marambaia. Datações de conchas de moluscos apontam idades de 488 ± 63 anos cal AP. em 2,45 m; 583 ± 78 anos cal A.P. em 2,85 m; 1320 ± 80 anos cal A.P. em 3,35 m.

 0-150 cm: estrato com presença de espécies indicativas de ambiente de manguezal, que atestam a evolução do ambiente para sua configuração atual.

4.2.3 Sedimentação, morfologia e registro estratigráfico da restinga da Marambaia

A restinga da Marambaia apresenta uma grande diversidade de feições morfossedimentares. No setor oeste da restinga da Marambaia encontra-se uma série de cristas de praia de cerca de 1m de altura (Borges, 1990), além de dois cordões arenosos, um interno e outro externo, com alturas médias de 7 e 4 metros respectivamente, com marcas de transposição por ondas de tempestades e que abrigam lagunas compridas e estreitas em adiantado processo de colmatação (Roncaratti; Barrocas, 1978). A partir da região onde se desenvolve a ponta da Pombeba em direção a leste apenas um cordão é observado. A ponta da Pombeba designa um esporão arenoso (flying spit) que se prolonga em direção a NO como um corpo alongado e estreito que representa a extremidade do esporão cuspidado (cuspate spit) de forma triangular que o sustenta. A própria localização desta feição, suas características morfológicas e a presença frequente de altas concentrações de Material Particulado em Suspensão e formas de fundo como dunas subaquáticas (Figura 38), sugerem que esta área é palco de complexas interações entre o padrão geral da circulação da baía de Sepetiba, a ação de ondas e correntes geradas pelos ventos. Os diversos cordões arenosos que formam a ponta da Pombeba são dispostos de forma triangular apoiados na margem oceânica da restinga da Marambaia e distribuídos entre as margens internas leste e oeste de maneira complexa, com truncamentos, pequenas drenagens e áreas alagadas (Figura 38).



Figura 38 – Ponta da Pombeba, setor oeste da restinga da Marambaia. Observar a disposição triangular dos cordões arenosos na área emersa e as marcas de fundo no flanco submerso leste do esporão. Notar marcas onduladas com sentido NO-SE e comprimento de até 230m (A) e com comprimento de cerca de 100m sobrepostas às dunas subaquáticas (B). Fonte: Google Earth, dia 26/06/2003.

O setor leste da restinga da Marambaia é caracterizado pela presença de um campo de dunas e planície de maré com desenvolvimento de manguezais (Ponçano, 1976; Borges, 1990). Os canais de maré de Barra de Guaratiba são feições importantes nesta área especialmente pelas intensas trocas de materiais entre o ambiente costeiro da baía de Sepetiba e a plataforma adjacente (Hamacher, 2001; Fonseca, 2013; Cortez, 2014). Além destas feições, podem ser observadas canalizações nas proximidades da porção central da barreira onde atuais processos de transposição de ondas ocorrem esporadicamente (Figura 39 A e B). Segundo Muehe *et al.* (2006), apesar destas feições indicarem instabilidade, a ocasional transposição de ondas em ponto bem localizado é resultado da ação das ondas em área do campo de dunas anteriormente submetidas à erosão pela ação do vento (zonas de deflação; *blowout*). Ainda segundo estes autores, a erosão do flanco lagunar do cordão (Figura 39C) deixa na porção submersa um arcabouço capaz de resistir a uma ruptura que levaria à formação de um canal de maré rapidamente fechado pelo predomínio das ondas sobre a maré.



Figura 39 – Imagem de satélite Google Earth (14/06/2006) e fotografia de uma canalização onde eventualmente ocorrem eventos de transposição de ondas (A e B) e do flanco lagunar da restinga da Marambaia (C), ambos na região central da ilha-barreira. Fotografias: Tatiana Dadalto (dia 18/06/2015).

Devido à dificuldade de acesso, poucos são os trabalhos que apresentam informações geológicas coletadas na restinga da Marambaia. Os principais dados sedimentológicos desta área são apresentados por Borges (1990) e Pessoa (2009), sendo os mais importantes listados abaixo:

 presença de um arenito de praia na enseada da Marambaia, como uma evidência de processo erosivo na margem lagunar da restinga (Borges, 1990).

 presença de um arenito semiconsolidado sobreposto por areias médias localizado no setor leste da restinga (Borges, 1990; Pessoa, 2009);

o predominância de areias quartzosas de granulometria média arredondados a subarredondados na área da restinga da Marambaia (Borges, 1990; Pessoa, 2009).

A partir de levantamento com georradar com antena de 100 MHz em uma área extremamente restrita, de apenas 20 x 20 m, e altitude entre 4 e 6,5m no setor leste da restinga da Marambaia, Pessoa (2009) observou uma reflexão contínua na profundidade aproximada de 10 a 11 metros, equivalente ao intervalo de 225-250 ns no registro geofísico (Figura 41), interpretada como a superfície de inundação máxima (MFS) da última transgressão marinha.



Figura 40 – Perfis descritivos de sondagens realizadas no setor leste da Restinga de Marambaia. Fonte: Pessoa (2009).



Figura 41 – Seção GPR adquirida no setor leste da restinga da Marambaia mostrando a possível posição da superfície de inundação máxima representada por um refletor planoparalelo no intervalo 225 – 250 ns, destacado pela cor azul. Fonte: Pessoa (2009).

4.3 CARACTERIZAÇÃO METEO-OCEANOGRÁFICA

O regime de maré da baía de Sepetiba é do tipo micromaré semidiurna, marcada por forte assimetria da maré com períodos de enchentes curtos (e com correntes mais fortes) em relação aos períodos das vazantes (Fonseca, 2013; Carvalho, 2014). Ainda segundo Fonseca (2013), no principal canal de comunicação entre a baía de Sepetiba e o oceano, as correntes podem alcançar velocidades de até 1,64 m/s sob condição de maré de sizígia. Cortez (2014) documentou velocidade máxima de 2 m/s no canal de Barra de Guaratiba durante a vazante além da complexa inversão dos fluxos de maré enchente para maré vazante, cerca de 1:45 h antes do nível da água atingir o seu máximo. Esta inversão seria uma consequência do maior volume de água que adentra a baía de Sepetiba através da conexão principal desta com o oceano, localizada na porção oeste da baía (Cortez, 2014).

Cortez (2012) analisou uma série temporal da direção dos ventos, registrada entre 2008-2010 na estação A602 mantida pelo INMET na restinga da Marambaia, e verificou que os ventos mais frequentes são os do quadrante N, enquanto os provenientes do quadrante S-SO são menos frequentes, porém mais intensos. Os ventos intensos de S-SO são responsáveis pelo empilhamento de água no interior da baía, enquanto que a atuação de ventos de E-NE pode estar associada à presença de ACAS nas adjacências da ilha Guaíba (Fonseca, 2013).

Brönnimamn *et al.* (1981), em seu modelo de circulação da baía de Sepetiba baseado na distribuição de sedimentos e microfósseis considerou a entrada de águas frias provenientes de altas latitudes do sul do Atlântico na baía. Segundo este modelo, estas as águas penetram na baía pelos canais mais profundos da parte oeste e, conforme se aquecem, tornam-se superficiais à altura da foz do rio Guandú e misturam-se às águas doces que, após bordejar toda a baía, retornam superficialmente pelos mesmos canais por onde entraram (Figura 42).



Figura 42 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Brönnimann et al. (1981). As setas mais largas indicam águas mais densas que se deslocam próximo ao fundo enquanto as setas mais finas indicam o deslocamento das águas próximo à superfície. Fonte: Brönnimann et al. (1981) modificado por Dias-Brito et al. (1985).

No modelo proposto por Roncarati e Barrocas (1978), as águas oceânicas entrariam pelo fundo do canal entre as ilhas de Jaguanum e Itacuruçá e, após receberem o aporte de águas continentais dos rios que deságuam na baía, divergiriam e fluiriam pela borda oeste da baía e em direção à porção central da restinga da Marambaia (Figura 43), região com características erosivas, responsáveis pelo estreitamento da restinga. O retorno das águas ocorreria pelo canal sul da porção oeste da baía (entre a ilha de Jaguanum e a ponta da Pombeba). Esta hipótese busca explicar a brusca diminuição da largura do setor central da restinga da Marambaia sem qualquer observação direta do padrão de circulação e de transporte de sedimentos.



Figura 43 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Roncarati e Barrocas (1978). As setas largas indicam águas mais densas que se deslocam próximo ao fundo enquanto as setas mais finas indicam o deslocamento das águas menos densas próximo à superfície. Fonte: Roncarati e Barrocas (1978).

Cunha *et al.* (2001) caracterizaram a circulação da baía utilizando o modelo bidimensional de circulação hidrodinâmica do programa SisBahia. Os resultados apontaram que a entrada e a saída de águas na baía ocorreriam através de todos os canais do setor oeste da baía, com valores intensificados. Segundo estes autores, as velocidades residuais seriam extremamente baixas em todo o domínio da baía, exceto nas regiões próximas aos estuários de alguns rios (Figura 44), e haveria a presença de um grande vórtice próximo à ilha de Itacuruçá e outros menores nas regiões próximas às ilhas. Cunha *et al.* (2001) ressalvam que os resultados obtidos devem ser considerados qualitativamente, visto que não foi possível fazer a calibração e validação do modelo dentro do intervalo de tempo simulado.



Figura 44 – Modelo de circulação da baía de Sepetiba proposto por Cunha et al. (2001), baseado no campo de correntes residuais considerando um ciclo de 24 horas, sob condição de maré de sizígia (modelagem SisBahia). Fonte: Cunha et al. (2001).

Segundo Carvalho (2014), os modelos de Roncarati e Barrocas (1978) e Brönnimann *et al.* (1981) apresentam padrões de circulação extremamente simplificados que não traduzem a complexidade dos padrões de transporte inferidos a partir dos resultados da aplicação do modelo de tendência de transporte de sedimentos e das medições hidrodinâmicas que realizou na margem interna da restinga da Marambaia. Por outro lado, a autora identificou semelhanças entre as direções das correntes apresentadas no modelo de correntes residuais elaborado por Cunha *et al.* (2001) e as encontradas nas medições correntométricas e nos resultados da aplicação do modelo de tendência de transporte de sedimento realizados pela autora. Além da ação da maré na região, Carvalho (2014) demonstrou que o padrão de circuçalação hidrodinâmica e transporte de

sedimentos na margem interna da baía de Sepetiba é influenciado por diversos processos físicos, como os ventos e eventos de transposição de ondas na restinga, e biológicos, como a influência de floração de fitoplêncton.

4.4 MODELOS EVOLUTIVOS PARA A RESTINGA DA MARAMBAIA

Os sistemas sedimentares costeiros associados às ilhas-barreiras têm significativa importância na defesa e proteção das áreas costeiras à sua retaguarda por absorver a energia das ondas e proteger a linha de costa das tempestades sendo este um bom motivo para a busca do entendimento sobre a formação e a manutenção destes sistemas (Haslett, 2009). Apesar disto, a gênese e evolução da restinga da Marambaia ainda não é bem compreendida, embora vários autores tenham abordado este tema (Tabela 2).

Autores	Considerações sobre a formação/evolução da Marambaia	Observações
Lamego (1945)	Crescimento de esporão arenoso de oeste para leste (sedimentos fluviais).	Formação da Ponta da Pombeba após o fechamento da baía, em resposta à circulação interna dirigida pelos ventos.
Roncarati e Barrocas (1978) e Roncarati e Menezes (2005)	Dois esporões de oeste p/ leste durante transgressão. Com a descida do nível do mar, teria se iniciado a formação do cordão externo com sedimentos da face externa da restinga interna. Formação do cordão interno: ~1500 anos.	Correntes em oito (ação do vento) remobilizando areias da face norte da restinga e construindo as cúspides de baía da Ponta da Pombeba.
Ponçano <i>et al.</i> (1979)	Dois esporões a partir das extremidades leste e oeste p/ a região central. NM baixo: ação dos ventos propiciou o crescimento lateral e vertical pela formação de dunas no setor leste e de coroas arenosas a oeste (próximo à então ilha da Marambaia) com formação de barras alongadas que fechavam pequenos corpos d'água que sofriam colmatação. NM subindo: retrabalhamento dos sedimentos e a parte central da restinga se manteve aberta. NM baixo (atual): esporões se uniram, fechando a laguna; a circulação se modificou e o canal de Guaratiba foi formado. Retomada de processos eólicos.	Suportam a ideia: diferenças morfológicas das porções oeste e leste da Marambaia, pequeno desenvolvimento de planícies de maré internas à baía -> fechamento recente da restinga.
Borges (1990)	Sondagem areia/lama como evidência de que a formação da Ponta da Pombeba ocorreu após o fechamento da Marambaia.	
Borges (1998)	Leste p/ oeste sobre alto topográfico (incisão fluvial paralela à Marambaia). Duas unidades sismoestratigráficas: topo (mar alto, granulometria fina) e fundo (areias médias, depósitos subaéreos, datação de fragmento de madeira em 6890±40 anos A.P.)	
Dias e Kjerfve (2009)	Restinga da Marambaia dentro de um conjunto de barreiras duplas (uma de idade pleistocênica e outra, holocênica) que separam uma série de lagoas costeiras e baías do oceano Atlântico. Feição transgressiva que evoluiu a partir do afogamento de cordões arenosos costeiros.	
Friederichs <i>et al.</i> (2013) e Reis <i>et al.</i> (2013)	Evolução com construção/destruição de ilhas-barreira isoladas. Barreira atual formada numa fase deposicional regressiva (após o máximo transgressivo na região há ~5,8 mil anos A.P.). Várias gerações de canais rasos (~5 m de profundidade) com feições de intensa migração lateral -> canais de maré (testemunhos da construção de ilhas- barreira descontínuas na boca dos paleoestuários e do início da configuração de estuários parcialmente fechados).	A presença de porções do embasamento aflorante à época pode ter servido de ancoragem física para a deposição temporária das ilhas- barreira.
Ramos (2013)	Refletores oblíquos progradantes: ilha-barreira regressiva. Sobreposição de leques de transposição e/ou deltas de maré enchente.	
Mattoso (2014) e Amendola (2016)	Paleocanais: (1) fluviais e fluvio-estuarinos – antiga drenagem ultrapassava Marambaia; (2) canais de circulação - progressivo fechamento da baía de Sepetiba ainda com comunicação com o mar; (3) canal de circulação paralelo à restinga - últimos ~5 ka, definitivo fechamento da Marambaia e maior isolamento dinâmico da baía (deposição com características ambientais lagunares).	Interpretação das incisões como estabelecidas após máximo da transgressão holocênica e anterior ao fechamento completo da restinga (incisão interpretada como fluvial por Borges, 1998).
Sá (2015)	A evolução paleogeográfica da baía de Sepetiba de um ambiente fluvio- estuarino aberto para uma baía semifechada é evidenciada pela presença de subunidades no pacote sedimentar da região próxima à atual restinga que retratam a gradual diminuição da condição hidrodinâmica na baía.	Representa a primeira tentativa de correlacionar as unidades sísmicas identificadas separadamente na baía de Sepetiba (Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Amendola, 2016) e na plataforma continental (Friederichs, 2012; Friederichs <i>et al.</i> , 2013; Reis <i>et al.</i> , 2013a).

Tabela 2 – Resumo dos modelos evolutivos existentes para a restinga da Marambaia.

No primeiro modelo conceitual de formação da restinga da Marambaia, apresentado por Lamego (1945) com base em características morfológicas, é proposto que a formação da restinga teria ocorrido em consequência do desenvolvimento de um esporão arenoso de oeste para leste, a partir da então ilha da Marambaia, em condições de mar raso, com atuação de correntes litorâneas e abundância de sedimentos provenientes dos rios que desembocam na baía (especialmente o rio Guandú). Após o fechamento da baía, a Ponta da Pombeba e a Enseada da Marambaia teriam se formado em resposta a uma circulação interna, em circuitos fechados, dirigida pelos ventos.

No modelo conceitual proposto por Ponçano *et al.* (1979) considera-se que a formação da restinga da Marambaia ocorreu associada ao crescimento de dois esporões independentes na porção oeste e leste, que culminaram no fechamento do setor central da restinga sob condição de nível do mar abaixo do atual. Somente após o fechamento completo da restinga é que o canal de Barra de Guaratiba teria se formado. De acordo com a visão dos autores, as duas ideias principais que sustentam este modelo são (i) as diferenças morfológicas entre as porções oeste e leste da restinga da Marambaia, que suportariam a ideia de um desenvolvimento diferenciado em cada lado; e (ii) o pequeno desenvolvimento de planícies de maré internas à baía, que daria suporte à ideia de fechamento recente da restinga.

Dois modelos evolutivos propostos mais recentemente devem ser destacados por serem baseados em dados geológicos coletados na região (levantamento sísmico e sondagens). São eles: (1) Borges (1990; 1998) e (2) as publicações do grupo GEOMARGEM, especialmente Friederichs *et al.* (2013) e Reis *et al.* (2013a) (Friederichs, 2012; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Sá, 2015; Amendola, 2016).

Em sua tese, Borges (1998) preconiza que a restinga da Marambaia teria se desenvolvido a partir de um esporão com crescimento de leste para oeste sobre um alto topográfico, o que poderia explicar a diferença do ambiente de sedimentação nas seções leste e oeste da ilhabarreira atual (Figura 45). Nesta fase, teria havido incisão fluvial paralela à atual restinga no mesmo sentido do crescimento do esporão limitada pelo alto topográfico (Figura 35). Segundo o modelo proposto, os canais fluviais teriam sido preenchidos a partir da última subida do nível do mar há cerca de 6,5 ka A.P.



Figura 45 – Modelo paleogeográfico simplificado de evolução da região da baía de Sepetiba de acordo com Borges (1998). (1) Durante a exposição subaérea da região no final do Pleistoceno Tardio, com destaque para a presença de um alto topográfico sob a forma de cunha e incisão de canal fluvial sinuoso paralelamente ao obstáculo. (2) Morfologia atual da baía de Sepetiba e restinga da Marambaia. Fonte: Friederichs (2012) modificado de Borges (1998).

A análise de dados sísmicos coletados na plataforma interna adjacente à restinga da Marambaia, levou Friederichs *et al.* (2013) e Reis *et al.* (2013a) a considerarem que a evolução da restinga da Marambaia ocorreu através de uma sucessão de fases de construção e destruição de ilhas-barreira isoladas e que a barreira atual é correlata a uma fase deposicional regressiva, iniciada após o máximo transgressivo na região (~5,8 ka A.P.). A presença de várias gerações de canais rasos (com até ~5 m de profundidade) preservados (na base das unidades sísmicas U6 e U7; Figura 46) com feições de intensa migração lateral, que foram interpretados como canais de maré, testemunham a construção de ilhas-barreira descontínuas na desembocadura dos paleoestuários e do início da configuração de estuários parcialmente fechados. O desenvolvimento dessas feições transgressivas foi provavelmente favorecido pela desaceleração da transgressão a partir de ~8 ka A.P. A presença dos canais de maré em porções cada vez mais proximais e estratigraficamente mais elevadas, seguidas de sua inativação, da destruição das ilhas-barreira são feições transgressivas de caráter bastante efêmero que não tendem a ser preservadas no registro sismoestratigráfico, mesmo durante a desaceleração de elevação eustática entre ~8 – 5 ka A.P., ou seja, até o máximo transgressivo registrado na área. A presença de porções do embasamento aflorante à época pode ter servido de ancoragem física para a deposição temporária das ilhas-barreira (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013).



Figura 46 – Modelo evolutivo da restinga da Marambaia proposto por Friederichs et al. (2013), mostrando a formação do sistema estuarino de Sepetiba e sua evolução de um sistema aberto a semifechado, desenvolvido durante a última deglaciação (últimos 18-20 ka). Fonte: Friederichs et al. (2012) aprimorada a partir de Toulemonde (2012).

Capítulo 5

METODOLOGIA

A presente pesquisa se baseia na utilização de um conjunto de dados de diferentes níveis de resolução, adquiridos através de métodos diretos e indiretos (amostragem e/ou de imageamento), aplicados com o objetivo de explicar a gênese e a evolução morfossedimentar e cronoestratigráfica da restinga da Marambaia. Na Figura 47 estão resumidos os tipos de dados utilizados na pesquisa e os tipos de resultados e produtos gerados nas fases de aquisição, processamento e interpretação dos dados, a saber:

- análise morfológica e morfossedimentar da restinga emersa a partir de interpretação de imagens de satélite;
- (2) análise geomorfológica e morfométrica de setores da restinga emersa através de levantamentos topográficos;
- (3) análise de fácies e de geometria de estratos deposicionais das porções emersas e submersas da restinga, através de métodos geofísicos de imageamento arquitetural (sísmica de reflexão de alta resolução e GPR - *Ground Penetrating Radar*);
- (4) testemunhagem de estratos superficiais de porções emersas e submersas da restinga, e amostragem de sedimentos para análises sedimentológicas e datações por diversos métodos.

Por se tratar de métodos que abrangem diferentes escalas temporais e espaciais, a etapa final de análise conjunta dos resultados gerados requereu esforços e cautela consideráveis na tentativa de integração de informações de diferentes níveis estratigráficos e resoluções.

Os dados sísmicos levantados no interior da baía de Sepetiba e na região oceânica adjacente à restinga compõem uma base de dados do grupo de pesquisa GEOMARGEM préexistente e já utilizada em diversas publicações (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Reis *et al.*, 2013a; Sá, 2015; Amendola, 2016). A distribuição espacial destes dados é apresentada na Figura 48. Já o conjunto de dados de GPR - *Ground* *Penetrating Radar* e demais dados geológicos foram coletados especialmente para o presente trabalho durante 3 campanhas amostrais na restinga da Marambaia (Tabela 3). Nesse caso, como a restinga da Marambaia é uma área militar de acesso restrito, uma importante etapa de planejamento das campanhas foi a solicitação e obtenção da autorização junto ao Exército e Aeronáutica para o levantamento dos dados e para a realização das amostragens.



Figura 47 – Organograma simplificado dos tipos de dados analisados, das etapas da investigação geológica, dos resultados gerados e do objetivo central do trabalho, de explicar a evolução da restinga da Marambaia, com a proposição de um novo modelo evolutivo.

Tabela 3 – Resumo das campanhas amostrais realizadas: local, data e amostras / dados coletados. Localização na Figura 48.

Campanha	Local	Data	Amostras / dados coletados
1	Setor oeste da restinga da Marambaia	Março de 2015	16 testemunhos de 1 m comprimento para datação LOE
2	Embarque na baía de Sepetiba - próximo à restinga da Marambaia	Junho de 2015	8 testemunhos entre 0,42 e 1,96 m (<i>T01</i> a <i>T08</i>)
3	Restinga da Marambaia - setores leste, central e oeste	Junho de 2015 e dezembro de 2016	~43 km de levantamento geofísico (GPR) e topográfico (DGPS) + 1 testemunho de 1 m de comprimento para datação LOE



Figura 48 – Localização das linhas sísmicas, linhas GPR e pontos de amostragem sedimentar na baía de Sepetiba e restinga da Marambaia.



Figura 49 – Imagem de satélite disponível na base de dados do ArcGis 10 (resolução de pixel = 30 x 30m)

5.1 ANÁLISE DE IMAGENS DE SATÉLITE

As imagens de satélite utilizadas foram aquelas disponíveis no programa Google Earth Pro, através da ferramenta de visualização de séries temporais, e na base de dados do ArcGis 10 (Figura 49). A partir desta ferramenta, foi possível observar diversos setores da restinga da Marambaia sob diferentes condições de maré e regime hídrico. O programa ArcGis foi utilizado ainda para organizar as informações da área de estudo (linhas de levantamento geofísico e pontos de amostragem) e para confeccionar o mapa dos domínios morfossedimentares da restinga da Marambaia. A utilização de imagens de satélite no presente trabalho também atendeu a 2 objetivos:

(1) constituiu uma importante ferramenta metodológica para a obtenção de informações geomorfológicas referentes à identificação e à delimitação de diferentes domínios e/ou subambientes morfossedimentares ao longo da restinga, como o maciço da Marambaia, a barreira arenosa, a barreira arenosa central, cristas de praia, área alagada central, canais de drenagem e/ou transposição, lagunas, campo de dunas e planície de maré. Com relação ao domínio morfossedimentar das cristas de praia, a análise das imagens de satélite possibilitou ainda a identificação de alinhamentos representados pelas diferenças topográficas entre cristas e cavas e de truncamentos de sucessivas cristas de praia. Esta configuração morfológica permitiu a delimitação de diferentes fases evolutivas (gerações de cristas de praia) na área de estudo, além de uma otimização no planejamento e esforço amostral;

(2) foi aplicada à organização das estratégias durante a etapa de planejamento e realização das campanhas amostrais. As análises das imagens permitiram a escolha e a marcação de pontos relevantes que foram visitados durante as campanhas amostrais, uma vez que a restinga da Marambaia é uma área de difícil acesso, seja pela restrição imposta pela presença militar, seja pela dificuldade de deslocamento determinada pelas grandes distâncias e pela presença de vegetação fechada típica de restinga com muitos cactos. Através das imagens de satélite, foi possível visualizar as trilhas e acessos existentes ao longo da restinga e planejar a logística de campo. A partir das imagens foram definidas as localizações dos pontos de amostragem de sedimentos, de testemunhos rasos e das linhas de levantamento GPR.

5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO DE ALTA RESOLUÇÃO: PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO, AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO

5.2.1 Princípio de funcionamento

O método sísmico utiliza o fato de que ondas elásticas (também chamadas de ondas sísmicas) viajam com diferentes velocidades em diferentes tipos de materiais. Através da geração de ondas acústicas do tipo compressional (também chamada de onda P; V_p), e observando-se o tempo de chegada destas ondas em diferentes pontos, é possível localizar interfaces com gradientes de impedância acústica onde as ondas são refletidas e refratadas. Estas interfaces aparecem nos registros sísmicos como horizontes refletores ou simplesmente refletores sísmicos (Ayres Neto, 2000). O coeficiente de reflexão (R), definido como a razão entre a amplitude do sinal refletido (A_r) e a amplitude da onda incidente (A_i) é dado pela equação (Sharma, 1997):

$$R_{c} = \frac{A_{r}}{A_{i}} = \frac{(\rho_{2}V_{2} - \rho_{1}V_{1})}{(\rho_{2}V_{2} + \rho_{1}V_{1})}$$

A propagação das ondas P em meios homogêneos ocorre através da vibração das partículas na direção de sua propagação. Para meios homogêneos e isotrópicos, a velocidade da onda P (V_p) é expressa por (Schön, 1996):

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}},$$

onde \mathcal{K} é o módulo de compressão, μ é o módulo de rigidez e ρ é a densidade.

As velocidades de ondas acústicas em sedimentos marinhos subsuperficiais variam em função da granulometria (Figura 50). As areias (média, fina e areia lamosa) apresentam velocidades mais altas, quando comparadas com os sedimentos lamosos (*e.g.*, Macedo *et al.*,

2009): um valor médio medido de 1752 m/s é característico de areias médias, enquanto valores menores de 1492 m/s e 1498 m/s, respectivamente, são característicos de lama arenosa e de lama consolidada.



Figura 50 – Faixa de valores de velocidade da onda sísmica em sedimentos marinhos. Fonte: Macedo et al. (2009).

Na água do mar, as ondas acústicas se propagam com uma velocidade em torno de 1500 m/s. Mas a velocidade de ondas P pode variar entre 800 m/s, em sedimentos marinhos subsuperficiais saturados com gás, e 4000 m/s, em rochas sedimentares depositadas nas partes mais profundas de uma bacia (Ayres Neto, 2000). Para efeitos de conversão do tempo duplo de viagem do sinal acústico (TWTT, do inglês *Two-way Travel Time*) em sedimentos marinhos, a velocidade de 1600 m/s é considerada satisfatória e foi adotada neste trabalho.

5.2.2 Aquisição e processamento sísmico

A base de dados sísmicos disponível para a realização deste trabalho soma 1630 km de linhas sísmicas de alta resolução localizadas na baía de Sepetiba e na plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia (Figura 48). Na baía de Sepetiba, a aquisição foi realizada durante as campanhas Sepetiba 1 e 2 (outubro de 2012 e fevereiro de 2013), que totalizou 720 km de linhas sísmicas. Na região da plataforma continental até cerca de 60 m de profundidade, as campanhas Rio Mar 1 (julho de 2010) e Rio Mar 3 (março de 2013) somaram, respectivamente, 547 e 363 km de levantamento sísmico.

A aquisição sísmica foi realizada utilizando-se um sistema sísmico monocanal com fonte *Boomer*, modelo AA301, da marca *Applied Acoustics Engineering*. A fonte de produção de sinal sísmico do tipo *boomer* consiste em um sistema de bobinas que ao receberem uma corrente elétrica de alta voltagem geram um campo magnético que irá impulsionar uma placa coberta por uma membrana de borracha. O deslocamento brusco desta membrana, semelhante à batida de um tambor, gera o sinal acústico que é captado por um receptor (hidrofones) (Ayres Neto, 2000). Na área de estudos, a fonte foi empregada com potência entre 50-100 J, dentro da baía de Sepetiba, e potência de cerca de 300 J na porção de oceano aberto à frente da restinga da Marambaia. Com esse nível de potência da fonte sísmica, a banda principal de frequência situou-se entre 0.5 - 5 kHz, o que permitiu a penetração do sinal acústico até cerca de 70 ms abaixo do fundo na área marinha e cerca de 40 ms dentro da baía de Sepetiba.

Trabalhos acadêmicos pretéritos realizados por integrantes do grupo de pesquisa GEOMARGEM já utilizaram essa base de dados com sucesso (*e.g.*, Friederichs, 2012; Ramos, 2013; Reis *et al.*, 2013a; Mattoso, 2014; Sá, 2015; Amendola, 2016). Ao longo do desenvolvimento destes trabalhos, os dados sísmicos foram processados tanto através do sistema CODA 500 como do programa *Seismic Unix (SU)* (Friederichs, 2012; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Sá, 2015; Amendola, 2016). Desta forma, a presente pesquisa utilizou os dados sísmicos já processados sendo que 4 linhas sísmicas localizadas nas proximidades da restinga da Marambaia foram selecionadas: uma linha de orientação *dip* na plataforma (campanha Rio Mar 3), duas *dip* e uma *strike* na baía de Sepetiba (campanhas Sepetiba).

5.2.3 Interpretação sísmica

A interpretação sísmica seguiu os princípios básicos da Sismoestratigrafia e da Estratigrafia de Sequência de Alta Resolução (sintetizadas em Catuneanu, 2002, e Catuneanu, 2006).

A interpretação dos dados segundo os preceitos da Sismoestratigrafia focou a identificação 100 das diferentes fácies sísmicas (*e.g.*, configuração, terminação, amplitude e continuidade lateral das reflexões além da geometria dos pacotes sedimentares; *e.g.*, Mitchum *et al.*, 1977a; 1977b), e suas superfícies limitantes. Tais características permitem a identificação de depósitos, estratos e/ou sequências sísmicas, indicativas de deposição sedimentar ocorrida em diferentes condições ambientais. No caso de ambientes costeiros e de plataforma rasa, pode-se identificar fácies sísmicas representativas do empilhamento vertical de ambientes fluvial, fluvio-estuarino, estuarino (confinado ou aberto), praial, marinho costeiro, etc. (*e.g.*, Chaumillon *et al.*, 2010; Raynal *et al.*, 2010; Tang *et al.*, 2010; Tessier *et al.*, 2010; Tesson *et al.*, 2010; Timmons *et al.*, 2010; Mellett *et al.*, 2012; Storms *et al.*, 2008; D'Agostini, *et al.*, 2015; Cooper *et al.*, 2016). Além disso, a localização de terminações dos refletores em *onlap* contra superfícies basais de afogamento (o chamado *onlap* costeiro) permite inferir o tipo de deslocamento da linha de costa e, implicitamente, as variações do nível de base da área.

A interpretação dos dados no contexto da *Estratigrafia de Sequências* focou a identificação das principais superfícies estratigráficas indicadoras de grandes deslocamentos dos sítios deposicionais ao longo do perfil deposicional (transgressões e regressões marinhas; Catuneanu, 2002; 2006). A interpretação da base de dados teve como base a identificação:

- Da última *Discordância subaérea* na região, ou seja, a superfície de erosão criada durante ao último máximo glacial na área (Poço, 2015), cuja queda de nível de base resultou em incisão fluvial, *by-pass* sedimentar ou pedogênese (Catuneanu, 2002), na região de estudos;
- ii. Da Superfície de inundação máxima (em inglês, a chamada Maximum Flooding Surface, MFS), que marca o nível de afogamento máximo dos sistemas deposicionais costeiros e/ou continentais ao final da transgressão da linha de costa e, portanto, separa estratos retrogradantes abaixo, de estratos regressivos que progradam acima dessa superfície como sistemas deposicionais costeiros e marinhos que avançam em direção ao mar. Na região costeira, como a do presente estudo, comumente a MFS posiciona-se no topo das fácies estuarinas (Catuneanu. 2002). Vale ressaltar, no entanto, que a mudança de um padrão deposicional retrogradante para progradante também pode acontecer ainda durante a elevação do nível de base (*e.g.*, durante a transgressão), se a taxa de aporte e deposição sedimentar ultrapassar a taxa de elevação do nível de base;
- iii. Da ocorrência de possíveis superfícies indicativas de Superfícies de ravinamento, pois em ambientes costeiros, a superfície de erosão formada pela ação das ondas na região da antepraia superior durante a transgressão da linha de costa, pode remover até 10 – 20

m de sedimentos (*e.g.*, Demarest; Kraft, 1987). Esta superfície é recoberta por *onlaps* costeiros que se desenvolvem associados aos depósitos transgressivos da antepraia durante o deslocamento retrogradacional das fácies costeiras (Catuneanu, 2002). Em um perfil vertical preservado, a superfície de ravinamento separa estratos costeiros abaixo (areia de praia em uma configuração de costa aberta ou fácies estuarinas em uma configuração de uma desembocadura de rio) de depósitos de antepraia e plataforma rasa acima. Se os depósitos não são preservados, a *superfície de ravinamento* pode retrabalhar os estratos regressivos subjacentes e a própria *discordância subaérea* (Embry, 1995). A *superfície de ravinamento* é também chamada de *superfície de ravinamento por onda* (Galloway, 2001) e *ravinamento da antepraia* (Posamentier; Vail, 1988).

A identificação e a delimitação dessas unidades deposicionais, assim como o traçado das superfícies estratigráficas, foram realizadas através da interpretação dos dados geofísicos (sísmica de reflexão e Radar de Penetração de Solo) com o auxílio do programa SMT *Kingdom Suite*®, acoplado, no caso de feições mais superficiais, à análise de dados dos testemunhos rasos coletados na área.

5.3 RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (*GROUND PENETRATING RADAR - GPR*): PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO, AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO

5.3.1 Princípio de funcionamento

O *Radar de Penetração no Solo* é um método eletromagnético que emprega ondas de rádio em frequências muito altas (normalmente entre 10 – 1000 MHz) para localizar estruturas e feições geológicas rasas (até cerca de 50 m; Tabela 6). O princípio físico e a metodologia de aquisição de dados GPR é semelhante à técnica de reflexão sísmica, com a diferença de que o GPR é baseado na reflexão de ondas eletromagnéticas (EM) (Porsani, 1999). A propagação do sinal do radar depende das propriedades elétricas de alta frequência dos materiais que compõem o solo, sendo que o teor de água é um dos fatores mais importantes na propagação do sinal em sedimentos. As mudanças nas propriedades elétricas no solo fazem com que parte do sinal 102

transmitido seja refletida (Davis; Annan, 1989). Assim como na sísmica, o tempo entre a transmissão, a reflexão e a recepção é referido como tempo duplo de viagem (*two-way travel time* - TWTT, em inglês), mas é medido em nanossegundos (10^9 s) ao invés de milissegundo (10^6 s). Um refletor TWTT é uma função da sua profundidade, da distância entre as antenas emissora e receptora e da velocidade média das ondas de radar no material subjacente (Neal, 2004).

A condutividade elétrica (σ), a permissividade dielétrica (\mathcal{E}) e a permeabilidade magnética (μ) são também propriedades físicas importantes na aplicação do método GPR, porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas de radar, respectivamente (Annan, 1996):

- A condutividade elétrica (σ) é uma medida da capacidade de transporte de carga na aplicação de um campo elétrico. As principais perdas de energia relacionadas à condução ocorrem devido ao transporte de carga iônica em água e a processos eletroquímicos associados à troca de cátions em minerais de argila (Olhoeft, 1998);
- A permissividade dielétrica (*E*) é medida em unidades de capacitância elétrica (medida em farads) por metro, e representa uma medida da capacidade do material para armazenar carga elétrica (Olhoeft, 1998);
- A permeabilidade magnética (µ) é outra propriedade que controla o comportamento de energia eletromagnética em um meio, medida em indutância (henry, H) por metro. Essa propriedade física é essencialmente o equivalente magnético da permissividade dielétrica; representa uma medida da energia do campo magnético armazenada que é perdida através da magnetização induzida (Powers, 1997 *apud* Neal, 2004). Em materiais que ocorrem naturalmente, uma resposta magnética forte é geralmente observada em óxidos ou sulfetos ferromagnéticos, principalmente óxidos de ferro e ferro-titânio, tais como magnetita e hematita (Olhoeft, 1998).

Na Tabela 4 são mostradas as características de permissividade dielétrica (\mathcal{E}), velocidade de propagação da onda EM (\mathcal{V}), condutividade elétrica (σ) e atenuação para alguns materiais.

Tabela 4 – Exemplos de propriedades elétricas de materiais geológicos comuns para frequências entre 80 e 120 MHz. \mathcal{E}_r : permissividade dielétrica; \mathcal{V} : velocidade de propagação da onda eletromagnética; σ : condutividade elétrica. Fonte: Neal (2004) adaptado de diversos autores.

Material	${\mathcal E}_r$	_V (m/ns)	σ (mS/m)	Atenuação (dB/m)
Ar	1	0,3	0	0
Água doce	80	0,03	0,5	0,1
Água salgada	80	0,01	30000	1000
Areia seca	2,55 - 7,5	0,1 - 0,2	0.01	0,01 - 0,14
Areia saturada	20 - 31,6	0,05 - 0,08	0,1 - 1	0,03 - 0,5
Areia e cascalho secos	3,5 - 6,5	0,09 - 0,13	0,0007 - 0,06	0,01 - 0,1
Areia e cascalho saturados	15,5 - 17,5	0,06	0,7 - 9	0,03 - 0,5
Silte seco	2,5 - 5	0,09 - 0,12	1 - 100	1 - 300*
Silte saturado	22 - 30	0.05 - 0,07	100	1 - 300*
Argila seca	2,5 - 5	0,09 - 0,12	2 - 20	0,28 - 300*
Argila saturada	15 - 40	0,05 - 0,07	20 - 1000	0,28 - 300*
Turfa (água doce)	57 - 80	0,03 - 0,06	< 40	0,3
Rocha (embasamento)	4 - 6	0,12 - 0,13	10-5 - 40	7x10 ⁻⁶ - 24

* valores não diferenciados entre material seco e saturado (van Heteren et al., 1998).

Em termos de aplicação do método GPR, parte da energia das ondas eletromagnéticas é refletida ao encontrar uma descontinuidade subsuperficial significativa em relação à permissividade dielétrica relativa (ε_r), à permeabilidade magnética relativa (μ_r) ou à condutividade elétrica (σ). A intensidade da reflexão será proporcional à magnitude das variações das citadas propriedade físicas (Reynolds, 1997). A quantidade de energia refletida, no que diz respeito à amplitude do sinal, é dada pelo coeficiente de reflexão (R):

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}}}{\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}}},$$

onde \mathcal{E}_{r1} e \mathcal{E}_{r2} são a permissividade dielétrica relativa das camadas adjacentes 1 e 2, ou:

$$R = \frac{\sqrt{v_2} - \sqrt{v_1}}{\sqrt{v_2} + \sqrt{v_1}}$$

onde V_1 e V_2 são a velocidade de camadas adjacentes 1 e 2. Em todos os casos, o valor de R estará compreendido entre -1 e 1.

Alterações na quantidade e tipo de fluidos intersticiais, pequenas alterações na porosidade, mudanças associadas ao sedimento (granulometria, formato dos grãos, orientação

e empacotamento sedimentar) podem resultar em reflexões significativas (Tabela 5). Consequentemente, ambientes tais como o lençol freático ou estruturas sedimentares e contatos litológicos são potencialmente visíveis através da utilização do GPR.

	- / ·				
Camada 1 Camada 2	Porosidade (%)	$\boldsymbol{\mathcal{E}}_r$	R (+1 a -1)	Significado geológico	
Areia seca	35	3,1	0.44		
Areia saturada	35	20,7	-0,44	Niver freatico	
Areia seca	35	3,1	0.012	Variação de norma de de	
Areia seca	30	3,27	-0,015	variação de porosidade	
Areia saturada	35	20,7	.0.04		
Areia saturada	30	17,7	+0,04	Variação de porosidade	
Areia saturada	35	20,7	0.2	Mudança litológica para turfa de alta	
Turfa	70	46,5	-0,2	porosidade	
Areia seca	35	3,1	0.42		
Areia seca rica em minerais pesados	35	19,9	-0,43	Deposito de placer de minerais pesados	
Areia saturada	35	20,7	0.22		
Areia saturada rica em minerais pesados	35	53	-0,23	Deposito de placer de minerais pesado	
Grãos arredondados	33	23,5	.0.00		
Grãos achatados	33	16,9	+0,08	Mudança do formato de graos	
Pacote de grãos isotrópico	33	22,5			
Pacote de grãos anisotrópico	33	16,9	+0,07	// Mudança na orientação dos graos	

Tabela 5 – Coeficientes de reflexão entre camadas, associados a típicas mudanças de conteúdo de água, porosidade, litologia, formato e orientação dos grãos. Fonte: adaptado de Neal (2004) a partir de Baker (1991).

A profundidade de investigação e a resolução do GPR variam de acordo com a frequência da antena. Quanto maior a frequência, maior a resolução vertical e menor a profundidade de investigação, e vice-versa (Tabela 6) (Borges, 2002). Antenas de diferentes frequências fornecem abordagens alternativas ao levantamento de perfis GPR, de forma que, em geral, a maior frequência resulta em uma maior resolução vertical, enquanto que as frequências mais baixas proporcionam maior profundidade de penetração e/ou melhor continuidade das reflexões (Jol *et al.*, 2002). Estes autores recomendam que em estudos que precisem de detalhe subsuperficial se usem antenas de 200 MHz, enquanto que, se a máxima profundidade possível deve ser alcançada, recomenda-se o uso de antenas de 25 ou 50 MHz. Neste tipo de levantamento geofísico é importante realizar testes iniciais para minimizar o tempo gasto nas atividades de campo e otimizar a qualidade dos dados.

Frequência (MHz)	Profundidade de penetração do sinal - Borges (2002) -	Profundidade de penetração do sinal – outras publicações –
1000	1 m	-
500	1,5 m	1,5 m (Schultz, 2007)
400	2 m	5 m (Figura 25 de Neal, 2004 - 450 MHz)
200	4 m	8 m (Rocha <i>et al.</i> , 2013), 10 m (Figura 7 de Neal, 2004), e 25 m (Silva, 2011)
100	25 m	10 m (Figura 7 de Neal, 2004)
50	30 m	10 m (Figura 7 de Neal, 2004)
25	40 m	-
10	50 m	-

Tabela 6 – Relação entre frequência da antena GPR e a profundidade de penetração do sinal. Fonte: modificado de Borges (2002) adaptado de Ramac-Mala (1997) e Porsani (1999).

5.3.2 Aquisição dos dados GPR para o estudo

No presente estudo, o levantamento de dados de GPR foi realizado ao longo de trilhas da restinga da Marambaia em junho de 2015 e novembro de 2016. Na aquisição de dados um georradar da marca GSSI (*Geophysical Survey Systems Incorporated;* modelo SIR3000) com antena de 200 MHz foi utilizado. Os parâmetros de configuração do equipamento foram: *scans* / segundo = 64; *scans* / unidade de distância (m) = 1,25; amostras / *scan* = 1024; bits / amostra = 16.

Durante a aquisição, o equipamento foi rebocado por uma pick-up com tração 4 x 4, quadriciclo e manualmente (Figura 51), a depender do acesso das linhas sísmicas planejadas, de maneira que a aquisição totalizou cerca de 42 km de linhas GPR (Figura 48).


Figura 51 – Fotografias da campanha de levantamento dos dados GPR ao longo da restinga da Marambaia. Fotografias: Tatiana Dadalto e Bruno Lopes Gomes.

5.3.3 Processamento dos dados GPR

Segundo Neal (2004), o objetivo básico do processamento de dados de GPR, assim como de dados de reflexão sísmica ou outros tipos de dados geofísicos, é superar as limitações inerentes aos dados, de tal forma que se possam obter informações mais realistas de subsuperfície que permitam uma interpretação mais confiável em termos de significado geológico e sedimentológico. No entanto, algumas limitações não podem ser ultrapassadas no processamento (por exemplo, a profundidade de penetração), uma vez que são dependentes de características do local e/ou da configuração utilizada para a coleta dos dados.

No presente estudo, os dados GPR adquiridos foram processados nos *softwares* RADAN (*Radar Data Analyzer*; versão 7,4) da marca fabricante do equipamento e REFLEXW (versão 5; especialmente para a correção topográfica). A Figura 52 ilustra o efeito do processamento descrito no radargrama.



Figura 52 – Radargrama não processado (painel superior) e processado (painel inferior) conforme etapas mostradas na Figura 53 e explicadas no texto.

Importante ressaltar, contudo, que em levantamentos de GPR, as reflexões das descontinuidades de subsuperfície não são os únicos sinais gravados em um radargrama: o primeiro impulso a chegar é a onda aérea (*airwave*), que se desloca a partir da antena de transmissão para a antena de recepção à velocidade da luz (0,2998 m ns⁻¹); a segunda chegada de reflexão refere-se à onda terrestre (*groundwave*), que viaja diretamente através do subsolo entre a transmissão e a recepção de antenas. Deste modo, as ondas aéreas e terrestres mascararam as reflexões na parte superior de um radargrama (Neal, 2004). Por isto, a primeira etapa de processamento corresponde à correção do tempo zero, que tem o objetivo de realinhar os refletores através do deslocamento dos traços individuais para cima ou para baixo pela quantidade necessária de tempo duplo de viagem (Figura 53).



Figura 53 – *Fluxograma com as etapas de processamento dos dados GPR.*

Um problema associado ao fato de que os dados de GPR são registrados em uma base de tempo é que as mudanças locais de altitude do terreno que podem ocorrer ao longo de uma linha de aquisição não são levadas em consideração. Isso pode levar a distorções significativas da imagem de subsuperfície se não corrigidas (Fisher *et al.*, 1996). Assim, para se efetuar uma correção topográfica do terreno é necessária a realização de um levantamento da topografia da linha de aquisição dos dados GPR, o que requer atenção e planejamento prévio. No caso do presente estudo, a correção do terreno foi possível através da realização *in situ* de levantamento topográfico com auxílio do sistema DGPS, modelo Novatel NOV702GG, com nível de resolução de 0,5 m.

Além disso, os sistemas GPR são suscetíveis à interferência de várias fontes criadas pelo homem (transmissores de televisão, emissoras de rádio FM, celulares e suas torres de transmissão, *walkie-talkies*) (Olhoeft, 2000). Por isso, a filtragem dos dados constitui uma outra importante etapa do processamento dos dados que pode, inclusive, ser utilizada mais de uma vez. Os filtros são projetados para alterar a forma de traços individuais através de manipulação matemática, aumentando ou eliminando certas características (Sensors and Software, 1998).

A aplicação de ganho é outra etapa do processamento, que visa corrigir o efeito da diminuição da intensidade do sinal com o aumento do tempo de viagem devido à atenuação progressiva. O ganho pode ser inversamente proporcional à intensidade do sinal para que seja atingido o objetivo de equiparar os sinais (Neal, 2004). Muitas vezes, esta etapa de processamento tem o efeito indesejado de amplificação não só dos refletores de interesse, mas também de vários tipos de ruído ambiente (Yilmaz, 1987; 2001).

5.3.4 Interpretação dos radargramas

As superfícies de radar, pacotes de radar e fácies de radar - definidos como termos equivalentes aos utilizados em estratigrafia sísmica - são os blocos de construção da estratigrafia de radar para um perfil de reflexão GPR. Consequentemente, a terminologia usada para definir essas configurações das reflexões de radar é proveniente dos termos usados na interpretação sísmica (*e.g.*, Mitchum *et al.*, 1977a; 1977b) e, em parte, das tentativas de descrever e classificar estruturas sedimentares (Campbell, 1967; Allen, 1982; van Heteren *et al.*, 1998). Neal (2004), por exemplo, recomenda que as configurações de reflexão das fácies de radar sejam descritas em termos da forma, mergulho e continuidade das reflexões, além da relação de terminação entre as reflexões.

No presente estudo, a identificação das unidades e superfícies GPR, de acordo com o proposto por Neal (2004), foi possibilitada através da interpretação das configurações das reflexões e fácies de radar, realizada através do programa STM *Kingdom Suite*®.

5.4 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO: AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO

5.4.1 Aquisição dos dados topográficos

Concomitantemente ao levantamento geofísico, foi realizado o levantamento topográfico utilizando-se uma antena DGPS (*Differential Global Positioning System*), uma vez

que os dados topográficos devem coincidir com os perfis GPR para a realização da etapa de correção topográfica do processamento dos radargramas.

Na aquisição dos dados topográficos, foi utilizada uma antena DGPS Novatel (modelo NOV702GG - raio de 0,1 m) fixada no carro ou no quadriciclo utilizado no levantamento geofísico. O equipamento foi configurado para coletar os dados de posicionamento e de altitude a cada segundo. A distância entre o centro da antena e o chão foi medida sempre que a antena era instalada – no início do dia de trabalho ou quando houvesse mudança do posicionamento da antena do carro para o quadriciclo ou vice-versa. As alturas variaram entre 1,53 (no quadriciclo) e 1,8 m (no carro). Juntamente com a medição da altura, após cada instalação, antes de começar o levantamento, uma espera de 20 minutos garantiu a estabilização do sinal. Após este tempo, se iniciava o levantamento ao longo de uma linha GPR/topográfica.

5.4.2 Processamento dos dados topográficos

O processamento dos dados topográficos incluiu 5 etapas (Figura 54): (1) correção da altura da antena; (2) correção do posicionamento a partir da base de dados da RBMC (Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS do IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, estação Rio de Janeiro); (3) obtenção da altura geoidal (N), através da utilização do modelo de ondulação geoidal do programa MapGeo (versão 2010; IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística); (4) conversão da altitude elipsoidal (h; medida pelo DGPS) em altitude ortométrica (corrigida; H), através da seguinte expressão: H = h - N (IBGE, 2016); e (5) remoção de dados espúrios.



Figura 54 – Fluxograma com as etapas do processamento dos dados topográficos.

As duas primeiras etapas do processamento, assim como a *download* dos dados coletados, foram realizadas no software GTR Processor (versão 2,87; *Techgeo*), disponível no Grupo GEOMARGEM. Para a remoção dos dados espúrios, os dados foram visualizados através da utilização de ferramentas de geração de gráficos (Excel, *Microsoft Office*; Matlab, *Mathworks*) e os dados considerados espúrios eliminados.

5.5 TESTEMUNHOS: LOCALIZAÇÃO, PERFILAGEM GEOFÍSICA E PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os testemunhos coletados se diferenciam em dois grupos de acordo com o tipo de amostragem e respectivos objetivos: o primeiro grupo de testemunhos, denominados *T01* a *T08* (Figura 48), envolve a amostragem na parte submersa baía de Sepetiba, nas proximidades da restinga da Marambaia. Essa testemunhagem foi realizada com objetivo de estudar a variabilidade das características sedimentares e suas relações com os processos ambientais atuantes; o segundo grupo de testemunhos, denominados 1 a 11 (Figura 48) compreende a amostragem na porção emersa da restinga da Marambaia, realizada para fins de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

Além dos testemunhos, duas amostras do arenito de restinga que ocorre na enseada da Marambaia foram coletadas e analisadas quanto à composição e granulometria. Neste caso, o processamento seguiu as mesmas etapas das demais amostras de sedimento a partir da etapa de subamostragem.

5.5.1 Escolha da localização dos testemunhos

Duas informações de trabalhos pretéritos realizados por integrantes do grupo de pesquisa funcionaram como suporte para a escolha da localização dos testemunhos na baía de Sepetiba, em especial o testemunho *T03*. Dentro da baía de Sepetiba próximo ao canal de *blowout*/transposição localizado no setor central da restinga da Marambaia, Carvalho (2014) mostrou a presença de uma pequena área com cobertura sedimentar de areias médias a grossas, onde predominam de forma geral sedimentos lamosos. Como eventos de transposição já foram identificados através da análise das imagens de satélite, esta poderia ser a explicação para a

localização destes sedimentos grossos na área (Figura 39).

O registro sísmico da região próxima à restinga da Marambaia (dentro da baía de Sepetiba) apresentado por Ramos (2013) mostrou, abaixo do pacote sedimentar lamoso que compõe o fundo atual da baía, a presença de uma unidade sísmica caracterizada por refletores internos descontínuos e ondulados, às vezes caóticos, contendo pequenos canais preenchidos, dispostos de forma descontínua e caótica. No trecho da linha sísmica que coincide com a área amostrada por Carvalho (2014), esta unidade quase aflora junto ao leito submarino, sugerindo a ocorrência de uma área de erosão ou de não-deposição, que facilitaria a amostragem deste pacote sedimentar. Este foi o ponto escolhido para amostragem do testemunho *TO3*.

No caso dos testemunhos para datação por LOE, a localização de cada ponto foi escolhida com base nas análises das imagens de satélite, de forma que os testemunhos representassem os diferentes domínios morfossedimentares observados na restinga da Marambaia e as diversas gerações de cristas de praia identificadas através da análise das imagens de satélite. Uma questão importante que limitou esta amostragem ao setor oeste da restinga da Marambaia foi o fato que nesta campanha a autorização de acesso foi limitada a esta área. Somente o testemunho LOE11 foi coletado fora do setor oeste, durante a campanha de levantamento dos dados GPR. O acesso ao setor leste foi bastante limitado, uma vez que esta área representa o espaço de utilização mais intensa pelas atividades do CAEx (Centro de Avaliações do Exército).

5.5.2 Amostragem dos testemunhos

A amostragem dos 8 testemunhos na baía de Sepetiba ocorreu em junho de 2015 e foi realizada por dois mergulhadores utilizando um testemunhador manual (Figura 55). O aparato de amostragem utilizado contou com o tubo de PVC, uma braçadeira metálica, um peso utilizado para bater na braçadeira de maneira a forçar a entrada do tubo no sedimento e um pistão que era puxado manualmente à medida que o tubo penetrava o sedimento. Após retirados, os tubos foram fechados com tampas plásticas e fita reforçada com tecido (*silvertape*) e devidamente identificados (nome do tubo, setas, "Topo", "Base"). Alguns tubos foram cortados a cada 1 metro para que pudessem ser acondicionados no isopor com gelo. Os tubos foram transportados até o Laboratório de Oceanografia da UERJ e mantidos em um freezer.



Figura 55 – Fotografias da campanha amostral 2 - embarque para coleta de testemunhos na baía de Sepetiba. Fotografias: Tatiana Dadalto e Luísa Santos Machado.

Com relação aos testemunhos coletados sobre a restinga da Marambaia, alguns cuidados foram tomados no momento de amostragem e no tratamento das amostras antes das análises, uma vez que esta amostragem foi realizada com o objetivo de realizar datações através do método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). As amostras utilizadas para a determinação de datação por LOE devem ser coletadas de modo que o material não seja exposto à luz do dia, o que é geralmente realizado forçando tubos opacos metálicos ou plásticos na superfície que se quer amostrar. O material de ambas as extremidades dos tubos, susceptível à exposição à luz, é descartado para medições da dose ambiental, mas pode ser utilizado para a determinação da taxa de dose através de medições de espectrometria gama (para isto o material não precisa ser protegido da exposição à luz) (Preusser *et al.*, 2008).

Os testemunhos para datação LOE foram coletados durante a campanha realizada em março de 2015, em tubos de alumínio de cerca de 1 m de comprimento. Assim como no caso anterior, os tubos foram envolvidos por uma braçadeira metálica forçada pelas batidas manuais de um peso que forçava a penetração do tubo no sedimento. Um tripé com catraca foi utilizado para auxiliar a retirada do tubo do sedimento (Figura 56). Após retirado, a parte do tubo não preenchida por sedimentos foi cortada e os espaços vazios que pudessem existir foram completados com sacos plásticos pretos e o tubo, fechado com tampas plásticas e fita reforçada com tecido (*silvertape*) e devidamente identificados (nome do tubo, setas, "Topo", "Base"). Desse modo, essas amostras foram coletadas sem exposição à luz, conforme indicado por Preusser *et al.* (2008) para que a fração central do tubo (cerca de 0,5 m) fosse utilizada para datação por LOE (Murray; Wintle, 2000; Wintle; Murray, 2006).



Figura 56 – Fotografias da amostragem de um testemunho de 1 m de comprimento na campanha amostral 1, no setor oeste da restinga da Marambaia. Fotografias: Tatiana Dadalto e Breylla Carvalho.

5.5.3 Processamento dos testemunhos

Entre agosto e setembro de 2015, os 8 testemunhos coletados na baía de Sepetiba foram submetidos à sonda geofísica Geotek no Laboratório de Sedimentologia do LAGEMAR/UFF, ao imageamento por raio X no Laboratório de Instrumentação Nuclear da COPPE/UFRJ e abertos no Laboratório de Oceanografia Geológica da FAOC/UERJ, quando foram visualmente descritos, fotografados e amostrados a cada 2 cm. A Figura 57 resume as etapas do processamento destes 8 testemunhos.



Figura 57 – Fluxograma com as etapas do processamento dos testemunhos coletados na baía de Sepetiba, nas proximidades da restinga da Marambaia.

Os testemunhos coletados para a datação por LOE foram enviados, lacrados, ao laboratório da empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA, localizada em São Paulo (SP), onde duas subamostras foram coletadas para cada tubo: uma subamostra para a estimativa de luminescência (para o cálculo da dose equivalente) e outra para exposição no espectrofotômetro (para o cálculo da taxa de dose) (Duller, 2008). Neste método, somente as subamostras que serão utilizadas para a estimativa da luminescência exige o abrigo da luz e também um pré-processamento específico (Presseur et al., 2008). Por isto, os tubos foram abertos no laboratório em ambiente de luz vermelha e, para cada tubo, uma subamostra da região do meio do sedimento amostrado foi coletada. Estas subamostras passaram por um tratamento químico com exposição ao peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 20 %, ao ácido fluorídrico (HF) a 20 % e, finalmente, ao ácido clorídrico (HCl) a 10 %, com lavagens intermediárias (com água destilada; Mauz; Lang, 2004). Após este tratamento químico, as subamostras foram secas e peneiradas separando em uma fração granulométrica na faixa de 100 - 250 µm, obtendo assim material quartzoso de granulometria homogênea, isento de materiais orgânicos e/ou metais pesados (Presseur et al., 2008). Estas são as subamostras utilizadas para a estimativa da luminescência. Mais detalhes sobre o método da datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) estão apresentados no item que se refere às datações.

Ao final das análises de datação pela empresa contratada, os tubos foram devolvidos e já no Laboratório de Oceanografia Geológica da FAOC/UERJ, novas subamostras foram coletadas para análise de composição (teor de matéria orgânica e carbonatos) e de granulometria. Estas novas subamostras foram coletadas na mesma profundidade das subamostras datadas. O processamento para a realização das análises desejadas seguiu as mesmas etapas das demais amostras de sedimento (explicadas mais adiante).

5.5.3.1 Perfilagem geofísica dos testemunhos

No Laboratório de Sedimentologia do LAGEMAR (UFF), os 8 testemunhos coletados na baía de Sepetiba foram submetidos à perfilagem geofísica com auxílio da sonda *Multi-Sensor Core Logger* (MSCL; *Geotek*), que mediu os valores de susceptibilidade magnética (SM) e resistividade elétrica (RE) ao longo dos tubos de PVC com um intervalo de amostragem de 1 cm. Infelizmente, as demais variáveis possíveis de serem medidas durante a perfilagem geofísica (velocidade de onda P, densidade gama, espectro de raios gama) não puderam ser registradas porque os sensores estavam defeituosos.

A SM é o grau de magnetização de um material em resposta a um campo magnético aplicado e representa uma variável frequentemente utilizada para a correlação entre testemunhos, uma vez que mudanças na SM podem indicar variação da proveniência sedimentar e/ou ambiente diagenético (Geotek, 2016a). O sensor de SM utilizado no sistema MSCL (MS2C; *Bartington Instruments*) funciona a partir de um circuito oscilador que produz um campo magnético alternado (0,565 kHz) não saturante de baixa intensidade (cerca de 80 A/m RMS). A aproximação de materiais ao redor do sensor causa uma alteração na frequência do oscilador, desde que este material apresente uma susceptibilidade magnética. Se o campo magnético for reforçado pela presença de material paramagnético, ferromagnético, o campo magnético for enfraquecido pela influência da presença de material diamagnético, o correrão valores negativos de SM (Geotek, 2016a).

As medidas de resistividade elétrica, principalmente quando combinadas aos dados de densidade, fornecem informações litológicas/sedimentológicas pertinentes, como o tamanho de grão e a permeabilidade, que não poderiam ser obtidas com outros métodos não destrutivos (Geotek, 2016b). O sensor de resistividade elétrica (RE; desenvolvido pelo *British Geological Survey* e Universidade de Leicester) funciona induzindo um campo magnético de alta frequência, a partir de uma bobina de transmissão, que induz correntes elétricas que terão intensidades inversamente proporcionais à resistividade elétrica. A corrente elétrica induzida regenera campos magnéticos que são medidos por uma bobina receptora. Para medir esses campos magnéticos com precisão, a técnica de diferença utilizada compara as leituras geradas a partir das bobinas de medição às leituras geradas a partir de um conjunto idêntico de bobinas que opera no ar. Esta técnica proporciona a precisão e a estabilidade necessária (Geotek, 2016b). A calibração, recomendada pelo fabricante, é realizada utilizando tubos

preenchimentos com água de salinidades conhecidas (e, portanto, resistividades conhecidas).

5.5.3.2 RADIOGRAFIA COMPUTADORIZADA DOS TESTEMUNHOS

Os equipamentos de raio X são aparelhos que emitem radiação X quando energizados, segundo uma tensão e uma corrente estabelecidas pelo usuário. No caso da radiografia computadorizada, ao invés dos filmes convencionais, são utilizadas placas de fósforo fotoestimuláveis, cujo mecanismo de absorção de raios X se assemelha ao mecanismo dos filmes (Oliveira, 2010). Segundo Bouma (1964), um dos pioneiros na aplicação da radiografia em estudos sedimentológicos, esta técnica deve ser aplicada principalmente para a coleta de dados detalhados ou informação adicional sobre as estruturas primárias e secundárias e para detectar a presença de estruturas em depósitos que não as mostram à primeira vista. Além disso, este autor aponta que a técnica é eficiente na detecção da presença / ausência de argila e areia nos sedimentos e de variações texturais ao longo dos testemunhos.

No presente trabalho, um equipamento de raios X da marca Yxlon foi utilizado para a realização da radiografia digital dos testemunhos, no Laboratório de Instrumentação Nuclear da COPPE (UFRJ). A distância entre a fonte emissora até os testemunhos foi de 0,9 m e os parâmetros de exposição variaram de 90 a 140 kV de tensão, 3 a 5,5 mA de corrente e 1 a 2 s de exposição para geração das imagens (Tabela 7). O programa *Isee!* foi utilizado para a avaliação das imagens logo após sua geração de modo a que fosse verificada a necessidade de realizar novas radiografias. Esta avaliação foi qualitativa e se baseou principalmente na visualização dos contrastes das feições que deveriam ser ressaltadas.

Testemunho	Tensão (kV)	Corrente (mA)	Tempo de exposição (s)	Data	Tubo
T01	120	5	1,5 - 2	01/09/2015	Fechado
<i>T02</i>	120	5	1,5	01/09/2015	Fechado
<i>T03</i>	120	5	2	01/09/2015	Fechado
<i>T04</i>	140	5	1,5	27/08/2015	Fechado
T05	120	5	1,5 - 2	01/09/2015	Fechado
<i>T06</i>	120	5,5	1	27/08/2015	Fechado
<i>T07</i>	90	3	1,5	21/08/2016	Aberto
<i>T08</i>	90	3	1,5	21/08/2016	Aberto

Tabela 7 - Parâmetros de tempo de exposição para geração da imagem da radiografia digital. A escolha destes parâmetros foi realizada após alguns testes preliminares onde a combinação dos parâmetros que melhor ressaltou as feições sedimentares foi identificada.

5.5.3.3 Abertura, descrição visual, fotografia e subamostragem dos testemunhos

Na primeira seção de radiografia computadorizada, os testemunhos foram radiografados abertos (testemunhos *T07* e *T08*). Contudo, devido às dificuldades logísticas de transporte dos testemunhos abertos, a decisão de testar os resultados da radiografia realizada com os testemunhos fechados foi tomada e os resultados foram satisfatórios. Assim, a maioria dos testemunhos foi aberta após a realização da perfilagem geofísica e da radiografia computadorizada. Em todos os casos, os testemunhos foram abertos utilizando-se uma serra elétrica de pequeno porte para cortar as laterais do tubo de PVC. Com o auxílio de um arame, o sedimento no interior do testemunho foi dividido em duas porções e logo após o testemunho foi dividido em duas bandas.

Logo após a abertura, os testemunhos, posicionados ao lado de uma trena, foram descritos em termos de coloração, textura, presença de estruturas sedimentares, (fragmentos de) conchas e bolachas do mar, vértebras de peixes, tubos de poliquetas, madeira. Após a descrição, os testemunhos foram fotografados e subamostrados a cada intervalo de 2 cm. O material datável foi recolhido e lavado com água destilada. Após a secagem em temperatura ambiente, este material foi fotografado e algumas amostras foram selecionadas para a datação por carbono-14.

5.5.3.4 DETERMINAÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONATOS

Após lavadas para remoção dos sais solúveis, as amostras foram quarteadas e pesadas (~ 20 gramas). A determinação do teor de matéria orgânica e de carbonatos foi estimada pela diferença de pesos após as etapas de: (i) lavagem e secagem inicial (peso inicial); (ii) oxidação por peróxido de hidrogênio (H₂O₂) em chapa aquecida a até 60 °C e subsequentes lavagens e secagens (peso do sedimento sem matéria orgânica); e (iii) dissolução pela reação com ácido clorídrico (HCl) e subsequentes lavagens e secagens (peso do sedimento sem matéria orgânica); peso do sedimento sem matéria orgânica e sem carbonatos) (Krumbein; Pettijohn, 1938).

5.5.3.5 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Para a análise granulométrica, todas as amostras foram analisadas pelo método de Análise de Imagem Dinâmica (AID) a partir da utilização do granulômetro Camsizer (Retsch *Technology*). O princípio de funcionamento deste equipamento se baseia na determinação do tamanho das partículas através da análise de imagens registradas por câmeras. Após ser colocada no equipamento, a amostra é transportada para a zona de medição através de um alimentador vibratório, onde as partículas passam entre uma luz transmitida e duas câmeras digitais. As sombras das partículas são projetadas e gravadas a uma taxa de mais de 60 imagens (frames) por segundo. A utilização de duas câmeras no sistema é que garante a máxima precisão em toda a gama de medição, que vai de 30 µm a 30 mm. Isto porque uma câmera básica registra as partículas maiores enquanto que uma câmera de zoom atua de forma a oferecer a máxima resolução para a faixa das partículas de tamanhos menores (Horiba Instruments, 2016a). O dado de saída utilizado nas análises subsequentes foi o percentual do volume de cada classe de tamanho, estimado como um volume de uma esfera de diâmetro equivalente ao medido (Horiba Instruments, 2016b). As classes de tamanho detectadas foram: > 4000, 4000 a 2800, 2800 a 2000, 2000 a 1400, 1400 a 1000, 1000 a 710, 710 a 500, 500 a 355, 355 a 250, 250 a 180, 180 a 125, 125 a 90, 90 a 63 e <63 µm.

Dentre os motivos pelos quais este método de análise foi escolhido destacam-se: (i) adequabilidade do intervalo de tamanhos granulométricos detectáveis pelo equipamento, uma vez que a maioria das amostras apresentou predominância de sedimentos arenosos; (ii) praticidade / rapidez da análise, uma vez que o método utiliza amostras secas (aproximadamente 5 gramas).

No entanto, em algumas amostras, observou-se que o resultado da análise granulométrica por AID não foi eficiente em detectar a presença de sedimentos finos já observados pela descrição visual. Para as amostras cujo percentual de lama foi subestimado, uma segunda análise granulométrica foi realizada, desta vez através do método de Difração a Laser (DL) do sistema Mastersizer 2000 com unidade de dispersão acoplada Hydro 2000 MU (*Malvern Instruments*). Assim como no método AID, o dado de saída é o percentual de volume de cada classe granulométrica. Os limites de tamanho detectados foram: 0,01; 0,011; 0,013; 0,014; 0,016; 0,018; 0,021; 0,024; 0,027; 0,03; 0,034; 0,038; 0,043; 0,049; 0,055; 0,062; 0,07; 0,08; 0,09; 0,102; 0,115; 0,13; 0,147; 0,166; 0,187; 0,211;0,239; 0,27; 0,305; 0,345; 0,389; 0,44; 0,497; 0,561; 0,634; 0,717; 0,81; 0,915; 1,034; 1,168; 1,32; 1,491; 1,684; 1,903; 2,15;

2,429; 2,745; 3,101; 3,503; 3,958; 4,472; 5,053; 5,709; 6,45; 7,287; 8,233; 9,302; 10,51; 11,874; 13,416; 15,157; 17,125; 19,348; 21,86; 24,698; 27,904; 31,527; 35,62; 40,244; 45,469; 51,371; 58,041; 65,575; 74,089; 83,707; 94,574; 106,852; 120,724; 136,397; 154,104; 174,11; 196,714; 222,251; 251,105; 283,704; 320,535; 362,148; 409,163; 462,281; 522,296; 590,102; 666,711; 753,265; 851,056; 961,542; 1086,372; 1227,408; 1386,753; 1566,785; 1770,189; 2000 μ m. Para a comparação dos resultados dos dois métodos granulométricos, estes intervalos foram somados seguindo os mesmos intervalos granulométricos do método AID.

O princípio de funcionamento deste equipamento se baseia nas teorias de espalhamento e absorção de luz das partículas, mais especificamente na Teoria de Mie. Segundo estas teorias, se o tamanho da partícula e outros detalhes sobre sua estrutura são conhecidos, a forma como ela irá dispersar a luz pode ser prevista com precisão. Cada tamanho de partícula terá o seu próprio padrão de espalhamento característico e que é diferente de qualquer outro tamanho de partícula (Malvern Instruments, 2007). Por exemplo, partículas grandes dispersam a luz em ângulos pequenos em relação ao feixe de laser enquanto partículas pequenas dispersam a luz em ângulos maiores. No equipamento, a difração a laser mede as distribuições granulométricas pela medição da variação angular da intensidade da luz espalhada enquanto um feixe de laser passa através de uma amostra de partículas dispersas, ou seja, não há agregados / flocos na amostra analisada. Os dados de intensidade de espalhamento angular são então analisados para calcular o tamanho das partículas responsáveis pela criação do padrão de dispersão, usando a teoria de Mie de dispersão da luz. O tamanho de partícula é relatado como um volume de uma esfera de diâmetro equivalente (Malvern Instruments, 2016).

A distribuição granulométrica de todas as amostras (incluindo aquelas analisadas pelos dois métodos, AID e DL) foi comparada através da geração de gráficos nos programas Matlab (*Mathworks*) e Excel (*Microsoft Office*).

5.5.3.6 DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS ESTATÍSTICOS

Os parâmetros granulométricos estatísticos foram determinados para cada uma das distribuições granulométricas obtidas pelos dois métodos de análise através do programa Gradistat (versão 8; Blott; Pye, 2001). As equações utilizadas no cálculo dos parâmetros são aquelas referentes ao método logarítmico original de Folk e Ward (1957).

A existência de correlações entre os parâmetros granulométricos estatísticos, teor de 121

matéria orgânica e de carbonatos, susceptibilidade magnética e resistividade elétrica foram avaliadas através de gráficos e coeficientes de determinação (R²) do programa Excel (*Microsoft Office*) e Matlab (*Mathworks*).

A fim de manter um critério de comparação entre todos os testemunhos, os resultados utilizados na representação vertical dos testemunhos foram aqueles obtidos através do método aplicado a todas as amostras (método AID). A representação gráfica dos testemunhos foi realizada através da utilização do programa Strater (*Golden Software*).

5.6 GEOCRONOLOGIA

5.6.1 Datação por radiocarbono

Existem três isótopos principais de carbono que ocorrem naturalmente, sendo duas formas estáveis, o carbono-12 (¹²C) e o carbono-13 (¹³C), e uma instável ou radioativa, o carbono-14 (14C). O método de datação por radiocarbono é baseado na taxa de decaimento do isótopo ¹⁴C, que é formado na atmosfera superior através do efeito de nêutrons de raios cósmicos sobre o nitrogênio-14 (14 N). O 14 C formado é oxidado rapidamente para 14 CO₂ e, através da fotossíntese e da cadeia alimentar, é introduzido nas plantas e nas formas de vida animal. Ao longo de suas vidas, as plantas e os animais utilizam ¹⁴C em equilíbrio com a concentração de ¹⁴C da atmosfera, isto é, o número de átomos de ¹⁴C e o de átomos de carbono não radioativos permanecem aproximadamente os mesmos ao longo do tempo. Assim que uma planta ou animal morre, eles cessam a função metabólica de absorção de carbono e não havendo a reposição de ¹⁴C, ocorre somente o decaimento radioativo. Ao medir a concentração de ¹⁴C ou a radioatividade residual de uma amostra cuja idade não é conhecida, é possível obter a taxa de contagem ou número de eventos de decaimento por grama de carbono. Através da comparação desses valores aos níveis modernos de atividade e usando-se a meia-vida medida, torna-se possível calcular uma data aproximada da morte do organismo analisado (Beta Analytic, 2016a).

A datação por radiocarbono utilizando a Espectrometria de Massa com Acelerador (*Accelerator Mass Spectrometry, AMS*) difere dos métodos de contagem de decaimento porque a quantidade de ¹⁴C na amostra é medida diretamente, em vez de esperar que os eventos de decaimento radioativo ocorram. Isso torna a técnica de 1000 a 10000 vezes mais sensível do

que a contagem de decaimento. A sensibilidade aumentada é conseguida através da aceleração dos átomos usando um acelerador de partículas e usando técnicas nucleares de detecção de partículas. Adicionalmente, devido ao aumento da sensibilidade, os tempos de contagem são muito reduzidos (minutos a horas, em vez de dias) e amostras de tamanhos muito pequenos (miligramas) podem ser utilizadas para as medições. Na técnica de datação radiométrica por AMS, o elemento de interesse (o carbono da amostra) é quimicamente separado da amostra original, convertido em grafite, prensado num cátodo (suporte de amostra do alvo) onde forma um tampão ou camada sólida de grafite e é então colocado num pulverizador de íons (*ion source*) de um acelerador (Beta Analytic, 2016a).

Os resultados das datações por carbono-14 geralmente são apresentados como idades em (milhares de) anos antes do presente (A.P.; em inglês: *before present*, *B.P.*), normalmente com a notação ¹⁴C anos A.P. ou ¹⁴C ka A.P. (em inglês, respectivamente: ¹⁴C yr B.P. e ¹⁴C ka B.P., onde k representa "quilo", relativo a milhares, e a, do latim, *annum*). Na prática, o "presente" é 1950 D.C. (depois de Cristo; em inglês: A.D., do latim *anno Domini*, que significa "Ano do Senhor", se referindo ao nascimento de Cristo). Estudos arqueológicos usam a notação A.C./D.C. (antes de Cristo / depois de Cristo; em inglês: B.C./A.D., *before Christ / anno Domini*) mais frequentemente do que a notação ¹⁴C anos A.P. A notação A.C./D.C. é alternativamente chamada em inglês de BCE/CE (*before "Commom Era" / "Commom Era"*) (Roberts, 2014).

A comparação entre as idades estimadas a partir da datação por radiocarbono e a partir da dendrocronologia mostra uma divergência sistemática em idades mais antigas do que 2500 anos, de forma que as idades ¹⁴C não são inválidas, mas necessitam ser calibradas pelas idades estimadas a partir dos anéis das árvores já que estas são consideradas de maior acurácia (Roberts, 2014). Ainda segundo este autor, é importante reconhecer que existem possíveis dificuldades na calibração da idade ¹⁴C (¹⁴C anos B.P.) para idade corrigida para o calendário cívico (¹⁴C cal anos B.P.), uma vez que as curvas de calibração dos anéis de crescimento das árvores não são linhas suaves, mas apresentam oscilações que estão associadas às alterações de curto prazo do teor de ¹⁴C na atmosfera. O resultado prático disso é que uma idade ¹⁴C pode ter mais de uma idade calibrada (Roberts, 2014).

O fracionamento isotópico se refere às flutuações das razões de isótopos de carbono como um resultado de processos biogeoquímicos naturais (Taylor, 1987 *apud* Beta Analytic, 2016a). Uma forma de garantir a determinação de idades de radiocarbono precisas é medir a razão de isótopos estáveis ¹³C e ¹²C, denominada delta ¹³C ou simplesmente d¹³C, que expressa

a composição isotópica da amostra. O d¹³C representa a diferença em partes por mil entre o conteúdo de ¹³C da amostra e o conteúdo de ¹³C do carbonato padrão PDB (PDB se refere a *Pee Dee Belemnite* e foi baseado em um fóssil marinho cretáceo, *Belemnitella americana*, que era da Formação *Pee Dee* na Carolina do Sul). A idade corrigida pelo fracionamento isotópico representa o valor normalizado da idade de radiocarbono convencional, o que significa dizer que a atividade medida está proporcional ao fracionamento da amostra ou seu d¹³C (Beta Analytic, 2016a). Além de ser utilizado na correção das idades de radiocarbono, o d¹³C de uma amostra pode fornecer informações importantes a respeito do ambiente de onde a amostra foi retirada ou da mistura de materiais usados para produzi-la, pois a composição isotópica da amostra reflete a composição isotópica do ambiente circundante (Beta Analytic, 2016a).

Amostras de materiais datáveis por radiocarbono foram enviadas para dois laboratórios especializados: (i) 1 amostra de madeira e 3 de sedimento orgânico foram analisadas pelo Laboratório da *Beta Analytic Inc* (localizado em Miami, EUA) e (ii) 12 amostras de (fragmentos de) conchas e bolachas do mar foram analisadas pelo *NOSAMS / WHOI (National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry / Woods Hole Oceanographic Institution)*.

O laboratório Beta Analytic utilizou o método de datação por radiocarbono por Espectrometria de Massa com Acelerador (*Accelerator Mass Spectrometry, AMS*). Com o objetivo de remover impurezas, as amostras foram submetidas ao um pré-tratamento químico. A amostra de madeira passou pelo processamento conhecido como método ácido-álcali-ácido (AAA), que envolve a lavagem das amostras com ácido clorídrico quente (HCl), seguido de uma lavagem de hidróxido de sódio (NaOH) e uma lavagem final com ácido HCl antes da secagem da amostra. O pré-tratamento das amostras de sedimento incluíram apenas lavagens ácidas (Beta Analytic, 2016b). Para esta análise, a amostra de madeira deve conter entre 3 a 100 mg e as amostras de sedimento orgânico, menos que 200 g. Os resultados da análise incluem as idades de radiocarbono convencionais, as idades corrigidas pelo fracionamento isotópico, o delta ¹³C e as idades calibradas. A calibração foi realizada utilizando-se a base de dados SHCAL (Hogg *et al.*, 2013), própria para o Hemisfério Sul.

O laboratório *NOSAMS / WHOI* realizou as datações dos carbonatos através do método AMS associado a um pulverizador de íons de gás (*gas ion source*), que é uma análise rápida e de custo e precisão menores (precisão analítica entre 1,5 e 2%; Roberts *et al.*, 2013). Para esta análise, cada amostra deve conter entre 30 e 35 mg (3 e 4 mg de carbono). O método utilizado por este laboratório também é a Espectrometria de Massa com Acelerador (*Accelerator Mass Spectrometry, AMS*), porém com o sistema de injeção de gás acoplado ao acelerador (Schneider *et al.*, 2004; Roberts *et al.*, 2013). O gás que representa a amostra a ser datada é o gás carbônico (CO₂) liberado a partir da dissolução do material carbonático. Os resultados da análise incluem as idades corrigidas pelo fracionamento isotópico. A calibração foi realizada utilizando-se a base de dados SHCAL (Hogg *et al.*, 2013), própria para o Hemisfério Sul através do programa online de calibração de idade de radiocarbono CALIB (versão 7.1; Stuiver *et al.*, 2016; Stuvier; Reimer, 1993).

5.6.2 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

Uma propriedade comum de alguns minerais, como quartzo, feldspato, calcita e zircões, é que quando expostos a emissões liberadas por decaimento radioativo, eles são capazes de armazenar em sua estrutura cristalográfica uma pequena proporção da energia fornecida pela radiação. Em algum momento posterior esta energia pode ser liberada e em alguns minerais esta energia é liberada sob a forma de luz, que é denominada luminescência. O que torna este um fenômeno útil para datação é que esta energia armazenada em minerais pode ser redefinida por dois processos: aquecimento da amostra a temperaturas acima de aproximadamente 300 °C (Termoluminescência, TL) e exposição dos minerais à luz (na natureza, a luz solar), que pode ocorrer durante o transporte, erosão e deposição de sedimentos (Luminescência Opticamente Estimulada, LOE). Qualquer um destes processos irá liberar a energia armazenada preexistente e, assim, calibrar o "relógio radiométrico" para zero. Deste modo, em datação por luminescência, o evento que está sendo datado é o *resetting* (o zerar, a recomposição das estruturas dos minerais), quer por calor ou por exposição à luz (Duller, 2008). O efeito de esvaziamento da energia armazenada na estrutura cristalográfica do mineral que zera o "relógio radiométrico" pode ser realizado pela exposição ao fogo (Roberts, 2014).

A datação por LOE tem se mostrado uma ferramenta adequada para estudos de ambientes clásticos costeiros, uma vez que, por basear-se na luminescência de minerais comuns em sedimentos detríticos, pode ser empregada na grande maioria dos depósitos sedimentares, principalmente os arenosos, especialmente quando não se encontra matéria orgânica datável (Guedes *et al.*, 2011a). Ainda segundo estes autores, o método LOE diferencia-se da datação por ¹⁴C por sempre fornecer idades de deposição de sedimentos e pela sua maior amplitude temporal, que varia de dezenas a centenas de milhares de anos (Wintle, 2008; Wang *et al.*, 2006; Sawakuchi *et al.*, 2016). O quartzo é o material mais adequado para datação por LOE (Duller,

2008), sendo rotineiramente analisado a partir do protocolo SAR (*Single-Aliquot Regenerative-Dose*), proposto por Murray e Wintle (2000) e revisto por Wintle e Murray (2006).

Medidas de luminescência de amostras coletadas ao abrigo da luz são utilizadas para calcular a dose total de radiação absorvida durante o período de soterramento do grão, chamada dose-equivalente (De, expressa em Gray ou Gy, que é a unidade de absorção de radiação do Sistema Internacional de Unidades - SI). A quantidade de radiação que a amostra recebe de seus arredores a cada ano, conhecida como a taxa de dose (TxDose, expressa em Gray/ano ou Gy/ano), pode ser derivada diretamente da medição da quantidade de radioatividade ou por análise química do material e posterior cálculo da concentração de isótopos radioativos presentes, além da contribuição da radiação cósmica (Duller, 2008). A equação para determinar uma idade através do método LOE é expressa como:

$$idade = \frac{De}{TxDose}$$

Todas as etapas de análise laboratorial da datação LOE foram realizadas pela empresa Datação (localizada em São Paulo, SP). As medições de luminescência de cada amostra (cálculo da *De*) foram tomadas em 15 alíquotas, utilizando-se o protocolo SAR.

No protocolo SAR, a primeira medida de luminescência realizada é a LOE natural da amostra. Após esta medição, com a amostra zerada, doses conhecidas de radiação são emitidas e novas medições de luminescência são realizadas a fim de que se construa uma curva de calibração de onde o valor da *De* correspondente à LOE natural medida será obtido. As etapas do protocolo SAR realizadas foram as seguintes:

- 1. Pré-aquecimento de 160 °C por 10 s;
- 2. Medição da LOE natural = L_0 (estimulação por 100 s, a 125 °C);
- 3. Irradiação com luz azul;
- 4. Irradiação com dose teste (10 20% da paleodose) = D_T ;
- 5. Pré-aquecimento de 160 °C por 10 s;
- 6. Medição da LOE = T_0 ;
- 7. Irradiação com luz;
- 8. Irradiação com dose regenerativa = D_1 ;
- 9. Pré-aquecimento de 160 °C por 10 s;

10. Medição da LOE = L_1 (estimulação por 100 s, a 125 °C);

11. Retornar para 3, aumentado o valor da dose regenerativa;

12. Repetir a dose D_1 para verificar a regeneração do sinal de LOE (a diferença de intensidade de LOE entre elas devem ser menor que 10%).

Como em qualquer método analítico, existem limitações, neste caso, relacionadas aos procedimentos laboratoriais e/ou às próprias características do sedimento, como variações das características geológicas da amostra durante o período de soterramento, que podem provocar mudanças da taxa de dose e no cálculo final da idade (Tabela 8). Como estas mudanças são de difícil avaliação por métodos laboratoriais, a análise crítica do resultado de cada datação LOE obtida deve levar em conta a possível variação destas características (Guedes *et al.*, 2011a).

Tabela 8 - Influências mais comuns nos resultados de datação por luminescência. Fonte: Guedes et al. (2011a).

Fator	Razão	Influência no resultado final de idade	Observações
Estimativa imprecisa do teor de umidade da amostra ou variabilidade da umidade ao longo do tempo de soterramento	Atenuação da radiação ambiental (taxa de dose anual) pela água	Unidade estimada maior que a média → superestimação Unidade estimada menor que a média → subestimação	Atenção com a estação do ano (seca ou chuvosa) e com o período específico da amostragem (por ex. logo após dias chuvosos)
Lixiviação ou precipitação de minerais com elementos radioativos ao longo do tempo do soterramento	Subestimação ou superestimação na dose anual de radiação	Superestimação ou subestimação	Evitar zonas com pedogênese intensa ou com quantidade significativa de minerais neoformados
Fotoesvaziamento incompleto antes do soterramento	Alta dose residual	Superestimação	Mais comuns em sedimentos subaquosos e depósitos com pouco transporte sedimentar. Avaliar o tempo de fotoesvaziamento e usar alíquotas de tamanho reduzido ou grãos individuais
Mudanças na sensibilidade LOE das alíquotas	Mudança na curva de dose- resposta	Incremento na sensibilidade LOE → subestimação Diminuição na sensibilidade LOE → superestimação	Correção do efeito incluída no protocolo SAR

Tendo em vista estas questões metodológicas, a representatividade estatística dos resultados das medições de luminescência foi avaliada. Para cada amostra datada foi observada a distribuição das *De* medidas e avaliou-se qual parâmetro estatístico seria mais representativo. Desta forma, em algumas amostras foi utilizada a média dos valores de *De*, em outras a mediana

e, principalmente para as distribuições que apresentaram um desvio padrão elevado, adotou-se o valor mínimo. Neste caso, a idade calculada representaria uma idade mínima da deposição sedimentar.

Capítulo 6

RESULTADOS

Os resultados dessa pesquisa estão organizados em quatro itens principais: (1) Setorização morfossedimentar da restinga da Marambaia; (2) Arquitetura geofísica da restinga da Marambaia; (3) Sedimentologia da restinga da Marambaia e baía de Sepetiba; e (4) Geocronologia associada à evolução da restinga da Marambaia.

6.1 SETORIZAÇÃO MORFOSSEDIMENTAR DA RESTINGA DA MARAMBAIA

A análise das feições morfológicas e/ou sedimentares realizada através das imagens de satélites e das observações em campo permitiu compartimentar a restinga da Marambaia em oito domínios morfossedimentares: maciço da Marambaia, barreira arenosa, cristas de praia, área central alagada, canais de drenagem e/ou transposição, lagunas, campo de dunas e planície de maré (Figura 58). A setorização destes subambientes possibilitou a avaliação da distribuição espacial dos depósitos sedimentares ao longo da restinga, que servirá de base para a correlação dos dados geofísicos e sedimentológicos coletados. Nos itens a seguir, cada um destes domínios morfossedimentares será descrito e exemplificado com fotografias.

6.1.1 Domínio morfossedimentar do maciço da Marambaia

Este domínio morfossedimentar se localiza no extremo oeste da ilha-barreira, onde ocorre o maciço da Marambaia, com altitude máxima de cerca de 620 m e área correspondente a aproximadamente 34% da área total da restinga da Marambaia, e algumas praias localizadas entre promontórios (Figura 58). Apesar de seu caráter predominantemente rochoso, este subambiente foi considerado no mapa morfossedimentar pois o maciço da Marambaia tem um importante papel na evolução sedimentar da região por ser o ancoradouro da barreira arenosa

que constitui a restinga da Marambaia. O maciço Marambaia é um plúton com dimensões aproximadas de 7 km de comprimento por 2 km de largura, constituído por rochas com composição variando de charnoquito a enderbito, passando por quartzo monzonito de idade aproximada de cristalização de 560 Ma (Silva *et al.*, 2001). Embora este ambiente não tenha sido visitado durante as campanhas amostrais, o pico da Marambaia constitui o mais importante referencial geográfico de espaço/posicionamento da área da restinga da Marambaia.

6.1.2 Domínio morfossedimentar da barreira arenosa

O domínio barreira arenosa representa 17% da área da restinga da Marambaia e se estende do extremo leste da ilha-barreira, onde limita o canal da barra de Guaratiba, ao embasamento aflorante a oeste (maciço da Marambaia; Figura 58). A topografia se apresenta com características distintas nos setores oeste, central e leste da restinga. No setor oeste, a barreira arenosa se caracteriza por apresentar dois cordões litorâneos de cerca de 6 m de altitude - também chamados na literatura como "barreira interna" (o cordão localizado a norte) e "barreira externa" (o cordão localizado a sul, no contato com o oceano aberto) - separados por uma laguna que se estreita em direção a leste até desaparecer (Figura 59); no extremo oeste, junto ao maciço da Marambaia, a barreira se apresenta entrecortada por antigos canais de drenagem e/ou transposição bem vegetados. No setor central da restinga, a barreira arenosa apresenta-se estreita e com altitude de cerca de 4 a 5 m, por vezes formando uma escarpa erosiva em sua margem lagunar (Figura 60). Estas características novamente se modificam nas áreas próximas ao setor leste da restinga onde este domínio se encontra encoberto por um campo de dunas em quase toda a sua extensão. Outra característica topográfica da barreira arenosa no setor leste é a ocorrência de canalizações que recortam a barreira (blowouts (?); Figura 61) e atualmente dão espaço a processos esporádicos de transposição de águas oceânicas – eventos já observados em imagens de satélite (pequeno leque de transposição – Figura 61E) e em campo (linha de deixa de ondas no pós-praia – Figura 61B). No extremo leste da restinga, onde a presença das dunas é muito reduzida, ocorre a região mais urbanizada de toda a área de estudo, representada pelas construções do CAEx (Centro de Avaliação do Exército).

6.1.3 Domínio morfossedimentar das cristas de praia

As cristas de praia representam 23% da área total da ilha-barreira e atingem altitude máxima de cerca de 4 m (Figura 62). Elas ocorrem em três áreas da área de estudo formando: (i) a planície de cristas de praia próxima ao domínio do maciço da Marambaia, no setor oeste da restinga; (ii) as várias gerações de cordões que constituem os flancos leste e oeste do esporão cuspidado onde se ancora a ponta da Pombeba, também no setor oeste da restinga; e (iii) os cordões que constituem um antigo esporão cuspidado no setor leste da restinga, semelhante ao do setor oeste (Figura 58). As cristas de praia do setor oeste são mais numerosas e mais desenvolvidas, o que permitiu agrupá-las em gerações diferenciadas e delimitadas por lineamentos e truncamentos observados nas imagens.

6.1.4 Domínio morfossedimentar da área alagada central

Este domínio morfossedimentar compreende áreas baixas (< 4 m de altitude) localizadas entre a barreira arenosa e os flancos leste e oeste que formam os esporões cuspidados no setor leste e oeste da restinga (Figura 63). Somando cerca de 3% da área total da ilha-barreira, a quantidade de água presente nestas áreas é extremamente variável em função do regime de chuvas. Como ilustração, é mostrado o registro fotográfico dos dias 04/03/2015 e 12/03/2015 (Figura 63) realizados, respectivamente, após muitos dias sem precipitação e após a ocorrência de chuvas, quando a região central deste domínio (e também as áreas intracordões de altitude baixa mostradas na parte média inferior da fotografia) apresentaram-se bastante alagadas.



Figura 58 – Mapa morfossedimentar da restinga da Marambaia, realizado através da interpretação de imagens de satélite disponíveis no programa Google Earth Pro e na base de dados do ArcGis 10 (resolução de pixel = 30 x 30m). As seções A-A', B-B' e C-C' representam, respectivamente, perfis topográficos de trechos dos setores oeste, central e leste da restinga.

6.1.5 Domínio morfossedimentar dos canais de drenagem e /ou transposição

Representando cerca de 6% da área total da restinga, este domínio morfossedimentar se restringe à área adjacente ao domínio do maciço da Marambaia (Figura 58) e reúne feições de cerca de 4 a 5 m de altitude que se assemelham a canais de drenagem (do maciço da Marambaia rumo à região onde hoje se encontra a praia oceânica) ou a canais de transposição de ondas, quando as feições aparecem entrecortando a barreira arenosa. Este domínio não foi visitado em campo devido ao pouco tempo disponível.

6.1.6 Domínio morfossedimentar das lagunas intracordões

Representando somente cerca de 1% da área total da ilha-barreira, as lagunas ocorrem entre os cordões litorâneos da barreira arenosa no setor oeste (Figura 64). Elas estão presentes em 60% do comprimento do setor oeste, se estendendo da região próxima ao maciço da Marambaia até a altura do final das cristas de praia que formam o flanco leste do esporão cuspidado da ponta da Pombeba (Figura 58), onde já se encontram bastante estreitas até que não podem mais ser vistas nas imagens. A altitude dentro destas lagunas é de cerca de 2 m e a largura máxima, 190 m. Assim como toda a restinga, o regime de chuvas é importante no controle do nível do lençol freático, o que pode ser observado na imagem de satélite do dia 15/07/2011, que mostra a condição das lagunas cheias (Figura 64D).

6.1.7 Domínio morfossedimentar do campo de dunas

O campo de dunas da restinga da Marambaia, correspondente a aproximadamente 7% da área total, tem localização restrita ao setor leste da ilha-barreira, onde ocorre recobrindo a barreira arenosa (Figura 65). O campo de dunas é limitado a norte pelo domínio das áreas alagadas e cristas de praia; a oeste, as dunas chegam até o início do setor central que é marcado pelo estreitamento da restinga (Figura 58). As dunas têm orientação NE-SO, são bem vegetadas na maior parte da área e atingem cerca de 24 m de altitude.

6.1.8 Domínio morfossedimentar da planície de maré

Assim como no caso do domínio anterior, este domínio está restrito ao setor leste da restinga da Marambaia (Figura 58). Representando cerca de 9% da área total da ilha-barreira, a planície de maré com manguezal se desenvolve entre o limite leste da barreira arenosa e os canais da barra de Guaratiba e expressa um importante subambiente sedimentar, uma vez que retém grande quantidade de sedimentos finos que chegam à região a partir do aporte de pequenos cursos fluviais e da baía de Sepetiba, através das correntes de maré (Figura 66). A altitude é de cerca de 2 m.



Figura 59 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: fotografias do setor oeste da restinga da Marambaia. A: Fotografia aérea (dia 12/03/2015); B e C: vista das trilhas percorridas durante o levantamento geofísico (dias 19 e 18/06/2015, respectivamente); D: barreira no trecho com estreitamento da laguna intracordões (dia 18/06/2015). Fotografias: Tatiana Dadalto.



Figura 60 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: mapa e fotografias do setor central da restinga da Marambaia. A: Fotografia aérea onde pode ser observado o quanto a restinga é estreita neste setor (dia 12/03/2015); B e C: barreira arenosa nos trechos a oeste e a leste da canalização de transposição mostrada na Figura 61 (dia 18/06/2015); D, E e F: vista da barreira a partir da margem lagunar da restinga, mostrando a escarpa erosiva em D e a variação da topografia com presença de dunas e depressões em E e F (dia 18/06/2015). Fotografias: Tatiana Dadalto.



Figura 61 - Domínio morfossedimentar da barreira arenosa: mapa e fotografias (A - D) e imagem de satélite (E) da canalização de transposição e dunas no setor central da restinga da Marambaia. A: Vista da barreira a leste da canalização de transposição tomada do topo da duna (mostrada em C e D); B: linha de detritos deixados pela ação das ondas no reverso do berma adjacente à canalização de transposição; C e D: vistas da canalização de transposição e da duna que a limita a oeste; E: imagem Google Earth (14/07/2006). Fotografias: Tatiana Dadalto (dia 18/06/2015).



Figura 62 - Domínio morfossedimentar das cristas de praia: mapa e fotografias do setor oeste da restinga da Marambaia. A: Fotografia aérea (dia 12/03/2015); B e C: vista geral da área das cristas de praia da margem leste da ponta da Pombeba (07/03/2015). Fotografias: Tatiana Dadalto.



Figura 63 – Domínio morfossedimentar da área alagada central: mapa e fotografias da região central do setor oeste da restinga da Marambaia. A: Fotografia aérea após dias chuvosos - notar a grande presença de áreas alagadas (dia 12/03/2015); B e C: vista da região da laguna (de formato circular); D: cobertura sedimentar de uma área próxima à laguna mostrada em B e C. Fotografias: Tatiana Dadalto e Breylla Carvalho (dia 04/03/2015).



Figura 64 - Domínio morfossedimentar das lagunas intracordões: mapa, fotografias (A - D) e imagem de satélite (E) do setor oeste da restinga da Marambaia. A: Vista da laguna a partir da torre que se localiza próximo ao pico da barreira arenosa (a torre pode ser vista em C; dia 04/03/2015); B e C: vista da laguna a partir de dentro da própria laguna (dia 18/06/2015); D: imagem Google Earth (15/07/2011). Fotografias: Tatiana Dadalto.



Figura 65 - Domínio morfossedimentar do campo de dunas: mapa e fotografias do setor leste da restinga da Marambaia. A a C: Fotografias aéreas (dia 12/03/2015); D: trilha atravessando o campo de dunas (dia 17/06/2015); E: vista das dunas a partir da trilha sobre a barreira arenosa (próximo à praia oceânica; dia 18/06/2015). Fotografias: Tatiana Dadalto.



Figura 66 - Domínio morfossedimentar da planície de maré: fotografias aéreas da região central do setor leste da restinga da Marambaia. A a C: vista da planície de maré (dia 12/03/2015). Notar A e B, o limite entre a planície de maré e o domínio barreira arenosa; em A, é possível observar a ocorrência de águas amarronzadas (ácidos húmicos). Fotografias: Tatiana Dadalto.
6.2 ARQUITETURA GEOFÍSICA DA RESTINGA DA MARAMBAIA

Nesta pesquisa, as informações geofísicas utilizadas incluíram dados sísmicos e de georradar, que representam diferentes escalas espaciais no que se refere à cobertura bidimensional percorrida durante o levantamento e à resolução vertical de cada equipamento/configuração utilizada. Os dados sísmicos analisados se limitaram ao registro de 70 ms de penetração do sinal sísmico na área oceânica e 40 ms na área interna à baía de Sepetiba, uma vez que estes intervalos configuram o registro sedimentar da escala de interesse desta pesquisa. Este intervalo de 0 a 70 ms de TWTT (*two-way travel time*) é equivalente a aproximadamente 56 m de espessura sedimentar (utilizando a velocidade da onda acústica de 1600 m/s na conversão). Com relação aos dados de georradar, a profundidade de penetração do sinal geofísico, o registro Sedimentar. Apesar da menor profundidade de penetração do sinal geofísico, o registro GPR apresentou um maior o detalhamento das feições sedimentares e estruturas deposicionais. A correlação entre os dados sísmicos e de GPR foi realizada pela conversão do TWTT (ms na sísmica e ns no GPR) em espessura sedimentar (m) e pela correlação entre refletores identificados nos dois registros geofísicos.

A interpretação geofísica permitiu identificar 4 unidades deposicionais, chamadas de unidades geofísicas (U1 a U4), delimitadas por 3 superfícies também chamadas de superfícies geofísicas (superfícies S1 a S3). Todas estas unidades e superfícies apresentaram uma distribuição espacial que engloba desde a baía de Sepetiba até a plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia.

6.2.1 Unidade geofísica U1 e superfície geofísica S1

A unidade *U1* representa a unidade reconhecida na base do registro sísmico tanto na plataforma adjacente como na baía de Sepetiba. Esta unidade é limitada no topo pela superfície geofísica *S1* (Figura 67 a Figura 70 e Figura 75). O pacote sedimentar da unidade *U1* atinge verticalmente profundidades mais rasas no registro sísmico da baía (cerca de 23 ms) do que no registro sísmico da plataforma continental (cerca de 42 ms). No registro GPR, esta unidade foi identificada somente no perfil localizado dentro da laguna do setor oeste da restinga (Figura 75), local de baixa altitude, o que permitiu uma penetração mais profunda do sinal

eletromagnético, onde esta unidade atingiu espessura de cerca de 330 ns.

A unidade U1 é caracterizada pela presença de refletores paralelos a subparalelos descontínuos a caóticos, de frequência e intensidade (reflexão) irregulares (fácies fg1; Tabela 9). Especificamente para o registro GPR, os refletores internos são raros. Na baía de Sepetiba, o pacote sedimentar representado pela unidade U1 se caracteriza pela presença de muitas canalizações (vales incisos), que chegam a alcançar cerca de 2 km de largura e 14 m de profundidade (Figura 68). No registro GPR, a unidade U1 atingiu verticalmente cerca de 330 ns, e apresentou canalizações que chegam a 600 m de largura e 200 ns de espessura (Figura 75).

A superfície S1, limite superior da unidade U1, se expressa por claros truncamentos erosivos, cortando refletores internos subparalelos mais contínuos e de mais alto nível de refletividade.

6.2.2 Unidade geofísica U2 e superfície geofísica S2

A unidade U2 apresenta-se sotoposta à unidade U1 e é limitada pelas superfícies geofísicas S1 e S2, respectivamente, na base e no topo. O pacote sedimentar da unidade U2apresenta espessuras variáveis, uma vez que esta unidade preenche canais de morfologias altamente variáveis: cerca de 20 ms na plataforma continental (Figura 67), 5-15 ms na baía de Sepetiba (Figura 68 a Figura 70), 25 a 200 ns na restinga da Marambaia (Figura 71 a Figura 78).

A assinatura sísmica da unidade U2 permitiu identificar os seguintes padrões de reflexão: refletores subparalelos a ondulados contínuos com terminação em *onlap* (fácies fg2a; Tabela 9); refletores oblíquos com terminação em *downlap* sobrepostos por refletores subparalelos a ondulados com terminação em *onlap* (fácies fg2b; Tabela 9); e refletores subparalelos a ondulados contínuos com terminação em *onlap* de preenchimento de canais (fácies fg2c; Tabela 9). No registro de GPR, contudo, a unidade U2 é caracterizada pela presença de poucos refletores descontínuos de frequência e intensidade (reflexão) irregulares, por vezes oblíquas mergulhando em direção ao oceano, por vezes sinuosos (fácies fg2c; Tabela 9), delimitando canalizações que chegam a atingir a cerca de 600 m de largura e 200 ns de profundidade (Figura 75).

Enquanto a superfície S1 é uma superfície marcada pela presença de canais escavados no topo da unidade sotoposta (U1), a superfície S2 é uma superfície regionalmente plana com

algumas a presença de pequenas feições canalizadas (Figura 68 a Figura 78). Na plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia, a superfície *S2* se situa em uma profundidade que varia de cerca de 30 a 50 ms (Figura 67), enquanto que na baía de Sepetiba, esta superfície foi mapeada em profundidades mais rasas, a cerca de 20 ms (Figura 68 a Figura 70). De forma geral, no registro GPR, a superfície *S2* caracteriza-se por uma reflexão contínua de alta amplitude. Contudo, por vezes esta superfície não assume estas características em trechos mais afetados pela proximidade dos corpos aquosos salobros/salinos e, portanto, pela presença da cunha salina que acaba por diminuir a qualidade do registro de georradar (por exemplo, na Figura 71 próximo à margem lagunar da baía de Sepetiba e ao oceano).



Figura 67 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na porção oceânica adjacente à área de transição entre o setor oeste e o setor central da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 68 – Perfil sísmico de orientação strike localizado na baía de Sepetiba ao longo da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Dois perfis sísmicos de orientação dip cruzam esta linha sísmica: um na extremidade oeste deste perfil sísmico (distância = 0 m; Figura 69) e o outro na localização do testemunho T04 indicada na Figura 70. Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 69 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba próximo ao setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). A extremidade sul deste perfil sísmico se encontra a aproximadamente 800 m de distância da restinga e representa um cruzamento com a linha strike apresentada na Figura 68. O testemunho T05 representado no perfil se localiza a cerca de 2,5 km de distância da linha sísmica, em uma profundidade de cerca de 2 m. Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 70 – Perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba defronte ao setor central da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). A extremidade sul deste perfil sísmico se encontra a aproximadamente 1,3 km de distância da restinga e representa um cruzamento com a linha strike apresentada na Figura 68. Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 71 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 72 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 73 - Perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 74 - Perfil GPR de orientação strike localizado no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 75 – Perfil GPR de orientação strike localizado dentro da laguna intracordões no setor oeste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades GPR identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 76 – Perfil GPR de orientação strike localizado no setor central da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 77 – Perfil GPR de orientação dip localizado no setor central da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.



Figura 78 – Perfil GPR de orientação strike localizado no setor leste da restinga da Marambaia: perfil não interpretado (painel superior) e esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas (painel inferior). Ver descrição das fáceis geofísicas (fg) nas Tabela 9 a Tabela 11.

Nome da fácies geofísica (fg)		Ilustração da assinatura sísmica	Ilustração da assinatura GPR	Configuração das reflexões	Interpretação
fg1	10 m	2,3 km	10 m	Poucos refletores paralelos ou sub- paralelos descontínuos a caóticos de frequência e intensidade irregulares.	Depósitos estuarinos erodidos no topo por expressivas drenagens fluviais
	<i>fg2a</i> 12 m	800 m		Refletores sub-paralelos a ondulados contínuos com terminação em <i>onlap</i>	
fg2	<i>fg2b</i> 16 m	800 m		Refletores oblíquos com terminação em <i>downlap</i> sobrepostos por refletores sub- paralelos a ondulados com terminação em <i>onlap</i>	Preenchimento flúvio- estuarino transgressivo ($fg2a$), preenchimento flúvio-estuarino com migração ($fg2b$) e preenchi- mento flúvio-estuarino com preenchimento de canais
	<i>fg2c</i> 10 m	580 m	16 m	Refletores sub-paralelos a ondulados contínuos com terminação em <i>onlap</i> de preenchimento de canais. Obs.: a assinatura GPR apresenta poucos refletores descontínuos de frequência e intensidade irregulares, por vezes oblíquos mergulhando em direção ao oceano, por vezes sinuosos, delimitando canalizações	(fg2c)

Tabela 9 – Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidades geofísicas U1 e U2.

Nome da fácies geofísica (fg)		Ilustração da assinatura sísmica	llustração da assinatura GPR	Configuração das reflexões	Interpretação
fg3	9 m _	700 m		Refletores ondulados interrompidos por feições de canalizações com padrão de preenchimento plano-paralelo	Depósitos estuarinos com formação e preenchimento de canais
	<i>fg4a</i> 9 m	500 m		Refletores oblíquos de alto ângulo mergulhando em direção ao oceano em <i>downlap</i>	Depósitos estuarinos progradantes (configuração <i>dip - fg4a</i>) com migração lateral (configuração <i>strike -</i> <i>fg4b</i>)
fg4	<i>fg</i> 4 <i>b</i> 10 r	n 1700 m		Refletores ondulados a sub-paralelos descontínuos a caóticos mergulhando em baixo ângulo em direção a leste	
16 г <i>fg5</i>	m	3,5 km	10 m	Refletores progradantes de alta refletividade de configuração oblíqua com ângulos variáveis mergulhantes em direção ao oceano em <i>downlap</i>	Depósitos de praia e sua continuação submersa na forma de um prisma prisma infralitorâneo
fg6		fg 1 fg	6a 7 m 500 m 56b	Refletores ondulados contínuos com terminação mergulhante para nordeste em <i>downlap</i> de ângulo médio Refletores oblíquos com terminação em <i>downlap</i> limitadas	Depósitos estuarinos associados ao processo de corte e preenchimento de canais. <i>fg6a:</i> migração e crescimento vertical dos depósitos - delta
fg7	^{fg7a} 8 m		300 m	no topo por truncamento Refletores ondulados a oblíquos de baixo e ângulo mergulhando em direção a leste	de maré enchente (?) fg6b: preenchimento de canais Depósitos estuarinos de alta energia associados ao fechamento da restinga da
fg; 7	7 <i>b</i> m	2,7 km		Refletores ondulados a sub-paralelos mergulhando em baixo ângulo em direção à baía	últimos canais (<i>fg7a</i> ; depósit proximal) e formando depósitos de transposição de ondas (<i>fg7b</i> ; depósitos distai

_ Tabela 10 – Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidades geofísicas U3.

cies fg)	Ilustração da assinatura sísmica		Ilustração da assinatura GPR	Configuração das reflexões	Interpretação
		<i>fg8a</i> 10 m	190 m	Refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminações em <i>downlap</i> . Baixíssima refletividade. Visualização prejudicada pela reflexão do nível freático e da repetição da superfície.	Cristas de praia que formam a atual Restinga da Marambaia (<i>fg8a</i>), recobrimento sedimentar
<i>fg8b</i> 8 m	900 m			Refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminações em <i>downlap</i> sobrepostos por refletor plano-paralelo de alta refletividade e continuidade	da plataforma (depósitos de antepraia; $fg8b$) e preenchimento de pequenos canais sobrepostos por depósitos de transposição de ondas (fg8c)
		<i>fg8c</i> 6 m	180 m	Refletores plano-paralelos com terminações em <i>onlap</i> preenchendo canalizações sobrepostos por refletores inclinados em direção à baía	
		8 m	200 m	Refletores de baixa refletividade ondulado a oblíquos. A proximidade do nível freátic somada à variabilidade topográfica dificultam a visualização dos refletores	o Depósitos eólicos
5 m		16 m		Refletores oblíquos que mergulham em alto grau em direção à baía de Sepetiba com terminação em <i>onlap</i> .	Planície de cristas de praia associada aos esporões cuspidados da margem lagunar da restinga (no setor oeste
	380 m		300 m	dos refletores foi prejudicada pela presença de uma múltipla.	relacionado à Ponta da Pombeba)
15 m	700 m			Refletores plano-paralelos a ondulados contínuos, de alta refletividade com presença de hipérboles nas áreas mais superficiais do registro sísmico	Preenchimento estuarino de baixa energia – depósitos lamosos
	cies fg) <i>fg8b</i> 8 m 5 m 15 m	cies fgIlustração da assinatura sísmica $fg8b$ 8 m 900 m 5 m 900 m 5 m 380 m 15 m 380 m	cies fg)Ilustração da assinatura sísmicafg8a 10 mfg8b 8 m $gm<$ gm	cies (g)Iustração da assinatura sismicaIustração da assinatura GPR $fg8a$ 10 m $10 m$ $fg8a$ 10 m $190 m$ $fg8a$ $000 m$ $190 m$ $fg8c$ $6 m$ $180 m$ $5 m$ $380 m$ $16 m$ $300 m$ $15 m$ $700 m$ $700 m$	Ilustração da assinatura fg) Ilustração da assinatura cGPR Configuração das reflexões fg8a 8 m fg8a 900 m fg8a 10 m Refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminações em downlap. Baixissima refletividade. Visualização o da repetição da superficie. Refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminações em downlap. Baixissima refletividade. Visualização o da repetição da superficie. fg8b 8 m 900 m fg8c 6 m Refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminações em downlap sobrepostos por refletor plano-paralelo de alta refletividade e continuidade fg8 c 6 m Refletores plano-paralelos com terminações em onlap preenchendo canalizações sobrepostos por refletores inclinados em direção à baia fg8 c 8 m 200 m fg8 m 8 m 200 m s m 200 m Refletores de baixa refletividade ondulado a variabilidade topográfica somada à variabilidade topográfica s m 300 m Refletores plano-paralelos dos refletores inclinados em onlap. Obs:: no registro sísmico a visualização dos refletores fia prejudicada pela presença de uma múltipla. Negletores plano-paralelos a ondulados sontinuos, de atta refletividade com presença de hipérboles nas áras mais superficiais do registro sísmico

Tabela 11 - Nome, ilustração, descrição e interpretação das fácies geofísicas (fg) identificadas nas Unidades geofísicas U4.

6.2.3 Unidade geofísica U3 e superfície geofísica S3

A unidade U3 se sobrepõe à unidade U2 e é limitada pelas superfícies geofísicas S2 e S3, respectivamente, na base e no topo. No interior da baía de Sepetiba, o pacote sedimentar da unidade U3 apresenta espessuras de cerca de 10 ms, embora se apresente totalmente erodido (espessura = 0 ms) dentro de uma canalização que chega a 10 ms de profundidade e cerca de 500 m de largura (Figura 69). O pacote sedimentar da unidade U3 torna-se mais espesso em direção à região onde se localiza a atual restinga da Marambaia, onde alcança até 120 ns no registro GPR. Na plataforma continental, esta unidade se apresenta como um depósito de cerca de 15 ms (Figura 67).

Conforme descrito no item anterior, a superfície *S2* é uma superfície regionalmente plana com algumas evidências de pequenas feições canalizadas. Já a superfície *S3* é uma superfície marcada pela presença de pequenas feições erosivas na plataforma e na região da baía de Sepetiba próximo à restinga da Marambaia, e que esculpe grandes canalizações que cortam refletores internos ondulados a plano-paralelos contínuos (dentro da baía de Sepetiba) (Figura 69). A assinatura GPR da superfície *S3* mostra uma superfície discordante com feições erosivas representadas por canalizações de pequena escala (cerca de 60 m de largura e 4 m de profundidade; Figura 71) e que varia de aproximadamente 80 até 220 ns tanto no flanco lagunar quanto no flanco marinho, onde trunca os refletores ondulados a plano-paralelos da unidade *U3* (Figura 71).

As características das fácies geofísicas que compões a unidade U3 permite interpretá-la como uma paleo-barreira progradante de espessura de cerca de 12 m, cujo desenvolvimento levou a individualização de dois ambientes deposicionais associados aos flancos marinho e estuarino (na área onde hoje está a atual baía de Sepetiba). Esta divisão espacial determinou o desenvolvimento de processos sedimentares distintos e, portanto, de depósitos sedimentares de características estratigráficas particulares a cada ambiente, como atestados pela diversidade de fácies geofísicas das subunidades geofísicas que se desenvolveram sincronicamente à unidade U3 e daquelas que se desenvolveram sobre a superfície S3.

A arquitetura interna da unidade *U3* apresentou-se bastante variável de forma que foi possível identificar diferentes padrões de reflexão que foram agrupados em cinco fácies geofísicas descritas abaixo:

- A fácies geofísica fg3 foi identificada somente no interior da baía de Sepetiba (Figura 68 a Figura 70), nas áreas mais afastadas da atual restinga da Marambaia, formando um pacote sedimentar de espessura de cerca de 7 a 10 ms, limitado pela superfície *S3*. Neste trecho, a superfície *S3* é marcada por canalizações, sendo que o canal mais expressivo limita a área de ocorrência desta fácies (Figura 69 e Figura 70). Esta fácies é caracterizada por refletores ondulados, interrompidos por vezes, por feições de canalizações com padrão de preenchimento plano-paralelo (fácies fg3; Tabela 10);
- A fácies geofísica fg4 tem distribuição restrita ao interior da baía de Sepetiba (Figuras 65 a 67) em um depósito com cerca de 9 a 13 ms de espessura, sendo mais espessa na área mais próxima à atual restinga da Marambaia. Na porção mais próxima à baía, esta subunidade é limitada pelo canal que se desenvolve na superfície *S3* (Figura 69 e Figura 70). No lado oceânico, o limite desta fácies não pôde ser identificado porque o levantamento sísmico não alcançou as áreas mais rasas próximo à restinga. Esta fácies é limitada por uma superfície caracterizada por microfeições erosivas que truncam refletores. A arquitetura interna é caracterizada pela presença de refletores oblíquos de alto ângulo mergulhando em direção ao oceano em *downlap* nas linhas de orientação *dip* (fácies fg4a; Tabela 10; Figura 69 e Figura 70) e refletores ondulados a subparalelos descontínuos a caóticos mergulhando em baixo ângulo em direção a leste na linha de orientação *strike* (fácies fg4b; Tabela 10; Figura 68);
- A fácies geofísica *fg5* foi identificada no registro GPR e no registro sísmico da plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia e ocorre na porção da unidade *U3* que se apresenta com menores espessuras cerca de 100 ns no registro GPR (Figura 71 a Figura 75) e 15 ms (no registro sísmico; Figura 69 e Figura 70). Nas linhas de orientação *dip*, a assinatura geofísica da fácies *fg5* se caracteriza por refletores progradantes de alta refletividade de configuração oblíqua com ângulos variáveis mergulhantes em direção ao oceano e com terminação em *downlap* (fácies *fg5*; Tabela 9). Nas linhas de orientação *strike*, os refletores se mostram ondulados e com menor refletividade (Figura 74 e Figura 75);
- A fácies geofísica *fg6* foi observada nos radargramas localizados no setor oeste da restinga da Marambaia em um pacote sedimentar com uma espessura de cerca de 120

ns limitado na base e no topo pelas superfícies S2 e S3, respectivamente, e restrito a norte e a sul por superfícies erosivas (Figura 72 e Figura 75). Em uma seção N-S, a fácies fg6 se estenderia da região onde hoje ocorrem as cristas de praia que formam a ponta da Pombeba até a área das lagunas intracordões localizadas a sul. A fácies fg6 se caracteriza por reflexões com alta refletividade e distintas configurações: refletores ondulados contínuos com terminação mergulhante para nordeste em *downlap* de ângulo médio (fácies fg6a; Tabela 10; Figura 75); e refletores (oblíquos) com terminação em *downlap* e limitados no topo por truncamento (fácies fg6b; Tabela 10; Figura 75). O primeiro grupo de refletores é constituído por reflexões contínuas que se apresentam limitando depósitos (ciclos) sedimentares que se sobrepõe e suportam um crescimento vertical dos depósitos sedimentares. Os refletores apresentam baixa refletividade na área próxima à baía de Sepetiba (Figura 72 e Figura 75);

• A fácies geofísica fg7 está alocada no interior da baía de Sepetiba; entretanto, sua distribuição espacial é limitada à área próxima à atual restinga da Marambaia (Figura 68 a Figura 70), recobrindo parte do pacote sedimentar onde ocorrem as fácies sísmicas fg4, fg5 e fg6. A fácies fg7 ocorre em um pacote sedimentar com espessura de cerca de 3-5 ms e seu padrão de reflexão se caracteriza pela presença de refletores ondulados a oblíquos que mergulham em baixo ângulo em direção a leste na linha sísmica *strike* (fácies fg7a; Tabela 9; Figura 68) e refletores ondulados a subparalelos que mergulham em baixo ângulo em direção a subparalelos que mergulham em baixo ângulo em direção ao interior da baía nas linhas sísmicas dip (fácies fg7b; Tabela 9; Figura 69 e Figura 70);

6.2.4 Unidade geofísica U4

A unidade *U4* representa a unidade geofísica mais recente e foi identificada ao longo de toda a área analisada, recobrindo a superfície *S3* e a unidade *U3*. O pacote sedimentar da unidade *U4* apresenta espessuras variáveis, uma vez que esta unidade preenche canais: cerca de 15 ms na plataforma continental (Figura 67), 4-16 ms na baía de Sepetiba (onde preenche um canal importante associado à superfície *S3*) (Figura 68 a Figura 70), e 50 a 80 ns na restinga da Marambaia (GPR; Figura 71 a Figura 78). Junto à unidade *U3*, a *U4* compõe o pacote sedimentar que forma a atual restinga da Marambaia, que tem cerca de 14 – 16 m de espessura.

Conforme descrito no item anterior, a superfície S3 é uma superfície marcada pela

presença de pequenas feições erosivas na plataforma e na região da baía de Sepetiba próxima à restinga da Marambaia e que esculpe grandes canalizações cortando refletores internos ondulados a plano-paralelos contínuos (dentro da baía de Sepetiba) (Figura 69). A assinatura GPR da superfície *S3* mostra uma superfície discordante com feições erosivas representadas por canalizações de pequena escala (cerca de 60 m de largura e 4 m de profundidade; Figura 71) e que varia de profundidade entre cerca de 80 e 220 ns.

Sobre a restinga da Marambaia, o limite superior da unidade U4 é uma superfície deposicional que, exceto nas áreas onde há a presença de dunas, coincide com o topo dos cordões arenosos que formam a atual superfície da restinga (Figura 71 e Figura 72). Por outro lado, na região submersa, o topo da unidade U4 representa o fundo lagunar e o leito marinho.

A arquitetura interna da unidade *U4* apresentou-se bastante variável de forma que foi possível identificar quatro fácies geofísicas definidas a seguir:

• A fácies geofísica fg8 foi identificada tanto no registro de georradar quanto no registro sísmico no pacote sedimentar que forma a atual restinga da Marambaia e recobre a plataforma continental adjacente. Este depósito desenvolve-se como uma cunha sedimentar que prograda em direção ao oceano, apresentando cerca de 50 a 80 ns de espessura na região da restinga, e 14 a 18 ms na região marinha próximo à restinga, afinando-se em direção às maiores profundidades (Figura 67). A arquitetura interna característica da fácies fg8 inclui três diferentes padrões de reflexão. Na região emersa onde se localizam os cordões que formam a atual restinga da Marambaia, a assinatura GPR da fácies fg8 se caracteriza por refletores de baixíssima reflexão (dificultada pela reflexão do lençol freático e pela repetição da superfície) mergulhantes em direção ao oceano e com terminação em *downlap* (fácies *fg8a*; Tabela 11; Figura 71 a Figura 78). Na porção oceânica da área de estudo, o padrão de reflexão se caracteriza por refletores mergulhantes em direção ao oceano com terminação em downlap sobrepostos por refletor plano-paralelo de alta refletividade e continuidade, localizado próximo ao leito marinho (fácies fg8b; Tabela 11; Figura 67). E finalmente, o padrão de reflexão observado no registro GPR na área ao norte da crista da atual restinga da Marambaia, que se caracteriza pela presença de refletores plano-paralelos com terminação em *onlap* de preenchimento de canais sobrepostos por refletores mergulhantes em direção à baía (fácies fg8c; Tabela 11; Figura 71 e Figura 72). Nas áreas próximas ao nível do lençol freático (aproximadamente 80 ns), o registro dos refletores da fácies fg8 no radargrama apresenta baixa resolução, razão pela qual eles foram representados por linhas pontilhadas (Figura 71);

- A fácies geofísica fg9 foi identificada no registro de georradar da região do setor leste da restinga, associada aos depósitos de recobrimento eólico da região que se sobrepõe aos depósitos associados à fácies fg8 como depósitos de dunas que atingem espessuras de até cerca de 75 ns (Figura 76 a Figura 78). A fácies fg9 se caracteriza pela presença de refletores de baixa refletividade, ondulados a oblíquos, mergulhantes em médio grau em direção a sul (na linha *dip* mostrada na Figura 77) e para oeste (na linha *strike* mostrada na Figura 78) (fácies fg9; Tabela 11);
- A fácies geofísica fg10 foi identificada em um estreito pacote sedimentar de cerca de 0 100 ns no registro GPR e 5 ms no registro sísmico que recobre parcialmente o limite lagunar da superfície S3. Esta fácies desenvolve-se em um depósito progradante em direção à baía de Sepetiba que está associado à presença das cristas de praia que ocorrem no setor oeste da restinga da Marambaia (Figura 68, Figura 69, Figura 71 e Figura 72) dentro do domínio morfossedimentar das cristas de praia (Figura 62). O pacote sedimentar onde ocorre a fácies fg10 se estende da área emersa da restinga, onde representa a superfície atual das cristas de praia, até a área submersa de cerca de 5 m de profundidade. Na região submersa, o topo deste pacote assume uma forma plana quase horizontal até a linha batimétrica de 2 m, onde se afina abruptamente até se extinguir em uma profunidade local de cerca de 5 m. A porção proximal do topo deste pacote sedimentar (região mais rasa do que cerca de 5 m de profundidade) representa o fundo atual da baía de Sepetiba. A arquitetura interna que define a fácies fg10 é representada por refletores oblíquos que mergulham em alto ângulo em direção à baía com terminação em onlap (fácies fg10; Tabela 11);
- A fácies geofísica *fg11* ocorre associada ao depósito sedimentar mais recente no interior da baía de Sepetiba, que atinge cerca de 17 ms de espessura nos locais onde aparece preenchendo canais (Figura 69) e cujo topo constitui a cobertura sedimentar lamosa atual. O padrão de reflexão da fácies *fg11* se caracteriza por reflexões com configuração plano-paralela a ondulada, contínuas e de alta refletividade com presença de hipérboles

nas áreas mais superficiais do perfil sísmico (fácies *fg11*; Tabela 11; Figura 68 a Figura 70).

6.2.5 Correlação entre dados sísmicos e de georradar

A Figura 79 mostra a correlação entre um perfil sísmico localizado no interior da baía (Figura 69), um perfil GPR localizado sobre a restinga da Marambaia (Figura 71) e um perfil sísmico localizado na plataforma continental adjacente à restinga (Figura 67). A disposição das unidades através deste perfil integrado, bem como a visualização da disposição da arquitetura interna nos depósitos sedimentares que compõem a área de estudo, são essenciais para a correta compreensão da evolução geológica da restinga da Marambaia. A partir desta integração, é possível observar a relação entre as diferentes escalas dos métodos aplicados (sísmica *versus* GPR) e dar suporte à discussão dos diferentes processos formadores de cada tipo de depósito e fácies geofísicas observadas.



Figura 79 – Esquema interpretativo representando as unidades geofísicas identificadas de um perfil geofísico integrando dados sísmicos e de GPR na região do setor oeste da restinga da Marambaia. Integram a figura um perfil sísmico localizado na báia de Sepetiba, um perfil GPR localizado na restinga da Marambaia e um perfil sísmico localizado na plataforma continental adjacente à restinga.

6.3 SEDIMENTOLOGIA DA RESTINGA DA MARAMBAIA E BAÍA DE SEPETIBA

6.3.1 Testemunhos localizados na baía de Sepetiba

Os testemunhos T01 a T08 foram coletados na baía de Sepetiba, nas proximidades da restinga da Marambaia, em profundidades locais que variaram entre 1 e 4 m (Figura 80). Infelizmente, a profundidade de recuperação destes testemunhos foi pequena, o que permitiu correlacionar os resultados da amostragem direta somente às duas unidades sísmicas mais recentes da baía de Sepetiba (U3 e U4). Esta restrição na recuperação dos testemunhos representa mais uma diferente escala de amostragem no presente trabalho, e por isso os resultados serão apresentados e analisados considerando-se esta particularidade. Apesar disso, a descrição dos testemunhos e a identificação das fácies sedimentares (*fsed*) representou uma importante contribuição no entendimento dos processos e ambientes deposicionais associados às últimas fases de evolução da restinga da Marambaia e baía de Sepetiba, conforme será descrito nos próximos itens.



Figura 80 - Profundidade local dos testemunhos coletados na baía de Sepetiba. Localização na Figura 58.

O *testemunho T01* (1,64 m de comprimento) foi coletado em um ponto a ~1,8 km de distância do setor leste da restinga da Marambaia com profundidade local de 2,9 m. Trata-se de um testemunho arenolamoso com baixo teor de matéria orgânica (< 2 % em peso) e carbonatos (< 4 % em peso). A análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer; 43 amostras)

apontou a predominância de sedimentos arenosos (média de 0,9 a 2,9 φ - areia grossa a areia fina) moderadamente bem selecionados a pobremente selecionados $(0,5 \text{ e } 1,5 \text{ } \phi)$ (Figura 81). Como esta análise não detectou a visível ocorrência de lama de alguns estratos, cinco amostras foram analisadas novamente, desta vez através do método de difração a laser (Malvern). Os resultados apontaram a presença de areias médias a silte fino $(1,68 \text{ a } 7,27 \text{ } \phi)$ moderadamente bem selecionados a muito pobremente selecionados (0,58 e 3,25 φ). Além destes dados, foi possível observar que o teor de lama (máximo de 99% no estrato entre 162 e 164 cm) apresentou uma tendência de aumento em direção à base do testemunho. A imagem de raios-X tornou visíveis estruturas sedimentares entre 0,7 e 1,48 m de profundidade e em um estrato que se destaca por um padrão de reflexão mais escuro entre as profundidades de 1,48 e 1,6 m. Além destes aspectos, a radiografia do testemunho permitiu observar a presença de (fragmentos de) conchas do topo até 0,3 m e rachaduras formadas durante o descongelamento do testemunho antes da realização das imagens (Figura 81). Ao longo do testemunho, a susceptibilidade magnética variou entre -2,8 e 4,8 SI, com os valores mais altos associados a estratos com maior contribuição de finos, especificamente próximo às profundidades de 0,1, 0,4 e 1,55 m (Figura 81). Entre 0,3 e 1,1 m, as areias ocorreram associadas a lamas cinzas mosqueadas com coloração amarelo-alaranjado enquanto entre 1,48 a 1,6 m, o aumento da susceptibilidade magnética ocorreu associado à presença de lama cinza claro – estrato bem marcado no raio X (Figura 81). A resistividade elétrica variou entre 1 e 15 Ohm.m com valores mais altos do topo até cerca de 0,3 m e depois, valores homogêneos (cerca de 1,7 Ohm.m) até a profundidade de 1,48 a 1,6 m, quando ocorreu uma leve diminuição dos valores (Figura 81).

O *testemunho T02*, com recuperação de 1,14 m, foi coletado em um ponto a 1,6 km de distância do setor leste da restinga da Marambaia com profundidade local de 4 m e sua posição coincide com a linha sísmica *strike* representada na Figura 68. Este testemunho é caracterizado pela presença de sedimentos lamoarenosos com baixo teor de matéria orgânica (< 2,2 % em peso) e carbonatos (< 4 % em peso). A análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer; 32 amostras) apontou a predominância de areias médias a muito finas (1,7 a 3 φ) pobremente selecionadas (1 e 1,38 φ) (Figura 82). Assim como para o testemunho anterior, a análise granulométrica de algumas amostras foi repetida, com o intuito de representar as lamas observadas através da descrição visual e não detectadas pela análise granulométrica por imagem dinâmica. A partir desta segunda análise (Malvern, 4 amostras), foi possível observar a presença de areias finas a silte grosso (2,99 a 7,47 φ) pobremente a muito pobremente selecionados (1,61 e 3,15 φ). Ao longo do testemunho, a imagem de raios X tornou visível a presença de estruturas

sedimentares (laminações paralelas de baixo ângulo) e de (fragmentos de) conchas (Figura 82). Ao longo do testemunho, a susceptibilidade magnética variou entre 2 e 8,4 SI, com os valores mais altos associados a estratos com aumento da contribuição de finos, especialmente entre o topo e 0,42 m (Figura 82). Assim como no testemunho *T01*, o *T02* apresentou depósitos de areia e lama cinza mosqueada com coloração amarelo-alaranjado entre 0,52 e 0,82 m (Figura 82). A resistividade elétrica variou entre 0,64 e 1,2 Ohm.m sem gradientes significativos (Figura 82).

Apesar de representar o testemunho com menor profundidade de recuperação (apenas 0,4 m), o testemunho T03 apresenta em sua base uma fácies sedimentar bastante peculiar, marcada pela presença de areias médias envoltas e endurecidas por ácidos húmicos. Após serem subamostradas para o andamento das análises em laboratório, as amostras deste estrato do testemunho precisaram ser desagregadas com as mãos, pois apresentavam certo grau de endurecimento que, diferentemente das demais amostras, não permitiu que elas se desfizessem somente com a adição de água no béquer. A localização do ponto de amostragem do testemunho TO3 representa um ponto de interesse por duas razões: além de este ponto coincidir com a linha sísmica strike representada na Figura 68, trabalhos anteriores do grupo de pesquisa já haviam apontado a presença de areias médias a grossas como sedimento superficial de fundo que contrastavam com os sedimentos lamosos predominantes na área. Desta maneira, esta localização se configura como um ponto de interesse, onde o cruzamento de informações pode contribuir para o entendimento da sedimentação recente deste setor da área de estudo. O testemunho T03 está localizado a 1,3 km de distância do setor central da restinga da Marambaia, em uma profundidade local de 3,3 m. Ao longo do seu 0,4 m de comprimento, o testemunho T03 se caracteriza por ser composto essencialmente por areias médias a grossas (0,92 a 1,48 φ) bem selecionadas a pobremente selecionadas $(0,48 \text{ e } 1,12 \text{ } \varphi)$ com teor de matéria orgânica e carbonatos de 0 a 7,6 % e de 0,1 a 1,5 %, respectivamente. A partir da profundidade de 0,23 m ocorre uma importante variação faciológica, caracterizada pela ocorrência de ácidos húmicos, aumento da resistividade elétrica e do teor de matéria orgânica, melhora do grau de seleção e diminuição do teor de carbonatos (Figura 83). A imagem de raios X aponta uma deposição com ausência de estruturas sedimentares evidentes ao longo do testemunho. No testemunho T03, a susceptibilidade magnética variou entre -1,8 e 2,4 SI, sendo que os valores mais elevados ocorreram entre as profundidades de 0,1 e 0,23 m, quando também foi observada através da fotografia uma maior contribuição de sedimentos finos e uma piora do grau de seleção. Já a resistividade elétrica variou entre 1,2 e 1,88 Ohm.m com valores mais altos do topo até cerca de 0,15 m e a partir de 0,32 m até a base (Figura 83).



Figura 81 – Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T01, localizado próximo ao setor leste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.



Figura 82 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T02, localizado próximo ao setor leste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.



Figura 83 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T03, localizado próximo ao setor central da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.

Assim como o testemunho anteriormente descrito, o testemunho T04 também está localizado próximo ao setor central da restinga (1 km de distância desta; profundidade local de 3,8 m) e apresentou ácidos húmicos na sua base. Contudo, neste testemunho a profundidade de recuperação foi de 1,52 m, quase quarto vezes mais longo que o testemunho TO3, que apresentou um grau de endurecimento maior. O testemunho T04 localiza-se a 400 m ao sul da linha sísmica strike representada na Figura 68. Este testemunho é marcado pela presença de areias médias a muito finas com presença de lama $(1 e 3, 1 \varphi)$, bem selecionadas a pobremente selecionadas (0,48 e 1,12 φ), com teor de matéria orgânica e carbonatos de 0,4 a 7,2 % e de 0 a 8 %, respectivamente. A imagem de raios X apontou a presença de depósitos com estruturas sedimentares do topo até a profundidade de 0,92 m e ausência de fragmentos de conchas. Ao longo do testemunho, a susceptibilidade magnética variou de 7 a 21 SI e a resistividade elétrica, de 0 a 11 Ohm.m (Figura 84). Todas estas características se distribuem em dois estratos sedimentares muito diferentes entre si e cuja interface se situa por volta de 0,71m de profundidade. Entre a superfície e esta profundidade, predominam sedimentos lamosos acompanhados de areias finas e muito finas enquanto que abaixo desta profundidade, dominam as areias médias envoltas por material de aspecto gorduroso e coloração escura (ácidos húmicos). Assim como para a variação granulométrica, a diferença dos valores de susceptibilidade magnética entre estes dois estratos (os valores mais elevados no estrato mais lamoso) é uma característica que permitiu diferenciá-los. No estrato entre 0,71 m e a base do testemunho, a coloração amarronzada dos sedimentos variou desde um marrom mais claro (entre 1,15 e 1,26 m), passando por um marrom mais escuro (entre 1,26 e 1,38 m, quando foi observado um maior endurecimento do sedimento), até um tom quase preto (especialmente entre 0,71 a 0,74 m), quando a resistividade elétrica apresentou os valores mais elevados (em 0,71 m) e diminuiu gradativamente até 0,94 m (Figura 84).



Figura 84- Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T04, localizado próximo ao setor central da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.



Figura 85 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T05, localizado próximo ao setor oeste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.

O *testemunho T05*, com 0,67 m de comprimento, foi coletado em um ponto a 1 km de distância da margem leste da ponta da Pombeba, setor oeste da restinga da Marambaia, em uma profundidade local de 2,9 m (Figura 85). O testemunho *T05* representado no perfil da Figura 69 se localiza a cerca de 2,5 km de distância da linha sísmica, em uma profundidade de cerca de 2 m. Este testemunho se caracteriza por ser composto essencialmente por areias médias (média de 1,42 e 1,68 φ) moderadamente bem selecionadas (0,5 e 0,66 φ) com baixíssimo teor de matéria orgânica e carbonatos (< 1 % em peso). Apresenta uma importante variação faciológica na profundidade de 0,3 m, a partir da qual há maior contribuição de lama (visível na fotografia), diminuição do grau de seleção e da resistividade elétrica (Figura 85). A imagem de raio X aponta ausência de estruturas deposicionais ao mesmo tempo em que revela a localização de fragmentos de conchas e bolachas do mar. Ao longo do testemunho, a susceptibilidade magnética variou entre -1,05 e 0 SI e a resistividade elétrica, entre 0 e 32 Ohm.m com valores mais altos do topo até cerca de 0,3 m e depois, valores constantes até a base (Figura 85).

O testemunho T06, com recuperação de 1,28 m, foi coletado em um ponto a 950 m de distância da margem leste da ponta da Pombeba, setor oeste da restinga da Marambaia com profundidade local de 2,3 m. Este testemunho é composto essencialmente por lama de coloração cinza muito escuro, detectada pela descrição visual e confirmadas pela análise granulométrica realizada pelo método de difração a laser (Malvern; 5 amostras), que apontou a presença de silte grosso (5,27 a 5,80 ϕ) pobremente a muito pobremente selecionado (1,92 e 2,9 ϕ), além de percentuais de lama de até 83,7 %. Por questões metodológicas, a fim se manter os critérios de comparação entre amostras dos diferentes testemunhos e da restinga da Marambaia, os resultados da análise granulométrica por imagem dinâmica também estão apresentados. Estes dados apontam a presença de areias médias a finas (1,7 a 3 φ) moderadamente a pobremente selecionadas (0,76 e 1,28 ϕ) (Figura 86). Ao longo do testemunho, a imagem de raio X tornou visível a presença de estruturas sedimentares que não são muito nítidas (laminações paralelas de baixo ângulo) do topo até 0,2 m, e também uma mudança no padrão da imagem (contraste) na profundidade de 0,74 m, a partir da qual ocorrem os valores de susceptibilidade magnética mais elevados (Figura 86). Esta variável apresentou valores entre 4 e 17 SI, enquanto que a resistividade elétrica variou pouco, somente entre 0,44 a 0,96 Ohm.m, sendo os valores mais elevados localizados entre 0,48 e 0,6 m de profundidade (Figura 86). Os teores de matéria orgânica e carbonatos variaram entre 0,5 e 12 % e 4,4 e 12 %, respectivamente.

O testemunho T07, com 1,65 m de comprimento, se localiza na enseada da Marambaia,

no setor oeste da restinga da Marambaia, em um ponto que se distancia 800 m da margem oeste da ponta da Pombeba e apresenta profundidade local de somente 1 m (Figura 87). O testemunho T07 é composto predominantemente por areias lamosas com teor de matéria orgânica e carbonatos entre 0,2 e 2,1 % e 0 e 5,2 %, respectivamente. A análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer; 43 amostras) apontou a predominância de areias médias a muito finas (1 a 3,6 φ) bem selectionadas a pobremente selectionadas (0,48 e 1,12 φ) (Figura 87), enquanto que a repetição da análise granulométrica de 11 amostras realizada através do método de difração a laser (Malvern) detectou areias muito finas a silte muito grosso $(3,40 \text{ a } 4,51 \text{ } \phi)$ moderadamente a muito pobremente selecionados $(0,89 \text{ e } 1,39 \text{ } \varphi)$, além de um teor de lama relativamente homogêneo até 74 cm (máximo de 61,1 %) a partir de onde tende a diminuir em direção à base do testemunho. A imagem de raio X do testemunho T07 apontou a presença de depósitos com estruturas sedimentares (laminações paralelas e oblíquas) do topo até a profundidade de 1,42 m. A susceptibilidade magnética variou de -2 a 14 SI e a resistividade elétrica, de 0,96 e 1,64 Ohm.m (Figura 87). Ao longo do testemunho, ocorre granodecrescência (descendente) acompanhada pela tendência de diminuição da susceptibilidade magnética. Entre as profundidades de 1,42 m e a base do testemunho, onde o padrão da imagem de raio X apontou ausência de estruturas, ocorre diminuição da contribuição de lama, aumento do tamanho granulométrico médio e melhora do grau de seleção.

Assim com o testemunho *T07*, o *testemunho T08* está localizado na enseada da Marambaia, contudo em um ponto aproximadamente central da enseada, que é um pouco mais profundo (2,2 m) e distante da margem oeste da ponta da Pombeba (1,8 km) do que o testemunho anterior. Ao longo de seus 1,77 m de comprimento, o testemunho *T08* apresenta predominância de lama com presença de areia, com teor de matéria orgânica e carbonatos de 0 a 8 % e de 1 a 11 %, respectivamente. A análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer; 51 amostras) apontou a presença de areias médias a muito finas (1,9 e 3,5 φ) moderadamente a pobremente selecionadas (0,8 e 1,52 φ) (Figura 88). Como esta análise não detectou a visível predominância de lama de alguns estratos, 5 amostras foram analisadas novamente, desta vez através do método de difração a laser (Malvern). Tais resultados apontaram a presença de silte muito grosso a silte médio (4,50 a 6,86 φ) pobremente a muito pobremente selecionados (1,45 e 2,40 φ), além de um teor de lama máximo de 99,5 % (entre 1,68 e 1,70 m). A imagem de raio X do testemunho *T08* apontou a presença de lama e uma mudança de padrão de reflexão na profundidade 1,53 m. Além disso, detectou a presença de conchas ao longo do testemunho,
de fragmentos de madeira entre 1,4 e 1,5 m e espaços vazios decorrentes do descongelamento do testemunho que antecedeu o imageamento por raio X. Ao longo do testemunho, a susceptibilidade magnética variou de 0 a 13 SI, aumentando do topo até 1,5 m de profundidade, a partir de onde diminui (formato abaulado, com valor máximo entre 0,15 e 0,42 m), a partir de onde passa a apresentar valores baixos sem variações. A resistividade elétrica apresentou valores de 0,6 a 2 Ohm.m, com os maiores valores ocorrendo próximo ao fundo (Figura 88).



Figura 86 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T06, localizado próximo ao setor oeste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.



Figura 87 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T07, localizado na enseada da Marambaia, setor oeste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.



Figura 88 - Dados sedimentológicos referentes ao testemunho T08, localizado na enseada da Marambaia, setor oeste da restinga da Marambaia (localização na Figura 58): fotografia, imageamento por raio-X, susceptibilidade magnética (SM), resistividade elétrica (RE), teor de matéria orgânica (MO), teor de carbonatos (Carb), tamanho médio (média; φ), percentual de areia média (AM), grau de seleção (Seleção), representação gráfica das fácies sedimentares e datações e a descrição das fácies.

6.3.2 Descrição de fácies sedimentares

A análise dos dados resultantes da descrição visual, sondagem geofísica, raio X e análise granulométrica permitiram identificar nove fácies sedimentares (*fsed*) associadas ao registro estratigráfico recente da restinga da Marambaia. A comparação da localização dos testemunhos com a distribuição das unidades geofísicas permitiu correlacionar as fácies sedimentares às unidades *U3* e *U4*. Nos itens seguintes, cada *fsed* é apresentada com base em suas características texturais, composicionais e, sempre que possível, estruturais, além da sua distribuição espacial e correlação entre as variáveis. Em relação a estas últimas, são mostradas somente as correlações que apresentam maiores coeficiente de determinação.

6.3.2.1 FÁCIES SEDIMENTAR FSED1

A fácies *fsed1* é composta por areias de coloração amarelada, às vezes com manchas de lama cinza (testemunhos T01, T03 e T05), fragmentos de concha (testemunhos T01 e T05) ou coloração amarelo escuro característica de oxidação (testemunho T05), que ocorreram entre as profundidades de 0 e 0,32 m abaixo do fundo marinho. Esta fácies sedimentar se caracteriza pela presença de areias médias a grossas (0,96 a 1,99 φ ; média = 1,35 φ – areia média), bem selecionadas a pobremente selecionadas $(0,41 \text{ a } 1,33 \text{ } \varphi; \text{ média} = 0,60 - \text{moderadamente bem}$ selecionada), de distribuição simétrica a assimétrica muito positiva (0,07 a 0,53; média = 0,19) - assimetria positiva) e muito platicúrtica a muito leptocúrtica (0,66 a 1,60; média = 1,16 leptocúrtica) (Figura 89). Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,22 e 0,80 % (média = 0,52%) e 0,11 e 1,19 % (média = 0,49 %), respectivamente. O padrão da imagem de raio X mostrou ausência de estruturas sedimentares (somente no testemunho T01 foi observada uma estruturação não muito clara). A resistividade elétrica (RE) variou entre 1,52 e 31,65 Ohm.m (média = 12,59 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre -1,26 e 1,31 SI (média = -0,39 SI). Foi observada uma correlação positiva entre o tamanho médio granulométrico e RE (coeficiente de determinação = 39%) e uma correlação negativa entre teor de carbonatos e RE (coeficiente de determinação = 35%).



Figura 89 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed1 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.

6.3.2.2 FÁCIES SEDIMENTAR FSED2

A fácies *fsed2* se caracteriza pela presença de areias muito finas de coloração marrom e distribuição espacial restrita, ocorrendo somente no testemunho *T07* de 0 a 0,2 m de profundidade abaixo do fundo marinho. O resultado da análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer) permitiu caracterizar a *fsed2* como uma fácies composta por areias muito finas (3,19 a 3,37 φ ; média = 3,28 φ – areia muito fina), moderada a pobremente selecionadas (0,98 a 1,11 φ ; média = 1,03 – pobremente selecionada), de distribuição simétrica (0,06 a 0,10; média = 0,08) e muito leptocúrtica (1,75 a 2,28; média = 2,07) (Figura 90). Contudo os resultados obtidos através do método de difração a laser (Malvern) apontaram a presença de areias muito finas a silte muito grosso (3,66 a 4.36 φ ; média = 1,28 – pobremente selecionada), de distribuição assimetria positiva (-0,02 a 0,33; média = 0,14) e muito leptocúrtica (1,65 a 2,34; média = 2,01; Figura 91). Apesar de detectar a presença de lamas, esta análise apontou um teor máximo de lama de 55,69% (no testemunho *T07*, entre 0,04 e 0,06 m), com baixos teores de argilas (<2,43 %).

Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,84 e 1,66 % (média = 1,26%) e 2,39 e 3,06 % (média = 2,73 %), respectivamente. O padrão da imagem de raio X mostrou a presença de uma estruturação caótica. A resistividade elétrica (RE) variou entre 1,34 e 1,42 Ohm.m (média = 1,37 Ohm.m; somente 4 medições) e a susceptibilidade magnética (SM), entre 10,02 e 13,33 SI (média = 11,69 SI; 19 medições). Foi observada uma correlação negativa entre o teor de MO e a SM (coeficiente de determinação = 34%; n = 5; Figura 90).



Figura 90 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed2 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.



Figura 91 - Distribuição granulométrica das amostras que compõem a fácies fsed2 e que foram analisadas por mais de um método. Resultado da aplicação do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel superior) e do método de difração a laser (Malvern; painel inferior).

6.3.2.3 FÁCIES SEDIMENTAR FSED3

A fácies *fsed3* apresenta areias médias de coloração marrom escuro conferida pela presença de ácidos húmicos e distribuição espacial restrita ao setor central da restinga da Marambaia, ocorrendo somente nos testemunhos *T03* e *T04*, nos estratos de 0,23-0,38 m e 0,71-1,52 m de profundidade abaixo do fundo marinho, respectivamente. No testemunho *T04*, entre 0,71 e 0,90 m a coloração é preta, típica de matéria orgânica não decomposta. Nos estratos mais profundos de ambos os testemunhos, o sedimento se apresentou muito compactado e com certo grau de endurecimento, confirmado na fase de lavagem das amostras, quando foi necessário desagregá-las manualmente uma vez que a adição de água não foi suficiente para que a amostra se desfizesse. A fácies *fsed3* é composta por areias médias a finas (1,09 a 2,09 φ ; média = 1,13 – pobremente selecionada), de distribuição assimétrica negativa a muito positiva (-0,28 a 0,47; média = 0,26 – assimetria positiva) e muito platicúrtica a muito leptocúrtica (0,66 a 1,55; média = 0,93 - mesocúrtica) (Figura 92). A distribuição granulométrica das amostras do testemunho *T04* aponta uma bimodalidade com segundo pico entre areias finas a muito finas para a maioria das amostras. Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,48 e 7,41 % (média = 2,21%) e 0,26 e 1,30 % (média = 0,60 %), respectivamente. O padrão da imagem de raio X mostrou ausência de estruturas sedimentares (depósito maciço) e com maior refletividade (mais escuro) em estratos de coloração marrom mais escuro. A resistividade elétrica (RE) variou entre -1,74 e 15,07 Ohm.m (média = 8,12 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre 1,22 e 10,67 SI (média = 3,08 SI). Foi observada uma correlação negativa entre o teor de carbonatos e a SM (coeficiente de determinação = 45%). Com relação aos dados da perfilagem geofísica, as amostras dos testemunhos *T03* e *T04* apresentam muitas vezes comportamento oposto. Por exemplo, a correlação entre % MO e SM no testemunho *T03* é negativa com índice de determinação de 34%, enquanto que no testemunho *T04* é positiva com coeficiente de determinação de 66%. Outro exemplo deste subagrupamento das amostras é a correlação entre MO e RE, positiva (66%) no testemunho *T03* e negativa no testemunho *T04* (19%; Figura 92).



Figura 92 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed3 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.

6.3.2.4 FÁCIES SEDIMENTAR FSED4

A fácies *fsed4* é uma fácies arenolamosa, com predominância de areias médias, de coloração cinza claro a cinza escuro, passando por um tom de cinza amarronzado. A distribuição espacial é ampla (testemunhos T01, T02, T03, T05 e T07). Através dos resultados da análise granulométrica por imagem dinâmica (Camsizer), foi possível caracterizar esta fácies pela presença de areias médias a muito finas (1,05 a 3,41 φ ; média = 2,08 φ – areia fina), bem a pobremente selecionadas (0,43 a 1,48 φ ; média = 1,01 – moderadamente selecionada), de distribuição assimétrica negativa a muito positiva (-0,26 a 0,50; média = 0,16 – assimetria positiva) e muito platicúrtica a muito leptocúrtica (0,66 a 2,34; média = 1,19 - leptocúrtica) (Figura 93). Contudo os resultados obtidos através do método de difração a laser (Malvern) ampliaram o intervalo do tamanho médio granulométrico uma vez que apontaram a presença de areias médias a silte muito grosso (1,68 a 7,27 φ ; média = 4,48 φ – silte muito grosso), moderadamente bem a muito pobremente selecionadas (0,58 a 3,15 \oplus; média = 1,85 pobremente selecionada), de distribuição assimetria muito positiva (-0.04 a 0.76; média = 0.24) e leptocúrtica (0,62 a 2,25; média = 1,31; Figura 94). Esta segunda rodada de análises apontou a presença de até 98,9 % de lama nas amostras, dos quais 18,55 % representaram argilas (no testemunho *T01*, entre 1,62 e 1,64 m).

A distribuição granulométrica das amostras apontou bimodalidade de algumas amostras com a moda principal em areia média a fina e a segunda moda entre areia muito fina e silte muito grosso (Figura 94). Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,09 e 4,07 % (média = 0,76 %) e 0,30 e 5,19 % (média = 1,71 %), respectivamente. O padrão da imagem de raio X predominante mostrou ausência de estruturas sedimentares (depósito maciço), o que está associado principalmente à dominância de areias médias; laminações foram observadas no testemunho *T07* entre 0,3 e 1,4 m de profundidade abaixo do leito marinho. A resistividade elétrica (RE) variou entre 1,00 e 14,99 Ohm.m (média = 1,78 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre -2,45 e 12,78 SI (média = 2,35 SI). Esta fácies apresentou correlações positivas moderadas a altas entre a SM e as seguintes variáveis: o tamanho médio granulométrico obtido pela análise de imagem dinâmica (Camsizer; coeficiente de determinação = 66%), MO (coeficiente de determinação = 45%) e teor de carbonatos (coeficiente de determinação = 70%; Figura 93).



Figura 93 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed4 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.



Figura 94 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed4 e que foram analisadas por mais de um método. Resultado da aplicação do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel superior) e do método de difração a laser (Malvern; painel inferior).

6.3.2.5 FÁCIES SEDIMENTAR FSED5

A fácies *fsed5* é predominantemente lamosa (sedimentos lamosos ou lamoarenosos) de coloração cinza a cinza muito escuro que se distribui entre os testemunhos *T02*, *T04*, *T06* e *T08*, sempre do topo até profundidades de 1,54 m abaixo do fundo marinho. A granulometria por análise de imagem dinâmica (Camsizer) permitiu caracterizar esta fácies como sendo composta por areias médias a muito finas (1,77 a 3,41 φ ; média = 2,64 φ – areia fina), moderada a muito pobremente selecionadas (0,79 a 2,47 φ ; média = 1,14 – pobremente selecionada), de distribuição assimétrica muito negativa a muito positiva (-0,36 a 0,53; média = 0,11 – assimetria positiva) e muito platicúrtica a muito leptocúrtica (0,65 a 2,08; média = 1,22 - leptocúrtica) (Figura 95). Contudo, os resultados obtidos através do método de difração a laser (Malvern) apontaram a presença de silte muito grosso a grosso (4,06 a 5,80 φ ; média = 5,08 φ – silte muito grosso), pobremente a muito pobremente selecionados (1,45 a 2,90 φ ; média = 2,27 – muito

pobremente selecionado), de distribuição assimétrica positiva (-0,14 a 0,31; média = 0,11) e mesocúrtica (0,81 a 1,31; média = 1,11; Figura 96). Além destas informações, esta análise mostrou teores máximos de lama de 83,69 % (no testemunho *T06*, entre 0,60 e 0,62 m) e de argila de 11,08 % (no testemunho *T06*, entre 1,24 e 1,26 m).

Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,98 e 11,74% (média = 3,01%) e 0,88 e 11,74% (média = 5,05%), respectivamente. O padrão da imagem de raio X predominante mostrou estruturas sedimentares subparalelas a oblíquas (laminações). Somente o testemunho *T08* não apresentou estruturas primárias claramente visíveis. A resistividade elétrica (RE) variou entre 0,44 e 1,29 Ohm.m (média = 0,78 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre 0,73 e 20,56 SI (média = 9,88 SI). Uma característica peculiar da fácies *fsed5* é o padrão de variação vertical da SM com tendência de aumento a partir de 0 m de profundidade seguido de uma diminuição gradual, o que confere ao perfil vertical um efeito abaulado. Esta fácies apresentou correlações negativas entre RE e as seguintes variáveis: SM (coeficiente de determinação = 31%), MO (coeficiente de determinação = 22%) e teor de carbonatos (coeficiente de determinação = 51%; Figura 95).



Figura 95 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed5 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.



Figura 96 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed5 e que foram analisadas por mais de um método. Resultado da aplicação do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel superior) e do método de difração a laser (Malvern; painel inferior).

6.3.2.6 FÁCIES SEDIMENTAR FSED6

A fácies *fsed6* apresenta predominância de lama (sedimentos lamosos ou lamoarenosos) de coloração predominantemente cinza claro, embora em algumas profundidades apresente um tom de cinza amarronzado; esta fáceis se distribui entre os testemunhos *T01*, *T02* e *T08*, nas profundidades de 0,84 até 1,77 m abaixo do fundo marinho. A análise granulométrica por análise de imagem dinâmica (Camsizer) indicou a ocorrência de areias médias a muito finas (1,88 a 3,03 φ ; média = 2,51 φ – areia fina), moderada a pobremente selecionadas (0,96 a 1,56 φ ; média = 1,20 – pobremente selecionada), de distribuição simétrica assimétrica positiva (-0,07 a 0,17; média = 0,04 – simétrica) e muito platicúrtica a muito leptocúrtica (0,64 a 1,80; média = 1,13 - leptocúrtica) (Figura 97). Já os resultados da análise granulométrica por difração a laser (Malvern) permitiram caracterizar as amostras como silte grosso a fino (5,79 a 7,47 φ ; média = 6,67 φ – silte médio), pobremente a muito pobremente selecionados (1,60 a 2,41 φ ; média = 1,90 – pobremente selecionada), de distribuição assimétrica positiva (0,08 a 0,45;

média = 0,29) e mesocúrtica (0,90 a 1,14; média = 1,02) (Figura 98), com teor de lama máximo de 99,91 %, sendo 19,32 % de argilas (no testemunho *T02*, entre 0,88 e 0,90 m).

Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,12 e 1,53% (média = 0,79%) e 1,13 e 2,36 % (média = 1,68 %), respectivamente. As imagens de raio X exibem alta refletividade (escuro) no testemunho *T01*, refletividade média e presença de uma estrutura oblíqua no testemunho *T02* e refletividade baixa (claro), sem estruturas (depósito maciço) no testemunho *T08*. A resistividade elétrica (RE) variou entre 0,89 e 1,95 Ohm.m (média = 0,89 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre 0 e 6,13 SI (média = 2,79 SI). No testemunho *T01*, esta fácies ocorreu associada a um aumento nítido da SM (bem marcado no perfil vertical), que passou de valores negativos (cerca de -1,50 SI) para até 2,07 SI. Esta fácies não apresentou correlações significativas entre as variáveis analisadas, exceto pela correlação negativa entre SM e RE (coeficiente de determinação = 74%; Figura 97).



Figura 97 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fsed6 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painel à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.



Figura 98 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed6 e que foram analisadas por mais de um método. Resultado da aplicação do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel superior) e do método de difração a laser (Malvern; painel inferior).

6.3.2.7 FÁCIES SEDIMENTAR FSED 7

A fácies *fsed7* é uma fácies com predominância de lama (sedimentos lamosos ou lamoarenosos) de coloração cinza a cinza claro com mosqueados amarelo-alaranjados típicos da presença de óxidos de ferro resultantes do processo de oxidação (exposição sub-aérea). Sua distribuição espacial se restringe aos testemunhos *T01* e *T02*, nas profundidades de 0,29 até 1,08 m abaixo do fundo marinho. A partir da granulometria por análise de imagem dinâmica (Camsizer), foi possível caracterizar esta fácies pela presença de areias médias a finas (1,71 a 2,84 φ ; média = 2,32 φ – areia fina), moderada a pobremente selecionadas (0,94 a 1,43 φ ; média = 1,18 – pobremente selecionada), de distribuição simétrica a assimétrica muito positiva (-0,09 a 0,41; média = 0,08 – simétrica) e platicúrtica a leptocúrtica (0,73 a 1,42; média = 0,99 mesocúrtica) (Figura 99). Contudo, através dos resultados da análise granulométrica por difração a laser (Malvern) foram estimados os seguintes parâmetros granulométricos estatísticos: silte grosso a médio (5,35 a 6,89 φ ; média = 5,90 φ – silte grosso), pobremente a muito pobremente selecionados (1,80 a 3,25 φ ; média = 2,74 – muito pobremente selecionado), de distribuição assimétrica positiva (-0,16 a 0,40; média = 0,03) e platicúrtica (0,65 a 0,89; média = 0,74) (Figura 100). Além destas informações, esta análise permitiu observar que em alguns estratos houve total dominância de sedimentos lamosos, como no testemunho *T02*, entre 0,80 e 0,82 m, quando o teor de lama atingiu 100%, sendo 15,74% de argilas.

Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,36 e 1,92 % (média = 1,00 %) e 0,70 e 3,27 % (média = 1,85 %), respectivamente. O padão das imagem de raio X variou entre a ausência de estruturas (depósito maciço) e a presença de estruturas planoparalelas (principalmente no testemunho *T02* entre 0,50 e 0,65 m abaixo do fundo marinho. A resistividade elétrica (RE) variou entre 0,94 e 3,57 Ohm.m (média = 1,53 Ohm.m) e a susceptibilidade magnética (SM), entre -1,50 e 5,96 SI (média = 2,30 SI). No testemunho *T01*, a fácies *fsed7* ocorreu associada a uma gradual redução dos valores de SM ao longo da profundidade, enquanto que no testemunho *T02*, ocorreu o oposto. As melhores correlações, todas positivas, foram observadas entre a SM e as seguintes variáveis: tamanho granulométrico médio obtido pela análise de imagem dinâmica (Camsizer; coeficiente de determinação = 32 %), MO (coeficiente de determinação = 23%) e teor de carbonatos (coeficiente de determinação = 58%) (Figura 99).



Figura 99 – Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed7 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel principal) e as principais correlações entre as variáveis texturais e/ou composicionais da sondagem geofísica (painéis à direita). RE: resistividade elétrica; SM: susceptibilidade magnética; MO: teor de matéria orgânica; Carb: teor de carbonatos; R²: coeficiente de determinação.



Figura 100 - Distribuições granulométricas das amostras que compõem a fácies fsed7 e que foram analisadas por mais de um método. Resultado da aplicação do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer; painel superior) e do método de difração a laser (Malvern; painel inferior).

6.3.2.8 FÁCIES SEDIMENTAR FSED8

Esta fácies sedimentar difere de todas as outras por apresentar-se sob a forma semiconsolidada do arenito de restinga que ocorre na enseada da Marambaia (localização na Figura 101). Ela é caracterizada pela presença de areias médias envoltas por ácidos húmicos que **c**onferem à amostra a coloração marrom avermelhada a marrom claro, conforme pode ser observado na Figura 101. A amostra 'Arenito 1' é composta por areias grossas (0,79 φ), moderadamente bem selecionadas (0,59 φ) com distribuição positivamente assimétrica (0,30) e muito leptocúrtica (2,06). Já na amostra 'Arenito 2' predominam areias médias (1,39 φ) moderadamente selecionadas (0,94 φ) com assimetria positiva (0,26) e distribuição platicúrtica (0,80) (Figura 102). Tanto o teor de matéria orgânica (2,99 e 3,48 %) quanto o de carbonatos (1,50 e 2,63%) foi maior na amostra 'Arenito 1' do que na amostra 'Arenito 2'.



Figura 101 – Arenito de restinga que ocorre na linha d'água de baixamar de sizígia na enseada da Marambaia (triângulos invertivos 1 e 2 no mapa). A a C: vista geral do arenito com a enseada da Marambaia ao fundo; D: tronco de árvore envolvido pelo arenito; E e F: amostras coletadas em dois trechos da praia – 'Arenito1' de coloração marrom avermelhado (E) e 'Arenito 2' de coloração marrom claro (F). A distribuição granulométrica de ambas as amostras está representada na Figura 102. Fotografias: Tatiana Dadalto e Breylla Carvalho (06/03/2015).



Figura 102 – Distribuições granulométricas das amostras de arenito de restinga que compõem a fácies fsed8 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer). Fotografias do arenito de restinga e das amostras na Figura 101.

6.3.2.9 FÁCIES SEDIMENTAR FSED9

A fácies *fsed9* compreende as amostras coletadas para datação por luminescência na restinga da Marambaia, especialmente ao longo dos cordões litorâneos do setor oeste da área de estudo (localização na Figura 58). Esta fácies sedimentar se caracteriza pela presença de areias médias a grossas (0,52 a 1,30 φ ; média = 0,91 φ – areia grossa), muito bem a moderadamente selecionadas (0,30 a 0,80 φ ; média = 0,39 – bem selecionada), de distribuição assimétrica muito negativa a muito positiva (-0,19 a 0,22; média = 0,05 – simétrica) e platicúrtica a leptocúrtica (0,74 a 1,22; média = 0,91 - mesocúrtica) (Figura 103). Os teores de matéria orgânica (MO) e carbonatos variaram entre 0,07 e 0,72 % (média = 0,24 %) e 0 e 0,21 % (média = 0,1 %), respectivamente.



Figura 103 – Distribuições granulométricas das amostras de sedimento da restinga da Marambaia que compõem a fácies fsed9 obtidas através do método de análise de imagem dinâmica (Camsizer). Em rosa são mostradas as distribuições granulométricas das amostras de sedimento em que foram realizadas datações por luminescência (localização na Figura 58) e em preto é mostrada a distribuição da fração arenosa de uma amostra coletada na laguna intracordões do setor oeste da restinga da Marambaia (localização entre as amostras LOE 3 e 4 na Figura 58).

Uma amostra incluída nesta fácies sedimentar não faz parte do grupo de amostras utilizadas para datação por luminescência. Trata-se de uma amostra coletada na região da laguna intracordões que apesar de ser composta predominantemente por matéria orgânica (53,9 % em peso), sua fração areia é semelhante às demais amostras da fácies *fsed9*. A matéria orgânica desta amostra está associada a detritos da decomposição das gramas que ocorrem superficialmente na área onde ela foi coletada. A fração areia se caracteriza pela presença de areias médias (1,23 φ) moderadamente selecionadas (0,83 φ) com assimetria positiva (0,24) e distribuição mesocúrtica (0,98) (curva preta na Figura 103). Esta distribuição granulométrica é muito semelhante à distribuição de algumas amostras da fácies *fsed9* e também à amostra 'Arenito 2' da fácies *fsed8*.

Conforme descrito na seção de metodologia, dois tipos de datações foram utilizados no presente trabalho e os resultados serão descritos nos itens que seguem. No primeiro deles, que compreende as datações por radiocarbono por Espectrometria de Massas com Aceleradores (¹⁴C), os dados apresentados incluem a idade medida de radiocarbono, a razão isotópica ¹³C/¹²C (d¹³C), a idade convencional de radiocarbono e a idade calibrada (2 sigma; Tabela 12). No caso das datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), os resultados serão apresentados de forma detalhada seguindo a seguinte ordem: dados referentes ao cálculo da taxa de dose anual; cálculo da dose equivalente; e finalmente o cálculo final da idade (Tabela 13 a Tabela 15).

6.4.1 Datações por AMS

Os resultados referentes às datações por radiocarbono por Espectrometria de Massas com Aceleradores (¹⁴C) foram fornecidos pelos laboratórios Beta Analytic e NOSAMS e incluem os dados da idade medida de radiocarbono, a razão isotópica C13/C12 (d¹³C), a idade convencional de radiocarbono, que é corrigida pelo fracionamento isotópico calculado pelo d¹³C e a idade calibrada (2 sigma) que corresponde à idade calibrada para o calendário civil a partir da base de dados SHCal13, específica para o Hemisfério Sul com 95% de probabilidade. As idades, já apresentadas nas ilustrações referentes aos testemunhos *T01* a *T08* (Figura 81 a Figura 88) são mostradas na Tabela 12.

Amostra		Material	Idade medida de radiocarbono (anos AP)	d ¹³ C (‰)	Idade convencional de radiocarbono* (anos AP)	Idade calibrada (2 sigma**) (anos cal AP)	
T01	28 a 29 cm	Concha quebrada (bivalve)	-	***	6280 ± 360	7782 a 7779 / 7760 a 6307	
	156 a 158 cm	Matéria orgânica do sedimento	16660 ± 50	-23,0	16690 ± 50	20186 a 19984	
T02	41 cm	Fragmento concha (bivalve ?)	-	***	8100 ± 480	10171 a 7981	
<i>T03</i>	10 a 12 cm	Fragmento concha (bivalve)	-	***	985 ± 190	1264 a 1213 / 1187 a 622 / 613 a 559	
	30 a 32 cm	Fragmento bolacha do mar	-	***	1430 ± 200	1735 a 906	
T05	48 a 50 cm	Fragmento bolacha do mar	-	***	1790 ± 200	2151 a 1279	
	67 cm	Fragmento concha (bivalve)	-	***	1060 ± 190	1297 a 648 / 586 a 575	
T06	122 a 124 cm	Matéria orgânica do sedimento	1780 ± 30	-20,5	1850 ± 30	1825 a 1700 / 1650 a 1625	
	88 a 90 cm	Concha (bivalve)	-	***	7770 ± 460	9584 a 9573 / 9563 a 7617	
	122 a 124 cm	Fragmento concha (bivalve)	-	***	7870 ± 460	9737 a 9716 / 9711 a 7693	
	156 a 158 cm	Fragmento concha (bivalve - ?)	-	***	8040 ± 480	10154 a 9985 / 9965 a 7938	
	36 a 38 cm	Concha (bivalve)	-	***	1020 ± 170	1267 a 1207 / 1191 a 646 / 587 a 574	
T08	100 a 102 cm	Concha quebrada e fragmento (bivalve)	-	***	4890 ± 270	6182 a 6138 / 6131 a 4872	
	132 a 134 cm	Concha (bivalve-ostra)	-	***	7280 ± 410	9013 a 7310	
	148 a 150 cm	Madeira	7530 ± 30	-29,5	7460 ± 30	8330 a 8180	
*represent	a a idade med ade.***valores nã	dida de radiocarbono corrigia ão informados.	la pelo fracioname	nto isotój	vico calculado usando	o d ¹³ C. **95% de	

Tabela 12 – Resultados das datações por radiocarbono. $d^{13}C$: razão isotópica ${}^{13}C/{}^{12}C$; AP: antes do presente (= 1950).

206

6.4.2 Datações por LOE

A Tabela 13 mostra os resultados das medições referentes ao cálculo da taxa de dose anual da amostra de sedimento circunvizinha à amostra utilizada para medição da luminescência. Nas primeiras colunas estão apresentadas as concentrações dos isótopos radioativos tório, urânio e potássio, além do percentual de umidade, que são variáveis importantes no controle da taxa de dose de radiação recebida pela amostra a ser datada. Nas últimas duas colunas estão apresentadas as taxas de dose, que variaram entre 462 e 936 μ Gy/ano.

O segundo cálculo importante para a determinação da idade final é a dose equivalente, que corresponde às medições de luminescência da amostra datada, conforme estabelecido no protocolo SAR já descrito na seção de métodos deste trabalho. A Tabela 14 exibe o número de alíquotas analisadas e a dose equivalente medida, que variou entre 0,5 a 1,4 Gy. Com relação ao número de alíquotas, cabe ressaltar que para cada uma das amostras 15 alíquotas foram submetidas às análises de luminescência, porém somente 3 das 11 amostras apresentaram resultados satisfatórios para as 15 alíquotas, seja por falta de sinal de luminescência ou por apresentares sinais estatisticamente não confiáveis e que por isso foram removidos (dados espúrios). Esta ausência de sinal da luminescência pode ser explicada por diversos fatores metodológicos e ambientais, que serão discutidos mais à frente.

Todas as idades finais calculadas através do método LOE são mostradas na Figura 104 que apresenta ainda informações sobre localização, elevação (altitude) e granulometria das amostras datadas. A Figura 105 mostra a distribuição espacial das idades na restinga da Marambaia. A menor idade determinada pelo método LOE foi de 641 ± 81 anos para a amostra 11, coletada no setor central da restinga (Figura 104 e Figura 105). Esta é a única amostra que não foi devolvida pelo laboratório onde a datação foi realizada e por isso não teve sua granulometria analisada. A idade mais antiga foi de 1813 ± 117 anos para a amostra 4 localizada no topo do cordão arenoso a sul da paleolaguna.

Amostra	[Th]	Erro	[U]	Erro	[K]	Erro	Umidade	Dose Anual	Erro Dose Anual
7 mosti a	(ppm)	[Th]	(ppm)	[U]	(ppm)	[K]	(%)	(µGy/ano)	(µGy/ano)
1	0,94	0,034	0,738	0,248	0	0	0,95	462	67
2	1,296	0,047	0,764	0,211	0	0	1,46	495	58
3	1,558	0,056	0,717	0,242	0	0	2,40	501	67
4	1,869	0,067	1,295	0,096	0,096	0,014	1,18	772	44
5	1,28	0,046	0,795	0,171	0	0	0,51	502	48
6	1,466	0,053	0,805	0,174	0	0	0,53	519	49
7	1,711	0,062	0,916	0,252	0	0	1,58	519	70
8	1,296	0,047	0,761	0,219	0	0	1,85	494	60
9	1,414	0,051	0,799	0,116	0	0	1,26	512	34
10	1,298	0,047	1,354	0,224	0	0	1,50	646	61
11	3,485	0,125	1,942	0,048	0	0	11,20	936	22

Tabela 13 – Resultados referentes ao cálculo da taxa de dose anual para as amostras submetidas à datação por LOE: concentrações de isótopos radioativos e erro associado, teor de umidade das amostras e dose anual e erro associado. Dados fornecidos pelo laboratório Datação. [Th]: concentração de tório; [U]: concentração de urânio; [K]: concentração de potássio. Localização das amostras na Figura 105.

Tabela 14 – Resultados do cálculo da Dose equivalente (De) para as amostras submetidas à datação por LOE. Dados fornecidos pelo laboratório Datação. N: número de alíquotas. Localização das amostras na Figura 105.

Amostra	N	De (Gy)	Erro De
1	15	0,7	0,12
2	9	0,5	0,24
3	13	0,6	0,09
4	15	1,4	0,04
5	13	0,5	0,21
6	5	0,4	0,18
7	13	0,5	0,08
8	12	0,4	0,23
9	14	0,7	0,15
10	8	0,7	0,24
11	15	0,6	0,07



Figura 104 – Idades e (erros associados) determinadas pelo método LOE. A: amostras localizadas no setor oeste da restinga da Marambaia (domínio morfossedimentar barreira arenosa); B: amostras localizadas no setor oeste da restinga da Marambaia (domínio morfossedimentar cristas de praia); e C: amostras localizadas no setor central da restinga da Marambaia (domínio morfossedimentar barreira arenosa central). Localização das amostras na Figura 105.



Figura 105 – Mapa da distribuição espacial das idades e (erros associados) determinadas pelo método LOE nos setores oeste e central da restinga da Marambaia.

Tabela 15 – Localização, altitude e granulometria da amostra e resultado final das idades (e erros associados) determinadas pelo método LOE. Localização das amostras na Figura 105.

Amostra	Localização - domínio morfossedimentar	Altitude da amostra (m)	Granulometria	Idade ± erro (anos)	Método estatístico
1	Barreira arenosa - setor oeste	3,1	Areia média	1515 ± 347	Moda
2	Barreira arenosa - setor oeste	3,5	Areia grossa	1010 ± 494	Idade mínima
3	Barreira arenosa - setor oeste	4,3	Areia grossa	1198 ± 236	Mediana
4	Barreira arenosa - setor oeste	2,7	Areia média	1813 ± 117	Mediana
5	Barreira arenosa - setor oeste	4,5	Areia grossa	996 ± 432	Idade mínima
6	Cristas de praia - flanco oeste	3,9	Areia grossa	770 ± 347	Idade mínima
7	Cristas de praia - flanco oeste	5,5	Areia grossa	963 ± 200	Idade mínima
8	Cristas de praia - flanco leste	1,5	Areia média	809 ± 483	Idade mínima
9	Cristas de praia - flanco leste	3,5	Areia grossa	1367 ± 299	Idade mínima
10	Cristas de praia - flanco oeste	1,6	Areia grossa	1084 ± 389	Idade mínima
11	Barreira arenosa - setor central (blowout/overv	wash) -0,3	-	641 ± 81	Mediana

Capítulo 7

DISCUSSÃO

A avaliação dos resultados da morfologia, da arquitetura geofísica e da geocronologia e a aplicação do conhecimento científico sobre os processos sedimentares atuantes nos sistemas lagunas/ilha-barreiras sustentou uma robusta discussão científica acerca da complexa gênese e evolução geológica da restinga da Marambaia.

A integração dos resultados da análise dos dados geofísicos, sedimentológicos e de datação permitiu: a definição da arquitetura estratigráfica dos ambientes deposisionais da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia no contexto das oscilações glacio-eustáticas pós-último máximo glacial; a identificação da variabilidade lateral dos ambientes sedimentares na baía de Sepetiba e das fases de formação da restinga da Marambaia; e, finalmente, a proposição de um modelo evolutivo da Restinga da Marambaia (construção e fechamento) e paleogeográfico da baia de Sepetiba (de um estuário aberto a semi-isolado).

7.1 ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E CONTEXTO EUSTÁTICO ASSOCIADO À FORMAÇÃO DAS UNIDADES DEPOSICIONAIS, SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS E FÁCIES GEOFÍSICAS E SEDIMENTARES

A identificação da arquitetura estratigráfica dos depósitos sedimentares baseada nos preceitos da *Sismoestratigrafia* e da *Estratigrafia de Sequências* (Mitchum *et al.*, 1977a; 1977b; Catuneanu, 2002; 2006) e aos resultados das datações permitiu determinar a relação cronológica entre as unidades deposicionais e as fácies geofísicas que ocorrem na área de estudo e o refinamento do modelo de idades anteriormente proposto por Friderichs *et al.* (2013). A interpretação do contexto eustático destas unidades somada à avaliação da distribuição espacial das fácies sedimentares determinadas pela análise dos oito testemunhos sustentou ainda a inferência das características faciológicas (texturais) dos pacotes sedimentares das unidades *U3* e *U4*. Desta forma, os pacotes sedimentares associados aos depósitos com predominância de sedimentos arenosos foram representados em tons de amarelo e rosa, enquanto aqueles associados a sedimentos predominantemente lamosos, foram representados em tons de cinza

(Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127). Nos itens seguintes cada uma das unidades e superfícies geofísicas será discutida quanto ao seu significado eustático, paleogeográfico e paleoambiental.

7.1.1 Unidade deposicional U1

A presença de refletores paralelos a subparalelos descontínuos a caóticos, de frequência e intensidade (reflexão) irregulares da unidade geofísica *U1* (fácies *fg1*; Tabela 9) claramente truncados por expressivas canalizações da superfície geofísica *S1* permitiu associar a unidade deposicional *U1* a depósitos estuarinos limitados no topo por expressivas drenagens fluviais (Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127). Esta superfície foi interpretada como uma discordância subaérea (no sentido de Catuneanu, 2006), que no presente trabalho foi denominada *Superfície de Exposição Máxima* (*SEM*, em verde nas Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127). Esta superfície se formou durante o Último Máximo Glacial (*UMG*), quando se estima que o nível do mar se encontrava a cerca de –130 m, próximo à atual quebra da plataforma continental (Reis *et al.*, 2013a) e a plataforma estava submetida a processos subaéreos e intensa erosão fluvial, portanto, representa a *Superfície de Regressão Máxima* (no sentido de Catuneanu, 2006). A *SEM* identificada no presente trabalho coincide com a interpretação de outros trabalhos do grupo GEOMARGEM que reforçam esta interpretação (Maia *et al.*, 2010; Poço, 2015; Friederichs *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013a; Amendola, 2016; Mattoso, 2013).

Na plataforma continental, Maia *et al.* (2010) e Poço *et al.* (2016) identificaram a unidade U1 (denominada como sequência Sq4 em ambos os trabalhos) como uma sequência lateralmente contínua recobrindo toda a plataforma continental, constituída principalmente de unidades sísmicas plano-paralelas para a maior parte de sua extensão mais próxima ao continente e com alguma contribuição progradacional no seu componente mais próximo à quebra de plataforma (Maia *et al.*, 2010). Por outro lado, no interior da baía de Sepetiba, Amendola (2016) mapeou a rede de paleocanais presentes no registro sísmico da unidade U1 e conseguiu associar os paleocanais presentes na *SEM* a uma rede de drenagem que se conectava diretamente à plataforma continental adjacente, passando pela região da atual restinga da Marambaia em orientação N-S (Figura 119). Esta paleodrenagem está interligada aos rios que atualmente desembocam na baía.



Figura 106 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na porção oceânica adjacente à área de transição entre o setor oeste e o setor central da restinga da Marambaia. SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.


Figura 107 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação strike localizado na baía de Sepetiba ao longo da restinga da Marambaia. Dois perfis sísmicos de orientação dip cruzam esta linha sísmica: um na extremidade oeste deste perfil sísmico (distância = 0 m; Figura 108) e o outro na localização do testemunho T04 indicada na Figura 109. Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 108 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba próximo ao setor oeste da restinga da Marambaia. A extremidade sul deste perfil sísmico se encontra a aproximadamente 800 m de distância da restinga e representa um cruzamento com a linha strike apresentada na Figura 107. O testemunho T05 representado no perfil se localiza a cerca de 2,5 km de distância da linha sísmica, em uma profundidade de cerca de 2 m. Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 109 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil sísmico de orientação dip localizado na baía de Sepetiba defronte ao setor central da restinga da Marambaia. A extremidade sul deste perfil sísmico se encontra a aproximadamente 1,3 km de distância da restinga e representa um cruzamento com a linha strike apresentada na Figura 107. Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 110 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima.



Figura 111 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia. Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 112 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor oeste da restinga da Marambaia. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima..



Figura 113 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado do setor oeste ao setor central da restinga da Marambaia. SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 114 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado dentro da laguna intracordões no setor oeste da restinga da Marambaia. SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 115 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado no setor central da restinga da Marambaia. SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima.



Figura 116 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação dip localizado no setor central da restinga da Marambaia. Sec: superfície entrecordões; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima.



Figura 117 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas do perfil GPR de orientação strike localizado no setor leste da restinga da Marambaia. Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima.



Figura 118 – Esquema interpretativo representando as fácies geofísicas identificadas nas unidades U3 e U4 e as superfícies estratigráficas de um perfil geofísico integrando dados sísmicos e de GPR na região do setor oeste da restinga da Marambaia. Integram a figura um perfil sísmico localizado na baía de Sepetiba, um perfil GPR localizado na restinga da Marambaia e um perfil sísmico localizado na plataforma continental adjacente à restinga. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 119 – Canais mapeados por Amendola (2016) no registro sísmico da baía de Sepetiba na superfície interpretada como Superfície de Regressão Máxima. Em azul: canais interligados formando a paleodrenagem; em preto: canais que não puderam ser associados a uma drenagem. Fonte: Amendola (2016).

Em termos de idade, a evidência que sustenta a interpretação de que a superfície *S1* seja a *SEM* do *UMG* é a datação de ~19,8 ka A.P. apresentada por Poço (2015) e Poço *et al.* (2016) para a discordância subaérea mapeada na plataforma continental à frente ao sistema lagunar de Saquarema – RJ (Figura 120). A unidade *U1*, nomeada como *Sq4* em Poço (2015) e Poço *et al.* (2016; Figura 121) foi datada na região da plataforma externa, em uma região caracterizada por feições erosivas associadas à ausência ou escassez de sedimentação pós-UMG na região, de forma que o estrato datado corresponde ao fundo marinho (testemunho *Prima-2*, estrato de 0 a 3 cm), ou seja, onde a unidade em questão aflora. Além disso, os dados utilizados por Poço e colaboradores integram a base de dados sísmicos do grupo GEOMARGEM e, junto ao trabalho de Maia *et al.* (2010) e Friederichs *et al.* (2013), integram o conhecimento de escala mais regional da plataforma continental da área de estudo, sendo este outro motivo pelo qual foi possível realizar a correlação entre as superfícies com convicção.



Figura 120 – Correlação entre o resgistro sísmico da plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia apresentado no presente trabalho (A), o registro da plataforma adjacente ao sistema lagunar de Saquarema apresentada por Poço (2015; B) e a datação da unidade U1 em 19,8 ka cal A.P. apresentada por Poço (2015) Observar em vermelho a demarcação da SEM (superfície de exposição máxima) que representa o MIS2. A linha pontilhada no mapa representa as linhas sísmicas entre as linhas A e B, que estão sendo analisadas por Friederichs (em andamento).



Figura 121 – Correlação entre unidades deposicionais e superfícies estratigráficas mapeadas por Maia et al. (2010), Poço et al. (2016), Friederichs et al. (2013) e o presente trabalho. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.

7.1.2 Unidade deposicional U2

A interpretação geocronológica da superfície estratigráfica *S1* como a *SEM* e as características sismoestratigráficas da unidade geofísica *U2* subsidiam a interpretação de que a unidade deposicional *U2* se desenvolveu como depósitos de preenchimento de canais no contexto de afogamento da plataforma associada ao período transgressivo posterior ao *UMG*, quando houve a transição de um sistema fluvial para o fluvio-estuarino. O limite superior desta unidade, representado pela superfície *S2*, foi interpretado no presente estudo como a *Superfície de Inundação Máxima (Maximum Flood Surface, MFS*, em marrom nas Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127), que representa o nível sedimentar associado à transgressão máxima na área de estudo.

O processo de preenchimento de canais está associado à perda da capacidade erosiva dos rios e do afogamento do estuário à medida que ocorre o aumento do nível de base durante a transgressão marinha. Durante esse processo, além de cessar o entalhamento fluvial ou fluvio-estuarino, passa a acontecer o empilhamento sedimentar dentro dos canais e nas áreas mais deprimidas. Este processo ocorre até a mudança da condição ambiental de transgressão para regressão, representada na inflexão da curva R-T de Catuneanu (2006; Figura 5). Cabe ressaltar aqui que esta mudança na tendência de deslocamento da linha de costa (de transgressão para regressão) não é controlada somente pela mudança do nível de base, mas também pela taxa de sedimentação, se desenvolvendo quando a taxa de sedimentação ultrapassa a taxa de subida do nível do mar. Portanto, a *MFS* não está necessariamente associada ao nível do mar máximo de cerca de 4 m acima do atual ocorrido há 5,8 ka A.P. (segundo curva de Angulo *et al.*, 2006).

A maneira utilizada para estimar a idade limite de formação da unidade *U2* foi comparar a profundidade máxima que esta unidade alcança no resgistro geofísico e correlacionar este valor ao tempo, através da curva do nível mar composta a partir dos dados de Bard *et al.* (1990) e Angulo *et al.* (2006). Até que existam perfurações e datações para posicionar a *MFS* no tempo, este foi o critério utilizado para a estimativa da idade da *MFS*, que foi de aproximadamente 8 -7,5 ka A.P. (Figura 122). Dessa forma, a *MFS* separa os depósitos transgressivos da unidade *U2*, dos depósitos regressivos subsequentes, que a compõem as unidades *U3* e *U4*. Outras características da unidade *U3* reforçam a interpretação de que a *MFS* na área da atual restinga da Marambaia tenha idade maior que o pico do nível do mar de 5,8 ka A.P. (segundo curva de Angulo *et al.*, 2006), conforme será abordado mais à frente.

A constatação de que a sedimentação transgressiva que acompanha a última deglaciação

após 20 ka A.P. forma uma unidade contínua com espessuras da ordem de 8 m na área de estudo (Figura 79), evidencia um aporte sedimentar significativo e a preservação de sequências transgressivas na área (Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127). Estas evidências contrastam com trabalhos pretéritos (*e.g.*, Zembruscki, 1979; Maia *et al.*, 2010), que postulavam que a sedimentação pós-máximo glacial na área estaria distribuída de forma esparsa e muito delgada, refletindo uma plataforma até então classificada como tipicamente faminta durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno.



Figura 122 – Unidades deposicionais (U1 a U4) e superfícies estratigráficas (S1 a S3) posicionadas em relação à curva do nível mar composta a partir dos dados de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006). Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.

A unidade U2, portanto, corresponde a depósitos transgressivos de preenchimento fluvio-estuarino formados durante a subida do nível do mar de -130 m (máximo regressivo há cerca de 20 ka A.P., quando a condição ambiental era dominantemente continental com preenchimento fluvial) até -16 m (há cerca de 7,5 ka A.P., sob condições dominantemente estuarinas/marinhas com preenchimento fluvio-estuarino).

7.1.3 Unidades deposicionais U3 e U4

As unidades geofísicas U3 e U4 compõem essencialmente a construção da atual restinga

da Marambaia. A discussão apresentada até aqui já permite compreender esta ilha-barreira como um depósito sedimentar holocênico, formado sobre a *MFS*. A grande variabilidade faciológica das unidades deposicionais $U3 \in U4$ (tanto em termos de fácies geofísicas quanto de fácies sedimentares) apontam para a extrema complexidade estrutural da restinga da Marambaia, cuja gênese holocênica foi influenciada por diferentes processos oceanográficos. Notadamente, a presença de canalizações e de fácies indicativas de processo de corte e preenchimento de canais são características que devem ser ressaltadas para a compreensão da evolução geológica da restinga da Marambaia, tanto em relação à sua formação quanto ao seu no fechamento final. Neste sentido, a distribuição espacial das unidades deposicionais $U3 \in U4$ serão apresentadas e discutidas com mais detalhe do que as unidades $U1 \in U2$, a fim de facilitar a discussão da abrangência, cronologia e importância destes processos na evolução morfogenética da restinga.

A unidade deposicional U3 é a que apresenta a maior diversidade de fácies geofísicas na área de estudo (fg3 a fg7; Tabela 9). A disposição das fácies fg3 a fg7 ao longo da linha dipcomposta com os dados geofísicos da baía de Sepetiba, restinga da Marambaia e plataforma continental adjacente (Figura 118) permitiu a observação de características que sugerem que os depósitos da U3 se formaram em um sistema estuarino com grande variação de energia, semelhando ao postulado por Dalrymple *et al.* (1992; Figura 8), com domínios marinhos, fluviais e misto (de transição), conforme esquema representado na Figura 123.



Figura 123 – Ilustração esquemática da formação da unidade U3 associada a um ambiente deposicional estuarino com grande variação de energia, semelhando ao postulado por Dalrymple et al. (1992) e seus subambientes com dominância de processos (e energia) marinhos, fluviais e mistos (de transição). Fonte: (painel superior) traduzido de Catuneanu (2006).

Dentre as fácies da unidade U3, somente a fg3 é predominantemente lamosa. Esta fácies está restrita ao interior da baía de Sepetiba (Figura 108, Figura 109 e Figura 118) e não foi amostrada pelos testemunhos, mas a arquitetura interna visualizada através da sísmica e a interpretação eustática da S2 como a *Superfície de Inundação Máxima (MFS)* permitiu interpretá-la como um preenchimento estuarino formado à medida que o nível do mar subia após a *MFS*.

Assim como a fácies anterior, a fácies fg4 (fg4a e fg4b) tem distribuição restrita ao interior da baía de Sepetiba (Figura 107 a Figura 109 e Figura 118). Associada ao contexto de

sistema deposicional costeiro apresentado, sua característica mais marcante, a presença de refletores oblíquos de alto ângulo mergulhando em direção ao oceano em *downlap*, e a sua distribuição espacial longitudinalmente à atual restinga, sugerem a interpretação de que este depósito seja uma paleobarreira progradante que foi posteriormente erodida (evidente pelo truncamento dos refletores da fácies fg4a; Figura 108).

A fácies geofísica fg5 foi identificada no registro de georradar e no registro sísmico da plataforma continental adjacente à restinga da Marambaia e, dentro do contexto de sistema deposicional costeiro apresentado para o desenvolvimento da U3, representa o domínio marinho, com depósitos praiais e sua continuação subaquosa na forma de um prisma infralitorâneo (Figura 106, Figura 114 e Figura 118).

Por sua vez, a fácies geofísica fg6, observada nos radargramas localizados no setor oeste da restinga da Marambaia, caracterizada por seus refletores com terminação mergulhante para nordeste em *downlap* (fg6a) e com terminação em *downlap* e limitadas no topo por truncamento (fg6b), representa sucessivos depósitos de corte e preenchimento de canais (Figura 110, Figura 111 e Figura 118). Os refletores mergulhantes em direção à baía suportam um crescimento vertical dos depósitos sedimentares.

Recobrindo parcialmente as fácies fg4 e fg6, a fácies geofísica fg7, com seus refletores mergulhando em baixo ângulo em direção a leste (fg7a) e refletores mergulhando em baixo ângulo em direção ao interior da baía (fg7b) representam depósitos estuarinos associados ao fechamento de canalizações que recortavam a restinga e depósitos de transposição de ondas (Figura 107). De todas as fácies geofísicas da unidade U3, a fácies fg7 foi a única amostrada diretamente pelos testemunhos. As fácies sedimentares associadas à fácies sísmica fg7 são fsed3, fsed4, fsed5, fsed7 (identificadas nos testemunhos T01, T02, T03, T04) datadas em 6280 \pm 360 anos A.P. (7782 a 7779 / 7760 a 6307 anos cal A.P.; entre 28 e 29 cm do testemunho T01; Figura 81) e 8100 \pm 480 anos A.P. (10171 a 7981 anos cal A.P.; 41 cm abaixo do fundo no testemunho T02; Figura 82).

Além das ideias já apresentadas, um importante argumento que sustenta esta interpretação para a idade da *MFS* é que o período de ~5,8 ka A.P., correspondente ao pico do nível do mar de ~4 m da curva de Angulo *et al.* (2006) representaria uma profundidade de aproximadamente 20 m na área da atual restinga da Marambaia (Figura 122), incompatível com o ambiente sedimentar sugerido pelas características do registro geológico. Em termos de ambiente deposicionais costeiros e os processos oceanográficos associados, a profundidade de -20 m representa a plataforma continental interna, possivelmente além da profundidade de

fechamento do perfil de praia. A profundidade de fechamento do perfil de praia está associada à profundidade limite de interação das ondas com o sedimento do leito em condição de tempo bom (Hallermeier, 1981; Lessa *et al.*, 2000) e limita a área onde ocorrerão depósitos típicos de praia e dos demais ambientes deposicionais costeiros (observados no registro geofísico através das fácies fg3 a fg8). Isto significa que os depósitos do resgistro sedimentar da unidade U3: (i) são incompatíveis com a ideia de que a *MFS* tenha idade de ~5,8 ka A.P. (considerando a curva de Angulo *et al.*, 2006); (ii) sugerem uma formação em nível de mar próximo ao nível de desenvolvimento das fácies, compatível com aquela estimada a partir da correlação entre paleobatimetria e curva do nível do mar de cerca de – 16 m, profunidade da base da unidade U3 na área da barreira atual.

Além desta complexa interpretação para a idade da *MFS* e, consequentemente, da unidade *U3*, datações de estratos da fácies fg7 em 6280 ± 360 anos A.P. (7782 a 7779 / 7760 a **6307 anos cal A.P.**; entre 28 e 29 cm do testemunho *T01*; Figura 81) e 8100 ± 480 anos A.P. (10171 a **7981 anos cal A.P.**; 41 cm abaixo do fundo no testemunho *T02*; Figura 82) comprovam que o desenvolvimento a unidade *U3* é anterior a 5,8 ka A.P.

Esta interpretação da idade da *MFS* associada à arquitetura estratigráfica da unidade *U3* permitiu interpretar tais depósitos como depósitos de *regressão normal* (*RN*), segundo conceito de Catuneanu (2002). Vale lembrar que os principais fatores ambientais determinantes para a ocorrência de regressão normal são: taxa de aporte sedimentar maior do que a taxa de criação de espaço de acomodação (nesse caso, a elevação do nível do mar), ou seja, para que esta configuração deposicional tenha se implantado na área, ou a taxa de sedimentação se tornou maior que a taxa de elevação do nível de mar e/ou houve uma diminuição da taxa de elevação do nível do mar próximo aos 8 - 7,5 ka A.P. Esta condição é apontada por Lambeck *et al.* (2014) para a curva do nível do mar global, segundo a qual uma subida global do nível do mar aproximadamente uniforme entre ~11,4 e 8,2 ka A.P. teria se seguido de uma diminuição da taxa de subida do nível do mar entre 8,2 e 6,7 ka A.P.

Finalmente, uma característica que também apoia a interpretação de que a U3 representa depósitos de regressão normal é seu grande desenvolvimento vertical (~ 10 m de espessura sedimentar; Figura 118), principalmente das fáceis fg3, fg4 e fg6. Esta agradação estaria associada ao aumento gradual do nível do mar, cuja taxa de elevação é ultrapassada pela taxa de sedimentação. Em termos de fonte sedimentar, três são as fontes prováveis de sedimento para o sistema: (1) a presença dos rios que desembocam na baía de Sepetiba, principalmente o através do canal de São Franscisco e Guandú (Cunha *et al.*, 2006); (2) sedimentos marinhos

que, ao longo da evolução, adentraram o sistema costeiro através (*i*) de canais de maré formando deltas de maré enchente (fácies de corte e preenchimento de canais e de deltas de maré -fg6 e fg7) ou (*ii*) da deriva litorânea de oeste para leste (direção sugerida pelas terminações dos refletores das fácies fg4b e fg6a, Figura 107, Figura 110 e Figura 111); e (3) sedimentos provenientes da erosão/retrabalhamento da própria paleorrestinga (atestada pela presença de truncamentos, sendo o principal deles nas fácies fg4), como é o caso da planície costeira de Paranaguá descrita por Lessa *et al.* (2000).

As características geocronológicas e das fácies geofísicas e sedimentares subsidiam a interpretação de que a unidade deposicional *U3* representa depósitos marinhos de *regressão normal*, formados entre ~ 8- 7,5 ka A.P e ~5,8 ka A.P, limitados na base pela *MFS* e no topo pela *Superfície Basal de Regressão Forçada* (no sentido de Catuneanu, 2006), uma vez que esta superfície é a base de todos os depósitos marinhos que se acumulam durante a regressão forçada da linha de costa.

Vale finalmente ressaltar, que o posicionamento da *MFS* apresentado no presente estudo coincide com o proposto por Ramos (2013), Sá (2015) e Reis *et al.* (2013a) na região da baía de Sepetiba, que a identificaram através de interpretação puramente sismo-estratigráfica (sem a disponibilidade de informações de datação direta) (Figura 33 e Figura 37). Contudo, duas diferenças fundamentais estão presentes na interpretação apresentada no presente trabalho: (*i*) a idade da *MFS* e (*ii*) a interpretação da unidade *U3* como depósitos regressivos.

As fácies geofísicas observadas na unidade deposicional U4 refletem uma diversidade significativa de ambientes e processos sedimentares, como depósitos praiais e de transposição de ondas (fg8a), depósitos de recobrimento da plataforma (fg8b), preenchimento estuarino (fg11), dunas (fg9) e deposição de cristas de praia no interior da baía de Sepetiba (formando os esporões cuspidados dos setores leste e oeste da restinga; fg10) (Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127).

• A fácies geofísica *fg8* representa o pacote sedimentar que forma a atual restinga da Marambaia (barreira interna e barreira externa; domínio morfossedimentar da barreira arenosa - ver mapa morfossedimentar na Figura 58) e que que se estende submersamente sobre a plataforma continental adjacente. Em contexto submerso, os depósitos correlatos temporalmente à restinga desenvolvem-se como uma cunha sedimentar que prograda em direção ao oceano, mas também apresenta uma porção de crescimento de pós-praia associada ao processo de transposição de ondas (Figura 110) e Figura 111). Desta forma, as diferentes subfácies identificadas na unidade deposicional *U4* estão associadas aos depósitos praiais que formam a atual restinga da Marambaia (fácies fg8a; Figura 110 e Figura 111), ao recobrimento sedimentar da plataforma, que pode ser entendido como a continuação dos depósitos praiais (em termos de cronologia) (fácies fg8b; Figura 106) e aos depósitos que preenchem pequenas canalizações da retrobarreira e que estão associados à transposição de ondas (fácies fg8c; Figura 110 e Figura 111). As fácies geofísicas fg8a e fg8c foram amostradas e estão associadas à fácies sedimentar fsed9, cujas idades, determinadas pelo método da luminescência, variam entre 1813 ± 117 anos e 641 ± 81 anos (Figura 104; Tabela 15).

 \circ Tanto a distribuição espacial da fácies geofísica quanto o mapa morfossedimentar da restinga da Marambaia (Figura 58) atestam que os depósitos eólicos representados pela fácies geofísica *fg9* se restringem ao setor leste da restinga (Figura 115 a Figura 117).

• A fácies geofísica fg10 corresponde às cristas de praia que ocorrem nos setores leste e oeste da restinga da Marambaia (domínio morfossedimentar das cristas de praia; ver mapa morfossedimentar na Figura 58). Assim como as fácies $fg8a \ e \ fg8c$, a fácies geofísica fg10 foi amostrada e datada. Este depósito está associado ao declive que existe na margem lagunar da restinga entre as isóbatas de $-2 \ e \ -5 \ m$ de profundidade (Figura 107 e Figura 108). As fácies sedimentares que ocorrem associadas à fácies geofísica fg10 são as fácies $fsed1 \ e \ fsed4$ (nos testemunhos $T01 \ e \ T03$), cuja idade obtida a partir de um fragmento de bivalve localizado entre 10 e 12 cm abaixo do fundo (T03; Figura 83) foi de 985 ± 190 anos A.P. (1264 a 1213 / 1187 a 622 / 613 a 559 anos cal A.P., conforme mostrado na Tabela 12).

• Finalmente, a fácies geofísica fg11 reflete o preenchimento estuarino lamoarenoso mais recente e de baixa energia do interior da baía de Sepetiba (Figura 107 a Figura 109). Por se tratar do atual recobrimento sedimentar do fundo da baía, este depósito foi facilmente amostrado. A fácies sedimentar *fsed5*, que ocorreu no topo dos testemunhos *T02*, *T04*, *T06* e *T08*, foi associada à fácies geofísica *fg11*. Nos estratos em que as fácies geofísica e sedimentar puderam ser associadas, a distribuição vertical da susceptibilidade magnética se mostrou com um formato abaulado, um padrão visivelmente distinto dos demais estratos dos testemunhos. Esta característica está provavelmente associada a diferenças de composição do material sedimentar, e indica variação de proveniência. As datações realizadas indicam idades entre 1020 ± 170 anos A.P. (1267 a 1207 / 1191 a 646 / 587 a 574 anos cal A.P., conforme mostrado na Tabela 12; concha de bivalve localizado a entre 36 e 38 cm no testemunho *T08*; Figura 88) e 1850 \pm 30 anos A.P. (1825 a 1700 / 1650 a 1625 anos cal A.P., conforme mostrado na Tabela 12; matéria orgânica do sedimento entre 122 e 124 cm do testemunho *T06*; Figura 86).

Vale ainda remarcar que, como a unidade U4 corresponde a uma unidade ainda em retrabalhamento/construção, o topo da unidade U4 não representa uma superfície estratigráfica. Há, contudo, uma superfície que erode os depósitos estuarinos de alta energia (fácies fg7; unidade U3) e os depósitos de transposição de ondas da atual restinga da Marambaia (fácies fg8c; unidade U4) e sobre a qual se desenvolvem as cristas de praia do interior da baía (fácies fg10; unidade U4). Esta superfície foi interpretada como sendo uma superfície de erosão que representaria uma mudança de condições hidrodinâmicas do ambiente e foi denominada superfície de Erosão pela circulação interna (Eci, em preto nas Figura 106 a Figura 118Figura 126 e Figura 127). A Eci marca canais de cerca de 10 m de profundidade e 600 m de largura (Figura 108, Figura 109 e Figura 118). A presença desta superfície estratigráfica é uma evidência de que a restinga da Marambaia tenha se desenvolvido como um corpo arenoso mais largo que o atual e de largura homogênea (diferentemente de sua configuração atual com o afinamento de sua porção central), que posteriormente foi erodido em sua margem lagunar. A condição ambiental mais provável que suporta a interpretação de que houve uma alteração hidrodinâmica significativa é o fechamento dos últimos canais de maré que poderiam existir na barreira arenosa. Este canal ao longo da margem lagunar da atual restinga foi primeiramente observado por Borges (1998), que o associou a drenagens fluviais e, posteriormente, por Amendola (2016) que interpretou o como um canal de circulação de 15 km de extensão com esculpimento associado a processos de circulação de maré, cuja inativação reflete um período de importante diminuição energética do ambiente estuarino associado devido ao fechamento da restinga (Figura 124).



Figura 124 – Canal de circulação mapeado por Amendola (2016) no registro sísmico da baía de Sepetiba na superfície que seria correlata à superfície de Erosão pela circulação interna (Eci) do presente trabalho. Fonte: Amendola (2016).

Outra superfície interna à unidade U4 foi observada na fácies fg8, no flanco oceânico da barreira arenosa, limitando os dois cordões arenosos que compõem a restinga da Marambaia, e por isto denominada *Superfície entre-cordões* (*Sec*, em azul claro nas Figura 106, Figura 110, Figura 112, Figura 116, Figura 118). Esta superfície aflora na região da (paleo)laguna intracordões representada no mapa morfossedimentar da Figura 58. A arquitetura estratigráfica da unidade U4 sugere que os dois cordões têm idades próximas, o que foi confirmado através da geocronologia, que aponta idades LOE 1198 ± 236 anos para os depósitos a 4,3 m de altitude próximos ao pico do cordão mais interno (mais a norte) e 1813 ± 117 anos para um estrato a 2,7 m de altitude do cordão mais externo a sul (Figura 105). Por se tratar de uma cobertura sedimentar de areias grossas, o retrabalhamento sedimentar com a formação de dunas mais recente foi considerado improvável. Essa distribuição de idade, contraria o lógico esperado de que o cordão mais ao sul seja mais recente, o que pode ser explicado por um fotoesvaziamento incompleto durante a deposição (Duller, 2008; Wintle; Murray, 2006; Guedes *et al.*, 2011a).

Dessa forma, as características geofísicas da unidade deposicional *U4* e a interpretação de que ela se desenvolveu sobre a *SBRF* permitiu interpretar a *U4* como depósitos regressivos de idade mais recente que 5,8 ka A.P., idade do pico do nível do mar segundo a curva de Angulo *et al.* (2006). São, portanto, depósitos típicos de *regressão forçada* (*RF*), segundo o conceito de Catuneanu (2006).

7.2 VARIABILIDADE LATERAL DOS AMBIENTES SEDIMENTARES NA BAÍA DE SEPETIBA E NA RESTINGA DA MARAMBAIA AO LONGO DA SUA FORMAÇÃO E SEU FECHAMENTO FINAL

Conforme discutido no item anterior, a avaliação dos dados geofísicos e sedimentológicos permitiu identificar um grande número de fácies sísmicas, de georradar e faciológicas associadas às unidades deposicionais U3 e U4 na área de estudo. A grande variabilidade lateral destas fácies ao longo de toda a extensão da restinga e seu entorno (principalmente da margem lagunar – baía de Sepetiba) indica a ocorrência de condições dinâmicas intensas ao longo da evolução, próprias dos sistemas de ilhas-barreira, onde os diversos subambientes coexistem e interagem de forma complexa e intensa (Oertel, 1985; Rampino; Sanders, 1980; Costas *et al.*, 2006).

Deste modo, alguns aspectos peculiares do registro sedimentar da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia, representado pelos testemunhos *T01* a *T08* e por amostras coletadas ao longo da ilha-barreira, serão ressaltados e avaliados como indicadores paleoambientais e paleogeográficos das modificações da área de estudo. As particularidades mais relevantes a serem enfatizadas estão associadas à presença de (i) fácies de coloração cinza claro (*fsed6*), (ii) mosqueados amarelo-alaranjados no sedimento (*fsed7*; óxidos de ferro (?)), (iii) a presença de compostos húmicos (*fsed2*, *fsed3*, *fsed8*); (iv) laminações presentes na sucessão estratigráfica testemunhada (*e.g.*, *T02*, *T04*, *T6*, *T07*) e (v) a presença de diferentes gerações de feições canalizadas.

Fácies de coloração cinza claro

A fácies sedimentar que apresenta a coloração cinza claro (*fsed6*) ocorre nos testemunhos *T01*, *T02*, e *T08*, em profundidades de 0,84 até 1,77 m abaixo do fundo marinho e é composta predominantemente por silte grosso, por vezes com presença de areias médias a finas (distribuição bimodal). Os sedimentos da fácies *fsed6* apresentam baixo teor de matéria orgânica e sinal de susceptibilidade magnética aumentado no testemunho *T01* (Figura 81) bem como sinal de resistividade elétrica aumentado no testemunho *T08* (associado à presença dos grãos de areia média; Figura 88). A datação por radiocarbono da matéria orgânica presente no sedimento apontou a idade de 16690 \pm 50 anos A.P. (20186 a **19984 anos cal A.P.**; 156 a 158

cm abaixo do fundo no testemunho *T01*, conforme mostrado na Tabela 12; Figura 81). Apesar de não ser totalmente coincidente com a linha sísmica de orientação *strike* dentro da baía (Figura 107), a proximidade de menos de ~800 m permite observar que esta idade não é condizente com a arquitetura estratigráfica apontada pelos dados geofísicos. Uma interpretação possível de uma idade tão antiga a somente ~150 cm abaixo do fundo marinho é que nesta região os depósitos da unidade deposicional U2 e U1 sejam muito mais rasos do que o observado na linha sísmica mostrada na Figura 107 – seguinda a tendência que esta própria linha mostra de afinamento das unidades U3 e U4 e elevação estratigráfica das unidades U2 e U1 para leste, sendo que esta última está mais preservada sem a presença de grandes canais (Figura 107). Seria um caso improvável de uma preservação dos depósitos pleistocênicos na área de retrobarreira (unidade U1), a poucos centímetros do fundo marinho. Outra possibilidade para explicar uma idade tão antiga, é que o material seja de origem alóctone.

Em estudo sobre a formação de solos típicos de restinga na Ilha Comprida (SP), Martinez (2015) associou o material argilo-arenoso de coloração cinza esverdeado (*gley* 5/10Y) ao sedimento de um ambiente intermaré de baixa energia (baía ou paleomanguezal) correlato de solos com horizonte do tipo glei (EMBRAPA, 2006). Datações por LOE indicaram idades de 5,730 \pm 30 e 3,810 \pm 730 ka para estes depósitos, mas uma datação por radiocarbono de restos vegetais de idade > 43,500 ka A.P. (acima do limite de detecção do método) foi encontrada e interpretada como material alóctone provavelmente transportado por intensas tempestades (Martinez, 2015). O horizonte glei pode estar associado a antigos leitos de canais, ambientes de paleolagunas ou ambientes próximos a manguezais fonte de sedimentos argilosos (Gomes *et al.*, 2007a; Gomes *et al.*, 2007b).

Na restinga da Marambaia, Borges (1990) observou a presença de lama arenosa de coloração cinza (*olive gray*, 5Y 3/2) com conchas e fragmentos de bivalves em um testemunho coletado na margem leste do esporão cuspidado que culmina na ponta da Pombeba (setor oeste da restinga). Sobreposta pelas areias quartzosas de granulometria média que compõem a restinga, esta camada se localiza a 5,6 m da superfície, o que levou a autora à intepretação de que este depósito representa sedimentos de preenchimento lagunar da baía de Sepetiba que precederam a formação da ponta da Pombeba.

Os dados apresentados permitem inferir que a ocorrência desta fácies na área de estudo está atrelada a um ambiente sedimentar de preenchimento relativamente calmo, possivelmente associado a pequenas canalizações estuarinas ou regiões esporadicamente alagadas (*e.g.*, canais de transposição de ondas).

A principal característica da fácies *fsed7* é a presença de mosqueados amareloalaranjados que são normalmente associados à oxidação e podem indicar exposição subaérea, como as que ocorrem em ambiente intermarés (Martinez, 2015; EMBRAPA, 2006). Esta fácies ocorre nos testemunhos *T01* e *T02*, em estratos sedimentares situados de 0,29 a 1,08 m abaixo do fundo marinho e com idades mais antigas que 6280 ± 360 anos A.P. (7782 a 7779 / 7760 a **6307 anos cal A.P.**, conforme mostrado na Tabela 12; Figura 81) e 8100 ± 480 anos A.P. (10171 a **7981 anos cal A.P.**, conforme mostrado na Tabela 12; Figura 82) e, portanto, associados à unidade deposicional *U3*. Como as profundidades locais dos testemunhos *T01* e *T02* são maiores do que a altura da maré na região (2,9 e 4 m, respectivamente), esta exposição subaérea não pode ter ocorrido recentemente, mesmo se considerando a baixamar de sizígia. Ao contrário, é uma evidência de que os depósitos que apresentam o mosqueado típico da presença de óxidos de ferro estão associados a um cenário de exposição subaérea/oxidação contemporâneo à formação do depósito sedimentar, ou seja, esta datação reforça a interpretação discutida na seção anterior de que a unidade *U3* foi formada próximo ao nível do mar da época.

Fácies com presença de ácidos húmicos

As fácies sedimentares *fsed2*, *fsed3* e *fsed8* se caracterizam pela presença de areias com ácidos húmicos, que conferem à amostra coloração marrom avermelhada a marrom claro. Na fácies *fsed2*, que ocorre somente no topo do testemunho *T07*, a presença dos ácidos húmicos está associada a areias muito finas completamente friáveis. A localização deste sedimento na enseada da Marambaia, onde imagens de satélite já mostraram a influência da presença de plumas de coloração amarronzada típica de drenagem de restinga, é uma evidência de que os ácidos húmicos são recentes (Figura 65D).

Borges (1990) cita ainda a ocorrência de areias médias de coloração marrom amarelado moderado a escuro (10YR 5/4 e 10YR 2/2) no testemunho que coletou na margem leste do esporão cuspidado que culmina na ponta da Pombeba (setor oeste da restinga), além de outros locais da restinga. Esta ampla distribuição espacial desta fácies rica em compostos húmicos ao longo da restinga da Marambaia está associada à acumulação de matéria orgânica típica do processo de formação de solos de restinga (horizonte espódico) (EMBRAPA, 2006) e pode ser evidência cronológica do início da instalação de florestas de restinga (fonte de compostos húmicos) (Martinez, 2015).

Em contrapartida, as fácies sedimentares fsed3 (testemunhos T03 e T04) e fsed8 (arenitos de restinga que afloram na enseada da Marambaia sob condição de baixamar de sizígia) apresentam o ácido húmico associado a depósitos de areias médias e com algum grau de endurecimento (*fsed3*) ou semi-consolidados como arenitos de restinga (*fsed8*). Três fatores evidenciam que o acúmulo de ácidos húmicos destas fácies não é atual: (i) datação do estrato que sobrepõe a *fsed3* no *T03* em 985 \pm 190 anos A.P. (1264 a 1213 / 1187 a 622 / 613 a 559 anos cal A.P., conforme mostrado na Tabela 12; Figura 83), ou seja, o estrato com ácidos húmicos é mais antigo do que esta idade; (ii) o grau de compactação/cimentação; e (iii) especialmente com relação à fácies fsed3, a ausência de drenagens e plumas atuais ricas em compostos húmicos na região central da restinga. A distribuição espacial destas fácies dentro da baía de Sepetiba de forma alinhada ao longo da atual restinga sugere que, em algum momento da evolução da restinga, houve drenagens que eram a fonte de compostos húmicos para a área a norte de onde hoje está a restinga da Marambaia. Em outras palavras, sugerem fortemente que quando foi formada, há cerca de 5,8 ka A.P., a restinga era mais larga do que a atual. Outra evidência da maior largura da restinga é que tanto a fácies *fsed3* (região central da restinga) quanto a fsed8 (enseada da Marambaia) se encontram em áreas de características erosivas, comprovadas pela observação de campo da presença de raízes expostas (além da exposição do próprio arenito de restinga) na enseada da Marambaia e das escarpas erosivas do flanco lagunar (também já mencionados por Borges (1990) e Muehe et al. (2006)). Outra evidência de que a restinga da Marambaia já foi mais larga do que a atual vem da correlação das fácies com presença de areias médias com ácidos húmicos compactados ou semi-consolidados (fácies fsed3 e fsed8) com os fragmentos de arenitos semi-consolidados citados por Borges (1990) e Pessoa (2009) na região leste da restinga da Marambaia, que coincide com o padrão de alinhamento das fácies supracitadas. Além destas inferências sobre a paleogeografia da restinga da Marambaia, a presença de horizontes húmicos no registro estratigráfico é um indicativo de que o desenvolvimento dos depósitos sedimentares ocorreu associado a uma cobertura vegetal no mínimo parcial (Neal; Roberts, 2001).

A ocorrência dos horizontes endurecidos (*orsteins*) também tem relação com a pedogênese típica do ambiente de restinga (EMBRAPA, 2006; Carvalho, 2011; Sauer *et al.*, 2007), em que o processo de formação destes arenitos de restinga pelo processo de cimentação por matéria orgânica e alumínio com ou sem ferro ocorre durante o processo pedogenético de

podzolização (formação dos Espodossolos) (EMBRAPA, 2006). Apesar de comumente relacionados a depósitos pleistocênicos (Coelho *et al.*, 2010; Martins *et al.*, 2011), Martinez (2015) demonstrou a relação entre a geomorfologia, hidrologia e formação dos horizontes *orsteins* no ambiente de restinga ao longo da evolução holocênica da Ilha Comprida (SP) e sua importância como fator de resistência à erosão na ponta da Trincheira, sudoeste da ilha-barreira.

Outra correlação importante que a pedogênese de ambientes de restinga permite fazer é com a ocorrência dos horizontes espódicos sobrepostos aos horizontes glei, uma vez que este último pode atuar impedindo o fluxo vertical da matéria orgânica dissolvida de maneira a induzir a formação do horizonte espódico endurecido (Martinez, 2015).

Laminações

Visualizadas através do imageamento por raio X, as laminações representam as estruturas sedimentares primárias mais expressivas nos testemunhos coletados. Estas laminações mais significativas foram observadas em estratos dos testemunhos T02, T04, T06 e T07. Nos três primeiros casos, as laminações foram observadas associadas à fácies sedimentar *fsed5*, correspondente aos depósitos lamoarenosos do preenchimento lagunar mais recente (unidade deposicional U4, fácies geofísica fg11). No caso do testemunho T07 e de outro estrato do testemunho T02, as laminações estão associadas às fácies sedimentares *fsed4* e *fsed7*, respectivamente (ambas correspondentes à unidade deposicional U3). Nos próximos parágrafos elas serão abordadas separadamente.

As laminações associadas às fácies sedimentares *fsed5* e fg11 (e à unidade deposicional U4) estão associadas ao formato abaulado da distribuição vertical da susceptibilidade magnética, o que sugere diferenças de composição do material sedimentar em relação aos estratos sotopostos e, consequentemente, de área fonte ao longo dos últimos 1850 ± 30 anos A.P. (1825 a 1700 / 1650 a **1625 cal anos A.P.**, conforme mostrado na Tabela 12; Figura 86). Estas caracaterísticas sugerem que ao longo do período de formação destes depósitos, a condição hidrodinâmica foi menos energética (maior presença de lamas) mas com eventos ocasionais de maior energia (diferença textural indicada pelas laminações visualizadas no raio X, indicativas da presença de areias). Estes eventos podem estar associados à maior influência marinha no sistema, caracterizada por uma maior contribuição de sedimentos que adentravam a baía de Sepetiba através da restinga da Marambaia pela transposição de ondas e/ou deltas de

maré enchente associados a canais de maré. Além destas fontes sedimentares, o retrabalhamento da restinga pelas correntes do interior da baía há de ter sido fonte sedimentar importante, uma vez que desde que o litossoma da ilha-barreira estivesse completamente formado (totalmente fechado) as fontes sedimentares citadas anteriormente cessariam possivelmente impondo um novo regime de características transgressivas (Timmons *et al.*, 2010; Figura 11).

Por outro lado, as laminações associadas às fácies sedimentares *fsed4* e *fsed7* e à unidade deposicional *U3* (anterior a ~5,8 ka A.P.), permitem a inferência de uma condição paleoambiental também marcada pela presença de eventos esporádicos, porém em uma condição energética mais intensa (indicada pela menor contribuição de lamas), o que sugere um sistema com conexão com o oceano (ou apenas semiconfinado). O fato de a susceptibilidade magnética continuar homogênea nesses estratos basais reforça a ideia de uma fonte sedimentar menos variável.

Com relação aos depósitos arenosos de deltas de maré enchente, Rampino e Sanders (1980) destacam que a estratificação associada ao retrabalhamento sedimentar pelas correntes de maré ocorre enquanto o delta de maré é ativo, enquanto que a bioturbação destrói a estratificação quando eles permanecem inativos (Caldweel, 1971 *apud* Rampino; Sanders, 1980).

Processo de corte e preenchimento de canais e o fechamento final da restinga da Marambaia

A correlação dos dados geofísicos de diferentes níveis de resolução (sísmica de reflexão e GPR) permitiu identificar processos de corte e preenchimento de canais como um importante agente atuante na formação e no fechamento final da restinga da Marambaia (Figura 114 e Figura 118). A análise de linhas GPR na porção emersa da restinga apontou a existência de paleocanais de cerca de 6 km de largura e até 15 m de profundidade (Figura 125 - I) que foram progressivamente inativados por processo de preenchimento relativamente calmo (atestado pelo padrão de preenchimento dominantemente plano-paralelo), mas posteriormente reescavados por processos forte erosão, formando novos canais bastante ativos, obedecendo, contudo, uma tendência de migração lateral para leste (Figura 125 – II). A continuidade do preenchimento destes novos canais indica uma alteração da hidrodinâmica do ambiente, uma vez que as fácies geofísicas se modificam, passando de refletores ondulados a oblíquos de baixo ângulo mergulhando em direção a leste (fácies geofísica fg7a) para refletores ondulados com pequenas

canalizações preenchidas (fácies geofísica fg7a') (Figura 116 – III e IV). Infere-se que a diminuição da hidrodinâmica da baía de Sepetiba associada ao fechamento gradual da barreira arenosa durante o desenvolvimento da unidade deposicional *U3* levou a um maior confinamento da baía de Sepetiba. Deste modo, o desenvolvimento da unidade *U4* que forma a restinga mais atual (mais recente que ~5,8 ka A.P.) ocorreu sob condições hidrodinâmicas mais restritas, resultantes do fechamento parcial da restinga. No entanto, a despeito do progressivo processo de fechamento da restinga, ele foi acompanhado da persistência dos processos de corte e preenchimento de canais de menor escala localizados na porção mais superior do registro geofísico, conforme pode ser observado na Figura 125 – V. Os processos sedimentares de formação e preenchimento destes canais da fase final do fechamento da restinga da Marambaia estão associados à presença de canais de maré e a canais de transposição de ondas em áreas sobrepostas a zonas de paleocanais, conforme pode ser visto na Figura 125 - V.

Aliás, muitos trabalhos apontam a importância da ação dos canais de maré no desenvolvimento de ilhas-barreira, seja pelo processo de retrabalhamento de sequências transgressivas (Rampino; Sanders, 1980), seja demonstrando a complexidade arquitetural de um sistema sedimentar (Seminack; Buynevitch, 2013; Simms *et al.*, 2006; Oertel, 1985). No caso da restinga da Marambaia, a presença de canais de maré e de canais de transposição de ondas parece ter papel significante como (i) como *fonte sedimentar*, uma vez que atuam permitindo a entrada de sedimentos marinhos no sistema da baía, seja através de depósitos de deltas de maré enchente (de forma parecida ao observado por Fornari *et al.*, 2012, na costa de SC, e Vila-Concejo *et al.*, 2007, em *Port Stephens*, Australia) ou leques de transposição (como observado por Switzer *et al.*, 2006, na costa sudeste da Austrália; Hennessy; Zarillo, 1987, em *Long Island*, EUA; Hudock *et al.*, 2014, em áreas diversas) e (ii) como agente *regulador da hidrodinâmica* da baía e consequentemente influenciando os processos sedimentares na área de retrobarreira (como demonstrado por Pinto *et al.*, 2016, na baía de Sepetiba, e Duc; Tye, 1987, na *Kiawah Island*, EUA).

Na verdade, uma evidência clara da ação reguladora dos canais de maré sobre os processos sedimentares no interior da baía de Sepetiba é a ocorrência de diversos truncamentos nas diferentes gerações de cordões litorâneos que formam o esporão cuspidado do setor oeste da restinga. Facilmente visualizados nas imagens de satélite (ver o mapa morfossedimentar das Figura 58 e Figura 62), esses truncamentos interrompem diferentes gerações de cordões litorâneos pela imposição de condições hidrodinâmicas que primeiro erodem os sucessivos cordões litorâneos e posteriormente favorecem a deposição de uma nova geração de cordões

com alinhamento diferente. Estes truncamentos (Figura 58) são uma evidência morfológica de eventos esporádicos de intensificação da condição hidrodinâmica (tempestades) com erosão resultante que ratificam a interpretação de que a restinga sofreu diferentes episódios de rompimento da barreira arenosa ao longo da sua evolução. Durante os períodos de deposição, as correntes de maré foram responsáveis pelo esculpimento da morfologia da margem interna da restinga, através do retrabalhamento dos depósitos dos deltas de maré enchente e de leques de transposição.



Figura 125 – Esquema representativo do processo de corte e preenchimento de sucessivos canais das unidades deposicionais U3 e U4. Observar a variabilidade horizontal do processo e a sucessão vertical de canais de escalas diferentes. SBRF: superfície basal da regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima.

7.3 MODELO EVOLUTIVO DA RESTINGA DA MARAMBAIA

A análise do conjunto de dados apresentados e discutidos acima permitiu a proposição de um novo modelo de evolução estratigráfica e geomorfológica da Restinga da Marambaia, que pode ser dividido em 5 fases principais (Figura 126 e Figura 127):

1. A **Fase I** é marcada pela exposição subaérea da área de estudo, resultante da exposição da plataforma continental durante o Último Máximo Glacial (*UMG*) de cerca de 20 ka A.P., quando se estima que o nível do mar se encontrava em torno de -130 m, próximo à atual quebra da plataforma continental. Sob estas condições, os depósitos pretéritos foram entalhados pelas drenagens fluviais, formando os canais mostrados no registro geofísico da área de estudo (Figura 126 e Figura 127 – I). A *Superfície de Exposição Máxima (SEM*, em verde na Figura 126) representa o nível máximo da escavação fluvial. É importante observar que a *SEM* é estratigraficamente mais elevada na região onde hoje se encontra a atual restinga da Marambaia, onde os depósitos da unidade *U1* não foram erodidos. A **Fase I** se finaliza quando o nível do mar começa a subir;

2. A **Fase II** se desenvolveu em decorrência da elevação do nível do mar na área que ocorreu desde o *UMG* até cerca de 8-7,5 ka A.P., quando houve o preenchimento sedimentar dos canais esculpidos na fase anterior. A variação do nível do mar desta fase foi de aproximadamente -130 m para cerca de -16 m. Resultou, portanto, no preenchimento sedimentar fluvio-estuarino, em decorrência da diminuição gradual do nível de base (Figura 126 e Figura 127 – II). A *Superfície de Inundação Máxima (MFS,* em marrom na Figura 126) limita o topo dessa deposição sedimentar, que representa o nível sedimentar associado à transgressão máxima na área de estudo. Assim como a *SEM*, a *MFS* se apresenta mais elevada na região onde hoje se encontra a atual restinga da Marambaia, provavelmente em decorrência da presença de paleorrestingas transgressivas na área;



Figura 126 – Modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia. A curva do nível do mar utilizada é uma interpolação entre as curvas de Duncan et al. (2000) e Angulo et al. (2006) (Figura 27). Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.



Figura 127 – Vista planar do modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia. A curva do nível do mar utilizada é uma interpolação entre as curvas de Duncan et al. (2000) e Angulo et al. (2006) (Figura 27). Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.
A Fase III da evolução da restinga da Marambaia é temporalmente atribuída ao 3. período mais tardio da subida do nível do mar, entre cerca de 8-7,5 a 5,8 ka A.P., quando predominaram processos progradantes de deposição de uma paleorrestinga, hoje soterrada, sob condições de regressão normal (RN). Nesta etapa evolutiva, ocorreu a formação de uma barreira progradante com espessura entre 8 e 10 m na região onde hoje está estabelecida a restinga da Marambaia. Essa geração de paleorrestingas já foi responsável pela limitação da circulação hidrodinâmica da área de retrobarreira e, logo, pela configuração de um ambiente estuarino mais isolado que deu início à formação da baía de Sepetiba como hoje se conhece (Figura 126 e Figura 127 - III). Como o processo de inundação da área foi gradual e síncrono em relação à construção da barreira progradante, o limite entre os depósitos fluvio-estuarinos holocênicos e os depósitos da barreira progradante ocorre na região estuarina de transição entre o domínio marinho (onde predominam os processos associados à ação das ondas) e o domínio estuarino (onde prevalecem os processos relacionados à maré) (Figura 123). Na plataforma continental, durante esta fase, a condição de RN possibilitou a formação de um prisma infralitorâneo de cerca de 8 m de espessura, cuja formação está associada a processos de ravinamento por onda principalmente sobre os estratos da antepraia média e superior e a dispersão dos sedimentos erodidos para áreas offshore como depósitos de tempestade (Cattaneo; Steel, 2003). A semelhante espessura de 8 m do prisma infralitorâneo e da barreira progradante não é uma coincidência, mas reflete o processo de formação desta feição. Aliás, como apontado Hernández-Molina et al. (2000), os prismas infralitorâneos progradantes se desenvolvem entre o nível de base da onda de tempo bom e o nível de base da onda de tempestade entre as zonas de deposição da praia e da plataforma continental interna, sendo formados por correntes de tempestades que produzem transporte sedimentar em direção ao oceano através de correntes de subsidência (downwelling). Desta forma, tanto a espessura sedimentar da barreira progradante quanto a do prisma infralitorâneo estão condicionadas pelos processos e características das ondas locais. A Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF; representada em azul na Figura 126) representa o final da Fase III de evolução geológica da restinga da Marambaia, marcando o limite de deposição associado ao pico do nível do mar de 5,8 ka A.P. A disposição da SBRF segue a mesma tendência das superfícies SEM e MFS de ser mais elevada na área onde se desenvolve a atual restinga bem como de ser mais elevada no interior da baía do

que na porção oceânica. Esta disposição das superfícies estratigráficas sugere que de alguma forma houve um controle fisiográfico exercido pela presença de depósitos que resistiram à erosão e posteriormente atuaram como ancoradouros da sedimentação de novas fases evolutivas (armadilhas de sedimento, áreas de deposição preferencial). Este controle fisiográfico parece ter sido fator decisivo na determinação do local de formação da ilha-barreira (semelhante ao observado por Guedes *et al.*, 2011b, na Ilha Comprida - SP; Dillenburg *et al.*, 2000, na costa do RS; Borges, 1998, na restinga da Marambaia).

4. A Fase IV de evolução da restinga reflete a construção da atual restinga da Marambaia e dos depósitos marinhos de recobrimento da antepraia e plataforma continental. Esta fase evolutiva ocorreu sob condições de regressão forçada (RF), implantadas a partir de 5,8 ka A.P. (Figura 126 e Figura 127 – IV). Os depósitos desta barreira progradante de regressão forçada recobrem a paleobarreira progradante de regressão normal construída na Fase III anterior (Figura 126 - IV). A Fase IV compreende a fase de formação dos dois cordões da restinga da Marambaia expressos na morfologia da área. Os cordões - também chamados na literatura como barreira interna e barreira externa – são separados pela laguna que apresentam altitude de até 7 m, condizente com o nível alcançado pelo mar nesta fase, de cerca de 5 m acima do nível atual (segundo curva de Angulo et al., 2006; ver Figura 126 - IV). Estratigraficamente, este limite entrecordões foi observado através da Superfície entrecordões (Sec, em azul claro na Figura 126 – IV). Assim como na fase anterior, processos de deposição sedimentar transversal à praia entre os limites de nível de base da onda de tempo bom e de tempestade parecem atuar formando um prisma infralitorâneo progradante mais atual, que assim como o anterior é caracterizado fortemente por uma arquitetura interna indicativa da progradação em direção ao mar. O depósito da plataforma interna apresenta um estreito pacote sedimentar que recobre o prisma infralitorâneo regressivo, associado ao segundo cordão litorâneo da restinga (o cordão ao sul da laguna). Este depósito representa a continuação dos processos praiais mais modernos, que se tornam ativos na plataforma interna especialmente sob condições de tempestades.

5. Finalmente, a **Fase V** da evolução da Restinga da Marambaia está associada ao processo de retrabalhamento da barreira regressiva formada na **Fase IV** e dos demais depósitos no interior da baía. Este reesculpimento foi suportado pelas mudanças

hidrodinâmicas ocorridas no interior da baía de Sepetiba que, por sua vez, foram sustentadas pelo gradual fechamento dos últimos canais de maré da ilha-barreira. Esta nova hidrodinâmica foi responsável por erodir o flanco lagunar da barreira, diminuindo sua largura, e formar importantes canais de circulação no interior da baía (Figura 126 e Figura 127 –V). A superfície estratigráfica de Erosão pela Circulação Interna (Eci, em preto na Figura 126), representa esta erosão. Com o fechamento total dos canais de maré da restinga, a fonte de sedimento para a formação dos novos depósitos dentro da baía de Sepetiba passaram a ser os sedimentos da erosão da própria barreira (arenosos), o aporte dos rios (predominantemente lamoso) e sedimentos marinhos provenientes de canais esporádicos ativos durante eventos de tempestade (arenosos). A partir destas fontes sedimentares se formaram as cristas de praia que progradam para o interior da baía e o preenchimento estuarino mais recente do interior da baía. Os truncamentos que existem na planície de cristas de praia do setor oeste da restinga atestam a influência de canais esporádicos na evolução recente da restinga. A Fase V se iniciou há cerca de 2,2 ka A.P., período estimado para o fechamento total da restinga, e dura até os dias atuais, uma vez que tanto os processos de transporte sedimentar nos flancos lagunar e oceânico da restinga quanto o preenchimento estuarino são ativos.

Vale ressaltar que ao longo da evolução da restinga da Marambaia, a variabilidade lateral dos depósitos e dos processos ao longo da restinga, principalmente os associados às **Fases III** e **IV**, ficou demonstrada pelas inúmeras fácies sedimentares especialmente da unidade U3 e pela demonstração da importância dos processos de corte e preenchimento de canais ao longo da formação da atual barreira, o que possibilitou episódios de abertura e súbita modificação das condições hidrodinâmicas da baía e, posteriormente, o fechamento gradual (posicionamento sucessivo vertical de canais) da barreira até atingir as condições hidrodinâmicas e morfológicas conhecidas atualmente.

De forma semelhante à restinga da Marambaia, outros estudos sobre a evolução geológica de barreiras costeiras ao longo da costa brasileira e do mundo têm apontado uma gênese holocênica regressiva. São alguns exemplos:

- a barreira progradante de Galveston EUA (Rodriguez et al., 2004);
- Bogue Banks EUA (Timmons et al., 2010);
- o a barreira de *Castle Neck* EUA (Dougherty *et al.*, 2004);
- o a barreira de Tuncurry, Austrália (Roy et al., 1997; Kinsela et al., 2016);

- o a costa de Jaguaruna e Laguna SC (Fornari et al., 2012);
- o a Ilha Comprida SP (Giannini et al., 2009; Guedes et al., 2011b);
- a Ponta dos Três Irmãos e Galinhos RN (Caldas et al., 2006);
- o a planície costeira de Paranaguá PR (Lessa et al., 2000);
- o as barreiras de Curumim RS e Pinheira SC (Barboza et al.; 2009).

Segundo Lessa *et al.* (2000), a morfoestratigrafia da planície costeira do Paranaguá revela a existência de extensivos depósitos regressivos de cerca de 20 m de espessura, sobrepostos a depósitos estuarinos transgressivos que se situam sobre cerca de 40 m de sedimentos continentais (fluviais e aluviais). Tais autores situaram tal barreira no contexto de outras barreiras regressivas ao redor do mundo ao comparar sua estratigrafia com a das barreiras de Bucasia (que juntamente à barreira de Paranaguá está associada à regressão forçada) e de Tuncurry e Galveston (associadas à regressão normal; Figura 128).

Assim como na área do presente estudo, as barreiras de Curumim e Pinheira evoluíram sob diferentes processos de deposição, com um padrão de progradação indicativo de uma significativa entrada de sedimentos no sistema costeiro (Barboza *et al.*, 2009) que permitiu associar o início da formação das barreiras a uma configuração de regressão normal, seguida mais tarde de um estágio de regressão forçada (Barboza *et al.*, 2009; Hesp *et al.*, 2007; Dillenburg *et al.*, 2014). Outra semelhança com a restinga da Marambaia está associada ao recobrimento de um campo de duna sobre a barreira progradante de Curumim.

Os dados apresentados no presente trabalho permitem posicionar a restinga da Marambaia dentro do contexto das (ilhas-)barreiras de gênese holocênica regressiva, salientando o controle da paleobatimetria e do aporte sedimentar e suas relações com as variações do nível do mar como os principais fatores controladores da evolução geológica.



Figura 128 – Perfil estratigráfico de barreiras regressivas (Bucasia modificado após Masselink e Lessa, 1995; Tuncurry após Roy et al., 1995; Galveston Island após McCubbin, 1981). Fonte: Lessa et al. (2000).

Capítulo 8

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

No presente trabalho, a restinga da Marambaia foi pela primeira vez imageada através de GPR em seus diferentes ambientes deposicionais. A análise conjunta de dados, sísmicos, de georradar, sedimentológicos e geocronológicos permitiu a integração dos depósitos da baía da Sepetiba, da restinga da Marambaia e da plataforma continental adjacente. Além disso, uma série de novas informações sobre a arquitetura estratigráfica e evolução geológica da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia é apresentada:

• A gênese e a evolução geológica da restinga da Marambaia desde o Último Máximo Glacial (*UMG*) até os dias atuais foram avaliadas com base na morfologia, arquitetura estratigráfica e geocronologia. A eustasia, o suprimento sedimentar e o controle fisiográfico representam os principais fatores determinantes no processo evolutivo da restinga da Marambaia. *Processos associados à presença de canais de maré e de transposição* e posteriormente a *hidrodinâmica do interior da baía de Sepetiba* são os principais fatores controladores da evolução mais recente da ilhabarreira.

• A arquitetura estratigráfica observada na área de estudo permitiu detectar a preservação de depósitos transgressivos e regressivos em uma sequência marcada pela sucessão de: (*i*) depósitos pleistocênicos; (*ii*) preenchimento fluvio-estuarino transgressivo; (*iii*) (paleo)barreira progradante de regressão normal; (*iv*) barreira progradante de regressão forçada; e (*v*) depósitos produtos do retrabalhamento da restinga após o fechamento dos últimos canais de maré permanentes.

• Com base na interpretação de um amplo conjunto de dados geofísicos (sísmicos e de georradar), sedimentológicos e geocronológicos (datações por radiocarbono e por luminescência opticamente estimulada), é possível afirmar que a atual restinga da Marambaia corresponde a um pacote sedimentar de cerca de 20 m de espessura formado durante o Holoceno. O novo modelo evolutivo proposto estabelece a restinga da Marambaia atual como uma ilha-barreira formada totalmente por depósitos

regressivos, incialmente de regressão normal (de idade entre 8-7,5 e 5,8 ka A.P.) e, posteriormente, de regressão forçada (mais recente que ~5,8 ka A.P.).

A continuidade desta pesquisa inclui a realização de perfurações sobre a restinga da Marambaia e no interior da baía de Sepetiba para amostragem direta dos sedimentos e para a realização de datações que possam corroborar as idades propostas no novo modelo evolutivo.

REFERÊNCIAS

Amendola, G.S. *Sistema de paleocanais da Baía de Sepetiba*: significado estratigráfico e paleoambiental. Monografia – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Angulo, R. J.; Lessa, G. C.; Souza, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, v. 25. p. 486-506, 2006.

Angulo, R.J.; Lessa, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéa regions. *Marine Geology*, v. 140, p. 141-166, 1997.

Annan, A. P., 1996, Transmission Dispersion and GPR, JEEG, Vol. 0, January 1996, p. 125-136.

Allen, J.R.L. *Sedimentary Structures*: Their Character and Physical Basis. v. 1. Developments in Sedimentology, vol. 30A. Elsevier: Amsterdam, 1982.

Ayres Neto, A. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18, n. 3, 2000.

Barboza, E.G.; Dillenburg, S.R.; Rosa, M.L.C.C.; Tomazelli, L.J.; Hesp, P.A. Groundpenetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 56, p. 579–583, 2009.

Bard, E.; Hamelin, B.; Fairbanks, R.G. U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, v. 346, p. 456–458, 1990.

Bard, E.; Hamelin, B.; Arnold, M.; Montaggioni, L.; Cabioch, G.; Faure, G.; Rougerie, F. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, v. 382, p. 241–244, 1996.

Bard, E.; Hamelin, B.; Delanghe-Sabatier, D. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, v. 327, p. 1235-1237, 2010.

Bates, R.L.; Jackson, J.A. (eds.). *Glossary of Geology*, 3 ed. American Geological Institute: Alexandria, 1987.

Berné, S.; Jouet, G.; Bassetti, M.A.; Dennielou, B.; Taviani, M. Late Glacial to Preboreal sealevel rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, v. 245, p. 65–88, 2007.

Beta Analytic, 2016a. Introduction to Radiocarbon Determination by theAcceleratorMassSpectrometryMethod.Disponívelem:

258

http://www.radiocarbon.com/PDF/Beta-AMS-Methodology.pdf>. Acesso em: 08 out 2016.

Beta Analytic, 2016b. *Sample Contamination and Pretreatment*. Disponível em: <<u>http://www.radiocarbon.com/carbon-dating-pretreatment.htm</u>>. Acesso em: 08 out 2016.

Blott, S.J.; Pye, K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface ProcesSEM and Landforms*, v. 26, p. 1237-1248, 2001.

Borges, H.V. *Dinâmica sedimentar da Restinga da Marambaia e Baía de Sepetiba*. Dissertação (mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1990.

Borges, H.V. *Holocene geological evolution of Sepetiba Bay and Marambaia Barrier Island, Brazil.* Tese de doutorado, University of New York, SUNY, 145 p., 1998.

Borges, H.V.; Nittrouer, C.A. Sediment accumulation in Sepetiba Bay (Brazil) during the Holocene: A reflex of the human influence. *Journal of Sedimentary Environments*, v.1, n. 1, p. 96-112, 2016.

Borges, W.R. *Investigações geofísicas na borda da bacia sedimentar de São Paulo, utilizandose GPR e eletrorresistividade*. Dissertação de mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

Bouma, A.H. Notes on x-ray interpretation of marine sediments. *Marine Geology*, v. 2, p. 278-309, 1964

Brönnimann, P.; Moura, J. A.; Dias, D. *Ecologia dos foraminíferos e microorganismos associados da área de Guaratiba/Sepetiba*: modelo ambiental e sua aplicação na pesquisa de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro. Relatório 3549, PETROBRÁS. 81 p. 1981.

Caldas, L.H.O.; Oliveira Jr, J.G.; Medeiros, W.E.; Stattegger, K.; Vital, H. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Letters*, v. 26, p. 249–263, 2006.

Campbell, C.V. Lamina, laminaset, bed and bedset. Sedimentology, v. 8, p. 7 – 26, 1967.

Carter, R.W.G. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, northern Ireland. *Marine Geology*, v. 73, p. 191–214, 1986.

Carvalho, B.C. *Aplicação de múltiplas ferramentas no estudo do transporte de sedimentos na margem interna da restinga da Marambaia (baía de Sepetiba, RJ)*. Dissertação (mestrado) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Carvalho, V.S. *Caracterização e classificação de espodossolos nos estados de Pernambuco e Paraíba*. Tese de doutorado - Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife, 2011. 119f.

Catuneanu, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, p. 1–43, 2002.

Catuneanu, O. Principles of Sequence Stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.

Cattaneo, A.; Steel, R.J. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, v. 62, p. 187 – 228, 2003.

Chaumillon, E.; Tessier, B.; Reynaud, J.-Y. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 75-85, 2010.

Clark, P.U. Ice sheet retreat and sea level rise during the last deglaciation. *PAGES News*, v. 17, p. 64-66, 2009.

Coelho, M.R.; Martins, V.M.; Vidal-Torrado, P.; Souza, C.R.G.; Perez, X.L.O.; Vázquez, F.M. Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do estado de São Paulo. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 34, p. 833-846, 2010.

Cooper, J.A.G.; Green, A.N.; Meireles, R.P.; Kleinc, A.H.F.; Souza, J.; Toldo, E.E. Sandy barrier overstepping and preservation linked to rapid sea level rise and geological setting. *Marine Geology*, v. 382, p. 80–91, 2016.

Cortez, R.H.C. *Circulação e fluxo de Material Particulado em Suspensão no canal de Barra de Guaratiba (Baía de Sepetiba – RJ).* 2012. 62 p. Monografia – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Cortez, R.H.C. *Caracterização oceanográfica de um canal de maré e da zona costeira adjacente: canal de Barra de Guaratiba - Baía de Sepetiba, RJ.* Dissertação de mestrado – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

Costas, S.; Alejo, I.; Rial, F.; Lorenzo, H.; Nombela, M.A. Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in Northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos. *Journal of sedimentary Research*, v. 76, n. 9, p. 1077-1092, 2006.

Cunha, C.L.N.; Rosman, P.C.C.; Monteiro, Teófilo, C.N. *Caracterização da Circulação Bidimensional da Baía de Sepetiba*. Anais do simpósio brasileiro de recursos hídricos e do simpósio de hidráulica e recursos hídricos dos países de língua oficial portuguesa, v. 1, p. 151-151, 2001.

Cunha, C.L.N.; Rosman, P.C.C.; Ferreira, T.C.N.M. Hydrodynamics and water quality models applied to Sepetiba Bay. *Continental Shelf Research*, v. 26, p. 1940–1953, 2006.

D'Agostini, D.P.; Bastos, A.C.; Reis, A.T. The modern mixed carbonate–siliciclastic Abrolhos shelf: implications for a mixed depositional model. *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, 124–139, 2015.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, n. 6, p. 1130 - 1146, 1992.

Davis Jr, R.A.; Hayes, M.O. What is a wave-dominated coast? Marine Geology, v. 60, p. 313-

329, 1984.

Demarest, J.M.; Kraft, J.C. *Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In*: Nummedal, D.; Pilkey, O.H.; Howard, J.D. (eds.). Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution, vol. 41 (SEPM Special Publication), pp. 223–239, 1987.

Dias, G.T.M.; Kjerfve, B. Barrier and Beach Ridge Systems of the Rio de Janeiro Coast. In: Dillenburg, S.; Hesp, P. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. [S.I.]: Springer, 2009. 388 p.

Dillenburg, S.R.; Hesp, P.A. *Coastal Barriers* – An Introduction. In: Dillenburg, S.R.; Hesp, P.A. (ed.) Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer-Verlag: [S.I.], 2009.

Dillenburg, S.R.; Roy, P.S.; Cowell, P.J.; Tomazelli, L.J. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, v. 16, n. 1, p. 71-81, 2000.

Dougherty, A.J.; FitzGerald, D.M.; Buynevich, I.V. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, v. 210, p. 123–134, 2004.

Duc; A.W.; Tye, R.S. Evolution and stratigraphy of a regressive barrier/backbarrier complex: Kiawah Island, South Carolina. *Sedimentology*, v. 34, p. 237-251, 1987.

Duncan, C. S.; Goff, J. A.; Austin Jr., J. A.; Fulthorpe, C. S. Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf. *Marine Geology*, v. 170, p. 395-421, 2000.

EMBRAPA, 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Humberto Gonçalves dos Santos *et al.*, 2.ed., Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 306p.

Embry, A.F. *Sequence boundaries and sequence hierarchies*: problems and proposals. *In*: Steel, R.J.; Felt, V.L.; Johannessen, E.P.; Mathieu, C. (eds.). Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, vol. 5 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 1–11, 1995.

Evans, O.F. The origin of spits, bars and related structures: *Journal of Geology*, v. 50, p. 846-863, 1942.

Falcão, L.C.; Ayres Neto, A. Parâmetros físicos de sedimentos marinhos superficiais da região costeira de Caravelas, sul da Bahia. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, n. 2, p. 279-289, 2010.

Fairbanks, R.G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting dates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, v. 342, p. 637–642, 1989.

Ferrari, A. L. A geologia do Rift da Guanabara na sua porção centro-ocidental e sua relação

com o embasamento pré-cambriano.. *In*: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1990, Natal. *Anais*... do Congresso Brasileiro de Geologia. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6. p. 2858-2872.

Fisher, R. L. Cuspate spits of St. Lawrence Island, Alaska. *Journal of Geology*, v. 63, p. 133-142, 1955.

Fisher, S.C.; Stewart, R.R.; Jol, H.M. Ground penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, v. 1, p. 89 – 96, 1996.

Fonseca, S.A.R. *Circulação e fluxo de material particulado em suspensão no principal canal de acesso à baía de Sepetiba (RJ)*. Dissertação (mestrado) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

Folk R.L.; Ward, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, p. 3–26, 1957.

Fornari, M.; Giannini, P.C.F.; Nascimento JR, D.R. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. *Marine Geology*, v. 323–325, p. 56–68, 2012.

Friederichs, Y.L. *O sistema fluvio-estuarino da baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma interna adjacente (RJ)*. Dissertação (mestrado) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Friederichs, Y.L.; Reis, A.T.; Silva, C.G.; Toulemonde, B.; Maia, R.M.C.; Guerra, J.V. Arquitetura sísmica do sistema fluvio-estuarino da Baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma adjacente, Rio de Janeiro, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 1, p. 998-1012, 2013.

Galloway, W.E. The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. A.A.P.G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26–29, *Program and Abstracts Volume*, pp. 28–29, 2001.

Galloway, W.E.; Hobday, D.K., 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin. 489 pp.

Garrison, J.R.; Williams, J.;Miller, S.P.; Weber, E.T.; Mcmechan, G.M.; Zeng, X. Groundpenetrating radar study of North Padre Island: implications for barrier island internal architecture, model for growth of progradational microtidal barrier islands, and Gulf of Mexico sea-level cyclicity: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 303–319, 2010.

Geotek, 2016a. *Magnetic susceptibility*. Disponível em: http://www.geotek.co.uk/products/magsusc>. Acesso em: 10 out 2016.

Geotek, 2016b. *Non-contact Resistivity*. Disponível em: http://www.geotek.co.uk/products/ncr. Acesso em: 10 out 2016.

262

Giannini, P.C.F.; Guedes, C.C.F.; Nascimento Jr., D.R.; Tanaka, A.P.B.; Angulo, R.J.; Assine, M.L.; Souza, M.C. *Sedimentology and Morphologic Evolution of the Ilha Comprida Barrier System, Southern São Paulo Coast. In*: Dillenburg, S.R., Hesp, P. (eds.), Geology of the Brazilian Coastal Barriers: Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, 2009.

Gomes, F.H.; Vidal-Torrado, P.; Macías, F.; Gherardi, B.; Perez, X.L.O. Solos sob vegetação de restinga na ilha do Cardoso (SP). I - caracterização e classificação. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 31, n. 6, p. 1563-1580, 2007a.

Gomes, F.H.; Vidal-Torrado, P.; Macías, F.; Gherardi, B.; Souza Júnior, V.S.; Perez, X.L.O. Solos sob vegetação de restinga na Ilha do Cardoso (SP). II - Mineralogia das frações silte e argila. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 31, n. 6, p. 1581-1589, 2007b.

Guedes, C.C.F. *Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, estado de São Paulo.* Dissertação (mestrado) – Programa de pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

Guedes, C.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Giannini, P.C.F.; DeWitt, R.; Aguiar, V.A.P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. *Anais...* Congresso da Associação Brasileira do Quaternário (ABEQUA), 13., Búzios, 2011a.

Guedes, C.C.F; Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Dewitt, R.; Nascimento JR, D.R.; Aguiar, V.A.P; Rossi, M.G. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, v. 285, p. 1–16, 2011b.

Hallermeier, R.J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, v. 4, p. 253–277, 1981.

Hamacher, C. *Fluxo de materiais entre manguezais e áreas costeiras adjacentes*: Guaratiba, Rio de Janeiro, Brasil. Tese (Doutorado em Química). Departamento de Química, Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro. 2001.

Harris, P.T.; Heap, A.D; Bryce, S.M.; Porter-Smith, R.; Ryan, D.A.; Heggie, D.T. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal and river power. *Journal of sedimentary research*, vol. 72, n. 6, p. 858–870, 2002.

Haslett, S.K. Coastal systems. 2 ed. [S.l.]: Routledge, 2009.

Hatushika, R.S. *Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) com base nos conceitos de Estratigrafia de Sequência*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense – Programa de pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Niterói, 2008.

Hayes M.O. Hurricanes as Geological Agents: Case Studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. *Bureau of Economic Geology*, Rep. Invest. 61, Austin, 1967.

Hayes, M.O.; Fitzgerald, D.M. Origin, Evolution, Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research*, Special Issue N. 69, 2013. DOI: 10.2112/SI_69_3

Hennessy, J.T.; Zarillo, G.A. The interrelation and distinction between floodtidal Delta and washover deposits in a Transgressive barrier island. *Marine Geology*, v. 78, p. 35 56, 1987.

Hernández-Molina, F.J.; Fernández-Salas, L.M.; Lobo, F.J.; Somoza, L.; Díaz del Río, V. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, v. 20, p. 109-117, 2000.

Hesp, P.A. *The beach backshore and beyond. In*: Short, A.D. (ed.). Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. John Wiley and Sons: New York, 1999.

Hesp, P.A. *Morphodynamics of incipient foredunes in N.S.W., Australia. In:* Brookfield, M.E.; Ahlbrandt, T.S. (eds). Eolian Sediments and Processes. Elsevier, 1983.

Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Clerot, L.C.P.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and midto late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 407-414, 2007.

Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, *E.G.*; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N.; Esteves, L.S.; Gruber, N.L.S.; Toldo-Jr, E.E.; Tabajara, L.L.C. de A.; Clerot, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 77, n. 3, p. 493-508, 2005.

Hogg, A.G.; Hua Q.; Blackwell, P.G.; Niu, M; Buck, C.E.; Guilderson, T.P.; Heaton, T.J.; Palmer, J.G.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W.; Turney, C.S.M.; Zimmerman, S.R.H. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, v. 55, n. 4, p. 1889 – 1903, 2013.

Horiba Instruments, 2016a. A guide book to particle size analysis. Disponível em: http://www.horiba.com/fileadmin/uploads/Scientific/eMag/PSA/Guidebook/pdf/PSA_Guidebook.pdf>. Acesso em: 10 out 2016.

Horiba Instruments, 2016b. CAMSIZER – Characteristics. Disponível em: http://www.horiba.com/fileadmin/uploads/Scientific/Documents/PSA/Manuals/CAMSIZER_Characteristics_Nov2009.pdf>. Acesso em: 10 out 2016.

Hubbard, D.K.; Oertel, G.F.; Nummedal, D. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: Examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v, 49, p. 1053 - 1402, 1979.

Hudock, J.W.; Flaig, P.P.; Wood, L.J. Washover fans: a modern geomorphologic analysis and proposed classification scheme to improve reservoir models. *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 854 – 865, 2014.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Modelo de Ondulação Geoidal. Disponível em: http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/modelo_geoidal.shtm. Acesso em: 19 out 2016.

Johnson, D.W. Shore procesSEM and Shoreline Development. Hafner: New York, 1919.

Jol, H.M.; Lawton, D.C.; Smith, D.G. Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of a coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. *Geomorphology*, v. 53, p. 165 – 181, 2002.

Kinsela, M.A.; Daleya, M.J.A; Cowell, P.J. Origins of Holocene coastal strandplains in Southeast Australia: Shoreface sand supply driven by disequilibrium morphology. *Marine Geology*, v. 374, p. 14–30, 2016.

Krumbein, W.C.; Pettijohn, F. *Manual of sedimentary petrology*. New York: Appleton-Century-Crofts, 1938.

Kumar, N.; Sanders, J.E. Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, v. 21, p. 491-532, 1974.

Lambeck, K.; Bard, E. Sea-level change along the French Mediterranean coast from the past 30000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 175, p. 203–222, 2000.

Lambeck, K.; Yokoyama, Y.; Purcell, A. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during the Oxygen Isotope 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 343–360, 2002.

Lambeck, K.; Antonioli, F.; Purcell, A.; Silenzi, S. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1567–1598, 2004.

Lambeck, K.; Rouby, H.; Purcell, A.; Sun, Y.; Sambridge, M. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, v. 111, n. 43, p. 15297 – 15303, 2014.

Lamego, A.R. *O ciclo evolutivo das lagunas fluminenSEM*. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, n. 118, p. 1404 – 1430, 1954.

Leatherman, S.P. Geomorphic and stratigraphic analysis of Fire Island, New York. *In*: Oertel, G.F.; Leatherman, S.P. (eds.). Barrier Islands. *Marine Geology*, v. 63, p. 173 - 195, 1985.

Lessa, G.C.; Angulo, R.J.; Gianninic, P.C.; Araújo, A.D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, v. 165, p. 87–108, 2000.

Macedo, H.C.; Figueiredo Jr, A.G.; Machado, J.C. Propriedades acústicas (velocidade de propagação e coeficiente de atenuação) de sedimentos marinhos coletados nas proximidades da Ilha do Cabo Frio, RJ. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, n. 2, p. 195-204, 2009.

Maia, R.M.C.; Reis, A.T.; Alves, E.C.; Silva, C.G.; Silva, A.; Guerra, J.V.; Gorini, C.; Gorini, C.; Silva, A.; Arantes-Oliveira, R. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, p. 15-29, 2010.

Maia, R. M. C. *Evolução Estratigráfica Cenozoica da Porção Norte da Bacia de Santos*: Quantificação do Fluxo Sedimentar e da Subsidência através de Análise Sísmica e de Modelagem Estratigráfica. Tese de doutorado em Geologia Marinha e Geofísica. Departamento de Geologia. Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2014.

Mallinson, D.J.; Culver, S.J.; Riggs, S.R.; Walsh, J.P.; Ames, D.; Smith, C.W. 2008. *Past, Present and Future Inlets of the Outer Banks Barrier Islands, North Carolina*. Department of Geological Sciences. Thomas Harriot College of Arts and Sciences and Institute for Coastal Science and Policy. East Carolina University, 2008. Disponível em: < http://www.digital.ncdcr.gov/cdm/ref/collection/p249901coll22/id/20315>. Acesso em: 14 nov 2016.

Malvern Instruments. Mastersizer 2000 - User Manual. Malvern, 2007.

Malvern Instruments. Laser diffraction - particle size distributions from nanometers to millimeters. Disponível em: http://www.malvern.com/en/products/technology/laser-diffraction/>. Acesso em: 10 out 2016.

Martinez, P.H.R.M. Relações sedimentologia-geomorfologia-hidrologia e seus efeitos na gênese de Espodossolos sob restinga na Ilha Comprida – SP. Dissertação de mestrado em Ciências. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

Martins, V.M.; Vidal-Torrado, P.; Coelho, M.R.; Souza, C.R.G. *Evolução dos solos nos terraços marinhos da planície costeira de Bertioga-SP*. Anais... Congresso da Associação Brasileira do Quaternário (ABEQUA), 13., Búzios, 2011.

Maslow, T.E.; Heron, S.D. Relict inlets: preservation and occurrence in the Holocene stratigraphy of southern Core Banks, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 1275-1286, 1978.

Mattoso, Y. M. *Evolução do sistema de paleocanais da baía de Sepetiba*. Monografia de graduação. Faculdade de Oceanografia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2014.

Mauz, B.; Lang, A. Removal of the feldspar-derived luminescence component from polymineral fine silt samples for optical dating applications: evaluation of chemical treatment protocols and quality control procedures. *Ancient TL*, v. 22, n. 1, p. 1-8, 2004.

Mellett, C.L.; Hodgson, D.M.; Lang, A.; Mauz, B.; Selby, I.; Plater, A.J. Preservation of a drowned gravel barrier complex: A landscape evolution study from the north-eastern English Channel. *Marine Geology*, v. 315–318, p. 115–131, 2012.

Miall, A.D. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag: Berlin, 1997.

Nichols, M.M.; Johnson, G.H.; Peebles, P.C. Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James estuary, Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 883-899, 1991.

Mitchum Jr.; R.M.; Vail, P.R. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, v. 26, p. 135–144, 1977.

Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sangree, J.B. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, v.16, p. 117–123, 1977.

Moslow, T.F.; Tye, R.S. Recognition and Characterization of Holocene Tidal Inlet Sequences. *Marine Geology*, v. 63, n. 1 - 4, p. 129-151, 1985.

Muehe, D., Lima, C.F., Barros, F.M.L. Rio de Janeiro. *In*: Muehe, D. (Org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Niterói: PGGM, MMA e MPO, 2006.

Murray, A.; Wintle, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, v. 32, p. 57-73, 2000.

Neal, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth- Science Reviews*, v. 66, p. 261 – 330, 2004.

Neal, A.; Roberts, C.L. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology*, v. 48, p. 791–810, 2001.

Nittrouer, C. A.; Wright L. D. Transport of particles across continental shelves, *Reviews of Geophysics*, v. 32, n. 1, p. 85–113, 1994. doi:10.1029/93RG02603.

Oertel, G.F. The barrier island system. In: G.F. Oertel; S.P. Leatherman (ed.). Barrier islands. *Marine Geology*, v. 63, p. 1-18, 1985.

Olhoeft, G.R. Electrical, magnetic, and geometric properties that determine ground penetrating radar performance. *Proceedings* of GPR'98, Seventh International Conference on Ground Penetrating Radar. University of Kansas, Lawrence, KS, p. 177–182, 1998.

Olhoeft, G.R.. Maximising the information return from ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, v. 43, p. 175–187, 2000.

Oliveira, D.F. *Desenvolvimento de sistema de inspeção por técnicas radiográficas na análise de perda de adesão em dutos compósitos*. Tese doutorado – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Nuclear. Rio de Janeiro. 2010.

Otvos, E.G. Coastal barriers — nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, v. 139-140, p. 39–52, 2012.

Otvos, E.G. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, v. 32, p. 83–108, 2000.

Patchineelam, S.M.; Saanders, C.J.; Smoak, J.M.; Zem, R.C.; Oliveira, G.; Patchineelam, S.R. A historical evaluation of anthropogenic impact in coastal ecosystems by geochemical signatures. Journal of the Brazilian Chemical Society, v. 22, n. 1, p. 120-125, 2011.

Pessoa, M.C. Investigação geofísica das estruturas internas dos depósitos sedimentares do quaternário na restinga de Marambaia – Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2009.

Pinto, A.F.S.; Martins, M.V.A.; Rodrigues, M.A.C.; Nogueira, L.; Laut, L.L.M.; Pereira, E. Late Holocene evolution of the Northeast intertidal region of Sepetiba Bay, Rio de Janeiro (Brazil). *Journal of Sedimentary Environments*, v. 1, n. 1, p.113-144, 2016.

Poço, R.G.C.T. Estratigrafia sísmica e paleodrenagem de sistemas deposicionais Quaternários da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado – Pósgraduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra - Universidade Federal Fluminense. Niterói. 272 p., 2015.

Poço, R.G.C.T; Reis, A.T.; Silva, C.G.; Maia, R.M. Detalhamento arquitetural do arcabouço estratigráfico Quaternário da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos. *Anais...* VII Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumo Expandido, 2016.

Ponçano, W.L.; Fúlfaro, V.J.; Gimenez, A.F. Sobre a origem da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia, RJ. *In*: Simpósio Regional de Geologia, 2., Rio Claro. *Atas...* v. 2, p. 291 – 304. Rio Claro, 1979.

Posamentier, H.W.; Vail, P.R. *Eustatic controls on clastic deposition*. II. Sequence and systems tract models. *In*: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). Sea Level Changes—An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125–154, 1988.

Porsani, J.L. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista - São Paulo, 1999.

Preusser, F.; Degering, D.; Fuchs, M.; Hilgers, A.; Kadereit, A.; Klasen, N.; Krbetschek, M.; Richter, D.; SPencer, J. Q. G. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Quaternary Science Journal*, v. 57, p. 95-149, 2008.

Price, W.A.; Wilson, B.W. Cuspate Spits of St. Lawrence Island, Alaska: A Discussion. *The Journal of Geology*, v. 64, n. 1, p. 94-95, 1956.

Rabineau, M.; Berne S.; Aslanian, D.; Olivet, J -L.; Joseph, P.; Guillocheau, F.; Bourillet, J -F.; Ledrezen, E.; Granjeon, D. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, p. 119–137, 2006.

Ramos, S.S. Arquitetura sísmica do complexo sedimentar da restinga da Marambaia região de

Sepetiba/RJ. Monografia de graduação. Faculdade de Oceanografia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2013.

Rampino, M.R.; Sanders, J.E. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York. *Journal of Sedimentary* Petrology, v. 50, n. 4, 1980.

Raynal, O.; Bouchette, F.; Certain, R.; Sabatier, P.; Lofi, J.; Seranne, M.; Dezileau, L.; Briqueu, L.; Ferrer, P.; Courp, T. Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 211-224, 2010.

Reading, H.G., Collinson, J.D. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3 ed. Oxford: Blackwell Publishing, 1996.

Reading, H.G., Levell, B.K. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3 ed. Oxford: Blackwell Publishing, 1996.

Reis, A.T.; Maia, R M.; Silva, C.G.; Rabineau, M.; Guerra, J.V.; Gorini, C.; Ayres, Arantes-Oliveira, R.; Benabdellouahed, M.A.; Simões, I.V.; Tardin, R. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, v. 203, p. 25-45, 2013a.

Reis, A.T.; Friederichs, Y.L.; Silva, C. G.; Guerra, J.V.; Maia, R.M.; Arantes-Oliveira, R. Evolução estratigráfica de um paleosistema fluvio-estuarino preservado entre a plataforma interna-média até a atual baía de Sepetiba/RJ. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 14., 2013, Natal. *Anais*... Búzios: ABEQUA, 2013b.

Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley, Chichester.

Riggs, S.R.; Cleary, W.J.; Snyder, S.W. Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, v. 126 (1-4), p. 213-234, 1995.

Roberts, M.L; Steven R.; Beaupré, S.R.; Burton, J.R. A high-throughput, low-cost method for analysis of carbonate samples for ¹⁴C. Radiocarbon, v. 55, n. 2–3, p. 585–592, 2013.

Roberts, N. The Holocene: an environmental history. 3ed. Oxford: Wiley Blackwell, 2014.

Rocha, T.B.; Fernandez, G.B.; Peixoto, M.N.O.; Rodrigues, A. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas do complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 4, p. 711-724, 2013.

Rodriguez, A.B.; Anderson, J.B.; Siringan, F.P.; Taviani, M. Holocene evolution of the east Texas coast and inner continental shelf: along strike variability in coastal retreat rates: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 406–422, 2004.

Roncarati, H.; Barrocas, S.L.S. Estudo preliminar dos sedimentos recentes superficiais da baía de Sepetiba. Projeto Sepetiba, Rio de Janeiro: CENPES – Petrobrás - *Relatório preliminar*, 83 p., 1978.

Roncarati, H.; Menezes, L.F.T. Marambaia, Rio de Janeiro: origem e evolução. In: Menezes, L.F.T.; Peixoto, A.L.; Araujo, D.S.D. (orgs). História Natural da Marambaia. Seropédica: Editora da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2005. p.15-38.

Roy, P.S.; Zhuang, W.Y.; Birch, G.F.; Cowell, P.J.; Congxiang, L. *Quaternary Geology of the Forster-Tuncurry Coast and Shelf Southeast Australia. Geological Survey of New South Wales.* Department of Mineral Resources - Geological Survey of New South Wales, 405 p, 1997.

Sá, A.O. Arquitetura sísmica e paleogeografia da Restinga da Marambaia (RJ) no contexto estratigráfico da Baía de Sepetiba e da plataforma rasa adjacente. Monografia – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Sauer, D.; Sponagel, H. Sommer, M.; Giani, L.; Jahn, R.; Stahr, K. *Podzol*: Soil of the Year 2007 - a review on its genesis, occurrence, and functions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, v. 170, p.1–17, 2007. DOI: 10.1002/jpln.200700135

Sawakuchi, A.O.; Kalchgruber, R.; Giannini, P.C.F.; Nascimento Jr, D.R.; Guedes, C.C.F.; Umisedo, N. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal Sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, v. 27, p. 2076-2090, 2008.

Sawakuchi, A.O.; Mendes, V.R.; Pupim, F.N.; Mineli, T.D.; Ribeiro, L.M.A.L.; Zular, A.; Guedes, C.C.F.; Giannini, P.C.F.; Nogueira, L.; Sallun Filho, W.; Assine, M.L. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary? *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, 209-226, 2016.

Schneider, R.J.; Kim, S.-W.; von Reden, K.F.; Hayes, J.M.; Wills, J.S.C.; Griffin, V.S.; Sessions, A.L.; Sylva, S. A gas ion source for continuous-flow AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, v. 223–224, p. 149–154, 2004.

Schwartz, R.K. *Nature and genesis of some storm washover deposits*. U.S. Army Corps of Engineers. Coastal Engineering Research Center. Tech. Mem., v. 61, 1975.

Schwartz, R.K. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, v. 29, p. 835-849, 1982.

Schwartz, R.K.; Birkemeier, W.A. Sedimentology and morphodynamics of a barrier island shoreface related to engineering concerns, Outer Banks, NC, USA. Marine Geology, v. 211, n. 3-4, p. 215-255, 2004.

Schön, J. H. Physical Properties of Rocks. Fundamentals and Principles of Petrophysics. Handbook of Geophysical Exploration. Section I, Seismic Exploration, v.18. Pergamon Press, 1996.

Seminack, C.T.; Buynevich, I.V. Sedimentological and geophysical signatures of a relict tidal inlet complex along a wave-dominated barrier: Assateague island, Maryland, U.S.A. Journal of sedimentary research, v. 83, p. 132–144, 2013. Doi: 10.2110/jsr.2013.10.

Sensors and Software. Technical Manual 29: PulseEKKO Tools. User's Guide v 2.0. Sensors and Software, Ontario, 1998.

Sharma, P.V. Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press, 1997.

Schultz, J.J. Using Ground-Penetrating Radar to Locate Clandestine Graves of Homicide Victims. *Homicide Studies*, v. 11, n. 1, p. 15-29, 2007.

Siddall, M.; Almogi-Labin, R.E.J.A.; Hemleben, C.; Meischner, D.; Schmelzer, I.; Smeed, D.A. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, v. 423, p. 853–858, 2003.

Silva, A.L.C. Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário. 2011. 176 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2011.

Silva, L.C.; Vieira, V.S.; Guimarães, M.T.; Souza, E.C. Neoproterozóico/Cambriano. *In*: Silva, L.C.; Cunha, H.C.S. (org.). Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. 2 ed. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Escala 1:400.000. Brasília: CPRM, 2001.

Simms, A.R.; Aryal, N.; Yokoyama, Y.; Matsuzaki, H.; Dewitt, R. Insights on a proposed mid-Holocene highstand along the northwestern Gulf of Mexico from the evolution of small coastal ponds. *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 757–772, 2009. DOI: 10.2110/jsr.2009.079.

Sloss, C.R.; Jones, B.G.; Murray-Wallace, C.V.; MacLennen, C.E. Holocene Sea Level Fluctuations and the Sedimentary Evolution of a Barrier Estuary: Lake Illawarra, New South Wales, Australia. *Journal of Coastal Research*, v. 21, n. 5, p. 943–959, 2005.

Storms, J.E.A.; Weltje, G.J.; Terra, G.J.; Cattaneo, A.; Trincardi, F. Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier–lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy). *Quaternary Science Reviews*, v. 27 (11–12), p. 1107–1123, 2008.

Stuvier, M.; Reimer, P.J. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration. *Radiocarbon*, v. 35, p. 215 - 230, 1993.

Stuiver, M.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W. CALIB Radiocarbon Calibration. Programa, versão 7.1. Disponível em: http://calib.org/calib. Acesso em: 06 dez 2016.

Suguio, K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. Paulos editora, 2001.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Azevedo, A.*E.G.* Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 4, p. 274-286, 1985.

Swift, D.J.P. Barrier-island genesis: Evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A.

Sedimentary Geology, v. 14, p. 1-43, 1975.

Swift, D.J.P.; Niedoroda, A.W.; Vincent, C.E.; Hopkins, T. Barrier island volution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part I: Shoreface dynamics. *In*: Oertel; G.F.; Leatherman, S.P. (eds.), Barrier Islands. *Marine Geology*, v. 63, p. 331-361, 1985.

Switzer, A.D.; Bristow, C.S.; Jones, B.G. Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. *Sedimentary Geology*, v. 183, p. 145–156, 2006.

Tamura, T. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, v. 114, p. 279–297, 2012.

Tang, C.; Zhou, D.; Endler, R.; Lin, J.; Harff, J. Sedimentary development of the Pearl River Estuary based on seismic stratigraphy. *Journal of Marine Systems*, v. 82, Supplement, S3-S16, 2010.

Tanner, W.F. Origin of beach ridges and swales. Marine Geology, v.129, p. 149–161, 1995.

Tessier, B.; Delsinne, N.; Sorrel, P. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 87-98, 2010.

Tesson, M.; Labaune, C.; Gensous, B.; Delhaye-Prat, V. Quaternary compound incised valleys of the Roussillon coast (SE France): correlation of seismic data with core data. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 183-196, 2010.

Timmons, E.A.; Rodriguez, A.B.; Mattheus, C.R.; Dewitt, R. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, v. 278, p. 100–114, 2010.

van Heteren, S.; Fitzgerald, D.M.; McKinlay, P.A.; Buynevich, I.V. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, v. 45, p. 181–200, 1998.

Vila-Concejo, A.; Short, A.D.; Hughes, M.G.; Ranasingh, R. Flood-tide Delta Morphodynamics and Management Implications, Port Stephens, Australia. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 50, 2007.

Wang, X.L.; Lu, Y.C.; Wintle, A.G. Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess, *Quaternary Geochronology*, v. 1, p. 89 – 100, 2006.

Wintle, A.G. Fifty years of luminescence dating. *Archaeometry*, v. 50, n. 2, p 276 – 312, 2008.

Wintle, A.G.; Murray, A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, v. 41, p. 369–391, 2006.

Wright, L.D.; Boon, J.D.; Kim, S.C.; List, J.H. Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19–51, 1991.

Yilmaz, Ö. Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics, v. 2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 1987.

Yilmaz, Ö. *Seismic Data Analysis*: Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Investigations in Geophysics, v. 10. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 2001.

Zalán, P.V. O Gráben da Guanabara: uma feição tectônica modelar mas pouco apreciada e entendida. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42., 2004, Araxá. *Anais...* [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004.

Zalán, P. V.; Oliveira, J. A. B. Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

Zembruscki, S.G. *Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In*: Chaves, H.A.F. (ed.). Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Projeto REMAC 7. Petrobrás, Rio de Janeiro, p 129-177, 1979.

Zenkovitch, V. P. On the genesis of cuspate spits along lagoon shores. *Journal of Geology*, v. 67, p. 269-277, 1959.