

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

**THAÍS BAPTISTA DA ROCHA**

A PLANÍCIE COSTEIRA MERIDIONAL DO COMPLEXO DELTÁICO DO RIO  
PARAÍBA DO SUL (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem  
durante o Quaternário Tardio

Rio de Janeiro

2013

THAÍS BAPTISTA DA ROCHA

A PLANÍCIE COSTEIRA MERIDIONAL DO COMPLEXO DELTÁICO DO RIO  
PARAÍBA DO SUL (RJ): arquitetura sedimentar e evolução da paisagem  
durante o Quaternário Tardio

Tese de doutorado apresentada ao  
Programa de Pós Graduação em  
Geografia da Universidade Federal do  
Rio de Janeiro como requisito à  
obtenção do título de Doutor em  
Geografia.

Orientadora: Maria Naíse de Oliveira Peixoto (UFRJ)

Co-orientador: Guilherme Borges Fernandez (UFF)

Rio de Janeiro

2013

R672

Rocha, Thaís Baptista da

A planície costeira meridional do complexo deltáico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio / Thaís Baptista da Rocha. – 2013  
178 f.: il.

Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto Geociências, Rio de Janeiro, 2013.

Orientador: Maria Naíse de Oliveira Peixoto  
Co-orientador: Guilherme Borges Fernandez

1. Barreiras costeiras. 2. GPR. 3. Radarfácies. 4. LOE. 5. Nível do mar – Teses. I. Peixoto, Maria Naíse de Oliveira (Orient.). II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III- A planície costeira meridional do complexo deltáico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio

CDD: 551.457

THAÍS BAPTISTA DA ROCHA

A PLANÍCIE COSTEIRA MERIDIONAL DO COMPLEXO DELTÁICO DO RIO  
PARAÍBA DO SUL (RJ): arquitetura sedimentar e evolução da paisagem durante o  
Quaternário Tardio

Banca examinadora:

---

Maria Naíse de Oliveira Peixoto (Orientadora) - UFRJ

---

Guilherme Borges Fernandez (Co-orientador) -UFF

---

Josilda Rodrigues da Silva Moura– UFRJ

---

Eduardo Guimarães Barboza – UFRGS

---

Rodolfo José Angulo – UFPR

---

Cleverson Guizan Silva - UFF

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Márcia Baptista da Rosa e Jorge da Rocha, pelo amor, carinho, pela maravilhosa educação, e por tudo que investiram em mim durante toda a minha vida, apesar das muitas dificuldades. Sem vocês, não teria chegado aqui. Obrigada por tudo!

À professora Maria Naíse de Oliveira Peixoto por ter me aceitado como orientanda e acreditado no potencial do trabalho. Obrigado por não me deixar desistir da execução de difíceis trabalhos de campos. Foi ótimo conviver com você na UFRJ e no NEQUAT, sobretudo dividindo disciplinas. Foi um grande aprendizado observar a sua didática em sala de aula e sua postura como profissional. Te admiro muito!

À Guilherme Borges Fernandez pela orientação e atenção ao longo desses anos de trabalho, desde a minha Iniciação Científica. Obrigado por estar comigo em todos os meus trabalhos de campo e por ser responsável pela viabilidade do trabalho, a partir da parceria estabelecida entre UFF e UFRJ. Temos o GPR como um instrumento em comum de interesse científico, o que gerou relevantes discussões entre nós e significou um grande aprendizado para mim. Obrigada por sempre acreditar em mim e ser parte responsável do que sou como acadêmica.

Ao Programa de Pós Graduação em Geografia da UFRJ (PPGG) pelo financiamento de parte da pesquisa, trabalhos de campo e eventos de divulgação científica nesse período. Foi uma honra ser aluna de uns dos programas mais antigos da país, com avaliação 7.0 da CAPES e com um ótimo corpo docente.

À Amilson Rodriguez por ter realizado as primeiras aquisições de GPR comigo e ter me ensinado o processamento dos dados.

Ao professor Eduardo Barboza (UFRGS) também por ter feito um trabalho de campo na minha área de estudo e também nos ter passado os conhecimentos sobre a aquisição de GPR. Desculpe por atrapalhar seu jantar em Plymouth (Inglaterra) com as minhas dúvidas sobre a interpretação das radarfácies!

Aos professores Cleverson Guizan, Cláudio Limeira e Josilda Rodrigues de Moura pelas ótimas contribuições no meu Exame de Qualificação.

Ao professor Alberto Figueiredo Jr. pela experiência adquirida no projeto de “Vazão ecológica” financiado pela PETROBRAS, além de tantos outros projetos de pesquisa na qual participei desde a Iniciação Científica. Com certeza, o senhor foi um dos responsáveis por eu trabalhar no delta do rio Paraíba do Sul.

Aos amigos do LAGEF Mariana Figueiredo, Pedro Ivo, Victor Maluf, Angélica Rabello, Herlan e Sérgio Vasconcelos pela ajuda com o processamento de amostras em laboratório. Aos demais amigos Rômulo, Eduardo Bulhões, Maria Luíza Pimenta, Raul Vicens, Nathalie e Thaís por fazer desse período um momento bastante agradável e divertido no convívio do laboratório.

Aos colegas de campo “Peixe”, Hugo e Wilian pelo “inesquecível” e “trabalhoso” trabalho de campo com as sondagens.

Aos meus alunos da UERJ e UFRJ por terem compreendido algumas ausências para realizar trabalhos de campo e participar de eventos. Vocês também foram fundamentais para o meu amadurecimento na Universidade.

## RESUMO

A planície costeira localizada entre os municípios de Quissamã e Carapebus faz parte do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, sendo associado à primeira fase de deltação do rio, à princípio durante o Pleistoceno. A fim de responder as questões de cunho geocronológico e morfoestratigráfico, o presente trabalho teve como objetivo principal a investigação da arquitetura sedimentar interna das barreiras costeiras da respectiva planície e a compreensão da evolução geomorfológica, para parte da área de abrangência do complexo deltaico durante o Quaternário Tardio. Foram utilizados métodos e técnicas referentes ao mapeamento geomorfológico, investigação em subsuperfície e geocronologia. Essas etapas metodológicas envolveram o mapeamento geomorfológico de detalhe na escala 1:25.000, aquisição de dados de perfis de radar de penetração do solo (GPR) e sondagens à percussão. Nos testemunhos obtidos à partir deste último foram retiradas as amostras para obtenção de idades pelo método LOE e  $C^{14}$ . As principais unidades geomorfológicas mapeadas foram as unidades de cristas de praia que são separadas por discordâncias nos alinhamentos, o sistema barreira laguna com características retrogradantes e os esporões lagunares. As radarfácies mapeadas nas cristas de praia indicaram uma característica regressiva na sequência deposicional, apesar de terem sido identificados elementos de fases erosivas. Já no sistema barreira-laguna, as radarfácies e os testemunhos indicaram uma característica transgressiva e possibilitaram a compreensão do desenvolvimento dos esporões e segmentação das lagunas. A geocronologia obtida nas cristas de praia indicou idades em torno de 80.000 anos, referente ao estágio isotópico 5a; e o sistema barreira-laguna foi correlacionado ao máximo transgressivo do Holoceno, ambos sendo correlacionáveis com as variações do nível do mar no Quaternário. A integração dos métodos de superfície, subsuperfície e geocronologia permitiram a discussão das cristas de praia como indicadores de paleoníveis do mar e condicionaram ainda a formulação dos modelos de evolução da paisagem e/ou o detalhamento de modelos pretéritos da respectiva área.

Palavras-chave: Barreiras costeiras, GPR, Radarfácies, LOE, nível do mar

## ABSTRACT

The Coastal plain located between Quissamã and Carapebus belongs to the Deltaic Complex of the Paraíba do Sul river, associated with the early development of the delta during the Pleistocene. In order to answer the questions related to geochronological and morphostratigraphic nature, the present study aimed to investigate the sedimentary architecture of coastal barriers and the understanding of the geomorphological evolution, for part of the deltaic complex during the Late Quaternary. Therefore, different methods and techniques related to geomorphological mapping, subsurface investigation and geochronology were used. These methodological steps involved geomorphological mapping detail at 1:25.000 scale, acquisition of Ground Penetrating Radar (GPR) profiles and vibrocores. In the cores, samples were taken to obtain ages by OSL and  $C^{14}$  methods. The main geomorphological units mapped were beach ridges, that are separated by disagreements in alignments, the barrier lagoon with retrogradational features and lagoon spits. Radar facies on beach ridges indicated a regressive characteristic in the depositional sequence, despite having been identified erosive elements. In the barrier-lagoon system, radar facies and cores indicated a transgressive feature and provided an understanding of the development of spits and segmentation of the lagoons. The geochronology obtained in beach ridges indicated ages around 80,000 years concerning marine oxygen-isotope sub-stages 5a, and the barrier-lagoon system was correlated to the Maximum of the Holocene Transgression, both being correlated with changes in sea level in the Quaternary. The integration of surface, subsurface and geochronology methods allowed the discussion of beach ridges as an indicator of mean sea level and leading to the formulation of landscape evolution models and / or detailed preterit models

Key-words: Coastal barriers, GPR, Radarfacie, OSL, sea level

## SUMÁRIO

<b>1-INTRODUÇÃO</b> .....	9
1.1-Problemática, questões e objetivos .....	9
1.2 – Localização da área de estudo .....	12
1.3 – Caracterização Geológica e Geomorfológica regional.....	13
1.4 – Modelos evolutivos do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul .....	16
1.5 - Características climáticas e oceanográficas da área de estudo.....	20
1.6 - Morfologia e sedimentologia da plataforma continental.....	22
<b>2 – PLANÍCIES COSTEIRAS ASSOCIADAS À COSTAS DOMINADAS POR ONDAS: CONCEITOS, MODELOS EVOLUTIVOS E MÉTODOS ATUAIS DE INVESTIGAÇÃO</b> .....	25
2.1- Barreiras Costeiras: Indicadores morfológicos e sedimentológicos .....	25
2.1.1. – Variações do nível do mar.....	26
2.1.2 –Ondas, balanço sedimentar e gradiente do substrato .....	30
2.1.3. –Tipos de Barreiras Costeiras segundo características estratigráficas e morfológicas31	
2.1.3.1 – Barreira transgressiva ou retrogradante .....	33
2.1.3.2. – Barreira regressiva ou progradante .....	37
2.1.3.3. – Barreira agradacional ou estacionária .....	41
2.2 – Métodos geofísicos aplicados à investigação Quaternária de planícies costeiras .....	43
2.2.1- Princípios físicos da reflexão de ondas eletromagnéticas do GPR. ....	43
2.2.2-Aquisição, Processamento e Interpretação de dado GPR .....	44
2.2.3 – GPR aplicado às barreiras costeiras.....	48
2.3- Datação por luminescência ópticamente estimulada (LOE): conceitos, métodos e aplicação em sedimentos costeiros .....	50
2.3.1- Métodos de Mensuração da Luminescência .....	50
2.3.1.1 –Luminescência Ópticamente Estimada (LOE) ou Termoluminescência (TL) ? .....	50
2.3.1.2 – Mensuração da idade de uma amostra a partir da Luminescência .....	52
2.3.2- O Protocolo SAR .....	54
2.3.3 - Avaliação da exposição à luz durante a deposição: sedimentos com luminescência prévia zerada e sedimentos com luminescência residual.....	55
2.3.4. - Luminescência residual em sedimentos costeiros.....	58
2.3.5- Datação por luminescência em feições costeiras.....	59

<b>3- MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	63
3.1 – Introdução .....	63
3.2 – Aquisição de dados de superfície .....	64
3.2.1 - Mapeamento Geomorfológico .....	64
3.2.2 - Aquisição de dados topográficos .....	65
3.3 – Métodos de Subsuperfície.....	67
3.3.1 - Perfis de Radar de Penetração do Solo (GPR) .....	67
3.3.1.1 - Aquisição de perfis GPR .....	67
3.3.1.2 - Processamento e interpretação dos perfis GPR .....	70
3.3.2 – Sondagens .....	71
3.3.2.1 - Etapas de Campo .....	71
3.3.2.2 - Etapas de Laboratório.....	73
3.4 – Métodos de datação .....	74
<b>4-RESULTADOS</b> .....	78
4.1- Dados de Superfície: Mapeamento Geomorfológico e perfis topográficos .....	78
4.2 - Interpretação da arquitetura sedimentar a partir de perfis de Radar de Penetração do Solo (GPR)	
.....	86
4.2.1 – Perfis de velocidade a partir das linhas CMPs.....	86
4.2.2 – Perfis de radar nas unidades de cristas de praia.....	88
4.2.2.1 – Desenvolvimento das cristas de praia e radarfácies de sequência regressiva	88
4.2.2.2 – Superfícies erosivas e radarfácies retrogradantes .....	93
4.2.3 – Perfis de radar no sistema barreira-laguna.....	99
4.2.3.1 – Radarfácies de evolução do sistema barreira-laguna e desenvolvimento de	
esporões .....	99
4.2.3.2 – Radarfácies de dinâmica de praia na barreira frontal .....	105
4.2.4 – Quadro de radarfácies e síntese .....	108
4.3 – Descrição e interpretação dos testemunhos.....	113
4.3.1 – Testemunhos sobre as cristas de praia .....	113
4.3.2– Testemunhos sobre o sistema barreira-laguna.....	121
4.3.3 - Interpretação das fácies .....	124
4.4 – Resultados de Datação Absoluta .....	128
4.4.1 – Idades estabelecidas a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	128
4.4.2 - Idades estabelecidas a partir de AMS (C <sup>14</sup> ).....	132
4.4.3 – Caracterização das unidades deposicionais das amostras coletadas.....	134

<b>5 – DISCUSSÕES E MODELOS GEOMORFOLÓGICOS PARA RESPECTIVA ÁREA .....</b>	<b>138</b>
5.1 – Progradação e erosão da planície durante o Pleistoceno no contexto do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul .....	138
5.2 – As cristas de praia como indicadores de paleoníveis do mar e a correlação com outros depósitos pleistocênicos no litoral brasileiro .....	140
5.3 - Avaliação da integração dos métodos de investigação em superfície, subsuperfície e de geocronologia .....	142
5.4 – Modelo de evolução do esporão lagunar durante o Holoceno .....	145
5.5 – Modelo geomorfológico de evolução da planície costeira meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, durante o Quaternário Tardio. ....	148
<b>6- CONCLUSÕES .....</b>	<b>152</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>154</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>168</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. ....	12
Figura 2: Províncias geomorfológicas do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, com destaque para área de estudo (Adaptação da fonte: CPRM).....	13
Figura 3: Morfologia da planície costeira evidenciando sistema regressivo e transgressivo. (Fonte: Fernandez, 2008) .....	14
Figura 4: Seção estratigráfica e respectivas datações realizadas por Martin <i>et al.</i> 1984 e Dias <i>et al.</i> (1984) (Fonte: Dias e Kjerfve, 2009) .....	15
Figura 5: O delta atual do rio Paraíba do Sul. As planície à norte e ao sul da foz possuem mecanismos distintos de incorporação de cristas de praia.....	16
Figura 6: Modelo de evolução do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul proposto por Silva, 1987. ....	18
Figura7: (a) Planície costeira do rio Paraíba do Sul há 5.100 anos <i>A.P.</i> (Martin <i>et al.</i> , 1997). (b) Lagunas isoladas entre 3.600 e 2.800 anos <i>A.P.</i> (Martin <i>et al.</i> , 1997). ....	19
Figura 8: Percentual das direções de vento para a região (Modificado de Pinho, 2003). ....	20
Figura 9: Energia de ondas considerando as respectivas direções de propagação para a correspondente área de estudo (Modificado de Machado 2007).....	21
Figura 10: Mapa batimétrico da região do complexo deltaico. As áreas hachuradas indicam as feições convexas na plataforma. (Kowsmann, 1976) .....	23
Figura 11: Mapa sedimentológico da antepraia e plataforma da área adjacente entre Macaé e Quissamã. (Fonte: Machado, 2007) .....	23
Figura 12: Representação da barreira costeira e os sub-ambientes deposicionais. (Modificado de Leatherman, 1988). ....	25
Figura 13: Curvas do nível relativo do mar no Holoceno em diversos setores da costa brasileira ( Martin <i>et al.</i> 1987 e Martin <i>et al.</i> 2003).....	27
Figura14: Curvas de variação do nível do mar no Holoceno. As curvas sólidas e os quadrados são referentes à tendência regional ao norte de 28°S; e as curvas pontilhadas e os círculos, referem-se à tendência regional ao sul 28°S. (Fonte: Angulo <i>et al.</i> 2006).....	28
Figura 15: Curva de estágios isotópicos e a relação com a curva de variação do nível do mar (Fonte: Masselink, 2003). ....	29
Figura 16: Curva de variações do nível relativo do mar de cerca de 30.000 anos <i>A.P.</i> até o atual (Corrêa, 1990). ....	30
Figura 17: Modelo estratigráfico de barreira transgressiva (Kraft e John, 1979).....	33
Figura 18: Análise sedimentar e interpretação dos ambientes de uma sequência típica transgressiva (Kraft e John, 1979).....	34
Figura 21: Foto aérea oblíqua mostrando extensivos leques de transposição na ilha-barreira de Santa Rosa, Flórida (Modificado de Stone <i>et al.</i> 2004). ....	36
Figura 22: Modelo estratigráfico de barreira regressiva (Kraft e John, 1979).....	37
Figura 23: Sequência vertical de uma barreira regressiva, considerando a granulometria e estruturas sedimentares (Elliot, 1978 apud Niedorada <i>et al.</i> 1985). ....	38

Figura 24: Envelope de perfis de praia localizado em Grussaí, na planície costeira associada ao rio Paraíba do Sul. Notar a progradação e o aumento altimétrico da berma, bem como o suave gradiente em direção ao continente e abrupto em direção ao mar. (Fonte: Rocha, 2009) .....	39
Figura 25: Estruturas sedimentares na crista de praia na Lagoa dos Patos (RS). Fonte: Hesp <i>et al.</i> (2005) .....	40
Figura 26: Estratigrafia de depósitos sedimentares na planície deltaica atual do rio Paraíba do Sul de Dias <i>et al.</i> 1984. ( Fonte: Dias, 2009).....	41
Figura 27: Modelos estratigráficos de barreira agradacional (Galloway e Hobday, 1983) .....	42
Figura 28: Componentes de um sistema GPR e configuração de refletores em subsuperfície (Modificado de Neal, 2004). .....	45
Figura 29: Perfil de reflexão de radar (Modificado de Neal e Roberts, 2000).....	46
Figura 30: Os principais tipos de aquisições geofísicas. (Modificado de Neal, 2004).....	46
Figura 31: Esquema de padrões de relação entre os refletores e continuidade. (Modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> 1977) .....	47
Figura 32: Esquema dos padrões de terminação de reflexões/estratos nos limites superior e inferior de uma unidade sísmica. (Modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> 1977).....	48
Figura 33: Comportamento de sinal TL e OSL para grãos de Quartzo (QOSL; QTL) e feldspato (FOSL; FTL) à exposição de luz solar (Fonte: Stokes, 1999) .....	51
Figura 34: Gráfico ilustrativo utilizado para determinar a Paleodose (P) pelo método das doses adicionais. (Modificado de Stokes, 1999).....	52
Figura 35: Gráfico ilustrativo utilizado para determinar a Paleodose (P) pelo método da regeneração total. (Modificado de Stokes, 1999).....	53
Figura 36: Método do Protocolo SAR aplicado ao grão de quartzo. (modificado de Duller, 2004) .....	55
Figura 37: Mensuração de Dose Equivalente em alíquotas de quartzo de ambiente fluvial (A) e eólico (B). (Modificado de Olley, 1998).....	57
Figura 38: Fluxograma resumido das etapas metodológicas. ....	63
Figura 39: Localização das principais etapas metodológicas na planície costeira.....	64
Figura 40: Identificação das principais classes de mapeamento geomorfológico na escala 1:25.000, sob ortofotos .....	64
Figura 41: A: Localização dos perfis topográficos; B e D: Topografia com Estação Total; C e E:Topografia com DGPS de dupla frequência. ....	66
Figura 42: Localização dos perfis GPR.....	67
Figura 43: A: Aquisição Common-offset de perfil GPR com antena de 200 MHz (Setembro/2012). B: Aquisição Common-offset de perfil GPR com antena de 400 MHz (Julho/2012). C: Topografia e aquisição de perfil GPR simultâneos (Setembro/2011). D: Aquisição CMP com antena duas antenas de 80 MHz (Julho de 2012). .....	69
Figura 44: Etapas de processamento dos perfis GPR.....	71
Figura 45: Localização dos pontos de sondagem.....	72
Figura 46: A. Tubos de alumínio sendo transportados por caminhonete. B: Montagem da torre. C: Processo de perfuração. D: Processo de retirada do tubo. ....	74

Figura 47: Mapa Geomorfológico na escala 1:25.000. ....	79
Figura 48: Mapeamento Geomorfológico do setor SW da planície. ....	80
Figura 49: Mapeamento Geomorfológico do setor central da planície. ....	81
Figura 50: Leques de transposição no reverso da barreira frontal (Set/2011). ....	81
Figura 52: Terraço lagunar e demais feições mapeadas. (Foto: Jul/12) ....	82
Figura 53: Mapeamento Geomorfológico do setor NE da planície. ....	83
Figura 54: Perfis topográficos A e B com mesma escala e localização na planície costeira. ....	84
Figura 55: Perfil topográfico C e localização na planície costeira.....	85
Figura 56: Diagramas de velocidade dos CMPs aquisitados na planície costeira. ....	87
Figura 57: Linha GPR 04-A, transversal à linha de costa, apresentando radarfácies de barreira regressiva. ....	90
Figura 58: Linha GPR 05-A, longitudinal às cristas de praia. ....	91
Figura 59: Localização do paleocanal identificado na linha GPR 05-A e destaque para as drenagens que cortam transversalmente as cristas de praia. ....	92
Figura 60: Linha GPR 03-A, transversal à linha de costa. ....	94
Figura 61: Linha GPR 06-A, transversal à linha de costa. ....	96
Figura 62: Localização da radarfície f5b sobre a drenagem na depressão entre cristas. Destaque para o desenvolvimento de cúspides. ....	97
Figura 63: Localização das superfícies erosivas e barras onshore das linhas GPR 03-A e 06-A, sobre os truncamentos das cristas de praia.....	98
Figura 64: Morfologia dos esporões referentes as linhas GPR 07 e GPR 08. ....	99
Figura 65: Linha GPR 07-A. (f7: Leques de transposição; f7a: Foresets de transposição; f8: Esporão lagunar; f9: Depósito lagunar). ....	100
Figura 66: Exemplo atual de um trecho do litoral de Quissamã, onde a extremidade do esporão está próximo de se conectar à cúspide gerada a partir dos leques de transposição. (Julho/2012).....	102
Figura 67: Linha GPR 08-A. (f5b: preenchimento de canal; f7: Leques de transposição; f7a: Foresets de transposição; f7b: Lençol de transposição; f8: Esporão lagunar; f9: Depósito lagunar; f10: Depósitos de agradação do esporão). ....	104
Figura 68: Linha GPR 09, longitudinal (f2a/f2b: Componente lateral de berma e face praia; f2c: Preenchimento de cúspide praial; f2d: Berma e face praial). ....	106
Figura 69: Cúspides praias na berma de tempestade. (Setembro/2011) ....	107
Figura 70: Distribuição das radarfácies nos sub-ambientes das barreiras costeiras.....	112
Figura 71: Fotos dos testemunhos SP-01 e SP-03.....	114
Figura 72: Fotos dos testemunhos SP-04, SP-05 e SP-06.....	115
Figura 73: Descrição do testemunho SP-01, localizado nas cristas de praia.....	116
Figura 74: Descrição do testemunho SP-03 sobre as cristas de praia.....	117
Figura 75: Descrição do testemunho SP-04, localizado nas cristas de praia.....	118
Figura 76: Descrição do testemunho SP-05, localizado nas cristas de praia.....	119
Figura 77: Descrição do testemunho SP-05, localizado nas cristas de praia.....	120
Figura 78: Descrição do testemunho SP-07, localizado no esporão lagunar. ....	122

Figura 79: Descrição do testemunho SP-08, localizado no reverso da barreira frontal. ....	123
Figura 80: Fotos dos testemunhos SP-07 e SP-08.....	124
Figura 81: Valores de assimetria e selecionamento das amostras coletadas, diferenciadas por sedimentos eólicos e praias. ....	125
Figura 82: Interpretação das fácies nos testemunhos. ....	127
Figura 83: Material coletado nas cristas de praia, referente às amostras AMS-1 e AMS-4. ....	132
Figura 84: A amostra AMS-7A é composta de bivalves marinhas das espécies <i>Chione subrostrata</i> ( à esquerda) e <i>Anomalocardia brasiliiana</i> (à direita). A amostra AMS-7B é composta por gastrópode marinho da espécie <i>Bullidae</i> . ....	133
Figura 85: Perfis de radar sobre as cristas de praia no local da coleta das amostras para datação. ....	135
Figura 86: Perfis topobatimétricos de praia no delta atual do rio Paraíba do Sul (Rocha 2009), com as radarfácies identificadas nas respectivas unidades deposicionais. ....	138
Figura 87: Truncamentos nos alinhamentos das cristas de praia no atual delta do rio Paraíba do Sul (Fonte: Tomaz, 2005). ....	140
Figura 88: Contatos deposicionais das cristas de praia nos pontos de sondagem e datação, em relação ao nível médio do mar. Os dados foram obtidos com antena de 400 MHz. ....	141
Figura 89: Os produtos referentes à integração dos métodos utilizados. ....	143
Figura 90: Modelo síntese da planície costeira investigada a partir da integração de métodos de superfície, subsuperfície e geocronologia. ....	144
Figura 92: Modelo de evolução do esporão no sistema barreira-laguna durante o Holoceno. ....	147
Figura 93: Modelo geomorfológico de evolução planície costeira do setor meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. ....	151

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Glossário dos tipos de barreiras costeiras (modificado de Otvos, 2012).....	32
Tabela 2: Classes utilizadas para o mapeamento da planície costeira e definições adaptadas de Suguio, 1992. ....	65
Tabela 3: Informações gerais e parâmetros de aquisição dos perfis de radar.....	68
Tabela 4: Informações gerais sobre a localização dos pontos de sondagem. As coordenadas são UTM (Fuso 24S), datum de referência WGS-84.....	72
Tabela 5: Referência das amostras de datação em relação aos testemunhos e perfis de GPR.....	75
Tabela 6: Informações básicas referentes as amostras de datação. ....	76
Tabela 7: Quadro de radarfácies identificadas sobre as cristas de praia. ....	109
Tabela 8: Quadro de radarfácies identificadas sobre o sistema barreira-laguna. ....	111
Tabela 9: Localização das amostras nos testemunhos e informações altimétricas. ....	128
Tabela 10: Resultado das amostras processadas por LOE, utilizando Protocolo SAR. ....	129
Tabela 11: Resultado das amostras processadas por LOE, utilizando Protocolo SAR. ....	130
Tabela 12: Resultados das concentrações de $^{232}\text{Th}$ , $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ e $^{40}\text{K}$ para cada amostra.....	131
Tabela 13: Resultados e informações altimétricas das amostras AMS.....	132
Tabela 14: Caracterização dos depósitos das amostras datadas. ....	134

## 1-Introdução

### 1.1-Problemática, questões e objetivos

A geomorfologia enquanto ciência que estuda a gênese e a evolução das formas de relevo sobre a superfície da Terra, constitui-se como um importante campo de investigação inserida na ciência geográfica. Vitte (2008) aponta importantes transformações na essência da abordagem geomorfológica nas últimas décadas, ocorrida, sobretudo, em função da Revolução Quantitativa e de teorias que influenciaram o papel da escala de abordagem, a partir da década de 60. Tais fatos teriam como principais consequências a expressiva diminuição dos estudos sobre evolução de paisagem e processos endogenéticos, em lugar da sobrevalorização dos estudos processuais; o quase abandono da abordagem regional; e a limitação da interação com outros campos científicos, como por exemplo a geologia.

A geomorfologia costeira, assim como as demais áreas da geomorfologia, apresentou de forma quase predominante trabalhos voltados a esta escala processual nas últimas décadas. Por outro lado, French e Burningham (2009) ressaltam que os trabalhos voltados à reconstrução dos ambientes costeiros no Quaternário têm levado a importantes avanços nas investigações a cerca das oscilações climáticas e variações do nível do mar, constituído uma linha de pesquisa com elevado potencial no tocante à área das Geociências.

Particularmente, as planícies costeiras tendem a preservar importantes registros referentes a esta abordagem de evolução da paisagem. Elas são constituídas de depósitos construídos por ação de ondas, como as barreiras costeiras, além de depósitos relacionados à ação fluvial e ainda a ação eólica, podendo abarcar um complexo de feições como praias, lagoas, dunas, brejos e drenagens. Atualmente, as planícies têm sido alvo de investigações relacionadas à cronologia (por meio de datações) e estrutura sedimentar (por meio de sondagem e métodos de radar), cuja finalidade tem sido a reconstrução destes ambientes no Quaternário, bem como a construção de curvas de variação do nível do mar (Tamura *et al.* 2008).

No litoral brasileiro, esforços pioneiros a partir da década de 70 permitiram adquirir conhecimentos significativos sobre as alterações climáticas e do nível relativo do mar durante o Quaternário, a partir das investigações das planícies costeiras localizadas na Bahia, Sergipe, São Paulo e sul do Rio de Janeiro. Por meio de datações de  $C^{14}$  e análises estratigráficas tais estudos identificaram dois importantes episódios de transgressão (Dominguez *et al.* 1981).

Dentre as planícies costeiras do litoral brasileiro, merece destaque o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, situado no estado do Rio de Janeiro. A evolução desta planície está associada a processos tipicamente fluviais e marinhos, onde se destaca a

atuação do rio Paraíba do Sul e os efeitos da oscilação do nível do mar no Período Quaternário. Este complexo pode ser visualizado como um conjunto de ambientes sedimentares relacionados as duas principais fases de orientação do rio. A mais antiga, quando a foz provavelmente situava-se entre Campos e Cabo de São Tomé; e a segunda fase, ou fase atual, onde a foz situa-se ao largo do município de São João da Barra, em Atafona (Silva, 1987).

A primeira fase deixou como registro a planície de cristas de praia localizada entre Carapebus e Quissamã. De acordo com Silva (1987), este sistema de cristas de praia iniciou-se após o penúltimo máximo transgressivo, ocorrido há 120.000 anos A.P (Martin, *et al.* 1984), numa fase de diminuição do nível do mar associada ao aporte sedimentar abundante na antiga foz do rio Paraíba do Sul. Além deste sistema regressivo, um segundo sistema de barreiras aparece, vinculado à subida do nível do mar durante a última transgressão (iniciada a 18.000 A.P.), que levou à formação de barreiras costeiras isolando sistemas lagunares, caracterizando um sistema transgressivo.

Contudo, as informações cronológicas existentes apresentam-se sustentadas por poucas datações. Além disso, a planície em questão encontra-se bem preservada, uma vez que está inserida na Unidade de Conservação Parque Nacional de Jurubatiba, configurando uma área de grande relevância para estudos ambientais e paleoambientais, guardando testemunhos importantes sobre a evolução local e regional, as oscilações do nível do mar, a gênese das cristas de praia e os mecanismos de retrogradação da linha de costa atual.

Nesse sentido, o presente trabalho encontra-se norteado em função das seguintes questões:

- a) Quando exatamente, após o penúltimo máximo transgressivo há 120.000 anos A.P., as cristas de praia começaram a ser formadas?
- b) Como se configura o registro sedimentar da progradação das cristas de praia e da retrogradação do sistema barreira-laguna?
- c) A integração dos métodos de mapeamento geomorfológico de detalhe, geocronologia, sondagem e geofísica pode abrir novas possibilidades para um modelo de evolução da paisagem do complexo deltaico?

Considerando estas questões, a hipótese desta investigação é que o registro morfológico e estratigráfico das barreiras costeiras pleistocênicas e holocênicas preservados na planície costeira entre Carapebus e Quissamã são correlacionáveis com as variações do nível do mar no Quaternário.

Neste caso, o objetivo principal é a investigação da evolução geomorfológica da planície costeira meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul durante o Quaternário Tardio. Neste sentido, os objetivos secundários são:

- O mapeamento geomorfológico de detalhe da planície costeira.
- Investigar a arquitetura sedimentar das cristas de praia e do sistema barreira-laguna através de aquisição de dados GPR e análise sedimentológica;
- Sintetizar um modelo de radarfácies da planície;
- Estimar as idades absolutas das cristas de praia;
- Verificar a potencialidade da datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) para as cristas de praia;
- Avaliar a integração dos métodos utilizados em superfície e subsuperfície para a investigação da evolução da paisagem durante o Quaternário.

## 1.2 – Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se entre os municípios de Carapebus e Quissãma, no Norte Fluminense. A presente investigação concentra-se na planície costeira inserida num complexo geomorfológico de feições marinhas e fluviais, com destaque para lagoas e ampla restinga (figura1).

A maior parte desta planície encontra-se dentro dos limites do Parque Nacional de Jurubatiba, compreendendo aproximadamente 15 mil hectares, sendo constituído por um conjunto de ecossistemas de elevada biodiversidade, englobando um total de dezoito lagoas, restinga e diversos brejos (Nuruc, 2006).

As áreas que não estão inseridas no parque apresentam pequenos núcleos de ocupação próxima à costa, com atividade de recreação e lazer, sobretudo nas lagoas, além da presença de propriedades rurais. Estas atividades distribuídas de forma rarefeita e a presença de uma Unidade de Conservação de Proteção Integral têm mantido a preservação das características naturais da planície, considerando o fato de que as áreas costeiras tendem a apresentar elevado grau de ocupação e descaracterização efetiva.

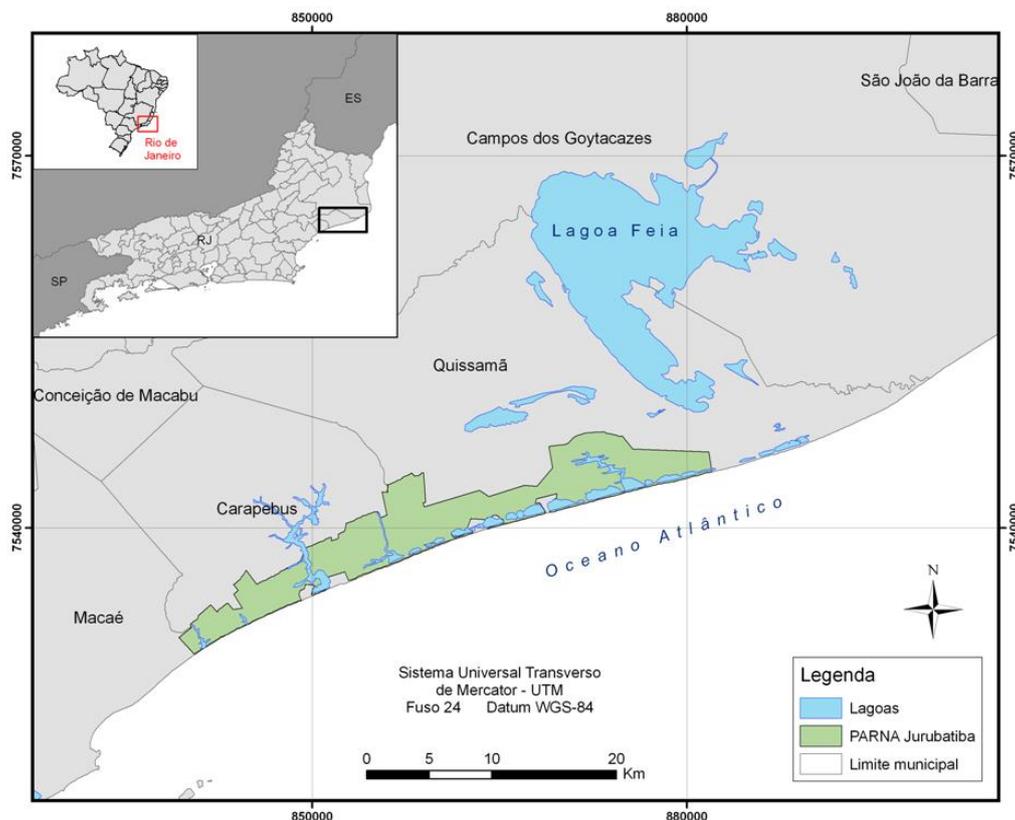


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

### 1.3 – Caracterização geológica e geomorfológica regional

A respectiva área de estudo faz parte do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul engloba a porção emersa da bacia de Campos, com uma área equivalente a 2.500 km<sup>2</sup>. Envolve uma extensa planície costeira Quaternária, cuja evolução geológica esteve associada às oscilações do nível do mar, ambiente tectônico estável e contribuição de aporte sedimentar fluvial significativo.

De acordo com Dias (1981), este complexo é definido como um conjunto de ambientes sedimentares relacionados às diversas fases de deltação do rio Paraíba do Sul, podendo ser dividido em dois eixos principais. O primeiro, ao sul do cabo de São Tomé, engloba a Lagoa Feia e os sistemas de cristas de praia no litoral de Carapebus e Quissamá; e o segundo, ao norte do mesmo cabo, envolve o delta atual do rio Paraíba do Sul, conforme mostra a figura 2.

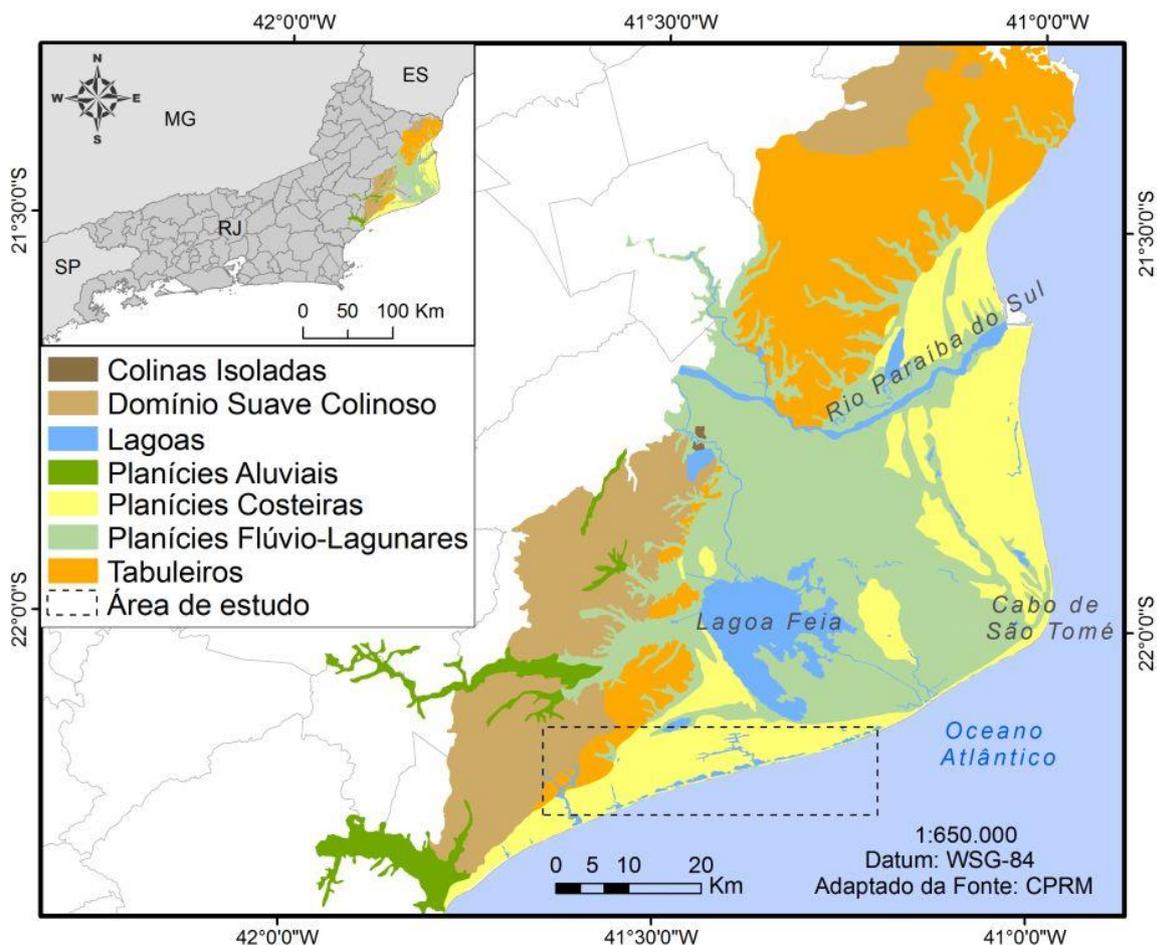


Figura 2: Províncias geomorfológicas do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, com destaque para área de estudo (Adaptação da fonte: CPRM).

- Complexo ao sul do cabo de São Tomé

Esta área engloba uma série de paleocanais, áreas alagadiças e sedimentação fluvial que recobre parte dos sedimentos lacustres e marinhos da região da Lagoa Feia. A sudoeste da mesma lagoa, a planície de cristas de praia apresenta-se cortada por um secundário sistema de drenagem que se comunica com as lagunas costeiras, as quais apresentam-se truncadas por uma barreira transgressiva que se estende de Macaé ao cabo de São Tomé (Silva, 1987), conforme mostra a figura 3.

Ainda assim, Silva (1987) ressalta duas fases distintas de desenvolvimento destas feições. A primeira fase é caracterizada por cristas arenosas paralelas às margens da lagoa Feia, com direção aproximada NW-SE acompanhando a disposição geográfica do Grupo Barreiras ao oeste. Dias e Gorini (1980) interpretaram estes depósitos como sendo resultante de rompimento de dique marginal do rio Macabu, porém a constituição essencialmente arenosa dessa região aliada à morfologia de cristas passou a ser considerada como remanescente de antigas cristas de praia por Silva (1987). Já a segunda fase é representada por cristas com direção NE-SW que trunca o segmento anterior, na altura da cidade de Quissamã. (Figura 2)



Figura 3: Morfologia da planície costeira evidenciando as cristas de praia ao fundo e a barreira transgressiva isolando lagunas costeiras (Fonte: Fernandez, 2008)

Neste segmento de planície costeira, as únicas datações existentes encontram-se na barreira transgressiva. Martin *et al.* (1984) dataram conchas contidas nas lamas arenosas das fácies lagunares entre 5.000 e 6.600 A.P. Dias *et al.* (apud Silva, 1987), dataram turfa

coletada acima da fácies lagunar, apresentando idade de 3.000 anos A.P (Figura 4). Também em sedimentos lagunares, Almeida (1997) encontrou idade de 6.460 anos A.P. em trabalho realizado na lagoa de Carapebus. A partir destes dados, sobretudo os dois primeiros, a sequência de cristas de praia passou a ser interpretada como Pleistocênica, já o que o sistema barreira-laguna localizado a frente foi relacionado ao último máximo transgressivo, ocorrido por volta de 5.500 anos A.P.

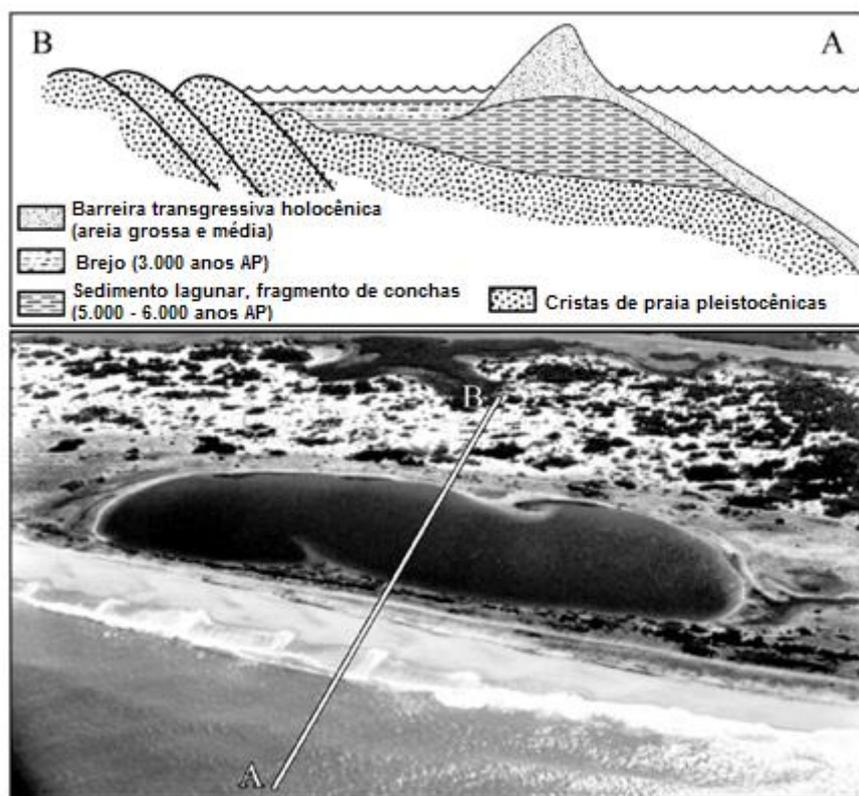


Figura 4: Seção estratigráfica e respectivas datações realizadas por Martin *et al.* 1984 e Dias *et al.* (1984) (Fonte: Dias e Kjerfve, 2009)

#### - O Delta atual

A atual planície deltáica do rio Paraíba do Sul é caracterizada como um ambiente progradante e formado por sistemas de cristas de praia, que possui feições associadas a distintos processos ao norte e ao sul da desembocadura (figura 5).

Ao norte do rio Paraíba observa-se um litoral formado por uma sucessão de cristas arenosas, intercaladas com terrenos argilosos mais baixos, onde são comuns a presença de pântanos, lagos e manguezais. Essa configuração é decorrência do desenvolvimento de um sistema de barreiras arenosas formadas na zona submarina, cuja tendência de migração foi apontada por Vasconcelos (2010). Segundo o autor, a influência da sedimentação fluvial acoplada a um ambiente de ondas construtivas, associados a uma tendência de deriva

litorânea de sul para norte, favorecem a emersão de barras submarinas, que depois migram em direção à costa e se soldam à planície.

Já a margem sul da foz, diferentemente da parte norte, apresenta sucessivos sistemas de cristas de praia e depressões alongadas menos evidente de direção geral NE-SW (Silva, 1987). As cristas estão separadas entre si por truncamentos na orientação geral e por escalonamentos. Para Dias (1981), tais características representam um hiato de deposição na seqüência de progradação deltáica, em geral acompanhado de erosão. Ambas planícies são consideradas holocênicas, sendo construídas durante os últimos 5.000. Já para Martin *et al.* (1984) os truncamentos observadas nesta planície, assim como os degraus presentes no curso do rio atual, estão associados ao bloqueio de transporte litorâneo de sedimentos arenosos pelo fluxo fluvial.

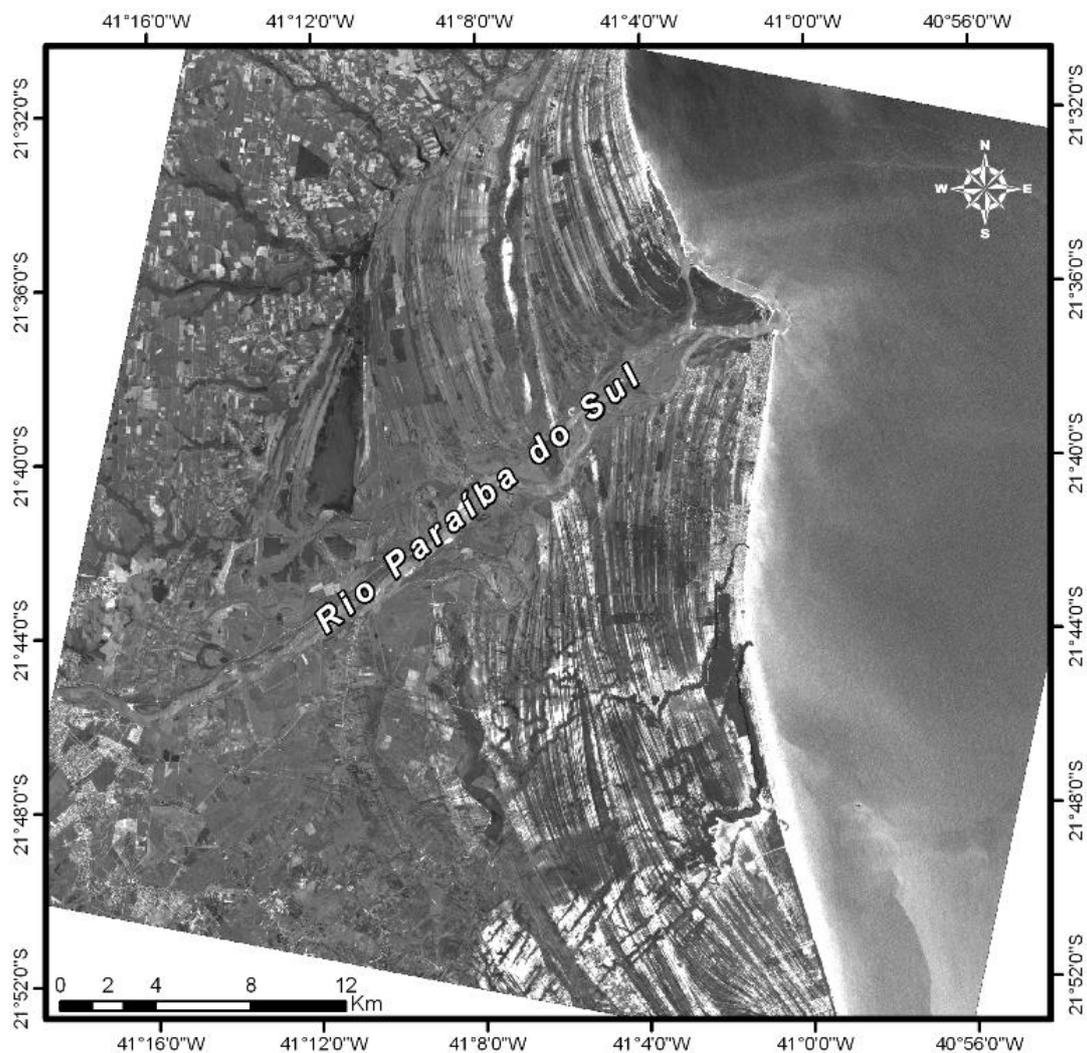


Figura 5: O delta atual do rio Paraíba do Sul. As planície à norte e ao sul da foz possuem mecanismos distintos de incorporação de cristas de praia (Imagem ALOS, 2008).

#### 1.4 – Modelos evolutivos do Complexo Deltaico do Paraíba do Sul (CDPS)

O primeiro modelo de evolução do área deltaica foi proposto por Lamego (1955), que admitiu a existência de diferentes fases de progradação do delta. A primeira fase, no início do Holoceno, teria sido caracterizada por um delta do tipo “Mississipi”, com diversos canais distributários próximo ao Cabo de São Tomé. Mais tarde, esta hipótese foi descartada devido a forçante de ondas ser mais preponderante que a forçante de marés. Contudo, este modelo não abrange o setor meridional do complexo, já que o enfoque está sobre a evolução da planície holocênica.

Dominguez *et al.* (1981) desenvolveram um modelo evolutivo para as principais planícies costeiras sob influência de deltas, sendo válido para o trecho do litoral leste brasileiro. A principal característica é a presença dos tabuleiros terciários do Grupo Barreiras entre as planícies quaternárias e as serras pré-cambrianas, bem como as oscilações do nível do mar no Quaternário.

A partir dos principais estágios traçados por Dominguez *et al.* (1981), um modelo mais específico para evolução do Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul foi proposto por Silva (1987), considerando as variações do nível do mar e as possíveis modificações do curso do rio Paraíba do Sul, conforme é descrito abaixo (figura 6) :

(A) As oscilações climáticas ocorridas após a deposição do Grupo Barreiras foram responsáveis pelo esculpimento dos vales atualmente observados nos tabuleiros e soterrados na plataforma continental adjacente. Um evento transgressivo posterior provocou afogamento e erosão parcial dos tabuleiros, esculpindo falésias e remobilizando parte do material.

(B) Houve a formação do primeiro sistema de cristas de praia em decorrência de uma nova fase de abaixamento do nível do mar, construídos a partir de sedimentos da plataforma continental, oriundos da erosão anterior dos tabuleiros. Durante esta fase, formaram-se cristas de praia ao norte de Quissamã (cristas de orientação NW-SE próxima à cidade de Quissamã). Esta fase corresponderia à chamada “regressão mais antiga” (Martin, *et al.* 1984), com idade superior a 120.000 anos *A.P.*

(C) A transgressão marinha subsequente foi responsável pelo afogamento parcial de parte das cristas de praia e pelo desenvolvimento de cordões litorâneos e ilhas-barreiras que truncaram as cristas de praia do primeiro sistema. Esta fase transgressiva corresponde à transgressão Cananéia, cujo máximo foi a 120.000 anos *A.P.*

(D) A partir da posição desta ilha barreira iniciou-se a deposição do segundo sistema de cristas de praia durante novo evento regressivo entre 120.000 anos *A.P.* e 15.000 anos *A.P.* Ainda nesta época, o rio Paraíba do Sul desaguava próximo a cidade de São Tomé.

Acredita-se que a fonte sedimentar para a formação desta planície tenha sido a plataforma continental e não o rio, uma vez que a deriva litorânea predomina de Macaé para o Cabo de São Tomé. Ainda assim, não se pode desconsiderar a existência pretérita de uma deriva no sentido contrário, tendo em vista a paleogeografia do litoral. O nível do mar teria atingido a borda da plataforma continental, permitindo o desenvolvimento de sedimentação fluvial formando a feição progradante observada na batimetria ao largo de Barra do Furado e Macaé e dando condições para o esculpimento dos cânions observados no talude, possivelmente a partir de um braço do rio Paraíba do Sul.

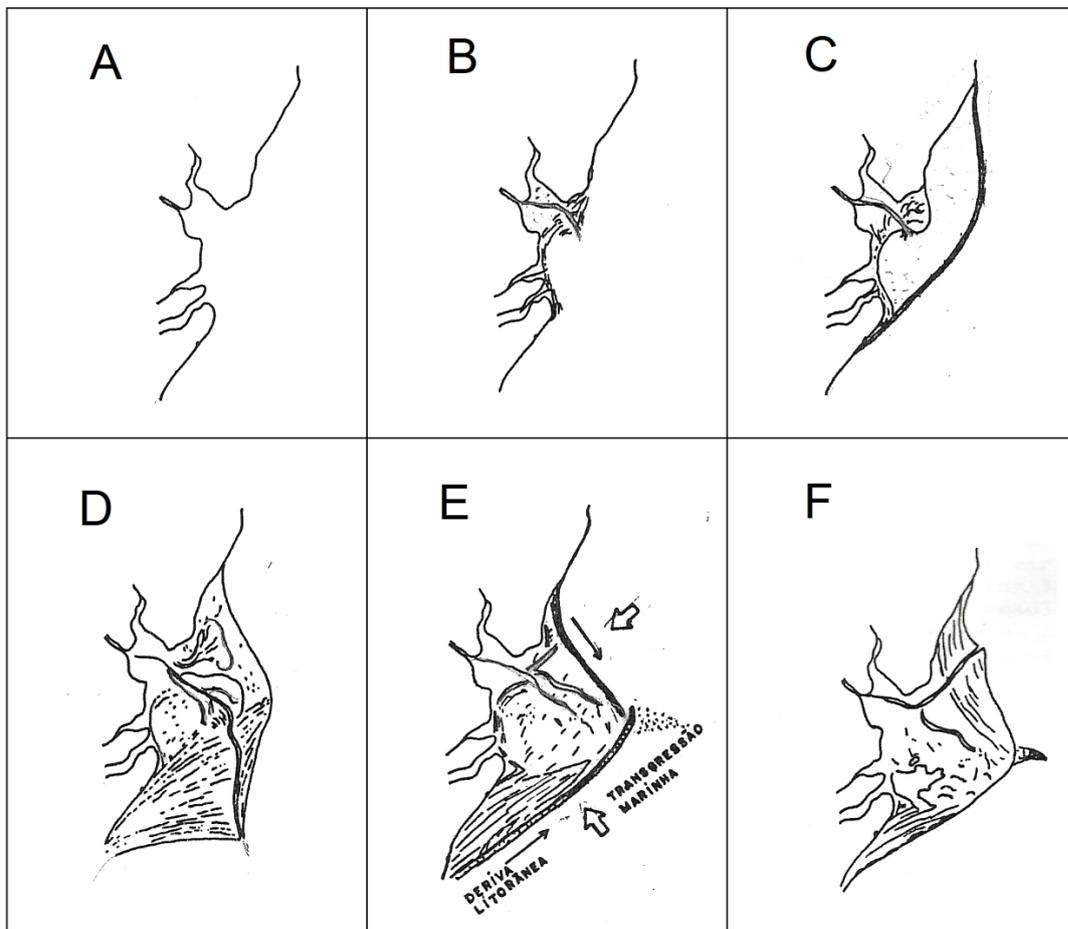


Figura 6 Modelo de evolução do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul proposto por Silva, 1987.

(E) A última transgressão holocênica, cujo pico atingiu cerca de 4 metros acima do nível do mar atual, há cerca de 5.500 anos A.P foi responsável por grande parte do afogamento da planície costeira, dando origem a uma paleolaguna, que condicionou a Lagoa Feia. Formou-se também nesta fase, o cordão litorâneo em algum ponto da plataforma que foi migrando em direção ao continente, até atingir a posição atual.

Possivelmente, a escarpa existente na plataforma entre 55 e 75 metros de profundidade, corresponda a posição da paleolinha de costa há 11.000 anos A.P.

(F) Após o máximo transgressivo holocênico, sob condições regressivas do nível do mar, o sistema de cristas de praia do atual delta do rio Paraíba do Sul, conforme mostra a figura 6.

Também a partir do modelo mais generalizado proposto por Dominguez *et al.* (1981), Martin *et al.* (1997) propuseram um modelo mais específico para a evolução holocênica da respectiva planície, que se caracterizaria pela alternância de fases construtivas e destrutivas (figura 7). Este trabalho contou com diversas datações estabelecidas por C<sup>14</sup>:

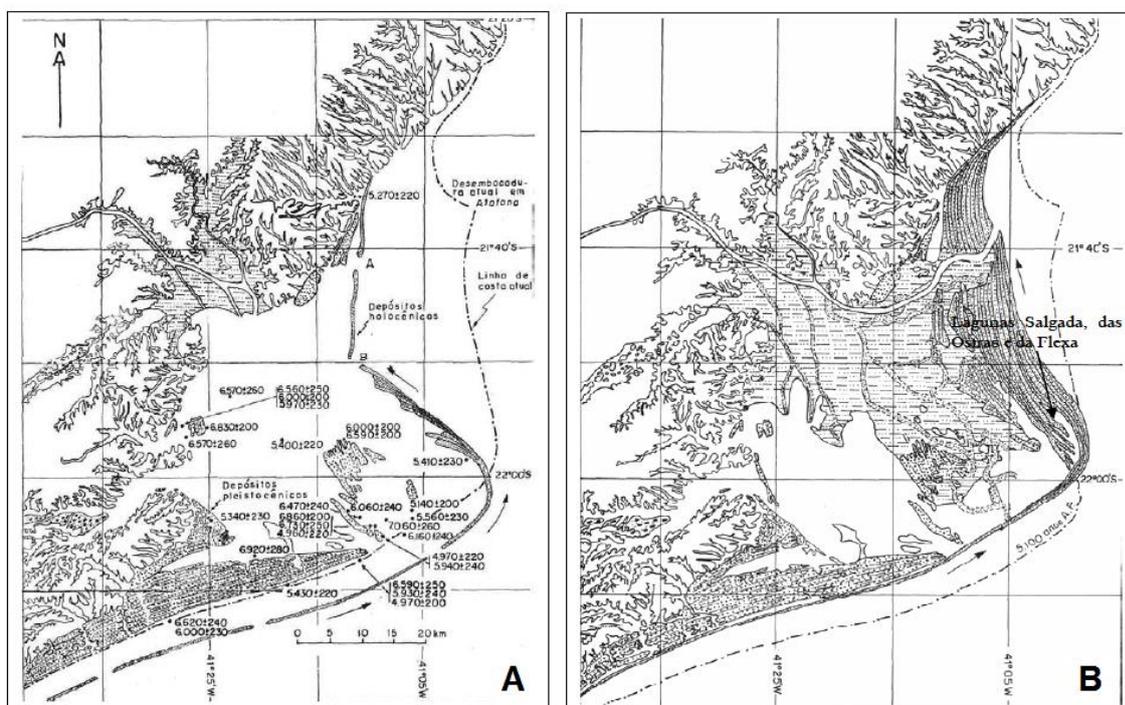


Figura7: (a) Planície costeira do rio Paraíba do Sul há 5.100 anos A.P. (Martin *et al.*, 1997).  
 (b) Lagunas isoladas entre 3.600 e 2.800 anos A.P. (Martin *et al.*, 1997).

(A) Entre 7.000 anos e 5.100 A.P., teria se instalado na planície costeira do rio Paraíba do Sul sistemas barreira-lagunas. No momento do máximo transgressivo essas feições formavam uma grande reentrância ao norte do Cabo de São Tomé, com formação de delta intralagunar (figura 7a).

(B) O período entre 5.100 e 4.200 anos A.P. foi caracterizado pela saída de um distributário do rio Paraíba do Sul ao oceano e deslocamento da desembocadura do rio Paraíba do Sul para o norte. Fases construtivas e erosivas alternadas geraram significativos truncamentos nos alinhamentos das cristas de praia.

- (C) Entre 3.600 e 2.800 anos A.P., teria ocorrido a formação de lagunas a norte da região do Cabo de São Tomé, devido, provavelmente, ao deslocamento das ilhas-barreiras associado a oscilações secundárias do nível do mar (figura 7b)
- (D) Entre 2.800 ao atual, os contornos do litoral se configuram por uma progradação de cristas de praia no delta atual, apesar das fases de erosão. Enquanto que ao sul do Cabo de São Tomé, o litoral permanece retrogradando com sistema barreira-laguna.

## 1.5 - Características climáticas e oceanográficas da área de estudo

### -Clima

A planície está inserida numa área caracterizada como de clima tropical úmido, com temperatura média de 22°C. Apresenta uma estação chuvosa no verão e uma estação seca no inverno, indicando uma média anual de 1300 mm (Costa, 1994 *apud* Bastos, 1997). Segundo Bernardez (1957), o mês de dezembro é tido como o mês com maior índice pluviométrico, com cerca de 150 mm.

Os ventos dominantes provêm do quadrante NE, associado à influência da Alta Pressão do Atlântico Sul (Figura 8), com velocidade em torno de 5-10 nós em média. Associados a passagem de frentes frias, os ventos S, SE e em menor expressividade os SW atingem a região principalmente no outono e no inverno (Pinho, 2003 *in* Guimarães, 2005).

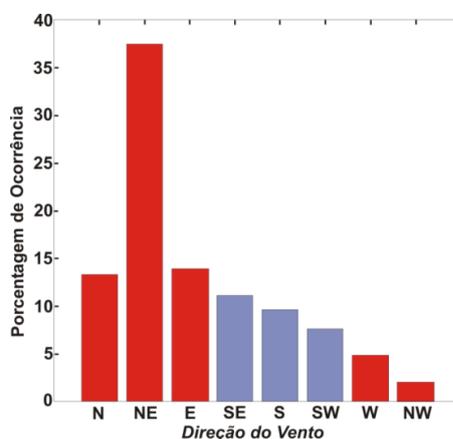


Figura 8. Percentual das direções de vento para a região (Modificado de Pinho, 2003).

### -Ondas e transporte litorâneo

Dados levantados por Souza (1988) expressam que ao longo do ano, a maior frequência da direção de incidência de ondas está associada a ventos locais dos quadrantes nordeste e leste, ocorrendo ainda ondas provenientes dos quadrantes SE, S e SW, associada a frentes frias.. Ainda assim, de acordo com Machado (2007) o volume de

material mobilizado longitudinalmente à praia fica na casa de 4,77%, considerando apenas as ondas de NE.

Segundo Machado (2007), analisando o volume estimado de areia transportado longitudinalmente à praia e o sentido pelo qual este material é carreado pelas ondas, houve uma predominância do sentido da deriva litorânea de sudoeste para nordeste. Este sentido da corrente longitudinal está diretamente relacionado às situações de tempestades, que somadas apresentaram um percentual inferior a 40% das ondas ao longo do ano, mas que, no entanto, foram responsáveis por 95,22% de todo material mobilizado paralelamente à linha de costa, para as situações simuladas.

Quanto à altura das ondas ( $H_0$ ), a mesma autora observou uma altura média das ondas compreendida entre 1,6 e 2m. A partir dos dados de Souza (1988) observou-se que as ondas com alturas superiores a 3 metros são mais frequentes oriundas dos quadrantes S e SE.

De acordo com as simulações feitas por Machado (2007) no programa Mike21, a energia da onda está diretamente relacionada à sua altura, portanto, os maiores valores mostraram-se impressos nas ondulações de S, com altura em torno de 3 metros, seguida das ondulações de SSE, SSW, SW, SE e NE, esta última podendo ser considerada desprezível (Figura 9).

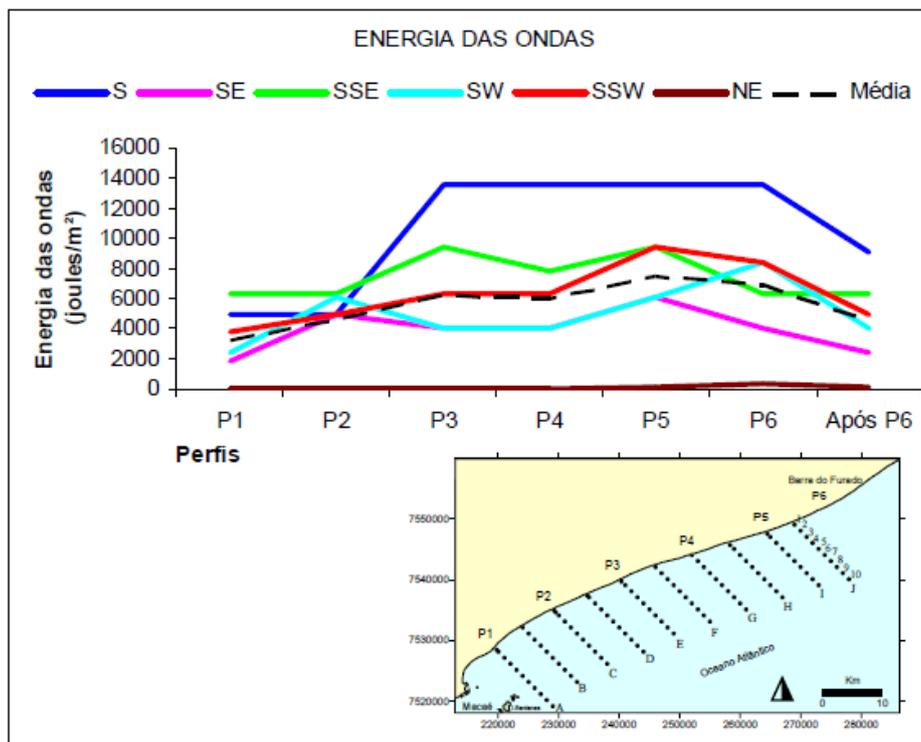


Figura 9: Energia de ondas considerando as respectivas direções de propagação para a correspondente área de estudo (Modificado de Machado 2007).

## **-Marés**

A partir de informações da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) a variação da maré alcança 1,3 m em maré alta de sizígia e 0,3 m em maré, configurando um padrão de micromaré. Os dados também mostram uma maré semidiurna com desigualdade diurna.

### 1.6 - Morfologia e sedimentologia da plataforma continental

A Margem Continental Sudeste brasileira pode ser dividida em duas regiões (Alves & Ponzi, 1984): de Itabapoana (ES/RJ) a Cabo Frio (RJ) e de Cabo Frio a São Sebastião (SP). A primeira é caracterizada por uma topografia relativamente suave e monótona cujo limite externo situa-se em torno de 100 metros de profundidade acompanhando os contornos da linha de costa e sendo modelada pelo complexo deltáico do rio Paraíba do Sul (figura 10).

Ainda na plataforma continental externa, a figura 10 indica uma convexidade na isóbata de 100 metros nas proximidades entre a Lagoa de Carapebus e Cabo Frio, sugerindo ser representativa de deltas desenvolvidos durante estabilizações do nível do mar, em cotas batimétricas mais baixas que a atual (Kowsmann, 1976).

Em relação ao mapeamento sedimentar da antepraia e plataforma interna, merece destaque o trabalho de Machado (2007) que verificou uma concentração extensa de lamas e areia muito fina na direção NE do litoral, conforme mostra a figura 11. Para a origem das lamas mapeadas, a autora considera três possibilidades: as lamas podem provir do rio Macaé, da desembocadura atual do rio Paraíba do Sul ou de paleodesembocaduras localizada na altura de Quissamã.

De acordo com Machado (2007) a discrepância entre os sedimentos da praia, composta por areia grossa à muito grossa, e da antepraia-plataforma interna, evidencia que os sedimentos finos e lamosos são depósitos modernos, caracterizados pelas piores seleções e assimetrias positivas e os sedimentos grossos, caracterizados pelo bom selecionamento e pela assimetria negativa, típicos de depósitos reliquiais residuais.

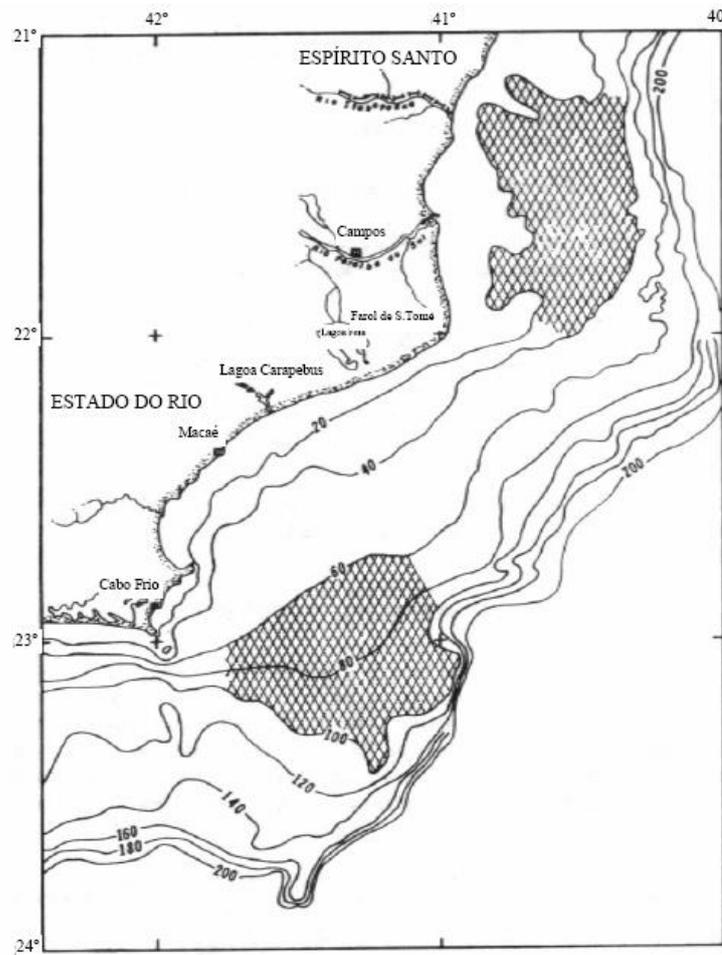


Figura 10: Mapa batimétrico da região do complexo deltaico. As áreas hachuradas indicam as feições convexas na plataforma. (Kowsmann, 1976)

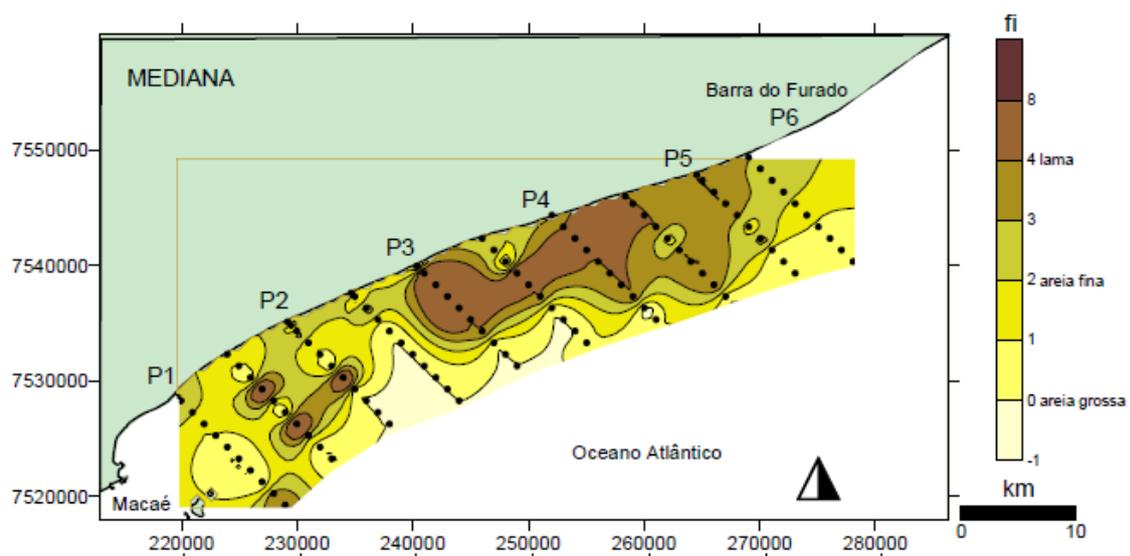


Figura 11: Mapa textural da antepraia e plataforma da área adjacente entre Macaé e Quissamã. (Fonte: Machado, 2007)

## Capítulo 2

Planícies costeiras associadas à costa dominada  
por ondas: conceitos, modelos evolutivos e  
métodos atuais de investigação

2 – Planícies costeiras associadas à costa dominadas por ondas: conceitos, modelos evolutivos e métodos atuais de investigação.

### 2.1- Barreiras Costeiras: Indicadores morfológicos e sedimentológicos

Grande parte do litoral brasileiro encaixa-se na tipologia de “costas dominadas por ondas”. Segundo Davis e Hayes (1984) e Suter (1994) estas costas são caracterizadas como aquelas onde a ação de ondas gera significativo transporte sedimentar, que predominam sob a forçante de maré, sendo normalmente associado a ambientes de micromaré. Desta forma, nestas costas normalmente se desenvolvem extensas feições deposicionais arenosas, também conhecidas como Barreiras Costeiras (*coastal sandy barriers*). Segundo Otvos (2012) essas feições representam 15% do total das linhas de costa do mundo.

O termo barreira foi utilizado inicialmente porque a existência desse tipo de feição acaba protegendo outras feições costeiras estabelecidas no reverso da ação das ondas (Leatherman, 1988). Atualmente há um consenso entre os autores de que estas feições são definidas como uma estrutura paralela à linha de costa, formadas por areia, cascalho e até pequenas quantidades de matéria orgânica, ocorrendo normalmente em costas de margens passivas, de topografia suave e com considerável disponibilidade de sedimentos para serem retrabalhados por ondas, marés e ventos (Dillenburg e Hesp, 2009). Podem apresentar como sub-ambientes deposicionais as praias, dunas frontais, planícies de deflação, brejos, canais de maré, leques de transposição e lagunas (Leatherman, 1988) conforme mostra a figura 12.

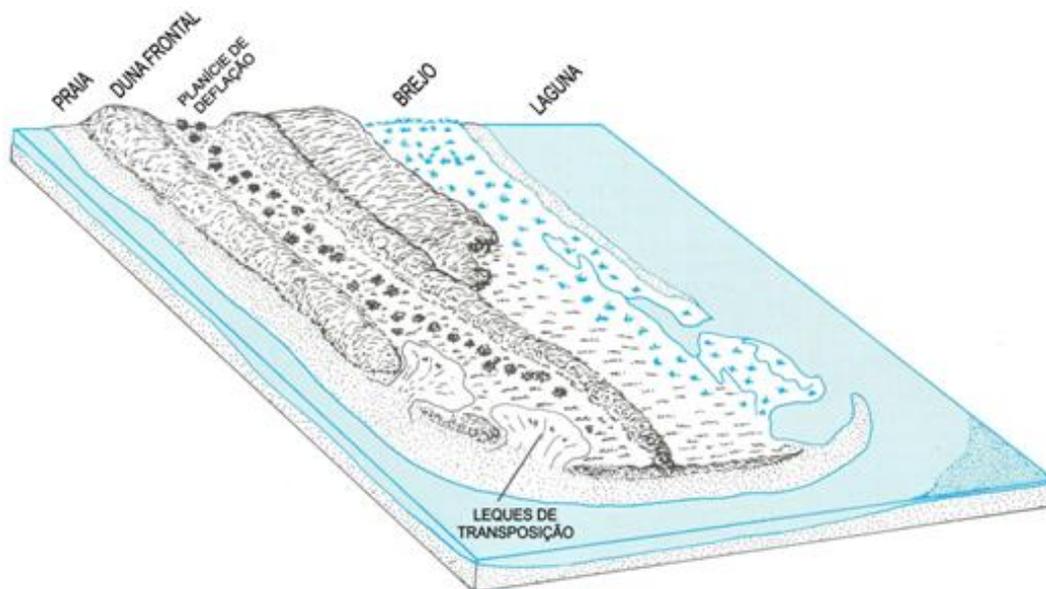


Figura 12: Representação da barreira costeira e os sub-ambientes deposicionais. (Modificado de Leatherman, 1988).

De acordo com, Roy *et al.* (1994) e Dillenburg e Hesp (2009), os principais fatores que determinam as características e o comportamento a médio e longo-prazo das barreiras são as variações do nível relativo do mar, o gradiente do substrato, a topografia antecedente, suprimento sedimentar e clima de ondas.

#### 2.1.1. – Variações do nível do mar

As variações do nível do mar apresentam-se como o principal fator de controle para evolução de barreiras costeiras. Em costas dominadas por ondas o fluxo de sedimentos apresenta mecanismos diferentes durante aumento do nível do mar, durante diminuição do nível do mar e durante condições de relativa estabilidade. Nos dois primeiros operam complexos processos de transferência de sedimentos entre a barreira e as superfícies da antepraia ou plataforma externa. Já sob condições de estabilidade do nível do mar, o balanço sedimentar é que vai direcionar de forma efetiva o comportamento da barreira (Niedorada *et al.* 1985b).

#### **- Variações do nível do mar no Holoceno**

As curvas do nível relativo do mar nos últimos 7000 anos para o hemisfério sul são caracterizadas por diminuição do respectivo nível ou por flutuações, geralmente associadas ao efeito da hidroisostasia (Masselink & Hudges, 2003). Na costa brasileira, os estudos pioneiros de indicadores de paleoníveis do mar iniciaram-se na década de 60 com Delibrias e Laborel (1969 *apud* Angulo *et al.* 2006), a partir da análise de 18 amostras de vermitídios datadas por C<sup>14</sup>, coletadas entre Recife e Angra dos Reis. Estes trabalhos já indicavam que a aproximadamente 6000 A.P. o nível do mar ultrapassou o nível atual e esteve a 3 metros acima do mesmo. A partir disso, também foi evidenciado gradual declínio até o atual nível do mar. Porém, a primeira formulação de uma curva de variação do nível do mar no Brasil foi desenvolvida por Martin e Suguio (1976) a partir de datações de fragmentos de conchas e madeiras depositadas na planície costeira de Cananéia/SP..

Outras curvas também passaram a ser desenvolvidas seguidamente por Suguio *et al.* (1985), Martin e Suguio (1986), Martin *et al.* (1987), Angulo e Suguio (1995), Martin *et al.* (2003). Nestes trabalhos, as curvas do nível do mar em diversos setores da costa brasileira indicam um máximo transgressivo por volta de 5.100 A.P., intercalado por duas oscilações secundárias entre 4.100-3.800 A.P. e 3.000-2.700 A.P., com amplitudes entre 2 e 3 metros e duração em torno de 300 anos (figura 13).

Angulo *et al.* (2006) apresentaram uma revisão a cerca dos indicadores utilizados para a consolidação de um modelo de curva de variação do nível do mar para costa brasileira. A análise foi baseada em mais de 1000 amostras datadas por  $C^{14}$  para 14 setores da costa brasileira, que foram publicados por diferentes autores. Eles partem da afirmação que diferentes paleoníveis do mar podem ser gerados pela má interpretação dos dados, pela contaminação das amostras e pelo uso muito diversificado de indicadores datáveis.

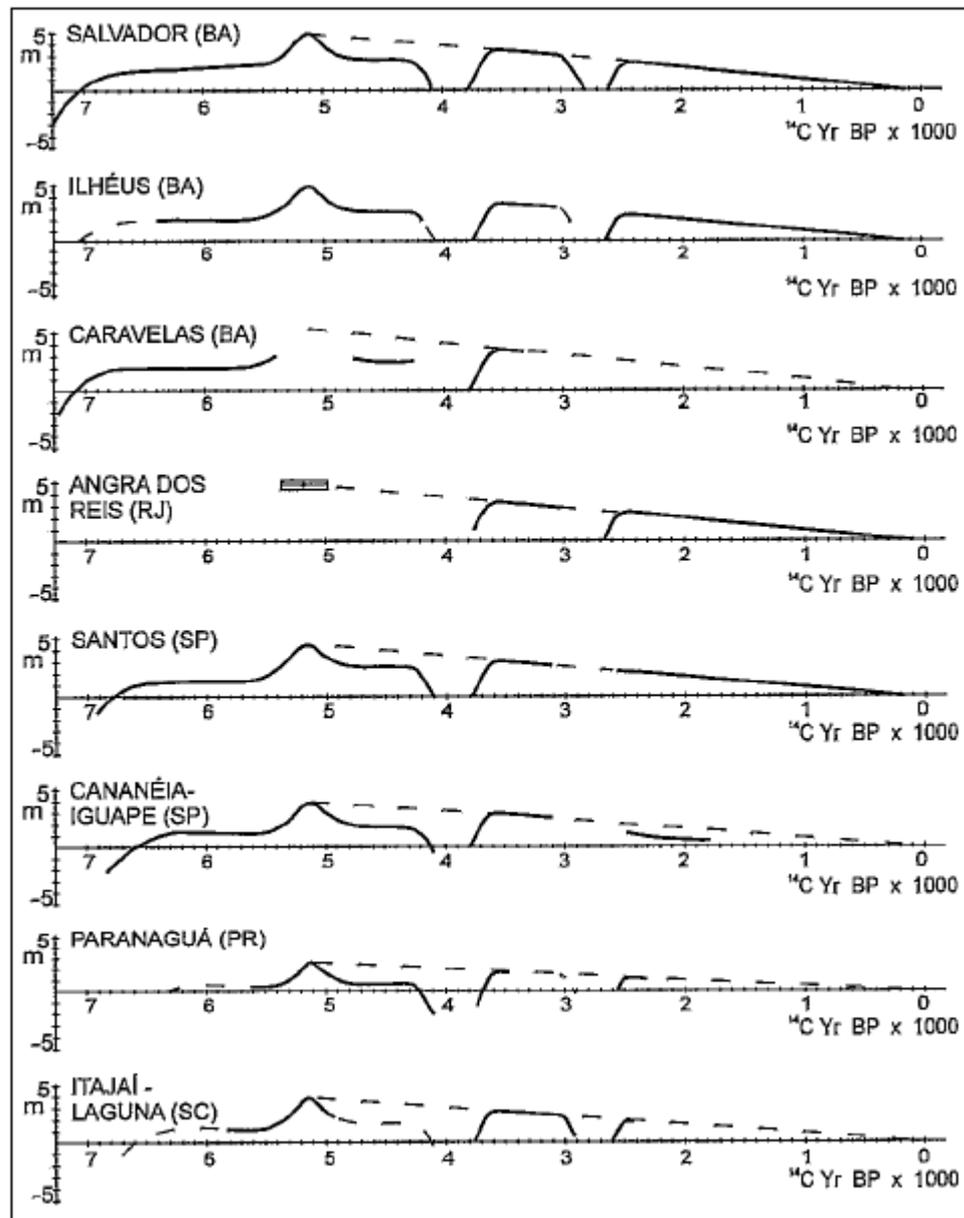


Figura 13: Curvas do nível relativo do mar no Holoceno em diversos setores da costa brasileira (Martin *et al.* 1987).

De acordo com a análise dos autores, há diferenças regionais em relação ao momento e a elevação máxima da transgressão no Holoceno, bem como o momento em

que o nível do mar alcançou nível mais alto que o atual. Conforme mostra a figura 14, o máximo transgressivo teria ocorrido entre 5000 e 5800 anos A.P., sem configurar um pico na curva de variação conforme aparece nas curvas de Martin *et al.* (2003). Além disso, foi encontrada significativa diferença de paleoníveis do mar no sul do estado de Santa Catarina e a partir disso foram separados dados para definir duas tendências regionais. Ao norte da latitude de 28°S, o máximo transgressivo pode ter se aproximado a 5 metros, enquanto que ao sul da mesma latitude, o nível máximo parece não ter excedido 4 metros em relação ao nível atual.

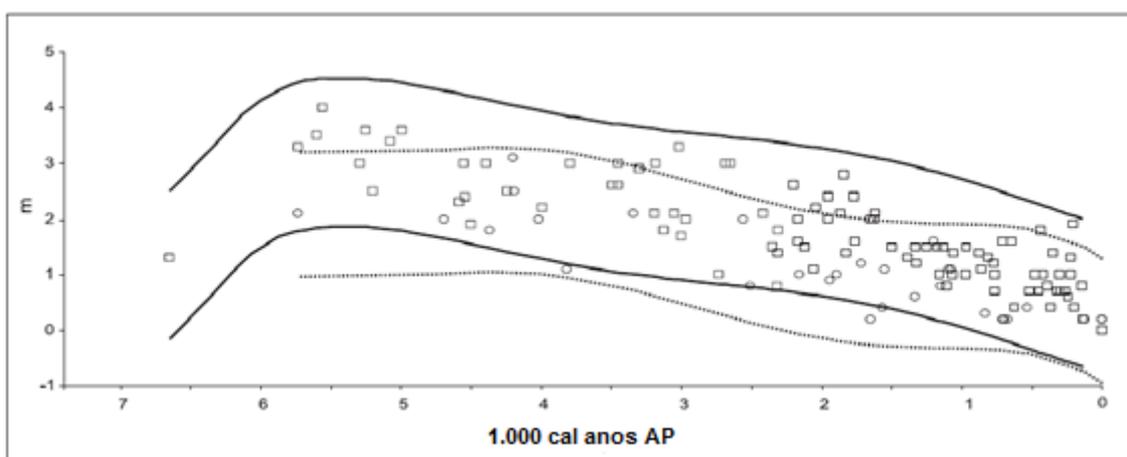


Figura14: Curvas de variação do nível do mar no Holoceno. As curvas sólidas e os quadrados são referentes à tendência regional ao norte de 28°S; e as curvas pontilhadas e os círculos, referem-se à tendência regional ao sul de 28°S. (Fonte: Angulo *et al.* 2006)

#### - **Variações do nível do mar no Pleistoceno**

O Pleistoceno é marcado por sucessivas fases glaciais e interglaciais que, conseqüentemente, significaram a intercalação de diminuição e aumento do nível do mar, em função da expansão dos mantos de gelo e redução dos mesmos respectivamente. Na costa brasileira, o primeiro depósito pleistocênico foi reconhecido em 1973, na ilha de Cananéia em São Paulo (Suguio e Petri, 1973).

Registros sedimentares e estratigráficos que possam gerar curvas de oscilações pleistocênicas são geralmente raros, uma vez que existe a dificuldade de preservação destes indicadores por subseqüentes transgressões. Uma das formas utilizadas para identificar as variações do nível do mar eustático durante o Pleistoceno trata-se da análise da proporção do isótopo de oxigênio, que pode ser encontrado em microfósseis calcários (foraminíferos) coletados a partir de testemunhos nos oceanos.

Esta análise isotópica consiste em estimar a proporção de  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  nestes microorganismos, que tem uma relação direta com a temperatura da água. O aumento de  $^{18}\text{O}$  é representativo de temperaturas mais frias e diminuição do nível do mar, caracterizados

por números pares; e a diminuição de  $^{18}\text{O}$  representa as fases de temperatura mais quente e aumento do nível do mar, caracterizados pelos números ímpares, conforme mostra a figura 15 (Shackleton, 1987).

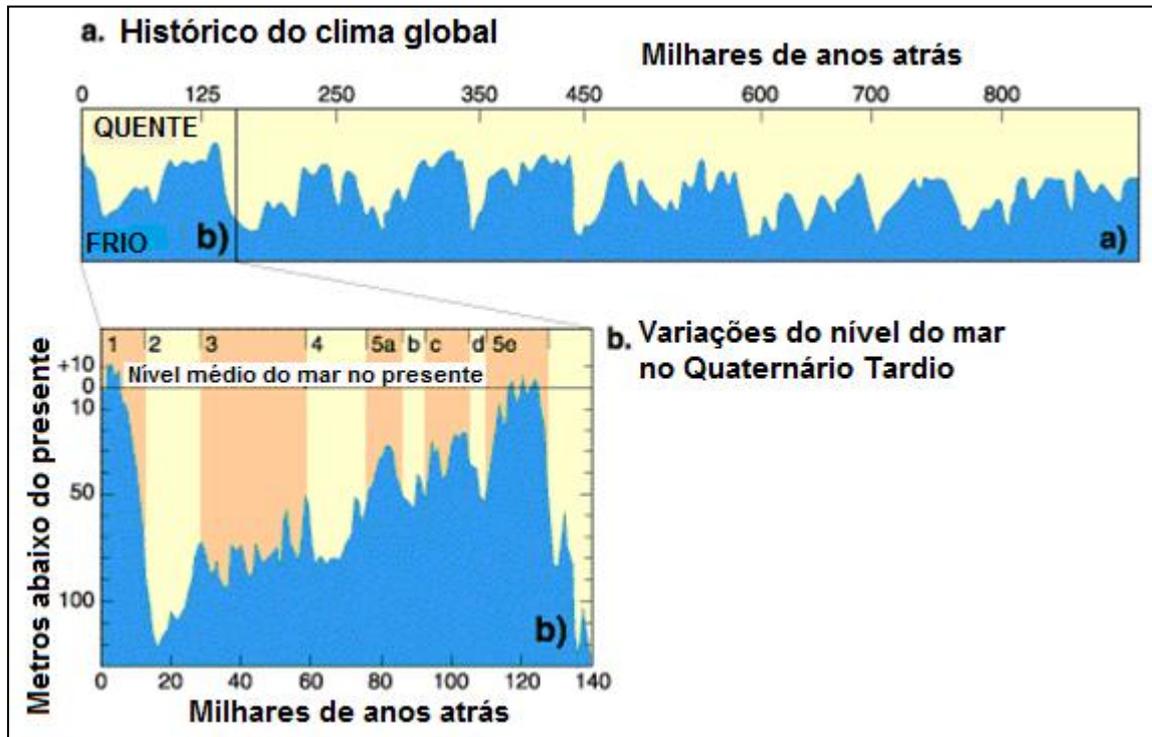


Figura 15: Curva de estágios isotópicos e a relação com a curva de variação do nível do mar (Fonte: IPCC).

Por outro lado, as variações relativas do nível do mar no Pleistoceno são ainda mais difíceis de estimar, uma vez que se deve ainda considerar os movimentos associados à tectônica e isostasia. De acordo com Suguio (2010), tanto os terraços de construção e de erosão marinhos atualmente emersos, podem ser atribuídos a uma combinação de glacieustasia e soergimento crustal.

Evidências de níveis relativos do mar abaixo do atual na costa brasileira encontram-se na plataforma continental, associadas a escarpas acentuadas que representariam posições de estabilização de antigos níveis do mar. Corrêa (1990) formulou uma curva de variação relativa do nível do mar de 30.000 anos A.P. até o presente, com dados obtidos na plataforma e na planície costeira do Rio Grande do Sul, conforme mostra a figura 16.

Antigos níveis do mar acima do atual apresentam-se distribuídos através das planícies costeiras dos estados das regiões Sul e Sudeste, além de antigas falésias na região Nordeste. Especificamente no Rio Grande do Sul, são reconhecidos quatro sistemas de barreiras costeiras, associadas às últimas transgressões durante o Quaternário. A barreira IV está a 4 metros em relação ao nível médio do mar atual, sendo correspondente

ao último máximo transgressivo ocorrido no Holoceno, em 5.500 anos A.P. A barreira III encontrá-se a aproximadamente 8,0 m, sendo relacionada ao máximo transgressivo de 120.000 anos A.P. A barreira II e I tem as cotas estimadas acima de 20m em relação ao nível médio do mar, sendo associadas às transgressões ainda mais antigas, provavelmente referentes aos estágios isotópicos 7 e 9 (Tomazelli e Villwock, 2000).

Recentemente, amostras coletadas em terraços marinhos preservados na forma de falésias no nordeste brasileiro têm sido datadas por métodos de luminescência, resultando em idades absolutas pleistocênicas conforme identificado em Barreto *et al.* (2002) e Suguio *et al.* (2011). Ainda assim, os paleoníveis de mar pleistocênicos são bastante reduzidos, não sendo possível estabelecer uma curva de maior expressão geológica.

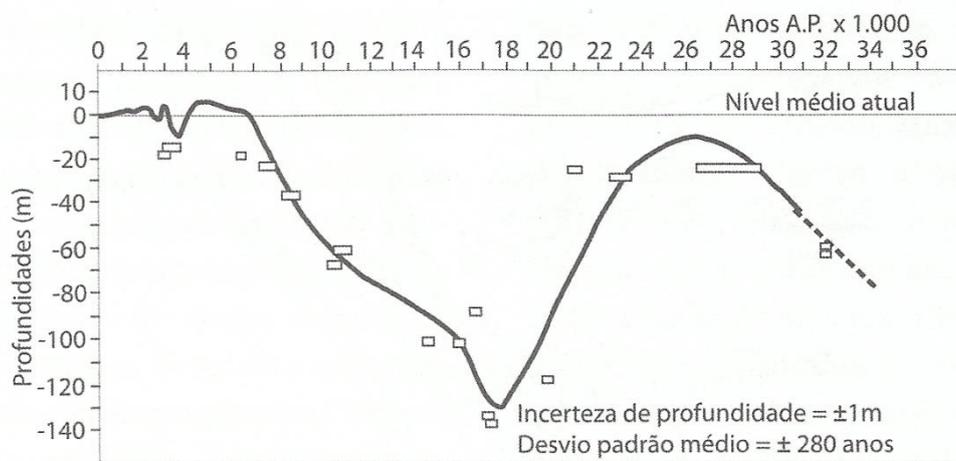


Figura 16: Curva de variações do nível relativo do mar de cerca de 30.000 anos A.P. até o atual (Corrêa, 1990).

### 2.1.2 –Ondas, balanço sedimentar e gradiente do substrato

As ondas e correntes tem importante papel na dinâmica costeira e processos associados, uma vez que elas são responsáveis pela movimentação e distribuição de sedimentos ao longo da linha de costa. Desta forma, este conjunto de forçantes e processos vão atuar diretamente sob o suprimento sedimentar, podendo refletir num balanço positivo ou negativo, significando processos de erosão ou deposição. A médio e longo prazo este balanço sedimentar tornar-se-á um componente preponderante na evolução de feições costeiras (Roy *et al.* 1994).

Martinho *et al.* (2009), a partir da investigação da energia de ondas e do transporte longitudinal na costa do Rio Grande do Sul, identificou a relação entre a intercalação de barreiras costeiras progradantes e retrogradantes, com a morfologia do litoral também intercalada em embaiamentos e projeções. Onde a costa assume a morfologia de concavidade, se assemelhando a um embaiamento, a declividade da plataforma é mais

suave. Isto levaria a uma maior dissipação da energia das ondas e menor transporte de sedimentos e conseqüentemente refletiria em condições locais de balanço sedimentar positivo, o que explicaria a progradação da linha de costa nestes setores e a morfologia de barreiras progradantes. Já onde a costa apresenta-se de forma convexa, a declividade da plataforma é maior e isto levaria a uma maior energia de ondas e transporte de sedimentos. Neste caso, a costa tenderia a erosão e à morfologia de barreiras retrogradantes.

Outra questão relativa ao papel das ondas refere-se aos eventos de ressaca bem como a relação das escalas temporais dos processos sobre a evolução das feições costeiras. Nesse sentido, muitos trabalhos sugerem que os eventos de ressaca atualmente têm sido a principal forçante de recuo de antepraia e linha de costa, conforme apontam Forbes *et al.* (2004). Em termos de meso-escala, os efeitos de tempestades (*storms*) e as correspondentes modificações hidrodinâmicas desempenham papel semelhante ao aumento do nível do mar.

Sob efeitos de condição de ressacas, as ondas modificam o regime hidrodinâmico, onde os sedimentos são retirados da antepraia e são direcionados para a plataforma continental. Segundo Niedorada *et al.* (1985b), há uma certa perda destes sedimentos, pois estes não voltam a ser incorporados para o sistema praial ativo. Embora esta perda não seja significativa numa escala anual, os autores ressaltam a importância quando considerado numa escala de décadas e séculos

Outro fator importante na formação e evolução das barreiras costeiras trata-se do gradiente do substrato. Segundo Roy *et al.* (1994), este tem sido o parâmetro mais sensível na influencia da transgressão de barreira rumo ao continente. Esse substrato é a superfície onde os depósitos da barreira são formados, correspondendo a topografia antecedente que foi afogada pelo aumento do nível do mar. No substrato onde o gradiente é mais suave, entre 0,2° e 0,5°, têm-se as melhores condições para formação e migração da barreira em direção ao continente, ao contrário do substrato com gradiente mais íngreme (> 1°).

### 2.1.3. – Tipos de Barreiras Costeiras segundo características estratigráficas e morfológicas

De acordo com Hesp *et al.* (2009), são encontradas formas distintas de barreiras, em função, por exemplo, da presença ou não de dunas, da conexão ou individualização com o continente, das características estratigráficas e do comportamento da barreira em relação à linha de costa, isto é, podendo migrar em direção ao continente ou em direção ao mar.

Otvos (2012) ressalta que o termo barreira costeira possui definições e interpretações variadas. Inicialmente foi considerado como depósito arenoso paralelo à linha de costa, parcialmente conectado ao continente (*spits*) ou totalmente (*ilha- barreira*). Recentemente, o autor sistematizou uma terceira categoria que inclui as planícies costeiras

associadas a cristas de praia e campos de dunas transgressivos. Enquanto spits e ilhas-barreiras estão originalmente atreladas ao contexto do litoral norte-americano, a terceira categoria foi amplamente desenvolvida nas costas da Austrália e do Brasil.

Considerando os inúmeros trabalhos e artigos sobre as barreiras costeiras, Otvos (*op cit.*) definiu um glossário com as principais definições de barreiras utilizadas, resumidas abaixo (tabela 1):

Tabela 1: Glossário dos tipos de barreiras costeiras (modificado de Otvos, 2012).

Regressiva (progradante)	Progradação em direção ao mar, associado ao nível do mar estável ou em declínio.
Transgressiva (retrogradante)	Retrogradação em direção ao continente a partir de sistema barreira-laguna, associado a aumento do nível do mar ou condições persistentes de tempestade com efeitos de transposição.
Agradacional (estacionária)	Crescimento vertical da barreira a partir de incorporação eólica. Possivelmente associado à aumento do nível do mar e moderado suprimento sedimentar.
Dunas transgressivas	Barreira espessa, com complexas feições de dunas que migram em direção ao continente.
Anexada	Barreira ou campo de dunas que migra em direção ao continente e se solda a terrenos mais antigos ou a promontórios.
Complexa	Combinações de cristas de praia e campos de dunas
Episódica	Depósitos eólicos possivelmente associados às flutuações do clima e do nível do mar no Pleistoceno.
Composta (híbrida)	Combinações de barreira progradantes, retrogradante, estacionária e/ou episódica.

A seguir serão discutidos os três principais tipos de barreiras que são utilizadas de maneira mais comum na literatura, sob a perspectiva evolutiva, condicionada pelo comportamento do nível do mar e balanço sedimentar ( Roy *et al.*,1994; Dillenburg e Hesp, 2009).

### 2.1.3.1 – Barreira transgressiva ou retrogradante

Em termos estratigráficos as barreiras são consideradas transgressivas quando migram em direção ao continente devido ao aumento do nível do mar ou em função de balanço sedimentar negativo sob condições de nível do mar estável ou lento aumento do mesmo. Conforme mostram as figura 17 e 18, a sequência da base para o topo indica claramente a migração da barreira sobre a lagoa.

Em termos morfológicos, a principal feição característica é o sistema barreira-laguna, considerada uma clássica morfologia retrogradante. As costas transgressivas são bem desenvolvidas na costa leste dos Estados Unidos, cuja morfologia mais característica é a Ilha Barreira. Não por acaso, a influência dos estudos pioneiros no litoral norte-americano explica a utilização do termo ilha-barreira de forma a generalizar o conceito amplo de barreiras costeiras, assumindo ambas como sinônimas para alguns autores.

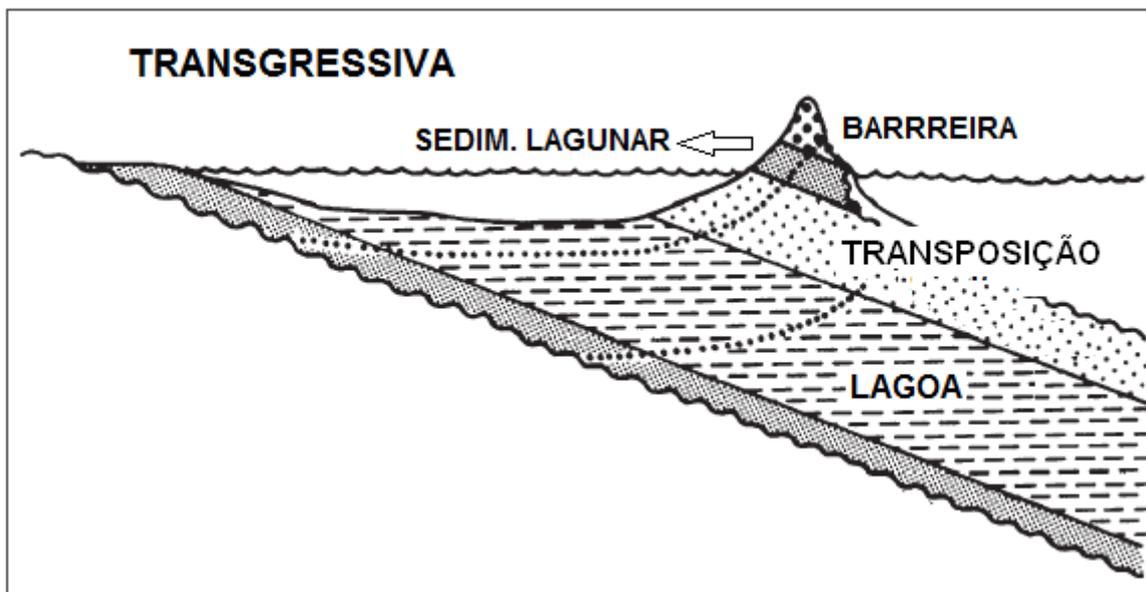


Figura 17: Modelo estratigráfico de barreira transgressiva (Kraft e John, 1979).

De acordo com Leatherman (1988), quando a barreira deste sistema é conectada em ambas as extremidades ao continente, são denominadas de *Bay Barrier*. Já quando apenas uma das extremidades aparece conectada ao continente, a barreira tende a ser denominada de pontais arenosos (*Barrier Spit*). Finalmente, quando nenhuma de suas extremidades aparece conectada ao litoral a barreira é denominada de Ilha-barreira (*Barrier Island*). Apesar destas variações de nomenclatura, o presente trabalho irá assumir o termo barreira-laguna para qualquer barreira com característica transgressiva.

O comprimento e a largura de uma barreira-laguna depende de diversos fatores como amplitude de maré, energia de ondas, comportamento do nível do mar e suprimento sedimentar.

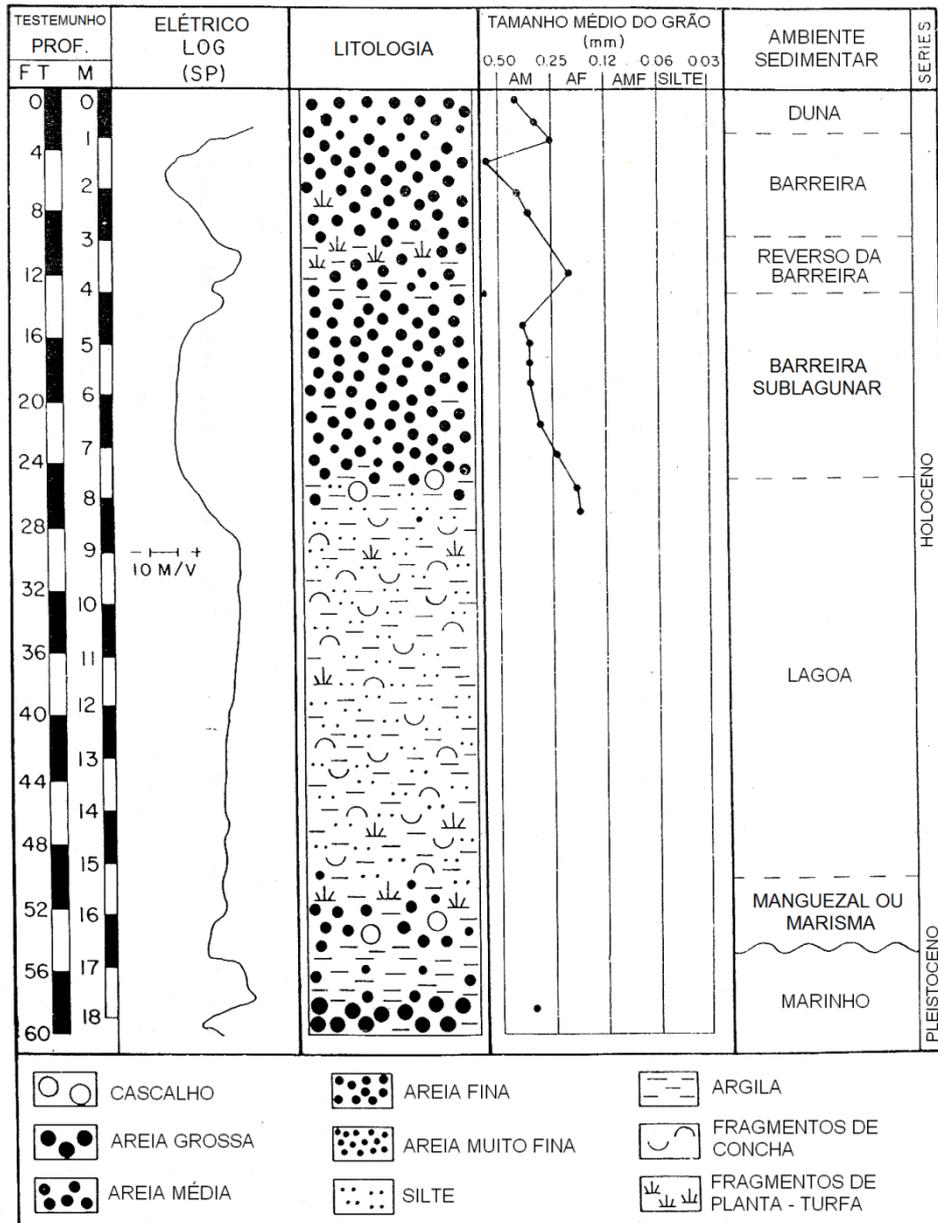


Figura 18: Análise sedimentar e interpretação dos ambientes de uma sequência típica transgressiva (Kraft e John, 1979)

A origem das barreiras é alvo de considerável debate. Uma das hipóteses mais utilizadas é a submersão de feição pré-existente (afogamento *in situ*) proposto por Hoyt (1967). De acordo com o modelo, uma planície costeira prévia seria convertida em barreira-laguna, a partir de um aumento do nível do mar. As áreas mais deprimidas no reverso desta planície seriam afogadas, dando origem a lagunas, conforme mostra a figura 19.

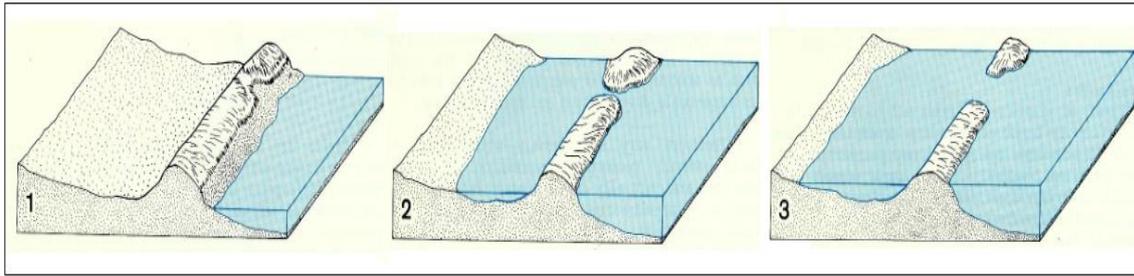


Figura 19: Modelo de Hoyt (1967) para formação de barreira-laguna (Modificado de Leatherman, 1988)

### **- Mecanismos de translação da barreira transgressiva**

Conforme mencionado, a migração da barreira em direção ao continente ocorre em resposta a uma elevação do nível do mar e/ou sob características de balanço sedimentar negativo. A translação tem como mecanismos básicos a dinâmica de canais de maré e processos de transposição que, geralmente, apresenta uma relação direta com eventos de tempestade.

Considerando os trabalhos amplamente realizados na costa leste dos Estados Unidos, a dinâmica de canais de maré foi considerada a principal indutora de recuo de barreiras transgressivas. Sob condições de alta energia, a transposição de ondas tende a atingir as áreas mais baixas da barreira, ao mesmo tempo em que o nível da lagoa aumenta e ventos de terra para mar passam a se estabelecer. Estes processos geram ondulações na lagoa que tendem a impulsionar um fluxo hidrodinâmico no sentido do oceano, até que a barreira rompa nas áreas que ocorreram a transposição.

A partir do estabelecimento do canal segmentando a barreira, uma quantidade significativa de sedimentos é transferida para o interior da lagoa pela ação de ondas e marés, tendendo a formar deltas de maré. Posteriormente, a dinâmica do canal de maré é dominada por processos de corrente longitudinal que pode gerar a migração ou fechamento da feição. Este processo tende a resultar na migração do sistema barreira-laguna em direção ao continente. (Figura 20)

O segundo processo responsável pela transferência de sedimentos em direção ao continente e consequente translação da parte subaérea da barreira é transposição de ondas (*overwash*) (Niedoroda *et al.* 1985a). Este ocorre quando ondas de tempestade alcançam o topo das barreiras costeiras frontais depositando sedimentos no reverso sob a forma de leques de transposição ou arrombamento (Stone *et al.* 2004), conforme mostra a figura 21. Este tipo de mecanismo é mais comum em costas de micromaré, como se encaixa o caso do litoral fluminense.

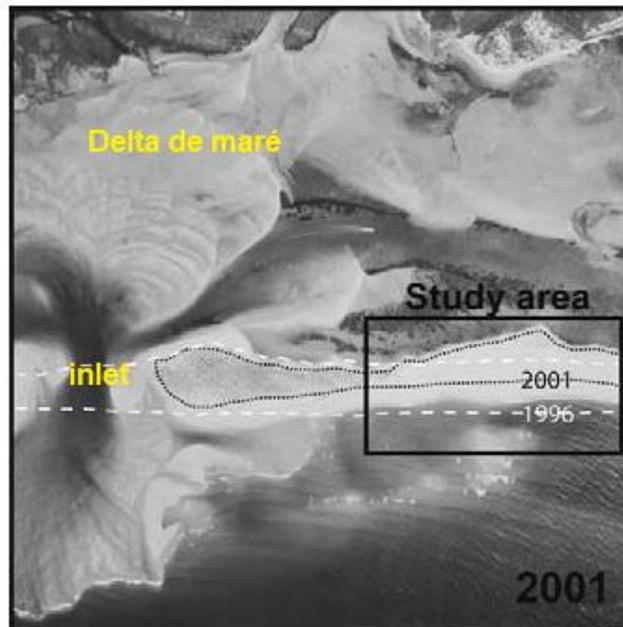


Figura 20: Canal de maré (*inlet*) e migração da barreira evidenciado em Barreta, Portugal. (Modificado de Matias *et al.* 2009)

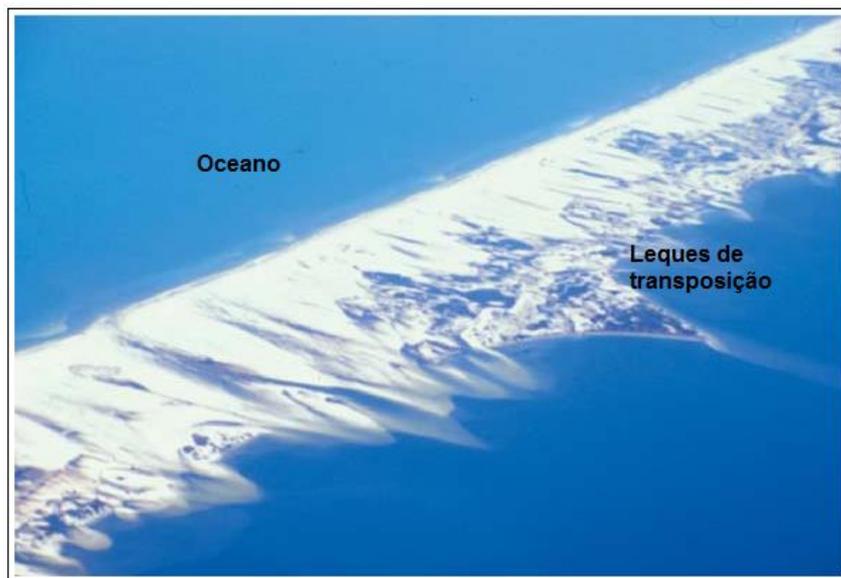


Figura 21: Foto aérea oblíqua mostrando extensivos leques de transposição na ilha-barreira de Santa Rosa, Flórida (Modificado de Stone *et al.* 2004).

A frequência e a magnitude da transposição geralmente são associadas à exposição e orientação da linha de costa, às características dos eventos de tempestade e a morfologia da barreira costeira. Neste caso, Hoy *et al.* (1994) ressaltam que o desenvolvimento de dunas frontais pode impedir o transporte para o reverso da barreira (depósitos de overwash) e dificultar o processo de translação, consequentemente levando à erosão frontal da feição, tornando-a estreita.

### 2.1.3.2. – Barreira regressiva ou progradante

Estas feições têm como característica principal a progradação da barreira em direção ao mar. Esta progradação geralmente é marcada pela sucessão de cristas de praias, em que cada feição marca uma paleolinha de costa. . A sequência vertical esperada são fácies de antepraia, face de praia, pós-praia e dunas (Kraft e Chrzastowski, 1985), conforme mostra a figura 22.

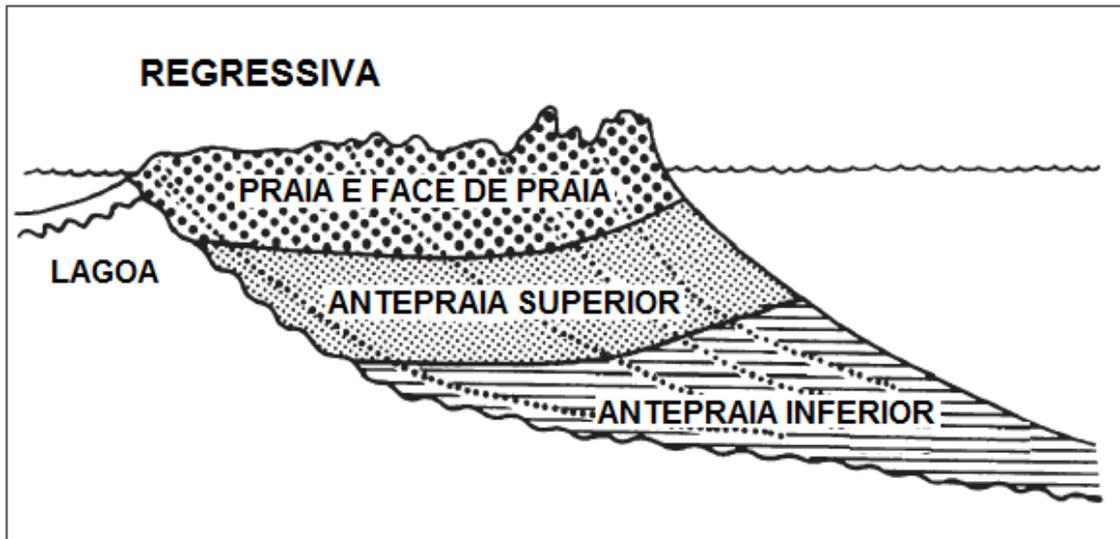


Figura 22: Modelo estratigráfico de barreira regressiva (Kraft e John, 1979).

As fácies praias destas cristas apresentam acamamentos com suave mergulho em direção ao mar. Da base para o topo, a estratigrafia desta barreira normalmente apresenta camadas intercaladas de areia e silte, indicativo de ambiente de antepraia inferior; seguida de camadas arenosas que podem apresentar gradativo aumento granulométrico, sendo característicos de ambiente de antepraia média e superior; e finalmente, no topo, camadas arenosas de ambiente de face de praia, berma e duna (Figura 23).

Em relação ao ambiente de antepraia, este é dividido em superior, média e inferior. Em costas progradantes, a antepraia superior, que pode se estender até 4 metros de profundidade é normalmente caracterizada por areias finas, sendo recorrente a gradação granulométrica com afinamento dos grãos em direção ao mar. Isto se deve ao seccionamento induzido pelas ondas, através de correntes de retorno que geram um gradiente de sedimentação (Reimnitz *et al.* 1976). Também são encontradas laminações plano-paralelas, de baixo-ângulo e estruturas cruzadas. A antepraia média, que pode se estender até 9 metros de profundidade, caracteriza-se por areias muito finas, presença de conchas, estruturas de bioturbação, laminações de marcas de ondas e camadas de silte e argila próxima a base. Finalmente, a antepraia inferior é caracterizada pela presença de silte

e argila intercaladas com lentes de areia muito fina, e marcante bioturbação, conforme mostra a figura 23. (Niedorada *et al.* 1985b)

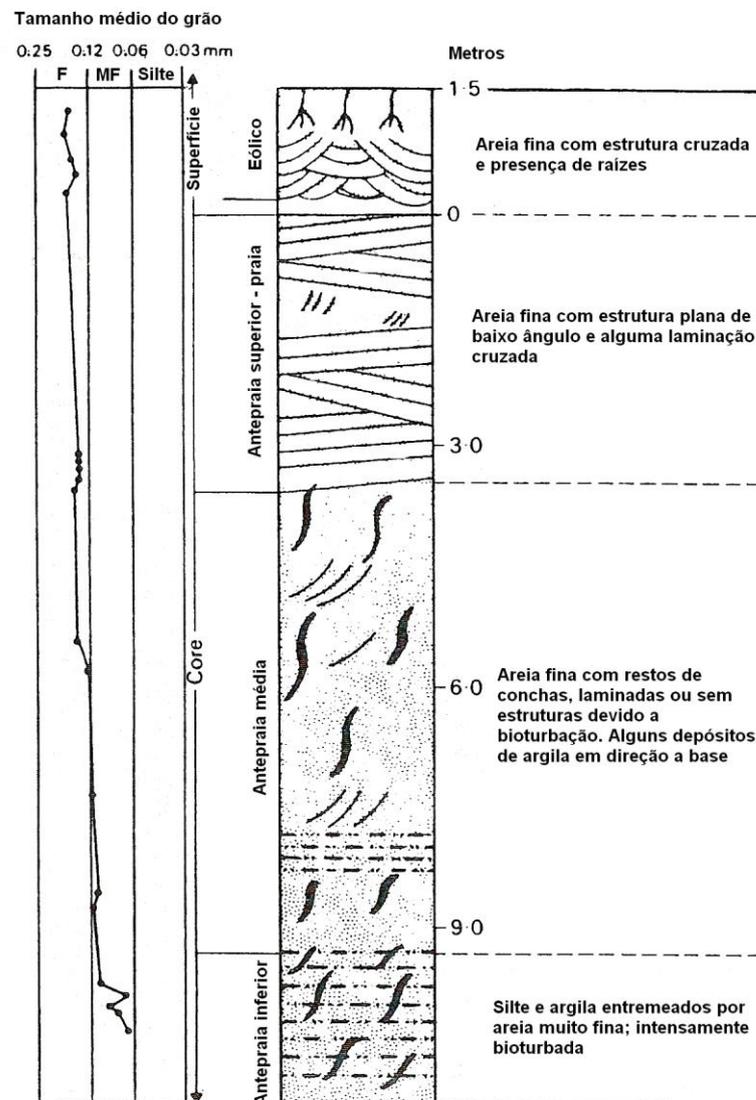


Figura 23: Sequência vertical de uma barreira regressiva, considerando a granulometria e estruturas sedimentares (Elliot, 1978 apud Niedorada *et al.* 1985).

#### – Cristas de Praia: Definição e Gênese

Em termos morfológicos, as barreiras regressivas são caracterizadas por uma sequência de cristas de praia ou de cristas de dunas frontais, marcando planícies costeiras bem desenvolvidas.

As cristas de praia (*Beach ridges*) são feições freqüentes em planícies costeiras Quaternárias, sendo associadas a antigas posições de linha de costa. Hesp *et al.* (2005) ressalta a dificuldade da compreensão da gênese das respectivas feições, bem como a

confusão entre os termos cristas de praia e dunas frontais. Algumas hipóteses foram consideradas por Davies (1957), McKenzie (1958), Bird (1960, 2000), Psuty (1965), Hesp (1983, 1984, 1999), Hesp *et al.* (2005), Otvos (2000).

A origem das cristas de praia é considerada essencialmente marinha, estando relacionado ao espraiamento das ondas (*swash*) formando bermas ou através de ondas de tempestade, com posterior atuação de processos eólicos podendo gerar capeamento eólico sobre as feições ou mesmo promover o desenvolvimento de dunas frontais. Segundo Otvos (2000), as correntes de espraiamento são responsáveis por aumentar em altimetria a crista da berma e criar um sutil gradiente em direção ao continente, conforme mostra a figura 24.

De acordo com Komar (1976), as cristas de praia seriam formadas a partir do crescimento de barras ou bancos localizadas na zona de surfe. Estas barras podem ficar expostas na maré-baixa, ao mesmo tempo em que as ondas passam a direcionar os sedimentos da barra por espraiamento até a face de praia. Já o modelo explicado pelas ondas de tempestade, esquematizado por Psuty (1965), é mais recorrente para cristas de praia com sedimentos de blocos e cascalhos. Um terceiro modelo também foi levantado por Hine (1979), que explicaria as cristas de praia a partir da incorporação de barras submarinas na antepraia, estando relacionado à correntes longitudinais e formação de esporão (*spit*).

Apesar das discussões a cerca da gênese, da configuração da morfologia de crista e depressão e do papel da vegetação, Tamura (2012) ressalta que o mecanismo mais comum de gênese se dá através de ondas de tempo bom com incorporação de berma. E na medida em que a vegetação passa a reter sedimentos, formando acumulação eólica, as depressões e as cristas vão se tornando mais pronunciadas. As estruturas sedimentares internas são caracterizadas por *foresets* de significativo gradiente, conforme mostra a figura 25.

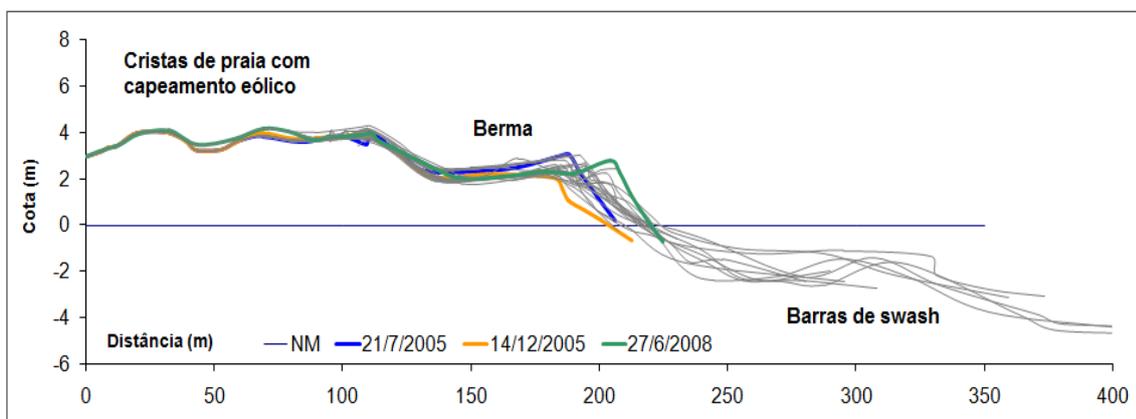


Figura 24: Envelope de perfis de praia localizado em Grussaí, na planície costeira associada ao rio Paraíba do Sul. Notar a progradação e o aumento altimétrico da berma, bem como o suave gradiente em direção ao continente e abrupto em direção ao mar. (Fonte: Rocha, 2009)

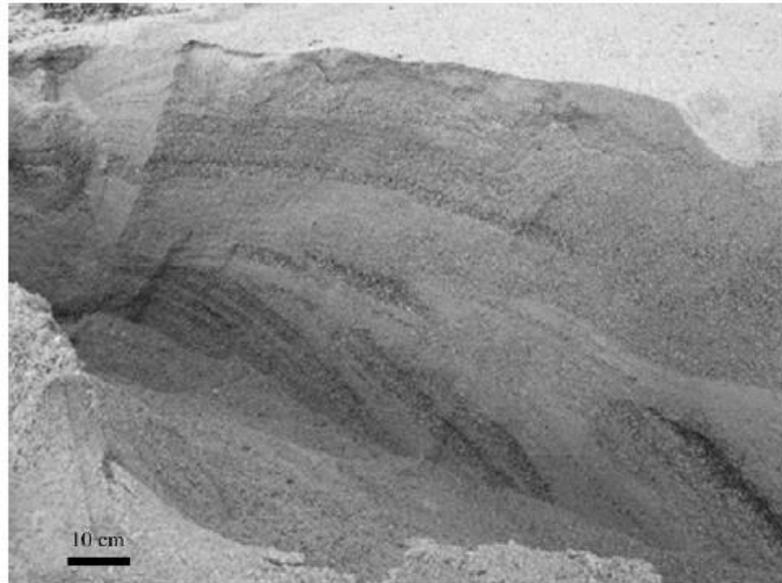


Figura 25: Estruturas sedimentares na crista de praia na Lagoa dos Patos (RS). Fonte: Hesp *et al.* (2005)

#### **– Planícies costeiras associadas à feição deltaica**

Os deltas são feições deposicionais de configuração extremamente variável. De acordo com Suter (1995) o termo delta é utilizado para designar depósitos sedimentares contíguos, em parte subaéreos e parcialmente submerso, depositado em um corpo de água (oceano ou lago), principalmente pela ação de um rio. Com isso, a sedimentação contínua irá resultar em progradação da linha de costa, formando uma protuberância nas proximidades da desembocadura. Para que os sedimentos transportados pelo rio se acumulem ao largo da desembocadura é necessário que a energia do meio receptor não seja suficiente para transportá-los e redistribuí-los ao longo da costa.

Os principais ambientes de um delta são a planície deltáica, a frente deltáica e o prodelta. Em costas dominadas por ondas, a planície deltaica superior tende a ser composta principalmente de sucessivas cristas de praia, além de feições como dunas, brejos e lagoas. Na planície inferior, onde a força fluvial é predominante, podem ser encontrados meandros abandonados, diques e planícies de inundação.

A frente deltáica é caracterizada por intensa deposição, onde geralmente os sedimentos grossos são depositados em barras a frente da desembocadura, cuja morfologia depende da energia do fluxo, diferença de densidade entre os meios e declividade da plataforma. Por outro lado, o prodelta é caracterizado pela deposição de sedimentos muito finos que são transportados em suspensão. Geralmente há ausência de transporte de fundo e morfologia de fundo com gradiente suave (Suter, *op cit.*).

Na planície deltáica as barreiras progradantes são bastante comuns em função do significativo aporte sedimentar fluvial. Kraft e John (1979) consideram que estas feições

apresentam um dos mais complexos registros estratigráficos, sobretudo em função da tendência que os deltas possuem de sofrer subsidência local e de processos de avulsão e abandono de lobos deltaicos.

Dias *et al.* (1984) apresentou um perfil estratigráfico baseado em sondagens localizadas na planície costeira ao norte do rio Paraíba do Sul onde, da base para o topo, obteve-se argilas arenosas contendo concreções limoníticas pertencentes ao Grupo Barreiras; lamas recobertas por areias quartzozas biodetríticas interpretada como transgressivas; lamas e silte de prodelta subjacentes a areias finas, médias e grosseiras da frente deltaica e das cristas de praia, conforme mostra a figura 26.

De acordo com Silva (1987) esta área do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul é fruto de uma complexa superposição de eventos transgressivos e regressivos onde é observado o desenvolvimento de sequências arenosas progradantes na forma de cristas de praia e retrogradantes, na forma de sistemas barreira/laguna, superpostas e sobrepostas a sedimentos lacustres e sedimentos fluviais.

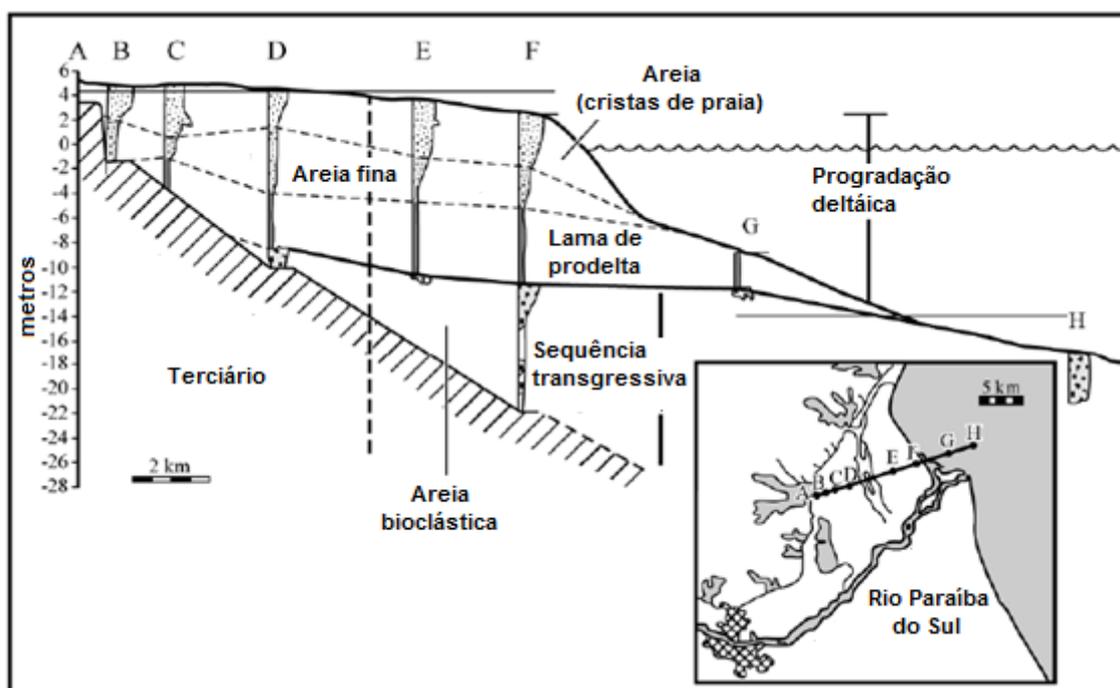


Figura 26: Estratigrafia de depósitos sedimentares na planície deltaica atual do rio Paraíba do Sul de Dias *et al.* 1984.

#### 2.1.3.3. – Barreira agradacional ou estacionária

O modelo agradacional é formado através do empilhamento de sedimentos verticalmente, em resposta a elevação do nível do mar. As barreiras formadas por agradação apresentam uma arquitetura sedimentar que reflete um aumento vertical na espessura das camadas (Davis Jr e Clifton, 1987), conforme mostra a figura 27.

Em termos morfológicos, esta barreira também pode ser denominada de Barreira Estacionária. Segundo Roy *et al.* (1994) estas feições devem apresentar ausência de progradação significativa nos últimos 6.000 anos e estruturas de dunas complexas, principalmente dunas frontais. São tipos intermediários entre costas progradantes e retrogradantes, podendo representar um estágio de transição em termos evolutivos. Normalmente costumam ter largura entre 0,5 e 1,0 km e altura que pode chegar a 30 metros em função das dunas. De acordo com o mesmo autor, estas barreiras são mais características de condições de nível de mar com lento aumento ou estável, onde o aporte sedimentar é significativo e as condições morfodinâmicas são bastante propícias para o retrabalhamento eólico.

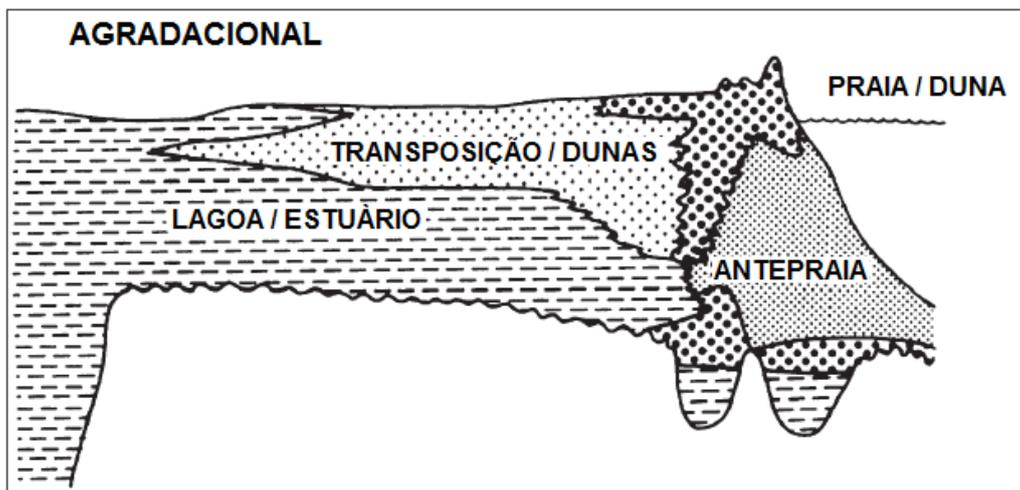


Figura 27: Modelos estratigráficos de barreira agradacional (Galloway e Hobday, 1983)

## 2.2 – Métodos geofísicos aplicados à investigação Quaternária de planícies costeiras

As investigações sobre os depósitos de sedimentos inconsolidados são essenciais na análise da dinâmica e comportamento das formas impressas na paisagem. Um dos métodos mais utilizados para esta abordagem refere-se a técnicas geofísicas, como por exemplo, a reflexão sísmica. Dentre esta, uma das mais empregadas a partir da década de 70 é o Radar de Penetração do Solo (GPR ou Georadar), que detecta descontinuidades elétricas de materiais que estão em subsuperfície, geralmente não ultrapassando a 50 metros de profundidade, através da geração, transmissão, propagação, refração e recepção de pulsos discretos de alta frequência eletromagnética (Neal, 2004).

Especificamente os estudos de GPR aplicados a Geologia e Sedimentologia registraram significativo aumento a partir da década de 90, cuja finalidade tem abarcado a reconstrução de ambientes deposicionais, investigação hidrogeológica e estudos de análogos para reservatórios de hidrocarbonetos. No que se refere à Sedimentologia, o mesmo autor ressalta que este método representa um importante aliado às informações obtidas por sondagem e trincheiras, sendo possível extrair o registro da forma e orientação do acamamento, bem como demais estruturas sedimentares primárias.

### 2.2.1- Princípios físicos da reflexão de ondas eletromagnéticas do GPR.

As propriedades que controlam o comportamento da energia eletromagnética são a permissividade elétrica, condutividade elétrica e permeabilidade magnética. Os parâmetros de propriedades elétricas descrevem a capacidade da carga elétrica da matéria se mover e estocar energia, considerando o fato de que o movimento resultará na dissipação e perda de energia.

Quando um campo elétrico é aplicado, as cargas elétricas em um meio se movem gerando a corrente elétrica. Neste caso, a condutividade é a mensuração da capacidade para transportar carga de acordo com as características do meio. O campo elétrico da matéria tende a uma configuração estável a partir da estocagem de energia para retornar ao seu equilíbrio original. Neste sentido, a permissividade dielétrica representa a mensuração da capacidade do material em estocar carga elétrica. Já a permeabilidade magnética é equivalente a última em termos de mensuração de energia estocada e perdida através de magnetização ( Neal,2004).

Em termos de reflexão de sinal, que pode ser representada pela constante de atenuação ( $\alpha$ ), nota - se na equação 1 que a condutividade é a variável que mais exerce influência, sendo diretamente proporcional a atenuação. Neste caso, se a condutividade de um material é baixa, a atenuação também será, o que geralmente resultará num bom sinal.

Neal (2004) chama atenção que esta relação pode ser quebrada, no caso de materiais com altíssima condutividade, como água do mar e presença de materiais magnéticos, como magnetita.

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\mu/\epsilon} \quad (1)$$

$\alpha$  – Constante de atenuação  
 $\sigma$  – Condutividade  
 $\mu$  – Permeabilidade magnética  
 $\epsilon$  – Constante Dielétrica

De acordo com Madeira (2001), a maioria dos constituintes das rochas possui baixa condutividade, porém os materiais geológicos contêm vazios que podem estar preenchidos por materiais de comportamento elétrico diferentes como água e ar. Desta forma, a condução da eletricidade é fortemente dependente da quantidade de água, uma vez que esta é boa condutora de eletricidade; de sua salinidade, que aumenta ainda mais a condutividade da água; e da forma como está distribuída pelos materiais. Quanto mais condutivo o meio, ou menor a resistividade, maior será a dissipação de energia pela onda e pior o sinal GPR.

A velocidade de propagação da onda e a reflexão do sinal são alteradas na medida em que as camadas deposicionais vão apresentando mudanças no conteúdo de água, na porosidade, na granulometria, no tipo de sedimento e na orientação dos acamamentos, refletindo em mudanças nas propriedades elétricas. Conseqüentemente, o lençol freático, as estruturas sedimentares e os contatos litológicos tendem a ser bem visíveis no GPR, o que torna o método uma poderosa ferramenta de investigação e análise aplicada à sedimentologia.

### 2.2.2-Aquisição, Processamento e Interpretação de dado GPR

Um sistema GPR é composto de uma unidade transmissora, uma unidade receptora, uma unidade de controle e uma unidade de transformação e visualização de dados. Através da unidade de controle a unidade transmissora produz um pulso eletromagnético, no qual é transferido à antena e desta é irradiada para o solo (figura 28). Este sinal é refletido de volta à superfície, onde é captado pela antena receptora que, por sua vez, amplia e envia à unidade onde os sinais de radar são transformados em dados digitais para visualização através do computador (Neal, 2004).

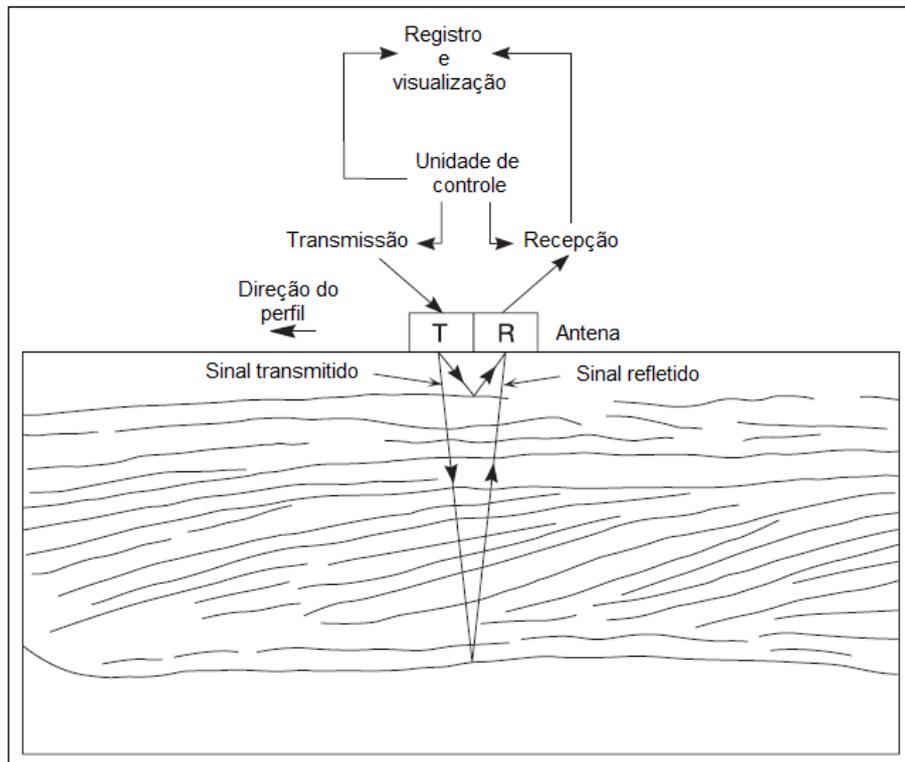


Figura 28: Componentes de um sistema GPR e configuração de refletores em subsuperfície (Modificado de Neal, 2004).

### - Aquisição de dados

As duas principais formas de aquisição de dado GPR são denominadas de *common offset* e *common mid point*. A primeira é a mais usada e apresenta um grande uso comercial. Constitui em uma única antena transmissora e receptora ou ambas separadas. Em aquisições convencionais, a antena é posicionada de forma perpendicular a linha de levantamento. O tempo entre a transmissão, reflexão e recepção é denominada de two-way-travel (TWT), cuja mensuração é obtida em nanosegundos ( $10^{-9}$  s). O TWT é função da profundidade e da velocidade de propagação da onda.

O primeiro pulso de onda que é recebido é denominado de *airwave* e o segundo, *ground wave*. Estas ondas não representam os depósitos em subsuperfície e mascaram os primeiros refletores do perfil (Figura 29). Em função desta interface, pode haver a reflexão de ondas laterais, cujo ângulo crítico é distinto do sinal real. Nesse sentido, o TWT pode ser estimado de maneira incorreta e conseqüentemente, a profundidade dos refletores pode não representar a realidade.

Com o objetivo de calcular corretos perfis de velocidade e profundidade, o modo de aquisição *common mid point* (CMP) apresenta-se como o mais indicado. Neste modo são utilizadas duas antenas separadas de maneira que as duas vão se distanciando uma da outra em espaços iguais, conforme mostra a figura 30.

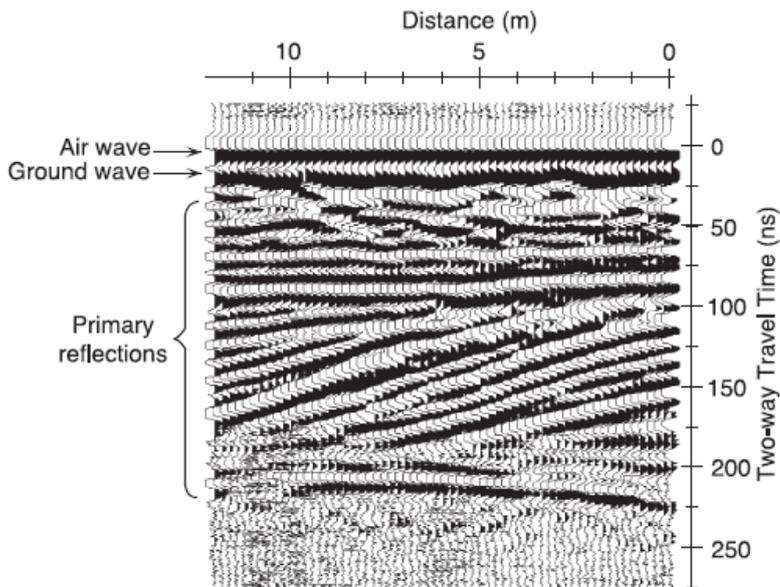


Figura 29: Perfil de reflexão de radar (Modificado de Neal e Roberts, 2000).

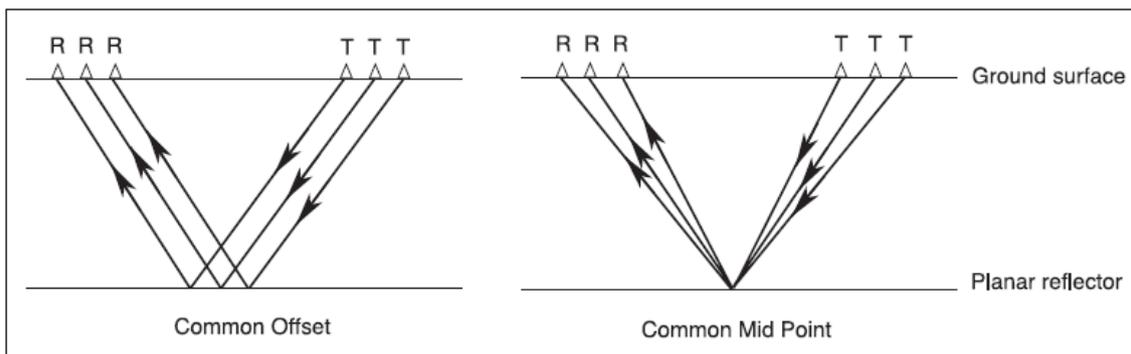


Figura 30: Os principais tipos de aquisições geofísicas. (Modificado de Neal, 2004).

**- Processamento de dados**

O processamento de dado GPR é semelhante ao processamento sísmico de modo geral. São utilizados *softwares* específicos que detém ferramentas capazes de melhorar os dados coletados ou mesmo retirar sinais que signifiquem ruídos e não representam informações do ambiente deposicional.

Em geral essas técnicas abordam a aplicação de ganho, filtros, estimativa de perfil de velocidade, deconvolução para retirada de múltiplas, migração para remover difrações, além de correção topográfica.

### - Interpretação dos dados

De acordo com Neal (2004), para a interpretação do dado GPR são utilizados os mesmos princípios da estratigrafia sísmica. Especificamente para sísmica associada a GPR, a interpretação se dá a partir da descrição das radarfácies e das superfícies de radar. O primeiro é definido como refletores que se distinguem pela configuração, onde são analisados a morfologia e mergulho dos refletores, a continuidade, amplitude, e a relação entre os refletores adjacentes, conforme mostra a figura 31. As unidades de radarfácies são limitadas por superfícies de radar, que podem se descrever pelo padrão de terminação (figura 32).

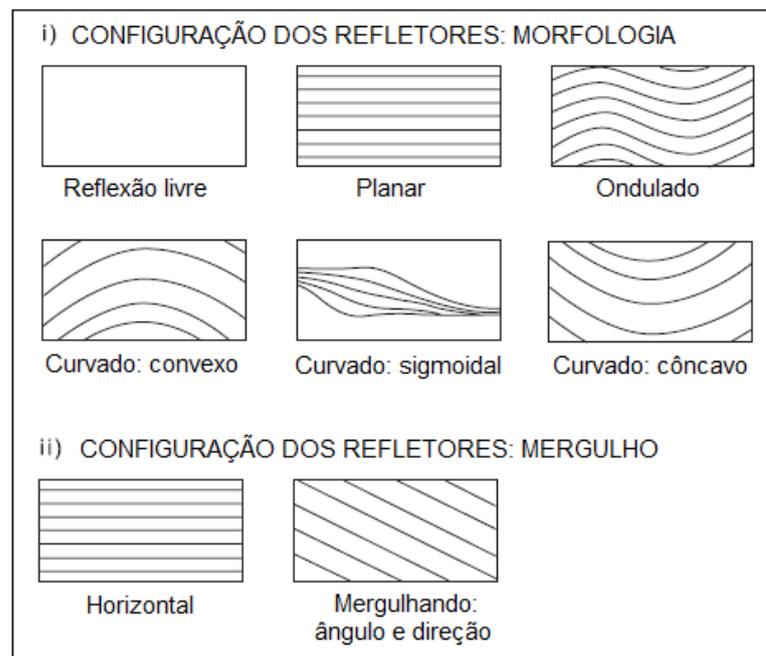


Figura 31: Esquema de padrões de relação entre os refletores e continuidade. (Modificado de Mitchum Jr. *et al.* 1977)

A resolução da reflexão do GPR, cujos produtos são as radarfácies e as superfícies de radar, possibilita a caracterização da arquitetura sedimentar que, conseqüentemente, reflete os ambientes e processos deposicionais. Este método indireto tem apresentado bom potencial para a descrição de refletores gerados por estruturas deposicionais primárias (Neal, 2004).

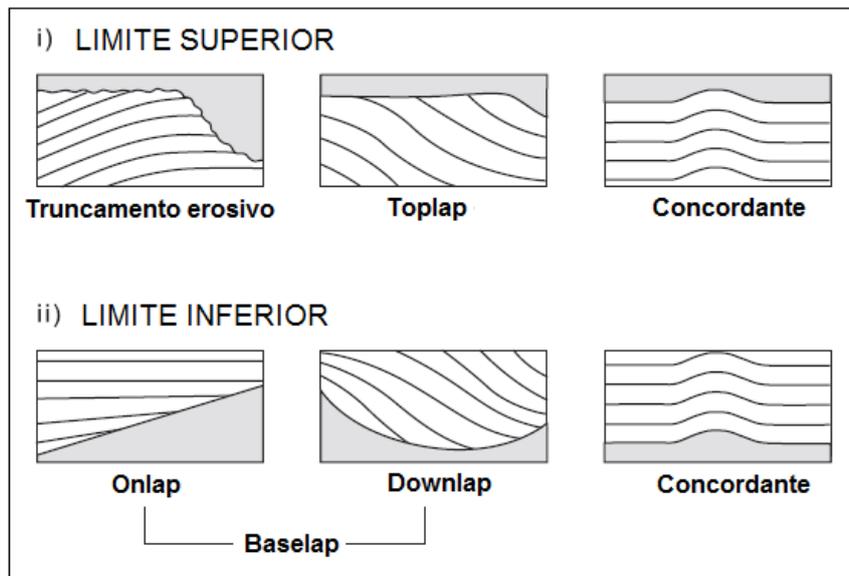


Figura 32: Esquema dos padrões de terminação de reflexões/estratos nos limites superior e inferior de uma unidade sísmica. (Modificado de Mitchum Jr. *et al.* 1977).

### 2.2.3 – GPR aplicado às barreiras costeiras

Segundo Van Damm (2012), o GPR tem sido o método geofísico mais utilizado para os estudos aplicados à Geomorfologia. Particularmente nos estudos costeiros, o GPR tem sido utilizado majoritariamente na investigação Quaternária de planícies, com enfoque em barreiras costeiras. Com menos ocorrência, o método também tem sido aplicado na investigação de eventos extremos (Wang e Horwitz, 2007; Bakker *et al.* 2012), desenvolvimento de dunas frontais (Bristow *et al.*, 2000), reativações de campos de dunas (Girardi e Davis, 2010) e determinação de volume sedimentar (Dickson *et al.*, 2009).

Na investigação de planícies costeiras, as barreiras prográdantes são bastante investigadas, onde muitos registros obtidos sobre cristas de praia evidenciam fases de progradação e também de erosão, como mostram Bristow e Pucillo (2006), Tamura *et al.* (2008), Rodriguez e Meyer (2006), Buynevich (2006), Engels e Roberts (2005), Fraser *et al.* (2005), Moore *et al.* (2004).

Por outro lado, muitos registros também são obtidos em barreiras transgressivas e spits, evidenciando depósitos de transposição, canais de maré e processo de retrogradação, como mostram Simms *et al.* (2006), Switzer *et al.* (2006), Caldas *et al.* (2006), Bennett *et al.* (2008), Garrison *et al.* (2010), Costas e FitzGerald (2010), Beni *et al.* (2013).

No Brasil, o uso do GPR em barreiras costeiras pode ser verificado principalmente em planícies costeiras da região sul e mais eventualmente na costa do Nordeste. Parte destes estudos encontra-se no compêndio *Geology and Geomorphology of Holocene*

*Coastal Barriers of Brazil*, organizado por Dillenburg and Hesp (2009). Além deste podem ser citados ainda Caldas *et al.* (2006), Barboza *et al.* (2009), Silva *et al.* (2010), Fracalossi *et al.* (2010), Rosa *et al.* (2011), Dillenburg *et al.* (2011), Barboza *et al.* (2011), Hein *et al.* (2012) e Barboza *et al.* 2013.

Na costa fluminense, a utilização do GPR ainda pode ser considerada incipiente. No compêndio organizado por Dillenburg e Hesp (2009), o capítulo destinado às barreiras costeiras do litoral do Rio de Janeiro, de Dias e Kjerfve (2009), deixa clara a carência de dados de subsuperfície e geocronologia para dar suporte aos modelos evolutivos das planícies costeiras fluminenses. Recentemente, destaca-se o trabalho de Silva (2011) que usou dados de GPR e obteve informações sobre a arquitetura sedimentar da planície costeira de Maricá, bem como um modelo de evolução Quaternário; e Rocha *et al.* (2013) que apresentou as principais radarfácies do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul.

## 2.3- Datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE): conceitos, métodos e aplicação em sedimentos costeiros

Uma das principais abordagens metodológicas de investigação da Geomorfologia do Quaternário refere-se a cronologia das feições e da sedimentação, que visam auxiliar a investigação da história evolutiva das paisagens. De acordo com Moura (2007), a abordagem da cronologia de eventos baseadas em oscilações climáticas e variações do nível do mar apresentam poucas datações, evidenciando uma interessante potencialidade para este ramo da Geomorfologia.

Segundo Sallun *et al.* (2007), atualmente existem mais de 40 métodos aplicáveis na datação de diversos tipos de materiais associados a eventos do Quaternário. Porém, as datações absolutas por luminescência de minerais constituem métodos de determinação de eventos geológicos, que podem ser relacionados às idades da deposição de sedimentos, sem haver a necessidade de amostras de restos orgânicos. Além disso, estes métodos alcançam idades mais antigas que o método do radiocarbono, podendo chegar até 1,5 Ma de anos, embora em termos de acúrcia de cronologia deposicional Stokes (1999) sugere um alcance máximo de 800 mil anos. Logo, atualmente estes métodos apresentam-se como os de maior potencialidade nos estudos do Quaternário.

### 2.3.1- Métodos de Mensuração da Luminescência

#### 2.3.1.1 –Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) ou Termoluminescência (TL) ?

De acordo com Sallun *et al.* (2007), a luminescência é uma propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos de emitir luz em resposta a algum estímulo externo que são submetidos previamente à radiação ionizante. Estes estímulos externos podem estar associados à temperatura (Termoluminescência - TL), estímulo óptico (Luminescência opticamente estimulada – LOE ou Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos – LERI) e ainda por pressão (Triboluminescência), por reações químicas (Quimioluminescência), por radiação eletromagnética (Radioluminescência) ou por radiação ionizante (Fotoluminescência)

A medição da luminescência de um cristal sólido, como o grão de quartzo ou feldspato, permite determinar quando um mineral foi exposto a luz solar pela última vez e, em outras palavras, determina quanto tempo o mineral permaneceu soterrado, estabelecendo uma idade absoluta para um depósito sedimentar. Nesse sentido, é importante reconhecer as condições sedimentares do ambiente deposicional, bem como o tipo do método a ser utilizado (TL, LOE) a fim de compreender se houve condições de

“zerar” a luminescência anterior da amostra e, com isso, aumentar o grau de confiabilidade dos resultados.

Godfrey-Smith *et al.* (1988) demonstrou que os níveis de LOE em quartzo e feldspato reduziram a níveis abaixo de 5% com a exposição a luz solar por 1 minuto. E o sinal TL reduziu a níveis abaixo de 20% do sinal inicial, após 35 minutos de exposição solar em feldspato e 200 minutos para grãos de quartzo (figura 33). Logo, o grão pode ser zerado muito mais rápido no caso da LOE, o que pode ser muito mais interessante em termos de processos geomorfológicos uma vez que, após os processos de erosão, transporte e deposição, os grãos precisarão de poucos minutos à exposição solar para zerar a LOE anterior e registrar a idade de um novo ciclo deposicional. Depois de soterrado, a amostra terá significativo grau de confiabilidade para ser datado.

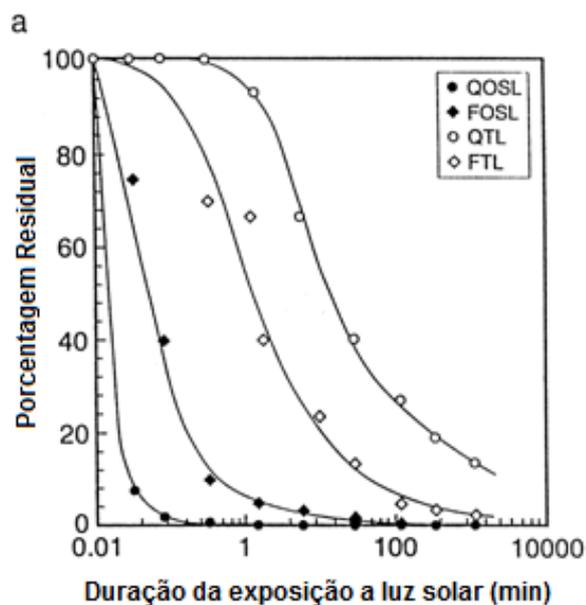


Figura 33: Comportamento de sinal TL e OSL para grãos de Quartzo (QOSL; QTL) e feldspato (FOSL; FTL) à exposição de luz solar (Fonte: Stokes, 1999)

Em caso de grãos que estão sob uma coluna d'água, como sedimentos marinhos e fluviais, Rendell *et al.* (1994) verificaram que o sinal LOE de quartzo e feldspato foram eficientemente zerados após 3 horas de exposição a luz solar até uma profundidade de 12 metros de coluna d'água, embora o espectro solar seja mais atenuado. Já o sinal TL, não conseguiu ser completamente zerado.

### 2.3.1.2 – Mensuração da idade de uma amostra a partir da Luminescência

A obtenção da idade de uma amostra a partir de técnicas de luminescência é calculada através da seguinte equação:

$$\text{Idade} = \frac{\text{Paleodose (P)}}{\text{Dose anual}}$$

A Paleodose (P) também é conhecida como Dose Equivalente (DE) e corresponde a radiação ionizante derivado do decaimento de isótopos de Urânio, Tório e Potássio e ainda também de radiação cósmica adquirido durante o tempo de soterramento. Logo, se é conhecida a Dose Anual desta radiação ionizante, tem-se a idade da amostra. A unidade padrão de radiação absorvida chama-se Gray (Gy).

#### - Métodos para determinação da Paleodose (P) ou Dose Equivalente (DE):

Segundo Stokes (1999) há dois principais procedimentos para obtenção da Paleodose. Em todos os casos podem ser utilizados até 80 alíquotas. Os dois métodos são descritos abaixo:

##### a) O método de doses adicionais (Additive Dose Method):

Envolve a mensuração da Luminescência natural e da luminescência de outras alíquotas que estarão sujeitas à quantidades adicionais de radiação ionizante. A relação entre a luminescência natural e a dose de radiação adicionada produz em curva de crescimento que pode ser usada para definir a tendência de crescimento do sinal com a dose. Esta informação pode ser estimada pela extrapolação da curva até o eixo x do gráfico, conforme mostra a figura 34. A extrapolação de curvas de crescimento pode gerar significativas incertezas na Paleodose (P) estimada.

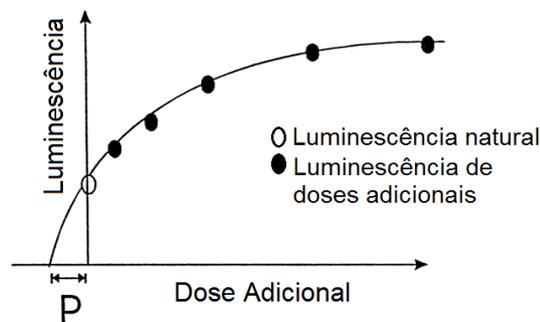


Figura 34: Gráfico ilustrativo utilizado para determinar a Paleodose (P) pelo método das doses adicionais. (Modificado de Stokes, 1999)

b) Método de Regeneração Total (Regeneration Method):

Este método envolve a mensuração da intensidade da luminescência natural e da intensidade da luminescência da alíquota cujo sinal natural foi primeiramente removido, para receber doses conhecidas de radiação ionizante. Neste caso, a paleodose é estimada pela projeção da intensidade da luminescência natural até o crescimento da curva de regeneração total, conforme mostra a figura 35.

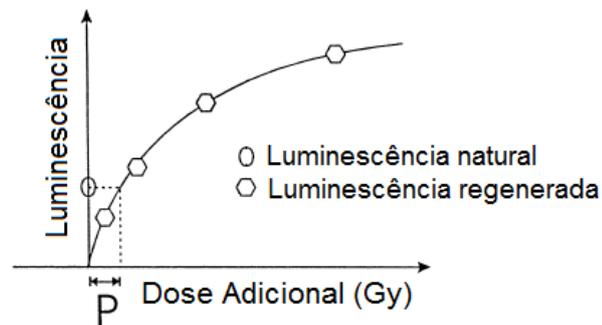


Figura 35: Gráfico ilustrativo utilizado para determinar a Paleodose (P) pelo método da regeneração total. (Modificado de Stokes, 1999)

**- Procedimentos para determinação da Dose Anual:**

Conforme já mencionado, a idade da amostra é calculada em função da paleodose (P) ou (DE) e da dose anual de energia total absorvida pelo cristal. Esta última corresponde a  $DA_\gamma$ ,  $DA_\beta$  e  $DA_{r.c.}$  relativas às radiações- $\gamma$  e partículas- $\beta$  e os raios cósmicos, respectivamente conforme mostra a equação abaixo.

$$\text{Idade: } \frac{\text{Paleodose (P)}}{\text{Dose anual}} = \frac{\text{Paleodose (P)}}{DA_\gamma + DA_\beta + DA_{r.c.}}$$

Os depósitos sedimentares recebem radiações ionizantes a partir dos raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais. A exatidão desses valores é importante para a obtenção de resultados confiáveis, já que as idades obtidas são inversamente proporcionais à dose da radiação ionizante. No caso dos isótopos, as doses anuais são mensuradas através da determinação de teores de  $U^{235}/U^{238}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$  por espectroscopia- $\gamma$  da própria amostra, utilizando detectores de germânio ou de NaI(Tl) (Sallum *et al.* 2003).

Os raios cósmicos originam-se fora do sistema solar e penetram na atmosfera quando são partículas com energias maiores que 2,2 GeV. Esta radiação aumenta com a latitude até chegar a um valor constante nos pólos, aumentando aproximadamente 6,5% até

40° de latitude. Nesse sentido, a intensidade das radiações cósmicas pode ser calculada a partir da altitude, latitude e tipo de rocha.

Segundo Sallum *et al.* (2003), a primeira medida experimental de dosimetria *in situ* de radiação cósmica para datação de sedimentos no Brasil foi realizada no Rio Paraná em São Paulo no ano de 2005 e uma segunda medição experimental ocorreu em Piauí um ano depois. Segundo os autores foi encontrada uma diferença de 20% entre a média experimental e teórica para as duas regiões mencionadas, introduzindo erros proporcionais nas idades obtidas por luminescência. Tal resultado indica a necessidade de novas medidas de radiações cósmicas para outras regiões do Brasil, para que as idades sejam cada vez mais precisas.

### 2.3.2- O Protocolo SAR

O Protocolo SAR foi formalizado por Murray e Wintle (2000) e tem sido o principal e mais usado método de análise nos últimos anos. Este procedimento envolve a determinação da DE (Dose Equivalente) utilizando a abordagem da alíquota única (para cada alíquota é extraída uma DE), bem como o método de regeneração total nas amostras. Na verdade, o resultado mais importante do desenvolvimento deste protocolo refere-se a avaliação da sensibilidade da luminescência ( "luminescence sensitivity" ). Em laboratório, cada alíquota recebe radiação ionizante e é exposta ao aquecimento inúmeras vezes para liberar a luminescência, logo é importante avaliar se o material permanece com a mesma eficiência inicial de armazenar a radiação e emitir a luminescência.

Para avaliar esta sensibilidade, são intercaladas irradiações com "doses regenerativas" e irradiações com "dose teste" e conseqüentemente são obtidas luminescência regenerativa e a luminescência teste. Conforme mostra a figura 36, primeiramente é mensurado a LOE natural ( $L_N$ ), cujo sinal está relacionado ao tempo de soterramento e logo, ao processo sedimentar propriamente dito. Esta alíquota torna-se "zerada" e passa a ser irradiada com uma primeira Dose regenerativa ( $R_1 = 10$  Gy) que irá resultar na mensuração de um sinal LOE ( $L_1$ ) e novamente ela tem o sinal removido. Para cada procedimento de dose regenerativa ( $L_x$ ) é dada uma dose fixa de irradiação conhecida como Dose Teste (neste caso, 5 Gy) que também irá resultar numa medida de LOE teste ( $T_1$ ). Este processo é repetido de acordo com o número de doses regeneradas para cada alíquota. Cabe ressaltar que a Dose teste também é aplicada após a mensuração da LOE natural.

Em teoria, se a Dose Teste é sempre a mesma, a LOE teste deve também ser a mesma se a sensibilidade da luminescência não for alterada. Porém, na prática a

sensibilidade é alterada e, neste caso, a fim de considerar esta mudança, a curva de calibração é feito num gráfico que mostra a razão  $L_x / T_x$  como função da Dose Regenerativa (Laboratory Dose – Gy) (figura 36).

Uma série de curvas de calibração relativas ao número de alíquotas são produzidas, gerando conseqüentemente o mesmo número de DE e Idades. Logo, é possível produzir um histograma e interpretar a variação na amostragem, embora o resultado final geralmente seja estabelecido a partir de uma média das idades. Contudo, Duller (2004) ressalta a necessidade de melhor investigação nos gráficos cujas amostras apresentam uma distribuição de DE relativamente dispersa, onde a média simplesmente pode não ser um bom parâmetro. Desta forma, há também a necessidade do desenvolvimento de mais modelos estatísticos capazes de melhor estimar a idade das amostras, sobretudo nestes casos mais complexos.

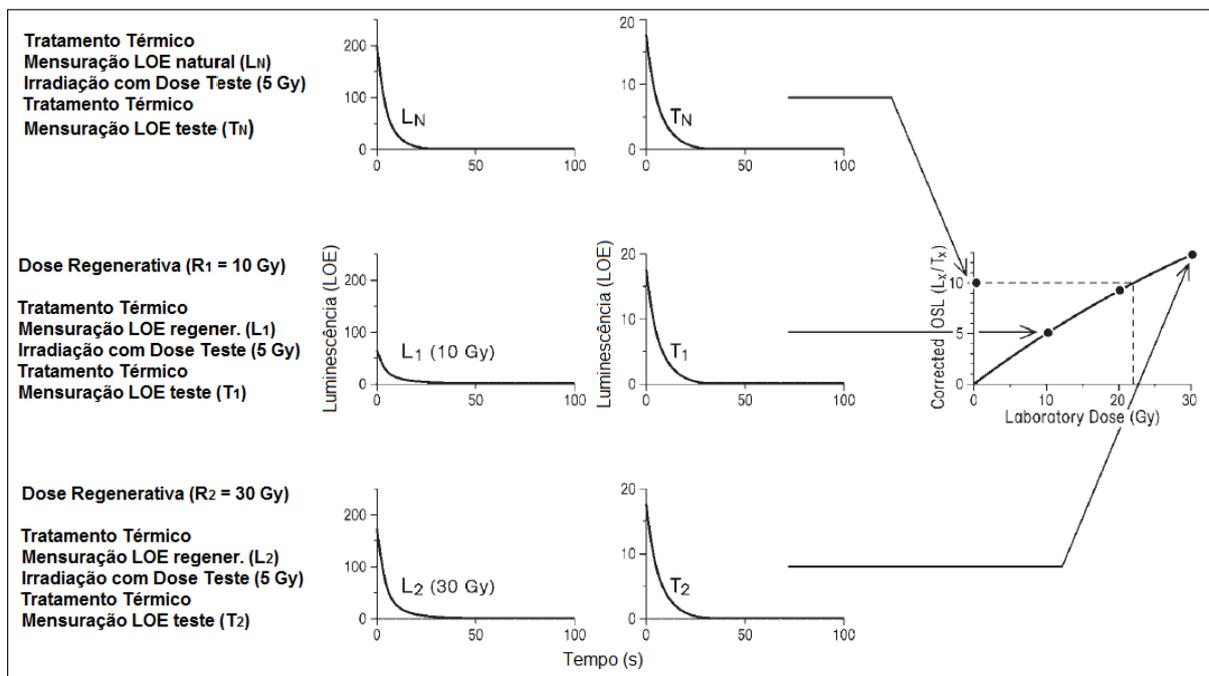


Figura 36: Método do Protocolo SAR aplicado ao grão de quartzo. (modificado de Duller, 2004)

### 2.3.3 - Avaliação da exposição à luz durante a deposição: sedimentos com luminescência prévia zerada e sedimentos com luminescência residual.

Durante o transporte e deposição dos sedimentos, estes devem ficar em contato com a luz solar durante algum tempo. Isto é o que permite que eles tenham o sinal “zerado” de luminescência referente à uma fase deposicional pretérita, antes deles serem soterrados e passarem a armazenar o novo sinal relativo ao atual evento. As amostras para datação referentes a ambientes eólicos, como dunas por exemplo, apresentam umas das melhores

respostas ao método, com desvio padrão baixo de valores de DE entre as alíquotas, onde a média pode ser usada com frequência e segurança para a obtenção das idades.

Por outro lado, existem amostras que podem conter grãos que não foram suficientemente zerados durante a deposição. Segundo Clarke *et al.* (1999), geralmente estes grãos são expostos a luz solar de forma heterogênea e por um curto intervalo de tempo, onde a remoção da luminescência prévia ocorre de maneira parcial. Depois de soterrados, estes grãos passam a receber a radiação ionizante do ambiente local, armazenando o novo sinal. Porém, este será acumulado de forma adicional ao sinal prévio (sinal residual + sinal pós-deposicional) e resultará numa DE e idade superestimada. Além disso, como estes grãos possuem características de sinal heterogêneo, a DE das alíquotas podem ser discrepantes, apresentando um desvio padrão alto e neste caso, a média não resultará em uma idade acurada em relação a última deposição do sedimento. Neste caso, segundo o mesmo autor, a idade seria considerada “arbitrária” em termos geocronológicos. Para diferenciar os dois tipos de amostras, Clarke (1999) sugere que amostras com desvio padrão maior que 5 Gy entre os valores de DE defina as amostras com sinal residual.

Olley *et al.* (1998) mostrou este padrão ao comparar amostras modernas de sedimentos eólicos e fluviais. O primeiro resultou numa distribuição unimodal, correspondendo a uma DE zero e o segundo resultou numa distribuição mais dispersa, indicando uma provável mistura de grãos zerados e não-zerados, conforme mostra a figura 37.

Outro motivo para a dispersão de valores de DE e alto desvio padrão refere-se a presença de grãos anômalos. Segundo Duller *et al.* (2000), 75% do total de luz emitida por uma alíquota emana de apenas 1-2% dos grãos. Muitos deles simplesmente não tem capacidade de emitir luz, por motivos ainda não muito bem esclarecidos.

Duller *et al.* (2004) ressaltou a importância do desenvolvimento do Protocolo SAR para melhor compreender e analisar os padrões de distribuição das alíquotas e, com isso, identificar as amostras cujos grãos foram efetivamente zerados. Dependendo da alíquota, pode haver grande proporção de grãos suficientemente zerados, resultando numa Dose Equivalente menor; e outras alíquotas podem conter alta proporção de grãos não zerados, resultando numa Dose equivalente maior. Nesse sentido, o autor sugere que o número de grãos por alíquota irá influenciar o padrão de distribuição das amostras. Caso a amostra seja complicada do ponto de vista do método, contendo grãos com luminescência residual, quanto maior for o a quantidade de grãos por alíquota mais difícil será de identificar e separar as alíquotas com luminescência residual e/ou com grãos que não emitem luminescência.

Há também pesquisas que verificaram alterações da paleodose em sedimentos associados a terraços marinhos em função de intemperismo químico que podem concentrar

elementos radioativos, além de migração de grãos de quartzo para níveis inferiores, o que pode subestimar as idades, conforme verificado por Jeong *et al.* (2007).

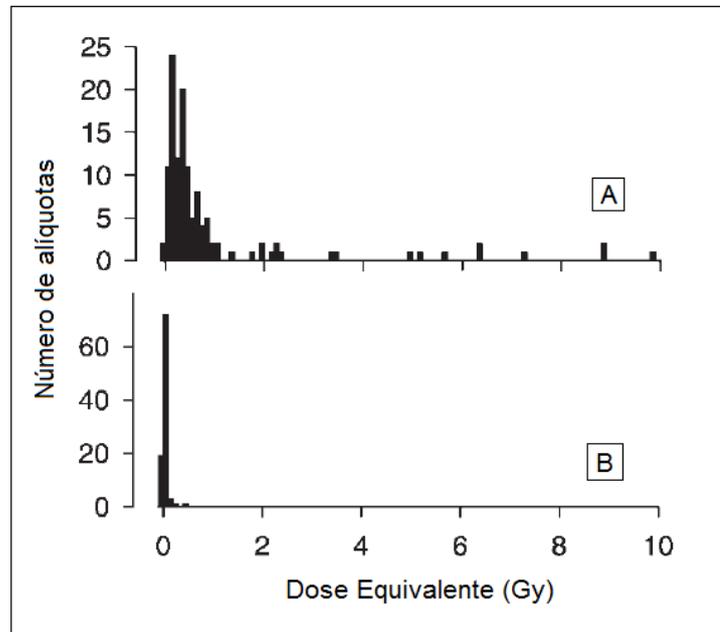


Figura 37: Mensuração de Dose Equivalente em alíquotas de quartzo de ambiente fluvial (A) e eólico (B). (Modificado de Olley, 1998)

Considerando esta discussão a cerca da qualidade dos resultados e da análise das características do sinal de luminescência da amostra, tem sido consenso entre os autores citados a importância da análise por alíquota única e, conseqüentemente, o desenvolvimento do protocolo SAR, uma vez que este possibilita a organização dos dados a partir de uma variação de amostragem. Além disso, também é ressaltado a necessidade por modelos estatísticos capazes de lidar com as amostras complexas do ponto de vista do método, que possam extrair idades mais confiáveis dos eventos deposicionais.

Recomenda-se cautela para o uso da datação por luminescência nestes casos, quando há ausência de datações por  $C^{14}$  como forma de controle para os resultados. Frente a estas questões, Duller *et al.* (2004) sugere que o intervalo temporal seguro de abrangência do método chegue até 100.000 anos no caso de amostras com grãos efetivamente “zerados”, por exemplo, no caso de ambientes eólicos. E no caso de amostras referentes a outros depósitos, esta abrangência temporal irá depender do grau de luminescência residual e da existência de grãos anômalos.

#### 2.3.4. - Luminescência residual em sedimentos costeiros

Segundo Richardson (2001), certos ambientes deposicionais costeiros como dunas e praias arenosas são consideradas boas fontes para datações pelo método da luminescência. Ainda assim, o autor ressalta que em locais onde a deposição de sedimentos se dá através de uma coluna d'água, os grãos podem não efetuar a liberação do sinal da deposição anterior, uma vez que os níveis de luz são reduzidos em função da atenuação d'água.

Com o objetivo de verificar até que ponto os sedimentos costeiros deixam armazenados sinal residual, o autor coletou e datou sedimentos de análogos de planícies lamosas de intermaré (ambiente estuarino), depósitos de planície de inundação (considerado pelo autor, ambiente estuarino), de superfície de dunas e depósitos de face de praia, considerando que este último reflete a exposição a luz solar por poucas horas, depois do ciclo de maré alta.

Um dos métodos utilizados foi o IRSL ( Infra-red stimulated luminescence) a partir de alíquota única. Os resultados mostraram que a Dose Equivalente foi efetivamente zerada nas amostras de dunas ( entre -0,30 e 0,15 Gy) e considerada desprezível no ambiente de face de praia (0,29 Gy). Já as amostras associadas ao ambiente estuarino, a DE variou entre 3,21 e 6,21 Gy. Neste caso, espera-se que as amostras referentes aos ambientes subaéreos provavelmente tenham os seus valores de DE desprezíveis em poucas centenas de anos de soterramento, enquanto que as amostras de ambientes subaquosos podem gerar idades errôneas, talvez superestimando em milhares de anos. Além disso, estes erros podem ser ainda maiores caso a técnica utilizada seja TL ao invés de técnicas de luminescência óptica.

O mesmo autor também ressalta a importância do valor do conteúdo de água que é estimado para o processamento das amostras. Além deste componente estar relacionado com a não possibilidade de zerar o sinal prévio das amostras, o valor estimado também tem influência no resultado da idade. Quanto maior for o valor do conteúdo de água, mais antiga será amostra.

Análogos modernos de ambientes costeiros também foram datados por Argylan *et al.* (2005) em ambientes de face praial e dunas, ambos associados as feições de cristas de praia. As datações foram feitas com LOE, utilizando protocolo SAR, com 20 a 40 alíquotas. Os resultados indicaram que os sedimentos de face praial e de dunas são praticamente, se não completamente, zerados; significando uma emissão de LOE residual menor que 100 anos.

Finalmente, ambos os autores citados ressaltam a importância de considerar o ambiente deposicional das amostras, particularmente quando sequências investigadas são

referentes ao Holoceno que, em teoria, significa armazenamento de Dose Equivalente menor.

### 2.3.5- Datação por luminescência em feições costeiras

As técnicas de datação por Luminescência têm sido utilizadas em diferentes sistemas deposicionais, podendo ser os sedimentos de origem terrestre, subaquoso e até mesmo marinho. Recentemente têm sido bastante utilizado em ambientes fluviais, coluviais, vulcanoclásticos e costeiros.

Com relação a este último ambiente, a maioria das feições e depósitos datados por luminescência refere-se às dunas costeiras e terraços marinhos, sobretudo nas investigações referentes ao litoral brasileiro, conforme identificado em Dillenburg (1994), Barreto *et al.* (2002), Giannini *et al.* (2003) e Suguio *et al.* (2011).

Recentemente, os trabalhos sobre a geocronologia por luminescência em planícies de cristas de praia têm confirmado a potencialidade desta feição deposicional no uso de tais métodos, embora os trabalhos tenham sido muito poucos quando comparado com as demais feições costeiras, onde podemos destacar Reiman *et al.* (2010), Rink e López (2010), Nielsen *et al.* (2006), Bristow e Pucillo, (2006), Argilan *et al.* (2005), Banerjee *et al.* (2003) e Murray-Wallace *et al.* (2002). A maioria dos trabalhos utilizam o Protocolo SAR como procedimento metodológico, com um número de alíquotas variando entre 12 e 40.

De acordo com Nielsen *et al.* (2006), a investigação geocronológica destas feições permite a construção de modelos evolutivos de planícies, bem como formulação de taxas de progradação da linha de costa, considerando o princípio de que cada crista tem a mesma idade ao longo de seu comprimento. Segundo, se a altimetria da base de cada crista é conhecida, estes dados podem ser combinados e atuarem como indicadores para os modelos de curvas de variações do nível do mar.

Na planície costeira de Denmark, os mesmos autores coletaram 20 amostras abaixo da camada pedogenética da crista e dataram por LOE, utilizando Protocolo SAR. Os resultados indicaram que as cristas formaram-se nos últimos 2.700 anos, com uma taxa de progradação estimada em 2,0 m/ano. Neste sentido, foi considerada uma média de 15 anos para formação de cada crista.

Ainda assim, o estudo considerado pioneiro em datação por LOE em cristas de praia refere-se ao trabalho de Murray-Wallace *et al.* (2002) ao sul da Austrália. Considerando toda a discussão teórica a cerca destas feições, esta planície é considerada como de cristas de dunas frontais reliquias que seriam, resumidamente, cristas de praia sob pacote eólico espesso. Foram coletadas 12 amostras das fácies eólicas, a aproximadamente 1,5 de

profundidade. Foi utilizado protocolo SAR, com alíquotas variando entre 12 a 25 para determinação de Dose Equivalente, cujo desvio padrão ficou em média 0,012 Gy.

Das doze amostras, foram encontradas duas inversões. Uma delas apresentava-se dentro da margem de erro; porém, a segunda, com inversão bem mais significativa, os autores sugeriram uma deflação localizada, com posterior deposição tardia. Ainda assim, os resultados indicaram que a construção da planície foi bastante rápida durante os últimos 5000 anos, sendo possível estimar uma taxa de progradação de 0,39 m/ano para os últimos 4000 anos.

Os autores também compararam resultados da LOE com idades obtidas por  $C^{14}$  em material carbonático. Foi encontrada uma diferença máxima de 2.710 anos, uma vez que a idade mais antiga por  $C^{14}$  foi de  $7.670 \pm 150$  anos, o que provavelmente reflete um retrabalhamento do material. Nielsen *et al.* (2006) também haviam ressaltado os erros inerente ao método do  $C^{14}$ , especificamente para estas feições. Os resultados podem refletir a idade do material datável transportado e não do depósito, podendo, neste caso, fornecer uma idade mais antiga. No caso das datações serem advindas de turfa geralmente concentradas nas depressões entre as cristas, estas podem estar contaminadas por matéria orgânica moderna e, neste caso, fornecer idades mais novas.

De forma geral, os trabalhos citados ressaltam o sucesso da datação por luminescência em depósitos de planícies costeiras, sejam em fácies eólicas ou praias. Contudo, a maioria dos trabalhos é relativo à sequências deposicionais holocênicas. Conforme ressaltou Duller *et al.*(2004), há uma certa insegurança quando o método é aplicado em depósitos mais antigos, assim como não há um consenso do alcance temporal do mesmo. Além disto, se os depósitos são muito antigos, há um aumento da dificuldade de sua preservação, o que também explica o número reduzido de trabalhos que abordam as datações por luminescência em planícies costeiras pleistocênicas.

Wood (1994) datou amostras de sedimentos costeiros, de uma planície parcialmente preservada do litoral da Tunísia, a partir de LOE. Foram coletadas 5 amostras e processadas a partir de alíquota única e do método de doses adicionais. As idades encontradas indicaram que a deposição está relacionada ao estágio isotópico 5e (115 – 130 mil anos). Uma das amostras indicou inversão de idades em relação às amostras adjacentes, embora tal diferença estivesse dentro da sua respectiva margem de erro. Também foi relatada uma idade encontrada superior a um milhão de anos, que não foi considerada confiável pelo autor pela possível presença de grãos com luminescência residual. De maneira geral, o autor concluiu por um grau significativo de incerteza nas amostras coletadas. Depósitos semelhantes pleistocênicos foram datados no Brasil por Barreto *et al.* (2002) e Suguio *et al.* (2011).

Murray e Funder (2003) coletaram 25 amostras de depósitos costeiros expostos na forma de falésias com o objetivo de verificar o potencial da abrangência temporal do método em sedimentos costeiros. Foi utilizado protocolo SAR e número de alíquotas variando entre 24 e 42. As amostras indicaram deposição relativa ao estágio isotópico 5 e os resultados foram considerados bastante satisfatórios. Os autores concluíram que o método é eficiente para datação de amostras relativa a depósitos mais antigos.

Banerjee *et al.* (2003) também buscaram testar a eficiência da datação por LOE para uma abrangência temporal de até 250.000 anos. As amostras foram coletadas numa planície costeira localizada ao sul da Austrália. Esta área é considerada de grande interesse por talvez ser a planície costeira mais bem preservada com registros deposicionais de até 800.000 mil anos. Foram utilizadas 7 amostras, com número de alíquotas variando entre 17 e 68 para o método SAR.

Este trabalho mostrou resultados de idades para complexos de barreiras seqüenciais entre 60.000 e 710.000 anos e foram consideradas bastante próximas das demais idades obtidas por IR-LOE, série de Urânio, paleomagnetismo e estágios isotópicos de oxigênio, concluindo que as idades mostraram-se coerentes com as idades de trabalhos prévios.

Logo, apesar da maioria dos trabalhos serem referentes a planícies Holocênicas, alguns trabalhos sugerem um bom alcance temporal do método para idades mais antigas. E, além disso, apesar das dunas serem constantemente citadas como o depósito ideal para datação por luminescência, a literatura recente tem indicado o bom potencial para os depósitos praias. Isto tem gerado positivos resultados na investigação Quaternária de planícies costeiras, sobretudo a partir da aplicação do método em cristas de praia.

# Capítulo 3

## Materiais e Métodos

### 3- Materiais e Métodos

#### 3.1 – Introdução

Para alcançar os objetivos do presente trabalho foram utilizados métodos e técnicas referentes ao mapeamento geomorfológico, investigação em subsuperfície e geocronologia, conforme é apresentado na figura 38. Essas etapas metodológicas envolveram o mapeamento geomorfológico de detalhe na escala 1:25.000 e transectos cortando transversalmente a planície a partir da utilização de DGPS de dupla frequência. A investigação de subsuperfície foi realizada através de perfis de GPR e sondagens à percussão. Nos testemunhos obtidos à partir deste último foram retiradas as amostras para obtenção de idades pelo método LOE e C<sup>14</sup>.

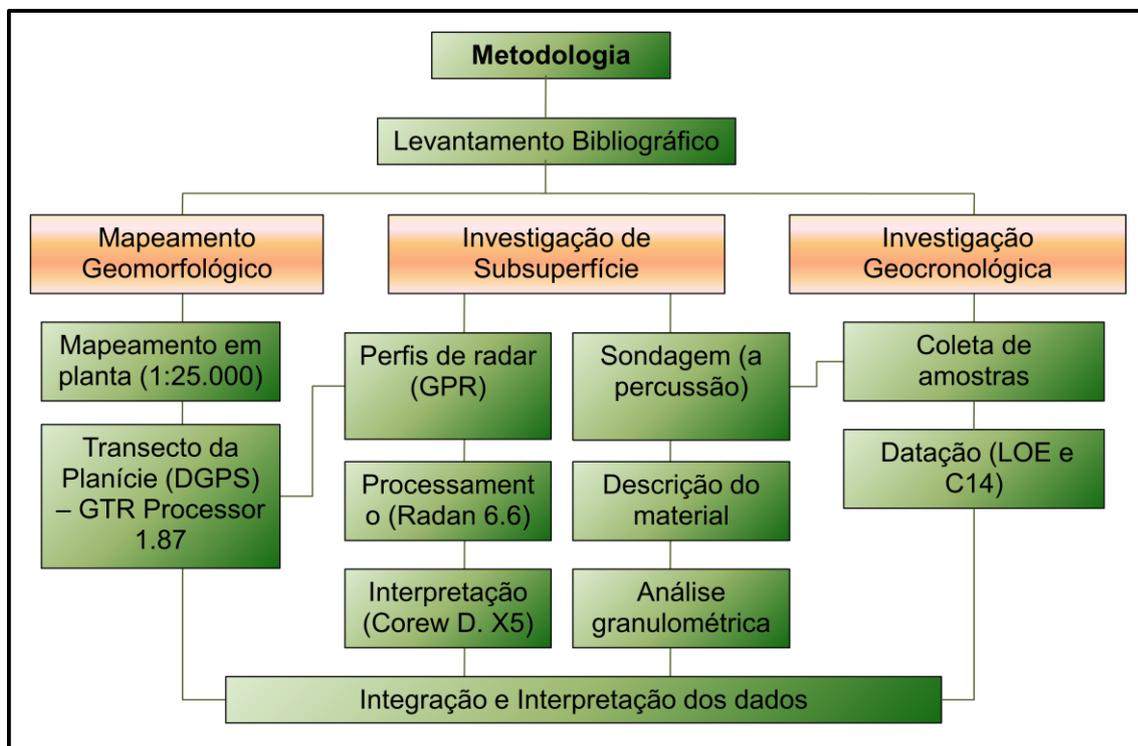


Figura 38: Fluxograma resumido das etapas metodológicas.

Considerando a elevada extensão da planície costeira, as investigações se concentraram em duas áreas da planície e pontos distribuídos na barreira frontal. Cabe ressaltar que, em função das dificuldades de acesso e logística de campo, nem todas as etapas metodológicas foram realizadas nas respectivas áreas. Conforme mostra a figura 39, na área 1 foram concentradas todas as etapas de investigação, e na área 2, foram realizadas as etapas de transecto e perfis de radar, assim como a áreas pontuais na barreira frontal.

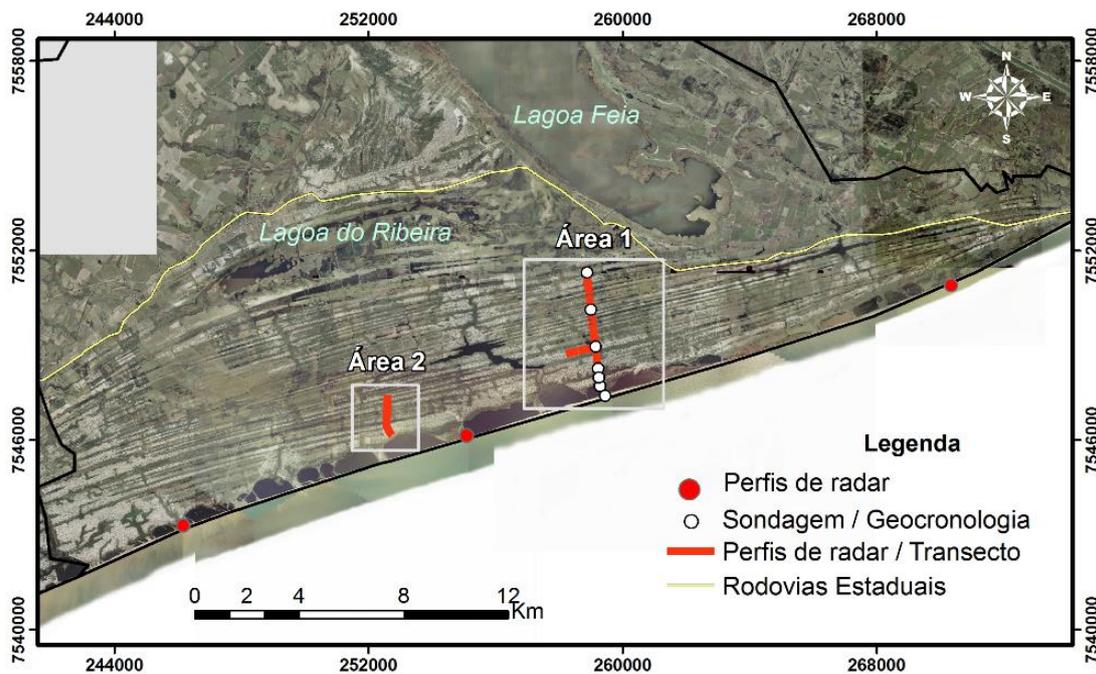


Figura 39: Localização das principais etapas metodológicas na planície costeira.

### 3.2 – Aquisição de dados de superfície

#### 3.2.1 - Mapeamento Geomorfológico

O mapeamento geomorfológico da planície costeira foi realizado a partir da vetorização de feições como cristas de praia, terraço lagunar, esporão lagunar, lagoas, drenagens e barreira frontal, conforme mostra a tabela 2. Foram utilizadas Ortofotos georreferenciadas, com resolução espacial de 1m e ano de referência 2005, disponibilizados pelo IBGE. A alta resolução da imagem permitiu um mapeamento de detalhe, na escala 1:25.000 conforme mostra a figura 40.



Figura 40: Identificação das principais classes de mapeamento geomorfológico na escala 1:25.000, sob ortofotos

Tabela 2: Classes utilizadas para o mapeamento da planície costeira e definições adaptadas de Suguio (1992).

Cristas de Praia	Feições arenosas e alongadas dispostas paralelamente à paleolinhas de praia e separadas entre si por depressões. Podem ser separadas por unidades, considerando o alinhamento das cristas e a presença de truncamentos.
Esporão Lagunar	Feição deposicional arenosa conectada ao continente e outra extremidade projetada para dentro da lagoa. É formado pela ação de ondas e correntes internas no corpo lagunar.
Terraço Lagunar	Feições formadas pela exposição subaérea de sedimentos de fundo lagunar por abaixamento do nível da laguna, geralmente correspondendo às bordas da laguna.
Barreira Frontal	Feição arenosa que se estende paralelamente ao litoral. Contém o subambiente de praia, sendo submetido a ação direta das ondas. Pode isolar as lagoas costeiras, formando um sistema barreira-laguna.
Lagoa / Drenagem:	Corpo de água raso, em geral mantendo comunicação restrita com o mar ou separada do oceano por uma barreira arenosa. / Drenagem: Curso de água natural ou artificial que serve de interligação entre corpos de água maiores.

Após a vetorização das feições costeiras realizadas no ArcGis 9.3, foi utilizado a base geomorfológica do CPRM para edição de bordas e integração de outras classes geomorfológicas do entorno da planície costeira, como planícies fluvio-lagunares, domínio colinoso, tabuleiros e planícies aluviais.

### 3.2.2 - Aquisição de dados topográficos

Foram realizados três perfis topográficos à planície costeira, totalizando uma extensão de 7.150m. Os dois primeiros perfis foram aquisitados utilizando DGPS de dupla frequência (Diferencial Global Position System) em modo cinemático, com auxílio de veículo tracionado (figuras 41C e 41E). Os dados altimétricos foram ajustados a partir de dados disponíveis pelo RBMC (Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo), cujo processamento foi realizado no programa GTR-Processor 2.87. O perfil 1, mais extenso, apresentou 5.100m, indo da planície de cristas de praia até a praia atual. O segundo perfil alcançou 1.600m, englobando parte da planície (figura 41-A).

Para o levantamento do perfil 3, o método utilizado foi a topografia tradicional com a utilização de Estação Total (figuras 41B e 41D). Este perfil alcançou 450m de extensão, envolvendo a planície de cristas, um pequeno sistema lagunar e a barreira frontal.

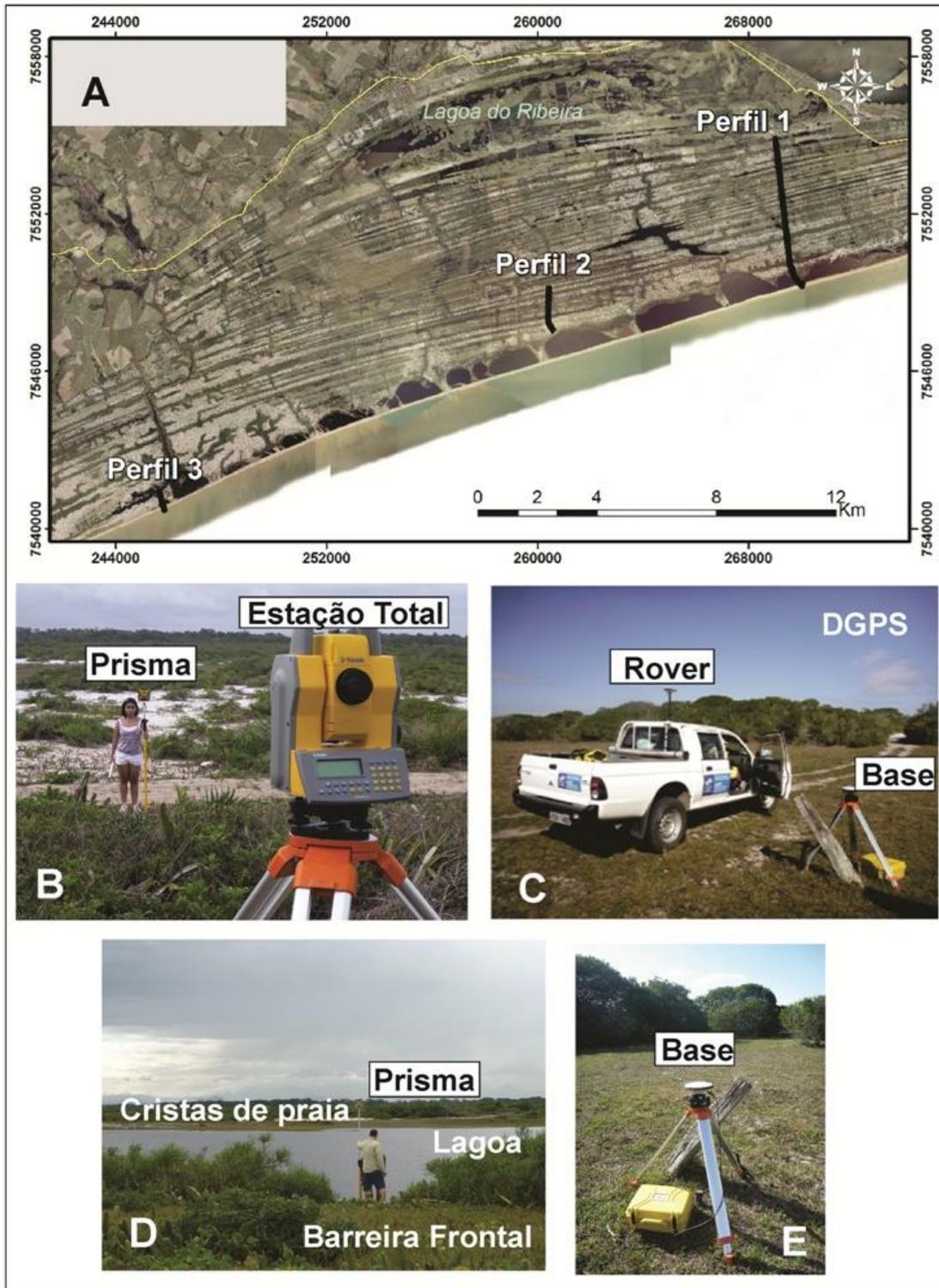


Figura 41: A: Localização dos perfis topográficos; B e D: Topografia com Estação Total; C e E: Topografia com DGPS de dupla frequência.

A escolha dos pontos foi feita considerando principalmente questões de acessibilidade. Como grande parte da planície está inserida numa Unidade de Conservação de Proteção Integral, há poucas estradas que cortam a planície. Além disso, optou-se por utilizar estradas sem aterro, garantindo a coleta de dados mais próxima da topografia real.

### 3.3 – Métodos de Subsuperfície

#### 3.3.1 - Perfis de Radar de Penetração do Solo (GPR)

##### 3.3.1.1 - Aquisição de perfis GPR

Foram aquiridos perfis GPR em modo Common-offset, com antenas de frequência de 200 MHz e 400 MHz. Sobre as cristas de praia, foram utilizadas a frequência de 200 MHz, em perfis transversais à costa e longitudinais. Já nos sistemas barreira-laguna, utilizou-se a frequência de 400 MHz em função da menor penetração do sinal, uma vez que estes perfis encontram-se muito próximos da água salgada (figura 42). Neste caso, optou-se pelo maior detalhamento das estruturas sedimentares.

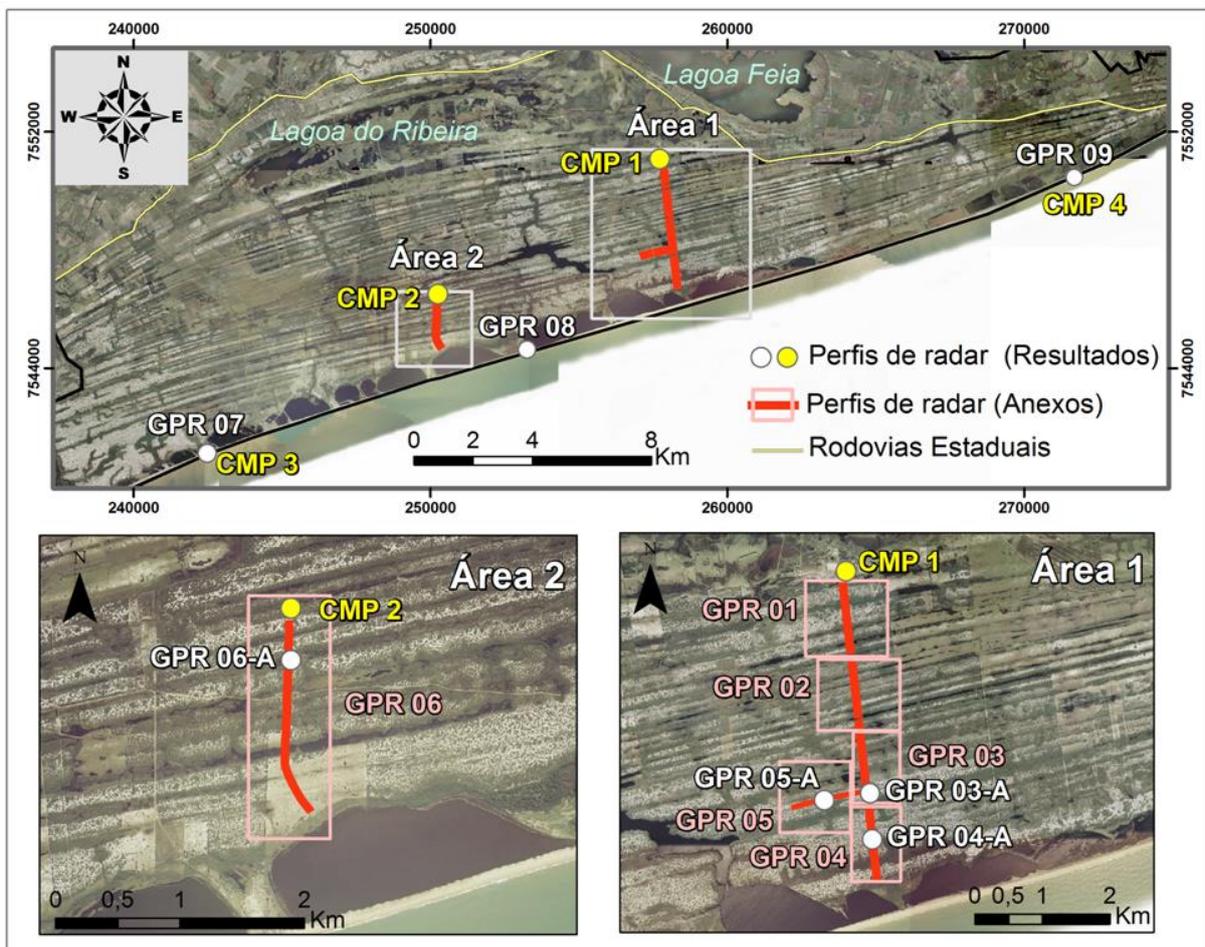


Figura 42: Localização dos perfis GPR.

Na figura 42, a localização dos perfis de radar está separada entre as linhas que serão apresentadas nos resultados e os que estão em anexo. Optou-se por esta organização devido a expressiva quantidade de dados geofísicos que foram aquiridos. Além disso, em função de ampla extensão de algumas linhas (tabela 3) foram separados trechos de melhor representação. A linha GPR 04, por exemplo, aparecerá completa em anexo, enquanto que uma fatia menor, representada pela linha GPR 04-A, aparece descrita em detalhes nos resultados.

Simultaneamente às aquisições de radar, a topografia foi realizada com Estação Total nas linhas GPR 07, 08 e 09 (figura 43C). Nas demais, estes dados foram gerados com DGPS, sobre os perfis topográficos descritos no item 4.2.

Foram aquiridos aproximadamente 8 km de linhas de radar, distribuídos ao longo de 9 perfis. Testes de aquisição foram realizados em novembro de 2010, e os perfis de radar foram obtidos nas campanhas de campo de setembro e outubro de 2011, e julho e setembro de 2012 (tabela 3). No caso de linhas muito extensas, o levantamento foi realizado com veículo tracionado (figura 43A).

Tabela 3: Informações gerais e parâmetros de aquisição dos perfis de radar.

Perfil de Radar	Comprimento (m)	Data	Local	Antena
GPR 01	1060	set/12	Cristas de praia (Área 1)	200 MHz
GPR 02	1090	set/12	Cristas de praia (Área 1)	200 MHz
GPR 03	1120	set/12	Cristas de praia (Área 1)	200 MHz
GPR 04	1120	set/12	Cristas de praia (Área 1)	200 MHz
GPR 05	750	out/11	Cristas de praia (Área 1)	200 MHz
GPR 06	1640	jul/12	Cristas de praia (Área 2)	200 MHz
GPR 07	200	set/11	Sistema Barreira-laguna	400 MHz
GPR 08	410	jul/12	Sistema Barreira-laguna	400 MHz
GPR 09	700	set/11	Sistema Barreira-laguna	400 MHz
<b>Total</b>	<b>8090</b>			
Perfil de Radar	Range	Amostra/scan	CMP	Direção
GPR 01	400 n/s	1024	1	Transversal
GPR 02	400 n/s	1024	1	Transversal
GPR 03	400 n/s	1024	1	Transversal
GPR 04	400 n/s	1024	1	Transversal
GPR 05	365 n/s	1024	1	Long. SW-NE
GPR 06	450 n/s	1024	2	Transversal
GPR 07	150 n/s	1024	3	Transversal
GPR 08	150 n/s	1024	3	Transversal
GPR 09	140 n/s	1024	4	Long. SW-NE

Em relação aos parâmetros de aquisição, no caso da utilização da antena de 200 MHz, a janela de amostragem (Range) variou entre 450 e 365 n/s (nanosegundos); e a antena de 400 MHz, entre 150 e 140 n/s. Em todas as linhas foram utilizadas 1024 amostras por traço (Amostras/Scan).

Buscando a correção da profundidade dos perfis, também foram aquisitados quatro perfis em modo Common mid- point (CMP), com duas antenas separadas, de frequência de 80 MHz (figura 43D). As duas antenas se distanciaram num igual intervalo de 20 cm, atingindo uma extensão de até 20 metros para ambos os lados. Considerando a diversidade de feições na planície, foram aquisitados dois CMPs nas cristas de praia, um CMP no esporão lagunar e outro CMP na barreira frontal. A utilização dos CMPs nos perfis de radar encontra-se discriminado na tabela 3.

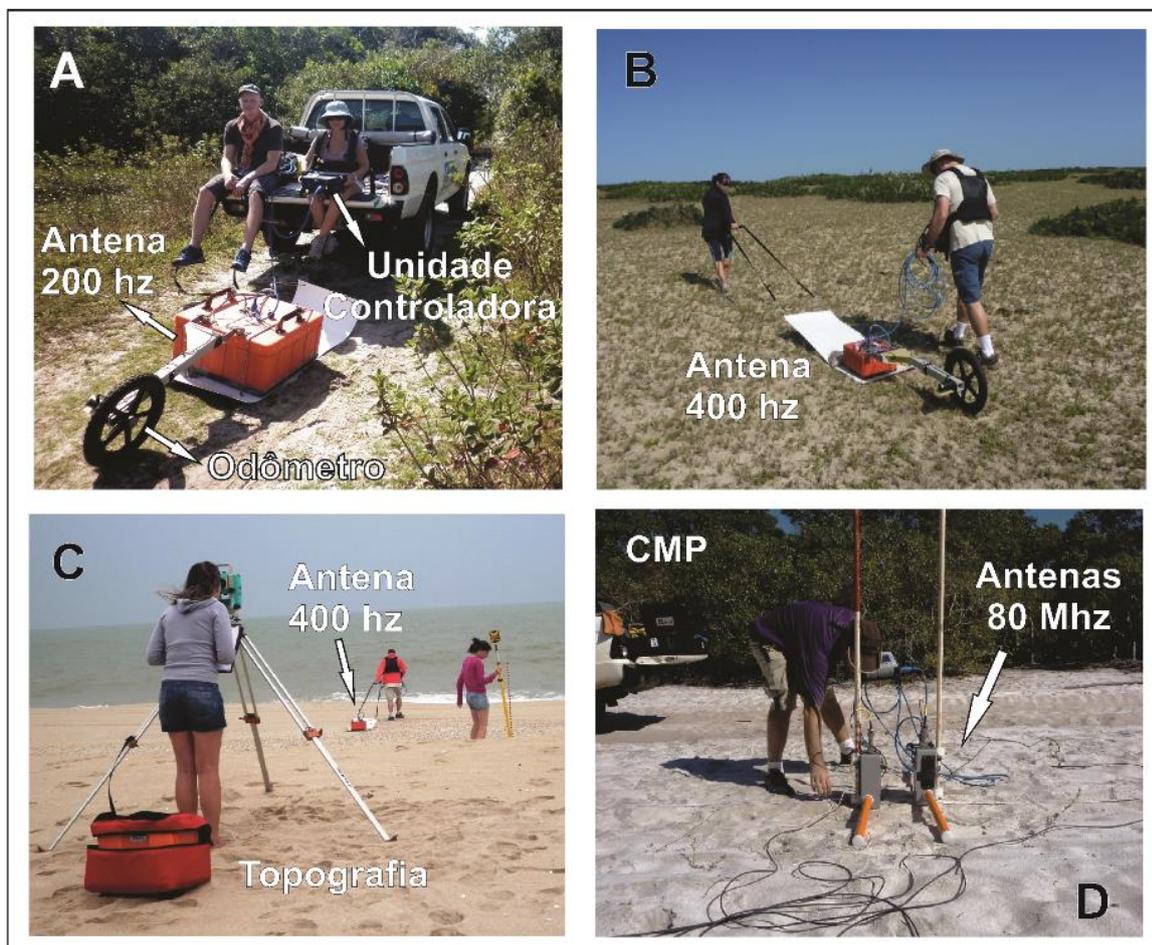


Figura 43: A: Aquisição Common-offset de perfil GPR com antena de 200 MHz (Setembro/2012). B: Aquisição Common-offset de perfil GPR com antena de 400 MHz (Julho/2012). C: Topografia e aquisição de perfil GPR simultâneos (Setembro/2011). D: Aquisição CMP com antena duas antenas de 80 MHz (Julho de 2012).

### 3.3.1.2 - Processamento e interpretação dos perfis GPR

Os dados de GPR foram processados no programa RADAN 6.6 que oferece uma interface prática, considerando as propriedades geofísicas dos respectivos dados. As etapas de processamento foram divididas em fases relacionadas à topografia, perfis de radar Common-offset e perfis de radar CMP, conforme mostra a figura 44.

O processamento dos perfis geofísicos geralmente é iniciado pela verificação das informações de aquisição contido no arquivo Header, como a constante dielétrica. O ajuste do “Tempo-Zero” tem por objetivo corrigir a posição vertical do dado, ajustando a primeira linha de reflexão ao zero n/s, garantindo um correto processamento das demais etapas.

Para remoção ou minimização de ruídos foram utilizados filtros que, através da definição de intervalos de frequência, extraíram ruídos de alta e baixa frequência. Além disso, também foi removida a onda aérea que, apesar de ser o primeiro sinal de radar, não representa o dado real de subsuperfície.

Em seguida, aplicou-se ganho para aumentar a força do sinal, que tende a ser atenuado durante a aquisição da seção GPR e após a aplicação de procedimentos mencionados anteriormente. Esta etapa envolve a redução da amplitude do sinal, como forma de reverter a atenuação. Neal (2004) ressalta que a aplicação de ganho deve ser feita de maneira cautelosa, já que pode produzir ruídos e artefatos devido à amplificação do sinal. Cabe ressaltar que estes recursos também podem ser aplicados durante a aquisição, na unidade controladora.

A natureza da propagação e reflexão do pulso eletromagnético pode gerar difrações, mudanças abruptas de mergulho e reflexões desalinhadas nas camadas em subsuperfície. Esta energia difratada pode mascarar sinais geofísicos de interesse e produzir reflexão errônea do tamanho e geometria de objetos. Para retirar estes produtos foi aplicada a Migração, cuja técnica envolve o colapso de hipérbolas e o ajuste de mergulhos e reflexões para a posição real. Inicialmente, este procedimento foi realizado a partir da estimativa de perfil de velocidade obtido a partir de hipérbolas. Após a realização das linhas de CMP, estas velocidades foram ajustadas quando necessário. Após essa etapa, foi necessária a aplicação novamente de filtros e ganhos.

A correção topográfica foi realizada a partir da inserção manual dos dados altimétricos na tabela mdb dos respectivos arquivos das linhas GPR, que estão em formato dzt. Após esse procedimento, foi utilizado o recurso de empilhamento para alterar a escala horizontal dos perfis, para uma melhor visualização e interpretação dos dados.

Finalmente, o estabelecimento da correta profundidade foi realizado com os perfis de velocidades, gerados a partir da aquisição de linhas CMP. Estes também passaram por

procedimentos como ajuste do “Tempo-Zero” e aplicação de filtros e ganho, conforme mostra a figura 44.

A interpretação dos dados foi obtida a partir da descrição das radarfácies, considerando a morfologia, mergulho, continuidade, terminação e a relação entre os refletores adjacentes. Também foram identificadas as superfícies de radar, que limitam as camadas deposicionais. A interpretação e a produção das figuras finais foram realizadas no programa CoreIDRAW X5.

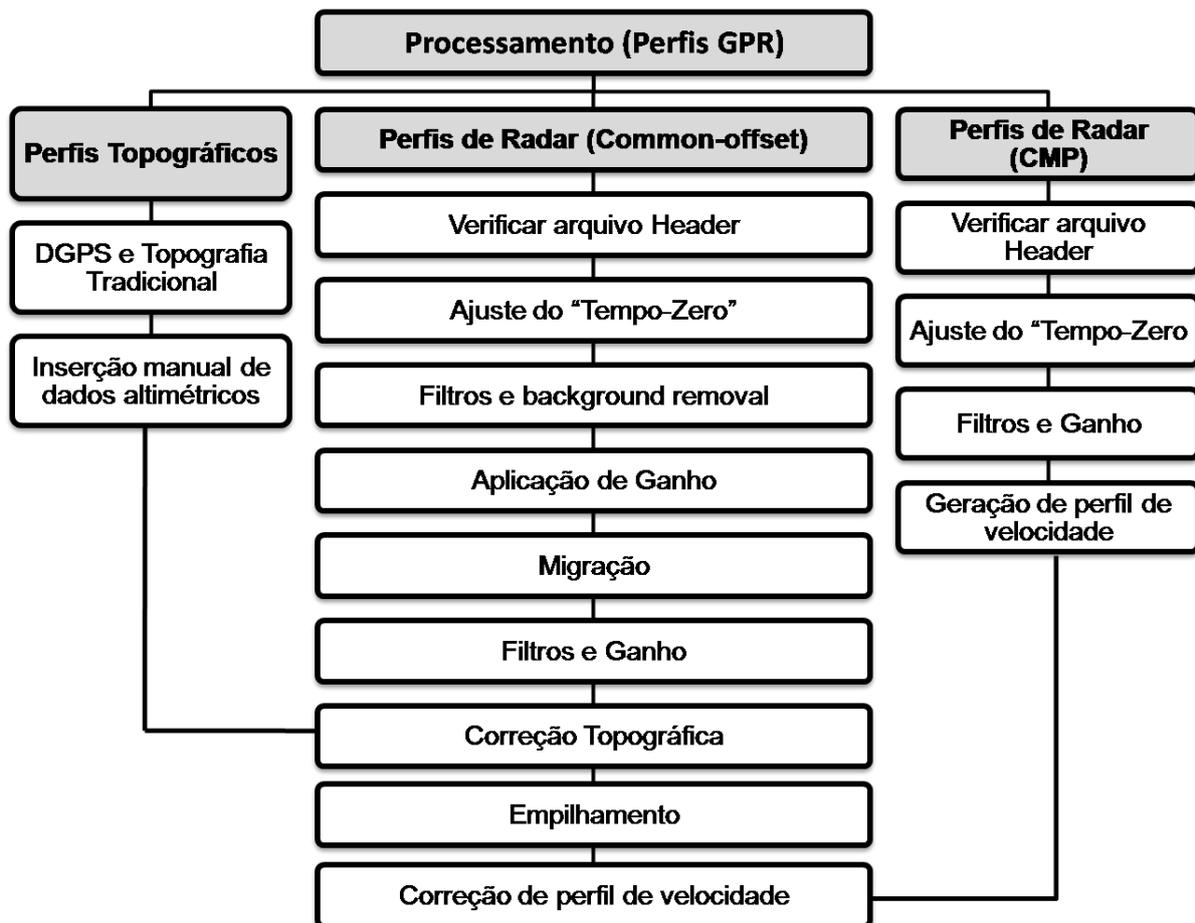


Figura 44: Etapas de processamento dos perfis GPR.

### 3.3.2 – Sondagens

#### 3.3.2.1 - Etapas de Campo

Foram realizadas sete sondagens à percussão na área 1 de execução do trabalho, com o objetivo de retirar amostras para datação e descrever o material em subsuperfície (figura 45). As sondagens foram localizadas em pontos da planície de cristas de praia, esporão lagunar e reverso da barreira frontal (tabela 4).

Esta etapa de investigação necessitou da utilização de duas caminhonetes tracionadas e um caminhão, disponibilizado pela Universidade Federal Fluminense, para o transporte dos materiais referentes à torre de sondagem e tubos de alumínio de 6m de comprimento. Estes materiais foram emprestados pelo Instituto Geociências, da Universidade Federal Fluminense.

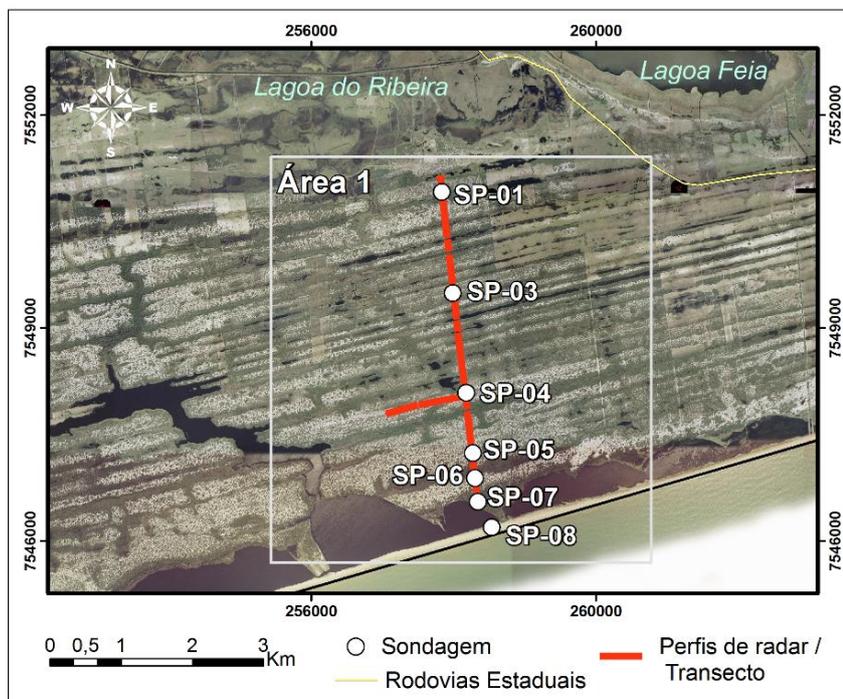


Figura 45: Localização dos pontos de sondagem.

Tabela 4: Informações gerais sobre a localização dos pontos de sondagem. As coordenadas são UTM (Fuso 24S), datum de referência WGS-84.

Testemunho	Coord (Long)	Coord (Lat)	Descrição
SP-01	257836	7550917	Cristas de praia
SP-03	257986	7549490	Cristas de praia
SP-04	258173	7548085	Cristas de praia
SP-05	258271	7547235	Cristas de praia
SP-06	258298	7546885	Cristas de praia
SP-07	258340	7546549	Esporão lagunar
SP-08	258536	7546191	Reverso da barreira frontal

A realização das sondagens ocorreu numa campanha de campo de uma semana, entre os dias 02 a 08 de abril de 2011. Os procedimentos estão descritos abaixo:

*I - Montagem da torre:* foram conectadas hastes de ferro galvanizado de 3 metros e 1,5 metros, formando uma torre de 8 metros (figura 46b).

*II - Preparação dos tubos:* foram feitos furos com furadeira na extremidade inferior do tubo para prender uma válvula retentora (aranha). Embora sejam recomendados mais furos a cada metro do tubo para eliminar a água intersticial, este procedimento não foi realizado devido aos objetivos de coleta de amostras para datação LOE.

*III- Processo de perfuração:* O tubo foi enterrado com auxílio de uma cavadeira, até que ele ficasse a uma altura abaixo do martetele. Este último, ligado a um gerador, foi responsável por enterrar até o limite possível de recuperação (figura 46c).

*IV- Processo de retirada do tubo:* uma braçadeira foi colocada na extremidade superior do tubo para que fossem presas as correntes de uma talha. Estas foram puxadas de cima da torre, até o tubo ser totalmente retirado (figura 46d)

*V- Preparação do tubo para armazenamento:* a parte do tubo que não houve recuperação foi cortada. As extremidades foram vedadas com tampas de PVC e fita isolante. Por último, foram escritas no tubo as informações de Topo e Base, além dos dados de localização e comprimento.

#### 3.3.2.2 - Etapas de Laboratório

Os tubos foram cuidadosamente abertos com auxílio de maquina e posteriormente fotografados. Em seguida, foram devidamente descritos considerando a granulometria, cor, bioturbação, percentual de carbonato, presença de conchas e compactação, conforme descrito em Figueiredo Jr. (1990).

Apesar da descrição visual, foram coletadas amostras para análise granulométrica por peneiramento à seco, cujas etapas são descritas em Muehe (1996), conforme é indicado abaixo:

*I- Lavagem:* para retirada do sal;

*II- Secagem:* realizada em estufa, com temperatura aproximada de 50°C.

*III- Pesagem da amostra inicial:* na balança de precisão foram pesadas as amostras retiradas dos testemunhos com aproximadamente 50g. Não houve a necessidade de quarteamento.

*IV- Peneiramento:* foram utilizadas peneiras entre -1phi (areia muito grossa) e 4 phi (silte), com intervalo de 0,5 phi. As amostras foram colocadas em agitadores durante 15 minutos.

*V- Pesagem das frações:* é realizada com balança de precisão em cada intervalo de peneira utilizada.

*VI- Análise estatística:* esta etapa foi feita no programa GRADISTAT, onde foram processados o histograma das amostras, média, selecionamento e moda.

Cabe ressaltar que as amostras com carbonato foram atacadas com ácido, sendo realizada a pesagem antes e depois. As amostras que continham finos, passaram por

peneiramento por via úmida na peneira de abertura 0,062 mm. Não foi realizada análise granulométrica de silte e argila, apenas foi obtido proporção destes em relação aos grossos.

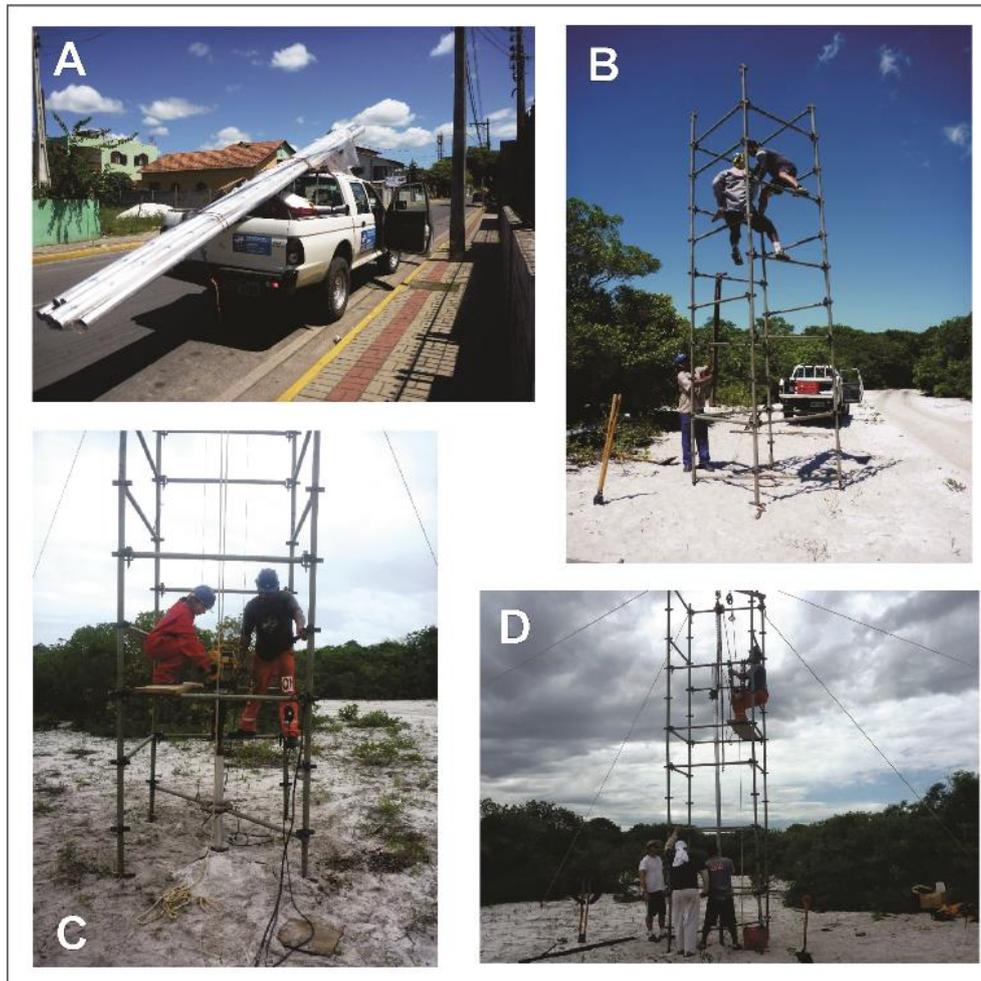


Figura 46: A. Tubos de alumínio sendo transportados por caminhonete. B: Montagem da torre. C: Processo de perfuração. D: Processo de retirada do tubo.

### 3.4 – Métodos de datação

Todas as amostras para datação foram obtidas a partir dos testemunhos oriundos das sondagens à percussão (tabela 5). As amostras estão localizadas sobre o transecto cujas cotas estão corrigidas ao datum local, obtido a partir de DGPS de dupla frequência.

No caso da coleta para datação por LOE, os tubos foram levados para o Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA, localizado na cidade de São Paulo. Em uma sala fechada, com a presença de luz vermelha, os tubos foram cortados de maneira transversal para retirada das amostras. Este processo foi realizado com auxílio de pessoas especializadas do próprio laboratório.

Em cada tubo, referentes às cristas de praia, foram extraídas duas amostras em profundidade distintas, exceto no testemunho SP-06 (tabela 5). Os sedimentos coletados passaram por um tratamento químico com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%). Posteriormente as amostras foram secas e peneiradas separando uma fração granulométrica na faixa de 100 – 160 µm, obtendo assim uma quantidade de grãos de quartzo isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

As idades foram obtidas por LOE, a partir do método do Protocolo SAR, com até dez alíquotas para cada amostras. A partir da amostra de material Natural foi separada uma porção que foi submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento Residual. Desta porção foram separadas várias amostras para serem irradiadas (fonte de <sup>60</sup>Co (<sup>455</sup>Ci)) em várias doses pré-definidas (Gy). Estas devem estar próximas a dose acumulada Natural para montagem da curva de calibração.

Tabela 5: Referência das amostras de datação em relação aos testemunhos e perfis de GPR.

Testemunho	Descrição	Amostras LOE	Amostras AMS	Perfis de radar (50 metros)
SP-01	Cristas de praia	L-1A / L-1B	AMS -1	400 MHZ
SP-03	Cristas de praia	L-3A/ L-3B	---	400 MHZ
SP-04	Cristas de praia	L-4A / L-4B	AMS -4	400 MHZ
SP-05	Cristas de praia	L-5A / L-5B	---	400 MHZ
SP-06	Cristas de praia	L-6A	---	400 MHZ
SP-07	Esporão lagunar	---	AMS -7A / 7B	---
SP-08	Reverso da barreira frontal	---	---	---

Nas sondagens SP-01 a SP-06, referentes às cristas de praia foram realizados perfis GPR com o objetivo de identificar as unidades deposicionais de onde foram coletadas as amostras (tabela 5). Foram obtidos perfis com 50 m de comprimento, cuja aquisição foi feita com antena de 400 MHz, com range entre 150 e 200 n/s. As etapas de processamento foram os mesmos descritos no item 4.3.1.

Nos mesmos tubos de sondagem também foram coletadas duas amostras de areia com concentração de matéria orgânica e duas amostras de conchas para datação de radiocarbono pelo método *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS <sup>14</sup>C), conforme mostra a tabela 6. Todas foram devidamente embaladas em pequenos plásticos lacrados e foram enviadas em outubro de 2012, para o Laboratório Beta Analytic Inc., localizado em Miami (EUA).

Tabela 6: Informações básicas referentes às amostras de datação.

<b>Amostras</b>	<b>Testemunho</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Método</b>	<b>Material</b>
L-1A	SP-01	1,50	LOE	Quartzo
L-1B	SP-01	2,80	LOE	Quartzo
L-3A	SP-03	1,40	LOE	Quartzo
L-3B	SP-03	2,15	LOE	Quartzo
L-4A	SP-04	1,50	LOE	Quartzo
L-4B	SP-04	2,30	LOE	Quartzo
L-5A	SP-05	1,20	LOE	Quartzo
L-5B	SP-05	2,23	LOE	Quartzo
L-6A	SP-06	2,23	LOE	Quartzo
AMS-1	SP-01	2,70	AMS	Matéria Orgânica
AMS-4	SP-04	2,70	AMS	Matéria Orgânica
AMS -7A	SP-07	1,56	AMS	Conchas
AMS -7B	SP-07	2,21	AMS	Conchas

# Capítulo 4

## Resultados

## 4-Resultados

### 4.1- Dados de Superfície: Mapeamento Geomorfológico e perfis topográficos

A planície costeira referente a presente investigação abarca uma área equivalente à 360 km<sup>2</sup>, envolvendo parte dos municípios de Macaé, Carapebus e Quissamã. Envolve seis unidades de sistemas de cristas de praias que se apresentam cortadas por uma pequena rede de drenagem, geralmente conectada a um complexo de lagoas costeiras. Estes corpos hídricos aparecem nitidamente truncados por uma estreita barreira frontal, formando os sistemas barreiras-lagunas (figura 47).

Considerando as características geomorfológicas do entorno, a respectiva planície é bordejada ao sudoeste pelo domínio suave colinoso, referente ao embasamento Pré-Cambriano; ao norte, pelos Tabuleiros relacionados a fragmentos do Grupo Barreiras; e ao nordeste pela Lagoa Feia e por planícies flúvio-lagunares.

Nas imagens de alta resolução, foi possível identificar seis compartimentos de cristas de praia separadas por sutis truncamentos nas extremidades ou alterações nos alinhamentos predominantes das cristas. A unidade 1, limitada pela Lagoa Feia e pelos Tabuleiros, apresenta cristas com largura aproximada de 150m e com alinhamento N-S, diferentemente das demais unidades. Na década de 80, essas feições chegaram a ser interpretadas como depósitos de rompimento diques do rio Macabu, porém pela constituição essencialmente arenosa estas passaram a ser consideradas como cristas de praia remanescentes, conforme indicado por Silva (1987). Segundo o mesmo autor, estes depósitos podem ser registros da “regressão mais antiga”, com idade superior à 120.000 anos A.P, considerando o modelo proposto por Martin *et al.* (1984).

A unidade 2 apresenta cristas de praia parcialmente retrabalhadas pela lagoa do Ribeira, que apresenta abrangência predominante nesta unidade. A partir deste setor, as cristas passam a apresentar entre 100 e 150 m de largura e alinhamento NE-SW. Este setor foi considerado como possível registro da transgressão Cananéia, ocorrida à 120.000 anos A.P (Silva, 1987).

As unidades 3, 4, 5 e 6 apresentam cristas de praia com características semelhantes as da unidade anterior. A unidade 6 ainda foi dividida em 6a e 6b, pois não foi possível mapear a unidade de forma contínua em função do retrabalhamento das lagoas costeiras. Este setor tem idade estabelecida de forma relativa, associado ao evento regressivo entre 120.000 anos A.P. e 16.000 anos A.P.(Silva, 1987).

## Mapeamento Geomorfológico da Planície Costeira do setor meridional do Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul

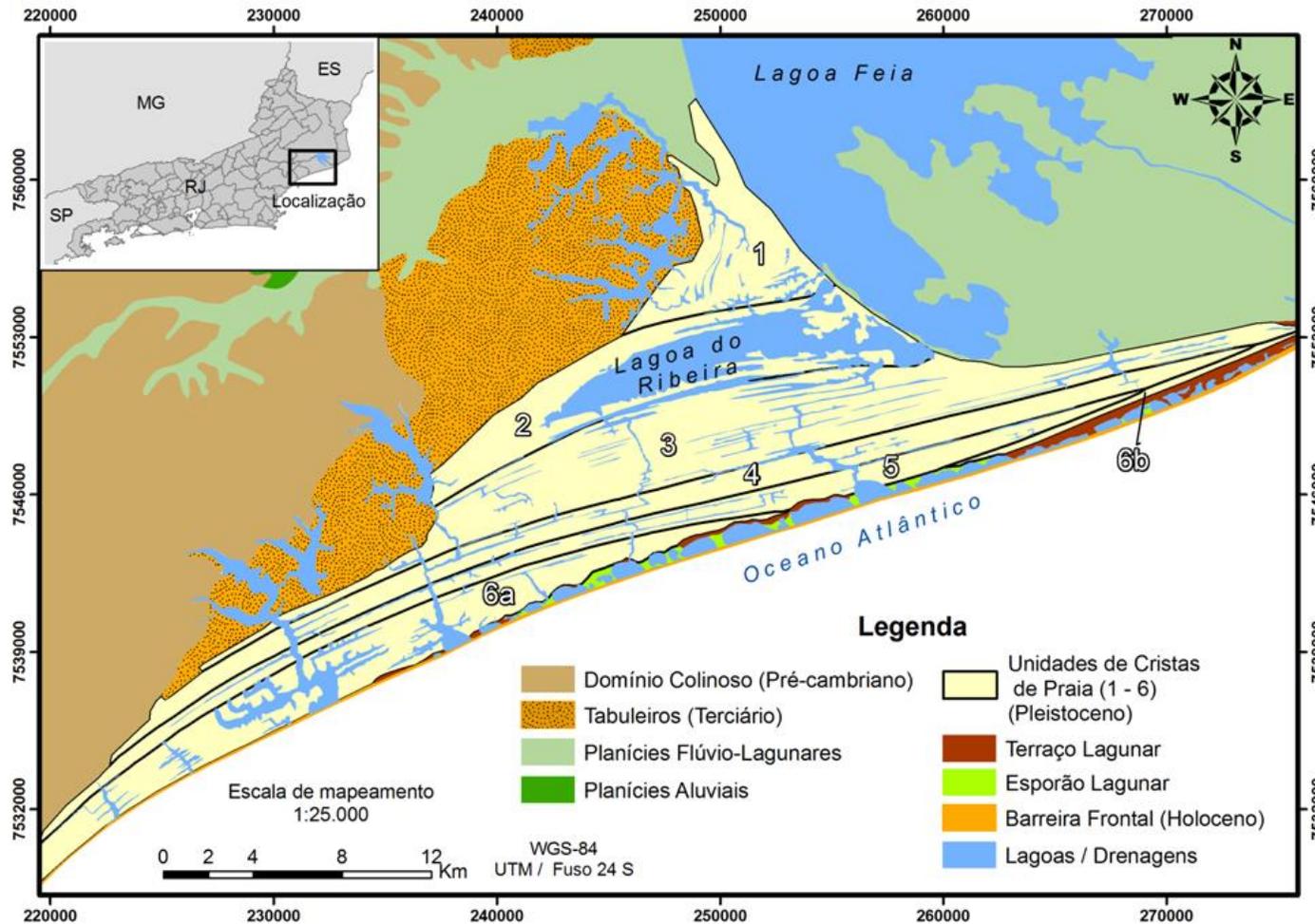


Figura 47: Mapa Geomorfológico na escala 1:25.000.

Além destas feições, também foi mapeada a barreira frontal, considerada holocênica (Dias e Kjefve, 2009; Silva, 1987), esporões e terraços lagunares. A respectiva barreira é bastante estreita, com aproximadamente 100 metros de largura e indicadores claros de retrogradação, como a forma truncada das lagoas. Este sistema barreira-laguna é associado ao máximo transgressivo de 6.000 à 5.000 anos A.P. Considerando este complexo geomorfológico, cabe ressaltar que as etapas de investigação do presente trabalho foram implementadas entre as unidades 3 a 6b e o sistema barreira-laguna.

Considerando a significativa extensão da planície costeira, a distribuição e localização das feições mapeadas foram distintas. No setor a SW da planície, localizado entre os municípios de Macaé e Carapebus, o complexo de cristas de praia apresenta-se adelgada em função do posicionamento do Cristalino e do Grupo Barreiras, mais próximos ao litoral (Figura 48).

Neste setor, não são identificadas as unidades 1 e 2 de cristas de praia (Figura 48). Uma significativa quantidade de drenagens corta a planície, aproveitando as depressões entre as cristas. A presença da barreira frontal não permite a conexão direta com o mar, resultando no afloramento de lagoas pelo truncamento das drenagens. Não foram mapeados esporões lagunares.

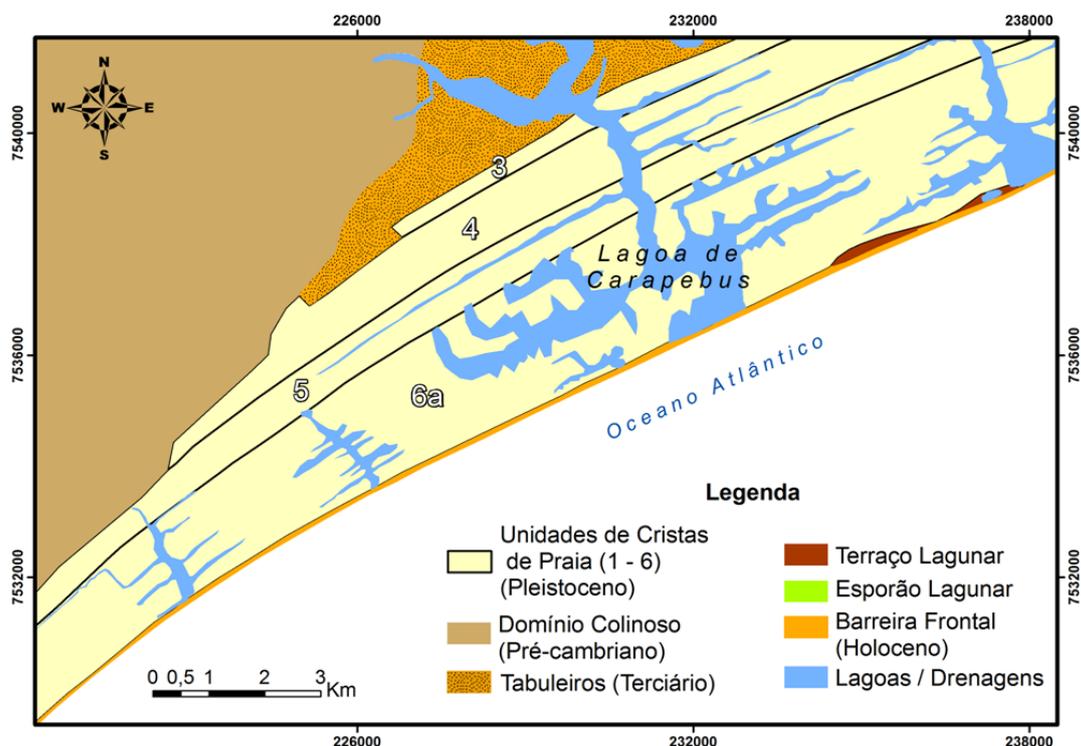


Figura 48: Mapeamento Geomorfológico do setor SW da planície.

No setor central da planície, chama atenção a presença de muitas lagoas separadas entre si por esporões e, novamente, o formato truncado pela barreira frontal, como forte evidência de retrogradação (Figuras 49). Nesta área é bastante comum a presença de leques de transposição e o afloramento de sedimentos lagunares na face de praia (figura 50 e 51).

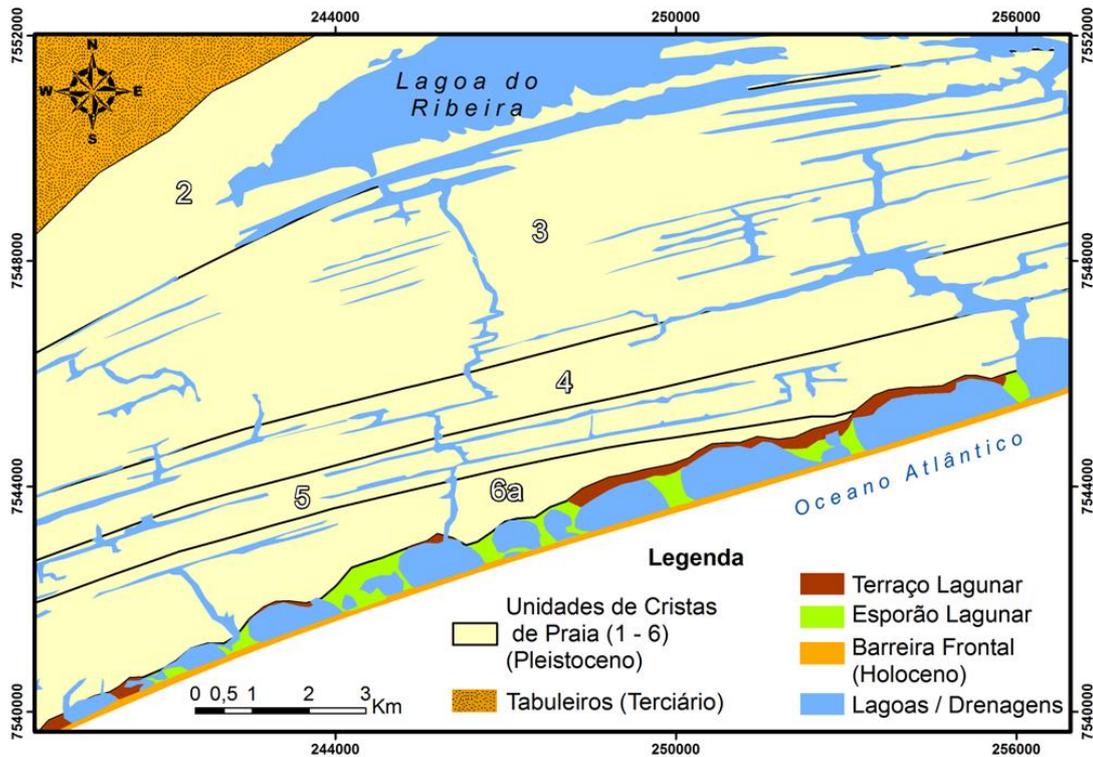


Figura 49: Mapeamento Geomorfológico do setor central da planície.



Figura 50: Leques de transposição no reverso da barreira frontal (Set/2011).



Figura 51: Sedimentos lagunares aflorando na face de praia. (Set/2010).

Os terraços lagunares aparecem principalmente na borda interna da lagoa, sendo bastante representativo no setor NE da planície, onde algumas lagoas não são tão desenvolvidas como o setor central e algumas são drenadas para utilização dos terraços como pastagem (Figura 52). Neste setor, há a presença do rio Preto cuja drenagem se espalha entre as depressões das cristas de praia e se conecta a uma lagoa costeira, também segmentada por esporões e truncada pela barreira frontal (figura 53).



Figura 52: Terraço lagunar e demais feições mapeadas. (Foto: Jul/12)

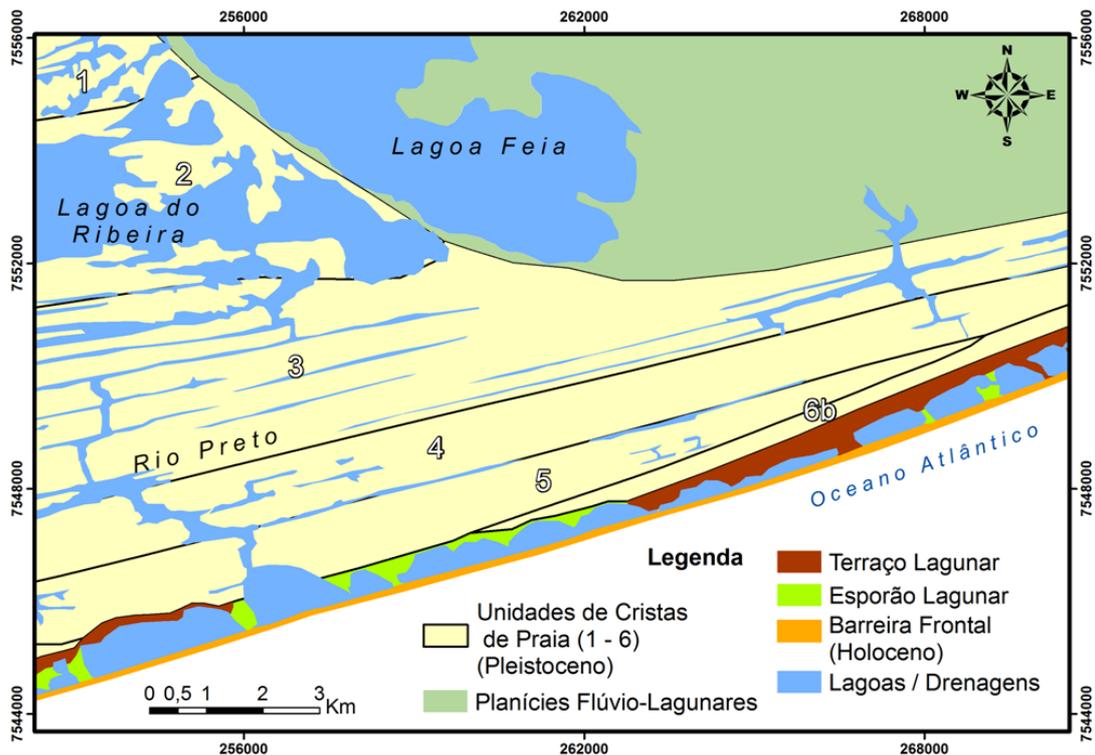


Figura 53: Mapeamento Geomorfológico do setor NE da planície.

Com relação aos perfis topográficos, o Perfil A correspondeu a um transecto de aproximadamente 5 km, representando as unidades 3, 4 e 5 das cristas de praia e o sistema barreira-laguna (figura 54). Cabe ressaltar que a morfologia do fundo lagunar não foi estimada, uma vez que o percurso do transecto foi realizado sobre o terraço lagunar e o esporão, até finalmente chegar à barreira frontal.

Embora a fotointerpretação das ortofotos mostre certa regularidade e uniformidade entre as cristas de praia, o registro topográfico denota maior heterogeneidade em termos altimétricos e em relação à intercalação de cristas e depressões.

A unidade 3 apresenta pouca variação altimétrica em relação ao topo das cristas de praia, variando entre 5,0 e 5,5 metros em relação ao nível médio do mar. O início da unidade 4 mostra uma quebra evidente na topografia, onde os topos das cristas de praia passam a apresentar em média 4,5 metros. Finalmente a unidade 5 é representada por duas grandes cristas com uma depressão acentuada entre elas, sendo altimetricamente destacadas com topos que podem chegar a 6,0 metros.

O sistema barreira-laguna apresenta terraço lagunar e esporão com cota em torno de 3,0 m em relação ao nível médio do mar. Neste perfil, a barreira frontal aparece mais baixa que a última unidade de cristas, com 5,0 e 6,0 metros respectivamente.

O perfil B representa um transecto de aproximadamente 1,5 km, abarcando as unidades de cristas 4, 5 e 6a. Os limites entre as unidades são bem marcadas por depressões acentuadas e cotas altimétricas entre 5,5 e 6,0 metros em média. A unidade 6a, que não está presente no perfil A, apresentou cotas excedendo 6,0 m (figura 54).

O perfil C apresenta 450 m de extensão, sendo representativo de parte da unidade 6a de cristas de praia e o sistema barreira laguna (figura 55). Neste perfil, a barreira frontal aparece mais alta que a unidade 6a, com 6,5 e 5,0 metros respectivamente.

Nos ambientes de berma e face de praia são frequentes a exposição de sedimentos lagunares, a partir da cota de 2,0 metros conforme identificado na figura 51. Este registro corrobora o processo de retrogradação da barreira, conforme mencionado anteriormente. Quadros *et al.* (2012) mapeou este processo a partir de imagens de alta resolução dos anos de 1976 e 2005, identificando taxas de recuo de linha de costa de até 40m nos respectivo litoral.

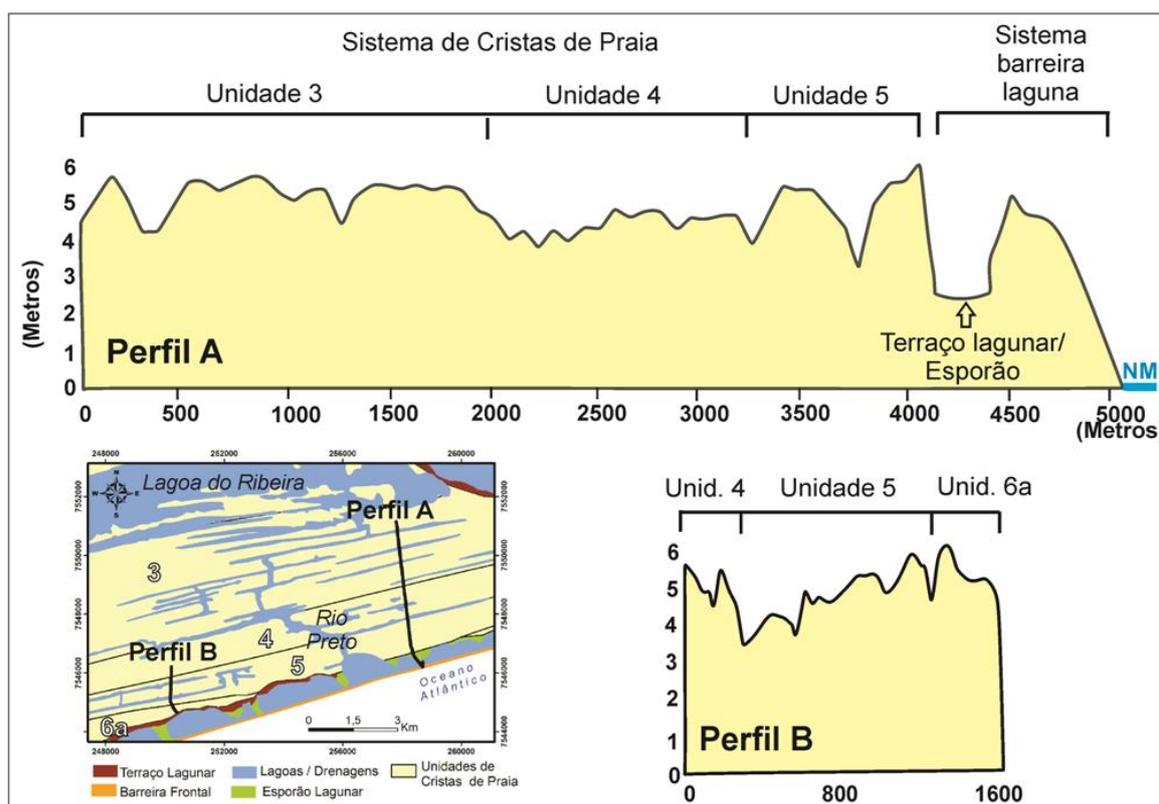


Figura 54: Perfis topográficos A e B com mesma escala e localização na planície costeira.

A laguna mapeada no perfil C é um pequeno corpo hídrico que aflora numa cota acima do nível médio do mar, próximo à lagoa de Carapebus. Apresenta cerca de

150 metros de largura e profundidade média de 1,5m (figura 60). Cabe ressaltar que profundidades de até 3,0 metros foram encontradas na lagoa de Carapebus por Almeida (1997), associados ao canal de drenagem que deu origem à lagoa.

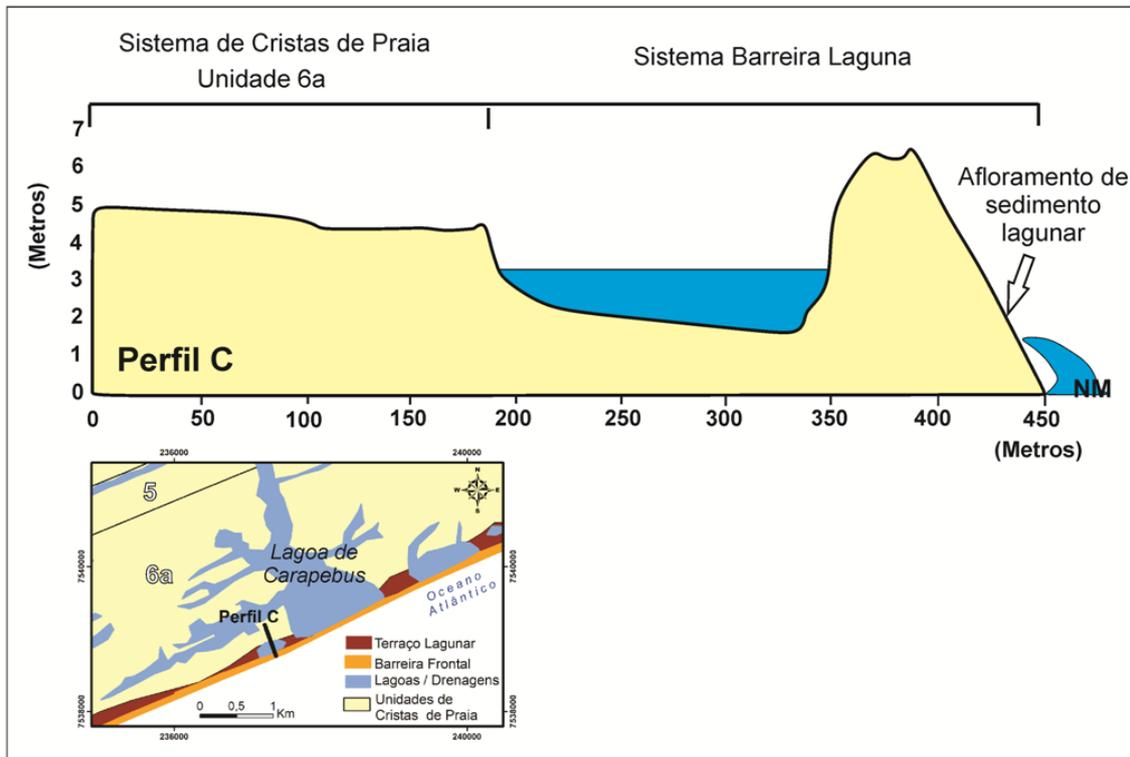


Figura 55: Perfil topográfico C e localização na planície costeira.

## 4.2 - Interpretação da arquitetura deposicional a partir de perfis de Radar de Penetração do Solo (GPR)

Os registros em subsuperfície obtidos através de aquisições geofísicas permitiram a identificação das principais unidades deposicionais da planície costeira, assim como os padrões de configuração das radarfácies e a estimativa da espessura dos pacotes sedimentares.

Considerando a expressão geomorfológica das unidades de cristas de praia e do sistema barreira-laguna, foi possível identificar os aspectos morfoestratigráficos das respectivas feições, permitindo as discussões referentes às suas gênese e, finalmente, correlacionando com os aspectos evolutivos das barreiras costeiras.

No corpo do texto serão apresentadas as linhas GPR de maior relevância no que se refere à apresentação dos resultados e discussões. Os perfis completos estarão na forma de anexo, dando subsídios às descrições e argumentações geradas a partir das linhas com interpretação gráfica.

Nos perfis de GPR referentes às unidades de cristas de praia buscou-se a discussão pautada pela apresentação de resultados direcionados à morfoestratigrafia regressiva das feições e o significado das superfícies erosivas, sem necessariamente seguir a ordem sequencial das linhas GPR. Nos perfis de radar referentes ao sistema barreira-laguna, a apresentação dos resultados foi direcionada à evolução da respectiva feição e da dinâmica praial da barreira frontal.

### 4.2.1 – Perfis de velocidade a partir das linhas CMPs

O CMP 1, realizado sobre as cristas de praia, foi a linha mais utilizada para correção de velocidade, envolvendo os registros geofísicos de toda área 1 de investigação da planície. O diagrama de velocidade variou entre 0,15 até 0,6 m/ns. O CMP 2, aquisitado sobre o mesmo tipo de feição, localizado na área 2, apresentou velocidades variando entre 0,125 até 0,045 m/ns. Os CMPs 3 e 4, aquisitados sobre esporão e a barreira frontal respectivamente, obtiveram variação entre 0,125 à 0,07 m/ns (figura 56).

De acordo com Nielsen *et al.* (2009), o principal fator controlador da velocidade de propagação do pulso eletromagnético é o conteúdo de água, no caso de sedimentos arenosos. Nesse sentido, a quebra abrupta do perfil de velocidade que ocorre à aproximadamente 50 n/s em todos os CMPs, reflete o contraste entre a areia seca e areia saturada. Nestes são esperados velocidades de até 0,15 e até 0,06 m/ns

respectivamente, conforme sugere o autor. Neste caso, o CMP 2 obteve velocidade mínima um pouco abaixo do esperado. De acordo com os resultados, o lençol freático estaria a uma profundidade a partir de 1,5 m.

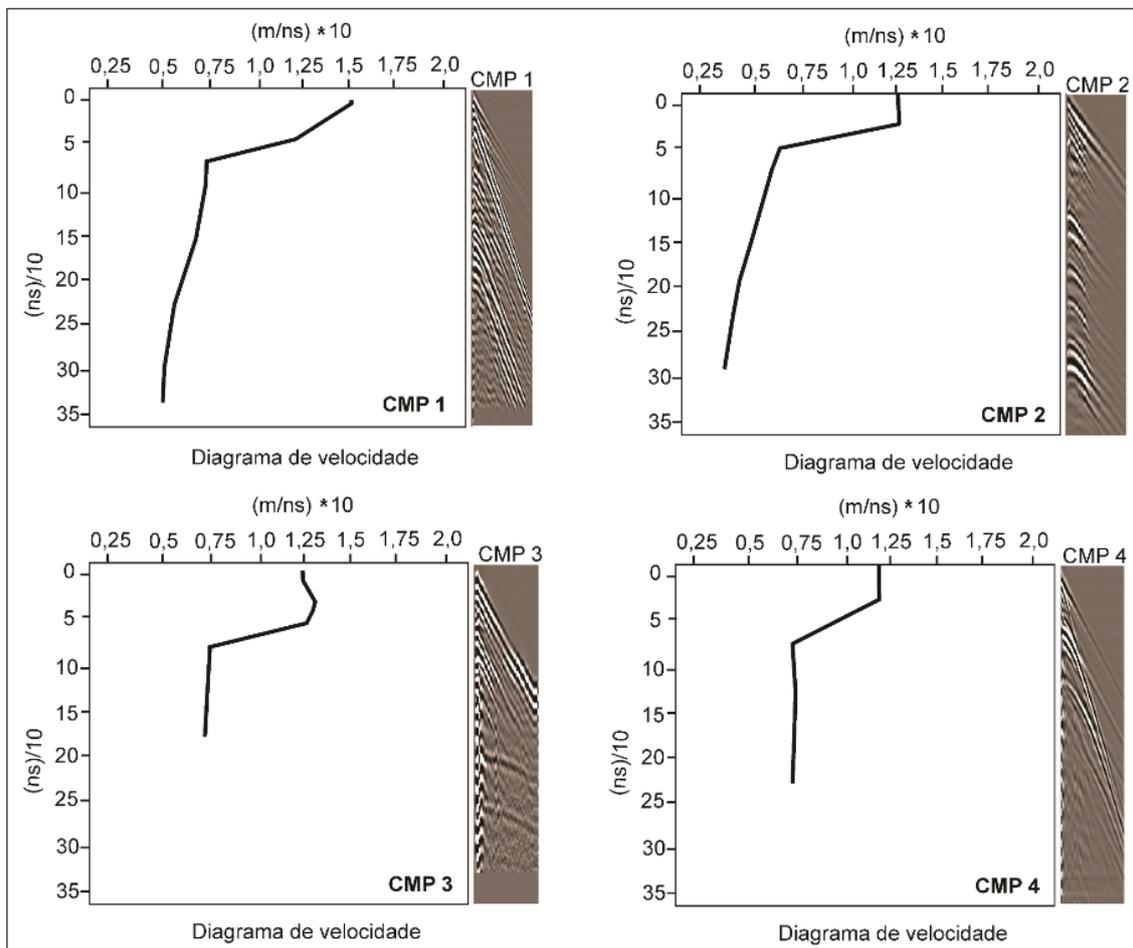


Figura 56: Diagramas de velocidade dos CMPs aquisitados na planície costeira.

#### 4.2.2 – Perfis de radar nas unidades de cristas de praia

##### 4.2.2.1 – Desenvolvimento das cristas de praia e radarfácies de sequência regressiva

As linhas GPR 04-A e GPR 05-A foram as linhas selecionadas para a apresentação das radarfácies de progradação das barreiras costeiras, obtidas de forma transversal e longitudinal respectivamente. Em ambos os perfis a espessura média do pacote deposicional registrado com antena de 200 MHz, foi de cerca de 8m. O ajuste de profundidade foi obtido com o CMP 01.

Na linha GPR 04-A (figura 57), as principais unidades deposicionais identificadas foram interpretadas a partir da descrição das radarfácies f1, f2, f3 e f4, sendo as mais representativas das unidades de cristas de praia, conforme podem ser vistos nas linhas completas GPR 01 à GPR 06 (anexos).

A radarfície f1 apresenta boa continuidade, geometria de refletores variando de sub-paralelo à curvado, terminação concordante e apresenta-se restrito à superfície do perfil. Esta radarfície foi interpretada como de capeamento eólico sobre as cristas de praia. Na figura 57, esta unidade apresenta espessura sedimentar entre 1,5 e 2,0m. Nas linhas GPR 01 e GPR 02 (anexos 1 e 2), essa camada chega a apresentar até 1,0m. Este tipo de depósito eólico foi identificado por Caldas (2006), Rodriguez e Meyer (2006), Buymeovich (2006) e Costas e FitzGerald (2011)

A radarfície f2 apresenta boa continuidade nos refletores. Nesta unidade foi identificado geometria de fácies sub-paralela e inclinadas com significativo gradiente e mergulho em direção ao mar, indicando respectivamente ambientes deposicionais de crista de berma e face de praia. Estes refletores indicam uma configuração progradante, com terminação em dowlap sendo interpretadas como ambiente de face de praia (*foreshore*). Esta unidade apresenta cerca de 3,0m de espessura.

A radarfície f3 caracteriza-se por refletores pouco contínuos, de geometria ondulada, com padrão côncavo-convexo, provavelmente refletindo estruturas tipo *hummockys*. Além disso, também foram observadas algumas estruturas cruzadas. Este radarfície foi interpretado como de antepraia superior. De acordo com Tamura *et al.* (2008) Este padrão mais complexo está associado à migração de barras na zona submarina. Esta unidade apresenta em média 2,0m de espessura.

A radarfície f4 apresenta refletores contínuos, com geometria sub-paralela à curvada com baixo gradiente. Foi identificado terminação em downlap com suave mergulho em direção ao mar. Esta radarfície foi interpretado como de ambiente sub-aquoso relativamente profundo, como de antepraia inferior.

Os refletores desta unidade não apresentaram uma abrangência espacial contínua. Nas linhas GPR-01, 02 e 03, o sinal do refletor foi constantemente atenuado,

somente sendo bem marcado na linha GPR-04. Isto pode estar relacionado à uma possível característica mais heterogênea desta ambiente deposicional, que tende a ter composição de areias muito finas à lamias (Davis Jr., 1983; Bridge e Demicco, 2008). Esta última, em função da composição mais argilosa, tende a atenuar o sinal geofísico.

De acordo com Tamura (op cit), não há um critério bem estabelecido para a distinção entre antepraia superior e inferior, mas ressalta que este último tende a apresentar uma deposição com acamamentos mais suaves, em função do decréscimo energético do ambiente. As radarfácies f2, f3 e f4 foram similarmente interpretados em Tamura *et al.* (2008), Dillenburg *et al.* (2011), Silva *et al.* (2010), Fracalossi *et al.* (2010).

Os contatos entre as unidades deposicionais representados pelas radarfácies f1, f2, f3 e f4 apresentam-se de maneira concordante, isto é, sem contatos erosivos. Conforme mostra a figura 1, estes contatos foram denominados de superfícies de radar, como indicado em Neal (2004).

Em seção longitudinal, o perfil GPR 05-A, com cerca 400m de comprimento, apresentou as mesmas unidades deposicionais interpretadas no perfil anterior, referentes às radarfácies f1, f2, f3 e f4, conforme mostra a figura 58. Porém, esta última unidade aparece de forma descontínua, como mostra a linha completa (anexo 5).

A unidade de capeamento eólico é menos espessa, com cerca de 1,0m e as demais unidades apresentam espessuras semelhantes à linha anterior. Contudo, foi possível identificar importantes características referentes à unidade de berma e face praial, conforme representam as radarfácies f2a, f2b e f5.

Os refletores f2a e f2b apresentam boa continuidade e geometria inclinada no sentido SW e NE, respectivamente. Embora a configuração da radarfície f2 sugere como mecanismo de formação das cristas de praia a incorporação de bermas, configurando o processo de progradação, as radarfácies f2a e f2b podem indicar uma componente lateral de crescimento dessas feições.

Machado (2009), a partir da modelagem matemática do clima de ondas para o litoral norte fluminense, verificou duas componentes de direção de transporte litorâneo na região. A partir de simulações, a autora verificou que de forma predominante este litoral está submetido ao sentido SW-NE em termos de volume sedimentar transportado.

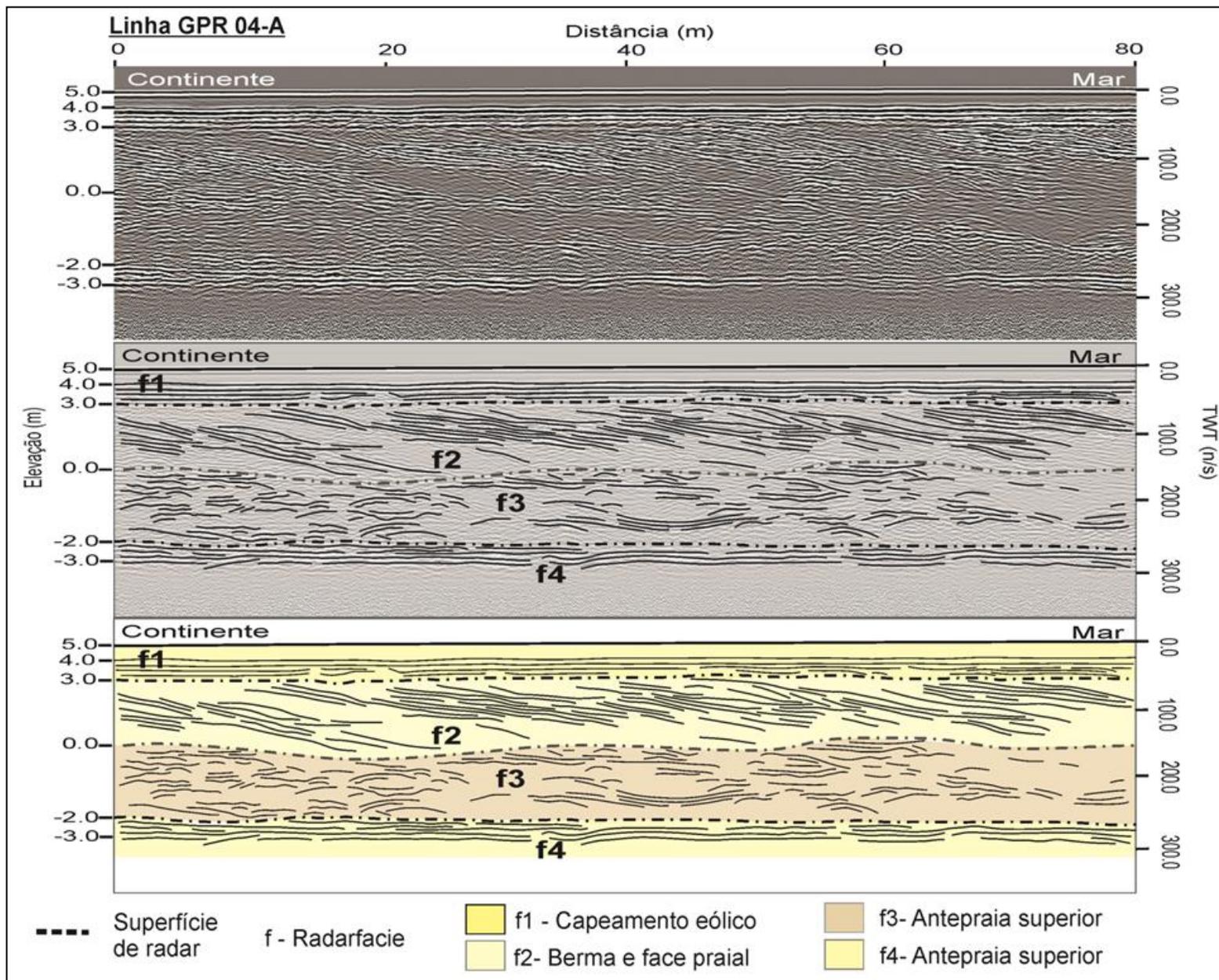


Figura 57: Linha GPR 04-A, transversal à linha de costa, apresentando radarfácies de barreira regressiva.

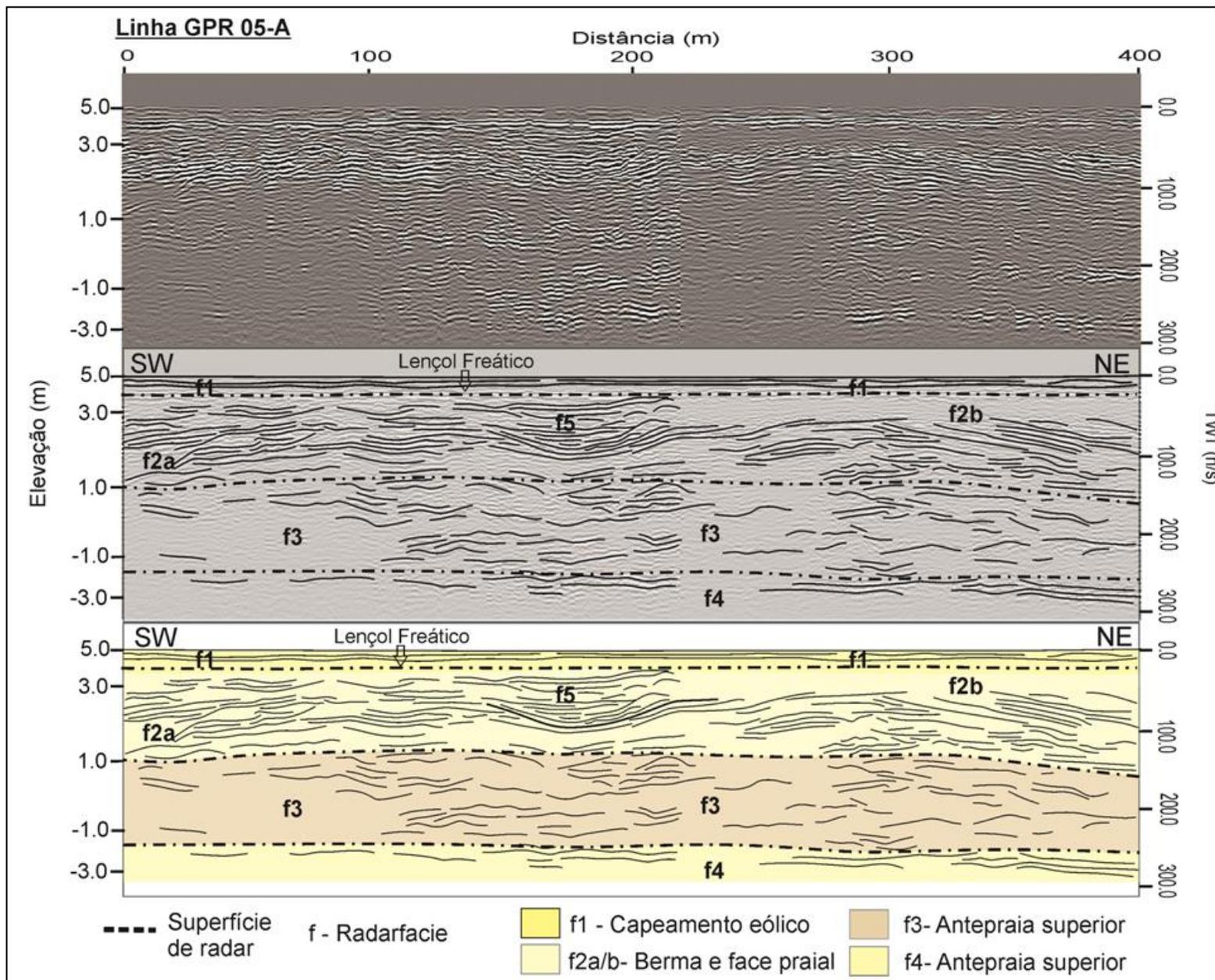


Figura 58: Linha GPR 05-A, longitudinal às cristas de praia.

Ainda na figura 58, chama atenção uma unidade composta de refletores contínuos com morfologia côncava, com refletores de preenchimento, denominada radarfície f5. Considerando o fato de que a planície é cortada por muitas drenagens que se desenvolvem nas depressões entre as cristas, ocasionalmente esses canais podem seccioná-las transversalmente, conforme é mostrado na figura 59. Neste caso, estes refletores foram considerados relativos a preenchimento de um paleocanal, cujas dimensões são de aproximadamente 80m de largura e 2,0m de profundidade.

Uma segunda hipótese para estes refletores é a de preenchimento de cúspides praias. Estas são geradas pela ação das ondas e são posteriormente preenchidas por sedimentos do fluxo de espraiamento que atinge a face de praia e a berma. Este processo foi identificado na barreira transgressiva, que será apresentado mais adiante.

Embora haja uma quantidade significativa de trabalhos com identificação das estruturas sedimentares em barreiras costeiras, poucos contemplam as discussões com linhas longitudinais. Nesse sentido, é possível destacar os registros geofísicos de Tamura *et al.* (2008) que verificaram paleocanais cortando a unidade deposicional de berma e face praial no mesmo tipo de feição.

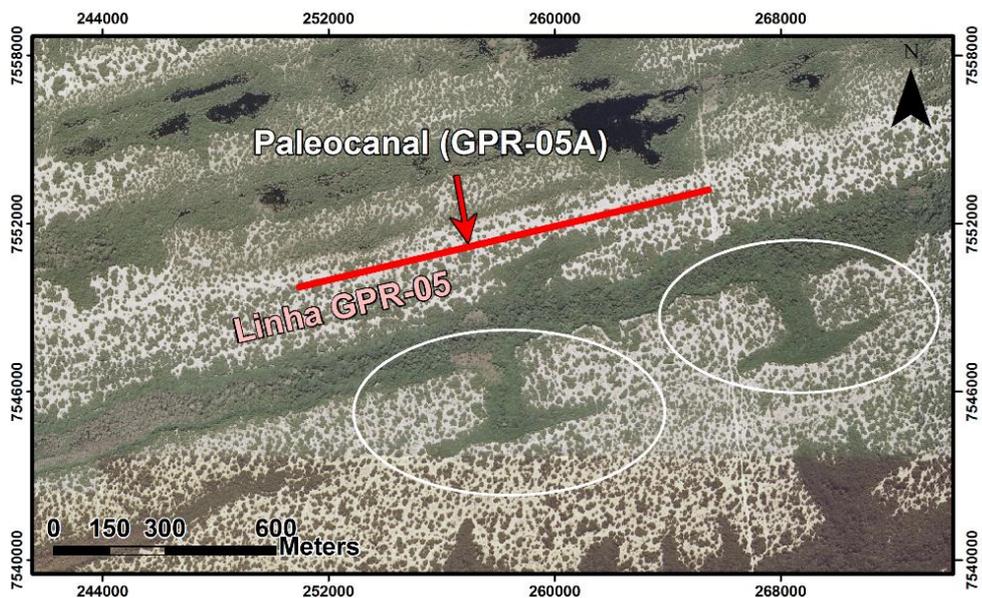


Figura 59: Localização do paleocanal identificado na linha GPR 05-A e destaque para as drenagens que cortam transversalmente as cristas de praia.

#### 4.2.2.2 –Superfícies erosivas e radarfácies retrogradantes

Na figura 60, representada pela linha GPR 03-A, as radarfácies f1 e f2 são limitadas por contatos concordantes, porém não foi possível identificar o contato claro entre as radarfácies f2 e f3. A primeira manteve a configuração inclinada, com mergulho em direção ao mar, e a segunda, manteve a característica dos refletores descontínuos, além de um padrão de configuração às vezes caótico.

Na unidade deposicional de berma e face praial, representada pelas fácies f2, foram identificadas algumas superfícies erosivas, representadas na figura 60. Uma delas apresenta uma configuração mais expressiva, iniciando o contato a 2,0m em relação ao nível médio do mar, terminando no ambiente de antepraia superior. As demais, de menor expressão, abrangem somente a unidade praial.

Outras superfícies erosivas foram observadas á -2,0m em relação ao nível médio do mar, separando as radarfácies f3 de um grupo de radarfácies denominadas f3a. Estes refletores apresentam padrão segmentado, isto é, de baixa continuidade; configuração sub-horizontal à ondulado, com mergulho em direção ao continente. O limite superior destes refletores é discordante do acamamento das radarfácies f3. A interpretação das radarfácies f3a foi de barras onshore, cuja unidade apresenta uma largura de 80m aproximadamente e 2,0m de espessura.

Estes refletores indicam fases erosivas no contexto da progradação da planície costeira. Presume-se que nestes períodos, grande parte do material erodido deva ser transportado para a antepraia, podendo formar barras. Posteriormente, estas podem retornar para o perfil emerso. Em casos de eventos de alta energia, como eventos de ressaca, essa morfodinâmica é bastante comum no perfil praial.

Estas barras de migração em direção ao continente também foram identificadas na planície costeira de Pinheira, em Santa Catarina, por Hein *et al.* (2012), porém foi interpretada como uma paleobarreira transgressiva. Com cerca de 120m de larguras e 1,5m de espessura, a unidade apresenta radarfácies de agradação vertical que seria responsável pela emersão da barreira, a partir de correntes de espraiamento entre a antepraia superior e a face praial.

Costas e FitzGerald (2011) também identificaram refletores com características semelhantes, sendo igualmente associados à fácies de retrogradação da barreira costeira. Porém, apesar da unidade estar abaixo do nível do mar, os autores interpretaram o processo como originado por efeitos de transposição. Apesar desta radarfície ser pouco comum na literatura, percebe-se que pode haver diferentes interpretações para a mesma.

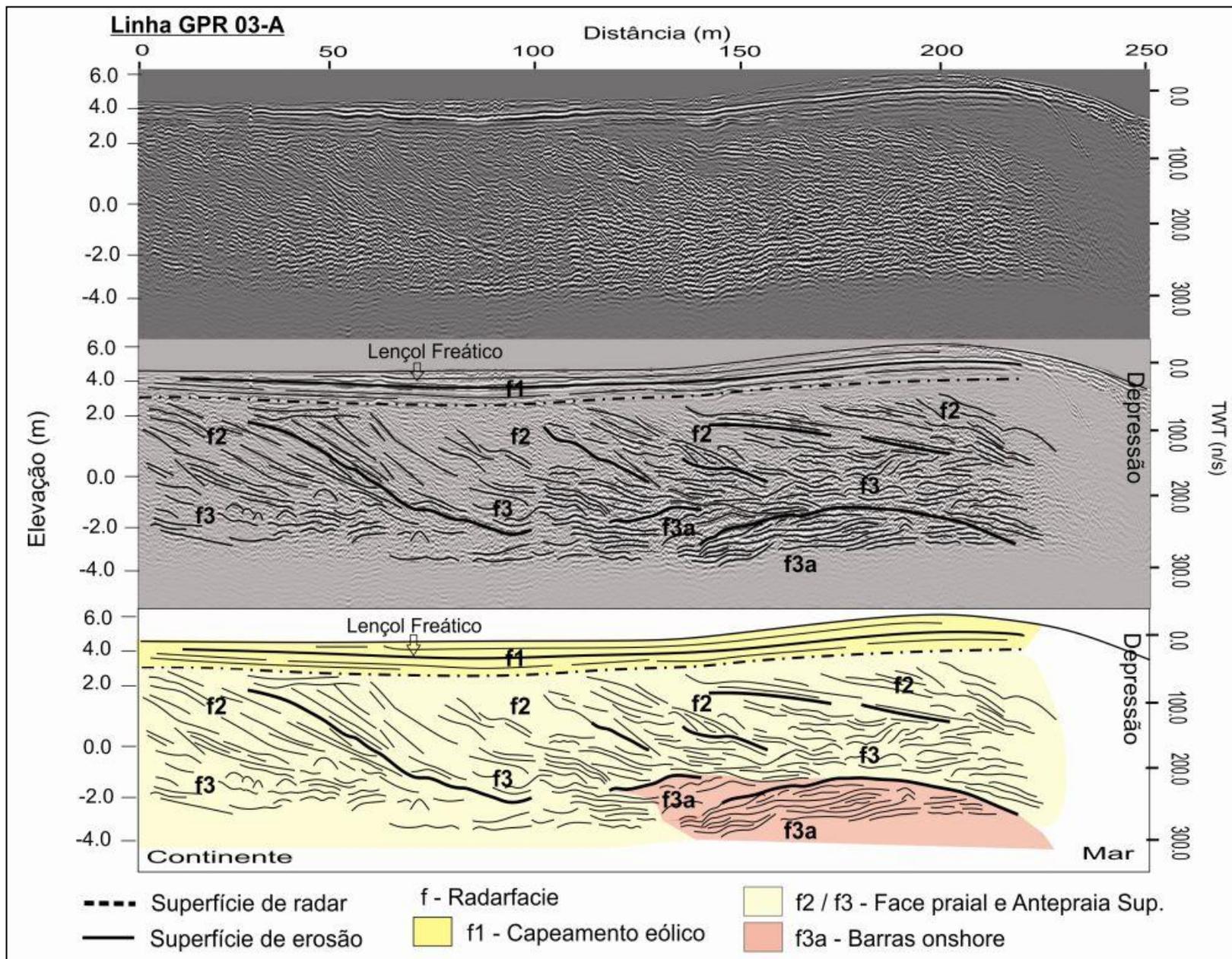


Figura 60: Linha GPR 03-A, transversal à linha de costa.

A linha GPR 06-A foi realizada na área 2, num transecto diferente das linhas anteriores. O perfil apresenta no topo a unidade de capeamento eólico, com cerca de 1,5 m de espessura, com limite inferior concordante na unidade de radarfácies f2 (figura 61). Esta última, assim como a linha GPR 03-A, é caracterizada por refletores de progradação intercalados com discontinuidades que são indicativos de fases de erosão. Algumas destas discontinuidades são restritas a unidade de berma e face praial e outras são mais representativas chegando à antepraia superior, até -1,0m em relação ao nível médio do mar.

Nesta linha também foi identificado uma superfície de configuração convexa, representando o limite superior das radarfácies f3a que compõe a unidade de barra onshore. Esta apresenta aproximadamente 100 m de largura e 1,0 m de espessura, encontrando-se à -1,0 m de profundidade.

Além dessas radarfácies de retrogradação, também foram encontradas próximo ao topo da barreira, as radarfácies f7. Estas apresentam limite superior concordante com as radarfácies f1 e limitadas na parte inferior pela unidade f2, que aparece truncada à cerca de 2,0 m de profundidade. Os refletores f7 tem configuração sub-horizontal à inclinado, com suave mergulho em direção ao continente.

Este grupo de radarfície foi interpretado como leques de transposição. Durante eventos de tempestade, as ondas erodem a berma e a face praial, e quando ultrapassam a crista da praia, levam sedimentos para o reverso do sistema sob a forma de leques de transposição.

A ocorrência destes depósitos em cristas de praia não é muito comum, ainda assim, Engels e Roberts (2005) identificaram leques compondo a arquitetura sedimentar de uma planície de cristas. Quando as ondas conseguem transpor a crista da praia, os autores chamam atenção para deposição de uma fina camada de material mais grosso sobre a feição, que pode não ser detectado pelo GPR.

No mesmo perfil, também foi observado um superfície côncava, que trunca a unidade de radarfácies f2. Este refletor representa a superfície de um canal de drenagem, com cerca de 80 m de largura, localizado na depressão entre duas cristas. A profundidade é difícil de estimar, pois este apresenta-se preenchido pelas radarfície f5b e f6.

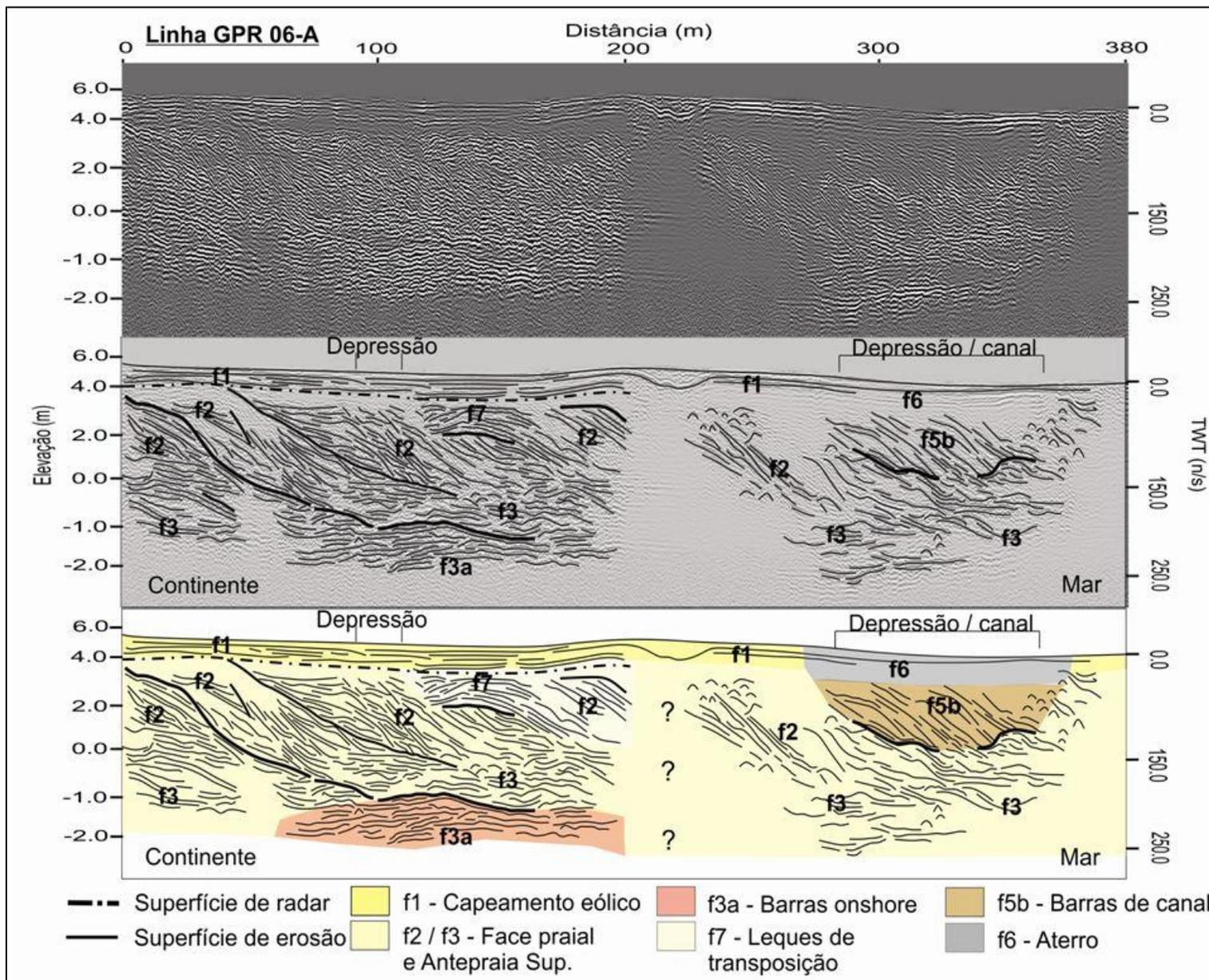


Figura 61: Linha GPR 06-A, transversal à linha de costa.

As radarfácies f5b apresenta média continuidade, sinal mais atenuado e geometria de preenchimento progradante, com mergulho na direção do mar. Como esse preenchimento é posterior ao canal e a direção dos refletores é para o mar, é improvável que estes depósitos sejam oriundos de desenvolvimento de inlets, por exemplo, considerando esta crista como uma paleopraia. Apesar do canal não ter expressiva capacidade hidráulica, a sua considerável dimensão, possivelmente, faz com que o mesmo sofra com ação de ondas originadas pelos ventos locais. Estes, por sua vez, podem causar retrabalhamento das bordas do canal e formar cúspides, conforme mostra a figura 62.

Ainda assim, na localização deste canal, não há evidência clara de desenvolvimento de cúspides ou esporões na superfície das respectivas bordas. Nesse sentido, sugere-se que estes refletores de preenchimento sejam de desenvolvimento de barras de canal, a partir do retrabalhamento das cristas abaixo da linha d'água.

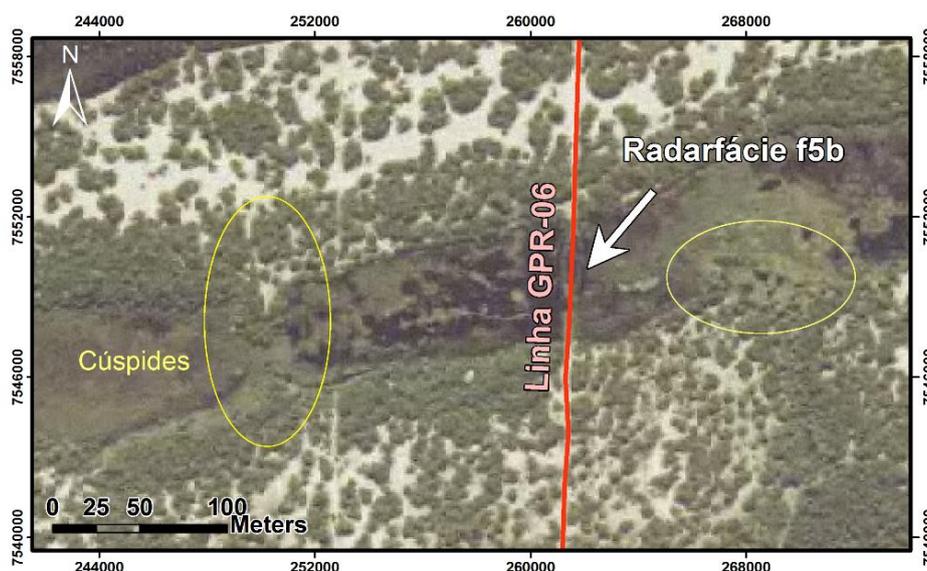


Figura 62: Localização da radarfície f5b sobre a drenagem na depressão entre cristas. Destaque para o desenvolvimento de cúspides.

Acima desta unidade, encontra-se ainda a radarfície f6 com característica sub-horizontal e reflexão atenuada, sendo interpretado como depósito tecnogênico. Este é representado por uma camada de cerca de 1,0 m de aterro, com o intuito de tornar possível a passagem contínua na estrada que dá acesso a algumas fazendas e povoados. Cabe ressaltar que nem sobre todas as depressões são depositados material de aterros, exceto onde as drenagens têm dimensões mais expressivas e que dificultam os acessos.

A presença das superfícies erosivas na unidade de face praial e antepraia superior, associado às fácies de retrogradação, representadas pelas radarfácies f3a e f7, são indicadores expressivos de erosão. Essa reversão do padrão de progradação identificadas nas linhas GPR 03-A e GPR 06-A pode ser derivada de eventos de alta energia, como impactos de tempestade; déficit sedimentar, flutuações secundárias do nível médio do mar e migração de desembocaduras fluviais.

As superfícies erosivas, que vão da berma até antepraia superior, seguidas das barras onshore, representadas pela radarfácies f3a, estão localizadas nos truncamentos entre as unidades 4 e 5 das cristas de praia, conforme mostra a figura 63. Entre as unidades 3 e 4 também foi observado uma superfície erosiva menos representativa, assim como no truncamento entre as unidade 5 e 6a das cristas de praia (anexos 2 e 6).

Rodriguez e Meyer (2006), Buynevich (2006) também identificaram superfícies erosivas em cristas de praia, utilizando GPR. Engels e Roberts (2005) além destas também identificaram leques de transposição. Todos os autores atribuíram essas características a efeitos de alta energia, podendo estar associado à déficit sedimentar, no caso de Rodriguez e Meyer (2006).

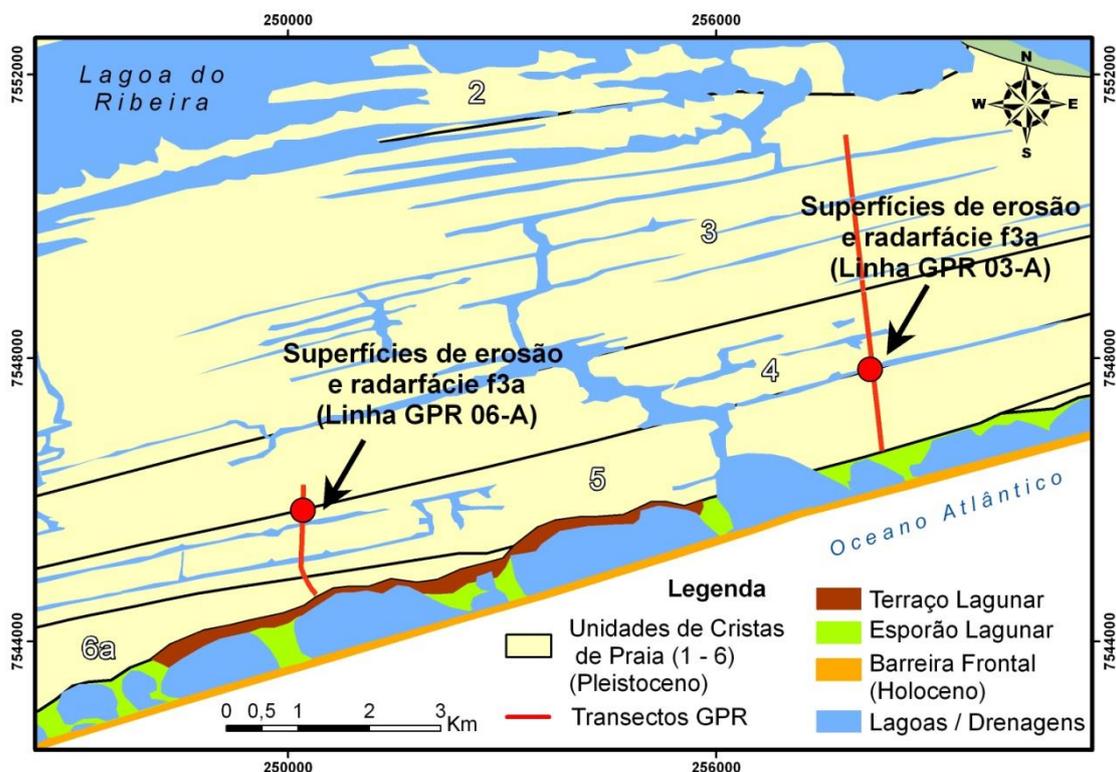


Figura 63: Localização das superfícies erosivas e barras onshore das linhas GPR 03-A e 06-A, sobre os truncamentos das cristas de praia.

#### 4.2.3 – Perfis de radar no sistema barreira-laguna

##### 4.2.3.1 – Radarfácies de evolução do sistema barreira-laguna e desenvolvimento de esporões

Para a melhor representação do registro em subsuperfície nesta feição através da utilização de GPR, buscou-se a aquisição de linhas de radar nos locais da barreira frontal conectada a esporões lagunares. Estes registros são representados pelas linhas GPR07 e GPR08. Ambas apresentam correção de profundidade a partir da linha CMP 03.

Conforme mostra a figura 64, as linhas foram realizadas sobre esporões com dimensões distintas. O esporão referente a linha GPR 07, apresenta 350 metros de largura e cerca de 300 metros de extensão entre a planície de cristas de praia e o reverso da barreira frontal. No caso do esporão onde se localiza linha GPR 08, estas dimensões são de 250 e 600 metros respectivamente.

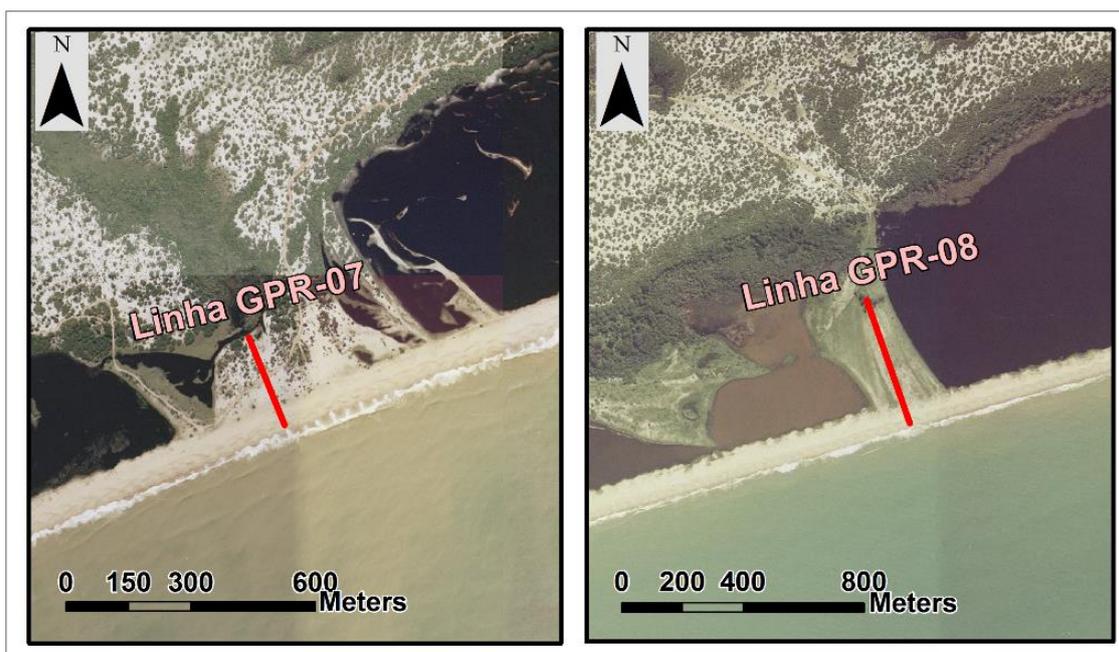


Figura 64: Morfologia dos esporões referentes as linhas GPR 07 e GPR 08.

A linha GPR 07 apresenta 200m de comprimento e espessura sedimentar referente ao esporão de aproximadamente 2,5m. Os refletores na barreira frontal foram completamente atenuados em função da presença de sal. Nesta linha, foram encontradas as radarfácies f7, f7a, f7b, f8, e f9 e algumas superfícies erosivas (figura 65).

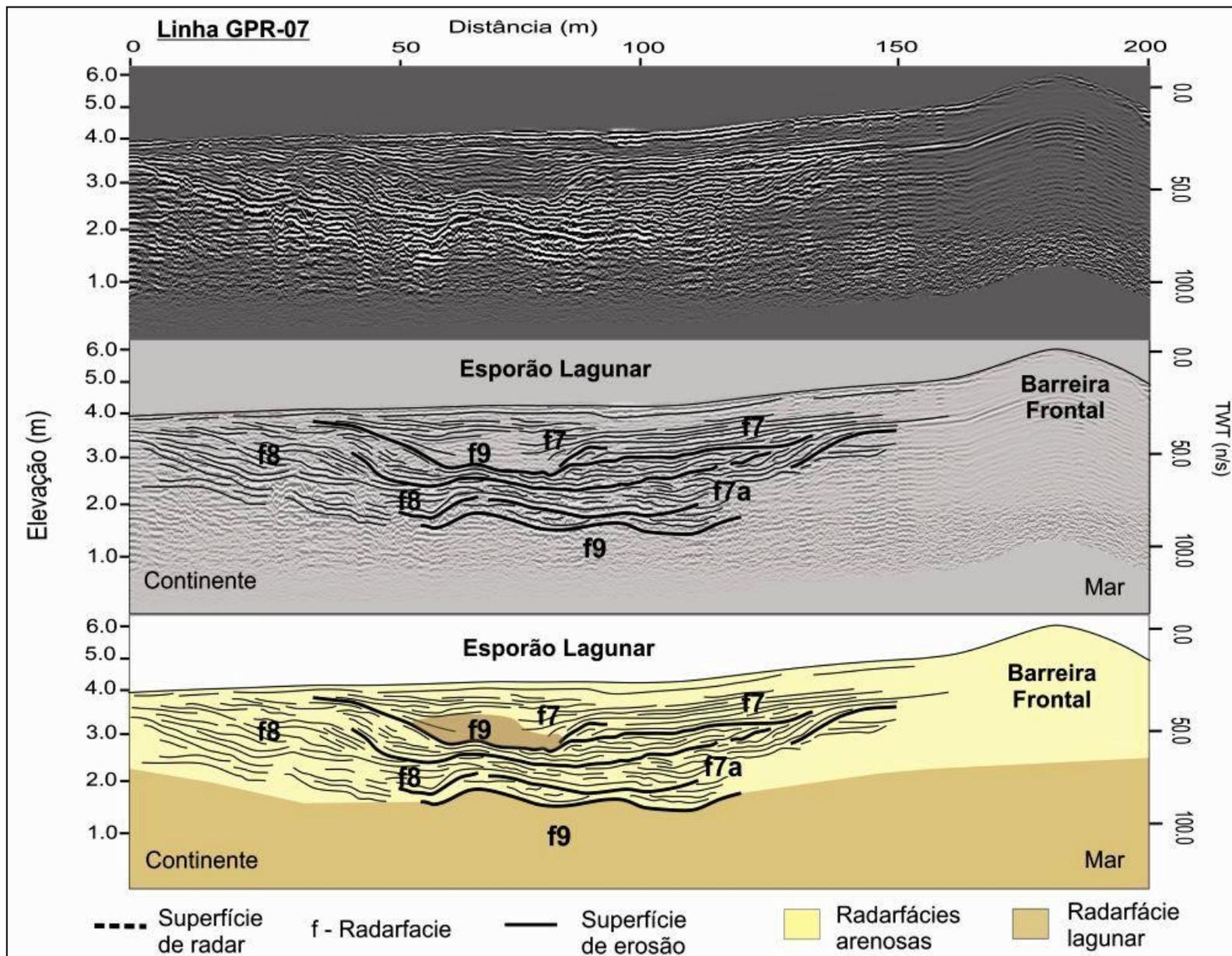


Figura 65: Linha GPR 07-A. (f7: Leques de transposição; f7a: Foresets de transposição; f8: Esporão lagunar; f9: Depósito lagunar).

A área do esporão mais próxima do continente é basicamente composta pela radarfície f8, conforme mostra a figura 65. Esta é caracterizada por refletores de boa à média continuidade. Apresenta elevada inclinação, onde a direção do mergulho aparece em direção ao mar. Estes refletores são característicos da migração do esporão lagunar, que são formados a partir do retrabalhamento das cristas de praia pleistocênicas.

Próximo à barreira frontal, o esporão apresenta arquitetura sedimentar associado ao fenômeno de transposição, representados pelas radarfácies f7 e f7a. Esta última, localizada há aproximadamente 2,0 m em relação ao nível médio do mar, apresenta reflexão contínua, geometria inclinada com elevado gradiente e direção de mergulho em direção ao continente.

O limite superior da radarfície f7a é truncado pela f7. Esta apresenta as mesmas características da anterior, diferenciando-se pela inclinação mais suave dos refletores. Apresentam 1,0 m de espessura, representando os depósitos superficiais do reverso da barreira frontal. A radarfície f7 é interpretada como leques de transposição e a radarfície f7a é interpretada como depósitos de foresets de transposição. O que diferencia as duas unidades é a base em que ocorre a deposição. Enquanto a radarfície f7 é depositada sobre uma superfície mais plana, a f7a é a parte distal dos leques de transposição que se depositam sobre o fundo lagunar. Estes dois tipos de estratificação interna foram descritos por Schwatzer (1975 *apud* Davis, 1983).

No centro do esporão, uma série de superfícies erosivas é identificada na forma de superfícies de paleocanais. Estes são formados pela deposição basal do encontro das radarfácies f8 e f7a que tendem a agradar a parte central do esporão. Alterações no volume d'água da lagoa e/ou retrabalhamento do esporão por correntes internas podem criar uma sucessão de eventos erosivos e deposicionais, limitadas por superfícies erosivas (figura 65). Um exemplo atual deste canal formado por essa dinâmica descrita, pode ser vista na figura 66.

O canal desenvolvido a partir da progradação das radarfácies f8 e f7a, tendem a ser preenchidos pelos leques de transposição representados pela unidade f7 e também pela radarfície f9 (figura 65). Esta apresenta reflexão bastante atenuada, sendo interpretada como depósito lagunar. A base do registro GPR 07 também foi interpretada pela radarfície f9.

A linha GPR 08 apresenta 380 m de extensão e não se apresenta como o registro completo do esporão de cerca de 600 m, uma vez que houve obstáculos à continuidade da aquisição, principalmente em relação à vegetação e a manutenção do

alinhamento do perfil. Logo, o registro em subsuperfície contemplou a parte central do esporão e a mais proximal à barreira frontal (Figura 67).



Figura 66: Exemplo atual de um trecho do litoral de Quissamã, onde a extremidade do esporão está próximo de se conectar à cuspide gerada a partir dos leques de transposição. (Julho/2012)

Neste perfil, a espessura do esporão foi de cerca de 3,0 metros, sendo representado pelas radarfácies f5b, f7, f7a, f7b, f8, f9 e f10. Esta linha permitiu o maior detalhamento das radarfácies associadas ao fenômeno de transposição e do processo de consolidação do esporão.

Como na linha GPR 07, o esporão aparece como produto da progradação das radarfácies f8, oriundos do retrabalhamento das bordas das cristas de praia, e dos refletores f7a, associados à deposição em foresets da parte distal dos leques de transposição sobre a antiga superfície lagunar. Esta última radarfície é bem mais evidente na linha GPR 08, provavelmente em função das maiores dimensões desta lagoa. Neste sentido, esta característica tende a refletir numa deposição com estratificação de gradiente elevado dos leques de transposição.

Os estratos de agradação do esporão, representados pelas radarfácies f10, foram melhor registrados nesta linha. Estes se caracterizam por uma reflexão mais atenuada, média continuidade, acamamento horizontal e geometria plana à ondulada. Estes refletores, oriundos do encontro da radarfície f8 e f7a, são progressivamente atenuados, provavelmente representando uma mistura de sedimentos lagunares e arenosos, já no limite entre a unidade f9. O limite superior da unidade (f10) é definido pela superfície do paleocanal formado durante a formação do esporão (figura 67), também identificado na linha GPR 07.

O paleocanal registrado apresenta estratos de preenchimento, identificado como radarfície f5b. Estes apresentam uma configuração complexa, com refletores que migram em direção ao continente e ao mar. Variam em termos de continuidade, apresentam morfologia inclinada à sub-horizontal e terminação em *downlap*.

O padrão complexo de preenchimento desta unidade está relacionado à deposição proveniente do retrabalhamento das cristas de praia da borda da lagoa (f8), em direção ao mar e da deposição dos leques de transposição, em direção ao continente (f7 e f7b). Esta última, por apresentar uma configuração mais horizontal, foi interpretada como lençol de transposição, também associado à depósitos distais de leque, que ocorre sobre o topo da unidade f7a.

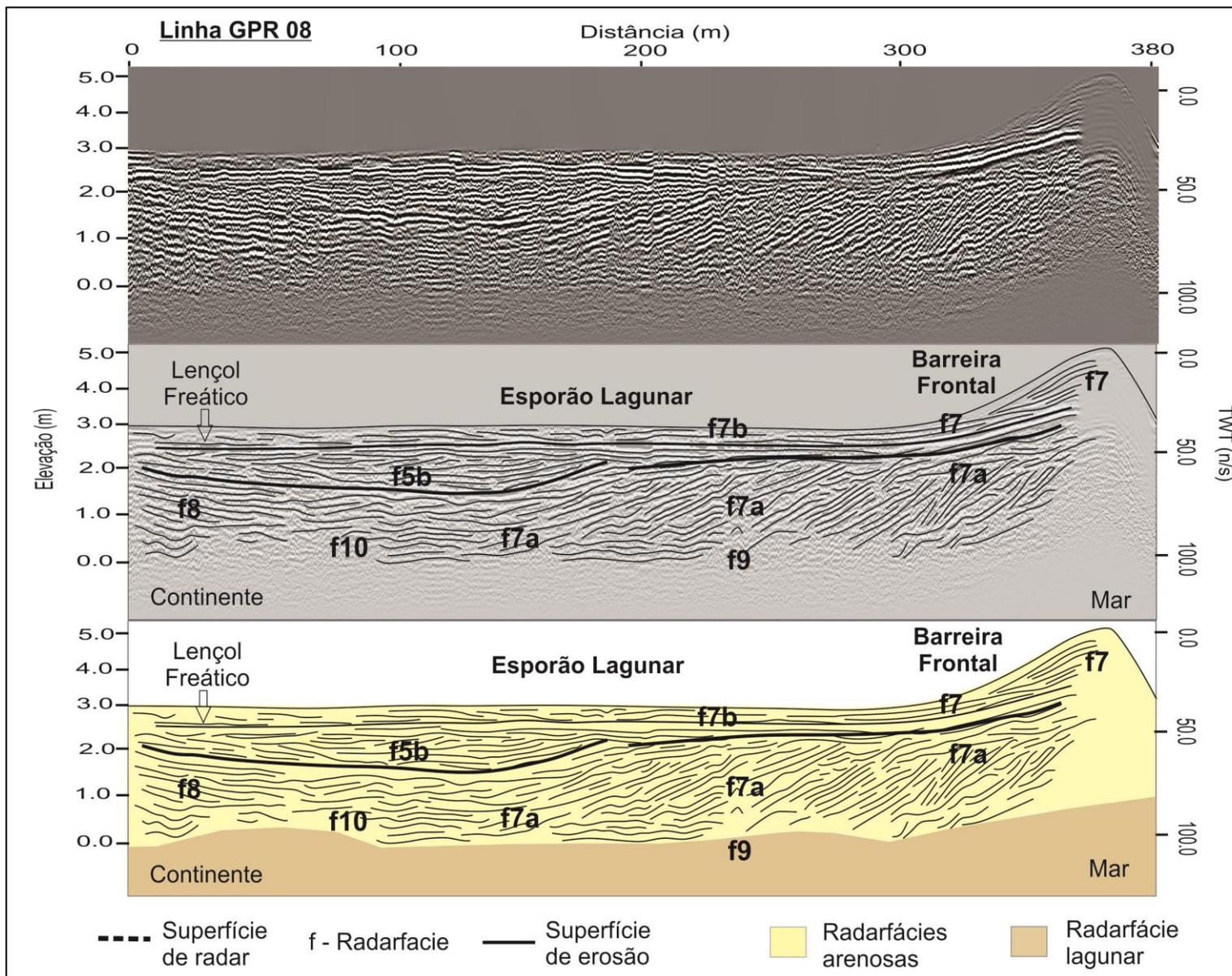


Figura 67: Linha GPR 08-A. (f5b: preenchimento de canal; f7: Leques de transposição; f7a: Foresets de transposição; f7b: Lençol de transposição; f8: Esporão lagunar; f9: Depósito lagunar; f10: Depósitos de agradação do esporão).

#### 4.2.3.2 – Radarfácies de dinâmica de praia na barreira frontal

A linha GPR 09 foi realizada na barreira frontal, no sentido longitudinal. Na área da aquisição, à nordeste da planície, a barreira é mais larga que os demais trechos do litoral, com aproximadamente 180 metros. Este fato garantiu o único registro de qualidade da feição, por estar um pouco mais afastado da influência do sal. O que não foi possível com seções transversais.

O perfil adquirido têm 400 metros de extensão e pacote deposicional de 4,0m. Os refletores estão concentrados entre 5,0 e 1,0 metros de cota em relação ao nível médio do mar. Nesse sentido, os refletores que compõe o perfil são basicamente relacionados à unidade deposicional de berma e face praial, representados pelas radarfácies f2a, f2b, f2c e f2d. Cabe ressaltar que a correção da profundidade das camadas foi obtida com CMP 04.

Primeiramente chama atenção a composição dos refletores que não se apresentam em estratos plano-paralelos, mas sim numa composição com direções de mergulho distintos (f2a e f2b), algumas vezes truncados por superfícies semelhantes à paleocanais, parecendo compor um arranjo de estratificação cruzada acanalada. (figura 68).

Na base do perfil é possível verificar a presença das radarfácie f2a e f2b, com direção de mergulho em direção à sudoeste e nordeste respectivamente. Logo, verifica-se que há uma componente lateral de direções distintas na dinâmica atual da barreira frontal subaérea. Este registro corrobora a mesma participação processual na formação das cristas de praia apresentada pela linha GPR 05-A (figura 58). Ainda assim, também são observados refletores horizontais de berma, identificados pela radarfácie f2d.

Estas unidades mencionadas são truncadas por uma superfície côncava, com a presença de refletores de preenchimento em onlap, sub-horizontal e contínuo, representados pelas radarfácies f2c que aparecem praticamente na superfície do perfil. Esta composição foi interpretada como produto do preenchimento da cúspides praias, por processos de espraiamento e refluxo das ondas.

De acordo com Machado (2007), a praia, enquanto sub-ambiente da barreira frontal da respectiva planície, é caracterizada pelo estágio morfodinâmico refletivo, apresentando declividade alta na face de praia, berma elevada, praia composta de areia grossa à muita grossa, sem zona de surfe e submetido à grande energia de ondas.

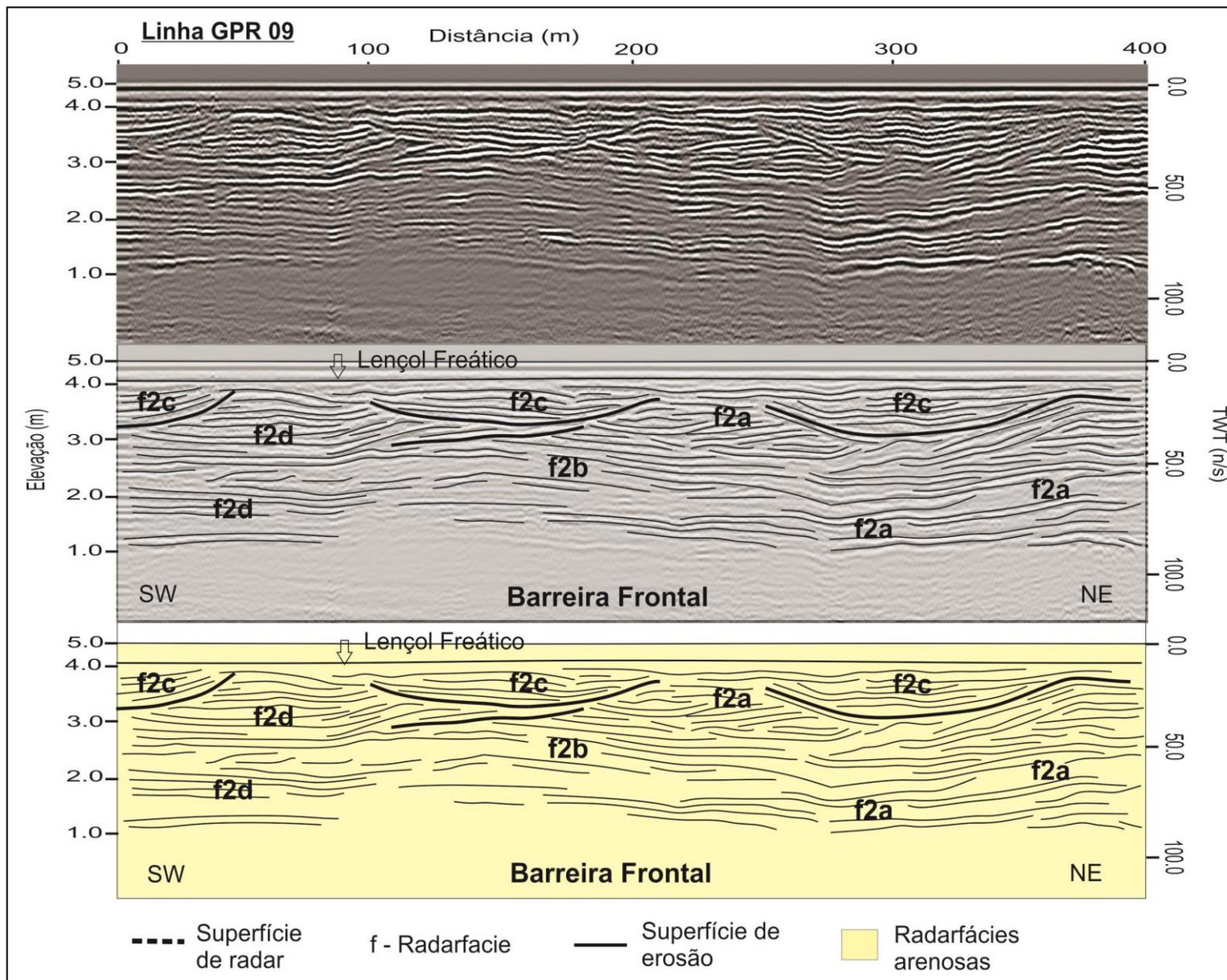


Figura 68: Linha GPR 09, longitudinal (f2a/f2b: Componente lateral de berma e face praial; f2c: Preenchimento de cuspide praial; f2d: Berma e face praial).

Segundo Calliari *et al.* (2003), nesta região, as ondas arrebentam de forma mergulhante e se espriam na face de praia com grande velocidade (300 cm/s) e por distâncias que variam entre 10 e 20 metros. Segundo Wright e Short (1984) essa concentração de energia na face praial, facilita a erosão subaérea da praia e a formação de cúspides praiais.

Estes processos são facilmente observados na praia atual, conforme mostra a figura 69. Estas feições aparecem de forma rítmica principalmente sobre a berma de tempestade, onde são intercaladas concavidades e convexidades longitudinalmente ao longo da barreira.



Figura 69: Cúspides praiais na berma de tempestade. (Setembro/2011)

#### 4.2.4 – Quadro de radarfácies e síntese

As radarfácies identificadas nos perfis de radar mostraram especificidades com relação às duas principais unidades geomorfológicas da planície costeira representadas pelas unidades de cristas de praia e o sistema barreira-laguna. A utilização da antena de 200 MHz na primeira, permitiu a identificação de unidades referentes à um pacote sedimentar entre 8 e 10 metros de espessura (tabela 7). Já a utilização da antena de 400 MHz, permitiu um eficiente grau de detalhamento dos processos geomorfológicos e respectivos depósitos da barreira frontal e esporão lagunar (tabela 8).

Especificamente sobre as cristas de praia, as radarfácies f1, f2, f3 e f4 compõem uma sequência regressiva de barreira costeira. Esta sequência é composta por refletores de capeamento eólico, face de praia, antepraia superior e antepraia inferior. Esta sequência representa a progradação da linha de costa, onde cada crista praial representa uma paleopraia.

As radarfácies f2a e f2b representam importantes indicadores quanto a gênese destas feições, cujo modelo estaria associado à incorporação de bermas, porém com alguma componente lateral. Neste caso, a identificação desta componente em duas direções distintas mostra certa coerência com as características de transporte sedimentar para a respectiva costa. Além disto, esta característica foi corroborada pela presença das mesmas radarfácies na barreira frontal, que está sob efeito de dinâmica costeira atual.

Nas depressões entre as cristas de praia, a radarfácie f5a está associado ao desenvolvimento de canais de drenagem, seja por afloramento do lençol ou conexão com rios que cortam a planície. Esta unidade representa depósitos de barras de canal geradas a partir do retrabalhamento das bordas das cristas. As drenagens podem ainda seccionar as cristas transversalmente, gerando outros canais e depósitos de preenchimento, como identificados pela radarfácie f5.

A identificação das unidades f3a e f7, consideradas radarfácies de retrogradação, e das superfícies erosivas marcadas até a antepraia superior, representam interrupções na progradação da planície, seguido de uma fase ou evento erosivo. Estes registros em subsuperfície observadas nas linhas GPR 03-A e 06-A, marcam o truncamento em superfície do alinhamento das cristas de praia entre as unidades 4 e 5.

Já o sistema barreira-laguna aparece representado pelas radarfácies associados aos efeitos de transposição e depósitos de retrabalhamento lagunar (tabela 8). Estas unidades são bastante representativas da sequência transgressiva que caracteriza a barreira frontal. As características geomorfológicas, associada à marcante presença dos leques de transposição, sugerem uma contínua retrogradação da barreira sobre o sistema lagunar.

O detalhamento da linha de radar possibilitou ainda a identificação de três tipos de depósitos de transposição, representado pelas radarfácies f7, f7a e f7b. O primeiro representa os depósitos arenosos que ultrapassam o topo da barreira frontal e chegam até o reverso da feição na forma de leques. O segundo representa a parte distal dos leques que se depositam dentro do corpo lagunar na forma de foresets, que tendem a evoluir para esporões. Já o último é a deposição em lençol dos sedimentos de transposição sobre uma superfície mais plana, como um esporão lagunar já consolidado. Logo, o que diferencia as três unidades é o espaço de acomodação dos estratos.

Além da possibilidade da caracterização das radarfácies de transposição, as linhas de radar também permitiram a compreensão do processo de formação dos esporões lagunares, que seccionam muitas das lagoas costeiras na planície investigada, cujo modelo está sintetizado no capítulo à frente.

A linha longitudinal obtida na barreira frontal mostrou refletores relacionados à dinâmica praial, cujo estágio morfodinâmico é de condições de praia refletiva. A radarfície f2c foi caracterizada como de preenchimento de cúspides praias por depósitos de espraiamento da ação das ondas.

Finalmente, a aquisição de perfis GPR com diversas frequências de aquisição resultou numa série de radarfácies com características correlacionáveis aos respectivos ambientes deposicionais e as distintas barreiras regressivas e transgressivas da planície costeira em Quissamã (figura 70)

Tabela 7: Quadro de radarfácies identificadas sobre as cristas de praia.

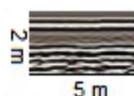
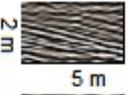
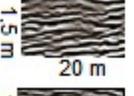
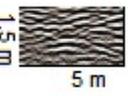
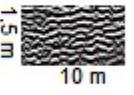
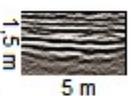
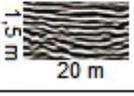
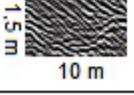
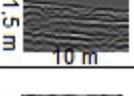
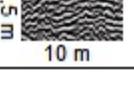
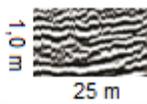
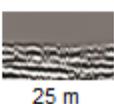
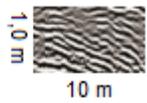
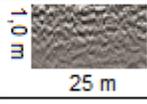
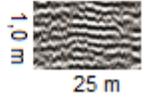
Radarfácie	Refletor	Descrição	Espessura	Interpretação	Referências
f1		Contínuo, sub-paralelo à curvado, terminação concordante, restrito à superfície do perfil	1.0 - 2.0 m	Capeamento eólico	Caldas et.al (2006), Rodriguez e Meyer (2006), Costas e FitzGerald (2011), Buynevich (2006), Bristow e Pucillo (2006)
f2		Contínuo, inclinado, com mergulho em direção ao continente, com truncamentos erosivos	2.5 -3.0 m	Berma e face praial (perfil transversal)	Barboza et al. 2011, Barboza et al. 2013 Caldas et.al (2006), Rodriguez e Meyer (2006), Costas e FitzGerald (2011), Buynevich (2006), Bristow e Pucillo (2006), Tamura et al. (2008), Dickson et al. (2009), Bristow et al. (2000), Dillenburg et al. (2011)
f2a		Contínuo, geometria inclinada na direção SW		Berma e face praial (perfil longitudinal)	
f2b		Contínuo, geometria inclinada na direção NE			
f3		Refletores ondulados, não-contínuos, com padrão côncavo/convexo	2.0 m	Antepraia superior	Tamura et al. (2008), Hein et al. (2012), Rodriguez e Meyer (2006), Costas e FitzGerald (2011), Fraser et al. (2005), Bristow e Pucillo (2006), Dillenburg et al. (2011), Silva et al. (2010)
f3a		Padrão segmentado, configuração sub-horizontal à ondulada, com mergulho em direção ao continente; limite superior discordante.	1.5 - 2.5 m	Barras onshore	Hein et al. (2012), Silva (2011), Costas e FitzGerald (2011)
f4		Contínuo, sub-paralelo, terminação em downlap	1.0 -1.5 m	Antepraia inferior	Tamura et al. (2008), Dillenburg et al. (2011), Silva et al. (2010), Fracalossi et al. (2010)
f5		Contínuo a segmentado, sub-horizontal, terminação em downlap	1.0 m	Preenchimento de paleocanal	Tamura et al. (2008), Buynevich (2006)
f5a		Parcialmente contínuo, inclinado em direção ao mar, terminação em downlap	2.0 m	Barras de canal	—
f6		Contínuo, sub-horizontal, reflexão atenuada	1.0 m	Depósito tecnogênico (aterro)	—
f7		Contínuo, com suave mergulho em direção ao continente, com truncamentos erosivos	1.5 m	Leques de transposição	Engels e Robert (2005)

Tabela 8: Quadro de radarfácies identificadas sobre o sistema barreira-laguna.

Radarfície	Refletor	Descrição	Espessura	Interpretação	Referências
f2a		Contínuo, geometria inclinada na direção SW	Até 5.0 m	Componente lateral de Berma e face praial (perfil longitudinal)	Heteren e Plassche (1997), Costas <i>et al.</i> (2006), Garrison <i>et al.</i> (2010), Caldas <i>et al.</i> (2006), Costas e FitzGerald (2011)
f2b		Contínuo, geometria inclinada na direção NE			
f2c		Contínuo, sub-horizantal, preenchimento em onlap			
f2d		Contínuo, sub-horizantal			
f5b		Continuidade variável, inclinado à sub-horizantal, preenchimento complexo	1.0 - 2.0 m	Preenchimento de canal associado ao fechamento do esporão lagunar	---
f7		Contínuo, com suave mergulho em direção ao continente, com troncamentos erosivos	1.5 m	Leques de transposição	Switzer <i>et al.</i> (2006), Bennett <i>et al.</i> (2008), Wang e Horwitz (2007), Caldas <i>et al.</i> (2006), Heteren e Plassche (1997), Garrison <i>et al.</i> (2010)
f7a		Contínuo, inclinado, elevado gradiente, mergulho em direção ao continente	2.0 m	Depósitos forersets de transposição	
f7b		Contínuo, sub-horizantal, terminação em downlap	1.0 m	Lençol de transposição	
f8		Contínuo, inclinado, mergulho em direção ao mar	2.0 m	Esporão lagunar (retrabalhamento das cristas de praia)	---
f9		Reflexão atenuada	---	Depósito lagunar	---
f10		Continuidade parcial, acamamento horizontal e geometria plana à ondulada	1.5 -2.0 m	Depósito de agradação do esporão lagunar	---

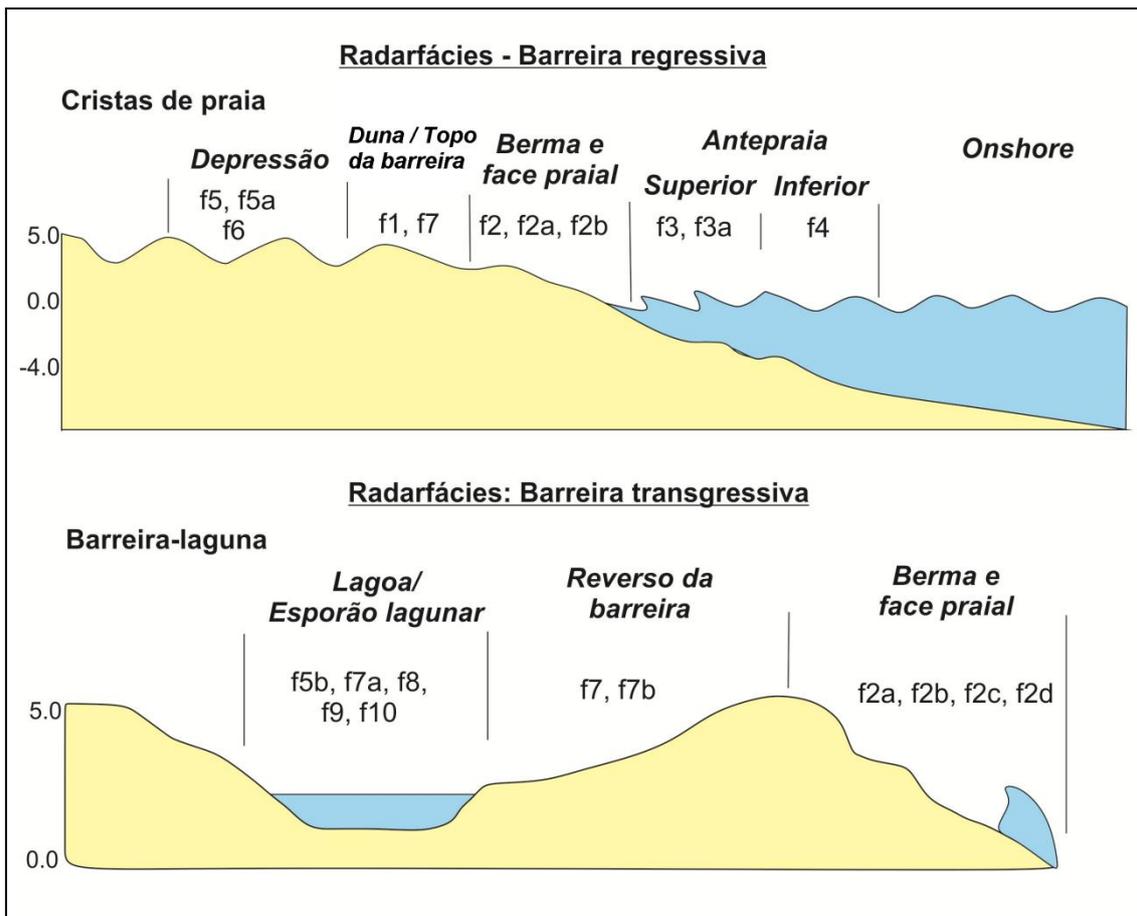


Figura 70: Distribuição das radarfácies nos sub-ambientes das barreiras costeiras.

#### 4.3 – Descrição e interpretação dos testemunhos

##### 4.3.1 – Testemunhos sobre as cristas de praia

Os testemunhos obtidos nas cristas de praia apresentam entre 2,30 e 3,0 metros, com granulometria variando entre areia grossa à fina. Em todos os testemunhos, há uma gradual mudança na coloração e compactação. Próximo ao topo as areias são de cor branca à marrom claro, e em direção à base o acúmulo de matéria orgânica torna os sedimentos mais compactados e de coloração entre marrom escuro à preto. Este material refere-se ao horizonte B espódico, contido nos espodossolos das cristas de praia (AGEITEC 2013). Os trechos de maior compactação representaram um obstáculo à continuação da sondagem à percussão, o que explica a pequena recuperação dos tubos.

O testemunho SP-01 é caracterizado por areias médias moderadamente selecionadas no primeiro metro do tubo e deste ponto em diante até a base, a sedimentação é caracterizada pela intercalação de areia fina, média e grossa, moderadamente selecionadas. A partir do primeiro metro do tubo, as areias passam a apresentar concentração de matéria orgânica. Nos níveis de maior concentração, foram coletadas amostras para datação por radiocarbono (figuras 71 e 73).

O testemunho SP-03 é caracterizado por areia média moderadamente selecionada próximo ao topo, e por areia fina bem selecionada em direção à base (figuras 71 e 74). O testemunho SP-04 apresenta areia média moderadamente selecionada próximo ao topo, areia grossa pobremente selecionada próximo à metade do tubo, e gradação de areia média à areia fina bem selecionada em direção à base. A camada de areia grossa é formada por grãos angulosos, semelhantes a sedimentos fluviais. Neste testemunho também foi coletada amostra para datação por radiocarbono no nível orgânico encontrado próximo ao segundo metro do tubo (figuras 72 e 75).

Os testemunhos SP-05 e 06 apresentaram pouca variabilidade granulométrica, com predomínio de areia média moderadamente selecionada. Em direção à base há intercalação de areia fina à areia média bem selecionada à moderadamente selecionada. Níveis com concentração de matéria orgânica e compactação elevada não foram encontrados nestes testemunhos (figuras 72, 76 e 77). Cabe ressaltar que nenhum dos testemunhos apresentou vestígio de conchas, raízes e madeira.

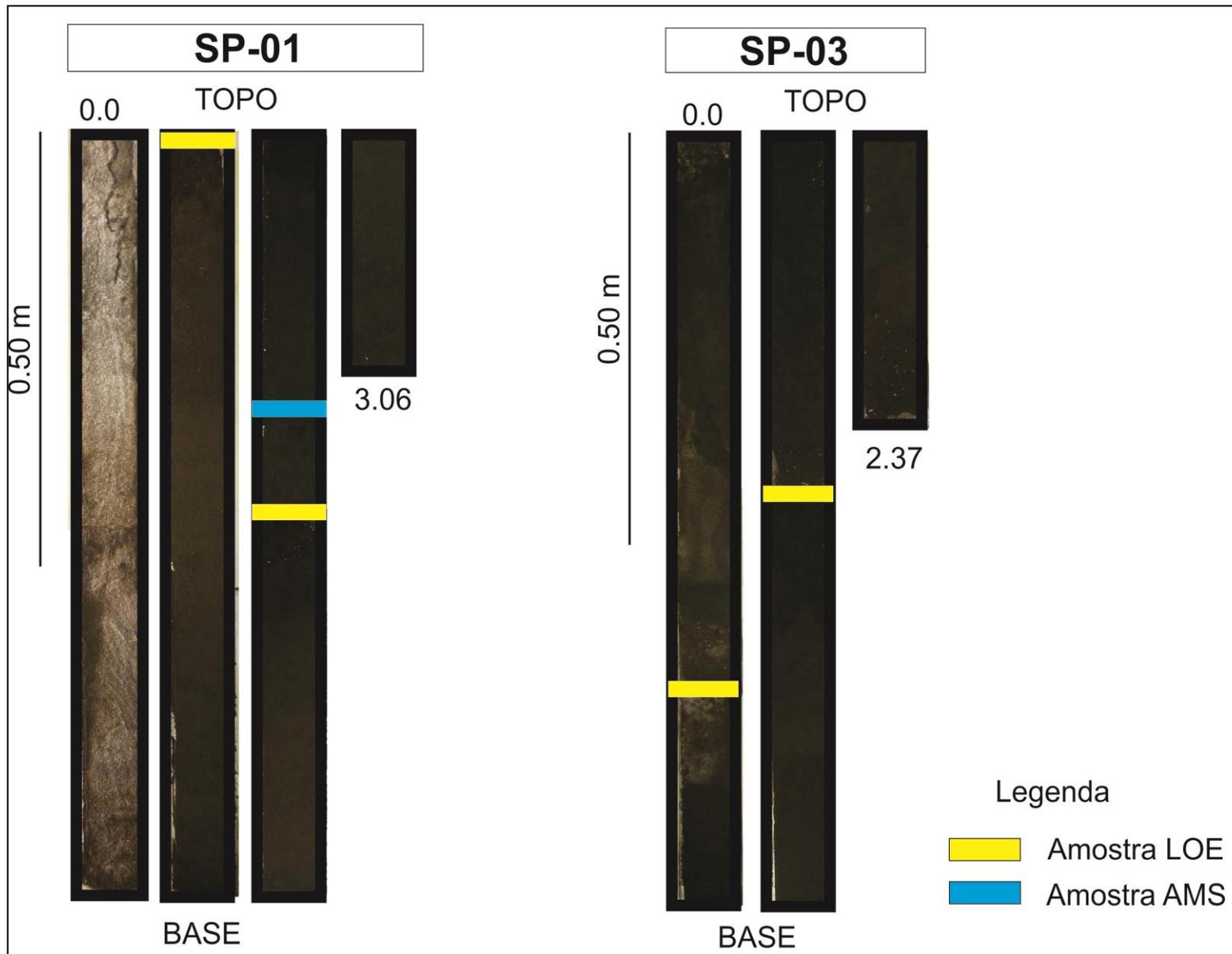


Figura 71: Fotos dos testemunhos SP-01 e SP-03.

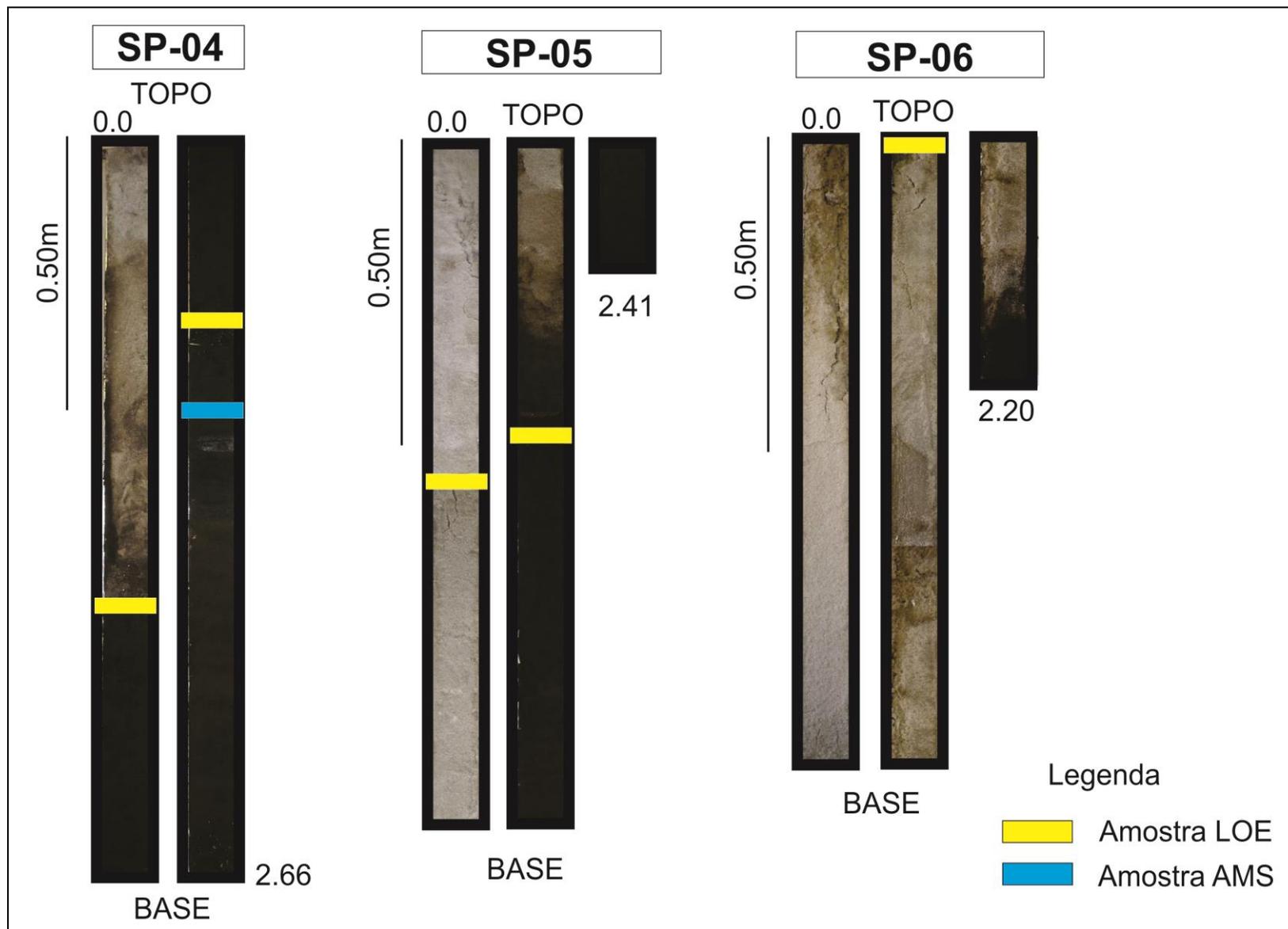


Figura 72: Fotos dos testemunhos SP-04, SP-05 e SP-06.

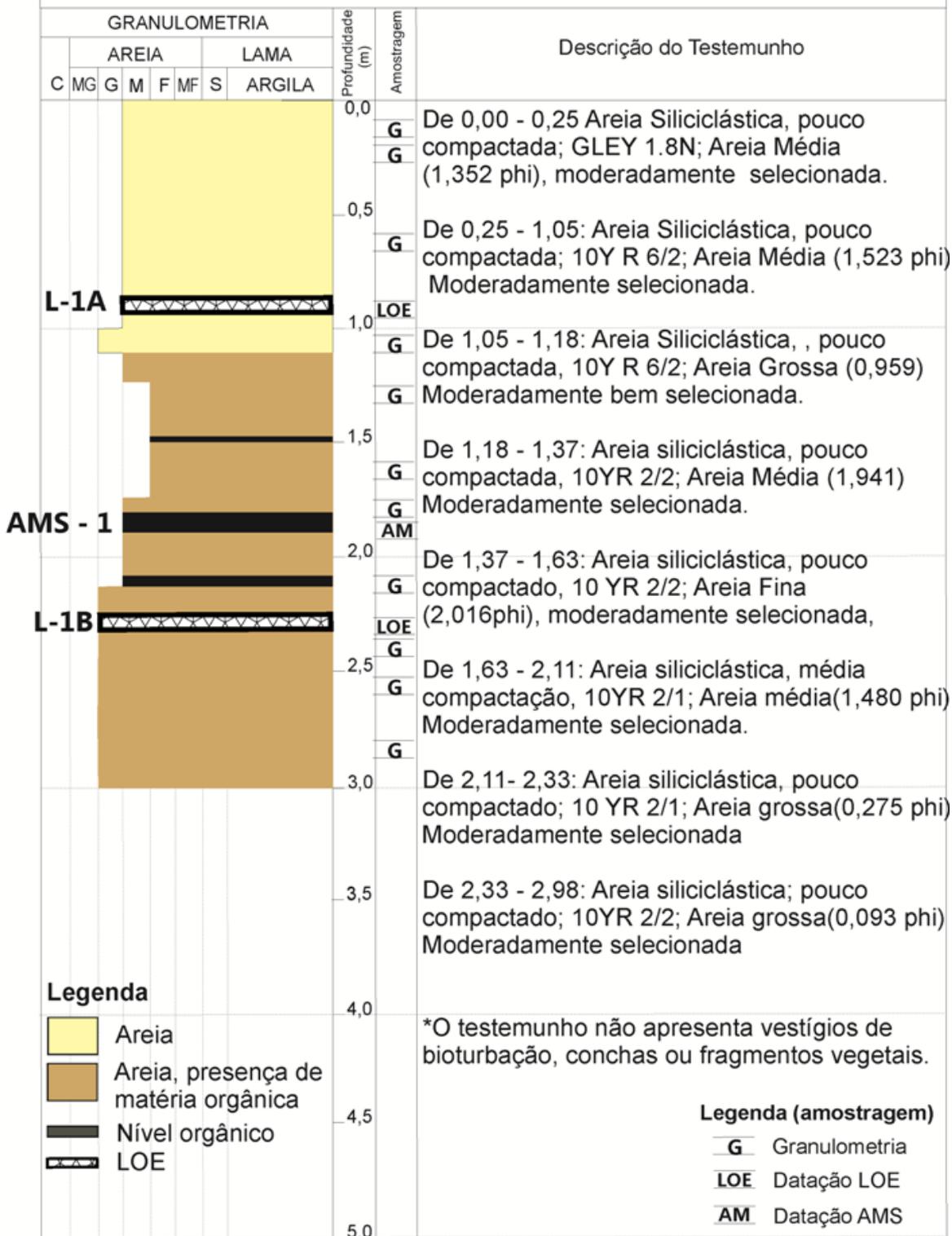


Figura 73: Descrição do testemunho SP-01, localizado nas cristas de praia.

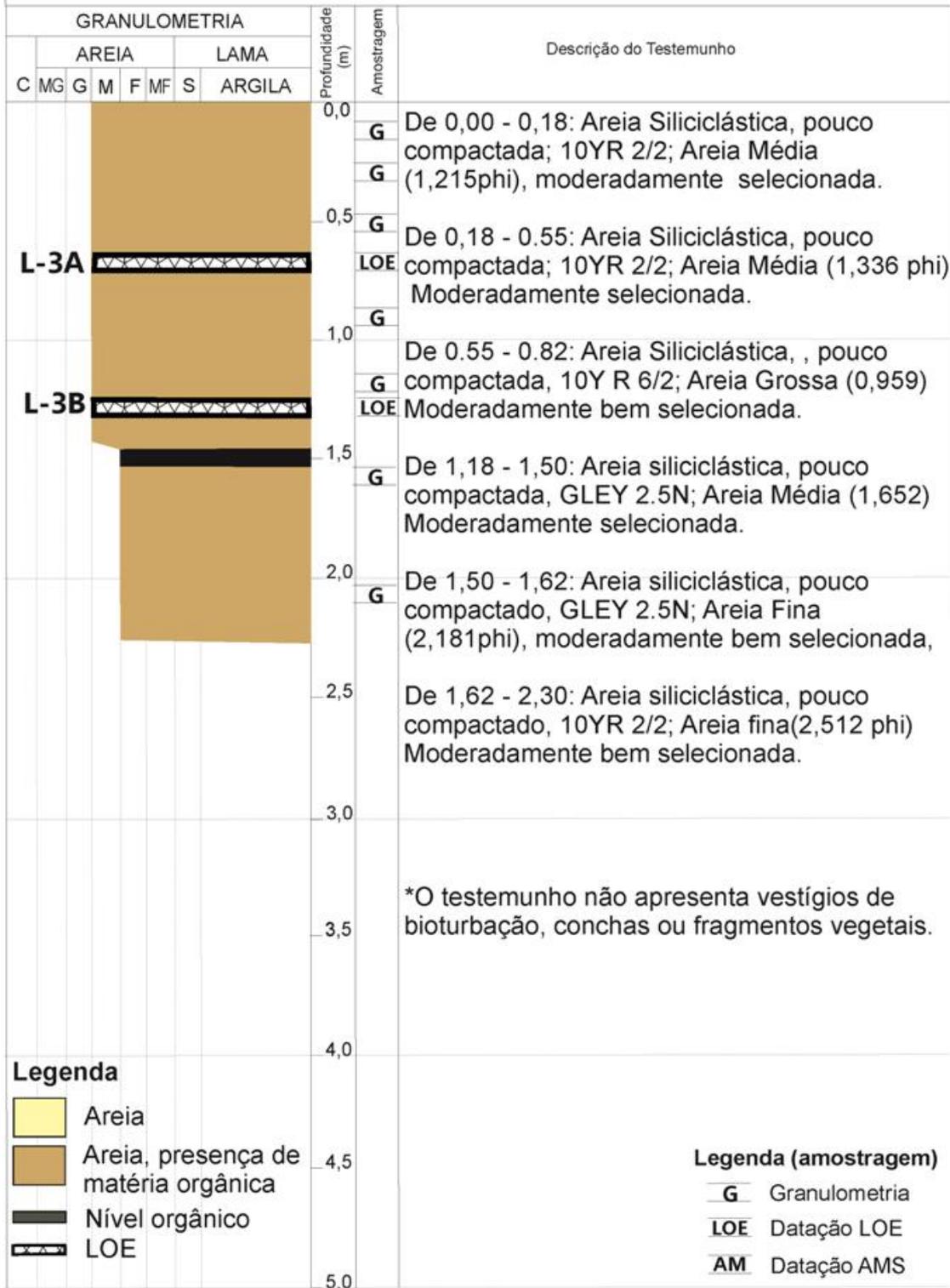


Figura 74: Descrição do testemunho SP-03 sobre as cristas de praia.

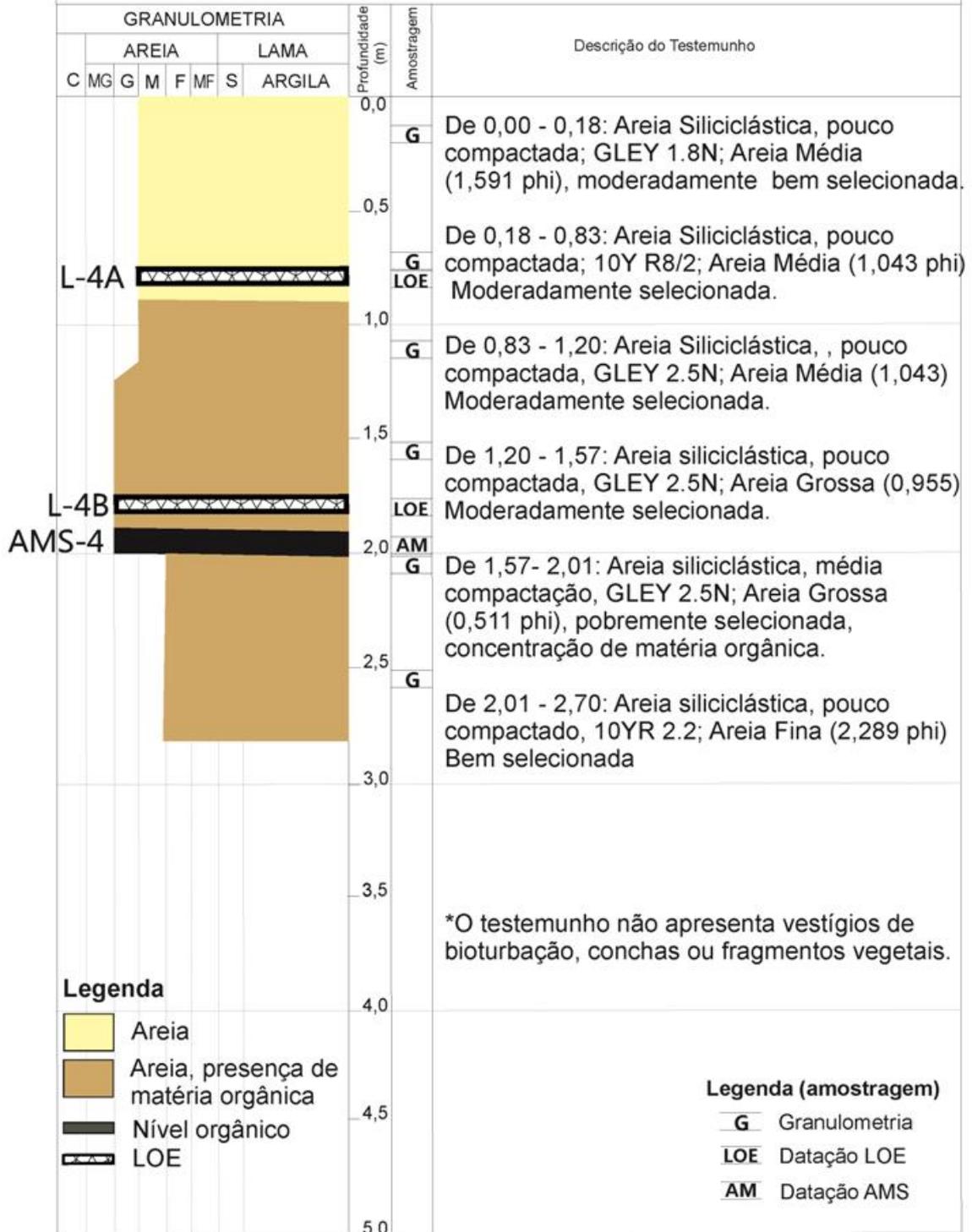


Figura 75: Descrição do testemunho SP-04, localizado nas cristas de praia.

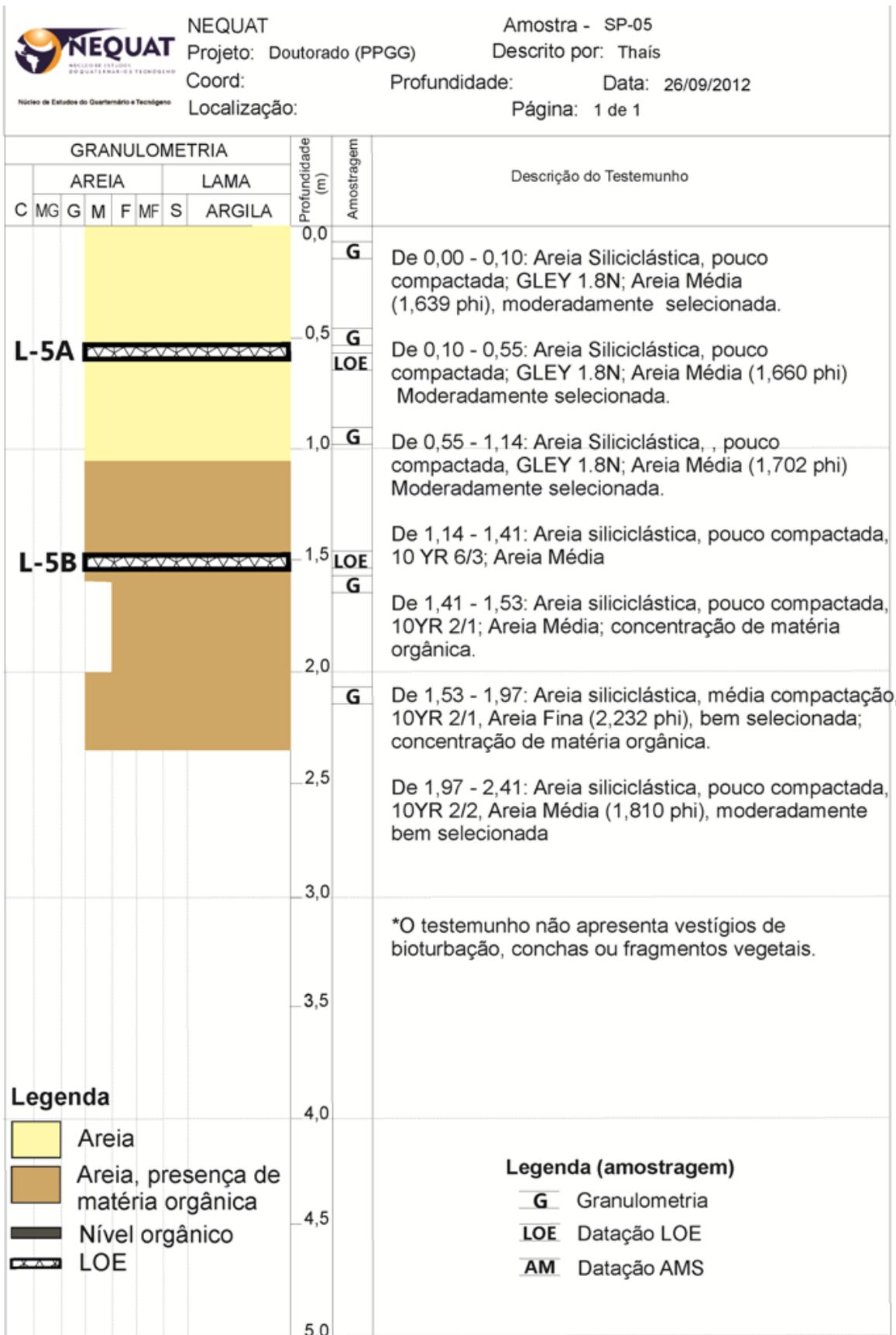


Figura 76: Descrição do testemunho SP-05, localizado nas cristas de praia.



#### 4.3.2– Testemunhos sobre o sistema barreira-laguna

Os testemunhos SP-07 e SP-08 foram obtidos no esporão lagunar e no reverso da barreira frontal. O primeiro apresenta areias médias a grossas moderadamente bem selecionadas nos primeiros oitenta centímetros, com presença esparsa de bioturbação, e coloração entre cinza à marrom escuro (figuras 78 e 80). Em seguida, foi identificada uma camada de lama arenosa de média compactação, com cerca de setenta e cinco centímetros. No topo desta camada, à aproximadamente 1,0 metro de profundidade, a concentração de carbonato foi bastante significativa, resultando numa caracterização biolitooclástica dos sedimentos. Foram coletadas amostras para datação por AMS no topo e na base desta camada. Em seguida, há a presença de uma fina camada de areia lamosa, com granulometria média e pobremente selecionada, provavelmente representando uma fácies de transição. As últimas camadas dos testemunhos, são caracterizados por areias grossas à médias, moderadamente selecionadas, de coloração cinza claro e presença de conchas somente no topo da camada.

O testemunho SP-08 foi o de maior recuperação, com cerca de 3,5 metros. O primeiro meio metro é caracterizado por areias grossas à muito grossas, pobremente selecionadas, de coloração marrom acinzentado. A camada seguinte, com cerca de meio metro, é caracterizada por lama cinza esverdeada, com presença de bioturbação e *flow in* em direção à camada de areias muito grossas. Abaixo, foi identificada uma camada de meio metro de areia lamosa, de granulometria média, pobremente selecionada. Na base desta camada, há concentração de carapaças carbonáticas. Aproximadamente entre 1,5 m e 3,20 m de profundidade, novamente foi identificada uma camada de lama, de compactação média e coloração cinza esverdeada muito escura. Na parte superior, há grande concentração de conchas e fragmentos carbonáticos, resultando numa caracterização litobioclástico dos sedimentos. Finalmente, na base do testemunho, há uma fina camada de areia lamosa, de granulometria média, pobremente selecionada e com concentração de carapaças carbonáticas (figuras 79 e 80).

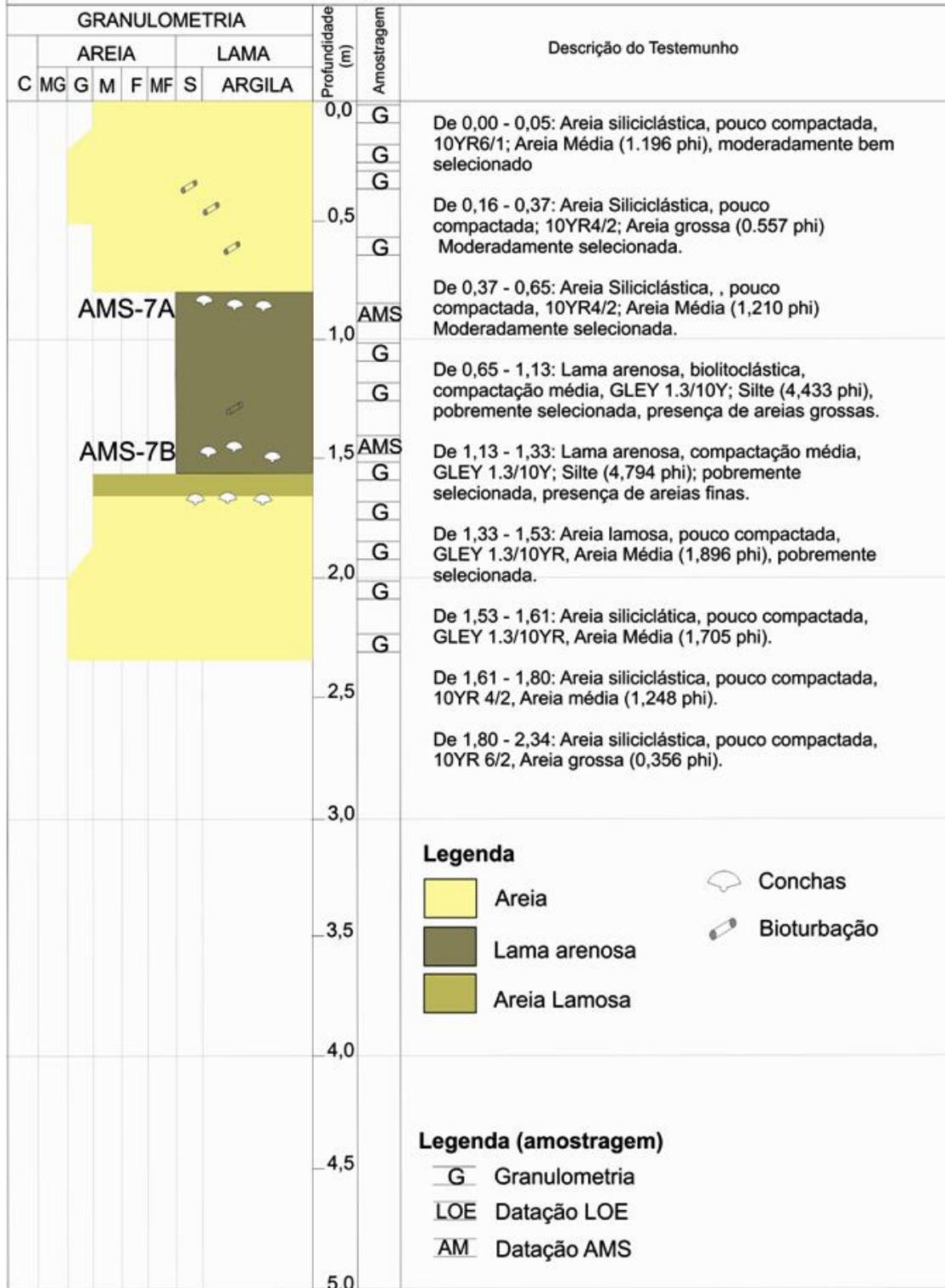


Figura 78: Descrição do testemunho SP-07, localizado no esporão lagunar.

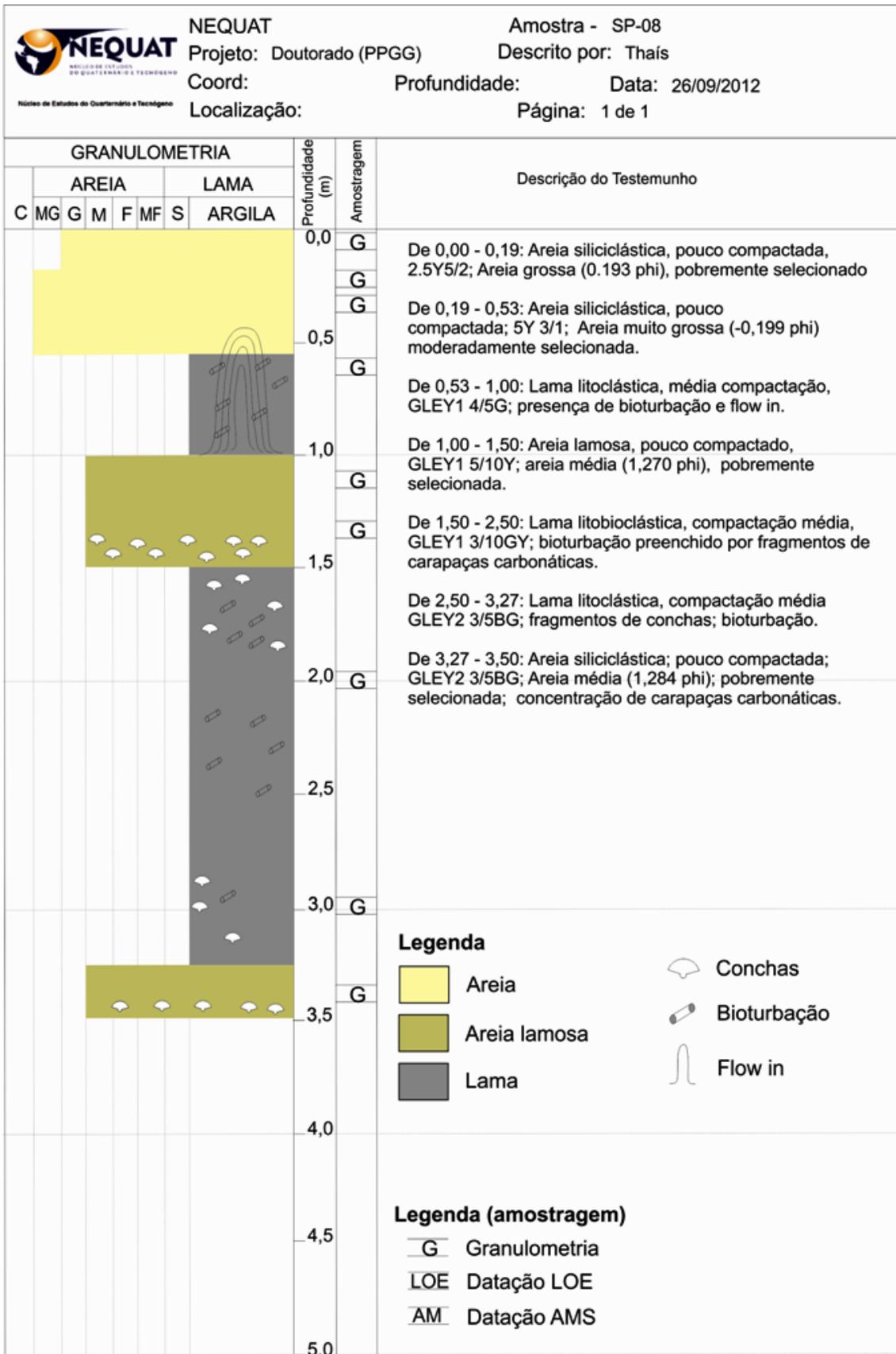


Figura 79: Descrição do testemunho SP-08, localizado no reverso da barreira frontal.

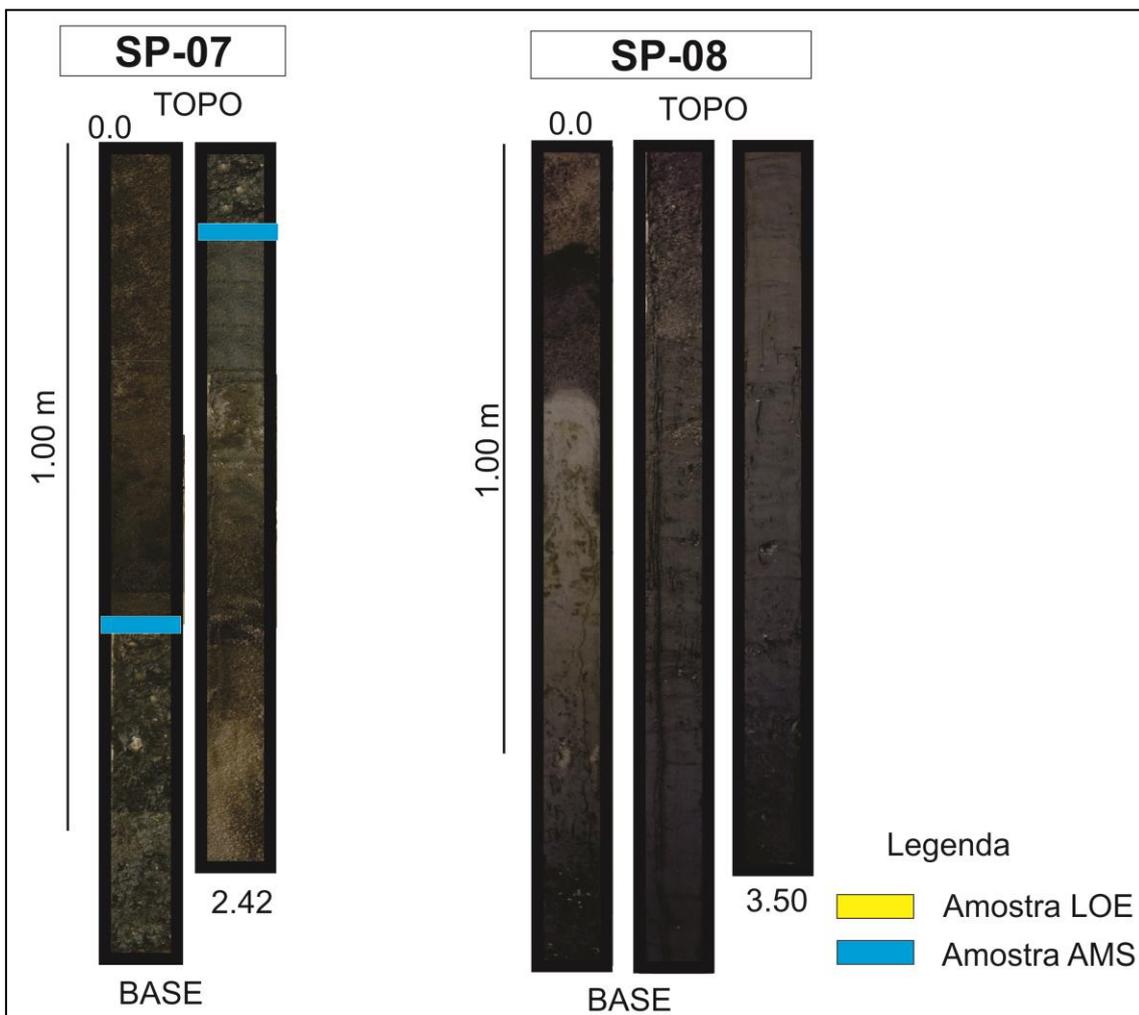


Figura 80: Fotos dos testemunhos SP-07 e SP-08.

#### 4.3.3 - Interpretação das fácies

Nos testemunhos relativos às cristas de praia foram identificadas unidades deposicionais de ambiente eólico (f1) e praias (f2). As fácies eólicas são predominantemente caracterizadas por um pacote de areia média, moderadamente selecionada. Já as fácies praias apresentam uma maior variabilidade granulométrica e de selecionamento, intercalando camadas de areias grossas pobremente selecionadas com areias médias e finas bem selecionadas. Isto provavelmente reflete a variabilidade energética do ambiente praias (figura 82).

O auxílio dos perfis de radar foi o que de fato possibilitou a identificação espacial destas unidades, uma vez que o caminho inverso, partindo da análise

sedimentar para definição dos depósitos, não permitiria tal correlação de forma segura. Logo, a nomenclatura das fácies dos testemunhos são as mesmas das radarfácies.

Apesar da análise granulométrica, padrão de assimetria e grau de selecionamento serem constantemente utilizados em ambientes modernos de interação praia-duna para diferenciação de ambos (Sherman & Bauer 1993), a análise sedimentar pode não ser suficiente para caracterização das respectivas fácies nas cristas de praia. De acordo com Otvos (2000) e Tamura (2012), os sedimentos do ambiente praias podem sofrer pouco transporte pela ação do vento e conseqüentemente menor selecionamento, resultando em pouca diferenciação sedimentar entre ambos os depósitos.

No caso dos testemunhos apresentados estes não mostraram padrão granudecrescente da base para o topo e ao comparar as amostras analisadas entre fácies eólicas e praias, estas apresentaram significativa dispersão entre os valores de parâmetros granulométricos. Não foi verificada a relação entre a assimetria negativa e maior grau de selecionamento dos sedimentos eólicos em comparação à tendência oposta dos sedimentos praias. Ainda assim, os sedimentos eólicos mostraram menor variabilidade em termos de selecionamento (figura 81).

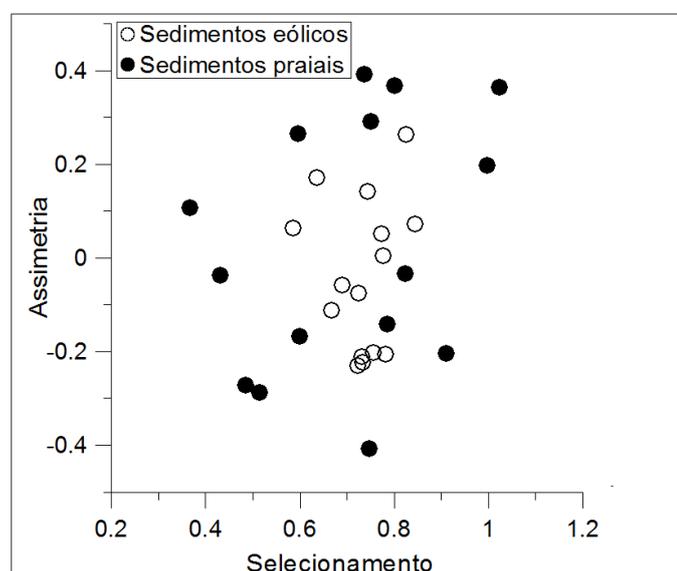


Figura 81: Valores de assimetria e selecionamento das amostras coletadas, diferenciadas por sedimentos eólicos e praias.

Já nos testemunhos do sistema barreira laguna, a análise sedimentar foi o elemento diferenciador das unidades deposicionais. No SP-07, a primeira camada arenosa foi interpretada como de retrabalhamento para formação de esporão lagunar

(f8), a partir dos sedimentos das cristas de praia. A camada seguinte refere-se a própria sedimentação lagunar (f9) que, por estar próxima à borda das cristas de praia e abaixo do esporão, apresenta pequena quantidade de areia misturada à lama, refletindo uma textura de lama arenosa. Já a última unidade deste testemunho foi interpretada como o substrato pleistocênico, originalmente formado pelos depósitos de cristas de praia (figura 82). Esta unidade apresenta areias de coloração mais clara, semelhante as encontradas nos testemunhos sobre as cristas, além da ausência de conchas e raízes.

O testemunho SP-08, localizado no reverso da barreira frontal, apresenta uma intercalação de leques de transposição (f7) com sedimentos lagunares (f9), conforme mostra a figura 82. A composição de areias grossas à muito grossas da primeira camada é característico da dinâmica de praia atual, cujo estado morfodinâmico é o refletivo (Machado, 2007). Estas fácies se depositam no reverso da barreira sob condições de eventos de alta energia, podendo alcançar o fundo lagunar. Nesse sentido, essas fácies de transposição representam um hiato na deposição dos sedimentos lagunares a partir de eventos de tempestade e, inclusive, representam o processo de retrogradação da barreira. As duas últimas unidades de transposição no testemunho são caracterizadas por areia lamosa, refletindo a mistura entre os ambientes deposicionais.

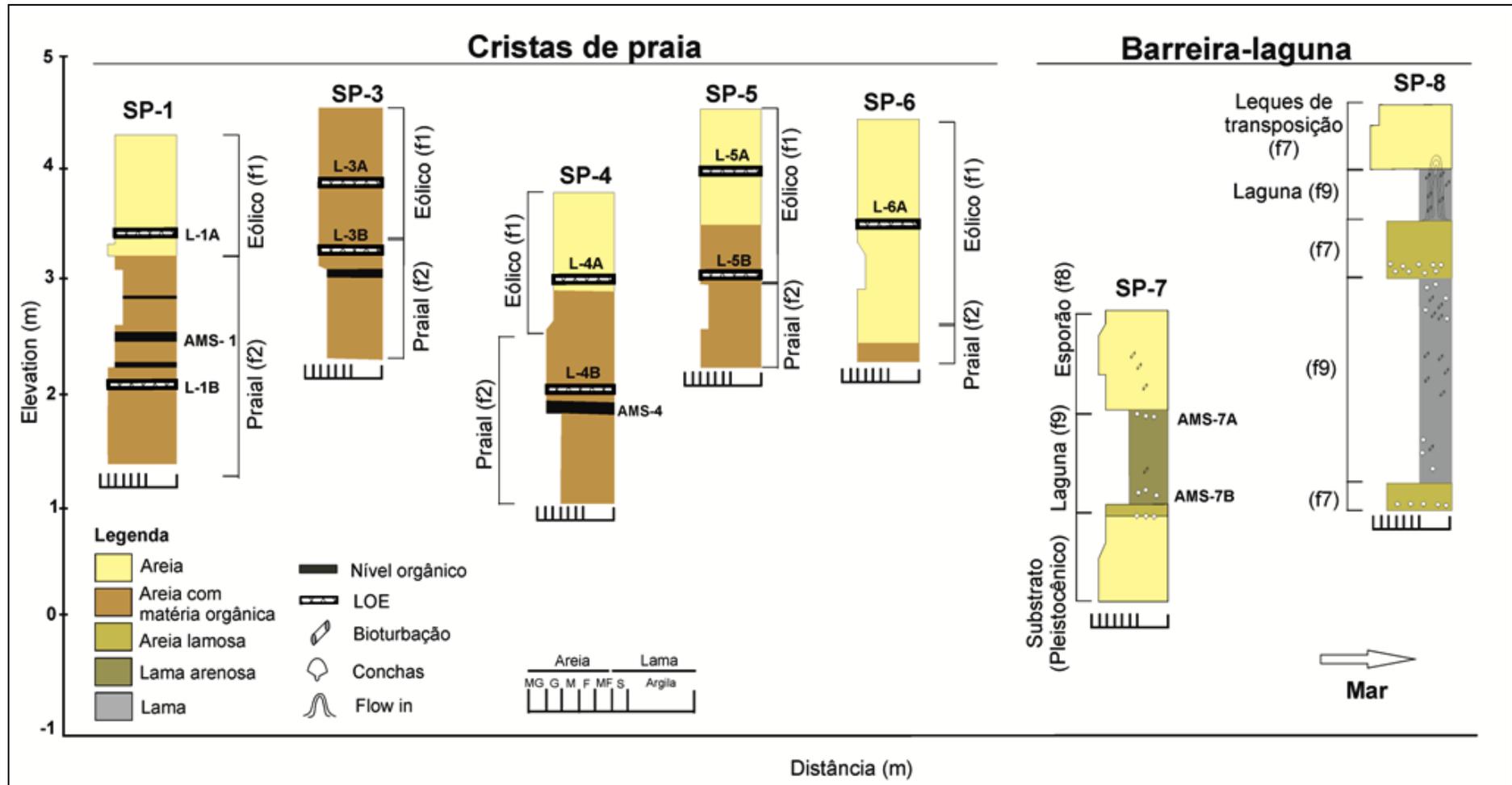


Figura 82: Interpretação das fácies nos testemunhos.

#### 4.4 – Resultados de Datação Absoluta

##### 4.4.1 – Idades estabelecidas a partir de Luminescência Opticamente Estimada (LOE)

Nas tabelas 10 e 11 estão contidas as Idades, Doses Equivalentes (DE) de todas as alíquotas de cada amostra, bem como o desvio padrão das mesmas, Doses acumuladas e Doses anuais. Em relação ao desvio padrão, Clarke *et al.* (1999) sugere que amostras com desvio maior que 5 Gy entre os valores de DE, defina as amostras com sinal residual. De acordo com o autor, existem amostras que podem conter grãos que não foram suficientemente zerados durante a deposição, o que pode resultar numa DE superestimada. Neste caso, segundo o mesmo autor, a idade seria considerada “arbitrária” em termos geocronológicos.

As amostras L-1A e L-1B apresentaram uma Dose equivalente relativamente semelhante, resultando numa idade de  $83.000 \pm 8.500$  e  $84.000 \pm 11.700$  anos respectivamente, apresentando-se coerentes em termos estratigráficos (tabela 9). A amostra L-1B apresentou um desvio padrão entre as doses acumuladas para cada alíquota igual a 5,05 Gy que, segundo Clarke (1999), seria o limite para amostras efetivamente sem sinal residual. Já amostra L-1A obteve um desvio padrão igual a 9,17 Gy, o que poderia indicar algum sinal residual e conseqüentemente uma idade superestimada. Porém, ela obteve uma idade mais nova que a L-1B, conforme o esperado e, neste sentido, este desvio padrão acima de 5 Gy pode estar relacionado ao número reduzido de alíquotas e não ao fato da amostra não estar efetivamente zerada (Tabela 10).

Tabela 9: Localização das amostras nos testemunhos e informações altimétricas.

Amostras	Testemunho	Profundidade (m)	Elevação (Acima do NMM)	Material
L-1A	SP-01	1,60	3,60	Quartzo
L-1B	SP-01	2,90	2,20	Quartzo
L-3A	SP-03	1,30	4,00	Quartzo
L-3B	SP-03	2,00	3,30	Quartzo
L-4A	SP-04	1,40	3,10	Quartzo
L-4B	SP-04	2,28	2,22	Quartzo
L-5A	SP-05	1,10	4,20	Quartzo
L-5B	SP-05	2,18	3,12	Quartzo
L-6A	SP-06	1,60	3,50	Quartzo

A amostra L-3A obteve uma idade equivalente  $12.000 \pm 1.100$  anos, configurando o resultado mais discrepante das demais amostras. Considerando o

grupo de doses equivalentes das alíquotas, estas mostraram-se sem dispersão dos valores tendo, inclusive, o menor desvio padrão entre todas as amostras (1,01 Gy).

Este resultado é associado à quatro possíveis causas. Primeiramente esta amostra talvez esteja refletindo um retrabalhamento eólico mais recente, característico em planície de cristas de praia, também sugerido por Murray-Wallace *et al.* (2002). Segundo, não é descartada uma inconsistência do resultado em função da pouca profundidade da coleta em relação às demais amostras, a 1,30m de profundidade. Além destes, pode ainda ser considerada uma possível mistura de grãos pela forma da coleta e posterior manuseio para o deslocamento dos tubos de sondagem. Porém, em função da baixa dispersão das alíquotas da amostra L-3A, esta última hipótese parece ser a menos provável. Por último, pode ter ocorrido erro associado às etapas de processamento do laboratório.

Tabela 10: Resultado das amostras processadas por LOE, utilizando Protocolo SAR.

DE (Gy)	1A	1B	3A	3B
DE (alíquota 1)	65,4	49,6	8	64,8
DE (alíquota 2)	66,5	59,2	7,3	55,4
DE (alíquota 3)	46,5	43,7	10,5	62,5
DE (alíquota 4)	57,1	51,3	8,1	61,7
DE (alíquota 5)	57,6	59	7,9	58,7
DE (alíquota 6)	68,7	53,8	8,4	62,5
DE (alíquota 7)	40,7	52,3	8,4	61,3
DE (alíquota 8)	57,6	51	-	65,1
DE (alíquota 9)	57,5	-	-	-
Desvio Padrão	9,17	5,05	1,01	3,18
	1A	1B	3A	3B
Dose acumulada (Gy)	57,6	51,3	10,5	60,8
Dose anual ( $\mu$ Gy/ano)	690 $\pm$ 40	610 $\pm$ 50	860 $\pm$ 66	700 $\pm$ 30
Idade	83.000 $\pm$ 8.500	84.000 $\pm$ 11.700	12.000 $\pm$ 1.100	87.000 $\pm$ 8.000

A amostra L-3B obteve uma idade igual a 87.000  $\pm$  8.000 anos e um desvio padrão entre as Doses Equivalentes igual a 3,18 Gy, significando uma boa amostra para datação. Embora idade apresentada seja mais antiga que as amostras L-1A e L-1B, as Dose equivalentes (DE) são relativamente próximas entre elas. Nesse sentido, essa diferença de idades pode estar relacionada à Dose Anual. Ainda assim, apesar desta inversão em relação à amostra L-1B, deve-se ressaltar que a margem de erro foi de 8.000 anos.

As amostras L-4A e L- 4B apresentaram idades 70.500  $\pm$  9.000 anos e 75.000  $\pm$  12.000 anos respectivamente. O desvio padrão ficou em torno de 7 e 9 Gy,

indicando uma possível luminescência residual ou que o número de alíquotas foi insuficiente, uma vez que os valores de Dose Equivalentes são relativamente elevados conforme mostra a tabela 11. Considerando a margem de erro da idade da amostra L-4B, o resultado contém coerência cronológica e estratigráfica.

As amostras L-5A e L- 5B apresentaram idades equivalentes a  $56.000 \pm 8.500$  e  $81.000 \pm 10.000$  respectivamente. Esta última indica uma significativa margem de confiança da aplicação do método de Luminescência, cujo desvio padrão das doses equivalentes foi igual a 4,10 Gy.

Finalmente a amostra 6A, cuja profundidade de coleta foi semelhante às amostras B em geral, apresentou idade equivalente a  $80.700 \pm 11.000$ . Este resultado também é considerado satisfatório em função do baixo desvio padrão encontrado para as Doses Equivalentes, em torno de 3 Gy.

Tabela 11: Resultado das amostras processadas por LOE, utilizando Protocolo SAR.

DE (Gy)	4A	4B	5A	5B	6A
DE (alíquota 1)	80,5	61,4	66	103	53,8
DE (alíquota 2)	73,5	78,8	68,1	89,2	48,9
DE (alíquota 3)	88,4	75,1	61,3	91,2	49,7
DE (alíquota 4)	65,7	70	73,9	110,3	49,5
DE (alíquota 5)	56,4	70,8	62,8	92,2	49,8
DE (alíquota 6)	64,9	64,7	69	97,5	42,7
DE (alíquota 7)	75,2	57,8	69,7	97,1	48,1
DE (alíquota 8)	75,2	78	70,1	101,2	-
DE (alíquota 9)	75,7	70,9	-	-	-
Desvio Padrão	9,39	7,24	4,10	7,01	3,29
	4A	4B	5A	5B	6A
Dose acumulada (Gy)	71,6	78	66,5	99,2	53,8
Dose anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	$1020 \pm 90$	$1040 \pm 150$	$1190 \pm 120$	$1230 \pm 170$	$670 \pm 50$
Idade	$70.500 \pm 9000$	$75.000 \pm 12.000$	$56.000 \pm 8.500$	$81.000 \pm 10.000$	$80.700 \pm 11.000$

Tabela 12: Resultados das concentrações de  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{40}\text{K}$  para cada amostra

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
L-1A	3,009 ± 0,108	0,802 ± 0,105	0,009 ± 0,001
L-1B	0,393 ± 0,014	0,072 ± 0,031	0,305 ± 0,044
L-3A	2,846 ± 0,102	0,739 ± 0,112	0,199 ± 0,029
L-3B	2,806 ± 0,101	0,923 ± 0,090	0,0 ± 0,0
L-4A	1,045 ± 0,038	0,587 ± 0,025	0,523 ± 0,076
L-4B	2,201 ± 0,079	0,727 ± 0,299	0,428 ± 0,062
L-5A	6,055 ± 0,218	1,372 ± 0,341	0,128 ± 0,019
L-5B	2,879 ± 0,104	0,746 ± 0,299	0,560 ± 0,081
L-6A	2,818 ± 0,101	0,765 ± 0,221	0,008 ± 0,001

#### 4.4.2 - Idades estabelecidas a partir de AMS ( $C^{14}$ )

As amostras AMS-1 e AMS-4 foram coletadas nas cristas de praia, à uma profundidade em torno de 2,70 metros (tabela 13). O material coletado para datação é caracterizado por uma composição arenosa com acúmulo de matéria orgânica, de média à alta compactação e de coloração preta (figura 83). Este material refere-se ao horizonte B espódico, contido nos espodossolos das cristas de praia (AGEITEC, 2013).

Os resultados das duas amostras indicaram idades superiores a 43.500 A.P., ou seja, além do alcance do método de datação de Radiocarbono, corroborando a idade Pleistocênica das cristas. Em função destas idades, estes resultados não foram calibrados em relação ao efeito reservatório.

Tabela 13: Resultados e informações altimétricas das amostras AMS.

Amostras	Testemunho	Prof. (m)	Elevação (Acima do NMM)	Material	Idade Convencional (não-calibrada)
AMS-1	SP-01	2,76	2,30	Matéria Orgânica	>43.500 A.P.
AMS-4	SP-04	2,60	1,90	Matéria Orgânica	>43.500 A.P.
AMS -7A	SP-07	1,56	1,44	Conchas	6.020 ± 30 A.P.
AMS -7B	SP-07	2,21	0,79	Conchas	6.250 ± 30 A.P.



Figura 83: Material coletado nas cristas de praia, referente às amostras AMS-1 e AMS-4.

As amostras AMS -7A e AMS -7B foram coletadas no topo e na base da camada lagunar respectivamente, do testemunho SP-07, realizada sobre o esporão lagunar (tabela 13). A natureza da primeira amostra refere-se à conchas de espécies marinhas bivalves *Chione subrostrata* e *Anamalocardia brasiliiana*. Cabe ressaltar que estas amostras de bivalves foram coletadas com as valvas articuladas, o que indica pouco transporte. A amostra AMS-7B corresponde à uma concha de gastrópode marinho da família *Bullidae* (figura 84).

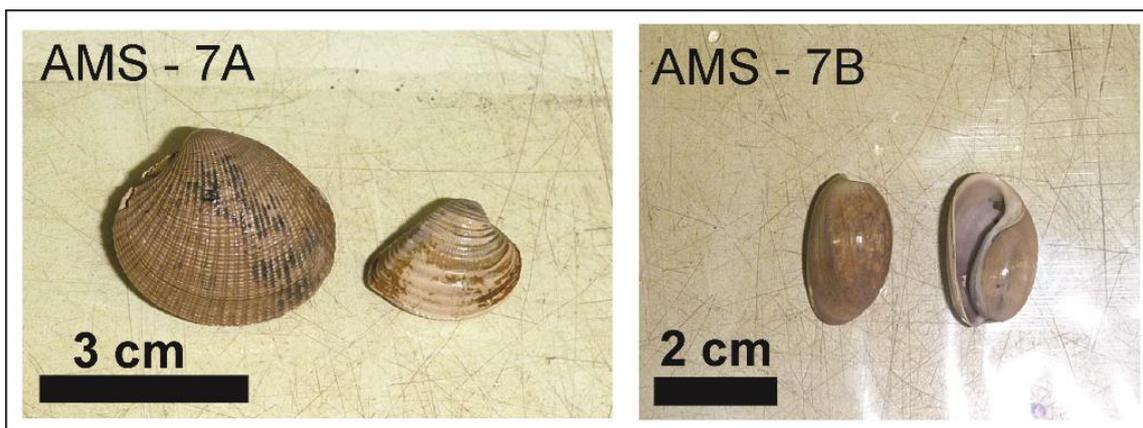


Figura 84: A amostra AMS-7A é composta de bivalves marinhas das espécies *Chione subrostrata* (à esquerda) e *Anamalocardia brasiliiana* (à direita). A amostra AMS-7B é composta por gastrópode marinho da família *Bullidae*.

As idades não-calibradas das amostras AMS-7A e 7B foram estimadas em  $6.020 \pm 30$  A.P. e  $6.250 \pm 30$  A.P. respectivamente. Os resultados indicam coerência estratigráfica, já que representam distintas profundidades; e geocronológica, pois estes dados estão associados ao máximo transgressivo Holocênico caracterizado em termos geomorfológicos pelo sistema barreira-laguna. Estas idades também são semelhantes às encontradas por Martin *et al.* (1984) e Almeida (1997), na respectiva área e em semelhante material datado.

#### 4.4.3 – Caracterização das unidades deposicionais das amostras coletadas

Os métodos de datação por luminescência permitem determinar quando um mineral foi exposto à luz solar pela última vez e, em outras palavras, determina quanto tempo o mineral permaneceu soterrado, estabelecendo uma idade absoluta para um depósito sedimentar.

Durante o transporte e deposição dos sedimentos, estes devem ficar em contato com a luz solar durante algum tempo. Isto é o que permite que eles tenham o sinal “zerado” de luminescência referente à uma fase deposicional pretérita. Nesse sentido, Argylan *et al.* (2005) ressaltam a importância de considerar o ambiente deposicional das amostras.

No caso das feições de cristas de praia, estas são compostas por fácies eólicas, de berma e face praial e de antepraia. Em relação às duas primeiras, consideradas de ambientes subaéreos, Argylan *et al.* (2005) e Richardson (2001) ressaltam que ambos os depósitos tendem a ter o sinal de luminescência zerado. Por outro lado, amostras de ambientes subaquosos, como o de antepraia superior, podem não efetuar completamente a liberação da luminescência devido à coluna d’água. Esta reduz os níveis de luz, podendo resultar em amostras com idades superestimadas.

A utilização dos perfis de radar sobre os locais de coleta das amostras permitiu a identificação da unidade deposicional a que estavam relacionadas, gerando apontamentos importantes (figura 85). Primeiramente, os registros geofísicos mostram que nenhuma das amostras foi retirada do ambiente de antepraia, isto é, de ambientes de deposição subaquosos (Tabela 14).

Tabela 14: Caracterização dos depósitos das amostras datadas.

Amostras	Elevação (Acima do NMM)	Ambiente deposicional	Idade	Desvio padrão (DEs)
L-1A	3,60	Eólico	83.000 ± 8.500	9,17
L-1B	2,20	Praial	84.000 ± 11.700	5,05
L-3A	4,00	Eólico	12.000± 1.100	1,01
L-3B	3,30	Eólico/Praial	87.000± 8.000	3,18
L-4A	3,10	Eólico	70.500 ± 9000	9,39
L-4B	2,22	Praial	75.000 ± 12.000	7,24
L-5A	4,20	Eólico	56.000 ± 8.500	4,10
L-5B	3,12	Eólico/Praial	81.000 ± 10.000	7,01
L-6A	3,50	Eólico	80.700 ± 11.000	3,29
AMS-1	2,40	Praial	>43.500 A.P.	-----
AMS-4	1,90	Praial	>43.500 A.P.	-----
AMS-7A	1,44	Lagunar	6.020±30 A.P.	-----
AMS-7B	0,79	Lagunar	6.250±30 A.P.	-----

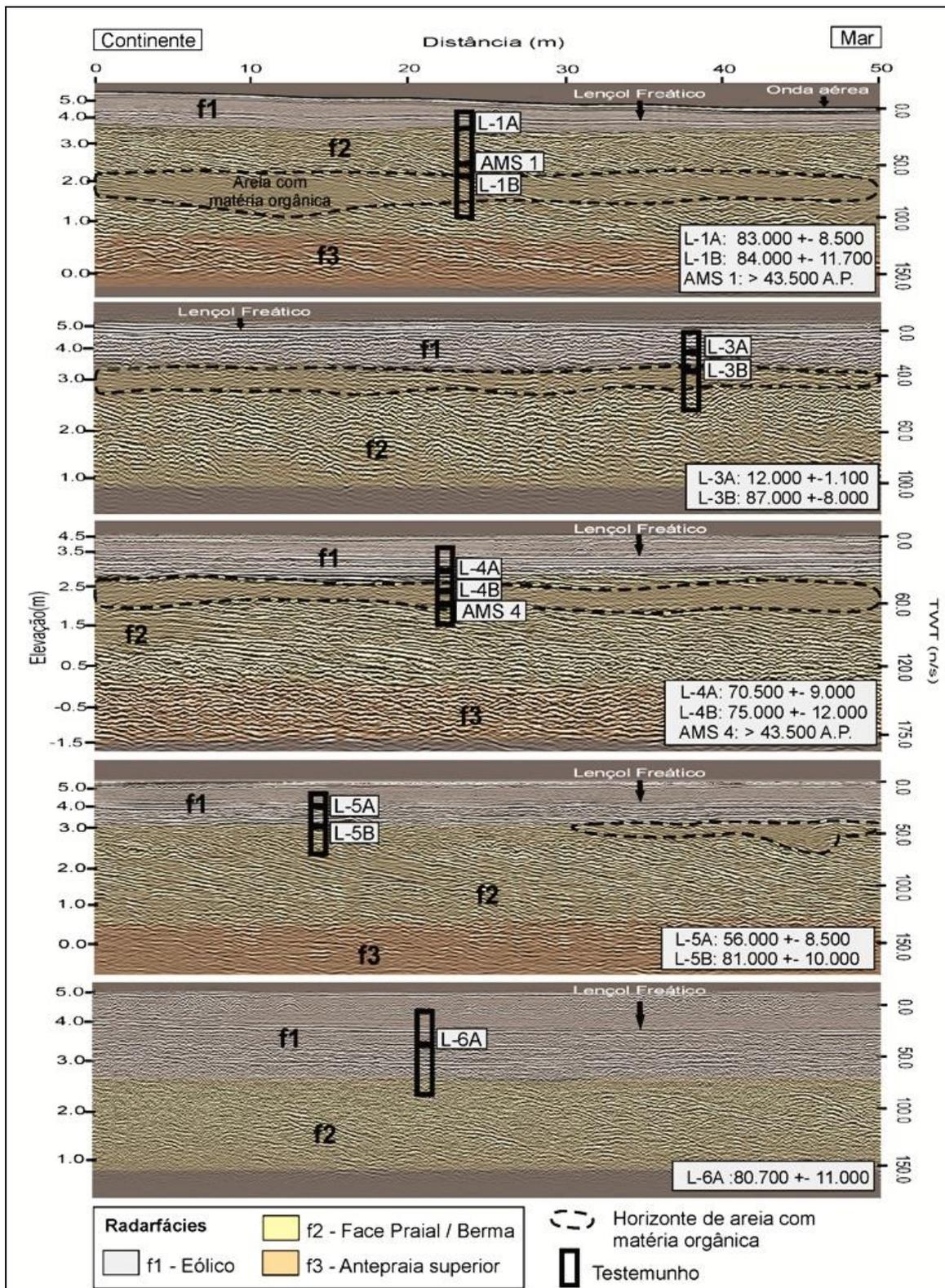


Figura 85: Perfis de radar sobre as cristas de praia no local da coleta das amostras para datação.

De acordo com os registros geofísicos, todas as amostras são relativas às unidades de face praial e capeamento eólico. As amostras L-6A e L-1B, cujas idades são as mais confiáveis para os ambientes deposição eólica e praial respectivamente,

sugerem que ambos os depósitos são contemporâneos, podendo servir igualmente como ambiente para coleta de LOE, no caso de depósitos Pleistocênicos.

O ambiente de coleta das amostras L-3B e L-5B foi considerado como sendo o contato entre as fácies eólicas e praias. O radar também corroborou a característica de depósito eólico da amostra L-3A, o que ressalta a hipótese de um possível retrabalhamento mais recente. Considerando o desvio padrão das Doses Equivalentes, não foi verificada relação entre amostras com maior dispersão de alíquotas e o tipo de depósito datado.

O horizonte de areia com matéria orgânica, considerado o horizonte B do espodosolo, foi identificado nos perfis de radar como uma área de atenuação entre 2,0 e 3,0 metros de profundidade (figura 85). As amostras AMS-1 e AMS-4, coletadas neste horizonte, foram consideradas como depósitos praias.

No caso das amostras coletadas no sistema barreira-laguna, amostras AMS-7A e AMS-7B, não foi possível o registro geofísico provavelmente em função da salinidade da lagoa. Porém, pelas análises sedimentológicas, ambas são relativas ao ambiente deposicional lagunar

# Capítulo 5

Discussões e modelos  
geomorfológicos para respectiva  
área

## 5 – Discussões e modelos geomorfológicos para respectiva área

### 5.1 – Progradação e erosão da planície durante o Pleistoceno no contexto do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul

Considerando o perfil topobatimétrico da praia do atual delta do rio Paraíba do Sul como um análogo moderno das cristas em relação às unidades deposicionais encontradas nos perfis de GPR (figura 86), a espessura sedimentar das unidades morfodinâmicas, monitoradas entre 2005 e 2008, são coerentes com as unidades das barreiras costeiras pleistocênicas.

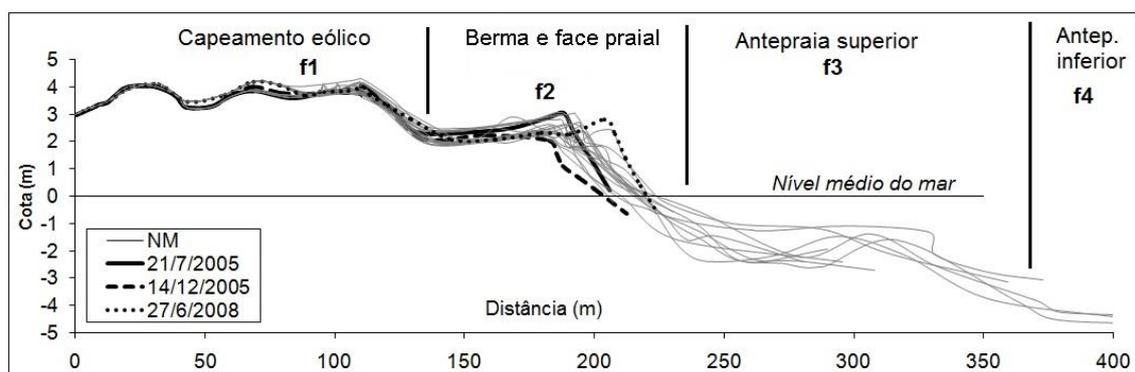


Figura 86: Perfis topobatimétricos de praia no delta atual do rio Paraíba do Sul (Rocha 2009), com as radarfácies identificadas nas respectivas unidades morfológicas.

Esse sistema de barreiras regressivas ou progradantes (Otvos, 2012) está relacionado às condições de descida do nível médio do mar durante o último período glacial e ao provável aporte sedimentar relacionado ao antigo curso do rio Paraíba do Sul, cuja foz seria em direção ao Cabo de São Tomé. Este antigo curso do rio é frequentemente citado em trabalhos referentes à evolução da área do complexo deltaico, como Lamego (1955), Silva (1987), Bastos (1997), Almeida (1997), Tomaz (2005) e Dias e Kjevre (2009).

A ausência de sinal GPR a partir de -3,0 metros nos perfis interpretados pode também ser um indicativo da deposição costeira relacionado a um ambiente deltaico. Apesar da ausência de sondagens mais longas, esta atenuação do sinal geofísico pode ser decorrente da presença das lamas de pro-delta. No delta atual, estas lamas aparecem já a partir da batimétrica de 4,0 metros, podendo chegar até a 16 metros de profundidade, segundo Murillo *et al.* (2007).

As unidades de cristas de praia investigadas na planície de Quissamã, totalizando cerca de 5km, formaram-se entre 80.000 anos e 87.000 anos. Em função de algumas inversões encontradas nas idades obtidas por LOE, a estimativa de uma

taxa de progradação pode ser arbitrária. Porém, comparando com parte da planície costeira do delta atual, onde cerca de 7km teria se desenvolvido em 2.500 anos (Bastos,1997), estima-se que a taxa de progradação da planície de Quissamã possa ter sido mais lenta que a planície do delta atual.

Apesar das cristas de praia de Quissamã serem representativas da progradação da linha de costa num período do Pleistoceno, os truncamentos nos alinhamentos das cristas obtidos no mapeamento geomorfológico representam interrupções na progradação da planície, seguido de uma fase ou evento erosivo. No registro em subsuperfície, isto é corroborado pela identificação das radarfácies f3a, f7 e das superfícies erosivas.

Em costas dominadas por ondas, os eventos de alta energia frequentemente são citados como causa para as superfícies erosivas encontradas em planícies costeiras a partir de registro GPR (Rodriguez e Meyer, 2006; Buynevich, 2006; Engels e Roberts, 2005). A identificação da radarfície f7, caracterizado como leque de transposição, mostra coerência com esta hipótese. Porém, no contexto de ambiente deltaico, outras questões podem ser consideradas.

No caso do delta atual, os truncamentos das cristas também ocorrem de forma muito evidente próximo à desembocadura do rio Paraíba (figura 87). Segundo Bastos (1997), estes truncamentos têm sido atribuídos à mudança de orientação do curso do rio, oscilações secundárias do nível do mar, períodos de déficit sedimentar e alterações no padrão de ondas. Além destes, Santos (2006) identificou uma relação entre as fases erosivas próxima à foz e a ocorrência de eventos de El Nino intenso. Este gera a intensificação dos ventos de NE e conseqüentemente altera o padrão de ondas.

Os truncamentos encontrados na planície de Quissamã também podem estar relacionados às mesmas causas, considerando o mesmo contexto deposicional. Desta forma, espera-se que a planície de cristas de Quissamã tenha sido submetida a uma dinâmica costeira semelhante à planície do delta atual, considerando os registros relativos à progradação e as fases de erosão discutidas.

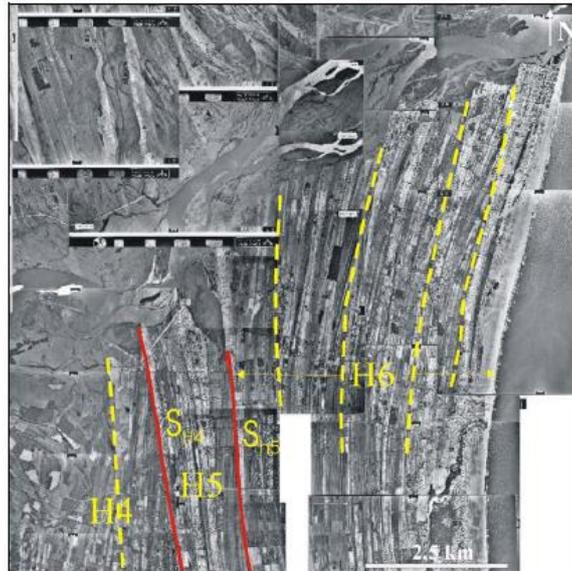


Figura 87: Truncamentos nos alinhamentos das cristas de praia no atual delta do rio Paraíba do Sul (Fonte: Tomaz, 2005).

## 5.2 – As cristas de praia como indicadores de paleoníveis do mar e a correlação com outros depósitos pleistocênicos no litoral brasileiro

Uma das principais finalidades das investigações relativas às cristas de praia é a reconstrução dos paleoníveis do mar (Nielsen *et al.* 2006). Apesar do nível altimétrico das cristas geralmente ser utilizado como um indicador próximo ao nível médio do mar, uma vez que estas feições tendem a ser formadas a partir da faixa de espraiamento da ação das ondas, o capeamento eólico tende a mascarar a posição desta faixa deposicional (Otvos 2000, Pedoja *et al.* 2011).

De acordo com Tamura (2012), os dois principais indicadores de paleoníveis do mar nas cristas é o contato entre as unidades de capeamento eólico e face praial; e o contato entre este último e a unidade de antepraia superior. O primeiro indica o nível de espraiamento da ação das ondas no ambiente praial e o segundo, é indicativo do nível de baixa-mar, apesar deste poder variar em relação à energia das ondas.

Considerando as linhas de GPR obtidas nos pontos de sondagem das cristas de praia, com antena de 400 MHz, buscou-se identificar estes contatos na planície de Quissamã, a partir da identificação das radarfácies f1, f2 e f3 (figura 88). O contato entre as unidades de radarfácies f2 e f3 não foram identificados em todos os pontos de amostragem devido à penetração da antena de radar. Já o contato entre as radarfácies f1 e f2 aparece entre 3,5 e 2,5 metros acima do nível médio do mar atual.

A informação altimétrica deste contato nos pontos L1, L3 e L4 pode refletir o comportamento regressivo da linha de costa no estágio isotópico 5a, associado à diminuição do nível do mar e a possível contribuição de aporte sedimentar do

paleodelta do rio Paraíba do Sul. Por outro lado, o contato entre os pontos L5 e L6, cerca de 0,60 metros acima dos demais pode refletir oscilações secundárias do nível do mar neste período. Porém, considerando a margem de erro da aquisição altimétrica do DGPS em modo cinemático e a ausência de informações estratigráficas mais abrangentes, este apontamento apresenta pouca sustentação.

Registros sedimentares e estratigráficos que possam gerar curvas de oscilações pleistocênicas são geralmente raros, uma vez que existe a dificuldade de preservação destes indicadores associado ao efeito das subseqüentes elevações do nível do mar. Nesse sentido, indicadores deposicionais pleistocênicos de paleolinhas do mar são menos comuns do que os holocênicos. Na costa brasileira, a maioria destes depósitos está relacionada ao estágio isotópico 5e (120.000 anos), onde o nível do mar teria alcançado aproximadamente cotas entre 6,0 a 8,0 metros acima do nível médio do mar atual (Barreto *et al.* 2002, Tomazelli & Dillenburg 2007, Suguio *et al.* 2011).

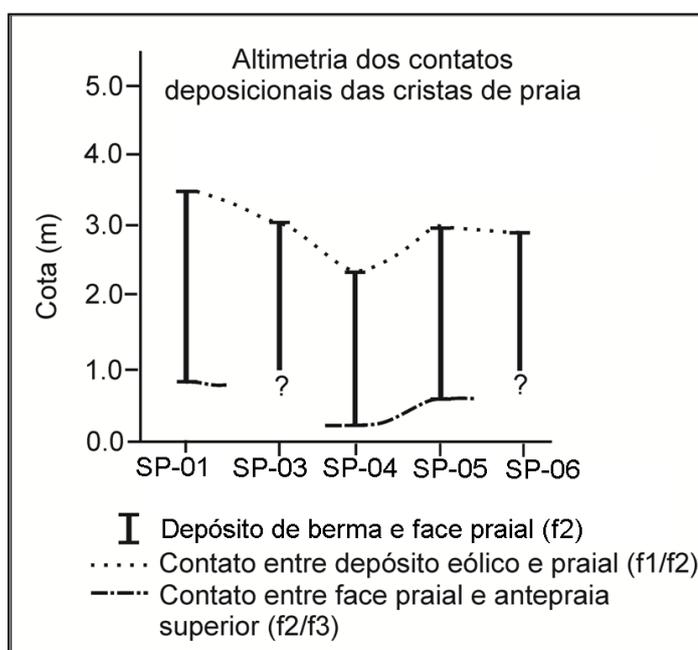


Figura 88: Contatos deposicionais das cristas de praia nos pontos de sondagem e datação, em relação ao nível médio do mar. Os dados foram obtidos com antena de 400 MHz.

Recentemente Suguio *et al.* (2011) identificaram registros do estágio isotópico 5a (~85.000 anos) e 5c (~105.000 anos) a partir de datações por LOE e TL em terraços marinhos preservados na forma de falésias, cuja base geralmente é limitada pelo grupo Barreiras, ao longo do litoral do nordeste. A maioria das idades pleistocênicas registradas está acima do nível médio do mar atual, entre 3,0m e 7,5m. No caso destes registros, considerados como indicadores erosivos de paleoníveis do

mar (Pedoja *et al.* 2011), Barreto *et al.* (2002) e Suguio *et al.* (2011), consideraram ainda o efeito de soerguimento de até 14 metros após a formação destes depósitos.

Registros de paleoindicadores deposicionais de linha de costa, como barreiras costeiras (Pedoja *et al.* 2011), são identificados no litoral sul. A barreira III (Villwock *et al.* 1986) é considerada um dos registros mais preservados, associada ao estágio isotópico 5e (Tomazelli & Dillenburg, 2007). Ainda assim, algumas datações absolutas por Termoluminescência forneceram idades entre 109.000 anos e 85.000 anos, em fácies de depósitos praias e no contato deste último e o pacote eólico (Poupeau *et al.* 1988, Buchamman & Tomazelli 2003). Na mesma região, Lessa *et al.* (2000) a partir de registros estratigráficos, também verificaram um provável depósito remanescente do estágio isotópico 5a ou 5c. Apesar da ocorrência de registros com idades semelhantes à da planície de cristas de praia de Quissamã, a posição altimétrica dos depósitos é variável ao longo do litoral brasileiro, o que dificulta a caracterização do nível médio do mar neste período do Pleistoceno.

Considerando que as idades nesta planície estão relacionadas ao estágio isotópico 5a, aproximadamente em torno de 80.000 anos A.P (Shackleton, 1987), a deposição destas feições está relacionada a um nível bem abaixo do nível médio do mar atual, de acordo com as curvas de estágios isotópicos. Nesse sentido, chama a atenção estes depósitos não terem sido afogados e retrabalhados durante o último máximo transgressivo no Holoceno.

Neste caso, pode ser que o nível eustático do mar, representado pelos estágios isotópicos, não necessariamente corresponda ao nível relativo do mar, associado à componente isostática. Ou ainda, esta preservação pode estar relacionada um possível soerguimento posterior à deposição, conforme é apontado em grande parte do litoral do nordeste (Barreto *et al.* 2002, Suguio, *et al.* 2011). Interpretações de linhas sísmicas na plataforma continental da bacia de Campos têm indicado movimentações neotectônicas durante a evolução sedimentar da área e, talvez, na mudança de curso do rio Paraíba do Sul (Tomaz, 2005).

### 5.3 - Avaliação da integração dos métodos de investigação em superfície, subsuperfície e de geocronologia

Conforme mostra a figura 89, há produtos específicos para cada método utilizado, bem como para cada integração entre eles. Estes produtos estão descritos abaixo:

(1) A utilização de DGPS de dupla frequência e imagens de alta resolução espacial permitiram um bom detalhamento da geomorfologia, da altimetria em relação ao nível médio do mar e dos desníveis topográficos da planície.

(2) A aquisição de linhas GPR em *common-offset* e CMP, aliado às sondagens rasas permitiram a identificação da arquitetura deposicional das barreiras costeiras, definição das radarfácies e características sedimentológicas das unidades deposicionais.

(3) O método de geocronologia por LOE, seguindo o procedimento do Protocolo SAR, permitiu a identificação das idades absolutas das cristas de praia e avaliação destas idades em termos de luminescência residual. O método por AMS permitiu a datação da camada de espodossolo contido nas cristas, corroborando as idades LOE, e a datação da barreira-laguna e os esporões.

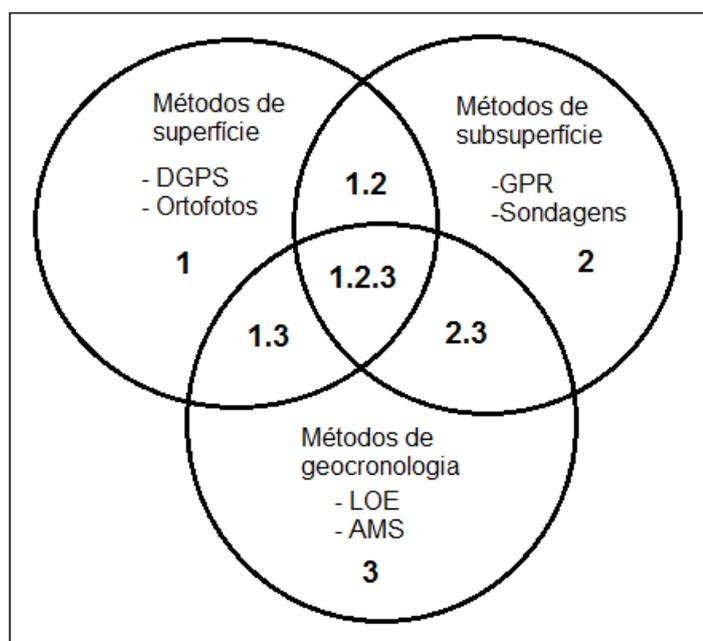


Figura 89: Os produtos referentes à integração dos métodos utilizados.

(1.2) – A integração dos métodos de superfície e subsuperfície possibilitaram a identificação da relação entre os truncamentos das cristas de praia, as radarfácies de retrogradação e superfícies de erosão; a espessura dos pacotes deposicionais e altimetria destes em relação ao nível médio do mar.

(2.3) – A integração dos métodos de subsuperfície e de geocronologia permitiu a identificação do contexto deposicional das amostras datadas, individualizando as amostras referentes ao ambiente eólico e praiial, no caso das cristas de praia. Isto auxiliou a discussão à cerca da qualidade dos resultados, onde ambos os depósitos são contemporâneos e tendem a ter o sinal de luminescência prévia zerado. Também foi possível verificar que estas unidades deposicionais foram melhor caracterizadas

pelo registro geofísico do que pela análise textural das amostras dos testemunhos, já que a assimetria e o grau de seleção dos sedimentos não indicaram um padrão de diferenciação entre o eólico e o praiial. No sistema barreira-laguna foi possível estimar a taxa de deposição do sistema lagunar em 3 mm/ano.

**(1.3)** – A integração entre os dados de superfície e de geocronologia permitiu a associação entre as feições de cristas de praia com a origem associada ao Pleistoceno e a barreira-laguna, associado ao Holoceno no contexto do período Quaternário.

**(1.2.3)** – A integração de todos os métodos citados permitiu a discussão das cristas de praia como indicadores de paleoníveis do mar, a partir da identificação dos contatos deposicionais entre o eólico, praiial e a antepraia superior, bem como a comparação com outros registros pleistocênicos obtidos em feições costeiras. Possibilitou também a caracterização morfoestratigráfica das barreiras costeiras regressivas e transgressivas e a associação destas barreiras com o comportamento do nível do mar (figura 90). Isto, por sua vez, condicionou a formulação dos modelos de evolução da paisagem apresentados a seguir.

Apesar das potencialidades da integração dos métodos, este tipo de investigação possui custos elevados. Além disso, pressupõe a disponibilidade de equipamentos e de veículos apropriados para o transporte e aquisição dos dados.

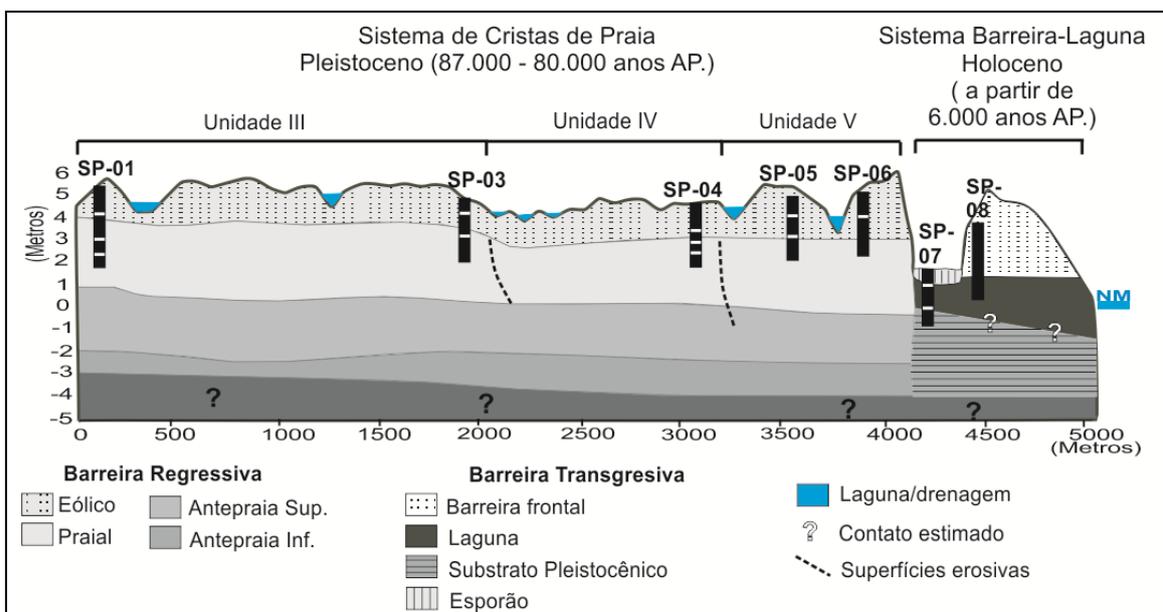


Figura 90: Modelo síntese da planície costeira investigada a partir da integração de métodos de superfície, subsuperfície e geocronologia.

#### 5.4 – Modelo de evolução do esporão lagunar durante o Holoceno

A aquisição de linhas GPR com antena de 400 MHz, as sondagens SP-07 e SP-08 e as datações por AMS, permitiram a confecção de um modelo evolutivo para o sistema barreira-laguna e desenvolvimento de esporões. De acordo com as datações obtidas na sondagem SP-07, sobre o esporão, as idades na base e no topo da camada do sedimento lagunar foram  $6.250 \pm 30$  A.P e  $6.020 \pm 30$  A.P respectivamente. Considerando esta camada com espessura de 0,75 m, a taxa deposicional da lagoa pode ser estimada em cerca de 3,0 mm/ano.

As idades encontradas estão próximas ao máximo transgressivo sugerido por Angulo *et al.* (2006) para grande parte do litoral brasileiro, entre 5.800 e 5.000 anos A.P. A datação absoluta dos esporões não foi estabelecida, neste caso sugere-se que eles tenham se desenvolvido depois de 6.020 anos A.P. De acordo com a figura 92, o modelo pode ser sintetizado em quatro momentos:

**1 – O sistema barreira-laguna.** O sistema barreira-laguna é composto basicamente pela barreira transgressiva, corpo lagunar e as cristas de praia no reverso. Há aproximadamente 6.020 anos A.P., a barreira transgressiva deveria estar mais projetada e conseqüentemente a lagoa deveria ocupar uma área maior. Os dados obtidos na presente investigação não permitiram a identificação do contato entre os sedimentos lagunares e o substrato pleistocênico, na base da barreira transgressiva.

**2 – Desenvolvimento de cúspides a partir dos leques de transposição e retrabalhamento das cristas de praia.** A barreira continua retrogradando em direção ao continente, a partir de processos de transposição por ação de ondas, deixando um registro deposicional na forma de leques no reverso da barreira (f7). Dentro do corpo lagunar, estes leques se depositam na forma foresets, marcando uma progradação em direção às cristas de praia, a partir do retrabalhamento da dinâmica lagunar (f7a). À medida que a barreira transgressiva retrograda, o corpo lagunar torna-se mais estreito, assumindo uma geometria propícia ao desenvolvimento de esporões, segundo Zenkovitch (1959). Além disso, a hidrodinâmica causada pelas ondas oblíquas à lagoa, passam a retrabalhar a base das cristas de praia, criando uma cúspide que tende a progradar em direção ao mar (f8).

**3- Estrangulamento do corpo lagunar e agradação das cúspides.** À medida que as cúspides progradam em direção uma a outra e estrangulam o corpo lagunar, depósitos arenosos de agradação são formados na base da lagoa (f10). Sobre este depósito

pode haver deposição novamente de sedimentos lagunares (f9). Alterações no volume d'água da lagoa e/ou retrabalhamento do esporão por correntes internas podem criar uma sucessão de eventos erosivos e deposicionais, limitadas por superfícies erosivas.

**4- Consolidação do esporão e segmentação lagunar.** A contínua deposição dos leques de transposição e o retrabalhamento intralagunar das cúspides (f7 e f8), vão preenchendo o canal associado ao fechamento da lagoa (f5b), até que estes fiquem acima do nível d'água da lagoa. Sobre uma superfície mais plana, os leques de transposição se depositam na forma de lençol nas áreas distais (f7b), consolidando o esporão e segmentando a lagoa.

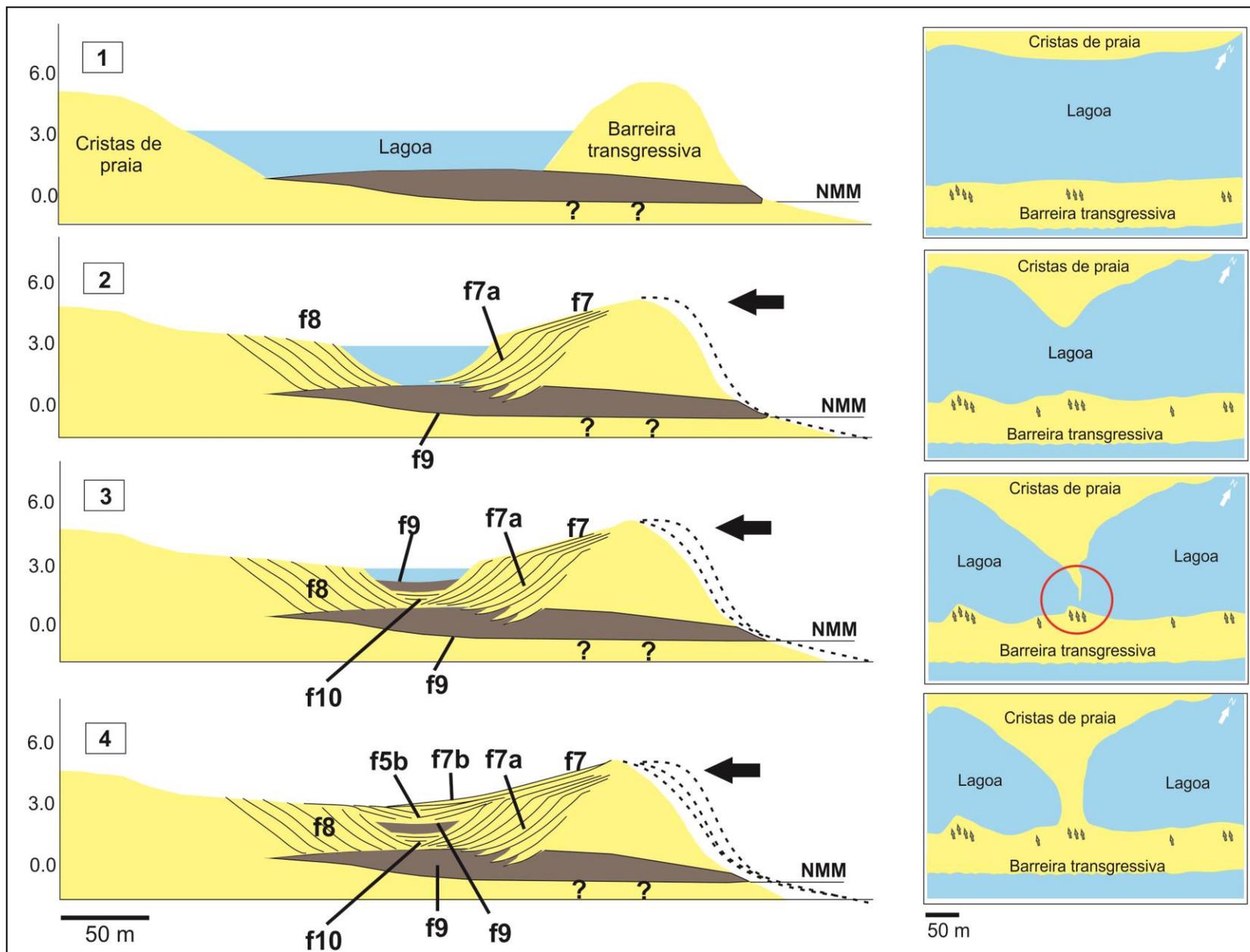


Figura 92: Modelo de evolução do esporão no sistema barreira-laguna durante o Holoceno.

## 5.5 – Modelo geomorfológico de evolução da planície costeira meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, durante o Quaternário Tardio.

Desde a década de 50, alguns autores desenvolveram modelos da evolução do complexo deltaico como os propostos por Lamego (1955), Argento (1979), Martin *et al.* (1984), Silva (1987) e Martin *et al.* (1997). Os resultados do presente trabalho também permitiram o desenvolvimento de um modelo geomorfológico da planície costeira entre Carapebus e Quissamã. Porém este foi desenvolvido no contexto do complexo deltaico e, neste caso, foi considerado aspectos dos modelos pretéritos, sobretudo de Silva (1987) e Martin *et al.* (1997). O modelo foi sintetizado em cinco momentos, algumas em diferentes escalas espaciais, conforme mostra a figura 93:

### **1 – Desenvolvimento das unidades 1 e 2 de cristas de praia (Antes de 87.000 anos):**

Estas unidades marcam o início do desenvolvimento desta planície costeira. De acordo com as datações das unidades subseqüentes, estas cristas são anteriores à 87.000 anos. Segundo os modelos pretéritos, esse início estaria associado à fase de regressão após o penúltimo máximo transgressivo há aproximadamente 120.000 anos e ao provável aporte sedimentar do rio Paraíba do Sul, cujo curso estaria mais a sudeste do litoral e da plataforma continental. De acordo com Silva (1987), nesta fase regressiva, haveria um paleodelta até a borda norte, limitado pelo Barreiras (Terciário). No modelo, a borda norte está representada por uma linha pontilhada, devido às poucas investigações sobre o mapeamento de possíveis depósitos pleistocênicos.

As unidades 1 e 2 têm cerca de 9 km de comprimento e marcam a progradação da linha de costa nesta fase regressiva. Como não foi possível, até o presente momento, a aquisição de dados geocronológicos e geofísicos nestas unidades, fica a hipótese de que talvez essas unidades sejam dos estágios isotópicos 5e e 5c respectivamente (~120.000 anos e 100.000 anos).

### **2 – Desenvolvimento das unidades 3 a 6 de cristas de praia (87.000 à 80.000 anos):**

Conforme as idades obtidas por LOE e os registros GPR, estas unidades marcam uma sequência regressiva de barreiras costeiras entre 87.000 e 80.000 anos atrás, referente ao estágio isotópico 5a. Ainda sob condições de diminuição do nível do mar, a linha de costa continuou a progradar aproximadamente 7 km na forma de cristas de praia. Porém, os registros geofísicos e o mapeamento em superfície de truncamentos, indicam que houve fases erosivas. Estas podem ter sido associada à

eventos de alta energia, mudanças da orientação do curso do rio, oscilações secundárias de nível médio do mar ou déficit sedimentar.

### **3 – Progradação da planície costeira até o máximo regressivo do último período glacial (80.000 anos a 18.000 anos):**

As condições de diminuição do nível do mar durante o último período glacial têm um limite estimado em torno de 18.000 anos atrás, considerando a análise de proporção do isótopo de oxigênio (Sheckleton, 1987). O nível médio do mar teria alcançado cerca de 120 metros abaixo do atual, projetando as linhas de costa até a quebra da plataforma continental. O lineamento de arenitos aflorante próximo à batimétrica de 100 metros, ao largo do Cabo de São Tomé, é considerado uma possível linha de estabilização da linha de costa (Lopes, 2004).

### **4 – O máximo eustático e o afogamento de parte da planície costeira (18.000 anos a 6.000 anos):**

**4-a:** Com o aumento do nível do mar subsequente, grande parte da planície costeira foi retrabalhada e afogada. Próximo ao máximo eustático, em torno de 5.500 anos, sugere-se que a barreira transgressiva tenha se formado, bordejando todo o Complexo, de acordo com Martin *et al.* 1997. Parte das cristas de praia foi afogada dando origem, por exemplo, à lagoa do Ribeira na unidade 2 de cristas de praia. Um pequeno depósito costeiro à nordeste da atual lagoa Feia, apresenta cristas com orientação semelhante à unidade 1 das cristas mapeadas. Apesar deste depósito não ter sido investigado no presente trabalho, Martin *et al.* (1984) atribuiu uma idade Pleistocênica a estes. Neste caso, talvez este depósito seja remanescente da Unidade 1 de cristas de praia.

**4-b:** Na borda meridional do Complexo, a barreira transgressiva estaria mais projetada, isolando corpos lagunares maiores do que os atuais, formando um sistema barreira-laguna. É possível que neste momento, o afogamento parcial da planície tenha inundado parte das depressões entre as cristas e reativado as drenagens que cortam os corpos arenosos.

### **5- Retrogradação contínua do litoral e formação dos esporões lagunares (6.000 anos ao atual):**

**5-a:** Após último máximo estático no Holoceno, o nível do mar diminuiu entre 3,0 a 4,0 metros até o nível atual (Angulo *et al.*, 2006). Esse processo de ressecamento da planície gerou a Lagoa Feia com os contornos atuais e grande parte da planície fluvio-lagunar do Complexo. Neste período, também é considerado o provável momento em

que o rio Paraíba do Sul deslocou seu curso para norte, formando as cristas de praia Holocênicas, compondo o delta atual (Silva, 1987; Martin *et al.*, 1997). Os paleocanais e canais rasos localizados entre Campos dos Goytacases e o Cabo de São Tomé foram interpretados como rastros da migração do curso do Paraíba do Sul (Martin *et al.* 1997).

**5-b:** Apesar da tendência de progradação da borda norte do complexo, a borda sul continua com o comportamento de retrogradação, representada pela barreira transgressiva. De acordo com Quadros *et al.* (2012), alguns trechos do litoral compreendido entre Macaé e Quissamã, tem apresentado uma taxa de retrogradação da barreira em torno de 1,0 m/ano. Possivelmente esta migração se dê a partir de eventos de alta energia e efeitos de transposição.

**5-c:** À medida que a barreira segue retrogradando, os corpos lagunares vão assumindo contornos mais estreitos. A geometria destes corpos torna-se propícia ao desenvolvimento dos esporões. Estes passam a se desenvolver a partir do retrabalhamento das cristas de praia no reverso e dos leques de transposição associado à hidrodinâmica interna das lagoas. Os esporões passam a segmentar as lagoas e os terraços lagunares são formados devido à flutuação do nível do espelho d'água.

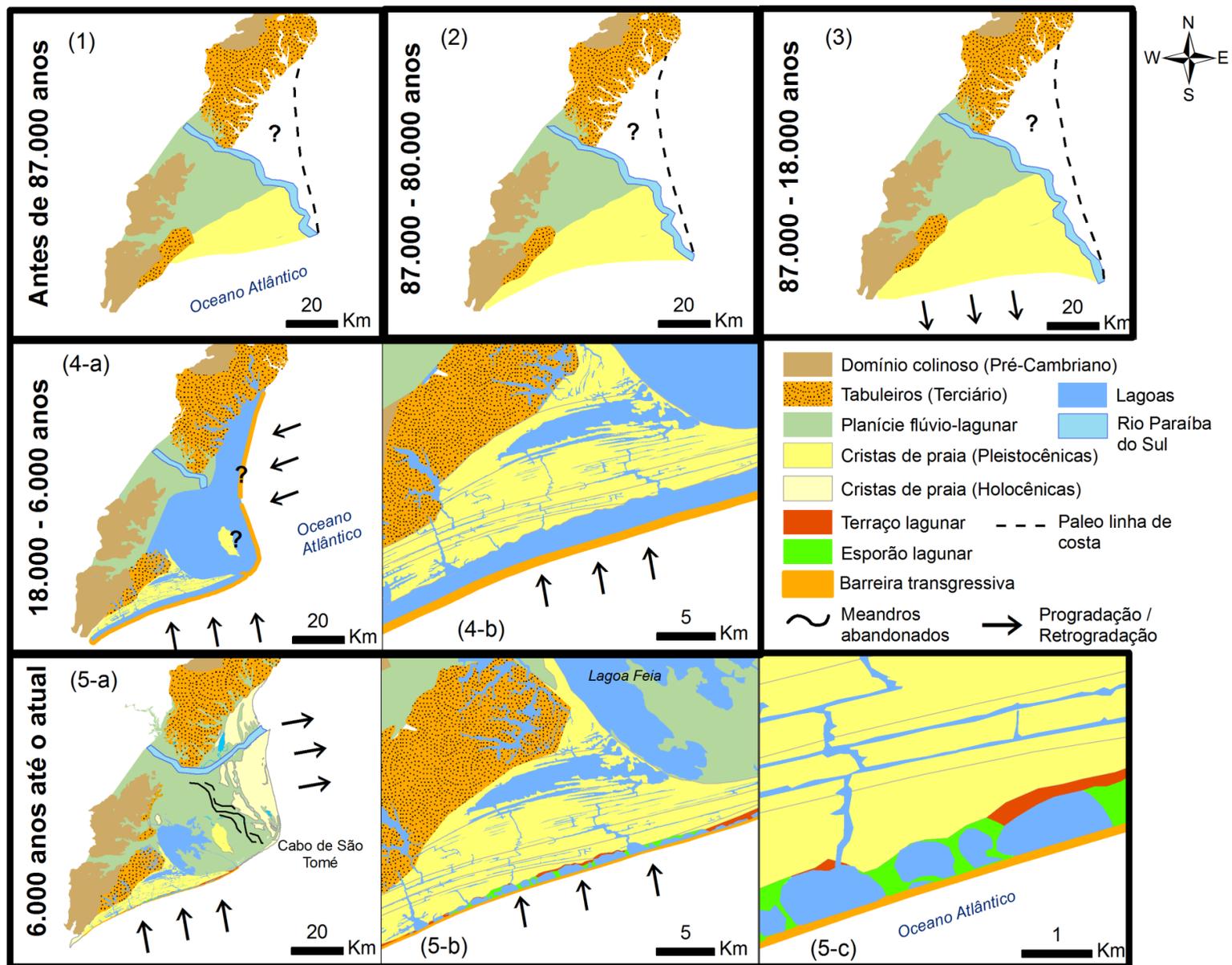


Figura 93: Modelo geomorfológico de evolução planície costeira do setor meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul.

## 6- Conclusões

O presente trabalho alcançou o objetivo principal à cerca da investigação da arquitetura deposicional da planície costeira e a compreensão da evolução geomorfológica de parte do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, tendo respondidas as questões levantadas inicialmente.

O mapeamento geomorfológico de detalhe permitiu a identificação das unidades de cristas de praia separadas por truncamentos e do sistema barreira-laguna, segmentado por esporões. Nas unidades de cristas de praia 3 a 6, o registro em subsuperfície indicou uma característica regressiva deste pacote deposicional com depósitos de praia migrando sobre a antepraia. Apesar desta característica, nos truncamentos entre as unidades de cristas, foram identificadas superfícies erosivas, refletores migrando em direção ao continente e leques de transposição, evidenciando fases de interrupção da progradação da planície.

A geocronologia obtida nestas unidades de cristas de praia indicaram idades em torno de 80.000 anos, referente ao estágio isotópico 5a. Esse sistema de barreiras regressivas está relacionado às condições de descida do nível médio do mar durante o último período glacial e ao provável aporte sedimentar relacionado ao antigo curso do rio Paraíba do Sul. Com relação a utilização de LOE para a geocronologia, as cristas de praia demonstraram bom potencial para o método, apesar da necessidade de um maior número de alíquotas para algumas amostras.

No sistema barreira-laguna, o registro em subsuperfície indica a translação da barreira em direção aos sistemas lagunares através de processos de transposição por ação das ondas, resultando num sistema transgressivo. Além disso, tais registros permitiram a confecção de um modelo geomorfológico de evolução dos esporões e segmentação das lagoas. As idades obtidas por AMS, em torno de 6.000 anos *A.P.*, indicam que este sistema está relacionado ao máximo eustático holocênico.

Nesse sentido, os resultados e discussões apresentados comprovam a hipótese do presente trabalho de que o registro morfológico e estratigráfico das barreiras costeiras pleistocênicas e holocênicas estão preservados, sendo correlacionáveis com as variações do nível do mar no Quaternário.

Estes mesmos resultados corroboram alguns modelos pretéritos para a respectiva área. No entanto, a utilização de novas técnicas de investigação como o GPR e a geocronologia a partir de luminescência, abriu novas fronteiras para a investigação de lacunas e para o detalhamento da evolução das paisagens durante o Quaternário. Nesse sentido merecem destaque, a associação do mapeamento

geomorfológico de detalhe e a utilização de antenas de GPR de 200 MHz e 400 MHz que mostraram um interessante potencial no âmbito da geomorfologia costeira.

Destaca-se também a importância da contribuição fluvial na evolução da planície. Este fato é corroborado pelos distintos comportamentos da linha de costa ao sul e ao norte de Cabo de São Tomé que passou a se desenvolver do máximo eustático ao atual. Enquanto no setor norte houve a formação de uma planície regressiva, caracterizada pelo delta do rio Paraíba do Sul, no setor ao sul do Cabo, a linha de costa manteve a característica transgressiva apesar da diminuição do nível médio do mar. Nesse sentido, o comportamento da linha de costa durante esse período parece ser mais influenciado pelo balanço sedimentar do que o comportamento do nível do mar. De acordo com Dominguez (2011) este cenário é característico da costa leste brasileira, onde somente áreas com aporte fluvial sofreram progradação da linha de costa.

Em termos de lacunas, as unidades de cristas de praia 1 e 2 não foram investigadas com os métodos mencionados, restando a hipótese de que elas podem estar associadas aos estágios isotópicos 5e e 5c, respectivamente. Além disso, também não foi possível realizar sondagens longas na planície, restando as incógnitas sobre o que estaria abaixo dos 8 metros adquiridos com registro geofísico e se há registros de oscilações secundárias do nível do mar durante a formação da planície.

Na verdade, este trabalho não teve como finalidade esgotar as investigações no Complexo Deltaico. Este envolve uma área extensa (2.500 km<sup>2</sup>) e apresenta um mosaico de feições bastante complexo associado às fases de deltação do rio Paraíba do Sul, aliado ainda a uma possível componente tectônica. Contudo, os métodos aplicados e os resultados obtidos neste trabalho, trouxeram contribuições importantes à evolução Quaternária da área, reiterando uma tradicional linha de abordagem geomorfológica dentro da ciência geográfica.

## Referências bibliográficas

- AGEITEC - Agência Embrapa de Informação Tecnológica. 2013. Solos tropicais. Disponível em [www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solostropicais.html](http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solostropicais.html). Acessado em 10 de março de 2013.
- ALMEIDA, M.S. 1997. **Evolução geológica da Lagoa de Carapebus – Macaé – RJ**. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto Geociências. Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- ALVES, E.C. & PONZI, V.R.A. 1984. Características morfológico-sediementares da Plataforma Continental e Talude Superior da Margem Continental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. p.1629-1642.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, n.25, p.486–506.
- ANGULO, R.J.; SUGUIO, K. 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the State of Paraná, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.112, p.385–393.
- ANGULO, R.J.; Lessa, G. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, n.140, p.141–166.
- ARGENTO, M.S.F. 1979. **A planície deltaica do rio Paraíba do Sul: Um sistema ambiental**. 225 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ARGYILAN, E.P.; FORMAN, S.L.; JOHNSTON, J.W; WILCOX, D.A. 2005. Optically stimulated luminescence dating of late Holocene raised strandplain sequences adjacent to Lakes Michigan and Superior, Upper Peninsula, Michigan, USA. **Quaternary Research**, n.63, p.122-135.
- ASHTON, A.; MURRAY, A.B.; ARNAULT, O. 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. **Nature**, n.414, p.296-300.
- BAKKER, M.A.J.; VAN HETEREN, S.; VONHÖGEN, L.M.; VAN DER SPEK, J.F.; VAN DER VALK, B. 2012. Recent coastal dune development: effects of sand nourishments. **Journal of Coastal Research**, 28 (3), p.587-601.

- BANERJEE, D.; HILDEBRAND, A.N.; MURRAY-WALLACE, C.V.; BOURMAN, R.P.; BROOKE, B.P.; BLAIR, M. 2003. New quartz SAR-OSL ages from the stranded beach dune sequence in south-east South Australia. **Quaternary Science Reviews**, n.22, p.1019-1025.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. 2013. Preservation Potential of Foredunes in the Stratigraphic Record. **Journal of Coastal Research**, SI v.2, p. 1265-1270.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. 2011. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, v.SI 64, p. 646-650.
- BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P.A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. SI 56, p. 579-583.
- BARRETO, A.M.F; BEZERRA, F.H.R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; PAIVA, R.P.; MUNITA, C.S. 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n.179, p. 57-69.
- BASTOS, A.C. 1997. **Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona**. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha), Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- BENI, A.N.; LAHIJANI, H.; HARAMI, R.M.; LEROY, S.A.G.; SHAH-HOSSEINI, M.; KABIRI, K.; TAVAKOLI, V. 2013. Development of spit-lagoon complexes in response to Little Ice Age rapid sea-level changes in the central Guilan coast, South Caspian Sea, Iran. **Geomorphology**, n.187, p.11-26.
- BENNETT, M.R.; CASSIDY, N.J.; PILE, J. 2008. Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. **Geomorphology**, n.104 (3-4), p.218-229.
- BERNARDES, L.M.C. 1957. Tipos de clima do estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**. Janeiro e Março, p.57-74.
- BERNAT, M.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILASBOAS, G.S. 1983. Datation lo/U du plus haut niveau marin interglaciaire sur le c.te du Brésil: Utilisation du  $^{229}\text{Th}$  comme traceur. **Comptes Rendus de L'Académie de Sciences de Paris** n.296, p.197-200.

- BIRD, E.C.F. 2000. **Coastal Geomorphology**: an Introduction. JWiley & Sons, 322 p.
- BIRD, E.C.F. 1960. The formation of sand beach ridges. **Australian Journal Science**, n. 22, p.349–350.
- BRIDGE, J.S. & DEMICO, R.V. 2008. **Earth surface processes, landforms and sediment deposits**. Cambridge University Press, New York. 815 p.
- BRISTOW, C.S.; CHROSTON, P.N.; BAILEY, S.D. 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from Ground-Penetrating Radar surveys, Norfolk, UK. **Sedimentology**, n.47, p.923-944.
- BRISTOW, C.S. & PUCILLO, K. 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill off Guichen Bay, South-east South Australia. **Sedimentology**, n.53, p.769-788.
- BUCHMANN, F.S.C. & TOMAZELLI, L.J. 2003. Relict nearshore shoals of RS, southern Brazil: origin and effects on nearby modern beaches. **Journal Coastal Research**, v.SI 35, p.318–322.
- BUYNEVICH, I.V. 2006. Coastal Environmental Changes Revealed in Geophysical Images of Nantucket Island, Massachusetts, U.S.A. **Environmental & Engineering Geoscience**, n.3, p.227-234.
- CALDAS, L.H.O.; OLIVEIRA, J.G.; MEDEIRO, W.E.; KARL STATTEGGER, K.; VITAL, H. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Marine Letter**, n.26, p.249-263.
- CALLIARI, L.J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F.G.; TOLDO, E. 2003. Morfodinâmica Praial: uma breve revisão. **Revista Brasileira de Oceanografia**, n.51, p.63-78.
- CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. 1994. **Coastal Evolution**: Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge, Cambridge University Press, 517p .
- CLARKE, M.L.; RENDELL, H.M.; WINTLE, A.G. 1999. Quality assurance in luminescence dating. **Geomorphology**, n. 29, n.173-185.
- CORRÊA, I.C.S. 1990. **Analyse morphostructurale et évolution paleogeographique de la plateforme continentale Atlantique Sud Brésilienne** (Rio Grande do Sul, Brésil). 314 f. *These de doutoract* – Université de Bordeaux.
- COSTAS, S. & FITZGERALD, D. 2011. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. **Marine Geology**, n.284, p.203–216.

- DAVIS JR, R.A. 1983. **Depositional Systems**: A genetic approach to sedimentary geology. Prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey. 669 p.
- DAVIS JR, R. & CLIFTON, H.E. 1987. Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. *In*: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O.H.; HOWARD, J.D (eds.) **Sea-level fluctuation and coastal evolution**, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 41, p.156-177.
- DAVIS JR, R.A. & HAYES, M.O. 1984. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, n.60, p.313-329.
- DAVIES, J.L. 1957. The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. **Australian Journal Science**, n.20, p.105-111.
- DELIBRIAS, C. & LABOREL, J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. **Quaternaria**, n.14, p.45-49.
- DIAS, G.T.M. 1981. O complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). *In*: SUGUIO K.; DE MEIS, M.R.M.; TESSLER, M.G. (Org.) Atlas IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Publicação Especial –2 (CTCQ/SBG), Rio de Janeiro, p.58–88.
- DIAS, G.T.M.; SILVA, C.G.; MALSCHITZKY, I.H.; PIRMEZ, C. 1984. A planície deltaica do Rio Paraíba do Sul - Sequências sedimentares subsuperficiais. *IN*: 33º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , Rio de Janeiro, v. 1, p. 98-104.
- DIAS, G.T.M. e GORINI, M.A. - 1980 - A Baixada Campista: estudo morfológico dos ambientes litorâneos. *In*: 31º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Camboriú (SC), v.1, p.588-602.
- DIAS, G. T. M.; KJERFVE, B. 2009. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. *In*: Dillenburg, S. & Hesp, P. (Org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag, p. 225-248.
- DICKSON, M.E.; BRISTOW, C.S.; HICKS, D.M.; JOL, H.; STAPLETON, J.; TODD, D. 2009. Beach volume on an eroding sand-gravel coast determined using Ground Penetrating Radar. **Journal of Coastal Research**, n.255, p.1149-1159.
- DILLENBURG S.R. 1994. **A laguna de Tramandaí**: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares. 142 f. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DILLENBURG, S. & HESP, P. 2009. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag, v. 107, p. 225-248.

- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C. 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 64, p.651-655.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 2011. A evolução pós-Barreiras da zona costeira leste do Brasil. In: *XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA*, Armação de Búzios (RJ).
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O.H., and HOWARD, J.D (eds.) **Sea-level fluctuation and coastal evolution**, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 41, p.115-127.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, 11(4), p.227-237.
- DULLER, G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. **Journal of Quaternary Science**, 19(2), p.183-192.
- ENGELS, S. & ROBERTS, M.C. 2005. The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last holocene highstand: Southwestern British Columbia, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, n.75, p.1052-1064.
- ERIKSSON, M.G.; OLLEY, J.M.; PAYTON, R.W. 2000. Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits. **Geomorphology**, n.36, p.107-128.
- FERNANDEZ, G.B. 2008. Indicadores Morfológicos para a Origem e Evolução das Barreiras Arenosas Costeiras no Litoral do Estado do Rio de Janeiro. IN: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, **Anais...** Belo Horizonte.
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. Normas de controle de qualidade para o processamento de testemunhos inconsolidados. Projeto sedimento de talude – PETROBRAS. Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense – UFF. 27 p.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: LACERDA, L.D.; ARAÚJO, D.S.D.; CERQUEIRA, R. & TURCQ, B (Org.). **Restingas: Origem, Estrutura e Processos**. CEUFF, Niterói, p.425-440.

- FORBES, D.L.; PARKES, G.S.; GALVIN, K.M.; KETCH, L.A. 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. **Marine Geology**, n.210, p.169-204.
- FRACALOSSO, F.G.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; SILVA, A.B. 2010. O registro em subsuperfície da barreira pleistocênica entre Osório e Tramandaí (RS). **GRAVEL**, vol.8, n1, p.21-31.
- FRASER, C.; HILL, P.R; ALLARD, M. 2005. Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. **Sedimentology**, v. 52, p.141-160.
- FRENCH, J.R. & BURNINGHAM, H. 2009. Coastal Geomorphology: trends and challenges. **Progress in Physical Geography**, 33(1), p.117-129.
- GALLOWAY W.E. & HOBDAV D.K. 1983. **Terrigenous Clastic Depositional Systems**. Springer-Verlag. New York. 423p.
- GARRISON, J.R.; WILLIAMS, J.; MILLER, S.P.; WEBER, E.T.; MCMECHAN, G.; ZENG, X. 2010. Ground-penetrating 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**, n. 80, p.303-319.
- GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ASSINE, M.L.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; PESSEDA, L.C.R.; TATUMI, S.H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: ABEQUA, CONG. BRAS. ASS. BRAS. EST. QUAT., 9, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- GIRARDI, J. & DAVIS, D.M. 2010. Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. **Geomorphology**, n.114, p.530–541.
- GODFREY-SMITH, D.I.; HUNTLEY, D.J.; CHEN, W.H. 1988. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. **Quaternary Science Reviews**, v.7, p.373-380.
- GUIMARÃES, M.S.D. 2005. **Comportamento Morfodinâmico das Praias do litoral Sul de Macaé**, RJ: Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- HEIN, C.J.; FITZGERALD, D.M.; CLEARY,W.J.; ALBERNAZ, M.B.; MENEZES, J.T.; KLEIN, A.H.F. 2012. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. **Sedimentology** (2012), p.1-34, doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01348.x

- HESP, P.A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in N.S.W., Australia. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. (Eds). **Eolian sediments and processes**, Elsevier, p. 325-342.
- HESP, P.A. 1984. The formation of sand 'beach ridges' and foredunes. **Search**, n.15, p.289-291.
- HESP, P.A. 1999. The Beach Backshore and Beyond. In: SHORT, A.D. (Ed), **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**, Chichester. J Wiley & Sons, NY, p. 145–170.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.S.; TOLDO-JR, E.E.; TABAJARA, L.L.C; CLEROT, L.C.P. 2005. 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**, 77 (3), p.493-508.
- HINE, A.C. 1979. Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. **Sedimentology**, n. 26, p.333-351.
- HOYT, J.H. Barrier Island Formation. 1967. **Geological Society of America Bulletin**, n.78, p.1125-1136.
- JEONG, G.Y.; CHEONG, C.S; CHOI, J.H. 2007. The effect of weathering on optically stimulated luminescence dating. **Quaternary Geochronology**, v.2, p.117-122.
- KOMAR, P.D. 1976. **Beach Processes and Sedimentation**, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 429 p.
- KOWSMANN, R.O.; VICALVI, M.A.; COSTA, M.P.A. 1979. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental brasileira entre Cabo Frio e o rio Itabapoana. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 19, n. 37/38, p. 41-58.
- KRAFT, J. C. & CHRZASTOWSKI, M. J. 1985. *Coastal Stratigraphic Sequences*. In: DAVIS Jr., A. R. **Coastal Sedimentary Environments**. Springer-Verlag. p. 625- 663.
- KRAFT, J.C. & JOHN, C.J. 1979.Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n.63, p.2145-2163.
- LAMEGO, A.R. 1940. Restingas na Costa do Brasil. **Divisão de Geologia e Mineralogia**. Boletim nº 96, DNPM, pp. 63.
- LAMEGO, A.R. 1945. *Ciclo Evolutivo das Lagunas Fluminenses*. **Divisão de Geologia e Mineralogia**. Boletim nº 118, DNPM, pp. 47.

- LAMEGO, A.R. 1955. Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. **Divisão de Geologia e Mineralogia**. Boletim nº 154, DNPM, Rio de Janeiro.
- LEATHERMAN, S.P. 1979. **Barrier Island Handbook**. Boston: National Park Service. 101 p.
- LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.; ARAÚJO, A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier insouth Brazil. **Marine Geology**, n.165, p.87-108.
- LOPES, A.L.M. 2004. **Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia**. 66 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto Geociências. Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- MACHADO, G.M.V. 2007. **Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba- RJ**. 177 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MCKENZIE P. 1958. The development of sand beach ridges. **Australian Journal Science**, n.20, p.213-214.
- MADEIRA, C.V. 2001. **Estratigrafia e arquitetura de depósitos sedimentares quaternários no SE do Brasil, com base em reflexão de Ondas de Radar**. 269 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels is eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, n.19, p.101-124.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. 1997. **Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. CPRM Serviço Geológico do Brasil. 112p.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1984. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais...** p. 84-97.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1987. Flutuações do nível relativo do mar no Quaternário e seu papel na sedimentação costeira: Exemplos brasileiros. In: **Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul Sudeste Brasileira**, v.1, Publicação CIESP, p. 40-61.

- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: 29º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Sociedade Brasileira de Geologia, **Anais...v. 1**, p. 281-294.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P. 2009. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, 25 (2), p.285-293.
- MASSELINK, G. & HUGHES, M.G. 2003. **Introduction to coastal processes e geomorphology**. Hodder Education. London, UK. 354p.
- MATIAS, A.; VILA-CONCEJO, A.; FERREIRA, O.; MORRIS, B.; DIAS, J.A. 2009. Sediment Dynamics of Barriers with Frequent Overwash. **Journal of Coastal Research**, Vol. 25, No. 3, p.768-780.
- MELLO, C.L.; RODRIGUES, L.F.; SUGUIO, K.; KOHLE, H.C. 1998. Tectônica cenozóica no Médio Vale do Rio Doce. In: 40º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, **Anais...** p.89.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; RAMOS, R.G.N. 1989. O gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v.19, n.2, p.260-262.
- MITCHUM, JR.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: PAYTON, C. E. (Eds). **Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG. Tulsa, Oklahoma, USA. p. 53-62.
- MOORE, L.J; JOL, H.M.; KRUSE, S.; VANDERBURGH, S.; KAMINSKY, G.M. 2004. Annual layers revealed by GPR in the subsurface of a prograding coastal barrier, Southwest Washington, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, vol. 74, no. 5, September, p.690–696.
- MOURA, J.R.S. 2007. Geomorfologia do Quaternário. In GERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Editora Bertrand Brasil, p.335-364.
- MUEHE, D. 2007. Geomorfologia costeira. In: Guerra, A.J.T. e Cunha, S.B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7ªed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, p. 253-308.

- MUEHE, D. 1996. Geomorfologia Costeira. In: Cunha, S.B. & Guerra, A.J.T. (Org.). **Geomorfologia - Exercícios, Técnicas e Aplicação**. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro. Capítulo 6, p. 191-238.
- MUEHE, D.C.E. H & CORRÊA, C.H.T. 1989. The Coastline Between Rio de Janeiro and Cabo Frio. Coastlines of Brazil. **American Society of Civil Engineers**. New York, p.110-123.
- MURILLO, V.C.; SILVA, C.G.; FERNANDEZ, G.B. 2007. Discussão sobre a contribuição dos sedimentos da plataforma continental interna para formação da planície de cristas de praia do delta do Rio Paraíba do Sul. In: XI *CONGRESSO DA ABEQUA*, Bélem (PA).
- MURRAY, A.S. & FUNDER, S. 2003. Optically stimulated luminescence dating of a Danish Eemian coastal marine deposit: a test of accuracy. **Quaternary Science Reviews**, n.22, p.1177–1183.
- MURRAY, A.S. & ROBERTS, R.G. 1998. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single- aliquot protocol. **Radiation Measurements**, n.29, p.503-515.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single- aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, n.32, p.57-73.
- MURRAY-WALLACE, C.V.; BANERJEE, D.; BOURMAN, R.P.; OLLEY, J.M.; BROOKED, B.P. 2002. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. **Quaternary Science Reviews**, n. 21, p.1077-1086.
- NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; FIGUEIREDO, A.G.; FREELAND, G.L. 1985. Barrier Island Evolution, Middle atlantic shelf, U.S.A. **Marine Geology**, n.63, p.363-396.
- NIEDORODA, A.W., SWIFT, D.J.P., HOPKINS T.S. The Shoreface. In: DAVIS, Jr. A. R. 1985. **Coastal Sedimentary Environments**. Springer-Verlag. 716 p.
- NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, n.66, p.261-330.
- NIELSEN, A.; MURRAY, A.S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. 2006. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. **Quaternary Geochronology**, v.1, p.305-312.
- NEAL, A. & Roberts, C.L. 2000. Applications of Ground-Penetrating Radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. In: PYE, K. & ALLEN, J.R.L. (Eds.). **Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology**. Geol. Soc. London Spec. Publ. 175, p.139-171.

- NILSEN, L.; MOLLER, I.; NIELSEN, L.H.; JOHANNESSEN, P.N.; PEJRUP, M.; ANDEERSEN, T.J.; KORSHOJ, J.S. 2009. Integrating ground-penetrating radar and borehole data from a Wadden Sea barrier island. **Journal of Applied Geophysics**, n.68, p.47-59.
- NURUC – Núcleo Regional de Unidade de Conservação. 2006. IBAMA/ PETROBRAS. Disponível em: <http://www.tuyuyu.com.br/jurubatiba/001.htm>. Acesso em: 09 jan. 2006
- OLLEY, A. J.M.; PIETSCHA, T.; ROBERTS, R.G. 2004. Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. **Geomorphology**, n.60, p.337–358.
- OTVOS, E.G. 2000. Beach ridges – definitions and significance. **Geomorphology**, n.32, p.83-108.
- OTVOS, E.G. 2005. Numerical chronology of Pleistocene coastal plain and valley development: extensive aggradation during glacial low sea-levels. **Quaternary International**, n.135, p.91-113.
- OTVOS, E.G. 2012. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, n.139-140, p.39-52.
- PEDOJA, K.; HUSSON, L.; REGARD, V.; COBBOLD, P.R.; OSTANCIAUX, E.; JOHNSON, M.E.; KERSHAW, S.; SAILLARD, M.; MARTINOD, J.; FURGEROT, L.; WEILL, P.; DELCAILLAU, B. 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? **Earth-Science Reviews**, n.108, p.1-15.
- PINHO, U.F. 2003. **Caracterização do estado do mar na Baía de Campos**. 145 f. Dissertação de Mestrado. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- POUPEAU, G.; SOLIANI, JR.; RIVERA, A.E.; LOSS, E.L.; VASCONCELLOS, M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático no Nordeste do RS, Brasil. **Pesquisas**, n.21, p.25-47.
- PRESCOTT, J.R.; HUNTLEY, D.J.; HUTTON, J.T. 1993. Estimation of equivalent dose in thermoluminescence dating—the Australian slide method. **Ancient TL**, n.11, p.1-5.
- PRESCOTT, J.R. & STEPHAN, L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating, latitude, altitude and depth dependences. **PACT**, n.6, p.17-25.
- PSUTY, N.P. 1965. Beach-ridge development in Tabasco, México. **Annals Assoc Amer Geog**, n. 55, p.112-124.

- QUADROS, M.A.R.; ROCHA, T.B.; FIGUEIREDO, M.S.; FERNANDEZ, G.B. 2012. Avaliação multitemporal do comportamento da linha de costa no litoral entre Carapebus e Quissamã, RJ – Aplicações com geotecnologias e radar de penetração de solo (GPR). In: 9º SINAGEO - SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA (**Anais**). Rio de Janeiro.
- REIMANN, T.; NAUMANN, M.; TSUKAMOTO, S.; FRECHEN, M. 2010. Luminescence dating of coastal sediments from the Baltic Sea coastal barrier-spit Darss–Zingst, NE Germany. **Geomorphology**, n.122, p.264-273.
- REIMNITZ, E.; TOIMIL, L.J.; SHEPARD, F.P.; GUITERREZ-ESTRADA, M. 1976. Possible Rip Current origin for bottom ripple zones to 30 ft. depth. **Geology**, n.4, p.395-400.
- RENDELL, H.M.; WEBSTER, S.E.; SHEFFER, N.L. 1994. Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. **Quaternary Science Reviews**, n.13, p.433-435.
- RIBEIRO, H.J.P.S. 2001. Sismo-estratigrafia. In: RIBEIRO, H.J.P.S.(Org.). **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, RS – Ed. Unisinos. p 73-98.
- RICHARDSON, C.A. 2001. Residual luminescence signals in modern coastal sediments. **Quaternary Science Reviews**, n. 20, p.887-892.
- RINK, G.I. & LÓPEZ, W.J. 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. **Geomorphology**, n.123, p.330-342.
- ROCHA, T.B. 2009. **Morfodinâmica costeira e gestão de orla marítima em costa sob influência fluvial: Borda meridional do atual delta do Rio Paraíba do Sul (RJ)**. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- ROCHA T.B.; FERNANDEZ G.B. E PEIXOTO M.N.O. 2013. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Coastal Research**, SI.65, p.570-575.
- RODRIGUEZ, A.B. & MEYER, C.T. 2006. Sea-level variation during the holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, n.76, p.257-269.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S R. ; TOMAZELLI, L.J. ; AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the

- Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, v. SI 64, p.686-690.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (Eds.). **Coastal evolution: late quaternary morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186.
- SAADI, A.; BEZERRA, F.H.R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H.L.S.; FRANZINELLI, E. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; Oliveira, P.E. **Quaternário do Brasil**. Editora Holos, Ribeirão Preto. Capítulo 10, p.211-234
- SANTOS, A.J.J. 2003. **Estudo da emissão termoluminescente do quartzo a baixas temperaturas**. 89 f. Dissertação ( Mestrado em Física), Universidade Federal de Sergipe.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; MARCIO YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A.M.F. 2007. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, 37(2), p.402-413.
- SCHWARTZ, M.L. 1973. **Barrier Island**: Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross. Inc. 451p.
- SCHROTT, L. & SASS, O. 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. **Geomorphology**, n.93, p.55-73.
- SHACKLETON, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volumes and sea-level. **Quaternary Science Reviews**, n.6, p.183-190.
- SHERMAN, D.J. & BAUER, O.B. 1993. Dynamics of beach-dune systems. **Progress in Physical Geography**, n.17, p.413-447.
- SIMMS, A.R.; ANDERSON, J.B.; BLUM, M. 2006. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. **Sedimentary Geology**, n.187, p.105-125.
- SILVA, C.G. 1987. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SILVA, A.L.C. 2011. **Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário**. 185 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha). Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

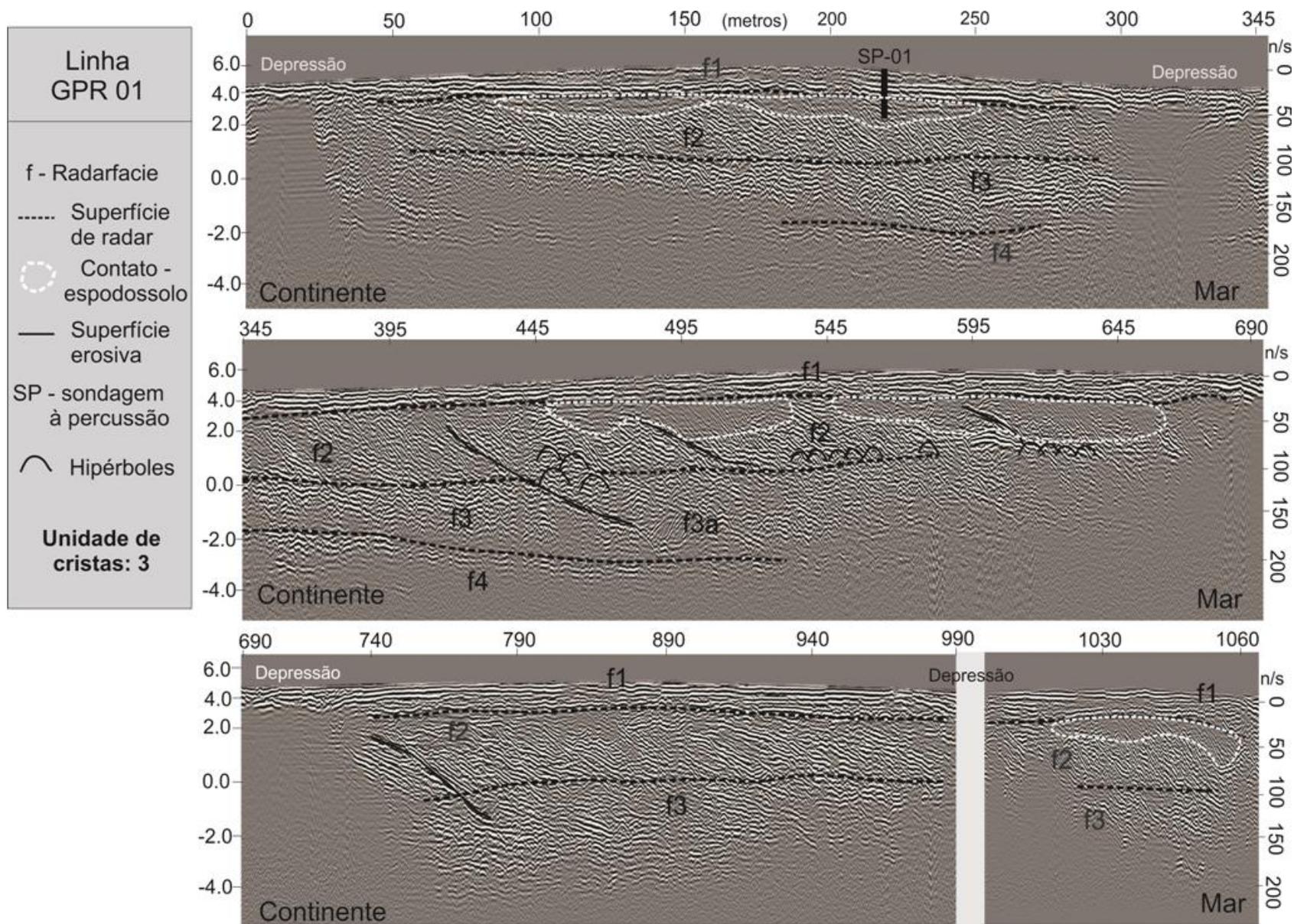
- SILVA, A.B.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; FRACALOSSO, F.G. 2010. Caracterização dos depósitos sedimentares em subsuperfície no setor meridional da planície costeira sul de Santa Catarina. **GRAVEL**, v.8, n.1, Novembro, p.1-7.
- SOUZA, M.H.S. 1988. **Clima de ondas ao norte do estado do Rio de Janeiro**. 181 f. Dissertação de mestrado. COPPE – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SOUZA, C.R.G. & SOUZA, A.R. 2001. Evidências de atividade tectônica quaternária no litoral paulista. In: 8 °CONGRESSO DA ABEQUA, Imbé. Volume de resumos. Porto Alegre, p. 302.
- SOUZA, C.R.G.; SOUZA, FILHO P.W.M.; ESTEVES, L.S.; VITAL, H.; DILLEMBURG, S.R.; PATCHINEELEM, S.M.; ADDAD, J.E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S; OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. Editora Holos, Ribeirão Preto. Capítulo 7, p.130-152.
- STOKES, S. 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**, n. 29, p.153-171.
- STONE, G.W.; LIU, B.; PEPPER, D.A.; WANG, P. 2004. The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. **Marine Geology**, n.210, p.63-78.
- SUGUIO K. 2010. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. Oficina de Textos. São Paulo. 408p.
- SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F. 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 83(3), p.907-920 (Annals of the Brazilian Academy of Sciences) Printed version ISSN 0001-3765 / Online version ISSN 1678-2690.
- SUGUIO K. & MARTIN L. 1976. Brazilian Quaternary Formations – The states of São Paulo and Bahia litoral zone evolutive schemes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.48, p.325-334.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. 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**, n.15, p.273–286.

- SUGUIO K. & PETRI S. 1973. Stratigraphy of Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part I: Field observations and grain size analysis. **Bol IG, Inst Geoc, USP** 4: 1–20.
- SUTER, J.R. 1995. Deltaic Coasts. In: CARTER, R.W.G. & WOODROFE, C.D. **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge University Press. Chapter 3, p.87- 120.
- SWITZER, A.D.; BRISTOW, C.S.; JONES, B.G. 2006. Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. **Sedimentary Geology**, n.183, p.145–156.
- TAMURA, T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth-Science Reviews**, n.114, p. 279-297.
- TAMURA, T.; MURAKAMI, F.; NANAYAMA, F.; WATANABE, W.; SAITO, Y. 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. **Marine Geology**, n.248, p.11-27.
- TANNER, W.F. 1995. Origin of beach ridges and swales. **Marine Geology**, n.129, p.149-161.
- TOMAZ, E.A. 2005. **Mapeamento de paleocanais ao longo da planície costeira do rio Paraíba do Sul e plataforma continental da bacia de campos e sua possível relação com a evolução do canyon Almirante Câmara**. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, n.244, p.33-45
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. In: HOLZ, M. & DE ROS, L.F. (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 375–406.
- VAN DAM, R.L. 2012. Landform characterization using geophysics-Recent advances, applications, and emerging tools. **Geomorphology**, n.137, p. 57-73.
- VASCONCELOS, S.C. 2010. Evolução morfológica das barreiras arenosas ao norte da desembocadura do Rio Paraíba do Sul, RJ. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) Instituto Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

- VERDADE, F.C. & HUNGRIA, L.C. 1966. Estudo genético da bacia orgânica do Vale do Paraíba. *Bragantia*, Campinas, v.25, n.16, p. 189-202.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the RS coastal province. In: J. RABASSA (Eds.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v.4, p.79–97.
- VITTE, A.C. 2008. Da ciência da morfologia à geomorfologia geográfica: uma contribuição à história do pensamento geográfico. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, ano 07, n.13, p.113-120.
- WANG, P. & HORWITZE, M.H. 2007. Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. **Sedimentology**, n.54, p.545-564.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. 1999. Luminescence sensitivity changes in quartz. **Radiation Measurements**, n.30, p.107-118.
- WOOD, P.B. 1994. Optically stimulated luminescence dating of a late quaternary shoreline deposit, Tunisia. **Quaternary Geochronology** (Quaternary Science Reviews), v.13, p.513-516.
- WRIGHT, L.D. & COLEMAN, J.M. 1973. Variations in morphology of major rivers deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. **Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull**, n. 57, p.370-398.
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, n. 56, p.93-118.
- ZENKOVITCH, V.P. 1959. On the Genesis of Cuspate Spits along Lagoon Shores. **The Journal of Geology**, v.67, n.3 (May), p.269-277.

# Anexos

# ANEXO 1- Linha GPR 01 e radarfácies



## ANEXO 2- Linha GPR 02 e radarfácies

**Linha GPR 02**

f - Radarfacie

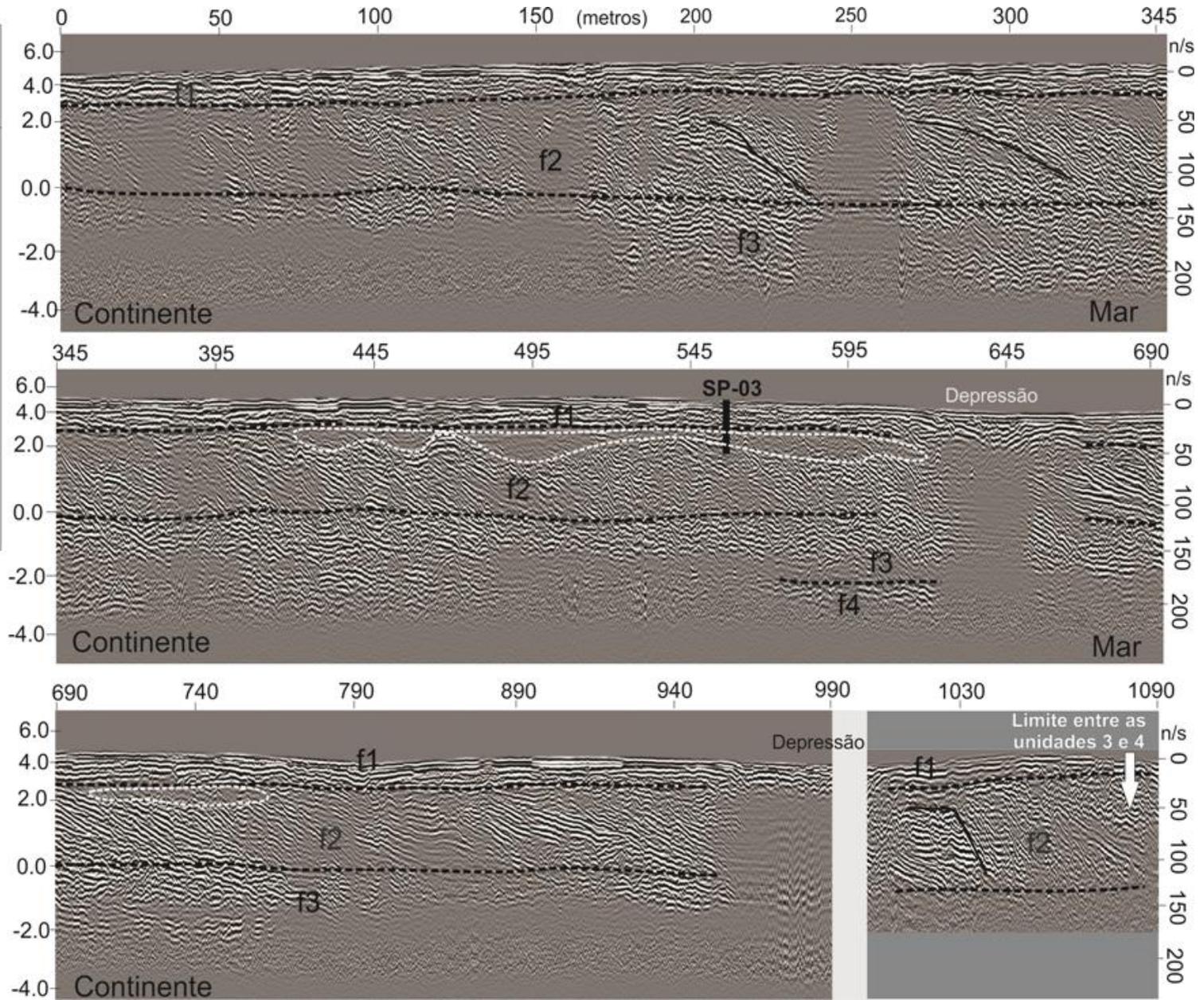
----- Superfície de radar

SP - sondagem à percussão

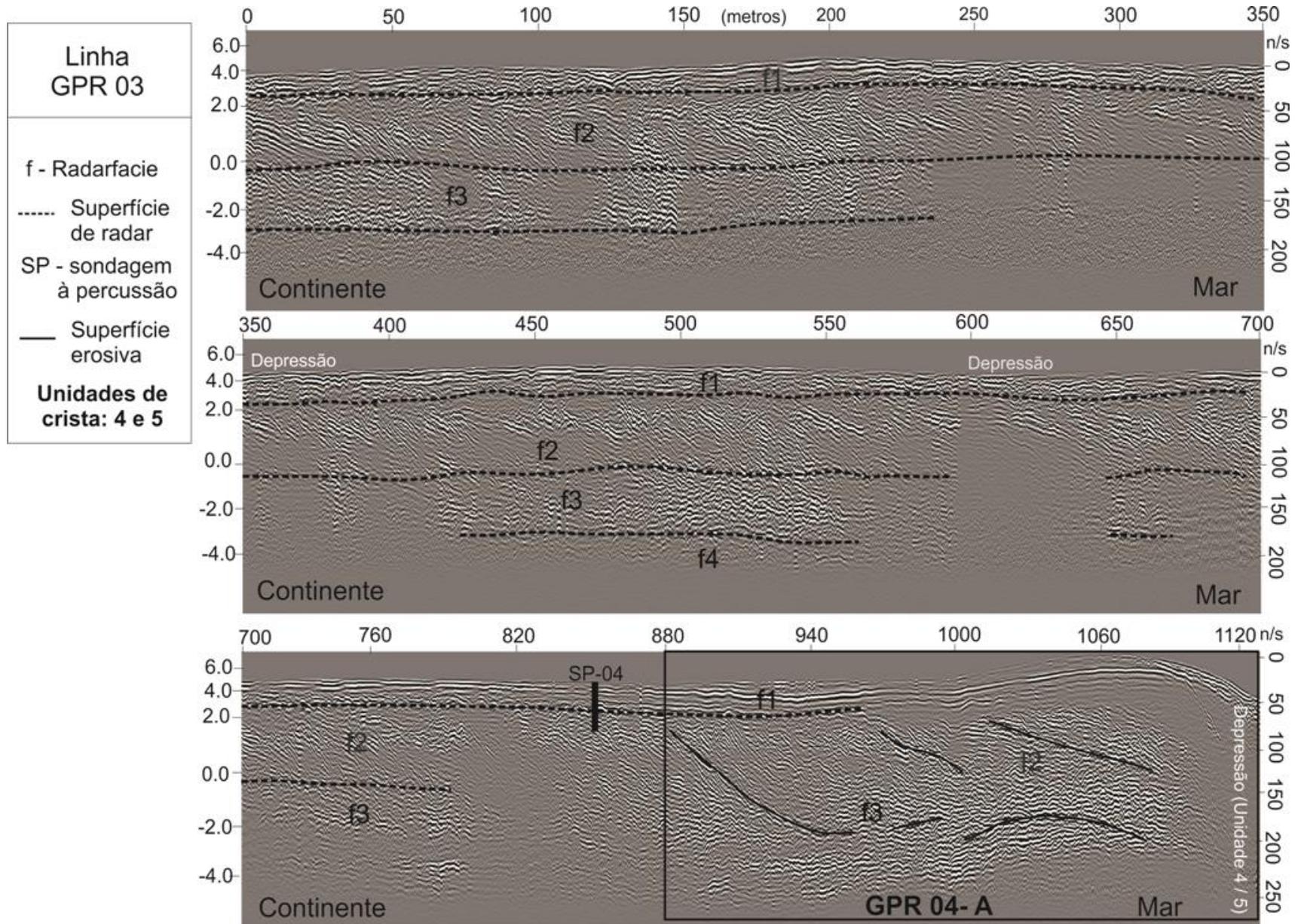
— Superfície erosiva

○ Contato espodossolo

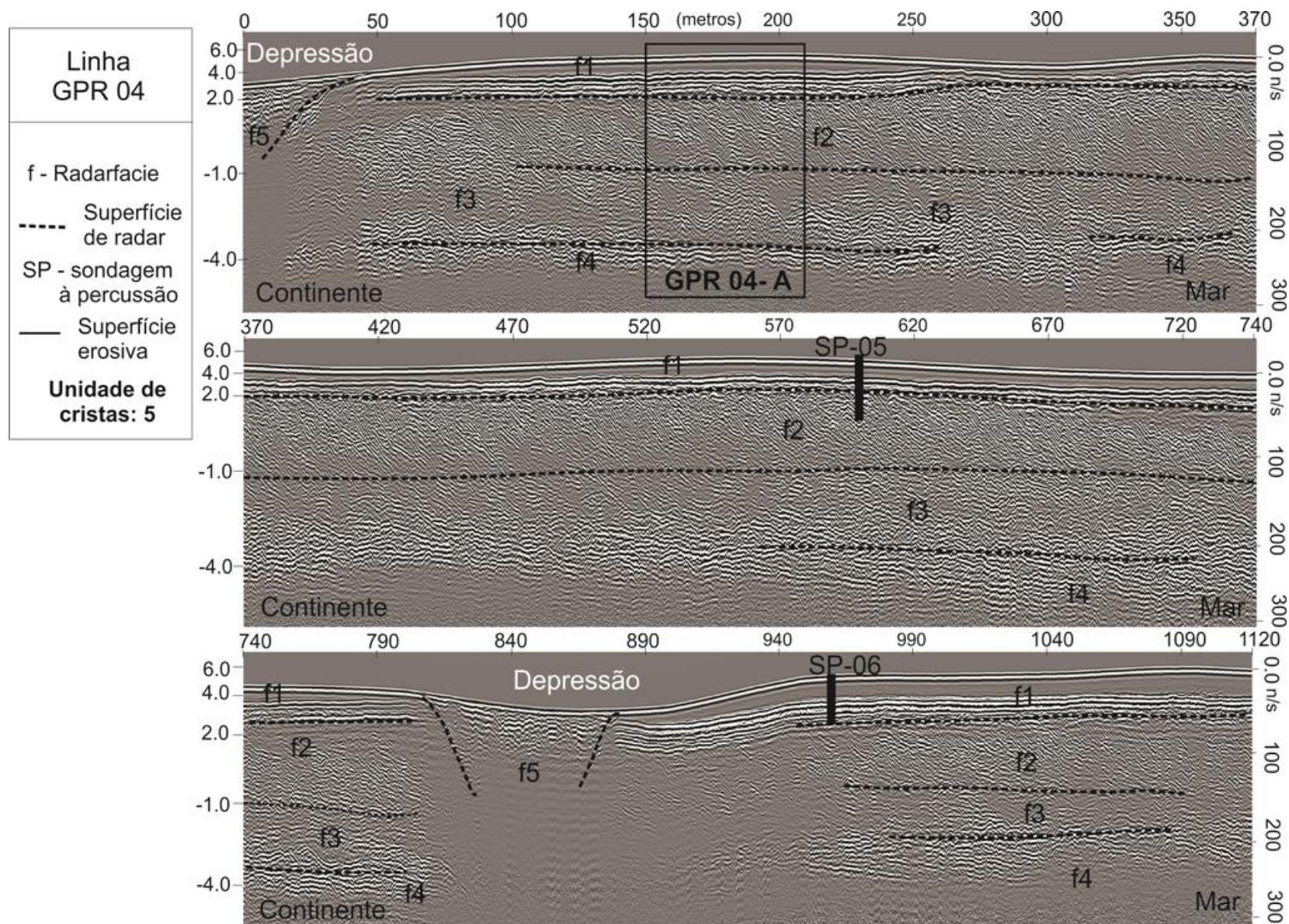
**Unidades de crista: 3 e 4**



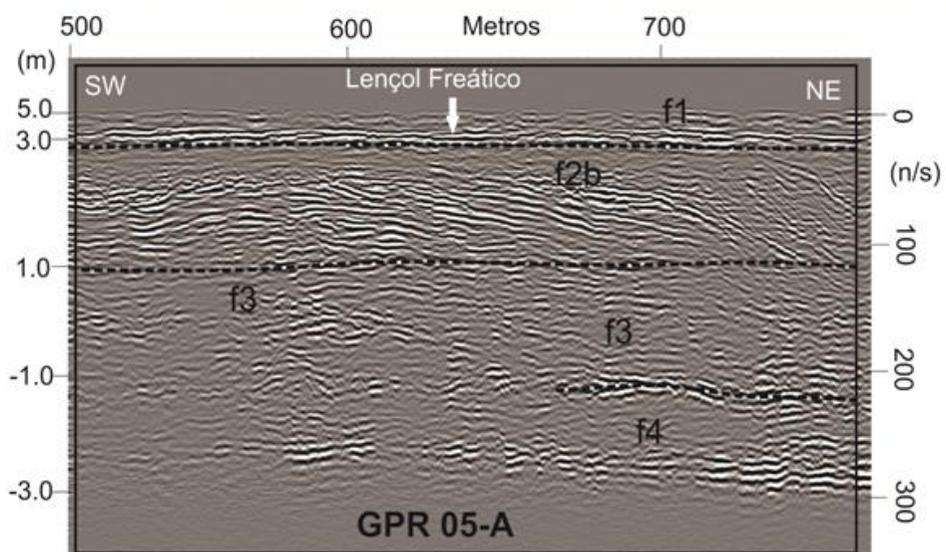
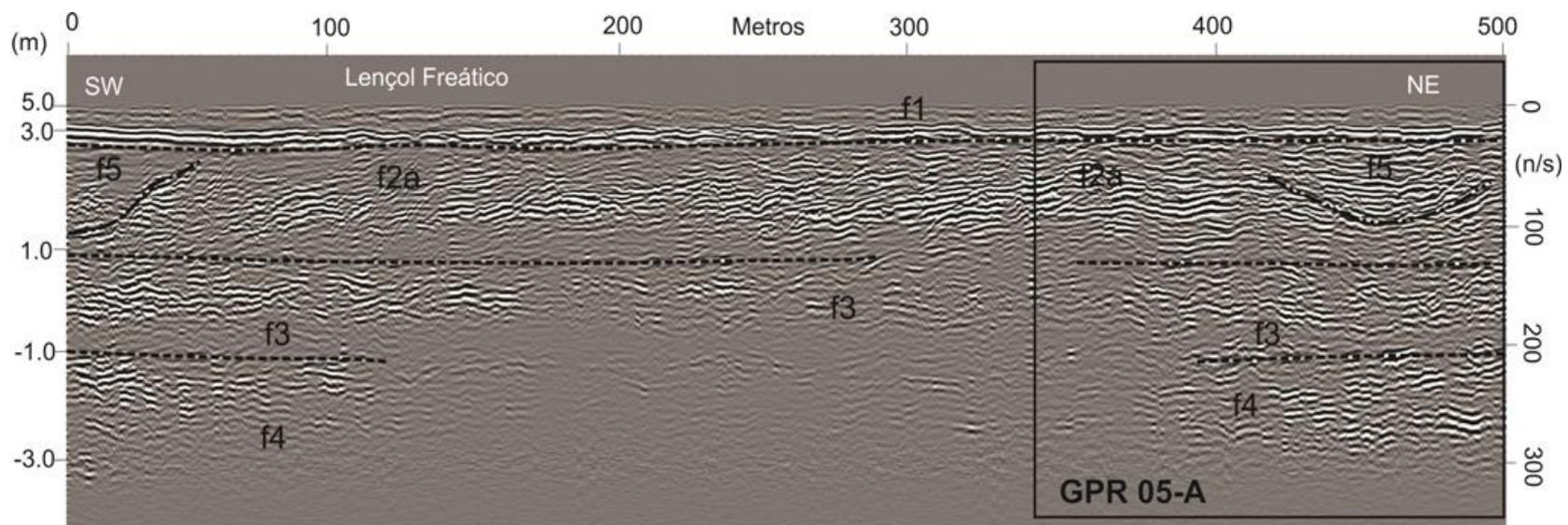
### ANEXO 3- Linha GPR 03 e radarfácies



## ANEXO 4 - - Linha GPR 04 e radarfácies

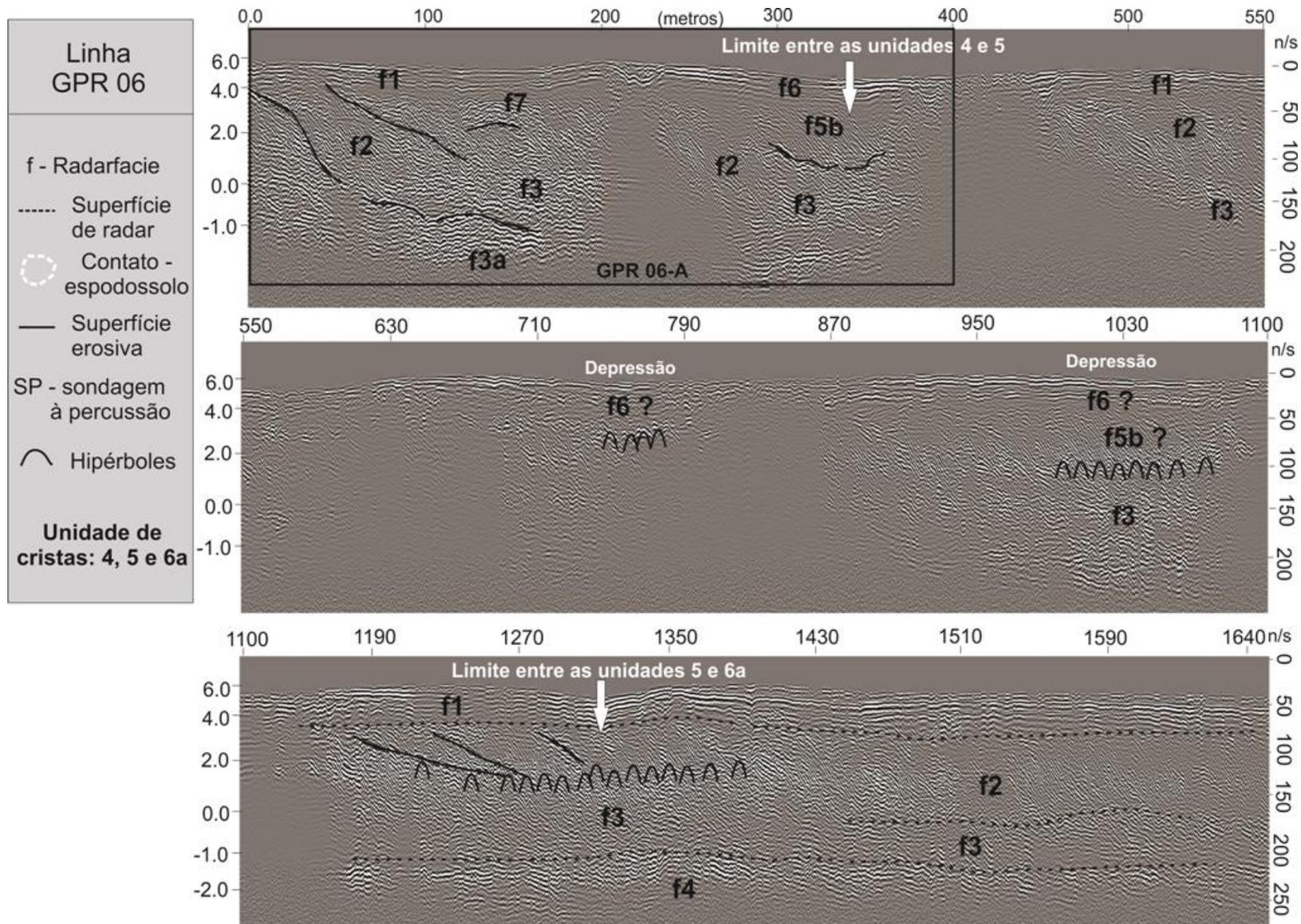


**ANEXO 5 -- Linha GPR 05 e radarfácies**



<p>Linha GPR 05</p>
<p>f - Radarfacie ..... Superfície de radar</p>

## ANEXO 6- Linha GPR 06 e radarfácies



**Anexo 7: Percentual de Lama e carbonato das amostras dos testemunhos  
SP-07 e SP-08**

SP-07	carbonato (%)	Larssoneur (1977)	Lama (%)	Gradistat (Folk)
1,13-1,15	59,01	Biolitoclástico	55,8	Lama arenosa
1,33-1,35	22,45	litoclástico	61,97	Lama arenosa
1,53-1,55	11,81	litoclástico	22,18	Areia Lamosa
1,61-1,63	5,63	litoclástico	10,97	Areia
SP-08	carbonato (%)	Larssoneur (1977)	Lama (%)	Gradistat (Folk)
1,11 - 1,13	9,63	litoclástico	14,13	Areia Lamosa
1,27-1,29	19,37	litoclástico	12,61	Areia Lamosa
2,00-2,10	32,08	Litobioclástico	90,57	Lama
3,00-3,02	28,36	litoclástico	90,30	Lama
3,43-3,45	15,68	litoclástico	8,56	Areia

## **Anexo 8: Resumos expandidos, artigos publicados e enviados durante o doutorado**

**Resumo expandido (Anais de Congresso): Rocha, T.B.;** Fernandez, G.B.; Peixoto, M.N.O.; Rodrigues, A.R. Perfil de Radar de Penetração do Solo (GPR) nos depósitos de planície costeira de Quissamã, norte fluminense (RJ). *XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA*. 2011.

**Artigo 1- Publicado (Anais de Congresso): Rocha, T.B.;** Peixoto, M.N.O.; Fernandez, G.B. Datação por Luminescência Óptica Estimulada (LOE) nos depósitos de cristas de praia da borda meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ). *9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia*. 2012.

**Artigo 2- Publicado (Revista):** Bulhões, E.M.R.; Fernandez, G.B.; **Rocha, T.B.** Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010. *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, p.15-30. Set. 2010.

**Artigo 3- Publicado (Revista): Rocha, T.B.;** Fernandez, G.B.; Peixoto, M.N.O. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, p.570-575.2013.

**Artigo 4- Publicado (Revista):** Moulton, M; Filho, S.O.; **Rocha, T.B.;** Fernandez, G.B. Foredunes of rio de janeiro coast: genesis, structure and morphology. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, p.1319-1324. 2013.

**Artigo 5 – Em avaliação (Revista): Rocha, T.B.;** Fernandez, G.B.; Peixoto, M.N.O.; Rodrigues, A.R. Arquitetura sedimentar e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ). *Brazilian Journal of Geology*. 2013 / 2014.