



Marcelo de Queiroz Jorge

Centro de Ciências Sociais – CCS

Departamento de Geografia e Meio Ambiente

Programa de Pós-Graduação em Geografia

**CARACTERIZAÇÃO MORFOSEDIMENTAR DO LITORAL
DE GARGAÚ (RJ): CONTRIBUIÇÕES PARA O
ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DO
DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL.**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia pelo Programa de Pós-graduação em Geografia, do Departamento de Geografia e Meio Ambiente da PUC-Rio.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Cadena de Vasconcelos – PUC-Rio

Co-orientadora externa: Dra. Sandra Fernandes da Silva – CPRM/SBG

Instituição parceira: Serviço Geológico do Brasil - CPRM/SBG

Rio de Janeiro,

Agosto, 2021



Marcelo de Queiroz Jorge

**CARACTERIZAÇÃO MORFOSEDIMENTAR DO LITORAL
DE GARGAÚ (RJ): CONTRIBUIÇÕES PARA O
ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DO
DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL.**

Dissertação apresentada como requisito parcial
para obtenção do grau de Mestre pelo Programa de
Pós-Graduação em Informática da PUC-Rio.
Aprovada pela Comissão Examinadora abaixo:

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Cadena de Vasconcelos – PUC-Rio
Departamento de Geografia e Meio Ambiente

Co-orientadora externa: Dra. Sandra Fernandes da Silva – CPRM/SBG
Departamento de Gestão Territorial

Prof. Dr. Marcelo Motta de Freitas – PUC-Rio.
Departamento de Geografia e Meio Ambiente

Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva – UERJ.
Departamento de Geografia FFP

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr. – LAGEMAR UFF.
Departamento de Geologia e Geofísica

Rio de Janeiro, 30 de Agosto, 2021

Todos os direitos reservados. A reprodução, total ou parcial, do trabalho é proibida sem autorização da universidade, da autora e do orientador.

Marcelo de Queiroz Jorge

Graduou-se em Geologia na UFRRJ (Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro) em 2012, onde exerceu diversas atividades ligadas à Geologia de Engenharia. Trabalhou em empresas de Engenharia, na construção de estradas e obras de contenção. Foi concursado pela Secretaria Municipal de Meio Ambiente do Rio de Janeiro (SMAC). Trabalhou no Departamento de Gestão Territorial do Serviço Geológico do Brasil, desenvolvendo documentos que auxiliam na gestão e monitoramento de áreas sujeitas a processos naturais de desastres.

Ficha Catalográfica

Jorge, Marcelo de Queiroz

Caracterização morfossedimentar do litoral de Gargaú (RJ): contribuições para o entendimento da evolução holocênica do delta do Rio Paraíba do Sul / Marcelo de Queiroz Jorge ; orientador: Sérgio Cadena de Vasconcelos ; co-orientadora: Sandra Fernandes da Silva. – 2021.

151 f. : il. color. ; 30 cm

Dissertação (mestrado)–Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Departamento de Geografia e Meio Ambiente, 2021.

Inclui bibliografia

1. Geografia e Meio Ambiente – Teses. 2. Morfologia e sedimentação. 3. Evolução geológica e geomorfológica. 4. Delta do rio Paraíba do Sul. 5. Planície holocênica. I. Vasconcelos, Sérgio Cadena de. II. Silva, Sandra Fernandes da. III. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Departamento de Geografia e Meio Ambiente. IV. Título.

CDD: 910

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Primeiramente, gostaria de agradecer ao Deus de todas as crenças e religiões, o qual representa o criador e/ou controlador da natureza e todas as coisas. Por ter me permitido essa experiência e contribuição a somar conhecimentos a sociedade.

Gostaria de agradecer aos meus pais, que me passaram valores importantes para que essa pesquisa fosse realizada, sempre me incentivaram e mostrando a importância dos estudos e da ciência, não só a minha vida, como para de outras pessoas. Em especial, minha mãe que chegou a abdicar de algumas questões para que eu chegasse até este ponto, como a própria continuidade de seus estudos (que tanto valoriza), em alguns momentos.

Também gostaria de agradecer aos meus irmãos, que assim como eu, sabem a importância da evolução do conhecimento em nossas vidas.

À minha esposa Kedma Alencar, que me apoiou em todo momento, chegando a me auxiliar nessa realização em alguns instantes, diante do atual momento delicado de pandemia que a pesquisa atravessou.

Ao meu orientador, que aceitou o desafio de conciliar suas aulas e tarefas com as viagens desta pesquisa, sendo paciente na hora de ensinar e fomentador para incentivar nossa evolução pessoal e profissional.

Aos alunos do Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, que permitiram que essa pesquisa fosse concluída, através da perseguição de suas próprias evoluções pessoais e profissionais.

Ao Serviço Geológico do Brasil, que vem estimulando arduamente a evolução do conhecimento sobre o território há 51 anos.

Por fim, gostaria de agradecer a todos que participaram de alguma forma, como os amigos, que nos fortalecem e recarregam para novos desafios.

Resumo:

Jorge, Marcelo de Queiroz; Vasconcelos, Sergio Cadena de. Caracterização morfossedimentar do litoral de Gargaú (RJ): contribuições para o entendimento da evolução holocênica do delta do rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro, 2021. 114p. Dissertação de Mestrado - Departamento de Geografia, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

O litoral norte fluminense do RJ compreende um grande domínio geomorfológico costeiro do estado, formado por depósitos quaternários a partir de sucessivas variações do nível do mar somados a contribuição de processos fluviais e marinhos, permitindo o desenvolvimento de um complexo deltaico em uma extensa região. A partir dos anos 2000, uma série de trabalhos têm se dedicado a compreender aspectos evolutivos detalhados destas regiões, em especial as planícies costeiras localizadas ao sul e ao norte da atual foz. Pesquisas recentes detalharam o mecanismo morfodinâmico responsável pela formação e evolução das barreiras costeiras presentes na planície norte do delta, assim como reuniram uma série de evidências associadas aos antigos ambientes que indicam que o processo atualmente em curso no litoral, teria sido responsável pela formação de boa parte da planície costeira holocênica, localizada ao norte da desembocadura fluvial. Neste contexto, a presente pesquisa tem como objetivo caracterizar o atual ambiente de sedimentação em termos de morfologia e sedimentação, possibilitando relacionar o mecanismo atualmente em curso com os registros pretéritos estudados. Para isso, foram realizadas sondagens, monitoramento morfodinâmico, coleta de sedimentos, batimetria na zona marinha e na laguna presente na região, além de fotointerpretações. Em laboratório, também foram realizadas análises granulométricas e quantificações de carbonatos e matéria orgânica, possibilitando ainda correlacionar os dados de superfície com os de subsuperfície, a fim de se obter melhor precisão nas interpretações. A pesquisa evidenciou que o processo formador da planície Holocênica é o mesmo observado no litoral atual, acrescentou um entendimento melhor e mais detalhado sobre a morfodinâmica local, além de sugerir que a energia hidrossedimentar do rio Paraíba do Sul veio diminuindo nos últimos anos.

Palavras-chave: Morfologia e Sedimentação; Evolução geológica e geomorfológica; Delta do rio Paraíba do Sul;

Abstract

Jorge, Marcelo de Queiroz; Vasconcelos, Sergio Cadena de (Advisor). Morphological and Sedimentary Characterization of the Gargaú Coastline: Contributions to understanding the Holocene Evolution of Delta Paraíba do Sul. Rio de Janeiro, 2021. 114p. Dissertação de Mestrado - Departamento de Geografia, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

The fluminense north coast region of Rio de Janeiro comprises a large coastal geomorphological domain in the state, formed by Quaternary deposits where they developed from successive variations in sea level as well the contribution of River and marine processes allowing the development of a complex delta in an extensive region. The current sedimentation stage of this complex is represented by the holocenic delta of Paraíba do Sul, built after the last marine transgressive maximum. From the 2000s onwards, a series of works have been dedicated to understanding the detailed evolutionary aspects of these regions, especially the coastal plains located on the south and north of the current mouth. These plains have important geomorphological contrasts, due to the occurrence of distinct evolutionary processes responsible for coastal progradation. To the north of the mouth, the presence of a coastline marked by the presence of beach ridges interspersed with muddy depressions stands out, the result of the successive incorporation of barrier-lagoon systems, formed from the emergence of initially submerged sandy barriers. Recently researches investigated of the morphodynamic mechanism responsible for the formation and evolution of the coastal barriers present in the northern delta plain, as well as gathered a series of evidence associated with ancient environments that indicate the process currently underway on the coast would have been responsible for much of the Holocene plain located north of the River mouth. In the context this research aims to characterize the current sedimentation environment in terms of morphology and sedimentation, making it possible to relate the mechanism currently in progress with the previous records studied. For this, surveys, morphodynamic monitoring, sediment collection, bathymetry were carried out as well as photointerpretations. In the laboratory, granulometric analyzes, quantification of carbonates and organic matter were carried out, allowing for the correlation of surface data with subsurface in order to obtain better precision in the interpretations. This research showed that formation process of the Holocene plain is the same in progress

today, added a better and more detailed understanding of the local morphodynamics, suggesting that the hydrosedimentary energy of the Paraíba do Sul River has been decreasing in recent years.

Key words: Sedimentation and Morphology; Geological and Geomorphological Evolution; Delta of the Paraíba do Sul River.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS, JUSTIFICATIVAS E RESULTADOS PRETENDIDOS:	5
2.1	Objetivos Gerais	5
2.2	Objetivos Específicos	6
2.3	Justificativas:	6
2.4	Resultados Pretendidos:.....	7
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
3.1	Deltas	7
3.2	Complexo deltaico e sistema deltaico:.....	15
3.3	Barreiras Arenosas	16
4	ÁREA DE ESTUDO	20
4.1	Localização e Acessos	20
4.2	Aspectos Climáticos e Hidrográficos	21
4.2.1	Clima	21
4.2.2	Características Hidrográficas	22
4.3	Aspectos Evolutivos.....	24
4.3.1	Complexo Deltaico Paraíba do Sul	24
4.3.2	Diferenças Geomorfológicas entre as Planícies Costeiras ao Norte e ao Sul da foz.	32
4.3.3	Morfologia Submarina junto a Foz.....	36
4.3.4	Variações Marinhas Holocênicas.....	37
4.4	Geologia.....	40
4.5	Sedimentação.....	43
4.6	Processos Costeiros	47
4.6.1	Ondas	47
4.6.2	Correntes Costeiras.....	49
4.6.3	Marés	52
5	MATERIAIS E MÉTODOS	53
5.1	Trabalhos em Campo:.....	53
5.1.1	Topobatimetria.....	53
5.1.2	Amostragem Superficial de Sedimentos	57

5.1.3	Perfis Topográficos de Praia e Caminhamento para a delimitação do contorno do litoral	59
5.1.4	Sondagens Geológicas.....	60
5.2	Análises em Laboratório:.....	64
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES:.....	70
6.1	Topobatimetria da laguna	70
6.2	Amostragem Superficial de Sedimentos da Laguna	73
6.2.1	Distribuição Granulométrica na Laguna de Gargaú:	74
6.2.2	Distribuição de Carbonatos na Laguna de Gargaú:.....	77
6.2.3	Distribuição de Matéria Orgânica na Laguna de Gargaú:	80
6.3	Topobatimetria da Faixa Marinha.....	82
6.4	Amostragem Superficial de Sedimentos na Faixa Marinha	85
6.4.1	Distribuição da Granulometrias na Faixa Marinha de Gargaú: 86	
6.4.2	Distribuição de Teores de Carbonatos na Faixa Marinha de Gargaú:..	89
6.4.3	Distribuição de Teores de Matéria Orgânica na Faixa Marinha de Gargaú:.....	91
6.5	Comportamento Morfodinâmico das Barreias em Gargaú	93
6.6	Sondagens Geológicas.....	97
6.6.1	Sondagens Tubo de Alumínio.....	97
6.6.2	Sondagem RKS.....	99
6.7	Taxa de Progradação da Planície Norte.....	108
7	CONCLUSÕES.....	111
8	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	97
	ANEXO I.....	127
	ANEXO II.....	132
	ANEXO III	134

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: PERFIL GERAL DE UM DELTA SEGUNDO GILBERT (1980), COM OS LOCAIS DOS LEITOS TOPSETS, FORESETS E BOTTOMSETS (MURILLO, 2008 APUD HASLETT, 2000).....	10
FIGURA 2: DELTA DO TIPO “A” EM PLANA E PERFIL. SEDIMENTOS POSSUEM MAIORES GRANULOMETRIA PRÓXIMOS AO CANAL, FORMANDO BARRA EM MEIA LUA (WRITE, 1985).....	11
FIGURA 3: DELTA DO TIPO “B”. SEDIMENTOS COM MAIOR GRANULOMETRIA PRÓXIMOS A DESEMBOCADURA (WRIGHT, 1985).....	12
FIGURA 4: A CRISTA DA BARRA DA FRENTE DELTAICA É RECOBERTA DE SEDIMENTOS GROSSOS E LAMAS RECOBREM O PRODELTA (WRIGHT, 1985).....	13
FIGURA 5: CLASSIFICAÇÃO DE DELTAS OCEÂNICOS, BASEADA NO FLUXO DE SEDIMENTAÇÃO E ENERGIA OCEÂNICA (GALLOWAY, 1975).....	14
FIGURA 6: MODELO ESTRATIGRÁFICO GENERALIZADO DOS SISTEMAS DE BARREIRAS TRANSGRESSIVAS, PROGRADACIONAIS E AGRADACIONAIS, DE ACORDO COM AS ALTERAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO NO MAR E APORTE DE SEDIMENTOS (MODIFICADO DE MC BRIDE, 2013 APUD GALLOWAY & HOBDA, 1983).....	18
FIGURA 7: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA EM AMARELO, SITUADA NA MARGEM NORTE DO DELTA, DENTRO DO COMPLEXO DELTAICO PARAÍBA DO SUL, O QUAL É TRACEJADO PELA LINHA AMARELA NA IMAGEM À DIREITA.	21
FIGURA 8: REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DA BACIA DO RIO PARAÍBA DO SUL (CEIVAP, 2018)	23
FIGURA 9: MODELO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS PLANÍCIES COSTEIRAS BRASILEIRAS DURANTE O QUATERNÁRIO, PARA O TRECHO ENTRE MACAÉ (RJ) E RIO GRANDE DO NORTE (TOMAZ, 2005 MODIFICADO DE DOMINGUEZ, 1997).	28
FIGURA 10: FORMAÇÃO DE ILHAS BARREIRAS E CRESCIMENTO DE UM DELTA INTRA-LAGUNAR (MARTIN ET AL., 1997).....	29
FIGURA 11: DESENVOLVIMENTO DO DELTA INTRA-LAGUNAR E DESLOCAMENTO DAS ILHAS BARREIRAS (MARTIN OP. CIT.).....	29
FIGURA 12: SAÍDA DE UM BRAÇO DO DELTA INTRA-LAGUNAR NO OCEANO JUNTO COM O DESENVOLVIMENTO DE SUA PLANÍCIE (MARTIN OP. CIT.).....	30
FIGURA 13: FASE DE INTENSO RETRABALHAMENTO DOS ÚLTIMOS DEPÓSITOS, COM EROÇÃO LOCAL E SEDIMENTAÇÃO EM OUTRA PARTE, NO PERÍODO DE 2.800 ANOS ATÉ HOJE (MARTIN OP. CIT.).....	30

FIGURA 14: PERFIS LITOLÓGICOS DOS TESTEMUNHOS E LOCALIZAÇÃO DOS POÇOS (MODIFICADO DE CARELLI ET AL., 2019)	31
FIGURA 15: “TRANSECTOS NOS FLANCOS NORTE E SUL DO DELTA, COM AS RESPECTIVAS IDADES CORRELACIONADAS PELO PRINCÍPIO DA CONTINUIDADE LATERAL ENTRE AS CRISTAS DE PRAIA. NOTAR A DIMINUIÇÃO DA ALTIMETRIA DAS CRISTAS DO FLANCO NORTE EM DIREÇÃO AO MAR, INDICANDO UMA COMPONENTE DE REGRESSÃO FORÇADA NA PROGRADAÇÃO DA PLANÍCIE, NOS ÚLTIMOS 4.000 ANOS APROXIMADAMENTE. ” (ROCHA ET AL., 2019).	34
FIGURA 16: ESQUEMA EM SETE FASES MOSTRANDO O SISTEMA BARREIRA-LAGUNA DE VASCONCELOS ET AL. (2016).	36
FIGURA 17: MAPA BATIMÉTRICO DA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL REALIZADO POR VASCONCELOS (2010).	37
FIGURA 18: CURVA MÉDIA DE VARIAÇÃO DOS PALEONÍVEIS DE MAR NOS ÚLTIMOS 7.000 ANOS, NA COSTA LESTE BRASILEIRA (SUGUIO & TESSLER, 1984).	38
FIGURA 19: CURVAS DE NÍVEL RELATIVO DO MAR NOS ÚLTIMOS 7.000 ANOS (ANGULO ET AL., 2006)	39
FIGURA 20: PALEONÍVEIS DO MAR ESTIMADOS A PARTIR DA ALTIMETRIA DAS CRISTAS DE PRAIA INDICANDO O PALEONÍVEL DO ESPRAIAMENTO DA AÇÃO DAS ONDAS NO AMBIENTE PRAIAL (VASCONCELOS ET AL., 2016).....	40
FIGURA 21: GEOLOGIA DA PROVÍNCIA COSTEIRA NO COMPLEXO DELTAICO PARAÍBA DO SUL (MODIFICADO DE CPRM, 2016)	43
FIGURA 22: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR NA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL. NOTA-SE A PRESENÇA DE AREIAS MÉDIAS A GROSSAS NA ZONA SUBMARINA RASA FORMADORAS DAS BARRAS SUBMERSAS. (VASCONCELOS, 2010)	47
FIGURA 23: HISTOGRAMA DIRECIONAL DE ONDAS PARA A BÓIA VIRTUAL DE CAMPOS DO MODELO WAM, NO PERÍODO ENTRE 2004 E 2007 (VASCONCELOS ET AL. (2016A)	48
FIGURA 24: ESQUEMA EVOLUTIVO DA DESEMBOCADURA, SOB AÇÃO DA DERIVA LITORÂNEA (DOMINGUEZ ET AL., 1981).	50
FIGURA 25: TRANSPORTE LITORÂNEO ESTIMADO NA ÁREA DE ESTUDO (MODIFICADO DE GONÇALVES E SILVA, 2005)	51
FIGURA 26: SENTIDO PREDOMINANTE DO TRANSPORTE LITORÂNEO NO DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL ENTRE OS ANOS DE 2004 E 2007 (MODIFICADO DE VASCONCELOS ET AL., 2016A)	52
FIGURA 27: TRAÇADOS DOS CAMINHOS REALIZADOS POR EMBARCAÇÃO, NO LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO DA REGIÃO DE ESTUDO.....	54

FIGURA 28: A) HASTE COM DGPS ACOPLADO AO BATÍMETRO, INSTALADO PARA AQUISIÇÕES NA REGIÃO MARINHA. B) HASTE COM DGPS ACOPLADO AO BATÍMETRO, INSTALADO EM EMBARCAÇÃO PEQUENA PARA AQUISIÇÕES NA LAGUNA.	55
FIGURA 29: A) NAVEGAÇÃO E AQUISIÇÃO DE DADOS BATIMÉTRICOS; B) MOMENTO DA AQUISIÇÃO BATIMÉTRICA, ONDE NOTEBOOK MOSTRA PARÂMETROS DOS DADOS EM TEMPO REAL.....	56
FIGURA 30: AMOSTRADOR DO TIPO VAN VEEN PARA COLETA DE SEDIMENTOS.....	58
FIGURA 31: NAVEGAÇÃO E COLETA DE SEDIMENTOS COM MALHA DE PONTOS PRÉ DEFINIDA, UTILIZANDO-SE TABLET.	58
FIGURA 32: CAMINHAMENTO COM DGPS, CONTORNANDO TODAS AS ILHAS BARREIRAS, CORDÕES E LINHAS DE COSTA.....	59
FIGURA 33: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS SONDAGENS REALIZADAS NESTA PESQUISA.	60
FIGURA 34: A) PROCESSO DE RETIRADA DO TUDO DE ALUMÍNIO INSERIDO NO FUNDO DA LAGUNA (FURO 1); B) SONDAGEM A PERCUSSÃO DE TUDO DE ALUMÍNIO NO FUNDO DA LAGUNA (FURO 3).....	61
FIGURA 35: EQUIPAMENTO RKS EM OPERAÇÃO DE PERFURAÇÃO.....	62
FIGURA 36: SAQUE DAS HASTES COM USO DE UM MACACO MECÂNICO	63
FIGURA 37: ANÁLISE E DESCRIÇÃO DOS TESTEMUNHOS DA SONDAGEM RKS, ASSIM QUE É RECUPERADA DO TERRENO, A FIM DE SE PERDER O MÍNIMO DE INFORMAÇÕES (CORES, POROSIDADE, HUMIDADE) DEVIDA OXIDAÇÃO E DEFORMAÇÃO CAUSADA NO TRANSPORTE.	64
FIGURA 38: A) FORNO MUFLA UTILIZADO PARA QUEIMA DE MATÉRIA ORGÂNICA; B) PESAGEM DE MATERIAIS, PARA COMPARAÇÃO DOS PESOS.	66
FIGURA 39: USO DE ÁCIDO CLORÍDRICO (HCL) PARA QUEIMA DE CARBONATOS (CACO3).....	67
FIGURA 40: ANÁLISE GRANULOMÉTRICA ATRAVÉS DO EQUIPAMENTO CAMSIZER ...	68
FIGURA 41: MAPA BATIMÉTRICO DA LAGUNA DE GARGAÚ, REALIZADO NO DIA 14/03/2020.....	72
FIGURA 42: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE GRANULOMETRIAS NA LAGUNA DE GARGAÚ EM 25/02/019.	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
FIGURA 43: RETAGUARDA DA BARREIRA, LOCALIZADA NO EXTREMO NORTE, MOSTRANDO PASSAGEM DE ONDA SOBRE A FEIÇÃO ARENOSA (LEQUE DE	

TRANSPOSIÇÃO), ONDE SEDIMENTOS DA PARTE FRONTAL FORAM DEPOSITADOS NESTA REGIÃO.....	77
FIGURA 44: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE TEORES DE CARBONATOS NA LAGUNA DE GARGAÚ EM 25/02/2019.....	79
FIGURA 45: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE TEORES DE MATÉRIA ORGÂNICA NA LAGUNA DE GARGAÚ EM 25/02/2019.....	81
FIGURA 46: MAPA BATIMÉTRICO DA REGIÃO MARINHA NA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL, REALIZADO NO DIA 04/02/2021.....	84
FIGURA 47: MAPA DE DISTRIBUIÇÕES DE GRANULOMÉTRICAS AO LONGO DA FAIXA MARINHA DE GARGAÚ EM 13/10/2019.....	88
FIGURA 48: MAPA DE TEORES DE CARBONATOS, COLETADOS EM 13/10/2019. .. ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.	
FIGURA 49: DISTRIBUIÇÃO DE TEORES DE MATÉRIA ORGÂNICA NA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL, RJ. REALIZADO EM 13/10/2019.	92
FIGURA 50: SEQUÊNCIA DE IMAGENS MOSTRANDO ALTERAÇÃO NO PONTAL ARENOSO DE GARGAÚ NOS ANOS 2019 A 2021.	95
FIGURA 51: SOBREVOO EM GARGAÚ, MOSTRA A FORMA DO PONTAL ARENOSO NO DIA 25/02/2019.....	95
FIGURA 52: SÍNTESE DESCRITIVA DAS AMOSTRAS ENCONTRADAS NA SONDAGEM RKS, REALIZADA NA ATUAL BARREIRA ARENOSA DE GARGAÚ (13/12/2019).	103
FIGURA 53: PERFIL SEDIMENTAR DO LITORAL DE GARGAÚ (13/12/2019).	104
FIGURA 54: PRINCIPAL SAÍDA PARA O MAR DO RIO PARAÍBA DO SUL SE FECHA (FOTO: MARCO ANTÔNIO RIBEIRO). DISPONÍVEL EM: WWW.JORNALTERCEIRAVIA.COM.BR/2020/01/12/MUDANCA-DA-FOZ-RETRATA- PROBLEMAS-ENFRENTADOS-PELO-PARAIBA-HA-DECADAS/ . ACESSADO EM 21 JUL. 2021.	106
FIGURA 55: MAPA DE MOBILIDADE SEDIMENTAR NA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL ENTRE 1954 E 2008 (VASCONCELOS, 2010).	107
FIGURA 56: MAPA DE MOBILIDADE SEDIMENTAR ENTRE OS ANOS DE 2008 E 2021 NA FOZ DO RIO PARAÍBA DO SUL.....	109

“O que a natureza do Universo mais ama é transformar coisas que existem e criar novas coisas como elas. Pois tudo que existe é, de algum modo, a semente daquilo que será. ”

Marco Aurélio

“O conhecimento das estruturas dos sistemas naturais e socioeconômicos permite apreciar as dinâmicas, prever as modificações que uma ordenação pode introduzir. Cada unidade deve também ser estudada em função de seu princípio de coesão interna e em função de seus vínculos de interdependência com outras unidades mais ou menos afastadas. Em nossa opinião, são estes pontos de vista, estas concepções que constituem a essência dos estudos integrados com vista à ordenação. ”

Jean Tricart

1 INTRODUÇÃO

No mundo inteiro as zonas costeiras recebem grande atenção de autoridades governamentais por diversas razões estratégicas. Sua faixa territorial apresenta inúmeros ecossistemas de relevância ambiental e sensíveis a exploração e ocupação humana; também são áreas com forte apelo para o turismo, comércio, atividades pesqueiras, exploração mineral, além de grande exposição as mudanças climáticas, principalmente no que se refere a variações do nível do mar e intensificação de eventos extremos. Seguindo uma tendência mundial de ocupação de zonas costeiras, o Brasil apresenta 26.6% da população ocupando essas áreas, correspondendo a 50,7 milhões de pessoas, segundo informações contidas no Atlas Geográfico das Zonas Costeiras e Oceânicas do Brasil (IBGE, 2011).

A zona costeira brasileira corresponde ao espaço geográfico de interação do ar, do mar e da terra, incluindo seus recursos renováveis ou não, abrangendo uma faixa marítima e uma faixa terrestre (BRASIL, 2004). Junto a ela estão associados inúmeros ambientes e ecossistemas resultantes da atuação de diversos processos que constantemente interagem entre si em uma constante busca de equilíbrio. Dentre as principais variáveis (envolvendo processos e materiais) que atuam ao longo da zona costeira, destacam-se a ação dos ventos, ondas, marés, correntes, o clima e a geologia (formas e composições dos terrenos).

Os deltas apresentam-se como uma das mais notáveis feições costeiras, são formados no encontro entre fluxos fluviais com corpos d'água, local onde os sedimentos trazidos pelo canal fluvial são retrabalhados e depositados ao redor de sua desembocadura. O termo Delta foi utilizado na primeira vez pelo filósofo grego Heródoto, há cerca de 2500 anos, para se referir a configuração sedimentar subaérea na foz do Rio Nilo, em semelhança a letra grega do alfabeto com essa configuração sedimentar. Embora, a maioria dos deltas não apresentem essa configuração morfológica, ainda assim o termo vem sendo empregado a todos os depósitos sedimentares que ocorrem nas desembocaduras de rios ao desagurem em lagos, mares ou oceanos (SUTER, 1994).

A classificação de deltas mais empregada na literatura, por sua simplicidade, foi a proposta por Fisher (1969) e Galloway (1975), que subdividiam os deltas em dominados por ondas, dominados por marés e dominados pelos canais fluviais,

onde cada um possui uma estratigrafia e morfodinâmica distinta em função dos processos predominantes na dinâmica sedimentar. Porém, existem outros fatores os quais também podem influenciar na sedimentação deltaica, como correntes litorâneas, clima de uma dada região, fatores tectônicos e variações do nível do mar.

No caso dos deltas dominados por ondas, a formação de barreiras costeiras arenosas relacionadas ao grande aporte sedimentar fluvial e ao retrabalhamento decorrente da ação das ondas é uma característica comum. Esses sedimentos são transportados ao longo da costa e frequentemente depositados sob a forma de cristas de praia, passando a formar extensas planícies costeiras de arquitetura sedimentar regressiva (ROY *et al.*, 1994; DILLENBURG e HESP, 2009; OTVOS, 2012; FERNANDEZ e ROCHA, 2015). A contínua sedimentação resulta na progradação da linha de costa, formando uma protuberância nas proximidades da desembocadura, que assume uma morfologia em cúspide a partir da foz. Neste modelo, considerado como dominados por ondas, encontram-se os principais deltas brasileiros como os do São Francisco, Doce, Jequitinhonha e o Paraíba do Sul (Galloway, 1975; Bacoccoli, 1971; SCOOT & FISHER, 1969).

Bhattacharya e Giosan (2003) citam que os deltas brasileiros parecem ter tido um desenvolvimento complexo, onde o progresso mais expressivo das cristas de praia ocorre alternado com vários outros ambientes deposicionais costeiros como, lagoas, ilhas barreira, pontais arenosos, meandros e dunas eólicas. Esses elementos morfológicos são classificados como feições secundárias do ambiente deltaico e foram associados ao desenvolvimento assimétrico dos deltas dominados por ondas, conforme apontaram Dominguez (1996) e Bhattacharya e Giosan (2003). De acordo com os autores, a maior crítica ao modelo de Galloway (1975) era a ausência do papel do transporte sedimentar pela deriva litorânea, o que os levou a considerar o efeito do “molhe hidráulico” (KOMAR, 1973). De acordo com este modelo, os sedimentos transportados pela deriva litorânea seriam bloqueados pela ação hidráulica do rio, próximo à desembocadura. Como resultado, haveria distribuição granulométrica e formas de progradação diferenciadas de cada lado da desembocadura, com a formação de sucessivas cristas arenosas no flanco à montante da deriva litorânea e o desenvolvimento de *spits* e sistemas barreira-

laguna no flanco à jusante. Como exemplos de deltas assimétricos descritos por Bhattacharya e Giosan (2003) estão o delta do Danúbio (Romênia), do Brazos (EUA), do Nilo (Egito) e os deltas brasileiros (Paraíba do Sul, São Francisco, Doce e Jequitinhonha).

Recentemente, o desenvolvimento dos *spits* em áreas deltaicas (como os desenvolvidos na planície a jusante da deriva) foi mapeado e investigado por Rodriguez *et al.* (2000), Van Maren (2005), Vasconcelos (2010), Dan *et al.* (2011), Vespremeanu-Stroe e Preoteasa (2015) e Vasconcelos *et al.* (2016) que associaram a seu desenvolvimento à formação de barras submarinas, com posterior emersão e aglutinação, para então formar o pontal arenoso. Dan *et al.* (2011) produziram um modelo para o desenvolvimento dessas barreiras arenosas envolvendo fluxo fluvial, ondas, transporte de sedimentos e alterações morfológicas em diversas escalas temporais, associado ainda a mecanismos de retroalimentação.

Os deltas assimétricos são marcados pela diferença morfológica e estratigráfica entre os dois lados da desembocadura do rio. Para que isso ocorra, um dos principais requisitos é a presença de um forte transporte longitudinal de sedimentos, intensificado quando ondas se aproximam de forma oblíqua da costa. A aproximação de ondas oblíquas pode se dar de forma consistente ou quando as oblíquas são consideravelmente maiores que as demais. Uma fonte de sedimentos também é necessária para o desenvolvimento de deltas assimétricos (BHATTACHARYA e GIOSAN, 2003). Caso o transporte longitudinal seja pequeno, a morfologia em planta do delta será mais parecida com um clássico delta dominado por ondas (WRIGHT e COLEMAN, 1973), com planícies costeiras desenvolvidas de forma mais ou menos simétricas em ambos os lados da foz.

Assim sendo, o delta do rio Paraíba do Sul pode se caracterizar como um exemplo de delta assimétrico dominado por ondas, conforme discutiram Bhattacharya e Giosan (2003) em seus trabalhos. Em ambos os lados de sua desembocadura apresenta características morfoestratigráficas distintas, com seu litoral Sul exibindo uma morfologia retilínea e uma planície formada por sucessivos cordões arenosos, intercalados por depressões alongadas, resultado de diferentes posições de linhas de costa, conforme descrevem em seus trabalhos Dias (1981), Dominguez *et al.* (1981), Dias *et al.* (1984 a,b), Martin *et al.* (1984) e Flexor *et al.*

(1984). Tais feições são formadas pela sucessiva incorporação de bermas a partir de sedimentos fluviais disponibilizados na foz, retrabalhados, distribuídos e posteriormente incorporados à costa pela ação de ondas e correntes.

A planície norte do delta apresenta uma morfologia associada a progradação a partir da formação de barreiras arenosas intercaladas por lagunas. Essas barreiras teriam seu processo iniciado na zona submarina, sob forma de bancos arenosos, conforme descrito por Dias (1981) a partir da análise de fotografias aéreas. Vasconcelos (2010) e Vasconcelos *et al.* (2016), através da utilização de uma série de levantamentos de perfis topográficos, batimetria e interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélites, investigaram a formação dessas barreiras de forma mais detalhada. Para esses autores, a formação dessas barreiras arenosas estaria relacionada a atuação conjunta de diversos fatores, como a forte corrente de deriva com tendência de Sul para Norte, a chegada de ondas construtivas de Sudeste e o grande aporte sedimentar trazido pelo rio. A continuidade desse processo seria responsável pela construção da planície deltaica, por uma sucessão de cordões arenosos, porém, ao contrário da planície Sul, esses cordões possuem comprimentos e espessuras distintas uns dos outros, além de serem intercalados por depressões lamosas e alagadiças que eles correlacionaram as antigas lagunas em estágio de colmatação.

Através de análises estratigráficas, geocronológicas, morfológicas e de bioindicadores realizadas no interior da planície do delta do rio Paraíba do Sul, Vasconcelos (2016) aponta que a formação da planície Norte teria sido exercida pelo mesmo mecanismo morfodinâmico observado no litoral atual. Segundo o autor, tal processo estaria ocorrendo desde o Holoceno (nos últimos 5100 anos) até os dias atuais. Embora as investigações realizadas ao longo da planície apontem para uma série de evidências de que o processo é contínuo e teria ocorrido até os dias atuais. Apesar das diversas contribuições acima mencionadas, a ausência de informações morfoestratigráficas detalhadas do interior da planície, associadas a atual dinâmica em curso, ainda é desconhecida, o que impossibilita a comparação com as mesmas características relacionadas ao ambiente atual.

Neste contexto, o presente trabalho visa preencher esta lacuna, investigando em termos morfológicos e sedimentares o atual ambiente de sedimentação litorânea

do delta. Tais informações tornarão possível a comparação entre as evidências levantadas por Vasconcelos (2016), com os dados obtidos nesta pesquisa. Podendo ou não afirmar que a construção da planície Norte do Delta Paraíba do Sul é, desde o Holoceno até os dias atuais, composta pela sucessiva incorporação de sistemas do tipo barreiras–laguna. O detalhamento deste processo geológico evolutivo, permitirá aprofundar os conhecimentos sobre o delta e oferecerá informações importantes para a gestão sustentável deste litoral em franco processo de progradação.

2 OBJETIVOS, JUSTIFICATIVAS E RESULTADOS

PRETENDIDOS:

2.1 Objetivos Gerais

O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul se caracteriza como uma grande província geomorfológica no litoral fluminense do estado do Rio de Janeiro, englobando diversos municípios. Sua evolução está relacionada a processos fluviais e marinhos, onde importantes estudos referentes a proveniência de seus materiais, morfologia e modelos de desenvolvimento vêm sendo realizados ao longo de décadas, a fim de entender questões do passado e presente, e que permitam estabelecer projeções para o futuro desses ambientes. A região desperta interesse de diversos pesquisadores pois, apresenta uma série de características geomorfológicas e sedimentares altamente dinâmica e sensíveis as alterações naturais e antrópicas, investigadas desde a década de quarenta, com os relevantes trabalhos de Lamego (1940, 1944, 1945, 1946 e 1955) que descreve os estágios iniciais de formação do complexo deltaico.

A proposta do presente trabalho consiste em investigar detalhadamente aspectos morfológicos e sedimentares do atual ambiente de sedimentação litorânea ao Norte da foz do rio Paraíba do Sul, em um trecho situado entre as localidades de Gargaú e Santa Clara no município de São Francisco do Itabapoana (RJ). Tal investigação busca comparar os dados obtidos com os pré-existentes, disponíveis na literatura, como Dias et al. (1984) e Vasconcelos (2016). Dessa maneira, pretendeu-se investigar a hipótese de consistência entre o modelo de evolução proposto para a planície deltaica e o processo atualmente em curso no litoral. Neste sentido, parte-se do pressuposto de que as evidências que caracterizam os mecanismos de

evolução no interior da planície, são as mesmas desde o Holoceno (a partir de 5.100 anos AP) até os dias atuais.

2.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar a morfologia do sistema barreira-laguna atual, através da realização de perfis topográficos e batimétrico transversais a linha de costa, desde a praia na barreira mais externa até a barreira interna;

- Caracterizar a morfologia e faciologia dos sedimentos de fundo da laguna e da plataforma continental rasa, com o intuito de determinar sua distribuição na laguna e comparar os dados obtidos na zona submarina com os registros apresentados anteriormente por Vasconcelos (2010);

- Caracterizar a atual morfologia das feições submersas, dando maior suporte ao entendimento do seu comportamento dinâmico;

- Caracterizar as diferentes camadas sedimentares subsuperficiais encontradas no atual ambiente de deposição litorânea, buscando compreender os diferentes momentos de deposição costeira ao longo da evolução do delta e compará-los com aqueles já caracterizados no interior da planície;

- A partir do detalhamento e interpretação da dinâmica atual do litoral em questão, acrescentar conhecimento que possa contribuir ao detalhamento da evolução do delta e seu litoral ao longo dos anos até o presente momento.

2.3 Justificativa:

O melhor entendimento sobre os materiais presentes na planície deltaica, bem como as características evolutivas e morfológicas, é de suma importância para a compreensão das feições costeiras, especialmente as associadas a deltas assimétricos, de grande relevância para a gestão territorial, indústria do petróleo, atividades turísticas, exploração mineral, entre outros.

O trabalho irá contribuir para um melhor entendimento das mudanças ambientais ocorridas na costa brasileira nos últimos anos, em especial na formação de deltas assimétricos dominados por ondas. Além disso, o entendimento sobre a formação e comportamento da planície deltaica deverá servir como subsídios para

uma ocupação planejada e uso consciente dos seus recursos, como respeito as suas fragilidades e características ambientais.

A localidade de Gargaú está relacionada a um dos municípios do Norte Fluminense no estado do Rio de Janeiro. Nela habita uma pequena população, a qual ocupa uma planície deltaica e se ambienta à intensa dinâmica que o delta apresenta, avançando quase que concomitantemente com o litoral progracional, ocupando e usufruindo das feições implantadas pelo delta, à medida que a planície cresce e evolui. Como exemplo, podemos citar um canal utilizado para navegação e porto de pequenas embarcações, o qual representaria uma antiga laguna construída pelo delta. Estas pequenas embarcações são essencialmente utilizadas para pesca artesanal, uma das principais fontes de subsistência da região em questão.

2.4 Resultados Pretendidos:

Inúmeros métodos de coleta de dados foram empregados na região em questão (detalhados no capítulo Materiais e Métodos desta pesquisa), de modo que suas análises após o processamento possam ser comparadas entre si e com dados adquiridos em pesquisas anteriores, tanto na superfície quanto em subsuperfície.

Através da interpretação dessas informações, indicadoras das características deposicionais e ambientais na construção da planície, espera-se formular um entendimento evolutivo detalhado até o presente momento e, conseqüentemente, alimente de forma progressiva o acervo bibliográfico sobre a área de estudo, melhorando o conhecimento sobre a evolução da planície deltaica que, ao longo do tempo, também parece ter apresentado eventuais quebras em seu padrão evolutivo.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Deltas

Em uma escala mundial, os deltas têm sido extensivamente estudados devido sua importância político-estratégica para as sociedades. De acordo com Bacocoli (1971), eles remontam os interesses dos geólogos desde a sistematização dos estudos das ciências geológicas.

Como descrito em diversos trabalhos encontrados da literatura (COLLEMAN, 1976; WRIGHT, 1985; MARTIN *et al.*, 1993; SUTER, 1994; VASCONCELOS, 2016, entre outros), a explicação para a paronímia da palavra

delta teria sido em função da forma triangular da planície deltaica do Rio Nilo, em semelhança com a letra do alfabeto grego. Nesse sentido, a planície do rio teria sido então descrita em observância a essa relação por destacada por Heródoto, em cerca de 450 A.C. na Grécia antiga. Apesar disso, alguns autores ressaltam que nem todos os deltas possuem essa forma triangular, porém, a palavra ganhou notoriedade e passou a ser utilizada a todos os depósitos fluviomarinhas semelhantes ao do rio Nilo, sendo utilizada até hoje.

A definição de delta foi empregada de diversas formas por diferentes autores desde então, como Scoot e Fisher (1969), que consideraram o delta como um sistema deposicional alimentado por um rio, causando progradação diferencial da linha de costa. Já Wright (1987) o descreve como acumulações costeiras subaéreas e subaquosas, trazidas a partir de um rio, adjacentes ou próximas ao mesmo. Bhattacharya (1992) por sua vez diz que “*Os deltas são protuberâncias discretas da costa, formadas onde um rio entra em um corpo d’água parado e fornece sedimentos mais rapidamente do que podem ser redistribuídos por processos basais, como marés e ondas*”.

No que se refere as tentativas de classificação de deltas vários pontos de vistas, levando em consideração diferentes fatores foram utilizados ao longo dos anos. Bates (1953) classificou diferentes variedades de deltas em relação a interação entre a densidade do rio e do meio receptor (lago, mar ou oceano). Já Bacoccoli (1971), em uma tentativa de classificação dos deltas brasileiros, utiliza os mesmos princípios de Scoot e Fisher (1969), em que leva em consideração o predomínio de fácies marinhas ou fluviais nas porções subaéreas dos deltas, os agrupando em altamente destrutivos ou altamente construtivos. Como exemplo, o autor classificaria o delta do rio Amazonas como um delta destrutivo e os deltas dos rios Jequitinhonha, Doce, Parnaíba, São Francisco e Paraíba do Sul seriam altamente construtivos. Esse mesmo autor considerou esses deltas com idades holocênicas e propôs que teriam iniciado sua deposição durante o último máximo transgressivo ocorrido por volta de 5.000 anos AP.

Martin e Flexor (1987) apontam críticas ao modelo de Bacoccoli (1971) ao classificar os deltas brasileiros, chegando a mencionar que, pela classificação de deltas *sensu strictu*, as planícies costeiras situadas nas principais desembocaduras

dos deltas brasileiros não poderiam ser classificadas como deltas, já que sua construção sedimentar seria somente, em parte, fruto de contribuição fluvial, sendo na grande maioria sedimentos trazidos e retrabalhados na plataforma marinha. O autor também cita a região de Caravelas (BA), onde ocorreria a deposição dos mesmos tipos de sedimentos encontrados nos deltas holocênicos brasileiros descritos por Bacoccoli (1971), com exceção dos fluviais, já que a região não se localizaria na desembocadura de um rio. No entanto, ainda assim, essa mesma região teria um comportamento progradante assim como os deltas holocênicos.

Apesar dos deltas já terem sido classificados de diferentes formas, de maneira geral, acabam por designar associações de depósitos sedimentares, os quais são ligados a progradações sedimentares e relacionados ao carreamento de um rio no encontro de um ambiente com menor energia (BATES, 1953; SCOOT & FISHER, 1969; BACOCOLI, 1971; MARTIN *et al.*, 1993).

Para que um delta seja formado, é necessário que a energia dos processos hidrodinâmicos do rio sofra diminuição ao fluir de encontro a um corpo d'água, de modo que a energia no meio receptor seja baixa o suficiente para que não se disperse os sedimentos carreados, depositando-se então as partículas ao redor da desembocadura fluvial. Nesse momento há uma competição entre a deposição dos sedimentos e os processos dispersivos, com ondas, correntes e marés, os quais causam o retrabalhamento dos materiais transportados pelo fluxo fluvial (Bacoccoli, 1971; Domingues *et al.* 1983 Bhattacharya & Walker, 1992; Martin *et al.*, 1993; Vasconcelos, 2016).

Atualmente os deltas podem ser subdivididos morfologicamente em três partes, são elas: a planície deltaica, que corresponde a parte dos depósitos emersos, predominantemente construída a partir de cordões arenosos e com brejos, várzeas, mangues e dunas podendo integrar seus subambientes; a frente deltaica, localizada na parte proximal à desembocadura do rio, integrando parte da linha de costa e se inclinando levemente até o limite das lamas pró deltaicas. Nas regiões da frente deltaica são depositadas principalmente areias. Já na porção do prodelta são depositados predominantemente sedimentos argilosos, muitas vezes transportados em suspensão. A região do prodelta é a mais externa em relação a foz, com declividades maiores que a frente deltaica em direção a plataforma marinha.

Um estudo clássico da literatura foi realizado no Lago Boneville, no final do século passado por Gilbert (1890). O trabalho configura a primeira interpretação de um delta em três dimensões. O autor esquematizou um delta progradante e subdividiu as sequências sedimentares dos deltas em “topset” (camadas de topo), “foresets” (camadas frontais) e “bottomsets” (camadas de fundo). Suguio (1981) menciona que esta arquitetura exata seria observável apenas em alguns deltas lacustres, os quais possuem uma estrutura sedimentar diferente dos deltas marinhos. Porém, as unidades sedimentares descritas por Gilbert (1980) são citadas e o trabalho referenciado em inúmeras obras até os dias atuais para qualquer tipo de delta. Nesse sentido, as camadas *topsets* seriam compostas por areias grossas e matérias orgânicas. As *foresets* são camadas de areia grossa e fina, inclinadas em direção ao mar por sobre os sedimentos mais finos dos *bottomsets*. *Bottomset* são camadas horizontalizadas compostas de sedimentos finos depositados em áreas distais do complexo deltaico, sobre os sedimentos da plataforma continental adjacente (Figura 1).

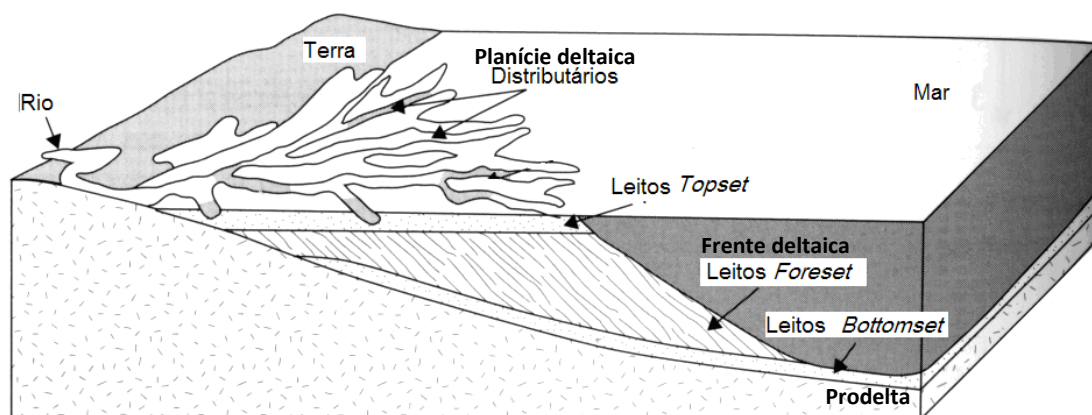


Figura 1: Perfil geral de um delta segundo Gilbert (1980), com os locais dos leitos topsets, foresets e bottomsets (MURILLO, 2008 apud HASLETT, 2000).

Para Wright (1985), o delta fluvial de Gilbert (*op. cit.*) seria classificado apenas como um delta do tipo “A”, dentre os diferentes perfis apresentados pelo autor. Em uma caracterização dos deltas com base em variações morfodinâmicas e hidrodinâmicas, Wright (1985) identifica outros esquemas morfosedimentares.

No delta do tipo “A” sedimentos arenosos se concentrariam na barra em forma de meia lua, com leve ascensão até a crista da barra (Figura 2). Após a crista, haveria uma estrutura com maior gradiente, com estruturas mergulhantes em

direção ao oceano e onde a sedimentação seria predominantemente mais fina (Wright, 1985).

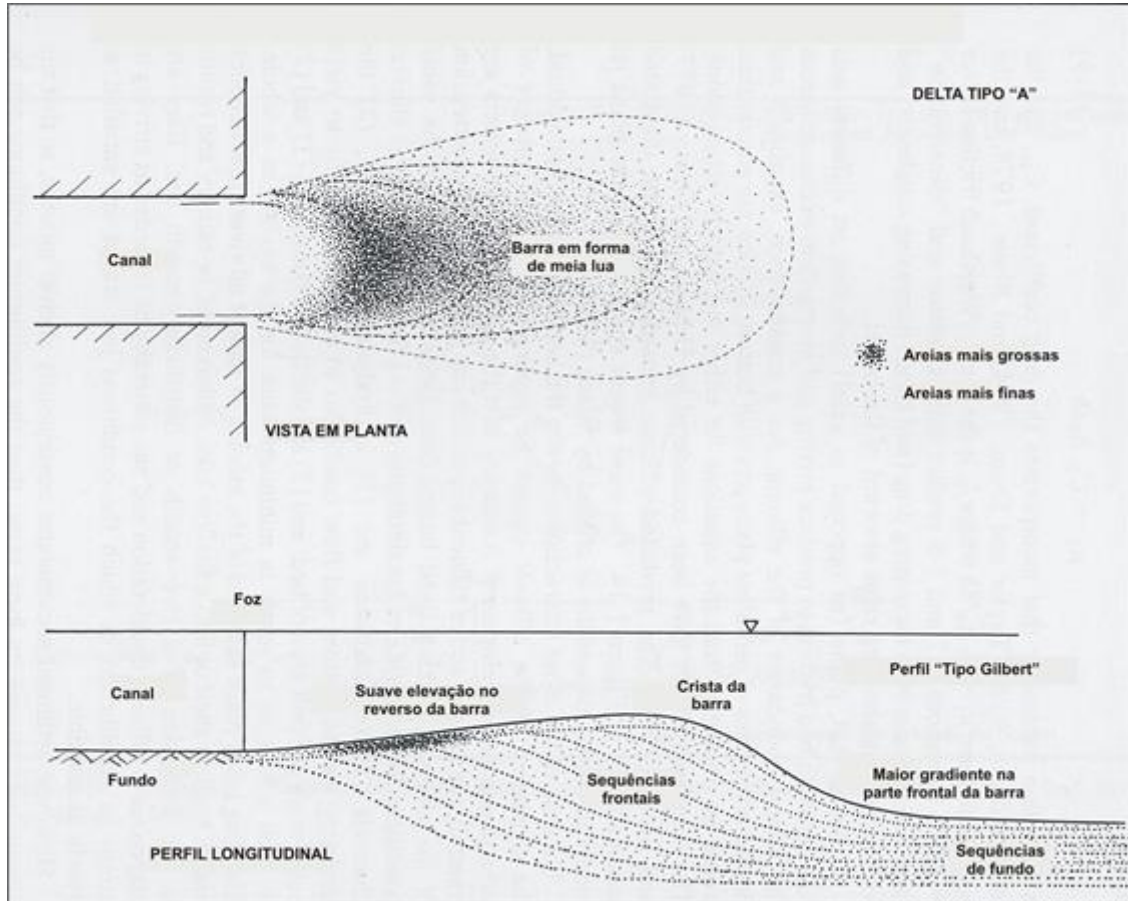


Figura 2: Delta do tipo "A" em plana e perfil. Sedimentos possuem maiores granulometria próximos ao canal, formando barra em meia lua (WRIGHT, 1985).

Sob condições hidrodinâmicas diferentes, os deltas do tipo "B" apresentam uma configuração morfosedimentar distinta. A sedimentação arenosa na barra adquire uma forma inversa ao delta tipo "A", com os sedimentos mais grossos depositados mais próximos a desembocadura do canal, junto com sua maior declividade. Após a barra, haveria um gradiente com menor declividade que os deltas do tipo "A" e uma diminuição granulométrica. Também seria característico o predomínio do transporte de fundo nesses tipos de deltas (Figura 3).

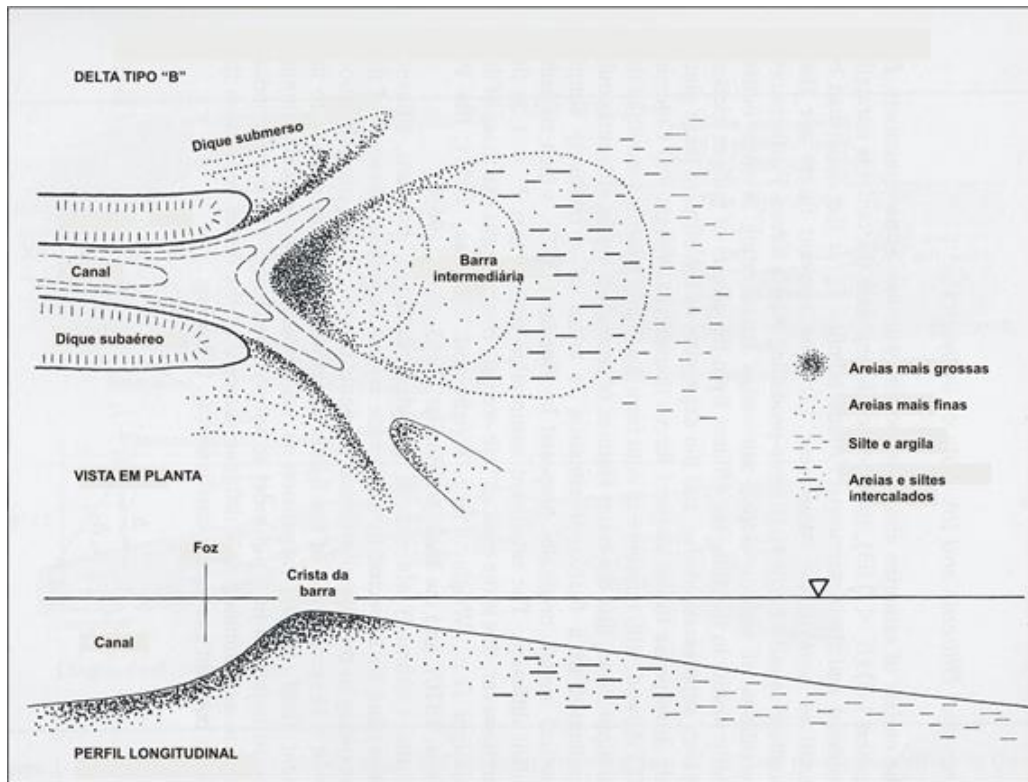


Figura 3: Delta do tipo “B”. Sedimentos com maior granulometria próximos a desembocadura (WRIGHT, 1985).

O padrão de distribuição sedimentar em perfil dos deltas do tipo “C” é semelhante ao do “B”, porém, o predomínio do transporte em suspensão é característico nessas desembocaduras fluviais. Nesta tipologia, diques submersos acompanham os diques subaéreos na saída dos canais, até certo ponto (Figura 4). A crista da barra é recoberta por sedimentos mais grossos, como areias, diferentemente do tipo “B”, onde se localizam mais próximos a saída do canal (Wright, 1985).

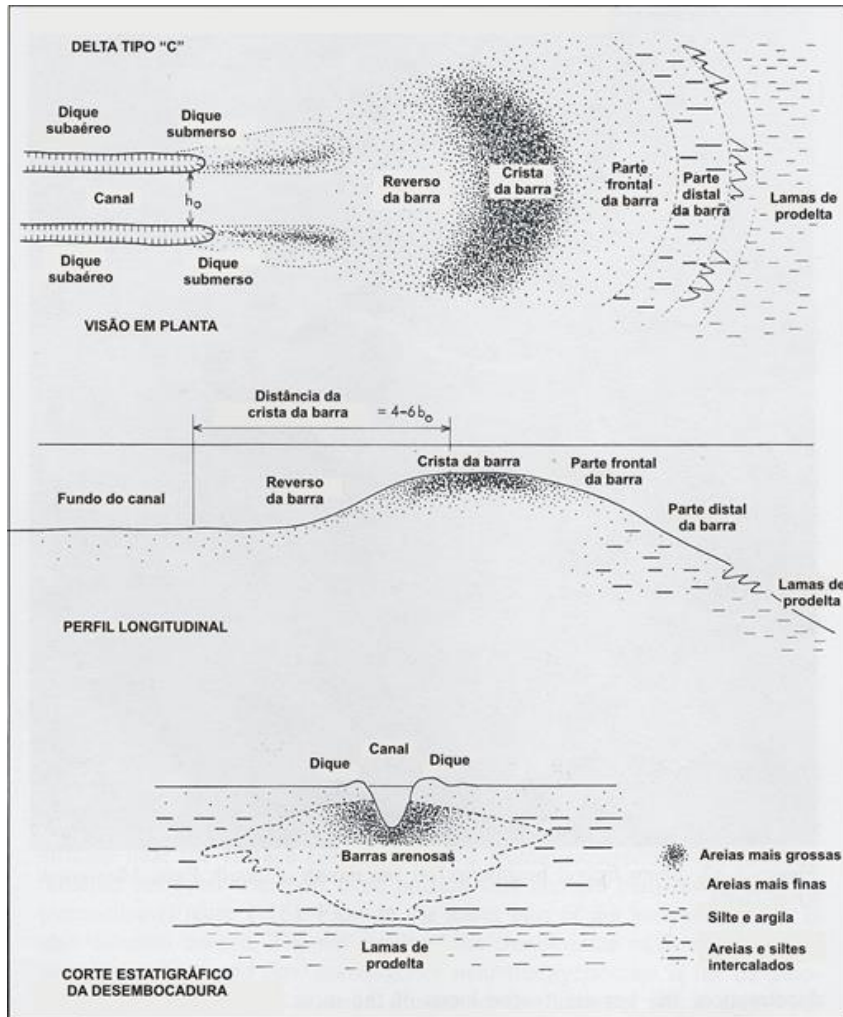


Figura 4: A crista da barra da frente deltaica é recoberta de sedimentos grossos e lamas recobrem o prodelta (WRIGHT, 1985).

Uma outra classificação muito utilizada atualmente, pela sua simplicidade e entendimento, é a de Galloway (1975) que, assim como Bacoccoli (1971), também utilizou os princípios de Scoot e Fisher (1969). Através dela é possível reconhecer três diferentes padrões deltaicos com características sedimentares e geomorfológicas distintas (Figura 5), são eles: os deltas dominados por ondas, dominados por marés e deltas fluviais. Segundo o autor, os deltas fluviais seriam os deltas construtivos de Fisher (ano), onde predominariam fácies de contribuições fluviais e teriam a forma de sua planície alongada. Já os deltas dominados por ondas e marés teriam maior influência marinha sobre os sedimentos, com a forma dos depósitos subaéreos em forma cúspide ou em franja respectivamente.

Bacoccoli (1971) menciona que o delta do Mississipi, localizado em Louisiana (sul dos Estados Unidos), foi extensivamente estudado por diversos

autores, deste modo ele acaba servindo como um referencial para muitos trabalhos, assim como para o também famoso delta do Níger, localizado na Nigéria.

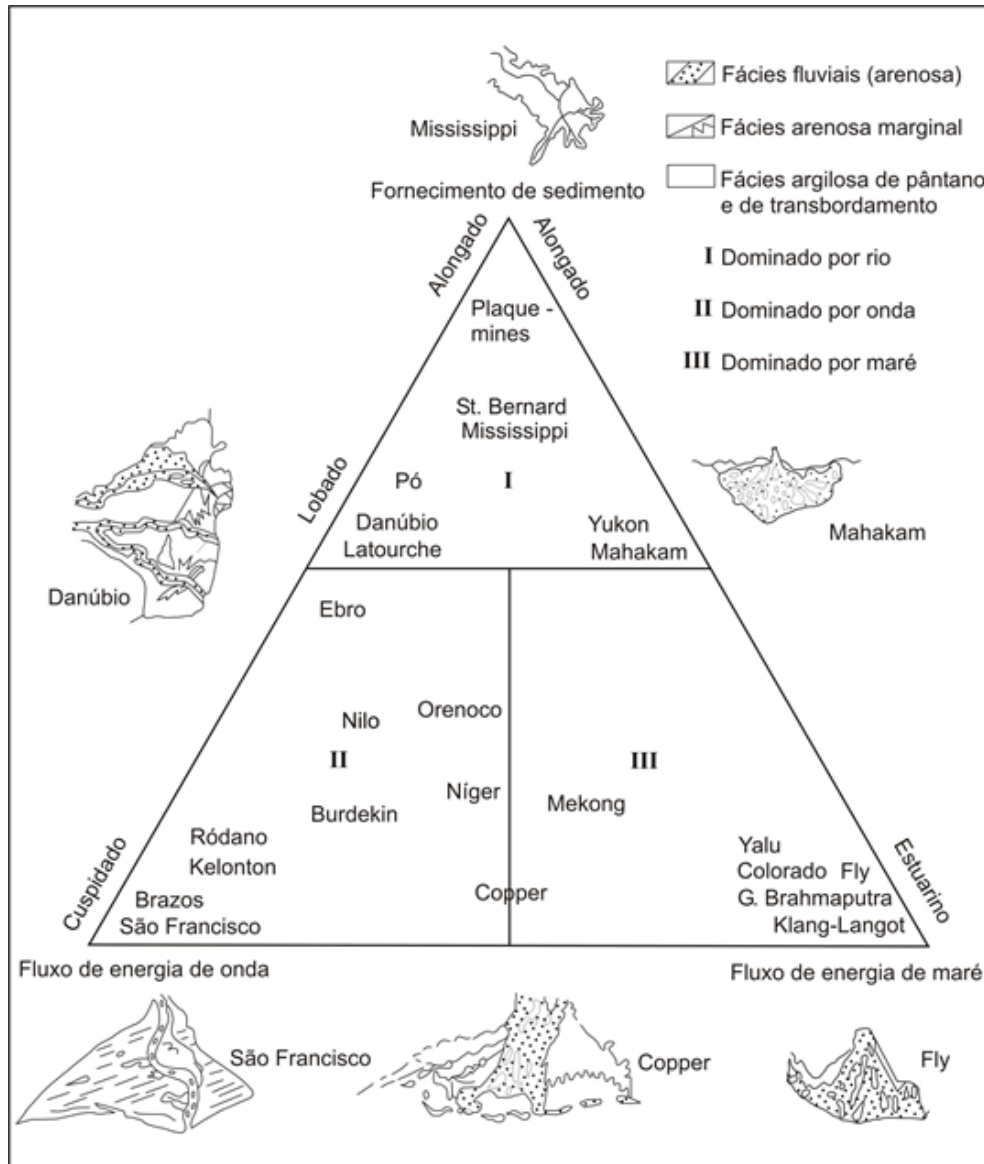


Figura 5: Classificação de deltas oceânicos, baseada no fluxo de sedimentação e energia oceânica (GALLOWAY, 1975).

Na classificação acima, o delta do Mississippi seria o típico delta “pé de pássaro”, o qual teria o predomínio de processos fluviais em sua sedimentação, adquirindo a forma alongada em direção ao corpo aquoso. Do ponto de vista de Galloway (op. cit), esse tipo de feição corresponderia ao delta construtivo. Já o delta do São Francisco, no Brasil, seria um exemplo de delta dominado por ondas, com a forma cuspíde em relação a foz. Por sua vez, a foz do rio Fly, localizado na

Papua-Nova Guiné, corresponderia a um delta dominado por marés, apresentando características estuarinas.

Em um trabalho sobre o rio Paraíba do Sul, Martin e Flexor (1987) questionaram a caracterização com base em Galloway (1975). Segundo eles, o trabalho anterior não teria levado em consideração as variações do nível do mar holocênicas e o papel das correntes costeiras na construção das planícies costeiras.

Bhattacharya e Giosan (2003) citam que os deltas brasileiros parecem ter tido um desenvolvimento complexo, em que o desenvolvimento mais expressivo das cristas de praia ocorre alternado com vários outros ambientes deposicionais costeiros como, lagoas, ilhas barreira, pontais arenosos, meandros e dunas eólicas. Esses elementos morfológicos são classificados como feições secundárias do ambiente deltaico e foram associados ao desenvolvimento assimétrico dos deltas dominados por ondas, conforme apontaram Dominguez (1996) e Bhattacharya e Giosan (2003). De acordo com os autores, o modelo de Galloway (1975) não apresentaria o importante papel do transporte de sedimentos pela deriva litorânea, o que os levou a considerar o efeito do “molhe hidráulico” (KOMAR, 1973).

De acordo com este modelo, os sedimentos transportados pela deriva litorânea seriam bloqueados pela ação hidráulica do rio próximo à desembocadura. Como resultado, haveria distribuição granulométrica e formas de progradação diferenciadas de cada lado da desembocadura, com a formação de sucessivas cristas arenosas no flanco à montante da deriva litorânea e o desenvolvimento de *spits* com sistemas barreira-laguna no flanco à jusante. Como exemplos de deltas assimétricos descritos por Bhattacharya e Giosan (2003) estão o delta do Danúbio (Romênia), do Brazos (EUA), do Nilo (Egito) e os deltas brasileiros, como os dos rios Paraíba do Sul, São Francisco, Doce e Jequitinhonha.

3.2 Complexo deltaico e sistema deltaico:

Suguio (1981) destaca a importância de, em termos conceituais, se distinguir deltas, sistema deltaico e complexo deltaico. Complexo deltaico seria o termo usado para se referir a regiões as quais registram a deposição de diferentes deltas ao longo do tempo geológico. A probabilidade de preservação de um delta seria incerta, já que seus registros poderiam ser apagados por um soerguimento crustal ou variação marinha, porém, não é de se surpreender encontrar depósitos de

diferentes deltas em uma região (LAMEGO, 1955; FRAZIER, 1967; BACOCOLI, 1969; SUGUIO, 1981; MARTIN, 1993; entre outros). Em estudos no complexo deltaico do rio Mississipi, Frazier (1967) relata a presença de depósitos relacionados a dezesseis deltas depositados nos últimos 6.000 anos (Bacoccoli, 1971 *apud* Frazier, 1967).

De acordo com Suguio (1981), o conceito de complexo deltaico seria relacionado a associação de diversos deltas ligados geneticamente e geologicamente entre si, porém, espacialmente e temporalmente distintos. Nesse contexto, as planícies do litoral brasileiro seriam amplamente caracterizadas por complexos deltaicos, como Suguio (1981) sugeriu para a planície do Rio Paraíba do Sul, a qual abrange uma área de cerca de 622.421 km² de depósitos (HEILBRON *et al.*, 2016).

Importante também determinar dentro desses conceitos a definição de sistema deltaico, a qual está ligada ao conjunto de subambientes que compõem o ambiente deltaico, como: lagunas, planícies, ilhas fluviais, mangues e os cordões arenosos, os quais são também intimamente ligados a formação de planícies em deltas dominados por ondas, como no caso do delta do rio Paraíba do Sul, que na continuidade de seu desenvolvimento integram extensas planícies costeiras (SUGUIO,1981.).

O estudo dos sistemas deltaicos possibilita recontar a história do desenvolvimento de diversos tipos de barreiras arenosas em estágios de progradação e regressão marinha durante diversas épocas do quaternário. No caso da respectiva área de estudo, as barreiras teriam se desenvolvido durante o Holoceno em ambos os lados de sua foz.

3.3 Barreiras Arenosas

Grande parte da costa brasileira apresenta uma dinâmica dominada por ondas predominando sobre a ação das marés, com destaque para os litorais sul e sudeste do Brasil. Nessas regiões desenvolvem-se extensos depósitos arenosos conhecidos como Barreiras Costeiras ou Cordões Arenosos. Associadas a essas barreiras podem ocorrer subambientes como dunas frontais, praia arenosas, planícies de deflação, brejos, canais de maré, leques de transposição, e lagunas

(DAVIS e HAYES, 1984). O termo “barreira arenosa” está relacionado ao papel que este ambiente desempenha de proteção do litoral, principalmente durante eventos de tempestade (DAVIS Jr. e FITZGERALD, 2004).

Os cordões ou barreiras litorâneas aparecem sob a forma de corpos arenosos alongados, e geralmente tendem a ser dispostos paralelamente as linhas de praia, podendo variar em largura e comprimento, e ocorrer como um único corpo ou diversos feixes com várias barreiras (HESP *et al.*, 2005; ROY *et al.*, 1994; HESP e DILLENBURG, 2009). Sua ocorrência está ligada a regiões costeiras muito dinâmicas, sob a influência de diversos fatores e processos complexos, como correntes, ação das ondas, ventos e variações marinhas. Dan *et al.* (2011) cita que existem muitos processos ligados à sua evolução, e em muitos casos, falta dados históricos confiáveis, especialmente relacionado aos processos submersos, os quais dificultam as interpretações.

Formas distintas de barreiras podem ser encontradas ao redor do mundo, em função da presença ou não de dunas, da conexão ou não com o continente (ilhas barreiras, pontais arenosos e cordões arenosos são exemplos), das características estratigráficas, do comportamento evolutivo da barreira (podendo migrar em direção ao continente, avançar na direção do oceano ou até mesmo se apresentar de forma estabilizada). O balanço sedimentar e as variações do nível relativo do mar são fatores preponderantes do controle da evolução dessas barreiras (HESP *et al.*, 1999; ROY *et al.*, 1994; HESP e DILLENBURG 2009; Otvos, 2009).

De acordo com aspectos morfossedimentares, os trabalhos de Kraft e Jonh (1979) e Galloway e Hobday (1983) classificam as barreiras costeiras de três maneiras distintas:

Barreiras transgressivas ou retrogradantes: a partir de um comportamento retrogradante da linha de costa, essas barreiras tendem a migrar em direção ao continente a partir de leques de transposição, canais de mare e correntes que retiram sedimentos da parte frontal e depositam na retaguarda das barreiras, caracterizando morfologicamente o sistema barreira laguna (Figura 6). A arquitetura deposicional se configuraria por sedimentos lagunares na base e arenosos no topo representando as barreiras (KRAFT & JONH, 1979; GALLOWAY e HOBDDAY, 1983).

Barreiras progradantes ou regressivas: a partir de um comportamento progradante da linha de costa. A morfologia é representada pela formação em direção ao oceano de sucessivas cristas de praia e a construção de uma extensa planície na incorporação de barreiras. A arquitetura deposicional da face de praia mostra sedimentos argilosos depositados na base e sedimentos arenosos no topo dessa sequência (Figura 6).

Barreiras agradacionais ou estacionárias: projeção vertical de barreiras em função da incorporação de sedimentos eólicos. Caso haja déficit sedimentar e/ou nível de mar transgressivo, a barreira tenderá a assumir características retrogradantes. Caso haja aporte sedimentar suficiente e/ou nível de mar regressivo, ela irá assumir aspecto progradante (Figura 6).

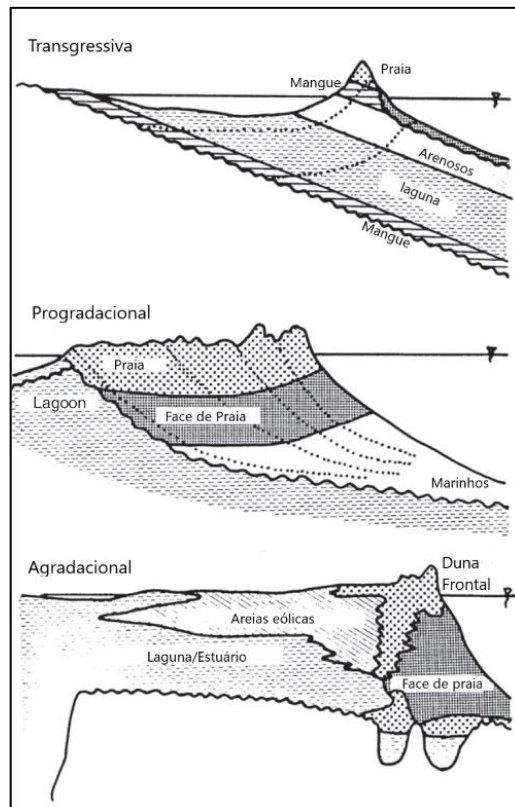


Figura 6: Modelo estratigráfico generalizado dos sistemas de barreiras transgressivas, progradacionais e agradacionais, de acordo com as alterações no nível relativo no mar e aporte de sedimentos (modificado de MC BRIDE, 2013 *apud* GALLOWAY & HOBDAI, 1983).

Inicialmente, o conceito de barreira costeira era atrelado a formações arenosas parcialmente conectados ao continente (*spit*) ou totalmente desconectados

(ilha barreira). Otvos (2012) caracterizou uma categoria distinta para barreiras, que correspondem as planícies costeiras associadas a cristas de praias e campos de dunas transgressivos. Correspondente a essa classificação estaria grande parte do litoral do Brasil. Nessas regiões estariam registradas sucessões de cordões arenosos alongados, podendo chegar a quilômetros de extensão, depositados sucessivamente em escalas temporais e podendo formar extensas planícies.

Estudos recentes de McBride *et al.* (2013) sobre a morfologia, origem e evolução de barreiras costeiras apontam sobre a importância de se correlacionar diferentes metodologias em pesquisas sobre essas feições costeiras, tanto em superfície quanto em subsuperfície. Os autores destacam também sobre a necessidade de se preocupar com a evolução futura dessas feições. Já Van Heteren (2014) ressalta as diversas possibilidades de análises, além da interpretação das barreiras transgressivas, regressivas e agradacionais, demonstrando que diferentes comportamentos são assumidos diante de variados processos fisiográficos.

Dillenburg e Hesp (2009) organizaram um material descritivo sobre a evolução das planícies quaternárias e as principais características das barreiras costeiras holocênicas no litoral do Rio de Janeiro. Fernandez e Rocha (2015), com o intuito de acrescentar maiores informações cronológicas e de subsuperfície através de análises dos pacotes sedimentares, apresentaram uma contribuição interessante. Com uma investigação da arquitetura deposicional das barreiras holocênicas no litoral do Rio de Janeiro, utilizando aquisições geofísicas em subsuperfície, os autores mostram que mesmo com a diminuição relativa do nível do mar durante o Holoceno, fatores como o aporte sedimentar, ação eólica, de tempestades e correntes podem direcionar a tendência do comportamento transgressivo e agradacional de barreiras, não somente regressivo.

A formação do Complexo Deltaico do Paraíba do Sul estaria ligada a esses complexos depósitos sedimentares, num litoral dominado por ondas, marcado por sucessivas variações do nível do mar ao longo do tempo geológico. Nesse sentido, diversos tipos de barreiras arenosas se formaram, construindo uma extensa planície, marcando antigas linhas de costa e rápido processo resultante de progradação. Já o atual Sistema Deltaico do Paraíba do Sul possui a construção de sua planície ligada a última regressão Holocênica, com sua planície Norte ligada ao desenvolvimento

do sistema barreira-laguna e a planície Sul marcada por sucessivos cordões arenosos intercalados por depressões alongadas formados pela incorporação sucessiva de bermas (DIAS, 1981; BASTOS, 1997; VASCONCELOS, 2010; VASCONCELOS, 2016; ROCHA *et al.* 2018).

O desenvolvimento de *spits* arenosos em ambientes deltaicos foi estudado por diversos pesquisadores, como, Dias e Gorini (1979); Dias *et al.* (1984); Rodriguez *et al.* (2000), Van Maren (2005), Vasconcelos (2010), Dan *et al.* (2010) e Vespremeanu-Stroe e Preoteasa (2015). Estes autores mapearam e identificaram seu desenvolvimento desde a formação de bancos arenosos submersos até a emersão de barras submarinas. Dan *et al.* (2010) produziu um modelo de desenvolvimento dessas barras em diversas escalas de tempo na foz de um rio distributário do Danúbio, o Sant George, iniciando com a acumulação sedimentar, emersão e formação dessas barreiras.

Levando em consideração as descrições já realizadas por DIAS E GORINI (1979) sobre a emersão de barreiras arenosas, os principais fatores que influenciam a morfodinâmica costeira e conseqüente características das barreiras, como as flutuações do nível do mar, o espaço de acomodação e topografia (embasamento geológico), disponibilidade e transporte de sedimentos, o clima de ondas, correntes marinhas, entre outros processos costeiros, Vasconcelos (2010) investigou a planície ao norte do sistema deltaico Paraíba do Sul e propôs um esquema ainda mais detalhado de formação dessas barreiras arenosas, passando por 7 estágios de formação no desenvolvimento dessas barreiras. Esse esquema evolutivo é descrito detalhadamente no capítulo sobre a área de estudo.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e Acessos

O Complexo Deltaico do Paraíba do Sul se caracteriza como o conjunto de feições e ambientes deposicionais que marcam diferentes estágios de sedimentação do Rio Paraíba do Sul (DIAS, 1981; SILVA, 1987; ROCHA, *et al.* 2013; VASCONCELOS *et al.* 2016). Compreende uma grande província geomorfológica que se destaca na região do litoral Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro, região Sudeste do Brasil. O delta atual do Paraíba do Sul corresponde a última fase de sedimentação do complexo, com a formação de uma extensa planície onde

marcam diferentes estágios do nível do mar e diferentes características geomorfológicas. É limitado no interior pelas colinas do embasamento cristalino e pelos sedimentos do grupo Barreiras.

A região a ser investigada neste trabalho está localizada na borda litorânea norte do Delta, onde também se localiza o distrito de Gargaú, município de São Francisco do Itabapoana (Figura 7). A principal rodovia de acesso à área de estudo é a RJ-196, a qual alimenta as menores vias locais, sendo essa possível de ser acessada pela RJ-194 ao Sul e RJ-224 ao Norte. Ambas se ligam a rodovia federal BR-101.

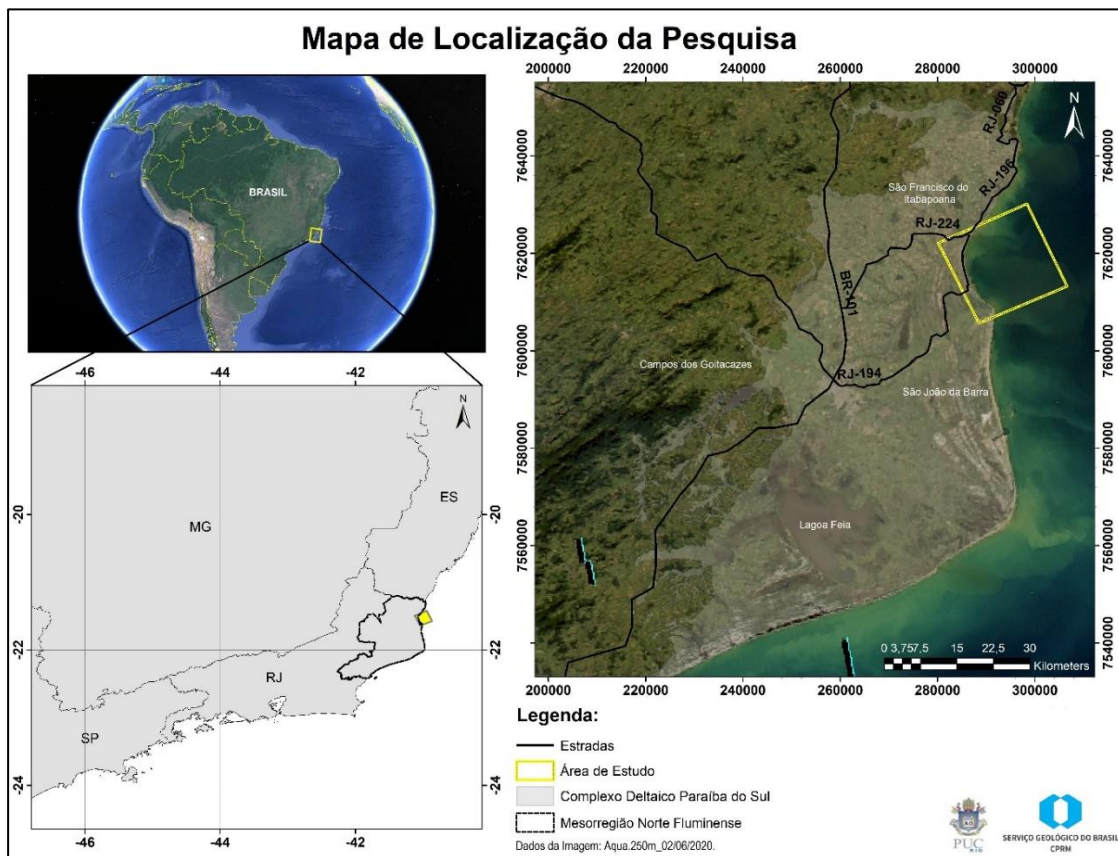


Figura 7: Localização da região de pesquisa em amarelo, situada na margem norte do delta, dentro do Complexo Deltaico Paraíba do Sul, o qual é marcado por um sombreado na imagem à direita.

4.2 Aspectos Climáticos e Hidrográficos

4.2.1 Clima

A planície costeira em questão está localizada sob zona de influência de clima tropical húmido, com temperaturas anuais médias de 22⁰ C e variações máximas entre 40 e 8⁰ C (NIMER, 1989). ANDRE *et al.* (2008), com base em

registro de estações pluviométricas entre 1971 e 2000, diz que os valores médios das precipitações anuais ficam entre 869 e 1110 mm, sendo que no verão correspondem a 69% do total das médias anuais. Sua descarga fluvial varia entre 340 e 1785 m³/s (de 1937 até os dias atuais), cabendo destacar que o regime do rio quanto a precipitação não varia de acordo apenas com o clima local, e sim sob influência das chuvas ao longo de toda a bacia hidrográfica (IPH, 1992).

De acordo com Santos (2006), a partir de dados obtidos da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) entre 1964 e 2001, em uma estação localizada no Farol de São Tomé, os ventos predominantes são do quadrante N-NE, associados a influência de uma zona de alta pressão do Atlântico Sul, com velocidades médias de 25 km/h. Embora menos frequentes, há também a influência da chegada de ventos provenientes do quadrante S-SE, e em menores expressividades ainda SW, associados a chegadas de frentes frias, principalmente no Outono e Inverno (PINHO, 2003).

4.2.2 Características Hidrográficas

A bacia do rio Paraíba do Sul drena uma das regiões mais desenvolvidas do país, abrangendo uma área aproximada de 57.000 km², possui comprimento alongado na direção Leste-Oeste, entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, em uma região com relevo bastante acidentado. Integra o estado de São Paulo, na região conhecida como Vale do Paraíba Paulista, parte do Estado de Minas Gerais, denominada Zona da Mata Mineira, e metade do Estado do Rio de Janeiro. A população urbana total da bacia é 4.922.779 habitantes, segundo o Censo do ano 2000 do IBGE, sendo que 2.142.397 vivem no Estado do Rio de Janeiro. Marenga (2005) cita que a região é uma das mais desenvolvidas industrialmente no país, arrecadando cerca de 10% do PIB nacional e tem um papel de destaque na implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos.

Devido seu potencial aquífero e posição geográfica, o rio Paraíba do Sul possui vultuosa importância para o estado do Rio de Janeiro, nascendo na confluência dos rios Paraíba e Piraitinga, a cerca de 1800 metros de altitude em São Paulo, percorre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, até atingir a região Norte Fluminense do Rio de Janeiro, onde situa a planície costeira da Baixada Campista, desaguando entre as localidades de Gargaú e Atafona, nos

sistemáticas nas vazões. Nesse caso, haveria uma forte indicação de que o clima não estaria relacionado a diminuição nas cotas do rio Paraíba do Sul ao longo dos anos e sim a atividades antrópicas.

Entre as décadas de 1930 e 1960 foram construídas as principais barragens no rio Paraíba do Sul, as quais são responsáveis por grande parte do abastecimento de energia elétrica e água doce diversas cidades do estado, inclusive a capital do Rio de Janeiro. Dados do SEMADS (2001) apontam que 12 milhões de pessoas eram abastecidas por água doce nessa época. Já a região da desembocadura do rio é responsável por uma das maiores atividades pesqueira do estado.

A região de curso inferior do rio Paraíba do Sul atravessa a Baixada Campista, essa região é caracterizada como uma extensa área plana com inúmeras lagoas e regiões alagadas, muitas vezes alimentadas pelo transbordamento do rio (Costa, 1994). Cabe ressaltar que diversas obras de drenagem alteraram a dinâmica natural de drenagem dos terrenos.

Segundo Moreira (1998), os estudos sobre a redução das vazões mínimas do rio são fundamentais para uma melhor compreensão da hidrodinâmica do estuário, já que pode provocar uma série de alterações em sua dinâmica natural, como exemplo, no limite de penetração da cunha salina e na influência do prisma de maré. Além disso, destaca a importância desses estudos para o acompanhamento das modificações morfológicas na foz.

4.3 Aspectos Evolutivos

4.3.1 Complexo Deltaico Paraíba do Sul

A partir do entendimento detalhado sobre a influência e relação de processos costeiros (como a deriva litorânea, o tectonismo, flutuações do nível do mar, ondas, sedimentação, ventos, geologia e geomorfologia) com as mudanças morfológicas e estratigráficas ao longo do tempo, pesquisas realizadas por Bacocoli (1971), Martin e Suguio (1984a, b) Martin & Dominguez (1987), Martin & Flexor (1987), Martin e Suguio (1989), Dominguez (1990), Dias e Silva (1984a, b), Silva (1987) e Silva *et al.* (2005) forneceram uma base de conhecimento para que possamos compreender a evolução do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul.

O Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul vem sendo estudando desde a década de quarenta, de modo a entender a evolução e sedimentação da planície costeira que recobre grande parte do litoral Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro. Os trabalhos de Lamego (1940, 1945, 1946 e 1955) são pioneiros sobre a caracterização fisiografia da região, neles o autor reconhece 4 fases de progradação deltaica, sendo relacionada a diferentes tipos de deltas. Para o autor, a desembocadura do rio Paraíba do Sul se posicionava mais ao Sul, situada entre os atuais Cabo de São Tomé e Barra do Furado, existindo uma grande baía de águas rasas e onde desembocaria um delta do tipo “Mississippi”. Posteriormente, em um determinado momento, o leito teria se dividido em um local distante a linha de costa, separando a grande baía em duas menores e passado a desaguar também no atual curso do Paraíba do Sul, sem abandonar o leito antecedente. se desenvolvendo então um delta do tipo “Niger-Rodano”, separado em dois braços distante a linha de costa. Com o passar do tempo, o braço ao Norte foi se estabelecendo e firmando seu leito, com depósitos de aluviões nas cheias, enquanto que o localizado mais ao Sul foi se restringindo aos períodos mais chuvosos.

O assoreamento da baía mais ao Norte se deu de forma mais acelerada que ao Sul, restando a grande Lagoa Feia como feição remanescente das duas baías. Após esse período, se desenvolveria o delta tipo “Paraíba”, conforme Lamego (1955).

Na elaboração de novas pesquisas em décadas posteriores, o modelo de desenvolvimento não foi bem aceito por outros autores, os quais não concordavam com o princípio de formação do delta tipo “Mississippi” (DIAS, 1981; MARTIN *et al.*, 1984a; SILVA, 1987). Dias (1981) contesta a possibilidade de um delta deste tipo em mar aberto, face a grande energia das correntes e onda locais, propondo que anteriormente existiria um delta semelhante ao atual Paraíba do Sul. Martin *et al.* (1984b) também são relutantes ao modelo proposto por Lamego (1955), colocando que um delta deste tipo necessitaria de um ambiente com menor energia, como um ambiente lagunar.

A partir do mapeamento geológico, datações por radiocarbono e experiências prévias em outros locais do litoral brasileiro, Martin *et al.* (1984b)

propõem um esquema evolutivo para a planície, baseado em diferentes estágios de variações do nível do mar, são eles:

Estágio 1: Há cerca de 120 mil anos, durante a penúltima transgressão marinha e, conseqüentemente, com o nível do mar alto, todos os vales da Formação Barreiras e do embasamento cristalino estavam inundados. Nesta fase, a Formação Barreiras é demarcada por inúmeras falésias.

Estágio 2: Após 120 mil anos A.P., com o rebaixamento do nível do mar, ocorreram os depósitos dos terraços arenosos pleistocênicos. Uma rede hidrográfica foi se instalando à medida que o nível do mar rebaixava.

Estágio 3: Em 18 mil anos A.P., inicia uma subida rápida do nível relativo do mar, destruindo grande parte da planície costeira pleistocênica depositada e retratando dois estágios de evolução da planície holocênica. A partir de 7 mil anos A.P. ocorre a formação de ilhas barreiras, as quais limitaram uma paleolaguna. Em seguida, ocorre o assoreamento dessa mesma paleolaguna, iniciou então a deposição da planície holocênica, com o nível do mar acima do atual.

Estágio 4: A partir de 5.100 anos A.P. há um novo rebaixamento no nível do mar, acompanhado pela transferência de areias da plataforma para a zona de praia. O retrabalhamento dessas areias pela deriva litorânea contribui para a deposição dos terraços holocênicos. Associado a esse rebaixamento, o fluxo de sedimentos do rio Paraíba do Sul teria contribuído para a grande lagoa secasse, formando um grande delta intralagunar e deixando como remanescente da antiga lagoa a atual Lagoa Feia.

Martin *et al.* (1997) propõem o modelo geral de desenvolvimento paleogeográfico e paleoclimático para o litoral Leste brasileiro (entre os municípios de Macaé, RJ, e Maceió, AL) com oito fases, onde, a partir da sexta fase, ainda detalha especificamente a evolução holocênica da planície costeira do rio Paraíba do Sul, resultante das modificações no sentido da deriva litorânea, causando fases construtivas e destrutivas da planície. Nesse modelo, o autor retoma a ideia de Lamago sobre o delta tipo “pé-de-pássaro”, embasado agora no conceito de que haveria um ambiente lagunar de baixa energia, onde se desenvolveria o delta.

A Figura 9, referente a Dominguez (1997) e modificada por Tomaz (2005), esquematiza essas fases de evolução, onde, fundamentado por evidências sedimentológicas, biológicas, arqueológicas e em uma grande quantidade de datações por radiocarbono, admitiram que esta planície se desenvolveu segundo o modelo geral para o litoral entre Macaé (RJ) e Maceió (AL) até a sexta fase.

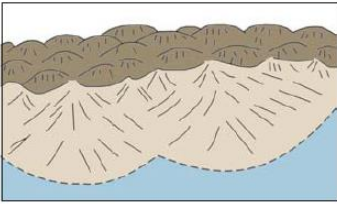
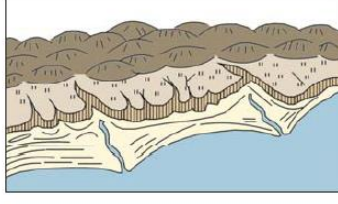
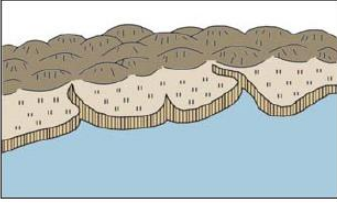
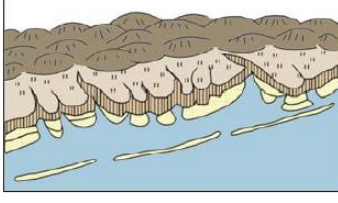
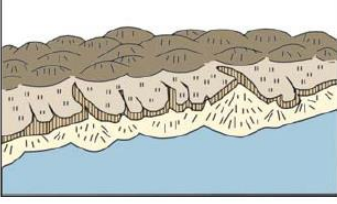
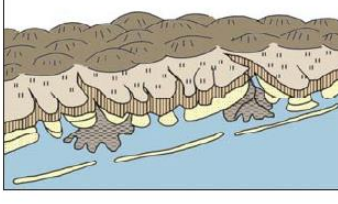
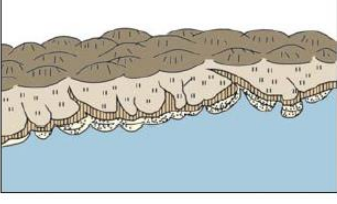
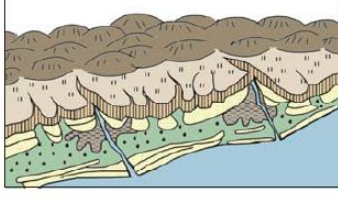
Fase de evolução	Características paleogeográficas e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo	Fase de evolução	Características paleogeográficas e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo
Primeira Fase	Deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, sob um clima semi-árido, com chuvas esporádicas e nível do mar abaixo do atual, com formação de amplas faixas de leques aluviais.	Plioceno		Quinta Fase	Fase de regressão, com a construção dos terraços arenosos pleistocênicos, formados por cristas praias progradantes.	Último glacial (?)	
Segunda Fase	Deposição dos sedimentos da Formação Barreiras foi interrompida, sendo a sua porção externa erodida durante uma subida relativa do nível do mar, com formação de uma linha de falésia, com o clima passando de semi-árido para mais úmido.	Pleistoceno		Sexta Fase	Máximo da última transgressão marinha, erodindo os terraços marinhos pleistocênicos, com formação de lagunas e ilhas-barreira.	7.000 a 5.100 anos A.P.	
Terceira Fase	Instalação de uma fase regressiva, sob novas condições climáticas semi-áridas, principalmente na Bahia, Sergipe e Alagoas, levando à formação de novos depósitos de leques aluviais (Villas-Boas <i>et al.</i> , 1985 in Martin <i>et al.</i> , 1993).	Pleistoceno		Sétima Fase	Lagunas formadas na fase anterior foram assoreadas pelo desenvolvimento de deltas intralagunares. Concomitantemente, a laguna foi assumindo um caráter de lago de água doce, podendo formar depósitos de turfas e áreas pantanosas.	5.100 anos A.P.	
Quarta Fase	Máximo da penúltima transgressão marinha, erodindo total ou parcialmente os depósitos continentais da fase anterior. Afogamento dos vales fluviais, dando origem a estuários e lagunas.	123.000 anos A.P.		Oitava Fase	Formação de terraços marinhos holocênicos a partir das ilhas-barreira e transformação das lagunas em lagos e lagoas.	> 5.100 anos A.P.	

Figura 9: Modelo de evolução geológica das planícies costeiras brasileiras durante o Quaternário, para o trecho entre Macaé (RJ) e Rio Grande do Norte (TOMAZ, 2005 modificado de DOMINGUEZ, 1997).

Há cerca de 7.000 anos (última transgressão), correspondente a formação do sistema barreira-laguna, à medida que as ilhas barreiras foram formadas e represaram uma laguna em seu reverso, dentro desta laguna um delta intra-lagunar foi formado (Figura 10). Martin *et al.* (1997) admite ainda que nenhum braço do Paraíba do Sul atingia o oceano nesse período. Há cerca de 5.100, no máximo transgressivo, esse sistema de barreiras formava ao norte do Cabo de São Tomé uma reentrância que funcionava como uma espécie de armadilha para areias transportadas pela deriva litorânea (Figura 11).

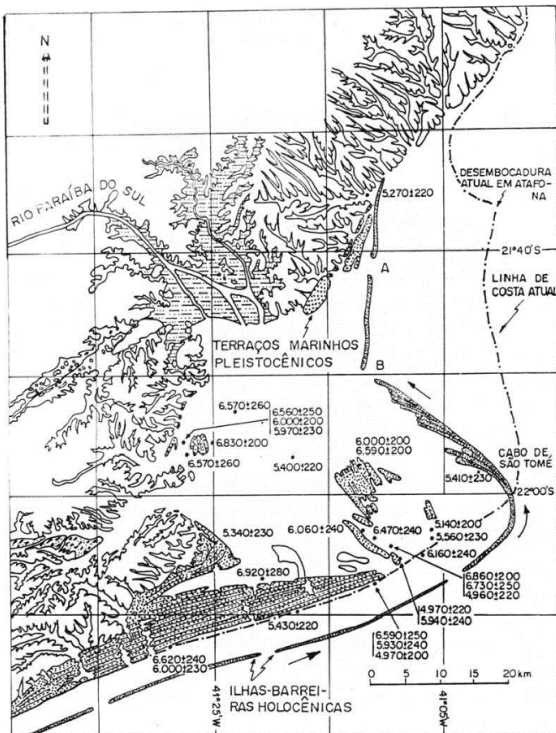


Figura 10: Formação de ilhas barreiras e crescimento de um delta intra-lagunar (MARTIN et al., 1997).

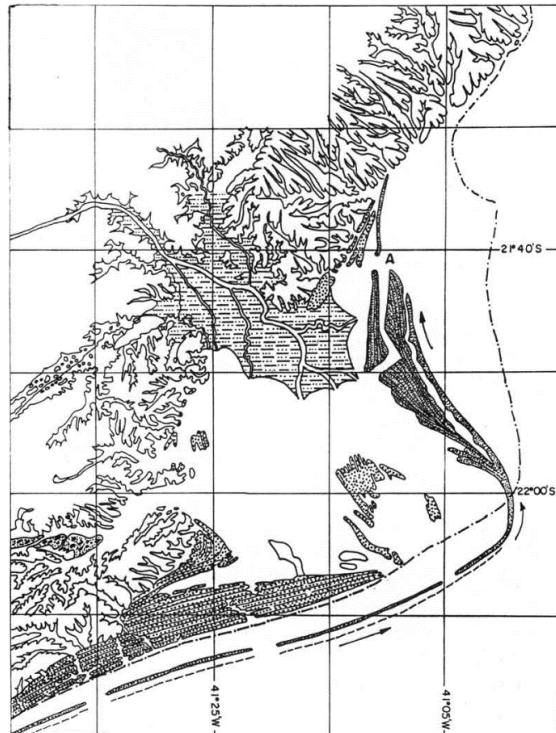


Figura 11: Desenvolvimento do delta intra-lagunar e deslocamento das ilhas barreiras (MARTIN op. cit.).

A laguna formada passou a ser continuamente assoreada, principalmente pela grande carga sedimentar trazida pelo rio e, junto a isso, uma de suas desembocaduras foi deslocada rapidamente para norte, até fundir com a atual desembocadura existente. O período entre 5.100 e 4.200 anos foi marcado pela saída de um braço do delta para o mar e por sucessivas transgressões e regressões (Figura 12), responsáveis pela formação de cordões arenosos discordantes (Martin et al., 1997).

Após esse período, teriam formado inúmeras lagunas ao norte do Cabo de São Tomé, nos períodos entre 3.600 e 2.800 anos, provavelmente devido ao deslocamento de ilhas barreiras em uma pequena elevação do nível do mar, represando essas lagunas. Sequencialmente, essas lagunas teriam ressecado, principalmente em razão da continua sedimentação fluvial (Figura 13), aliada aos rebaixamentos subsequentes do nível do mar (Martin *et al.*, 1997).

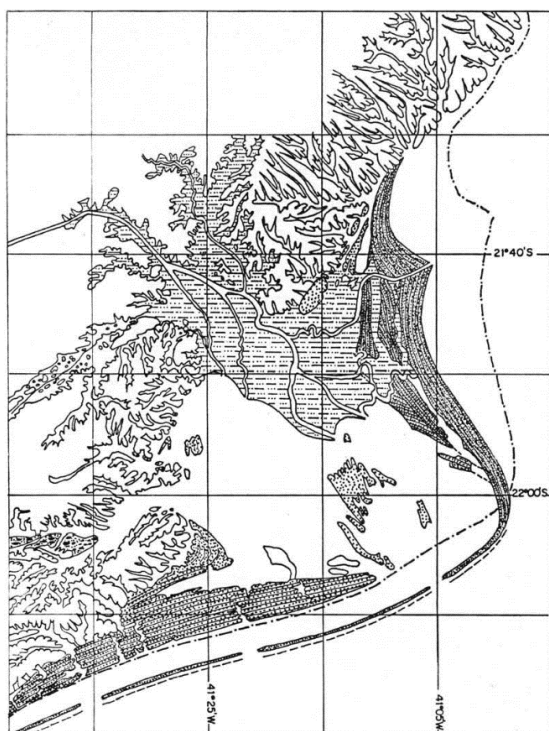


Figura 12: Saída de um braço do delta intralagunar no oceano junto com o desenvolvimento de sua planície (MARTIN op. cit.).

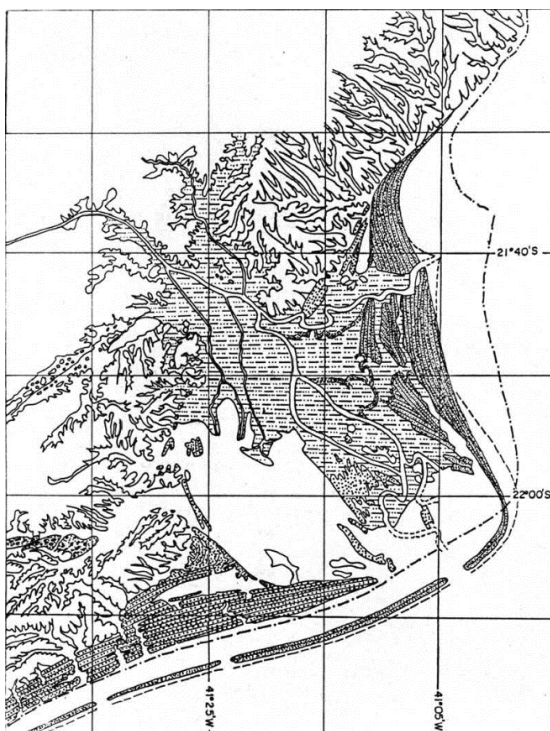


Figura 13: Fase de intenso retrabalhamento dos últimos depósitos, com erosão local e sedimentação em outra parte, no período de 2.800 anos até hoje (MARTIN op. cit.).

Passado o período de colmatação dessas lagunas, a construção da planície holocênica do Paraíba do Sul foi marcada por períodos de progradações e erosões de cordões arenosos (Martin *et al.*, 1997).

Recentemente, Carelli *et al.* (2019) realizou uma caracterização sedimentológica e paleoambiental dos depósitos subsuperficiais em quatro sondagens na porção emersa da Bacia de Campos, que ocorrem ao sul do Cabo de São Tomé. O autor identificou os registros de leques aluviais e fluviais desenvolvidos em áreas adjacentes aos principais sistemas de falhas, porém, esses depósitos são anteriores aos referentes a este trabalho. Apesar disso, o autor constatou uma diferença entre as profundidades do topo do embasamento entre os

poços, mostrando um escalonamento de blocos com aprofundamento em direção à bacia submersa, o que pode ter influenciado diferentes estilos fluviais e comportamentos da margem costeira, em diferentes épocas (Figura 14). Para o complexo deltaico Paraíba do Sul, o autor encontra profundidades entre 70 e 140 metros nos depósitos, a qual parece ter acompanhado o nível do embasamento entre os poços.

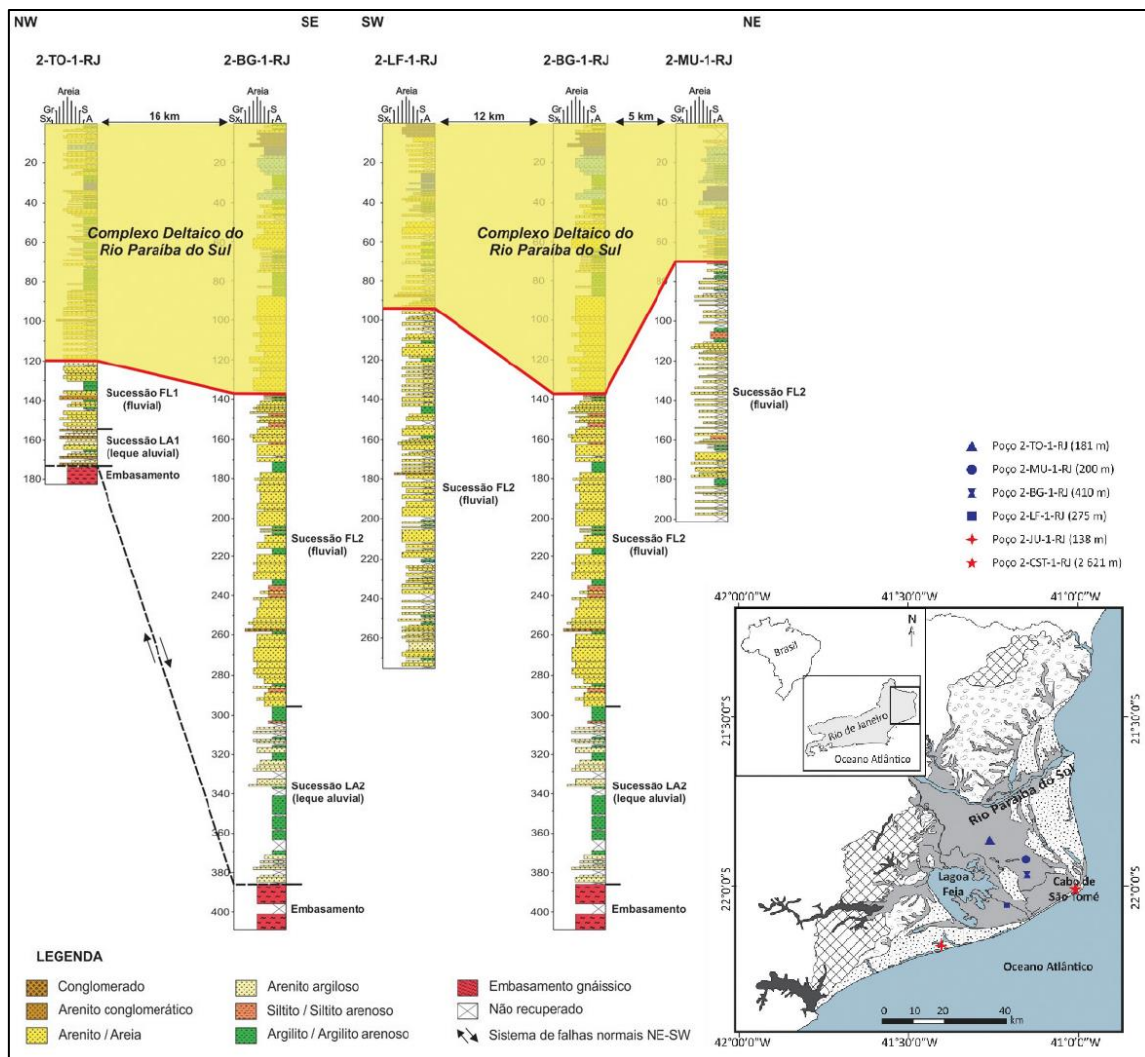


Figura 14: Perfis litológicos dos testemunhos e localização dos poços (modificado de Carelli *et al.*, 2019)

Silva (1987a), utilizando análise de dados sedimentológicos e sondagens rasas, propõe um modelo evolutivo da Lagoa Feia e Complexo Deltaico Paraíba do Sul baseado em superposições das oscilações transgressivas e regressivas marinhas, construindo a planície em uma sequência arenosa progradante, fundada na formação de cristas de praia, e retrogradante, na formação de ilhas barreiras e

cordões litorâneos. Para o autor, toda a região pode ser dividida em duas, as quais possuem idade e características morfo-estratigráficas distintas. O trecho entre o Cabo de São Tomé e Macaé seria retrogradante, possuindo feições como truncamentos de lagunas com cristas de praia, devido ao recuo da linha de costa. Já o trecho entre o Cabo de São Tomé a Maguinhos, teria uma resultante progradante, marcada pela formação de sucessivas cristas de praias.

Desta forma, segundo Silva (1987), o último estágio de formação da região sul do complexo deltaico teria se caracterizado pelo assoreamento da Lagoa Feia, devido ao grande aporte de sedimentos do rio Paraíba do Sul, o qual seria classificado como um delta intra-lagunar neste momento. Segundo o autor, algumas evidências ainda seriam possíveis de se verificar nos distributários do rio Paraíba do Sul.

Explorando a parte norte do complexo deltaico, entre o Cabo de São Tomé e Manguinhos, o delta prograda em forma de cúspide a partir da foz, apresentando características geomorfológicas distintas em ambos os lados da desembocadura fluvial (norte e sul), resultado do comportamento assimétrico do delta dominado por ondas em sua progradação diferenciada em ambos os lados da desembocadura. Essa

4.3.2 Diferenças Geomorfológicas entre as Planícies Costeiras ao Norte e ao Sul da foz.

A parte Sul da foz apresenta uma planície marcada por associações cordões arenosos alongados os quais são truncados em algumas regiões. Esses truncamentos demonstram possíveis períodos erosivos intercalados às progradações em distintos períodos. A planície também possui um litoral retilíneo, com dunas frontais elevadas em sua zona de praia (DIAS (1981), DOMINGUEZ, *et al.* (1981), DOMINGUEZ *et al.* (1983), DIAS, *et al.* (1984a,b), MARTIN, *et al.* (1984) e FLEXOR *et al.* (1984), ROCHA *et al.* (2018).

A região onde se localiza a planície sul do delta é caracterizada por sofrer com um dos maiores efeitos da erosão costeira no país. Vasconcelos (2010) cita em seus trabalhos que a região de Atafona, onde se localiza a planície sul, é nacionalmente conhecida pelo fenômeno da erosão, que ocorre no local desde os anos 50, tendo afetado cerca de 200 construções (14 quadras) e até sendo

responsável pela necessidade de mudança do farol da marinha de lugar por duas vezes.

Apesar de sucessivos períodos erosivos marcados na construção da planície sul do delta (evidenciados pela presença dos truncamentos erosivos observados no interior da planície), este corresponde a um ambiente em progradação, construído a partir da sedimentação fluvial em resposta a diminuição relativa do nível do mar nos últimos 5.000 anos (DOMINGUEZ *et al.* 1981).

Almeida, et al., (2005) realizaram sondagens na planície da margem sul do delta. Eles descreveram os depósitos e caracterizaram uma zona prodeltaica, um ambiente influenciado por marés e outro característico de praia. Além disso, reforçaram a ideia sobre as discordâncias erosivas relacionadas a ciclos erosivos.

Já Rocha *et al.* (2019) mapeou e datou, através da técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), diversos cordões arenosos do Paraíba do Sul. Em seu trabalho, os autores citam que as datações próximas aos truncamentos sugerem ciclos erosivos que ultrapassam cem anos, com idades dos pontos S4 (1420 ± 340) e S5 (1320 ± 200), e S6 (870 ± 200) e S7 (950 ± 145). Já na planície ao norte, os autores relatam que as datações sugerem a sedimentação holocênica contínua, desde 5.500 anos AP até o presente, mostrando ainda uma regressão forçada referente ao grande aporte sedimentar (Figura 15).

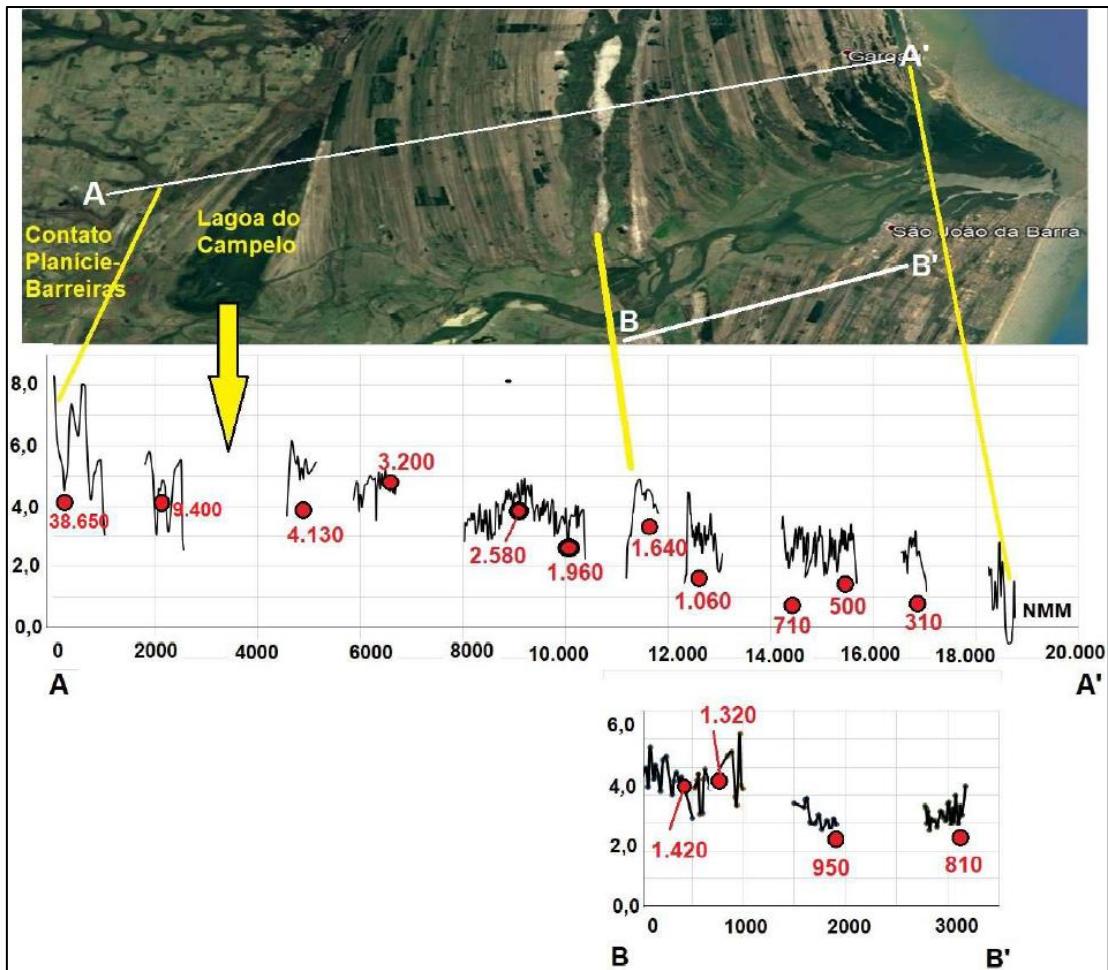


Figura 15: “Transectos nos flancos norte e sul do delta, com as respectivas idades correlacionadas pelo princípio da continuidade lateral entre as cristas de praia. Notar a diminuição da altimetria das cristas do flanco norte em direção ao mar, indicando uma componente de regressão forçada na progradação da planície, nos últimos 4.000 anos aproximadamente” (Rocha *et al.*, 2019).

A planície norte também é marcada pela presença de cordões arenosos alongados, mas com extensão e comprimentos variados. No entanto, eles são intercalados por depressões húmidas e lamosas, as quais, muitas vezes formam-se brejos ou mangues. Segundo Dias e Gorini (1979), o sistema de sedimentação a partir da incorporação de barreiras arenosas ao continente seria o responsável por essa morfologia na planície holocênica.

Vasconcelos *et al.* (2016) investigaram o litoral norte do delta através de dados batimétricos, modelagem de ondas e correntes, perfis de praia e imagens de alta resolução. Os autores também afirmam que a incorporação de sistemas do tipo barreira-laguna seria o responsável pela construção da planície holocênica, fortemente influenciada pela chegada de ondas oblíquas a linha de costa. Neste

sentido, os autores propõem um modelo de desenvolvimento de *spit* e sistema “barreira-laguna” em detalhe, para a margem norte do delta Paraíba do Sul baseado em sete fases (Figura 16):

- 1. Os sedimentos arenosos de origem fluvial são depositados na frente deltaica;*
- 2. Os sedimentos arenosos passam a ser transportados e retrabalhados pela ação das ondas formando barras submarinas;*
- 3. A ação das ondas e da corrente de deriva litorânea gradualmente auto-organiza as barras em uma única barreira que passa a se desenvolver lateralmente em direção ao Norte;*
- 4. Devido ao grande aporte de sedimentos, a barreira tende a se desenvolver verticalmente até sua emergência e passa a se comportar como spit, isolando corpos lagunares. Esse spit pode eventualmente ser rompido por eventos de alta energia e passar a se comportar como ilha-barreira;*
- 5. Depois de emergida, os processos de deriva litorânea contribuem para o desenvolvimento lateral da feição, associado à ação da deriva litorânea;*
- 6. A barreira tende a se conectar ao litoral e passa a retrogradar por processos de transposição (overwash), devido a sua altura muito baixa e as características refletivas da praia. Este processo contínuo tende a preencher e colmatar os corpos lagunares;*
- 7. Este processo é espacialmente limitado às proximidades da desembocadura e temporalmente cíclico, não mais ocorrendo em direção ao Norte.*

autor verifica a ausência de processos ligados a ação fluvial no mapa batimétrico, como presença de feições geradas apenas por ondas ou perfis suaves do terreno, indicando pouca energia (Figura 17).

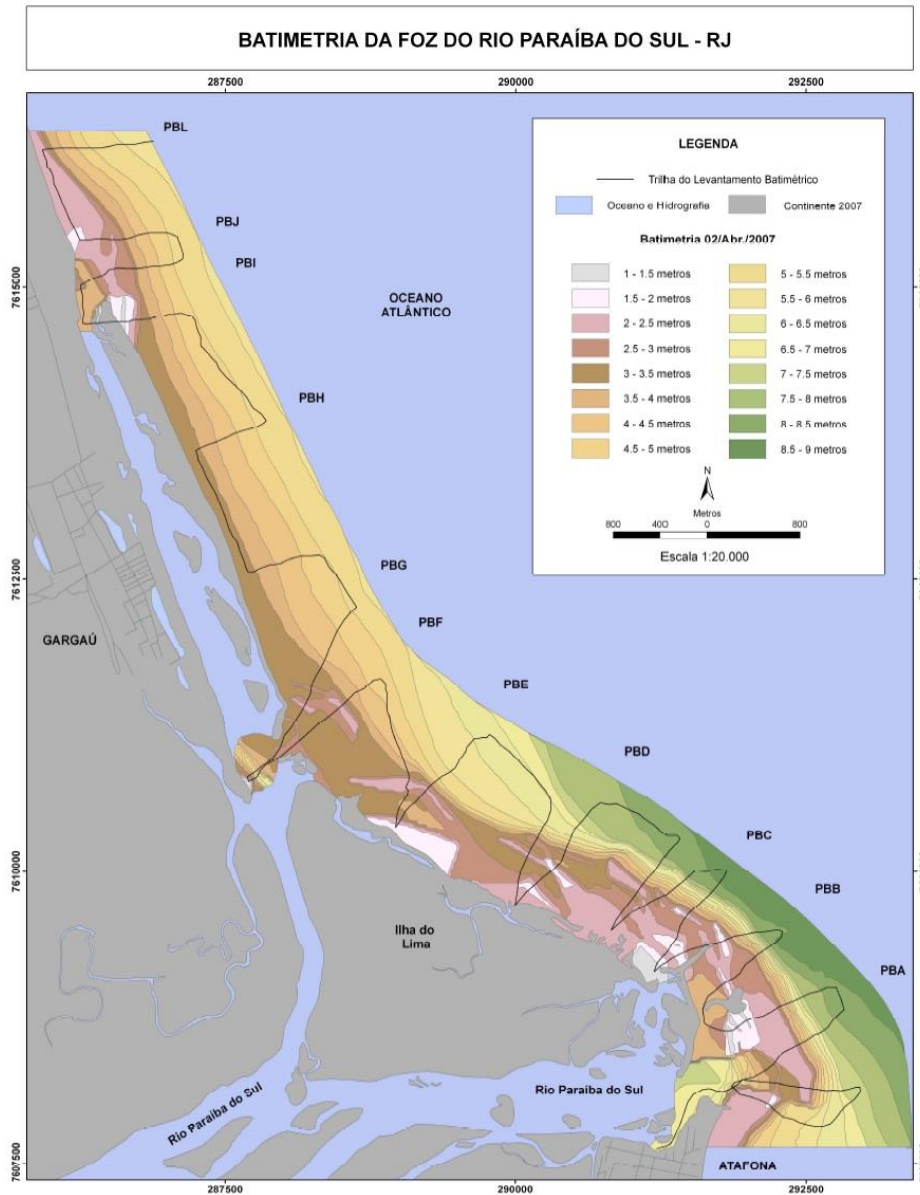


Figura 17: Mapa batimétrico da foz do rio Paraíba do Sul realizado por Vasconcelos (2010).

4.3.4 Variações Marinhas Holocênicas

Com dados obtidos em terraços marinhos e outros indicadores geológicos, Suguio *et al.* (1985) esboçaram curvas de paleoníveis do mar nos últimos 7.000 anos em diversos trechos do litoral brasileiro, desde Salvador (BA), passando por Angra dos Reis (RJ) até Itajaí-Laguna (SC), as quais foram sumarizadas na figura 18. Através desses dados, foi possível constatar que todos os setores estudados já

apresentaram níveis relativos do mar acima do atual, com algumas particularidades:

- a) O nível médio do mar foi ultrapassado pela primeira vez entre 7.000 e 6.500 anos;
- b) Em 5.100 anos, o nível do mar ultrapassou a média atual em um valor entre 3 a 5 metros;
- c) Há aproximadamente 3.900 anos, o nível relativo do mar esteve entre 1.5 e 2 metros abaixo do atual;
- d) Há cerca de 3.600 anos, o nível do mar subiu entre 2 e 3.5 metros acima do atual;
- e) Há cerca de 2.800 anos o mar desceu levemente a um nível mais baixo e próximo ao atual;
- f) Há aproximadamente 2.500 o mar atingiu um nível entre 1,5 e 2,5 metros do atual e vem rebaixando continuamente. No entanto, o alcance mínimo do método por radiocarbono é de 300 anos, não havendo como se determinar a tendência das últimas décadas por métodos geológicos e sim instrumentais.

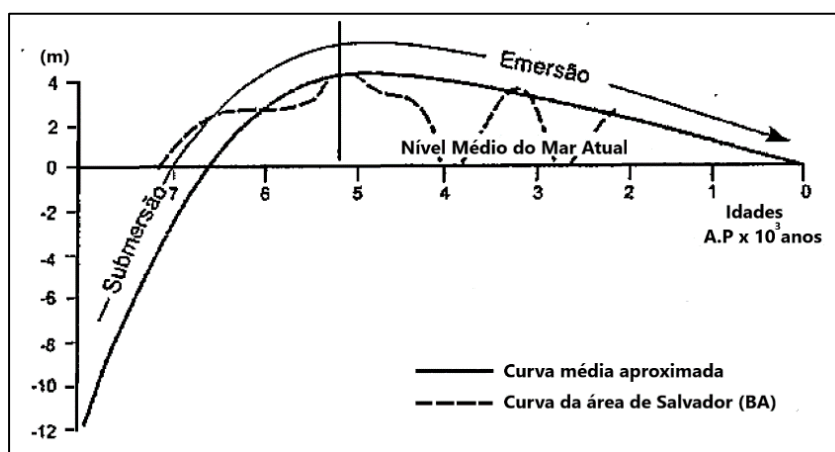


Figura 18: Curva média de variação dos paleoníveis de mar nos últimos 7.000 anos, na costa Leste Brasileira (Suguio & Tessler, 1984).

Ângulo *et al.* (2006) cita que o uso muito diversificado de indicadores datáveis (geológicos, biológicos, geomorfológicos) podem causar interpretações equivocadas dos paleoníveis de mar. Os pesquisadores analisaram diversas amostras de outras publicações, as quais foram datadas por radiocarbono, com o objetivo de revisar os paleoníveis marinhos e permitindo construir um modelo de

curva de variação marinha nos últimos 7.000 anos (figura 19). O modelo construído é semelhante ao de Sugui et al. (op cit), porém, após o nível máximo, o mar teria descido progressivamente até atingir o nível atual. Os indicadores biológicos (como vermitídios) foram preferencialmente usados neste trabalho.

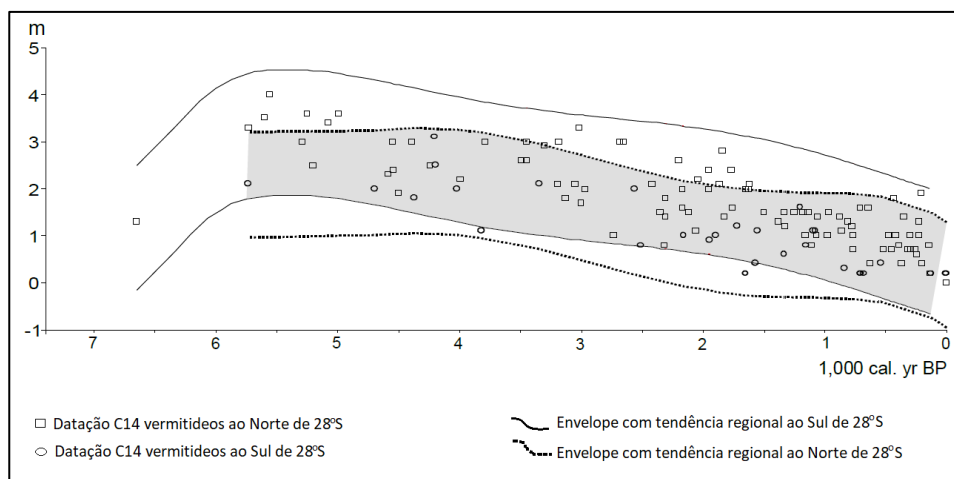


Figura 19: Curvas de nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos (Angulo *et al.*, 2006)

No caso específico do delta do Paraíba do Sul, diversos autores citam que suas planícies, norte e sul, foram construídas continuamente ao longo dos últimos 5.100 anos através de uma regressão forçada, análises topográficas dos cordões arenosos apontam essa questão (DOMINGUEZ *et al.* 1981; MARTIN *et al.*, 1997; VASCONCELOS *et al.*, 2016; ROCHA *et al.*, 2019).

Através de algumas datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), a qual consegue estimar quando uma determinada amostra teria sido encoberta por sedimentos, Vasconcelos *et. al* (2016) conseguiram calcular uma taxa de progradação para a planície Norte do delta em questão nesta pesquisa. Encontrando-se uma taxa de progradação relativa alta, porém, com algumas variações, principalmente em relação a um paleo-canal que corta em direção norte e acompanha a direção dos cordões arenosos, no centro da planície. Os trechos localizados no reverso do canal, apresentam uma taxa de 2 a 4 metros por ano, enquanto o os trechos localizados a frente do canal apresentam uma taxa de 5 a 7 metros por ano de progradação, o que gera questionamentos sobre a essa diferenciação. No mesmo trabalho, Vasconcelos op cit. Pode reconstruir os paleoníveis de praia na mesma região de estudo, a partir das altimetrias das cristas de praia, conforme a Figura 20.

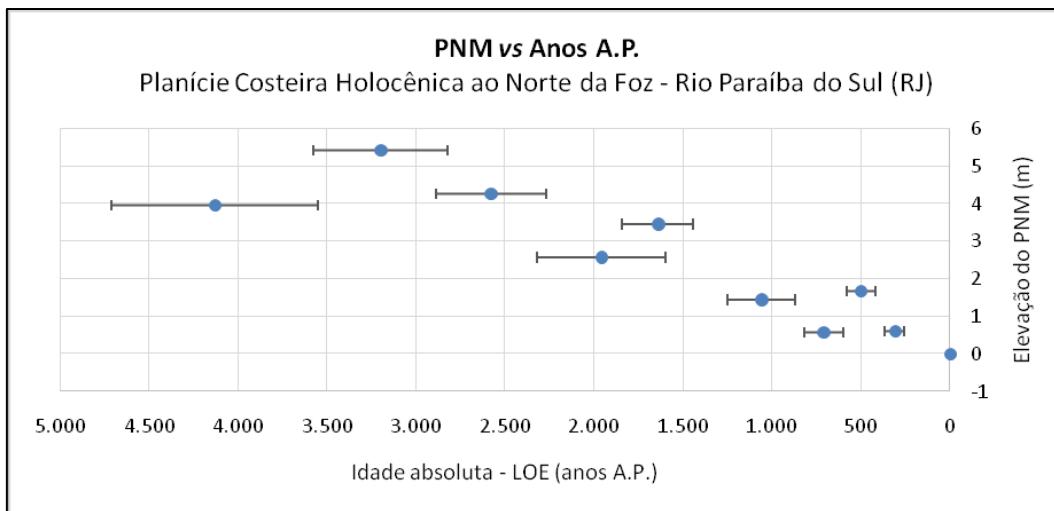


Figura 20: Paleoníveis do mar estimados a partir da altimetria das cristas de praia indicando o paleonível do espraiamento da ação das ondas no ambiente praiial (Vasconcelos *et al.*, 2016).

Algumas particularidades em datações, velocidades relativas na construção dos cordões arenosos e a presença do paleo-canal, refletem a necessidade de maiores estudos, a fim de compreender melhor a influência da tectônica e do clima na construção da planície do delta Paraíba do Sul ao longo do tempo. Rocha *et al.* (2019) cita sobre algumas idades pouco comuns (cordões preservados com 9.400 ± 1.300 e 38.650 ± 3.170), as quais também foram encontradas no delta do rio Doce por outros pesquisadores, frisando também a necessidade de maiores investigações no comportamento do nível relativo do mar na costa brasileira entre o Pleistoceno e Holoceno.

4.4 Geologia

Situado na região Sudeste do Brasil, o embasamento geológico do estado do Rio de Janeiro localiza-se geotectonicamente na Faixa Ribeira, a qual integra um importante cinturão orogênico, como descrito por Almeida *et al.* (1981), a Província da Mantiqueira, a qual foi uma das regiões afetadas pelos vários episódios do ciclo orogênico Brasileiro.

O sistema orogênico da Faixa Ribeira possui direção NE e se estende por cerca de 1400 km ao longo da costa brasileira (Heilbron *et al.*, 2016). Sua formação é resultado da colagem do paleocontinente São Francisco-Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, como também outras micropalacas. Considerado por Heilbron *et al.* (2000) como um dos últimos ciclos no cenário de convergência Brasileira-Panafricana.

Segundo Heilbron *et al.* (2016), o arcabouço tectônico regional do Estado do Rio de Janeiro é composto por quatro Domínios tectonoestratigráficos: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. Estes foram amalgamados na direção do Cráton de São Francisco em regimes transpressivos.

O Complexo Deltaico do Paraíba do Sul integra a parte emersa da Bacia Sedimentar Fanerozóica de Campos e, seguindo a divisão em terrenos de Heilbron *et al.* (2016), teria como embasamento as rochas supracrustais do Domínio Costeiro do Terreno Oriental, intrudida pelas rochas do Arco Magmático Rio Negro (Complexo Rio Negro).

O conceito de província costeira foi utilizado pela primeira vez por Villwock (1972), para descrever do ponto de vista geomorfológico, áreas de baixa amplitude (50, 60 metros) e baixas profundidades (150, 200 metros), na interface entre continentes e oceanos (ou mares), e composta de sedimentos consolidados e semi-consolidados, secundariamente de rochas cristalinas e sedimentares. No Brasil, este conceito foi utilizado principalmente por Filho (2003) para descrever a província costeira de Santa Catarina. Levando em consideração este conceito, o Complexo Deltaico do Paraíba do Sul está inserido em uma província ao Noroeste do estado do Rio de Janeiro, entre rochas cristalinas Neoproterozóicas tardi-colisionais e intrusões colisionais, essas correspondem a paragneisses do Grupo São Fidélis e gnaisses da Suíte Cordeiro, respectivamente. Também integram a essas rochas intrusões do granito Itaoca (pós-colisional), relacionado ao colapso do orógeno e consolidação do supercontinente Gondwana. Essas seriam as rochas cristalinas que fariam parte do limite Oeste da região.

A Formação Barreiras se estende por quase todo o litoral brasileiro, deste o Amapá até o norte do Rio de Janeiro, depositada sobre diversas unidades costeiras. Conforme Morais (2001), ela representa principalmente sedimentos siliciclásticos, em camadas tabulares de sedimentos arenosos com níveis de cascalhos, intercalados por lentes de lamias de cor branca-avermelhada, mosqueada e com bioturbações. A formação terciária bordeja os sedimentos inconsolidados do Delta Paraíba do Sul na parte Norte da região, tendo seus limites marcados durante sucessivas variações do nível do mar ao longo do tempo

geológico, com a formação de falésias e superfícies de abrasão (HEILBRON, 2016; MARTIN, *et al.*, 1983 e 1984) (Figura 21).

Já na margem Leste, o Complexo Deltaico apresenta sua formação condicionada pelo aporte dos sedimentos continentais derivados de todas as unidades descritas estruturalmente nos parágrafos acima, transportados pelo rio Paraíba do Sul ao longo dos anos e retrabalhados pela ação marinha, com registros de diferentes estágios de nível do mar marcados ao longo de sua superfície. Segundo Martin *et al.* (1997) a planície costeira do rio Paraíba do Sul é constituída por depósitos quaternários formados por sedimentos marinhos (terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos), fluviais e lagunares. Cabe ressaltar que a região específica a que esse trabalho se refere, está situada na margem Norte do Delta, sobre os sedimentos quaternários holocênicos. Seu desenvolvimento se deu durante a última regressão relativa do nível do mar, nos últimos 5000 anos, conforme descrito por Dias e Goroni (1980); Dominguez *et al.* (1981); Martin *et al.* (1984) e Silva (1987).

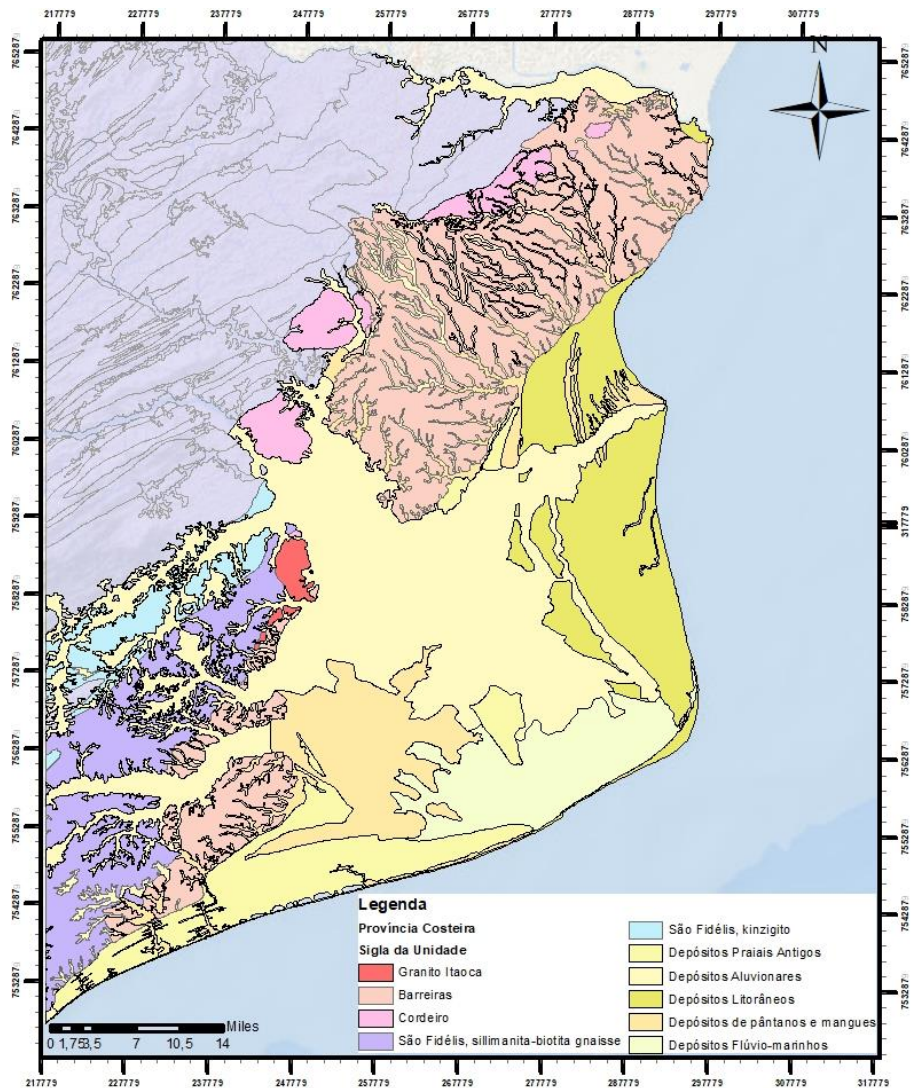


Figura 21: Geologia da Província Costeira no Complexo Deltaico Paraíba do Sul (modificado de CPRM, 2016)

4.5 Sedimentação

Buscando compreender os paleoambientes e as fases de formação do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, trabalhos como os de Bacocoli (1971), Dias *et al.* (1984a, b), Martin *et al.* (1984a, b), Martin *et al.* (1986), Silva (1987), Dominguez (1990), Silva *et al.*, (1997) e Gonçalves & Silva (2005), Bitencourt *et al.* (2007), Vasconcelos *et al.*, 2016, Rocha *et al.*, 2013 se destacam para entendermos os processos formadores da planície.

Martin & Flexor (1987) relatam que a formação das planícies costeiras brasileiras está relacionada à última regressão marinha holocênica, uma vez que existem no litoral brasileiro zonas em progradação que não estão ligadas a uma desembocadura fluvial atual ou pretérita. Para esses autores, o rio Paraíba do Sul

desempenharia um papel secundário na formação da planície costeira adjacente à sua foz, e os sedimentos que compõem as cristas seriam depositados na plataforma continental em épocas de nível do mar mais baixo.

Contudo, diversos trabalhos questionaram a ideia levantada por Martin e Flexor (1987) e defendem que a construção da planície costeira está associada aos sedimentos disponibilizados pelo Paraíba do Sul. Dias *et al* (1984) estudaram os sedimentos da planície adjacente ao delta e os sedimentos da calha do rio Paraíba do Sul. Nesse estudo, verificaram por comparação que ambas as amostras são idênticas do ponto de vista mineralógico e, do ponto de vista textural que os sedimentos da planície são mais selecionados, indicando o retrabalhamento.

Martin *et al.* (1997) define basicamente a planície em quatro unidades de sedimentação, descritas a seguir: a) Terraços Marinheiros Pleistocênicos: são bem desenvolvidos ao sul da planície costeira, embora também presentes em menores proporções ao centro e ao norte. Apresentam semelhanças fotogeológicas com terraços do litoral baiano datados de 120.000 anos A.P. São caracterizados por sedimentos arenosos de cor branca nas camadas mais superficiais, podendo apresentar-se acastanhados em profundidade, devido à impregnação de ácido húmico; b) Terraços Marinheiros Holocênicos: são desenvolvidos em grande parte ao norte da planície costeira e em ambos os lados da desembocadura do Rio Paraíba do Sul, apresentando idades mais recentes que 5.100 anos A.P. Estes depósitos são restritos a uma barreira arenosa da ordem de metros a dezenas de metros de largura na porção sul da planície costeira; c) Sedimentos Lagunares: na região de São Tome e Lagoa Feia, porção central da planície costeira, ocorrem sedimentos lagunares argilo-orgânicos e conchíferos, datados (radiocarbono) de 7.000 a 5.000 anos A.P. Estes sedimentos relacionam-se a um período de afogamento da planície costeira, caracterizando um complexo de ilhas-barreiras e lagunas. As conchas datadas a norte da planície costeira, paralelamente aos cordões litorâneos, indicaram idades de aproximadamente 2.500 anos A.P., já as conchas datadas ao extremo sul do terraço holocênico, em quatro paleolagunas, forneceram idades de aproximadamente 3.000 anos A.P.; d) Sedimentos Fluviais: são dispostos diretamente sobre lagunares ao centro da planície costeira. Indícios de paleocanais no eixo Campos-São Tomé indicam um antigo delta lagunar construído pelo Rio Paraíba do Sul (Martin et al., 1984a).

Bitencourt *et al.* (2007), a partir de descrições de amostragens dos cordões arenosos ao Sul do delta e testemunhos coletados em uma sondagem (atingindo 200 metros de profundidade) próxima a Lagoa Feia, relatam que, tanto as amostras aflorantes quanto as da sondagem apresentam texturalmente areias médias, subangulosas a subarredondadas e moderadamente a mal selecionadas, particularmente no testemunho as areias são argilosas. As amostras dos cordões arenosos e do testemunho compõem-se por quartzo (Qm=85%), feldspato (F=12%), líticos (L= 1,2%) e minerais pesados (0,5%).

Vasconcelos (2016) realizou diversas sondagens ao longo do interior de toda a planície Norte do delta, caracterizando o pacote sedimentar e propondo um modelo morfoestratigráfico de formação da planície. Fundamentado em um modelo de construções de barreiras e lagunas, o autor relata que a planície foi construída durante todo o Holoceno, observando também que possuiu dois estágios distintos em velocidades de formação, representados pela espessura dos pacotes lamosos (lagunas) e morfologia de algumas feições, como os cordões arenosos.

Na parte marinha, Alvez e Ponzi (1984) descrevem entre Itabapoana e Cabo Frio, a dividindo em dois domínios, um terrígeno e outro carbonático. Apresentam algumas feições, como bancos de areias, marcas de ondas e escarpas entre 30 e 50 metros e entre 90 e 100 metros, as quais seriam relacionadas a estabilizações marinhas holocênicas. Os sedimentos terrígenos são compostos por areia quartzosa média, com porcentagens entre 5 a 25% de carbonatos, moderadamente selecionados, subangulosos a subarredondados e superfície polida a oxidada. Essas características se assemelhariam as características da faixa praias no continente.

MURILLO (2008) realizou uma análise faciológica dos sedimentos da plataforma adjacente na região da planície costeira do rio Paraíba do Sul. Os dados levantados por este autor vão de acordo com as ideias de Dias *et al.* (1984) sobre o fato da distribuição sedimentar na foz do rio sugerir um sequencia deltaica tipicamente progradante, com lamas prodeltaicas recobrimdo os sedimentos da plataforma e sendo recobertas por areias. MURILLO (2008) ainda cita que a camada de argila (equivalente ao prodelta) recobriria toda parte adjacente a

planície costeira do Paraíba do Sul, servindo como uma espécie de trapa para os sedimentos da plataforma. Dessa forma, a camada de argila impediria a contribuição da plataforma na formação da planície costeira e formação dos cordões arenosos como afirmado por Dominguez *et al.* (1981), Martin *et al.* (1984) Martin e Flexor (1987).

Vasconcelos (2010) apresentou um mapa de distribuição sedimentar ao longo da foz do rio Paraíba do Sul, a fim de correlacionar estudos morfosedimentares anteriores. Corroborando com trabalhos de Dias *et al.* (1984), ele mostra que a parte proximal da costa apresenta sedimentos arenosos, já a parte mais distal apresenta sedimentos argilosos. Para o autor, os sedimentos próximos a costa são retrabalhados pelas ondas, depositando-se muitas vezes em formas de bancos arenosos. Já na parte mais distal a foz do rio Paraíba do Sul, os sedimentos sofrem menor influência fluvial e das ondas, depositando-se as argilas nessas regiões (Figura 22).

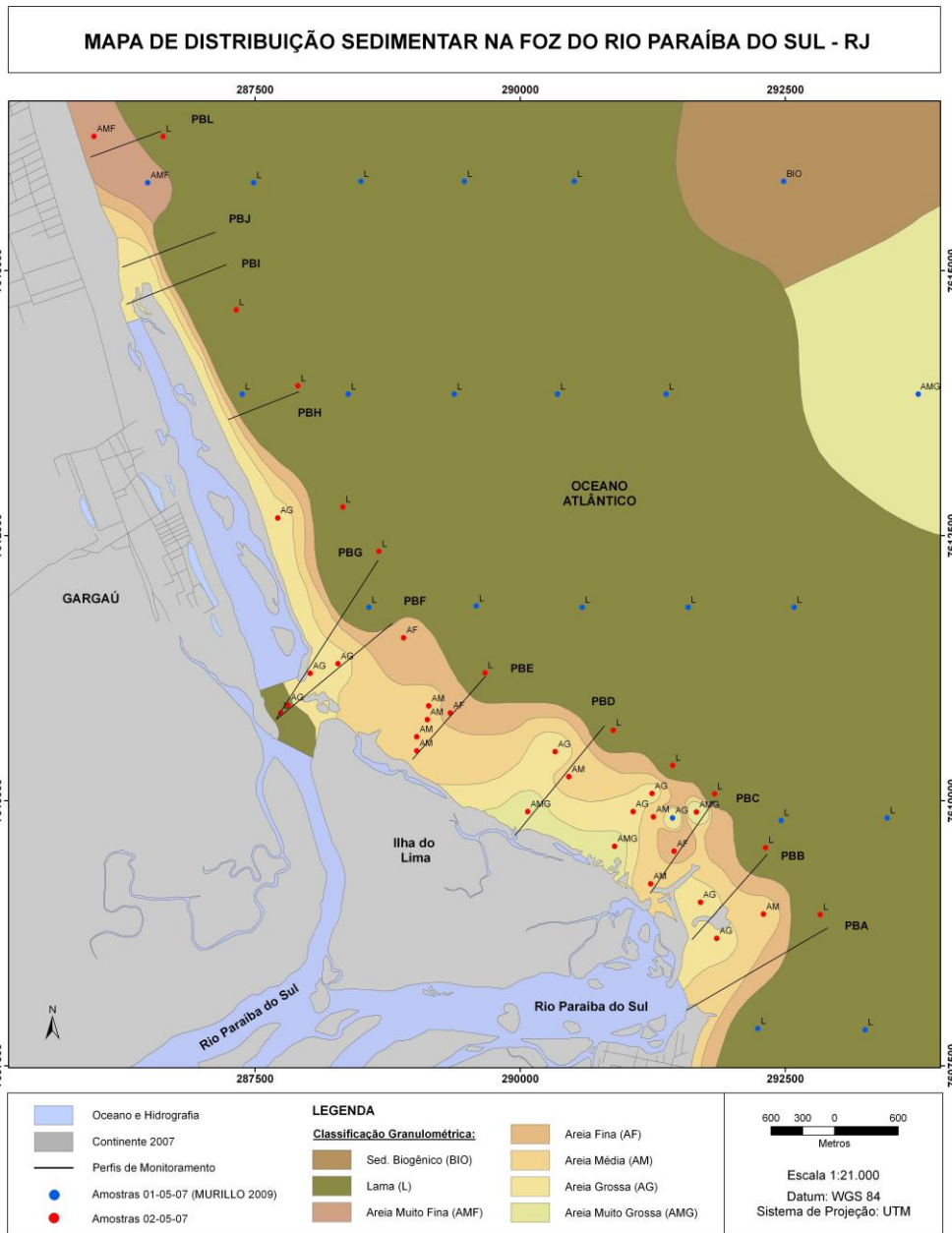


Figura 22: Mapa de distribuição sedimentar na foz do rio Paraíba do Sul. Nota-se a presença de areias médias a grossas na zona submarina rasa formadoras das barras submersas. (Vasconcelos, 2010)

4.6 Processos Costeiros

4.6.1 Ondas

Segundo Souza (1998), o padrão bimodal de ondas estaria relacionado ao padrão de ventos da região, com predominância do quadrante NE e, ocasionalmente, relacionado as frentes frias, provenientes dos quadrantes SE e SW. Para isso, ele coletou dados ondográficos em uma plataforma petrolífera de Garoupa (PGP-1), localizada na região da Bacia de Campos (profundidade local é

de 130 metros), mostrando que as ondas atingem em média de 1,6 a 2,0 metros de altura e, relacionado as frentes frias, podem atingir 3 metros de altura.

Souza *et al.* (2015) também ressaltam a complexidade do espectro de ondas que se propagam na respectiva área de estudo. A atuação do Anticiclone do Atlântico Sul e dos Sistemas Frontais geram um padrão bimodal de propagação de ondas que podem ser predominantemente oriundas de E/NE e do quadrante S/SE, respectivamente.

Apesar de subestimar a altura significativa das ondas e de não reproduzir as ondas do quadrante oeste, Vasconcelos *et al.* (2016a) também encontrou dados semelhantes as pesquisas anteriores. A partir de informações geradas através de uma modelagem de ondas (Wave Model – WAM), sugere que as ondas apresentaram direções preferenciais de propagação entre NE e SE, altura significativa de 1 metro, período entre 6 a 8 segundos para o quadrante NE e de 8 a 10 para o quadrante de SE (Figura 23).

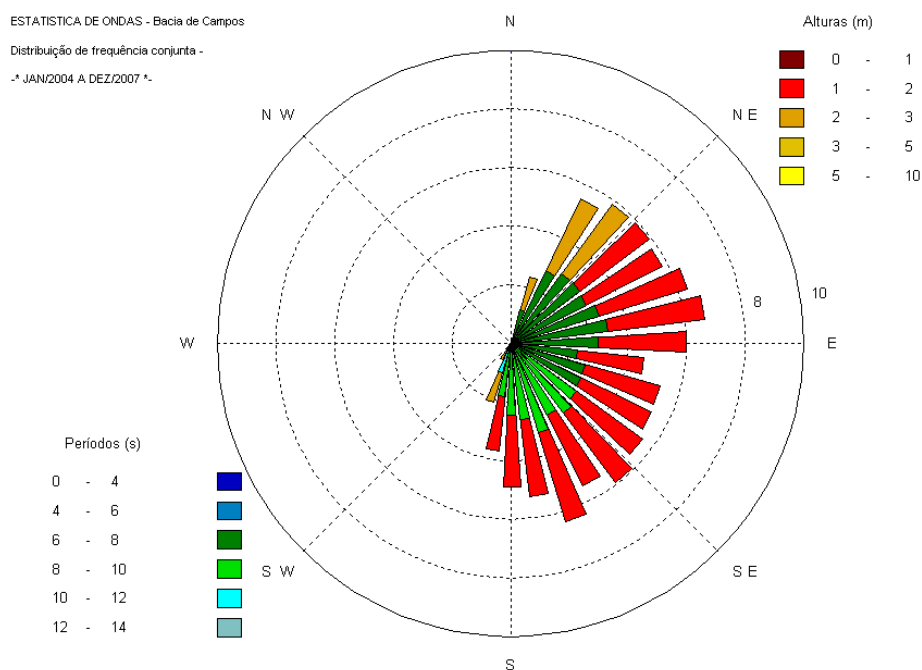


Figura 23: Histograma direcional de ondas para a Bóia Virtual de Campos do modelo WAM, no período entre 2004 e 2007 (Vasconcelos *et al.* (2016a)

Importante ressaltar que diversos autores apontam a importância da contribuição do regime de ondas no desenvolvimento da deriva litorânea e consequente transporte de sedimentos na construção de deltas assimétricos, como

os trabalhos de Domingues *et al.* (1983), Martin *et al.* (1984), Bhattacharya e Giosan, (2003) Vasconcelos *et al.* (2016a), entre outros.

Suguio (2010), descreve em seu livro intitulado “*Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*”, que as ondas ao alcançarem a costa e atingirem profundidades mais rasas, sofrem arrebentação, liberando energia e colocando sedimentos costeiros em suspensão, do mesmo modo que geram correntes litorâneas longitudinais.

4.6.2 Correntes Costeiras

A região do litoral Norte Fluminense é tema de discussões ao longo de décadas sobre as características de suas correntes e seu papel deposicional. A direção das correntes de deriva litorânea, entre Macaé e Ponta do Retiro, é questão de controvérsia entre os autores que estudaram a região, uma vez que elas apresentam atuação diferenciada ao longo da costa (MOREIRA, 1998 *apud* VASCONCELOS, 2016). À medida que ela desempenha um papel fundamental sobre as características deposicionais e esquemas evolutivos, diversas propostas sobre a região foram descritas.

Dias e Gorini (1980) e Dias (1981), identificaram as principais províncias morfológico-sedimentares na planície. No trabalho de Dias (1981) o autor descreve a presença de minerais pesados, semelhantes aos encontrados na calha do rio Paraíba do Sul, nas cristas de praia ao norte e ao sul da desembocadura, indicando que a corrente de deriva seria em direção divergente a foz. A presença desses minerais ainda iria diminuindo na medida em que se afastava da região de desembocadura do rio, reforçando assim sua hipótese. Ainda para o mesmo autor, o prolongamento de um cordão arenoso ao sul da foz seria resultado da refração de ondas vindas de NE, as quais sofreriam modificação de sua direção ao se aproximar da costa, gerando uma pequena área com fluxo para norte.

A partir da ideia de que as ondas são as principais responsáveis pela geração de correntes de deriva de sedimentos ao longo da costa, Domingues *et al.* (1983) citam que a quantificação longitudinal de sedimentos era operacionalmente difícil, além da carência de dados de ondas na época. Devido a isso, os autores propõem a estabelecer o padrão de deslocamento da deriva a partir da observação de feições “geomórficas” na planície. Para os autores o sentido preferencial de

deriva próximo a região de estudo seria de Sul para Norte, observando também o mesmo pontal arenoso na foz citado por Dias (1981). Para o autor, as ondas predominantes ao longo do ano, provindas de NE, teriam baixa energia e seriam incapazes de realizar trabalhos geomórficos na região. Para explicar o fenômeno local, os autores utilizam os efeitos de molhe hidráulico de Komar (1973), o qual reteria os sedimentos de encontro ao molhe, fazendo com que a linha de costa a barlar desta estrutura avance rapidamente, a sotamar, a deriva litorânea continuaria atuante, removendo os sedimentos e provocando recuo e erosão da linha de costa (Figura 24).

Martin *et al.* (1984c) também justificam esta hipótese com base na análise morfoscópica de grãos de areia ao sul e ao norte da desembocadura. Ao norte, os grãos seriam mais angulosos e provenientes do rio, ao sul seriam mais arredondados e provenientes da plataforma marinha. Com o passar dos anos, no uso e possibilidade de outras abordagens, essas ideias foram menos aceitas e apontaram para um melhor entendimento com base nas ideias propostas por Dias e Gorini (1980), sobre uma corrente divergente a partir da foz do Paraíba do Sul.

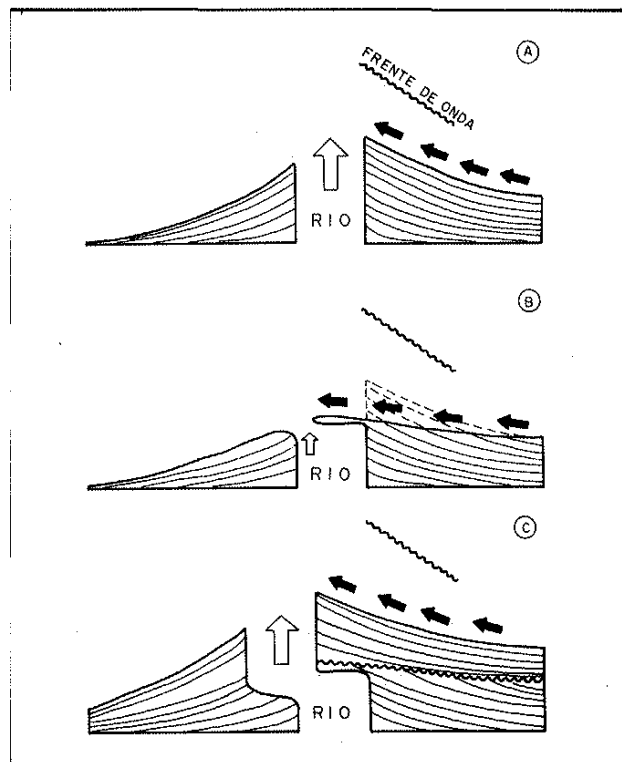


Figura 24: Esquema evolutivo da desembocadura, sob ação da deriva litorânea (Dominguez *et al.*, 1981).

Cassar & Neves (1993), utilizando a metodologia de rosas de transporte litorâneo, propõem a quantificação do transporte litorâneo sedimentar para o litoral norte fluminense, a partir do cálculo para 8 pontos ao longo do litoral, desde Barra do Furado até Itabapoana. Segundo os autores, o transporte residual ao longo do ano se daria na região de Atafona e Grussaí na direção Sul, já na região de Barra do Furado ao Cabo de São Tomé se daria na direção norte. Por sua vez, assim como Dias (1981) os autores também adotaram uma direção divergente de corrente a partir da foz do rio.

A partir da distribuição de minerais pesados na região do presente estudo, Gonçalves e Silva (2005) estimaram o padrão de transporte litorâneo. A partir da distribuição de anfibólio e granada seria possível detectar a direção de transporte litorâneo que ocorre na região (Figura 25). Segundo os autores, a direção da corrente seria para norte (ao norte da foz) e outra para sul (ao sul da foz), indo de acordo com os trabalhos de Dias (1981) e Cassar e Neves (1993).



Figura 25: Transporte litorâneo estimado na área de estudo (modificado de Gonçalves e Silva, 2005)

Vasconcelos *et al.*, (2016a) corroboram com o modelo de transporte divergente de sedimentos em relação a foz do Paraíba do Sul, também dispensando os efeitos do “molhe hidráulico” em seus trabalhos e indo de acordo com Cassar e Neves (1993) e Dias (1981). Em seus trabalhos, os pesquisadores utilizaram equações de transformação dos parâmetros de onda de águas profundas (desde 2004 a 2007) para zona de arrebentação e de transporte litorâneo potencial. Os dados determinaram o transporte litorâneo potencial da região do Paraíba do Sul, o qual a Figura 26 exemplifica. O transporte potencial ainda mostra um comportamento convergente no setor mais ao norte da desembocadura,

possivelmente contribuindo para a progradação da planície no seu setor mais afastado do canal fluvial.

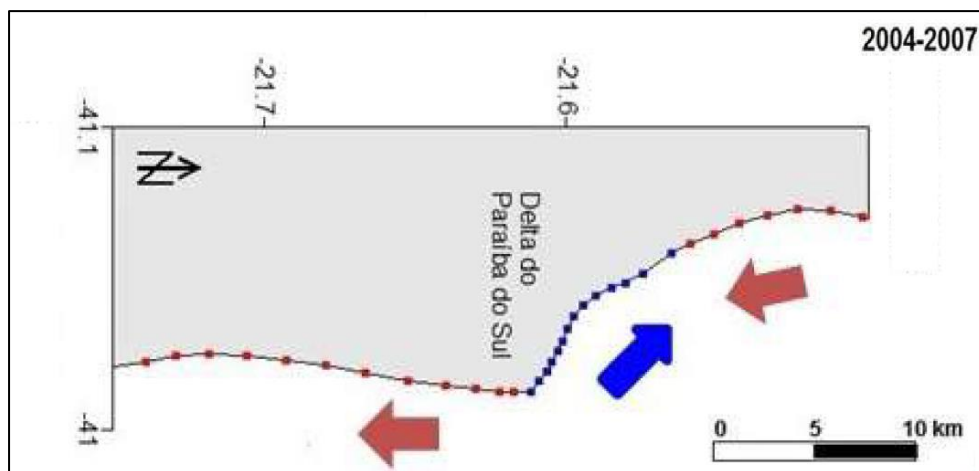


Figura 26: Sentido predominante do transporte litorâneo no delta do rio Paraíba do Sul entre os anos de 2004 e 2007 (modificado de Vasconcelos *et al.*, 2016a)

4.6.3 Marés

Mesquita (1997) cita que as décadas de 60 e 70 foram marcantes para a observação das variações de marés na região Sudeste no Brasil, com as primeiras observações da plataforma em mar aberto através de marégrafos pelágicos. Igualmente importante, foi o desenvolvimento dos primeiros modelos matemáticos para as previsões de marés da plataforma Sudeste. Mais recentemente, o aprofundamento sobre as forçantes meteorológicas e contribuição de tecnologias, como satélites e GPS, permitiram previsões e monitoramento mais precisos. Mesquita (1997) ainda aponta também sobre o fenômeno de inversão térmica sazonal, característico da região Sudeste, onde as águas próximas a superfície teriam temperaturas mais altas no inverno e temperaturas mais baixas no verão.

A região em questão neste trabalho apresenta poucos dados de medição de maré ao longo do litoral, porém, Silva (1987) realizou medições em Guaxindiba, próximo a margem norte da foz e, indicou oscilações máximas 0,712 e mínimas de -1,538 metros, com referência ao zero local fornecido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Para o autor, o local se enquadra sob influência de micromaré do tipo mista, com duas preamares diferentes das duas baixa-mares.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Diante da complexa relação entre diferentes processos sedimentares associados a atuação de processos fluviais, oceanográficas e climáticas em que os ambientes costeiros estão submetidos, optou-se por aquisições de dados em superfície e subsuperfície que pudessem ser correlacionáveis, de modo a caracterizar as sequências deposicionais presentes na área de estudo. Também foram realizados levantamentos através de métodos diretos e indiretos de investigações, a fim de possibilitar uma boa correlação na interpretação entre as características morfológicas, sedimentares e geoquímicas na região de estudo.

Tais informações foram levantadas ao longo de uma série de trabalhos de campo, distribuídos em cinco etapas, todas elas com média de cinco dias de trabalhos e mais os deslocamentos, já que o local não se situa próximo residência dos pesquisadores. Inicialmente, foi previsto um primeiro campo para reconhecimento preliminar da área e os demais para a aquisição efetiva de dados. Através da realização de batimetria, perfil de praia, contorno espaço-temporal das feições litorâneas, coleta de sedimentos de superfície de fundo e sub-superfície, foram levantadas características interpretáveis da dinâmica de evolução geomorfológica da região. A quantidade de levantamentos referentes a cada método varia em função da logística envolvida, da necessidade, da disponibilidade de reunir equipe qualificada para participar dos trabalhos e da acessibilidade. A utilização de recursos das universidades parceiras e do Serviço Geológico do Brasil foi essencial, como veículos, equipamentos e ajuda de outros pesquisadores.

A seguir serão apresentados os procedimentos de campo e laboratório envolvidos nas diferentes técnicas utilizadas.

5.1 Trabalhos em Campo:

5.1.1 Topobatimetria

Com o objetivo de se obter informações detalhadas sobre a morfologia das feições existentes na zona submarina costeira, assim como de seus processos dinâmicos e correlacioná-los com a sedimentação, foi realizada a topobatimetria em um trecho do litoral compreendido desde a foz principal do rio Paraíba do Sul (proximidades do Pontal de Atafona no município de São João da Barra),

passando pela localidade de Gargaú (município de São Francisco do Itabapoana) até o extremo norte da área de estudo (localidade de Santa Clara, no mesmo município). De semelhante forma, também foi realizado lavamento batimétrico na região da Laguna de Gargaú. Os levantamentos ao longo do litoral abrangeram uma área com cerca de 11 km de extensão na direção norte-sul e atingiram uma distância de 2,5 km da costa, até profundidades de 12 metros, conforme a Figura 27. Já os levantamentos na laguna foram realizados cobrindo toda a área desta feição que se apresenta disposta longitudinalmente ao litoral, com cerca de 4,5 km de comprimento e uma largura média de 150 m, podendo chegar em alguns trechos à 750 m (Figura 27).

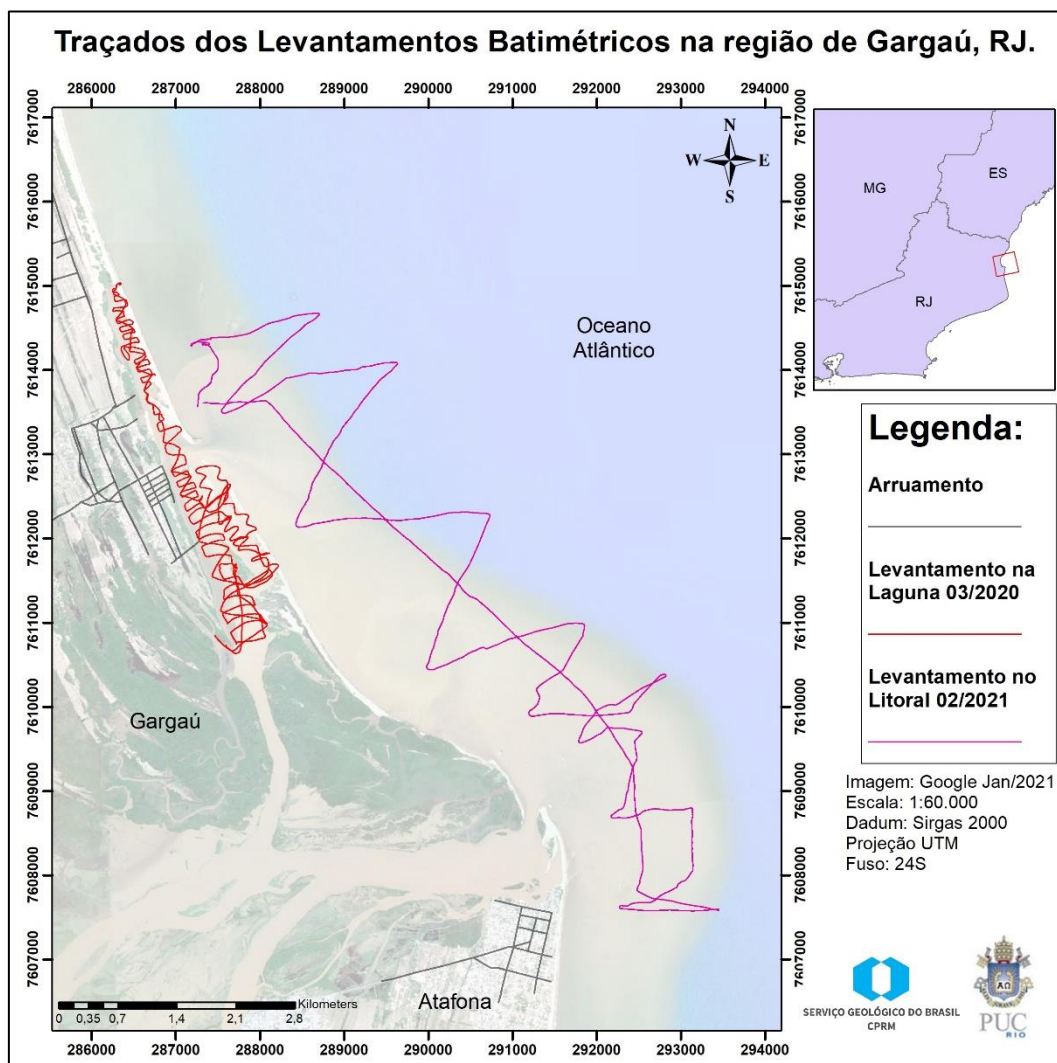


Figura 27: Traçados dos caminhos realizados por embarcação, no levantamento batimétrico da região de estudo.

No trabalho foi utilizado equipamento de ecosonda tradicional (ecobatímetro modelo *SonarMite* da *Ohmex Instruments*) para investigação do

setor submerso, com *software* de aquisição de dados *Hypack 10.2* instalado em um notebook. Para atividade realizada ao longo do litoral foi alugada uma embarcação do tipo traineira onde o equipamento foi fixado na lateral do barco. A malha realizada foi previamente determinada em gabinete sobre cartas náuticas digitais, no entanto, adaptações no trajeto foram realizadas no campo em função das condições do mar. Na batimetria realizada na laguna foi empregada a mesma logística e equipamentos, contudo, a embarcação alugada foi uma voadeira de baixo calado, em função da reduzida profundidade da laguna (Figuras 28 e 29).



Figura 28: A) Haste com DGPS acoplado ao ecobatímetro, instalado para aquisições na região marinha. B) Haste com DGPS acoplado ao ecobatímetro, instalado em embarcação pequena para aquisições na laguna.



Figura 29: A) Navegação e aquisição de dados batimétricos; B) Momento da aquisição batimétrica, onde notebook mostra parâmetros dos dados em tempo real.

Para a realização da redução da maré nos levantamentos batimétricos, inicialmente foi pensado na instalação de sensores de pressão em local próximo. No entanto, devido a região não apresentar grandes variações marégrafas (classificada como micro-marés), pela rapidez das aquisições (meio período do dia) optou-se por não realizar correção para a pesquisa envolvida, o que não afetou o objetivo da interpretação. Os dados batimétricos foram pós-processados em gabinete para o ajuste/correção dos dados brutos em *softwares* próprios para este fim (*Hypack 10.2*).

BONETTI FILHO e FURTADO (1996) citam a eficiência na utilização de modelos digitais de terreno em ambientes SIG, para o estudo das feições costeiras submersas, sendo possível a representação de diversas características úteis na compreensão da morfologia. Levando em conta essa técnica, foi gerado no *software* ArcGIS um mapa batimétrico, utilizando as ferramentas *Spatial Analyst* e o interpolador *Inverse Distance Weighted*. Os equipamentos e *softwares* a serem utilizados nesta etapa pertencem a PUC-Rio ou instituições parceiras.

Na realização da batimetria na parte marinha, procurou se aproximar o máximo da linha de costa durante a navegação, porém, as condições do mar e presença de redes de pesca impossibilitaram uma maior proximidade, havendo a

necessidade de interpolação de valores para estimar as profundidades na hora de gerar o mapa batimétrico.

5.1.2 Amostragem Superficial de Sedimentos

Sedimentos da superfície de fundo marinho foram coletados na parte rasa, ao longo da região costeira da planície norte, até uma distância aproximada de 2,5 km da linha de costa, entre a foz do rio Paraíba do Sul e o extremo norte da área de estudo, nas proximidades da localidade de Santa Clara, aproveitando o embarque na traineira para a aquisição da batimetria.

Já as amostras coletadas na laguna foram adquiridas em um embarque específico para este fim, em uma embarcação tipo voadeira de fundo chato, com uma etapa anterior a batimetria da mesma laguna. O material foi coletado com um amostrador do tipo Van Veen, operado manualmente em ambas as amostragens (Figura 30). Cada amostra foi posicionada por meio de GPS no momento em que o amostrador toca o fundo, minimizando assim os erros de posicionamento das amostras. A profundidade de coleta também foi medida para cada ponto através de um ecobatímetro manual do tipo lanterna. Parte do material retido no amostrador foi devidamente ensacado e etiquetado ainda no local (adotando-se uma identificação de campo), onde também foi realizada uma classificação granulométrica visual preliminar das amostras.

A distância estabelecida entre os pontos amostrais teve como base inicial de referência grades regulares previamente estabelecidas para ambos os ambientes (lagunar e marinho). Contudo, em função da difícil navegabilidade e das condições de mar e vento na região, alguns pontos foram levemente deslocados a medida que a embarcação parava para coleta, não sendo exatamente de acordo com as malhas previamente estabelecidas.

A fim de se obter no campo uma referência da posição e distribuição das amostras assim que coletadas, foi usado um *tablet* com imagens da região e as grades de pontos pré-estabelecidas, plotando-se outros pontos sobre ela a cada coleta realizada. O aplicativo também nos permitiu navegar na direção correta aos pontos pré-definidos, mantendo as coletas mais fieis a grade estabelecida em gabinete. Mesmo assim, a existência de barreiras (como redes de pesca) e agitação das ondas próximo a barra da laguna, fizeram com que algumas coletas pré-

estabelecidas fossem deslocadas ou não realizadas. O aplicativo utilizado para este fim foi o *AVENZA MAPS* (Figura 31).



Figura 30: Amostrador do tipo *Van Veen*, utilizado para coleta de sedimentos.



Figura 31: Navegação e coleta de sedimentos com malha de pontos pré-definida, utilizando-se tablete e aplicativo de navegação.

5.1.3 Perfis Topográficos de Praia e Caminhamento para a delimitação do contorno do litoral

A caracterização morfológica do sistema barreira-laguna atual foi realizada seguindo o método de nivelamento topográfico com dois GPS geodésico (um modelo GTR-G2 da TechGeo e outro ProMark3 da Magellan), sendo realizadas as aquisições de dados brutos em campo através da coleta de diversos pontos ao longo de um perfil transversal à costa no modo *stop and go* (Figura 32).

Para a aquisição do contorno da linha de costa, os mesmos equipamentos e método de aquisição foram empregados, contudo, os levantamentos foram realizados a partir de caminhamentos sobre o espraiamento máximo de ondas no litoral e contornando as barreiras costeiras, definida nesta pesquisa como a linha média formada no contato entre a zona úmida e seca. Estes levantamentos foram repetidos a cada trabalho de campo, buscando caracterizar as variações morfodinâmicas observadas ao longo do litoral estudado.

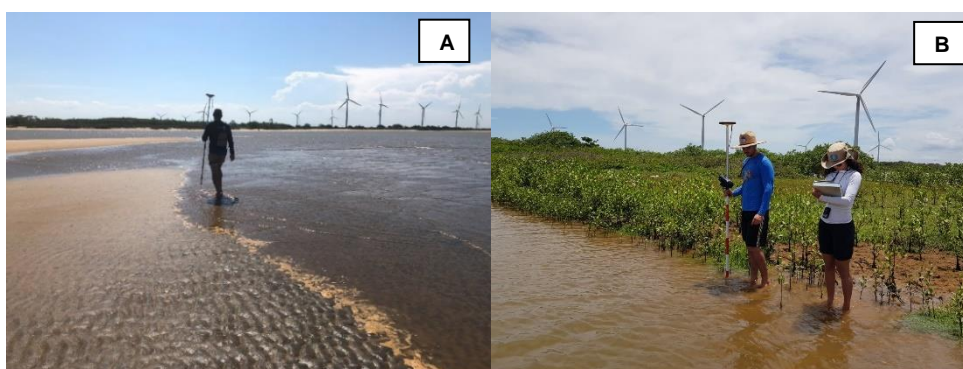


Figura 32: A) Caminhamento com DGPS, mapeando as feições de interesse em campo. B) Perfil de praia, cruzando região entre laguna e barreira arenosa.

Os dados brutos foram pós processados no escritório utilizando-se os softwares “GTR Processor” e “GNSS Solutions”, específico para este fim. Os perfis da área emersa foram estendidos desde a laguna, na porção mais interior, até o recuo máximo das ondas.

Durante o processamento das informações obtidas através do DGPS modelo ProMark3, os dados foram corrompidos, ocasionando em perda de algumas aquisições. Para contornar este fato, tendo em vista que ainda possuíamos os dados adquiridos pelo outro modelo de DGPS utilizado, foram baixadas imagens com resolução compatível ao trabalho de verificação dos contornos das barreiras (5 metros por pixel), do satélite Sentinel-2. As imagens foram adquiridas

nas mesmas datas das etapas de campo realizadas, assim como algumas outras que pudessem ser pertinentes a observações na morfologia do litoral, o que acabou ampliando a capacidade de análise. Dando continuidade aos contornos obtidos pelo DGPS, foi traçada a continuação das linhas litorâneas, acompanhando a mesma área de contato entre zona seca e húmida utilizada no caminhamento com DGPS. Desta forma, foi possível a comparação e observação das mudanças ocorridas ao longo do tempo. A utilização conjunta dos dois métodos permitiu ainda a comparação da eficácia entre os dois métodos de pesquisa para o monitoramento da mobilidade costeira na área de estudo.

5.1.4 Sondagens Geológicas

As sondagens geológicas foram planejadas a partir da análise de ortofotos e definição de estações potenciais para a realização do trabalho ainda em gabinete, sendo posicionadas de acordo com a Figura 33.



Figura 33: Imagem de localização das sondagens realizadas nesta pesquisa.

Duas sondagens geológicas foram realizadas dentro da laguna, sendo posicionadas longitudinalmente (Furo 1 e Furo 3). Essas sondagens foram realizadas com o uso de um tubo de alumínio e enterradas a percussão com o auxílio de uma marreta, sendo posteriormente sacadas utilizando corda e alavanca (Figura 34). Assim que retirados o tubo, a parte sem recuperação de amostra foi serrada e descartada e o mesmo foi tampado, identificado e armazenado na posição vertical com o topo voltado para cima, buscando preservar a horizontalidade das camadas. Posteriormente, foram analisados no laboratório seguindo os mesmos critérios da sondagem profunda descrita a seguir.



Figura 34: A) Processo de retirada do tubo de alumínio inserido no fundo da laguna (Furo 1); B) Sondagem a percussão de tubo de alumínio no fundo da Laguna (Furo 3)

Além dessas duas sondagens, uma terceira também foi realizada no reverso da barreira arenosa externa, próximo a margem lagunar a partir da utilização do amostrador Rammkernsonde (RKS). O objetivo desta sondagem foi caracterizar o pacote deposicional deltaico com seus respectivos estratos preservados até a maior profundidade possível (Figura 35).



Figura 35: Equipamento RKS em operação de perfuração.

O RKS é um equipamento de sondagens utilizado para coleta de amostra indeformadas em profundidades variadas. O dispositivo usado neste trabalho é composto por um martelete a percussão, modelo GSH 27 VC Professional – BOSCH. O martele é colocado sobre um batente acoplado sobre a primeira haste de perfuração, feita em aço, que por sua vez são conectadas a um amostrador em sua ponta. Os amostradores também são feitos em aço e podem conter 1 ou 2 metros de comprimentos por 5 cm de diâmetro. A medida em que se avança esses 1 ou 2 metros (dependendo do amostrador) retira-se o conjunto de hastes e, por sua vez, troca-se o amostrador por outro vazio. Para retirada das hastes é utilizado um macaco mecânico, compostos por duas alavancas que pressionam um sistema de bilhas e puxam as hastes de 30 em 30 cm (Figura 36).



Figura 36: Saque das hastes com uso de um macaco mecânico.

Neste testemunhador, para cada amostragem é necessário realizar o registro fotográfico, descrição visual e coleta de amostras ainda em campo, para que haja a liberação do amostrador. Este método permite a obtenção de amostras em um testemunho contínuo com preservação das estruturas sedimentares.

A descrição geológica visual (macroscópica) foi realizada segundo ficha de campo modificada de Boyles *et al.* (1986). Esta ficha é bastante versátil, permitindo a organização de uma série de informações sobre o testemunho, tais como: coordenadas de localização do testemunho, comprimento, cor (MUNSELL, 1975), granulometria, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, concentração de matéria orgânica, fragmentos de vegetais ou de carapaças carbonáticas, traços fósseis, contatos, porções amostradas e tipo de análise a ser realizada: granulometria, foraminíferos, matéria orgânica, datação, etc (Figura 37).

Cada testemunho adquirido com RKS foi amostrado por ambiente de deposição. As amostras foram guardadas em sacos plásticos, devidamente identificados com o nome do local de sondagem e a profundidade do trecho amostrado. Material para datação, como fragmentos de conchas e de madeira, também foram separados e identificados para possíveis datações.



Figura 37: Análise e descrição dos testemunhos da sondagem RKS, assim que é recuperada do terreno.

5.2 Análises em Laboratório:

De acordo com Boggs (1995), características como a estrutura, textura, restos biogênicos, mineralogia e geometrias particulares, são gerados por processos químicos, físicos e biológicos específicos que caracterizam cada região. Oliveira *et.al* (2014), também cita que um corpo sedimentar pode, então, guardar em si registros da história evolutiva desse ambiente e de seu comportamento dinâmico atual, fornecendo informações sobre a origem do material, os meios de transporte e as características do ambiente de deposição, que geram subsídios para a compreensão dos processos que nele estão ocorrendo e suas relações ecológicas. Dessa forma, características texturais e composicionais dos sedimentos podem conduzir a uma melhor compreensão das tendências naturais do ambiente estudado, auxiliando, portanto, em análises ambientais.

Os principais componentes que constituem os sedimentos são: a matéria orgânica em vários estágios de decomposição, partículas minerais (argila, carbonatos e silicatos não argilosos) e componente inorgânica de origem biogênica (como carbonatos) (Wetzel, 1983).

Levando em consideração essas características, serão descritas abaixo as rotinas aplicadas em laboratório, a fim de se avaliar os ambientes deposicionais em superfície e sub-superfície a partir das amostras coletadas em campo:

Em laboratório, todas as amostras (sedimentos superficiais e da sondagem) foram inicialmente separadas entre areias e lamas e colocadas na estufa, a uma temperatura aproximada de 50°C até secarem por completo. Após serem secas, as areias foram para o quarteamento, sendo separadas de 30 a 50 gramas para análises. Além disso, foram renomeadas para facilitar o controle de processos no laboratório. Todo o acompanhamento das diversas etapas das análises foi realizada através de uma tabela Excel, onde foi possível consultar o nome, localização e em que etapa de análise se encontrava cada amostra.

Em uma primeira etapa de análises (após secagem e quarteamento), o objetivo foi determinar a quantidade de matéria orgânica (M.O.) presente nas amostras. Para isso, os sedimentos foram pesados em balança analítica e colocados em um forno mufla, onde permaneceram por 12 horas a 400°C, possibilitando a queima da matéria orgânica por ignição e posterior repesagem das amostras (Figura 38). Desse modo foi possível a quantificação de matéria orgânica presente nos sedimentos através da diferença de pesos (inicial e final), de acordo com SHUMACHER (2002).



Figura 38: A) Forno mufla utilizado para queima de matéria orgânica; B) Pesagem de materiais, para comparação dos pesos.

Em uma segunda etapa, agora o objetivo era a identificação do teor de carbonatos (CaCO_3) presente nas mesmas amostras. A quantificação foi realizada de forma semelhante aos procedimentos adotados na primeira (para quantificação de M.O), por diferenças de peso (inicial e final). Para isso, pesa-se as amostras antes e após a reação química de neutralização, adquirindo-se o peso perdido pela perda da base carbonato. Observando que, antes de realizar a queima, retira-se manualmente qualquer carapaça carbonática maior ou pedaço visível a olho nu que possa dificultar a queima.

A reação do CaCO_3 foi realizada através da reação com o ácido clorídrico (HCl) diluído a 10%, que interage para formar o gás dióxido de carbono (CO_2), água e cloreto de cálcio aquoso (CaCl_2). O dióxido de carbono separa-se automaticamente da amostra e o cloreto de cálcio mistura-se a parque líquida. O tempo de queima pelo ácido varia de amostra para amostra em função da maior ou menor concentração de carbonatos. Essa presença é identificada através a efervescência da amostra ao ser adicionado HCl. O reagente era adicionado a amostra até cessar a efervescência, indicando que todo carbonato havia sido consumido. Após a queima, a amostra é passada por um filtro (filtração por gravidade), este, junto com a amostra que ficou retida, era seco na estufa e pesado novamente, sendo descontado o peso do filtro (pesado limpo anteriormente). (Figura 39).



Figura 39: Uso de ácido clorídrico (HCl) para queima de carbonatos em capela de exaustão de gases do laboratório de Geografia Física da PUC-Rio (CaCO_3).

Na terceira etapa de análises, as amostras visualmente classificadas como areias foram levadas ao Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFF em Niterói para realização da granulometria. As amostras já secas e sem a presença de matéria orgânica (M.O.) e Carbonatos (CaCO_3), extraídos nas etapas anteriores, foram submetidas a análise granulométrica com utilização do equipamento CAMSIZER P4 da *Retsch Technology* (Figura 40). O equipamento retira diversas fotografias das amostras, à medida que elas são examinadas. Através de um sensor, são extraídas diversas medidas das amostras (diâmetro, curvatura, moda, mediana) as quais são plotadas em gráficos e histogramas estatísticos das amostras. Esses dados foram salvos e as análises estatísticas foram realizadas através do programa GRADISTAT, desenvolvido por Blott e Pye (2001). Por fim, os resultados foram plotados em tabelas com as porcentagens granulométricas correspondentes. É importante ressaltar que o equipamento utilizado analisa apenas as amostras com granulometria a partir da fração areia fina, não sendo possível realizar a análise das lamas.

Devido à alta energia e dinâmica local, as feições de estudo nesta pesquisa são predominantemente desenvolvidas através da movimentação e deposição de areias, portanto, a partir de uma classificação visual, somente as frações arenosas foram analisadas com maiores detalhes pelo método descrito anteriormente. (Figura 40).

As frações menores, foram classificadas através de diagnóstico tátil-visual, como descrito por Bueno e Vilar (1999). Além das informações de campo (ambiente de coleta, cor e origem) informações do tato (aspereza, sedocidade), plasticidade, resistência a seco, dispersão em água, entre outras, podem ser adquiridas a fim de classificar os sedimentos. A NBR 7250 (ABNT, 1982) apresenta esses procedimentos.



Figura 40: Análise granulométrica através do equipamento CAMSIZER do Laboratório de Sedimentologia da UFF.

A partir da metodologia apresentada nos trabalhos de campo, foram coletadas 110 amostras na região da Laguna de Gargaú. Diante dos dados analisados em laboratório, foi gerada uma tabela final no Excel com as localizações, teores (M.O. e CaCo_3) e classificação granulométrica de cada amostra (ANEXO I). Esses dados foram plotados no *software ArcGis* e gerada uma superfície de distribuição a partir de uma rede de triangulações.

Diferentes intervalos entre os teores foram testados para classificar os mapas de carbonatos e matéria orgânica, sendo encontrados maior número de índices (número de amostras e consequentes regiões representativas no mapa) com menores teores de carbonatos e maiores teores de matéria orgânica na laguna, em comparação com a faixa marinha. O que era de se esperar, já que a laguna apresenta regiões com maior influência fluvial e menores atividades energéticas, portanto, apresentando regiões propícias a menores concentrações de carbonatos e maiores concentrações de matéria orgânica.

Para melhor representar essas duas regiões (marinha e lagunar), foram testadas e depois escolhidas 5 classes de variações das porcentagens de teores, com intervalos crescendo em direção aos maiores teores, de forma a melhorar a visualização e interpretação destas regiões que apresentaram menores áreas no mapa. Para o mapa de distribuições granulométricas, foram usadas classes relacionadas ao diâmetro médio dos grãos.

Com os mesmos objetivos aplicados na lagoa de Gargaú, foi confeccionado mapas granulométrico, de carbonatos e matéria orgânica a fim de caracterizar a região marinha adjacente ao litoral de Gargaú em termos sedimentares. Foram seguidos os mesmos procedimentos para o processamento e classificação das amostras utilizados na confecção dos mapas de distribuições anteriores.

Como informações complementares a respeito dos procedimentos metodológicos empregados, vale destacar que para a realização do presente estudo, foram realizadas cinco etapas de campo na região de pesquisa, cada uma com uma semana de duração, sendo a primeira no dia 24 de fevereiro de 2019 e a última no dia 02 de Fevereiro de 2021. Devido aos períodos de confinamento causados pela crise de saúde com a COVID-19, algumas etapas foram distribuídas ao longo de todo o período de realização da pesquisa e as atividades de escritório e laboratório remanejadas entre elas, de forma a reduzir ao máximo o risco de contágio pela doença durante os deslocamentos e na tentativa de não paralisar as atividades por completo. Todas as atividades de escritório e laboratório passaram a ser realizadas por apenas um pesquisador.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES:

Todos os resultados aqui apresentados, gerados ao longo desta pesquisa, possuem como objetivo principal criar uma discussão sobre o ambiente de sedimentação atual e a formação da planície costeira, corroborando hipóteses ou propondo uma complementação a dinâmica descrita anteriormente na literatura.

Levando em consideração que os dados coletados são todos correlacionáveis, para que ocorra a discussão referida no parágrafo anterior de forma clara e objetiva, os dados foram organizados da seguinte maneira: primeiramente são apresentados e interpretados dados obtidos a partir da batimetria da laguna de Gargaú. Em um segundo momento, são associadas outras informações relacionadas aos sedimentos de fundo, a partir das análises realizadas em laboratório. Posteriormente, o mesmo processo é realizado para a batimetria e sedimentação da faixa marinha. Soma-se aos dados apresentados sobre esses dois ambientes, a evolução do contorno do litoral nos últimos anos, através dos dados obtidos pelos caminhamentos com DGPS e fotointerpretação. Em um último momento, são expostos os dados extraídos a partir das sondagens, integrando os ambientes e informações apresentadas anteriormente, possibilitando assim, discussões com pesquisas anteriormente realizadas na área de estudo.

6.1 Topobatimetria da laguna

Através do mapa batimétrico da laguna de Gargaú, foi possível relacionar as maiores profundidades (entre 3 a 6 metros) observadas na porção sul da laguna com a alta energia do fluxo fluvial, imposta pelo rio Paraíba do Sul, que chega à área de estudo pelo canal do Rio Grande (desembocadura secundário do rio Paraíba do Sul que deságua nas proximidades de Gargaú). Ao longo de suas linhas de fluxo, estão associadas as maiores energias, o que tende a erodir o fundo da laguna com uma taxa maior que deposita sedimentos. É possível observar também que esta linha de fluxo “serpenteia” trechos na porção sul da laguna até encontrar o mar na abertura da barra.

À medida que se distancia da barra, a laguna tende a se tornar cada vez menos profunda em direção ao norte, porém, com diversas variações e ondulações em seu caminho. É possível observar também um trecho central da laguna com maior profundidade (3 a 4 metros). Sabe-se que, em momentos anteriores a esta

pesquisa, o rio chegou a desaguar em uma saída no extremo norte da laguna, antes que uma nova barra fosse aberta mais ao sul e a extremidade norte da barreira externa se conectasse ao continente (letra C da Figura 41) (DIAS *et al.*, 1984; VASCONCELOS, 2010). Deste modo, é possível que este fluxo tenha gerado áreas com profundidades relativamente maiores (3 - 4 metros) em toda extensão do centro da laguna, similar a um canal fluvial. Hoje, essas regiões são protegidas pela barreira arenosa e o rio desagua no mar em uma saída mais ao sul (letra B no mapa), contudo, os fluxos de entrada e saída de água na lagoa, gerado pelas marés, pode atuar contribuindo para a manutenção dessas profundidades mesmo em um ambiente agora protegido, de menor energia e propenso a deposição de sedimentos (Figura 41). A tendência é que, com a progressiva colmatação da laguna, este canal dê origem a canais de maré meandrantés, como é possível de ser observado atualmente em antigas lagunas em estágio mais avançado de colmatação no interior da planície costeira, onde hoje localizam-se os manguezais.

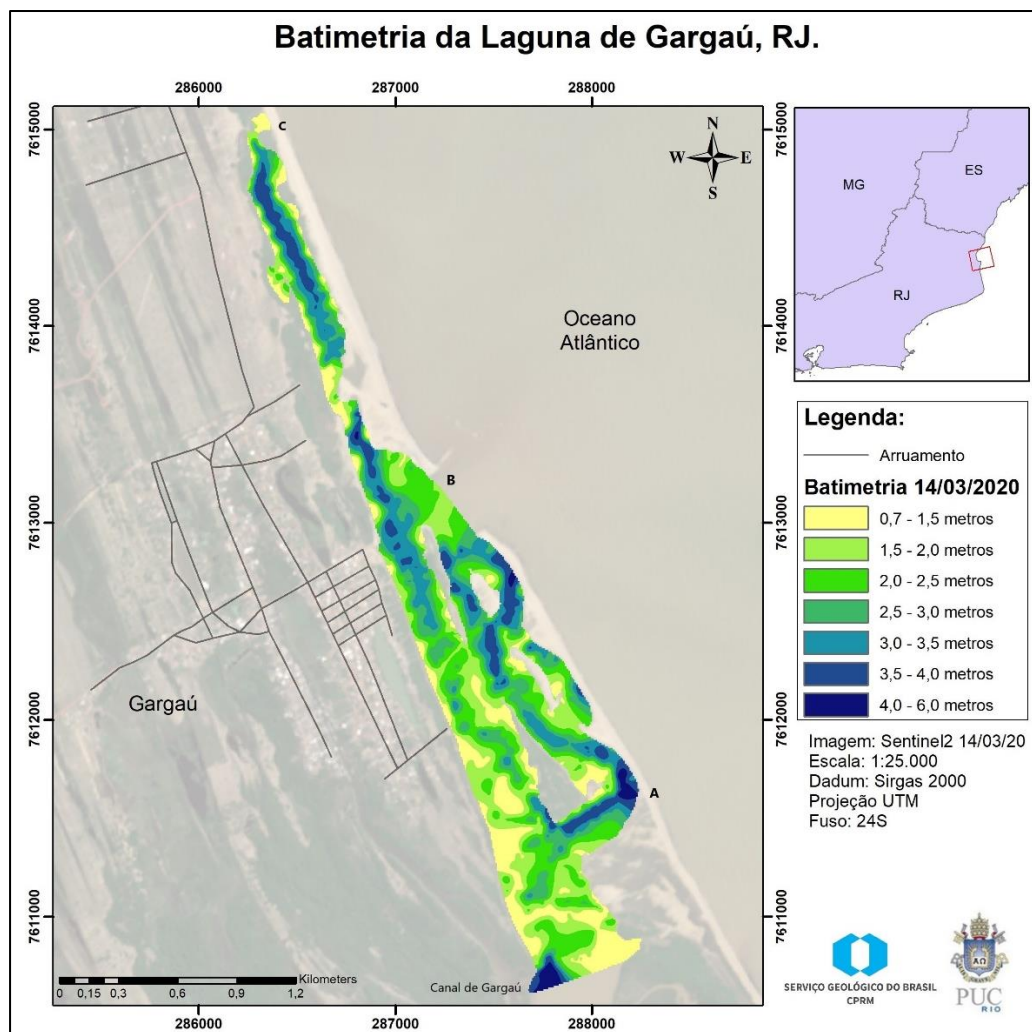


Figura 41: Mapa Batimétrico da Laguna de Gargaú, realizado no dia 14/03/2020.

A partir da análise do mapa batimétrico, também é possível observar a antiga conexão do canal do rio Grande com o mar, que teria sido aberta no ano de 2008, conforme relata Vasconcelos (2010). Essa região que aponta a pretérita saída do rio Paraíba do Sul para o mar é marcada pela maior profundidade, de 3 a 6 metros (cor azul do mapa próxima a letra A), que vai diretamente de encontro ao novo pontal que se desenvolve a partir da extremidade norte da Ilha do Lima. Percebe-se claramente que o desenvolvimento longitudinal (em direção ao norte) do novo pontal arenoso acabou forçando a barra a se deslocar no mesmo sentido progressivamente, até a atual barra em “B” no mapa.

Estas regiões remanescentes de antigas aberturas na barreira, quando recentes, apresentavam pequenos canais de maré. Um dos processos responsáveis por retrogradação de barreiras arenosas, pois transportam sedimentos para o

reverso das barreiras (KRAFT & JONH, 1979; GALLOWAY e HOBDA, 1983).

A região que contorna a laguna, tende a apresentar profundidades progressivamente menores em direção às margens, como o esperado em ambientes lagunares. Observa-se também que na parte mais próxima ao continente (margem interna da laguna), apresentou em toda sua extensão baixas profundidades e baixos gradientes, se tornando mais expressivos na porção mais ao sul da laguna. É possível que esta região esteja sujeita ao predomínio da sedimentação influenciada por ventos de nordeste, que empurram pequenas ondulações até a margem. Essas ao atingirem a margem interna da laguna com um certo grau de obliquidade, podem gerar correntes que atuam como agentes transportadores, com direção de fluxo para o sul. Este fato será melhor evidenciado por uma das sondagens, a qual foi realizada em uma região sob influência dessas ondulações e correntes que, inclusive, se encontram com o fluxo fluvial e a carga de sedimentos do rio Paraíba do Sul nesta região mais para o sul do mapa. Essa convergência de correntes pode contribuir para a sedimentação neste trecho da laguna, resultando nas menores profundidades observadas.

A área localizada no extremo norte da laguna (letra C da Figura 41), apresenta um comportamento distinto das outras regiões. Apesar de ser uma antiga saída para o mar do rio Paraíba do Sul, possui baixas profundidades e baixos gradientes. Esta característica é explicada pela existência de sucessivos depósitos de leques de transposição nesta região, um dos mecanismos responsáveis pela migração da barreira. Além do fato deste ter sido o ponto em que a extremidade norte da barreira externa conectou-se com o continente também no ano de 2008, conforme descrevem Vasconcelos 2010 e Vasconcelos *et al.* (2016).

6.2 Amostragem Superficial de Sedimentos da Laguna

De acordo com os procedimentos apresentados na metodologia deste trabalho, foram gerados mapas de distribuições dos valores obtidos, sobre a granulometria, carbonatos e matéria orgânica, os quais são apresentados e interpretados a seguir.

6.2.1 Distribuição Granulométrica na Laguna de Gargaú:

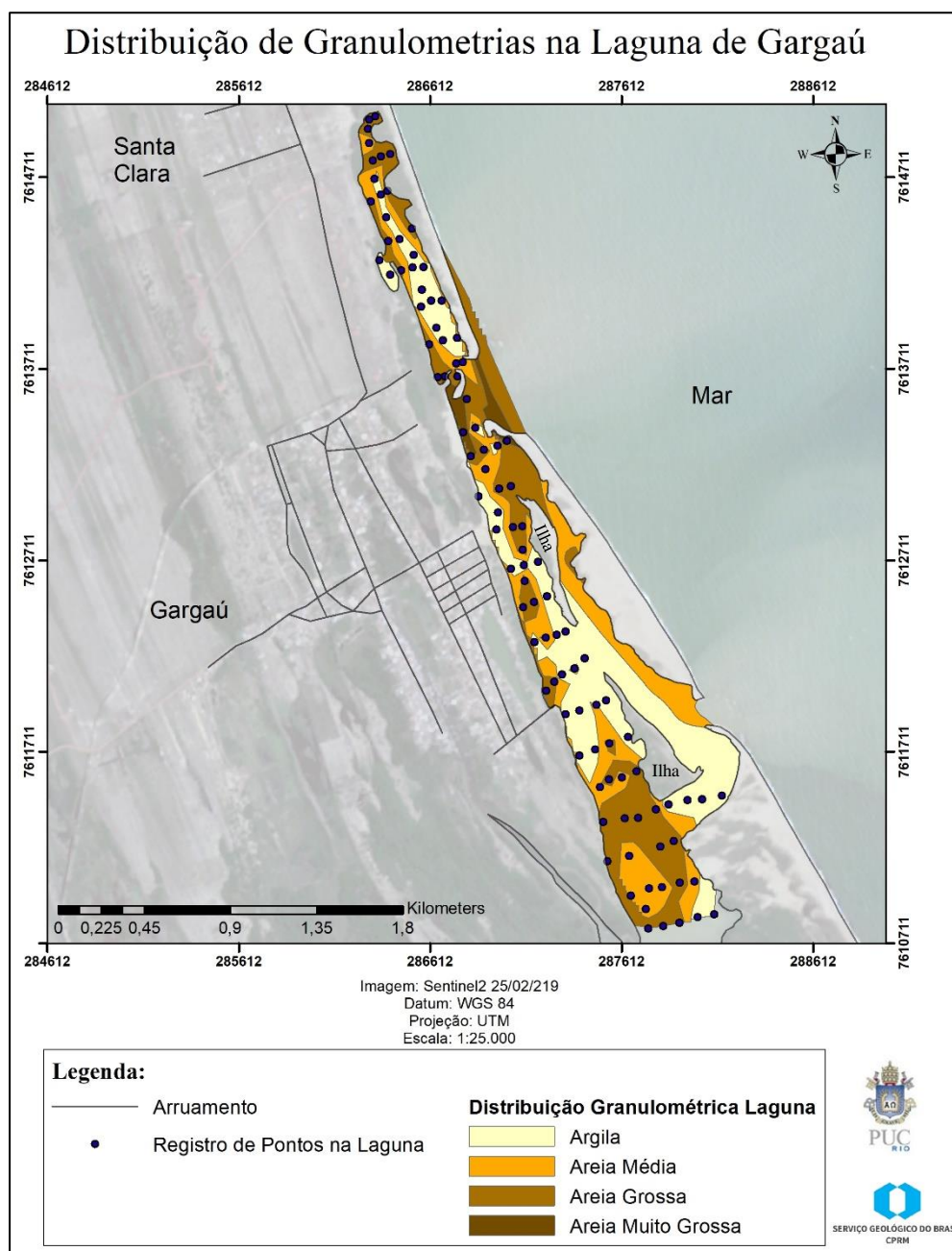


Figura 42: Mapa de Distribuição de granulometrias na Laguna de Gargaú em 25/02/2019.

Em uma análise inicial do mapa de distribuição granulométrica, exposto na Figura 42, percebe-se a associação com a energia do ambiente deposicional e ainda com a própria batimetria, onde os sedimentos mais finos estão relacionados as regiões com menor energia, como as localizadas nas áreas centrais, mais profundas da laguna (com batimetria entre 3 metros e 6 metros de profundidade). Nestes locais, ondas geradas na superfície da lâmina d'água dificilmente atingem

o fundo lagunar. Além disso, é possível observar sedimentação mais fina também nas áreas protegidas das correntes fluviais e marinhas (no reverso do pontal, barreira externa e pequenas ilhas).

No entanto, nota-se também que a região mais ao sul da laguna, próxima ao canal do rio Grande, apresenta sedimentos predominantemente na fração areia grossa (Figura X), o que reflete conseqüentemente alta energia associada ao fluxo fluvial do rio Paraíba do Sul (desembocadura secundária) e a corrente que se desenvolve junto a margem interior da laguna (conforme descrito anteriormente). Sendo assim, a sedimentação corrobora a ideia de uma área de convergência de fluxos de correntes e conseqüente deposição sedimentar. Sedimentos esses de maior granulometria em função da maior energia nesta região mais ao sul da laguna. Isso ajuda a compreender também as menores profundidades encontradas nesta área, conforme pôde ser observado na Figura 41. Com exceção do trecho mais profundo talhado pelo fluxo de maior energia do canal do rio Grande, apresentando valores batimétricos entre 4 até 6 metros de profundidade (Figura Y).

Importante frisar que, apesar da estreita relação entre as profundidades da laguna e as análises sedimentares, os levantamentos foram realizados em datas diferentes, devido a problemas operacionais encontrados nas etapas de campo, tendo 11 meses de diferença entre as aquisições. Por conta disso, os rompimentos nas barreiras são diferentes nos mapas gerados. Os pontos de rompimento encontrados na barreira arenosa externa e no novo pontal desenvolvido a partir da extremidade norte da ilha do Lima, também expressam variações energéticas marinhas e fluviais, com reflexo direto sobre a sedimentação. Ao longo dos trabalhos de campo, foi possível observar que tais rompimentos são relativamente frequentes e geralmente tem curta duração, sendo rapidamente preenchidos por sedimentos transportados pela deriva litorânea, predominantemente de sul para norte, observada ao longo da região costeira, conforme descreve Machado (2009).

No momento da realização da coleta na laguna (dia 25/02/2019), a barreira externa e o novo pontal apresentavam dois pontos de rompimento, conforme pode ser visualizado no mapa da Figura 42. De acordo com a dinâmica de formação do pontal arenoso, descrito por DIAS e GORINI (1979) e detalhado por Vasconcelos

(2010), o rompimento e a forma do pontal indicariam para o que o autor chama de estágio 6 de seu modelo evolutivo, onde o rio não teria mais competência para alongar o pontal, então, o mesmo retrogradaria por ação marinha (ondas de NE) e aprisionando um corpo lagunar no reverso da barreira. Por sua vez, um rompimento ocorreria mais ao sul, onde se estabeleceria uma nova saída para o mar das águas fluviais.

Por esse motivo, a região apresentou altas profundidades no mapa batimétrico, devido a passagem da corrente fluvial anteriormente. A justificativa para a presença de sedimentos argilosos no momento da coleta, pode estar associado ao fato desta região agora estar protegida pelo desenvolvimento do novo pontal, além disso, a maior profundidade deste canal anteriormente escavado pode gerar uma região profunda o suficiente para que a turbulência da superfície não influencie o fundo, permitindo assim a deposição de sedimentos mais finos.

Contudo, observa-se que nas proximidades dos pontos de rompimento, a granulometria apresenta aumento no diâmetro médio dos grãos. O ponto de rompimento mais ao norte, trata-se de um evento episódico, provavelmente relacionado a ondas de tempestade, (onde ondas maiores e de maior energia podem romper a barreira externa e o novo pontal), apresentando também uma granulometria composta por areia grossa a muito grossa e com menores profundidades, devido à recente transposição marinha que gerou a ruptura da barreira.

Já no extremo norte da laguna, observa-se um aumento na concentração de sedimentos da fração areia muito grossa, mesmo sendo uma região com maior proteção da ação fluvial e marinha localizada no reverso da barreira externa. A concentração de sedimentos de maior granulometria é indicativa da ocorrência frequente de processos de transposição pelas ondas (*overwash*), gerando depósitos de leques de transposição (*washover fans*), um dos principais processos costeiros responsáveis pela retrogradação da barreira externa (KRAFT E JONH, 1979; GALLOWAY E HOBDA, 1983; VASCONCELOS *et al.*, 2016).

Essa região também é uma das mais rasas da laguna (média de 1 metro), o que também pode ser explicado pela frequente deposição de sedimentos oriunda dos processos de transposição. Caminhando sobre a barreira neste trecho, é

possível observar evidências de leques de transposição sobrepostos em sua superfície mergulhando em direção à laguna, como mostra a Figura 43.

Vasconcelos (2010) afirma que a ocorrência frequente do processo de transposição estaria relacionada a baixa topografia da barreira externa, facilitando a retirada de sedimentos da face de praia e posterior deposição no reverso desta feição. Ainda segundo o autor, a repetição deste processo contribuiria para a progressiva migração da barreira em direção ao continente (retrogradação), depositando esses sedimentos sobre a sedimentação lagunar, o que será observado mais à frente na interpretação da sondagem realizada sobre a barreira.



Figura 43: Retaguarda da barreira, localizada no extremo norte, mostrando evidências da passagem de onda sobre a feição arenosa e formação de leque de transposição, onde sedimentos da parte frontal foram depositados no reverso da barreira, sobre a sedimentação lagunar.

6.2.1 Distribuição de Carbonatos na Laguna de Gargaú:

Neste tipo de ambiente, frações sedimentares de maior granulometria correspondem às regiões com maior energia, portanto menor atividade bentônica e consequente menos carbonatos. Por sua vez, em comparação as argilas, possuem menor capacidade de adsorção de outros materiais, como matéria orgânica (Pettijohn, 1975). Sendo assim, é esperado encontrar menores teores de

carbonatos nas frações de maior granulometria, em comparação às argilas na própria laguna. Porém, os teores maiores também podem indicar uma região com maior influência marinha, visto que neste tipo de ambiente os sedimentos apresentam relativamente maior taxa de carbonatos que nas áreas de maior influência fluvial. Tais características podem ser observadas na tabela referente ao ANEXO I deste trabalho e serão importantes também na hora de interpretar as sondagens.

Deste modo, o mapa de distribuição de carbonatos na laguna de Gargaú apresenta certa relação com o mapa de distribuição granulométrica. Regiões de menor energia (maior profundidade e protegidas pelas barreiras, ilhas e pelo novo pontal) apresentaram maiores teores de carbonatos, seja por conta da propriedade de adsorção dos sedimentos finos (Pettijohn, 1975) ou pela maior possibilidade da atividade de organismos bentônicos. No entanto, no mapa da Figura 44 também é possível observar a existência de teores um pouco mais elevados nas regiões próximas aos rompimentos observados nas barreiras, possivelmente devido ao aumento da influência marinha nestes locais.

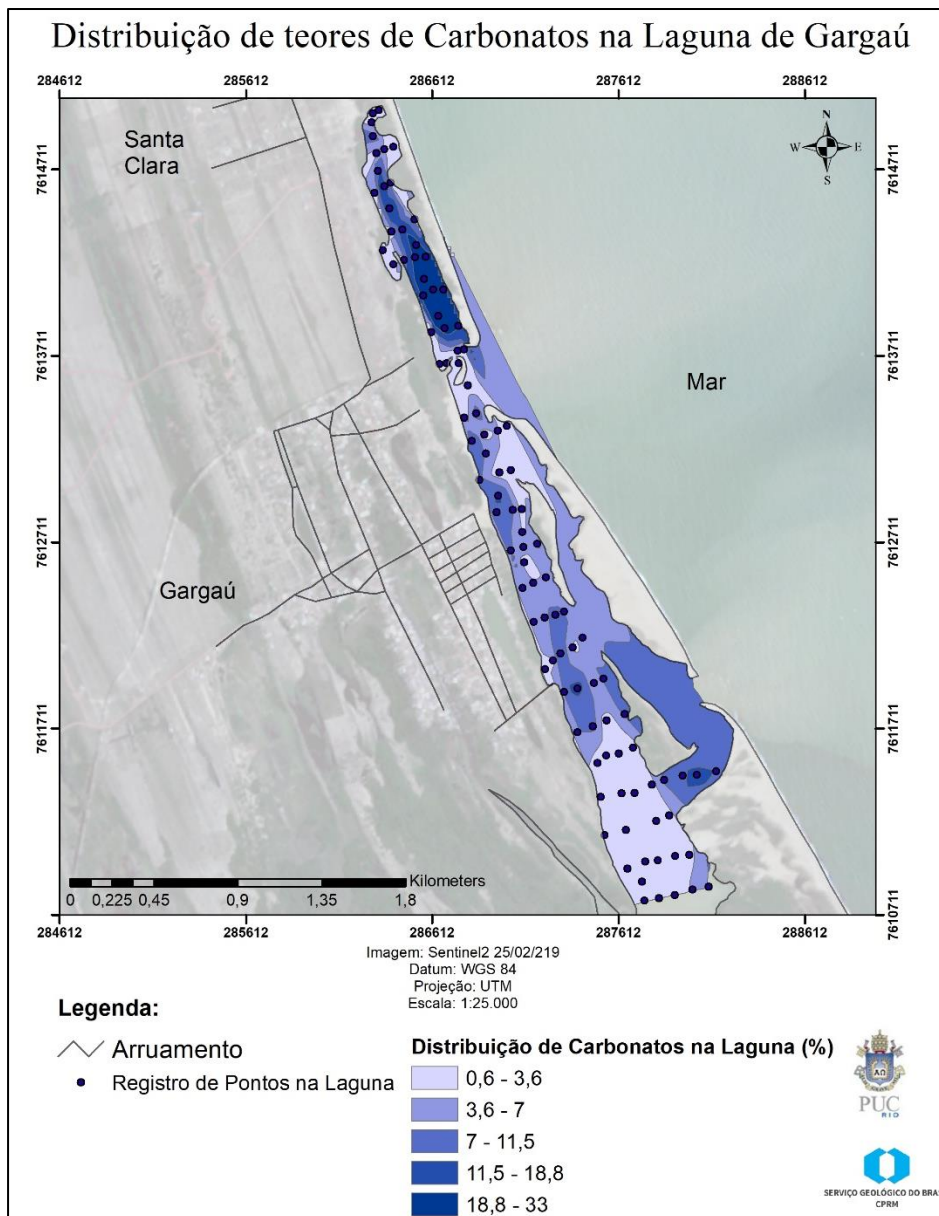


Figura 44: Mapa de Distribuição de Teores de Carbonatos na Laguna de Gargaú em 25/02/2019.

A parte do extremo sul do mapa (próximo ao canal do rio Grande) apresenta menores teores de carbonatos, pois, a energia das correntes do rio Paraíba do Sul não permite a deposição da sedimentação fina e consequente atividade bentônica (principais organismos secretores de carbonatos). Assim, os baixos teores de carbonato nesta região da laguna estão diretamente relacionados as áreas de ocorrência da sedimentação na fração areia grossa a muito grossa.

Foi possível observar também no extremo norte da laguna, uma concentração mais baixa de carbonatos (0,6-3,6), essa característica provavelmente está relacionada com a fração de areia grossa, proveniente dos

leques de transposição existentes na região. Apesar da influência marinha dos leques, a maior granulometria não contribui para a adsorção dos carbonatos, além da elevada energia gerada pela quebra das ondas junto a costa, que impede o desenvolvimento dos organismos bentônicos.

6.2.2 Distribuição de Matéria Orgânica na Laguna de Gargaú:

Diversos estudos utilizam-se da análise da proveniência da matéria orgânica, pois, possibilitam subsídios para compreender o comportamento biogênico de uma região, a interferência antrópica, além de influenciar em alguns processos geológicos, como dissolução, cristalização, sedimentação (WETZEL, 1983; SIMONASSI, 2001; OLIVEIRA, 2014). No escopo do objetivo deste estudo, a análise da distribuição de teores de M.O. está diretamente ligada a melhor compreensão da dinâmica de sedimentação na região.

Levando em consideração a propriedade das argilas que possuem elevada adsorção, ou seja, quanto mais fino o sedimento geralmente aumenta-se o conteúdo em matéria orgânica preservada (TYSON, 1995), o mapa de distribuição de teores de matéria orgânica, assim como o mapa de distribuição de carbonatos, apresentou forte relação com a distribuição granulométrica na laguna da Gargaú (Figura 45). Nota-se que os maiores teores de M.O. são encontrados nas regiões onde estão localizadas as menores granulometrias (argilas). Vale também destacar que nas amostras na laguna foram encontradas quantidades significativamente maiores de matéria orgânica do que em toda zona marinha (como será descrito mais à frente).

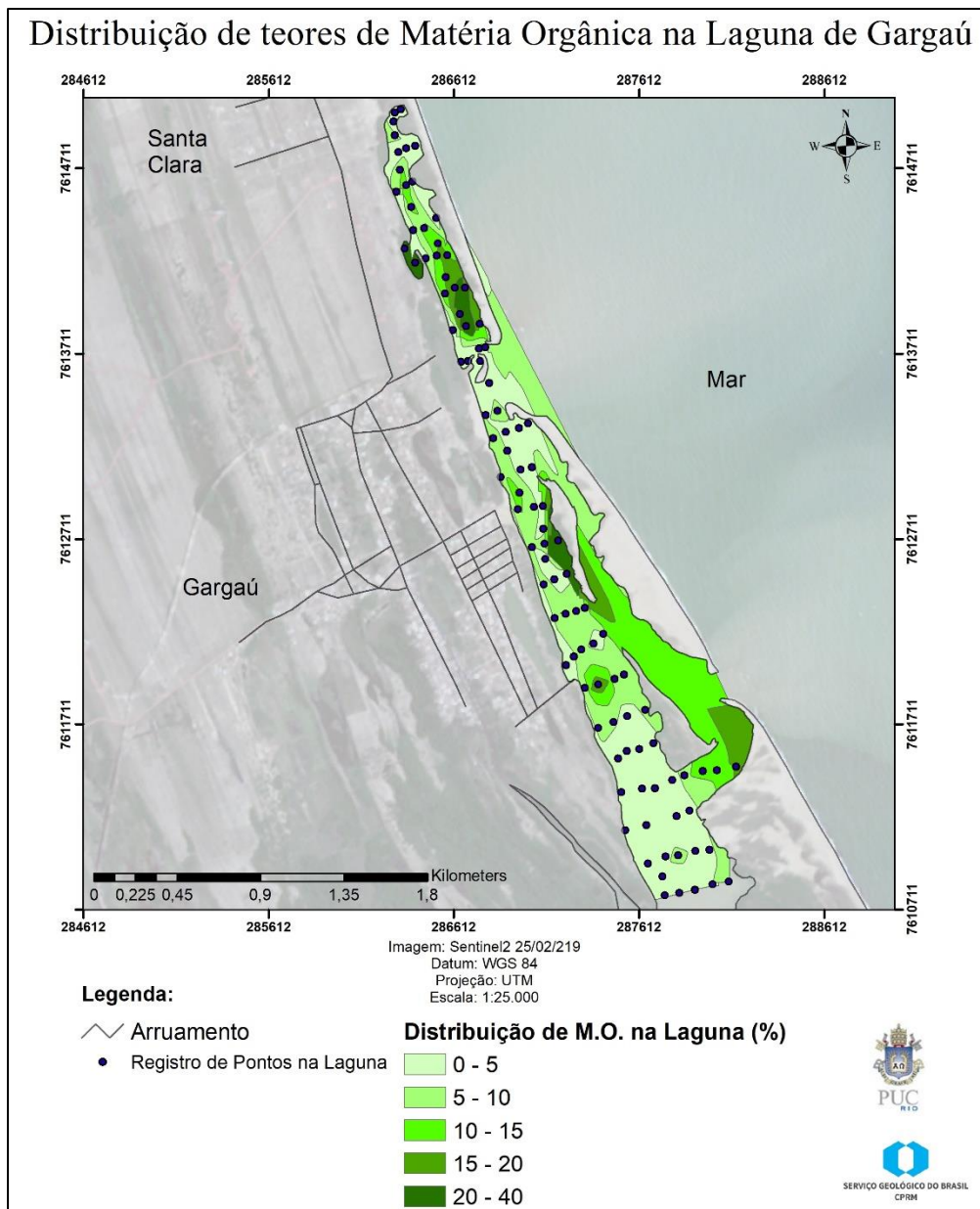


Figura 45: Mapa de distribuição de teores de matéria orgânica na laguna de Gargaú em 25/02/2019.

As regiões com altas profundidades, em torno de 3 a 4 metros, e as áreas protegidas pelas barreiras, ilhas e pelo novo pontal, onde os sedimentos mais finos foram mapeados, apresentam teores elevados em matéria orgânica, enquanto que as regiões mais rasas e de maior energia relacionadas a sedimentação por areias grossas à muito grossas, apresentam menores teores em matérias orgânicas.

A interpretação a respeito da distribuição da matéria orgânica segue a mesma linha de raciocínio apresentada na interpretação do mapa de distribuição do teor de carbonatos, ou seja, quanto maior a granulometria presente nos sedimentos de fundo, menor a concentração de matéria orgânica e vice e versa.

Vale frisar que os altos teores de matéria orgânica encontrados na laguna são sensivelmente mais elevados em comparação com a faixa marinha, podendo-se comparar nos mapas ou na tabela do ANEXO I deste trabalho, sendo um fato importante na interpretação das sondagens mais à frente.

6.3 Topobatimetria da Faixa Marinha

Como descrito por diversos autores (DIAS *et al.*, 1984; MURILLO, 2009; VASCONCELOS, 2010), o litoral de Gargaú contém características de uma praia refletiva, deste modo, o litoral apresenta face de praia com gradiente íngreme em direção ao mar. Tendo isso em vista, as isolinhas presentes no mapa batimétrico tendem a ser estreitas e paralelas a costa em uma visão geral, como mostra a Figura 46.

Vale frisar que as condições de mar presentes no momento do levantamento apresentavam muito vento e ondulações fortes, além da presença de uma série de redes de pesca colocadas próximo à costa, dificultaram uma maior aproximação da embarcação à praia. Com isso, os bancos de areia presentes na zona submarina formados próximos a foz e de frente a porção sul do litoral da ilha do Lima, como descrito esquematicamente por Dias *et al* (1984) e mapeado no ano de 2008 por Vasconcelos (2010) não foram identificados, visto que estas feições estão localizadas na porção mais proximal à praia. A menor profundidade alcançada neste trabalho foi de 2,0 metros, enquanto os bancos parecem conter entre 2,0 e 1,5 metros em sua morfologia (Vasconcelos, 2010), ficando exatamente dentro da faixa batimétrica não levantada. No entanto, embora este trecho tenha ficado de fora, neste trabalho uma região mais distante da costa acabou sendo mapeada, se comparada com alguns trabalhos anteriores. Ou seja, avançou-se mais na região prodeltaica, expandindo os levantamentos na direção do oceano, chegando até a distância de 2,1 km, com cota batimétrica de 11,22 metros de profundidade.

Sobre a forma do delta, foi possível observar as mesmas características descritas anteriormente por Vasconcelos (2010), visualizando a existência de um grande lóbulo na foz principal do rio Paraíba do Sul (próximo a Atafona), com um leve gradiente em direção ao oceano. Adjacente a essa região, em direção ao oceano, a declividade aumenta bruscamente, correspondendo a região do prodelta.

Essas características seguem as descrições de Wright (1985) para os deltas do tipo “A” e para o delta lacustre de Gilbert (1885).

Para melhor descrição e interpretação dos dados, foram traçados perfis transversais as linhas batimétricas, como pode ser observado na Figura 46.

Entre o perfil A – A` da figura, observa-se o mesmo lóbulo deltaico descrito por Dias *et al* (1984), com um gradiente suave próximo a foz do rio e aumentando a declividade de fundo bruscamente em direção ao prodelta. Provavelmente, este lóbulo se estende para a região de Atafona, assim como parte na direção da antiga ilha da Convivência (hoje anexada ao pontal de Atafona). A impossibilidade de obtenção de dados junto a costa não permitiu visualizar esta continuidade lateral.

Os outros perfis apresentam expressiva mudança em sua forma, pois, à medida que se distancia a foz, o litoral sofre menos influência das correntes fluviais e maior ação das ondas no retrabalhamento sedimentar.

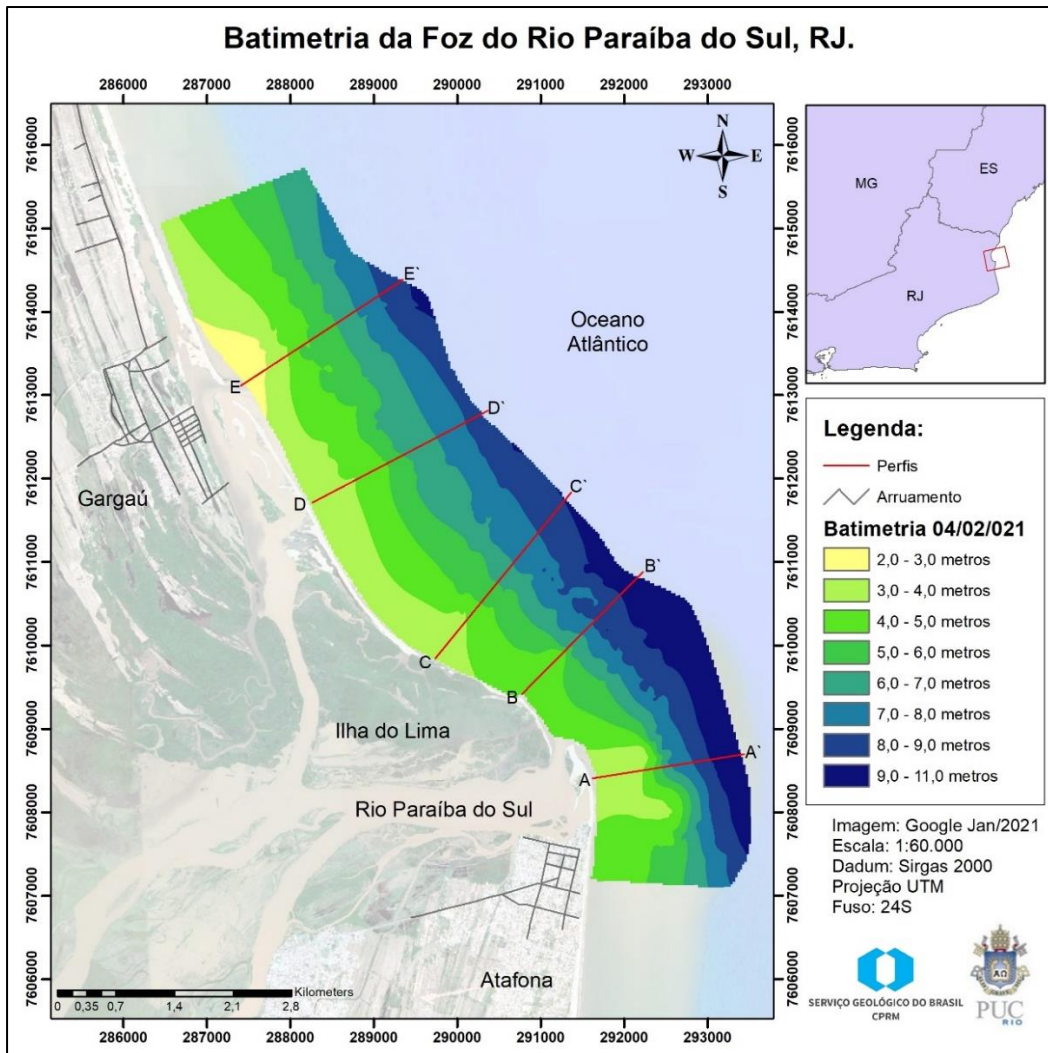


Figura 46: Mapa batimétrico da região marinha na foz do rio Paraíba do Sul, realizado no dia 04/02/2021.

Vasconcelos (2010) menciona que na região próxima do perfil B – B` há o predomínio da ação de ondas sobre os depósitos sedimentares. No mapa batimétrico apresentado, observa-se uma extensão da profundidade de 4,0 a 5,0 em direção as regiões mais profundas, porém, sem o registro de feições que indicassem a formação de bancos de areia nesta região. Neste ponto, esperava-se profundidades semelhantes ao perfil A (em frente ao pontal de Atafona) e C (próximo a ilha do Lima), tendo em vista a formação dos bancos e barras arenosas transportados pela corrente de sul para norte descritos na literatura, porém, o que se observou foi uma maior profundidade. Possivelmente, isso indicaria menor influência fluvial no momento em que foi realizada a batimetria.

Já no o perfil C – C`, observa-se o início de uma isolinha menos profunda, a qual parece indicar o início de depósitos arenosos junto à praia e correspondente

ao que seria as barreiras da planície costeira, mas ainda em subsuperfície. Essa região apresenta também um gradiente menor que os perfis anteriores em sua parte mais profunda, indicando talvez a porção lateral final do lóbulo deposicional localizado junto à foz. Além disso, esse perfil é marcado por maiores variações na granulometria, como é possível observar na Figura 47. O perfil D – D` é muito parecido com o perfil anterior, mostrando a continuidade de processos paralelo a costa. Nas proximidades deste perfil, Vasconcelos *et al.* (2016) já não identifica nenhum tipo de feição submersa como os autores observaram mais à sul. A partir deste ponto, os sedimentos já teriam sido empurrados em direção a costa e estariam emersos junto a praia iniciando a formação de um pontal na extremidade norte da ilha do Lima (Vasconcelos, 2010; Vasconcelos *et al.*, 2016).

Já o perfil E – E`, apresenta pequeno lóbulo arenoso com as menores profundidades encontradas na batimetria. Esta região é a atual abertura barra, representando a desembocadura do braço secundário rio Paraíba do Sul para o mar, em frente ao litoral de Gargaú, como já descrito na interpretação dos dados da laguna. Esse acúmulo sedimentar segue a mesma lógica do encontrado à frente do canal principal, visto que os sedimentos tendem a se acumular na frente da desembocadura à medida que o canal fluvial atinge a bacia receptora, perde energia e deposita os sedimentos de maior granulometria.

Apesar da extensão do levantamento para as partes mais profundas da foz, o levantamento não mostrou grandes variações batimétricas nesta região em comparação com os trabalhos anteriores realizados no prodelta. No entanto, é de se notar que apesar da diferença de cerca de 1 km, a profundidade variou apenas 2 metros, mostrando um gradiente bastante suave, típico deste ambiente de sedimentação.

6.4 Amostragem Superficial de Sedimentos na Faixa Marinha

Com os mesmos objetivos empregados na análise da laguna, serão apresentados os dados da faixa marinha. Além da interpretação individual de cada mapa, a correlação e comparação entre eles é importante em alguns aspectos, principalmente ligado a variações de energia na região. Além do auxílio nas

interpretações da sondagem (apresentados mais adiante no texto), quando se compara os teores da laguna com da faixa marinha.

6.4.1 Distribuição da Granulometrias na Faixa Marinha de Gargaú:

A mesma dificuldade enfrentada na aquisição da batimetria, também foi encarada ao que se refere a coleta de sedimentos. A complexidade de navegação e aproximação da costa também não permitiram coletar amostras nos pontos mais próximos ao continente. Deste modo, buscando ampliar as informações disponíveis sobre a sedimentação, os pontos adquiridos pelo trabalho de Vasconcelos (2010) foram plotados junto aos adquiridos nesta pesquisa, a fim de comparação. Como no período de tempo entre a realização dos dois trabalhos (cerca de 10 anos), a tendência do sistema barreira-laguna foi migrar em direção ao continente sob constante ação das ondas de NE (VASCONCELOS, 2010; VASCONCELOS, *et al.*, 2016 e VASCONCELOS, 2016), percebe-se a presença de sedimentos na fração areia muito grossa na região onde hoje localizam-se maiores profundidades no extremo norte a área de estudo, a medida que nos aproximamos do litoral (Figura 47). Essas areias podem ser um vestígio de algum momento ao longo da última década da presença da barreira emersa sobre esta região. Vale destacar também que a ação das ondas junto ao fundo e a própria proximidade com a nova barra também podem ser a fonte desta concentração de areias muito grossas junto a costa.

A distribuição granulométrica apresenta uma tendência de redução do diâmetro médio dos grãos em direção ao oceano, concomitante ao aumento da profundidade, distribuídos por faixas paralelas ao litoral. Como a praia apresenta características refletivas e perfil topográfico íngreme em direção ao mar (DIAS e GORINI, 1979; DIAS, 1981; CASSAR e NEVES, 1993; GONÇALVES e SILVA, 2005; MACHADO, 2009; VASCONCELOS, 2010), há um rápido aumento da profundidade que vai progressivamente diminuindo a ação das ondas sobre os sedimentos de fundo e, conseqüentemente, a energia nesta região. O reflexo disso está na redução progressiva da granulometria com o aumento da profundidade. Essa tendência segue a distribuição de faixas batimétricas, inclusive se tornando mais estreitas em direção ao mar. Em linhas gerais, os sedimentos de maior granulometria se depositam mais próximos ao litoral (devido à alta energia

empregada pelo retrabalhamento das ondas e correntes), apresentando granodecrescência em direção ao prodelta, onde predominam as lamias (silte e argila).

Na região mais próxima a foz principal (Atafona), onde foi mapeada a presença do lóbulo deltaico com baixo gradiente e profundidade, as amostras de sedimentos foram classificadas como areia muito grossa. Em regiões mais distantes da costa, reflexo do acúmulo sedimentar junto a foz, que representa a fonte sedimentar principal para formação dos bancos arenosos submersos, pontais e barreiras arenosas observadas na área de estudo (MURILLO, 2008 e VASCONCELOS, 2010).

Ao nos deslocamos em direção a parte mais profunda, ainda em frente a foz, há uma rápida variação granulométrica para a fração mais fina de sedimentos, refletindo na distribuição de faixas mais estreitas representativas das diferentes classes granulométricas mapeadas, conforme observado de forma semelhante com o comportamento das isóbatas no mapa batimétrico. Essa característica, observada tanto na batimetria quanto na sedimentação, expressa a presença de um gradiente mais acentuado que mostra rápida mudança nas profundidades e no tamanho dos grãos à medida que o fluxo fluvial entra na bacia receptora. A redução brusca da velocidade do fluxo (energia) das águas fluviais ao adentrar no oceano, promove a deposição da carga sedimentar nas proximidades da foz, onde primeiro são depositados os sedimentos das maiores frações granulométricas, até se chegar a uma extensa área onde se encontram apenas sedimentos argilosos, correspondente à faixa de menor gradiente de declividades da região prodeltaica (WRIGHT, 1985).

Essas características reforçam a ideia de Murillo (2008), de que os sedimentos presentes ao longo do litoral (zona submarina próxima à praia) e na planície costeira são de origem exclusivamente fluvial, provenientes do rio Paraíba do Sul. Segundo o autor, a extensa faixa prodeltaica (cerca de 4 km), somada a sua espessura (isópaca), impediriam que os sedimentos da plataforma (sedimentos relíquias) fossem retrabalhados para se depositarem junto ao litoral na região.

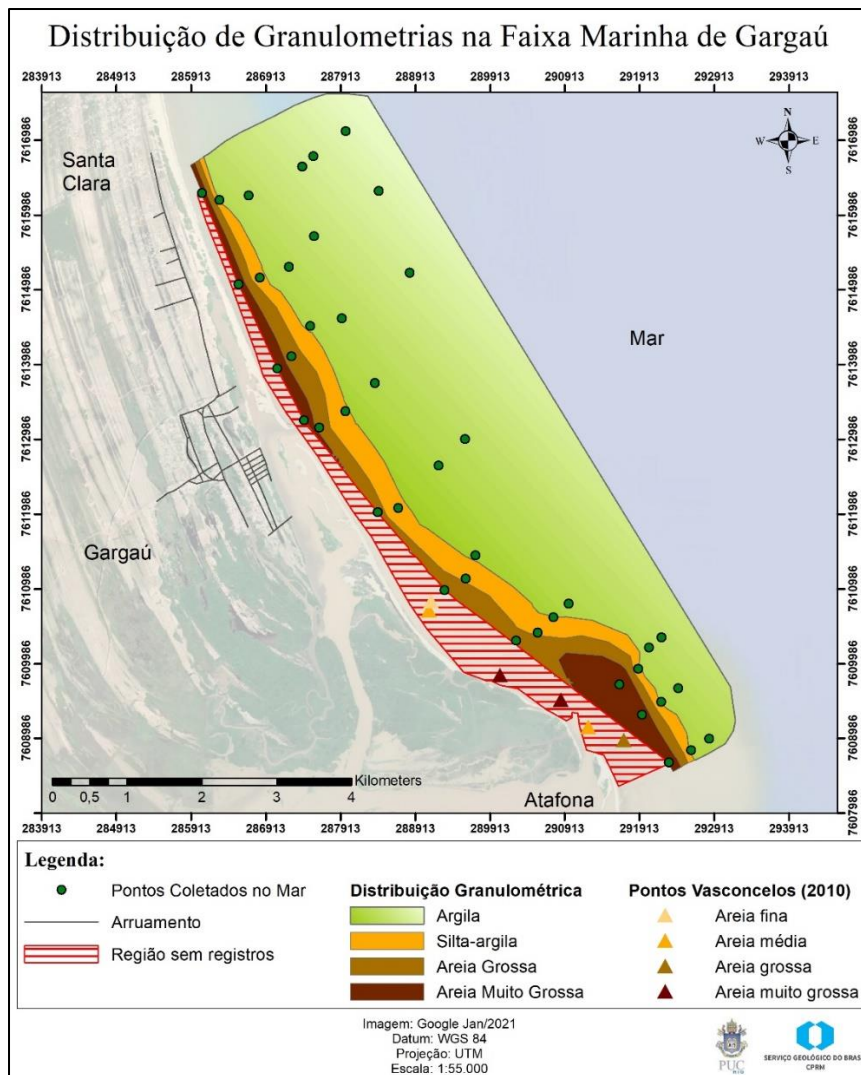


Figura 47: Mapa de distribuições de granulométricas ao longo da faixa marinha de Gargaú em 13/10/2019.

Na parte mais ao norte do mapa, próximo a barra do canal em Gargaú, há uma leve inclinação das faixas granulométricas em direção a parte mais profunda (oceano), assim como apresentado pelas isolinhas do mapa batimétrico, onde foi possível visualizar um lóbulo de deposição menor. Vasconcelos (2010) menciona que esta deposição já era possível de ser encontrada em camadas depositadas na zona submarina na ocasião da abertura da nova barra em 2008. A diferença do lóbulo mapeado agora é que ele se deslocou em direção ao norte acompanhando a tendência de migração da barra, empurrada pelo desenvolvimento do novo pontal. A fração de areia muito grossa foi encontrada nesta área, chegando a atingir profundidades de até 2 metros.

Outra característica marcante na coleta de sedimentos, foi a detecção de uma faixa de fração silte-argila que se estende por toda região, limitando a

transição da fração argila para as faixas arenosas. Estes sedimentos não foram classificados no analisador de partículas CANSIZER, pois eram muito finos, contudo, era nítida a presença de grãos mais grossos que as argilas, com textura sedosa ao toque. Esta fração ainda não tinha sido descrita anteriormente pelas coletas de sedimentos já realizadas na área de estudo, porém, foi encontrada em algumas sondagens realizadas por Vasconcelos (2016) na planície costeira, sendo interpretadas pelo autor como pertencentes a região prodeltaica.

6.4.2 Distribuição de Teores de Carbonatos na Faixa Marinha de Gargaú:

Levando em consideração os mesmos princípios apontados nos mapas da laguna, baseada da interpretação de que os organismos bentônicos se desenvolvem preferencialmente em zonas com menor atividade hidrodinâmica, os altos teores encontrados na faixa marinha estão intimamente associadas a zona prodeltaica, onde foram coletados apenas sedimentos argilosos (Figura 48). Essas maiores concentrações se iniciam a partir do aparecimento das frações de silte-argila, na isóbata de 4 metros de profundidade.

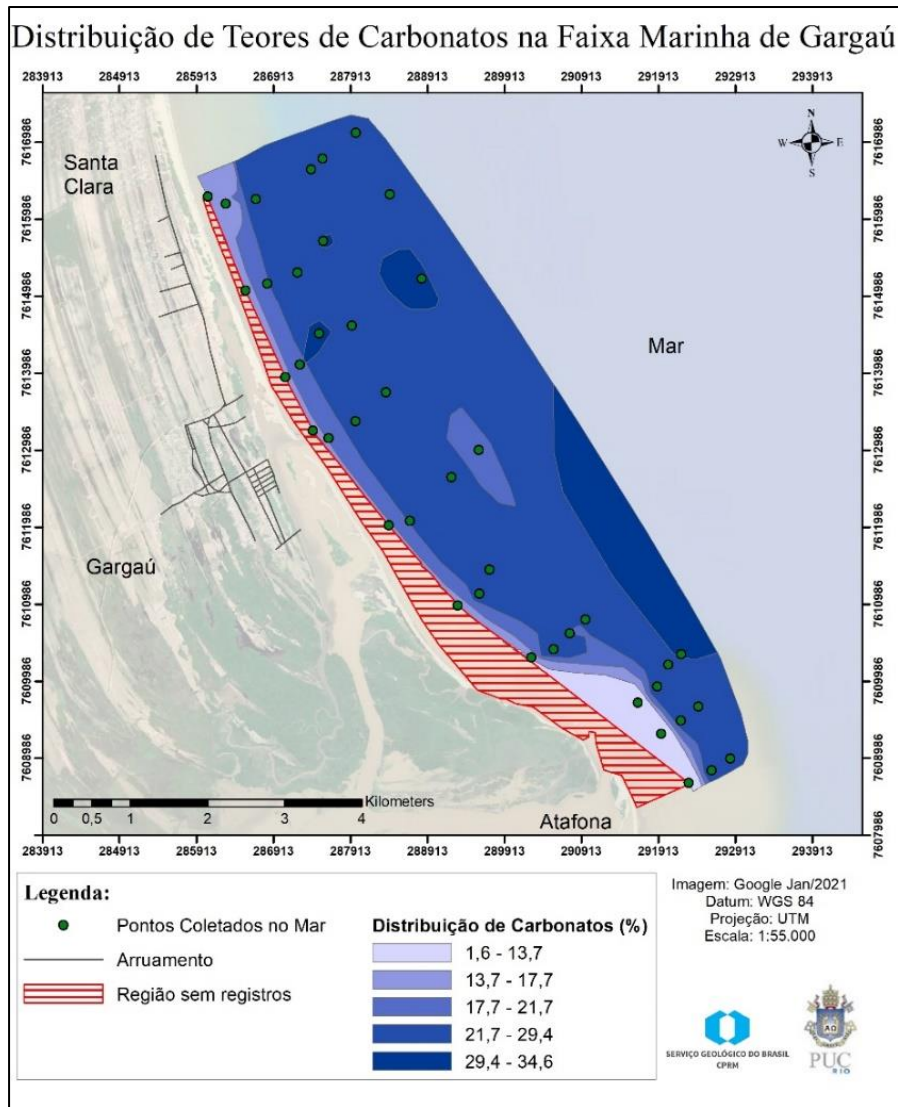


Figura 48: Mapa de teores de carbonatos, coletados em 13/10/2019.

A zona prodeltaica, que no geral apresenta elevados teores de carbonatos, mostrou também algumas pequenas variações, com elevações pontuais do teor decarbonato, enquanto que outras apresentaram leve redução. Essas pequenas variações estão possivelmente relacionadas as mudanças hidrodinâmicas impostas pelas variações meteorológicas na região, a qual, de tempos em tempos, resultam na chegada de ondas de tempestade. Alternâncias momentâneas nas correntes de deriva litorânea também podem ser influenciadas pela passagem dessas ondas. Na região, à deriva flui predominantemente de sul para norte, a partir de um fluxo divergente em frente a foz do rio Paraíba do Sul (CASSAR e NEVES, 1983; MACHADO, 2009; GOLÇALVES e SILVA, 2005).

Como a concentração de carbonatos está diretamente associada a granulometria e a batimetria, que refletem às variações de energia do ambiente,

nota-se que os teores de carbonatos também seguem a mesma tendência de mudanças, refletindo o aspecto progradante do delta e da região litorânea em direção ao mar. Portanto, faixas com teores cada vez maiores estão distribuídas paralelas a linha de costa.

A zona mais próxima do litoral apresentou predominantemente baixos teores de carbonatos, fator relacionado a alta energia imposta pelas ondas neste local, dificultando a atividade bentônica e acumulação de carbonatos. As taxas com menores teores são diretamente relacionadas as frações arenosas, na isóbata de até 3 metros de profundidade.

Vale também ressaltar que em quase todas as amostras da faixa marinha foram encontrados maiores teores de carbonatos que na laguna, tanto para as areias como para as argilas, servindo de importante índice comparativo entre os dois ambientes e indicando a clara influência marinha sobre a concentração de carbonatos nos sedimentos.

6.4.3 Distribuição de Teores de Matéria Orgânica na Faixa Marinha de Gargaú:

A distribuição de matéria orgânica apresentou ainda maior relação com a distribuição da granulometria, tendo em vista que as argilas possuem a propriedade de maior adsorção de matéria orgânica. Essa característica permitiu encontrar maiores teores de matéria orgânica nos sedimentos mais finos (Tyson, 1995), sendo então, este mapa também correlacionado, de maneira geral, com a variação de energia local, resultado da morfologia submarina que segue o padrão progradante da área em estudo (Figura 49).

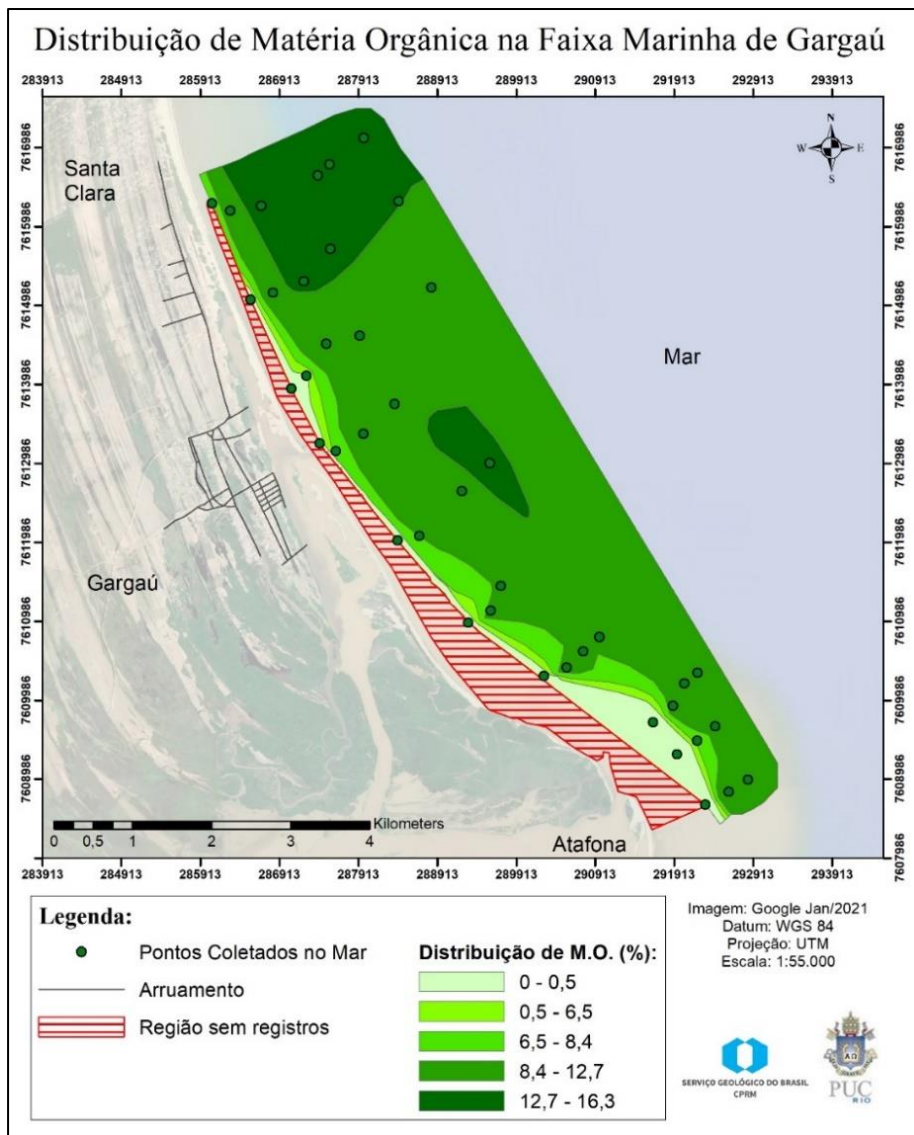


Figura 49: Distribuição de teores de matéria orgânica na foz do Rio Paraíba do Sul, RJ. Realizado em 13/10/2019.

Através da figura, é possível observar a presença de baixos teores de M.O. associados aos dois lóbulos deposicionais nas regiões em que desaguam o rio Paraíba do Sul no momento da coleta (canal principal em Atafona e canal secundário em Gargaú). Essa região representa a ocorrência das menores cotas batimétricas e maiores granulometrias, consequência da maior energia do ambiente e, por isso, apresentando os menores teores de material orgânico.

Uma diferença observada entre o mapa de teores de carbonatos e o de matéria orgânica, foi o gradiente de transição das faixas de baixos teores para as faixas de mais altos teores, na qual os carbonatos parecem ter tido uma mudança menos brusca, ou seja, mais gradual, em direção as maiores profundidades. Possivelmente as frações arenosas do litoral, em função da relação direta da

influência marinha sobre a concentração de carbonatos, puderam sustentar quantidades um pouco maiores de carbonatos do que de matéria orgânica, causando esta pequena diferença na comparação entre os mapas (note as linhas de transições próximas ao litoral nas Figuras 48 e 49).

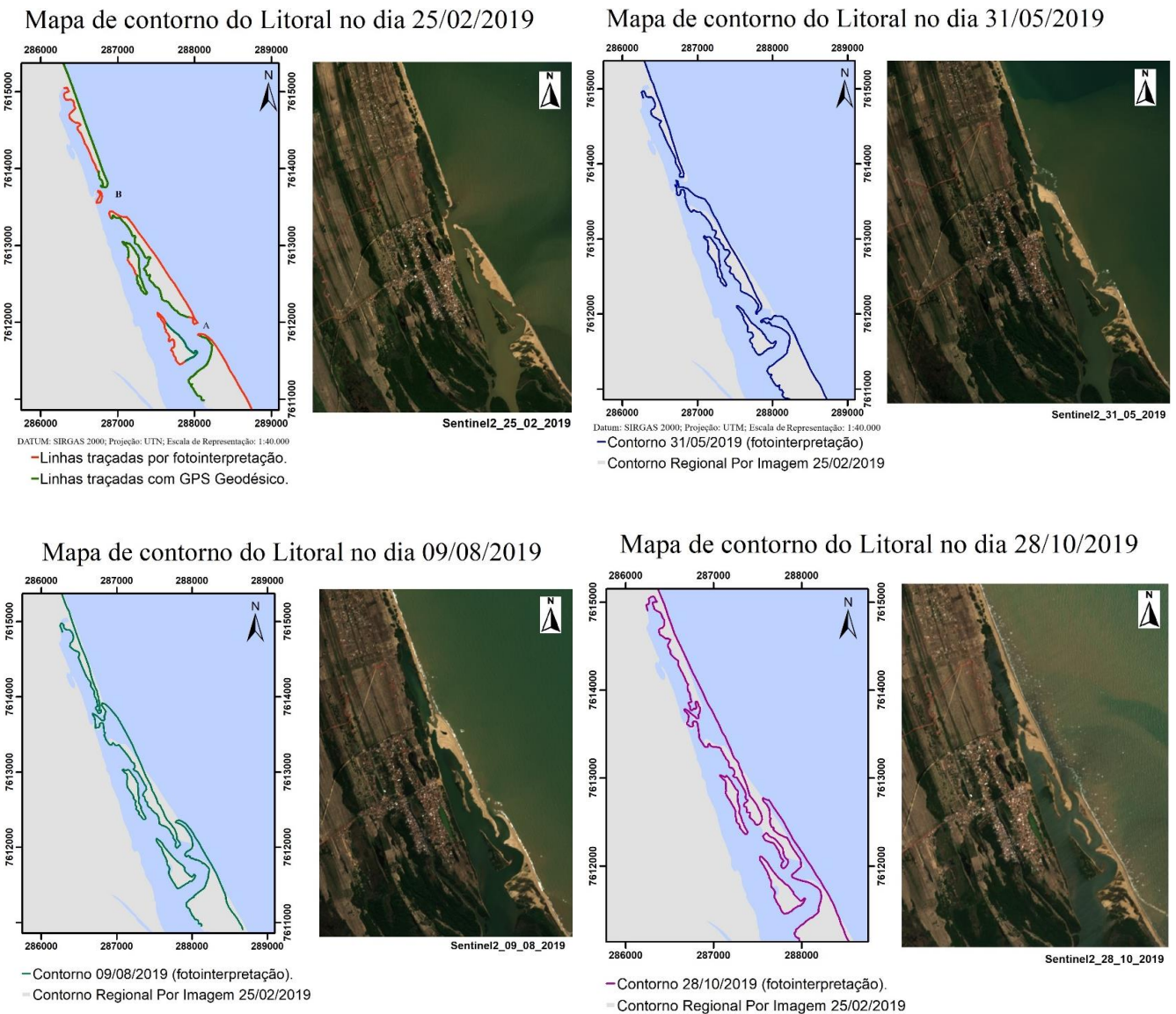
A presença de pequenas áreas com alterações pontuais no teor de M.O. em relação as áreas adjacentes também puderam ser observadas, assim como no mapa de teor de carbonato. Estes pontos apresentam valores inversamente proporcionais no que se refere aos teores de carbonato e M.O., ou seja, nos locais onde os teores de carbonato eram mais elevados, a concentração de matéria orgânica era menor e vice-versa. Como descrito anteriormente, este fato seria gerado pela presença de ondas de tempestade e fluxos hidrodinâmicos episodicamente variáveis na região, podendo atingir zonas um pouco mais profundas e remobilizar os sedimentos, gerando assim os valores destoantes observados.

A zona mais distal à foz do rio Paraíba do Sul, mais ao norte do mapa, também apresentou elevados teores de matéria orgânica. O aumento de concentração de matéria orgânica pode estar associado a uma convergência de fluxos de deriva litorânea identificada por Machado (2009) nesta região. Esta convergência levaria a um aporte maior desse material, tanto proveniente do rio Paraíba do Sul, quanto de regiões mais ao norte. Contudo, seria interessante estender a coleta de sedimentos para esta região a fim de observar a distribuição espacial das características sedimentológicas.

6.5 Comportamento Morfodinâmico das Barreias em Gargaú:

A fim de detectar mudanças no litoral e na forma das feições costeiras da área de estudo, assim como sua influência sobre a deposição de sedimentos e distribuição dos teores de carbonato e M.O., em todas as etapas de campo, também foram mapeados os contornos da barreira arenosa, ilhas fluviais, novo pontal e linha de praia, através de caminhamentos com o auxílio de DGPS. A partir destes levantamentos, foi possível caracterizar o novo pontal em desenvolvimento, bem como mapear o comportamento retrogradante da barreira externa, inclusive com o registro do rompimento da parte central da barreira durante a realização de um dos trabalhos de campo.

Como descrito anteriormente no capítulo de Materiais e Métodos, para contornar a perda de dados de um dos equipamentos DGPS, foi também realizada a interpretação sobre imagens Sentinel-2. A seguir serão mostradas as mudanças identificadas na região litorânea ao longo dos anos de realização desta pesquisa (Figura 50). As linhas de contornos representantes da região, a partir do dia 31/05/19, foram plotadas sobre o continente (em cinza nos mapas) que possuía a forma do primeiro dia de caminhada (dia 25/02/19), a fim de observar a movimentação do litoral com efeito comparativo ao primeiro dia. A Figura 51 representa um sobrevoo realizado na região, e mostra também como estava o pontal no primeiro dia de campo, em 25/02/2019, com as aberturas em A e B no pontal.



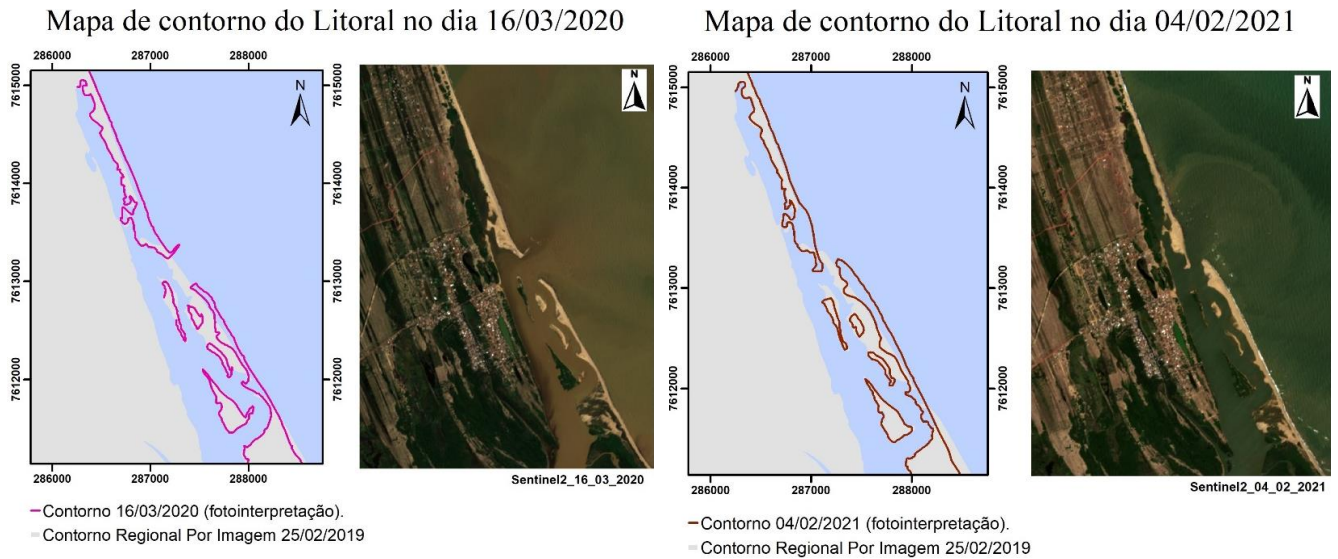


Figura 50: Sequência de imagens mostrando as alterações no litoral de Gargaú, entre os anos 2019 a 2021. Destaque para a evolução do novo pontal a partir da extremidade norte da Ilha do Lima.



Figura 51: Sobrevoio em Gargaú, mostra a forma do pontal arenoso no dia 25/02/2019. (Rio de Janeiro, 03., 2019. Facebook: Fala Gargaú. Disponível em: <https://www.facebook.com/FalaGarga%C3%BA786381578405324/photos/a.786381621738653/786391405071008>. Acessado em 20/08/20).

Na primeira imagem (25/02/19), é possível observar que o pontal apresentava dois rompimentos (A e B no mapa). Um causado pela ação fluvial ao sul da barreira, visto que o curso fluvial buscou uma nova saída ao oceano, mas ao sul, característica do estágio 5 no modelo de evolução da planície proposto por Vasconcelos (2010). Já o outro ponto de rompimento, mais ao norte, foi provavelmente causado por ondas de tempestade em evento de ressaca e alta energia marinha (SOUZA *et al.*, 2015; VASCONCELOS *et al.*, 2016).

Seguindo a sequência de imagens, como descrito por (DIAS e GORINI, 1979; MURILLO 2008; VASCONCELOS, 2010), sob menor influência das ondas de tempestade e do transporte lateral de sedimentos gerado pela deriva litorânea, a barreira arenosa externa seguiu a tendência de se fechar novamente na parte mais ao norte, voltando a possuir apenas uma saída do fluxo fluvial para o mar mais ao sul. Essa sequência evolutiva é possível ser observada até a imagem do dia 09/08/2019.

A partir da imagem do 28/10/19, verificar-se que o novo pontal arenoso, mais ao sul, continua a se alongar a partir da extremidade norte da ilha do Lima e a frente da barreira externa, que por sua vez aborta uma de duas partes para formar uma pequena ilha barreira no interior da laguna. De acordo com Vasconcelos (2010), as alterações morfológicas sofridas pela barreira externa só cessam quando o novo pontal completar seu desenvolvimento e se posicionar em sua frente, protegendo a atual barreira externa da ação marinha. Na mesma imagem, onde antes estava localizada o ponto de rompimento, na parte mais ao norte, agora observa-se um espessamento, provavelmente gerado pela transposição de areias para dentro da laguna à época da ruptura gerada pela ação de ondas de tempestade e que agora foram incorporadas a barreira externa.

Na imagem do dia 16/03//2020, é possível notar o deslocamento da barra em direção ao norte, acompanhando o desenvolvimento longitudinal do novo pontal que segue a direção predominante da deriva litorânea (S-N). Uma leve inclinação em direção ao oceano da extremidade sul da barreira arenosa externa pode ser vista, indicando a influência do fluxo de corrente fluvial indo em direção ao oceano neste momento. Cabe destacar que o verão de 2020 foi marcado por uma grande cheia do rio Paraíba do Sul, o que justificaria este fluxo mais intenso

na desembocadura secundária do Paraíba do Sul. Diante desta imagem, conclui-se que ainda há neste momento uma grande influência da corrente fluvial, deste modo contribuindo para que o pontal ao sul continue se alongando na direção norte, sendo confirmado já na imagem posterior, do dia 04/02/2021. Esta sequência evolutiva ainda segue as descrições de Vasconcelos (2010), porém, existem alguns indícios para a maior influência fluvial na região da laguna e menor na região marinha, ainda não alterando a evolução dos pontais e da planície, mas sim as espessuras dos pacotes sedimentares. Esses dados serão abordados após a exposição dos resultados obtidos com as sondagens, a fim de melhor orientar a discussão.

Através das imagens descritas no período destacado (dois anos), pode-se concluir que esta dinâmica de alteração de energias (fluvial e marinha) na construção de ilhas, pontais e barreiras é o equivalente aos períodos 5, 6 e 7 do modelo de formação e evolução de barreiras arenosas na borda norte do rio Paraíba do Sul proposto por Vasconcelos (2010).

Relacionando esta evolução morfológica e interpretação das barreiras arenosas observadas sobre as imagens com o mapa batimétrico da laguna, é possível ainda observar todas essas mudanças recentes, da saída da barra para o mar. Observa-se que as maiores profundidades no reverso do novo pontal (associadas ao escavamento do fundo lagunar pelo fluxo fluvial) se assemelham a um fluxo meandrante, que parece ser deslocado progressivamente para o norte conforme o crescimento longitudinal do novo pontal (Figura 41).

6.6 Sondagens Geológicas

Através das sondagens executadas foi possível, além da caracterização dos materiais, realizar um perfil estratigráfico interpretado da sedimentação relativamente recente do litoral. Além da possibilidade de correlacioná-las com dados das análises de superfície de fundo da laguna e da faixa marinha. O Anexo III deste trabalho contém as descrições detalhadas destas sondagens.

6.6.1 Sondagens Tubo de Alumínio

As sondagens com tubo de alumínio correspondem a uma perfuração rasa feita a percussão, com o objetivo de caracterizar o pacote lagunar que vem sendo depositado sobre as areias da frente deltaica. Essas informações permitiram

comparar suas espessuras em diferentes regiões da laguna, com o propósito de identificar um padrão de deposição dentro da laguna atual e assim, compará-lo com o padrão encontrado por Vasconcelos (2016), ao investigar antigos sistemas barreira-laguna localizados no interior da planície costeira.

A presença de quantidades significativas de areias pouco coesivas e pegajosas dificultou a realização desta técnica para investigar o interior da laguna, não permitindo recuperar amostras com a profundidade desejada (os tubos possuíam cerca de 1,5 metro). Apesar disso, o material recuperado ajudou em algumas interpretações e conclusões, além da comparação com dados de trabalhos anteriores. Também, por serem curtas e de fácil correlação com a superfície, não foram necessárias análises de teores.

O Furo 3, localizado na parte norte da laguna (Figura 33 do capítulo Materiais e Métodos), alcançou uma profundidade de 0,76 metros e recuperou apenas material arenoso, o qual possui pouca pegajosidade e coesão, sendo de difícil recuperação no amostrador. No entanto, o pacote pode confirmar a existência de depósitos arenosos que foram associados ao prolongamento dos leques de transposição nesta região, o mesmo identificado na coleta de sedimentos superficiais da laguna. Embora a amostragem deste pacote não tenha chegado até atingir as argilas lagunares, estima-se que nesta região da laguna, o pacote deposicional seja realmente pouco espesso, com identificado por Vasconcelos (2016) em sondagens realizadas sobre os manguezais e depressões alagadas no interior da planície, cujo autor relaciona a diferentes estágios de colmatação de uma antiga laguna costeira semelhante a atual. As sondagens realizadas pelo autor, e citadas acima, teriam sido realizadas em uma região semelhante à onde foi adquirido o Furo 3, no extremo norte dos ambientes lagunares pretéritos.

O Furo 1 alcançou uma profundidade menor, com 0.52 metros. Apesar disso, recuperou uma alternância entre areias e lamas, como pode ser observado no ANEXO II e III deste trabalho, uma das camadas arenosas ainda possuía uma variação granulométrica (aumentando em direção a base). Através dessa sondagem, pode-se concluir que nem sempre as variações entre argilas e areias na laguna estão relacionadas apenas aos processos de leques de transposição, como descrito por Vasconcelos (2016), mas também as mudanças no gradiente

energético provocado por ações marinhas, fluviais e até mesmo por ondulações geradas pelo vento dentro da laguna. No caso do ponto onde foi realizada esta sondagem, na margem interna da laguna, próximo a saída do rio (barra), o local está sujeito as mudanças tanto do gradiente do rio Paraíba do Sul, assim como dos ventos que predominam de nordeste, gerando ondulações que afetam as areias depositadas nas proximidades ao ponto onde foi realizada a sondagem.

6.6.2 Sondagem RKS

Utilizando o amostrador RKS para aquisição da sondagem geológica, foi possível recuperar amostras indeformadas até a profundidade de 14 metros na região do reverso da barreira arenosa externa. A escolha pela região do reverso e não pelo topo da barreira levou em consideração a possibilidade de atingir uma maior profundidade, pois ao realizar a sondagem no reverso uma camada relativamente espessa composta por areias da barreira deixa de ser coletada pelo amostrador.

Ao atingir 14 metros de profundidade nesta região, foi possível recuperar junto a base do testemunho sedimentos correspondentes ao que Dias *et al.* (1984), chamam de “areias transgressivas”. A partir desse ponto, o equipamento apresentou dificuldades de avançar nos sedimentos, possivelmente por conta da compactação e excessiva presença de materiais carbonáticos, como rodolitos (algas calcáreas).

Diferentemente dos dados apresentados por Dias *et al.* (1984) e Vasconcelos (2016), não foi possível identificar material proveniente do Grupo Barreiras, o qual corresponde a unidade sotoposta a todo o pacote deposicional da faixa costeira na região, e por corresponder a sedimentos continentais semi-consolidados, oferecem maiores dificuldades a penetração da sondagem RKS.

Além disso, cabe destacar que a sondagem realizada por Vasconcelos (2016), encontrou sedimentos associados ao Grupo Barreiras a uma profundidade de 8,5 metros, só que em uma região bem mais afastada do litoral, na porção mais interior da planície costeira à cerca de 12 km da linha de costa. Já a sondagem realizada por Dias *et al.* (1984) encontrou estes mesmos sedimentos a uma profundidade de 22 metros, estando o testemunho realizado pelos autores localizado cerca de 2,5 km mais para o interior da planície costeira se comparado

a sondagem realizada nesta pesquisa. Ou seja, próximo ao litoral, os sedimentos do Grupo Barreiras devem estar ainda mais profundos.

Apesar de não se ter atingido indícios do Grupo Barreiras, o presente trabalho encontrou junto a base do testemunho semelhança descritiva (contida no ANEXO III desta pesquisa) com a pesquisa de Dias *et al.* (1984) e Vasconcelos (2016). De 14 a 11 metros de profundidade (Figura 52) foram encontrados materiais interpretados como sendo as citadas areias transgressivas, com a presença de rodolitos, bioturbação e muitos fragmentos de conchas. No topo dessa unidade, ainda é observada uma camada (50 cm) de areias com bioclastos, a qual parecem ser areias retrabalhadas marcando o final dessa sequência.

Nas profundidades de 11 a 9.35 metros (Figura 52), foram encontrados materiais predominantemente argilosos, de coloração cinza e com os maiores teores de carbonatos encontrados nas análises (assim como a coleta de sedimentos na superfície), sendo interpretados como argila pró-deltaica. Do mesmo modo como descrito por Vasconcelos (2016), foram observadas algumas faixas estreitas arenosas, o que foi interpretado como possíveis momentos em que o rio Paraíba do Sul despendia maior energia, podendo levar frações granulométricas maiores à distâncias superiores ao que normalmente era depositado nessa região.

Nas profundidades de 9.35 a 7 metros foram encontrados sedimentos predominantemente arenosos, com a presença granodecrescência ascendente, caracterizados como sedimentos da frente deltaica (Figura 52). Intercaladas a estas camadas arenosas, foram encontrados finos depósitos de silte-argila. Essa região apresentava coloração cinza, com alguns episódios de coloração bege (ANEXO III). As amostras analisadas para carbonatos nesta faixa de profundidade também apresentaram altos teores, mostrando que ainda se trata de um ambiente marinho. Vasconcelos (2016) relata que em suas sondagens, os valores para M.O. desta região apresentavam baixos teores relativos (comparando o ambiente marinho com lagunar), relacionando este fato com a distância da fonte deste material, que seria a foz do rio. As amostras de argila da frente deltaica deste presente trabalho, também se comparadas com ao ambiente lagunar, apresentam baixo teor relativo, porém, para uma melhor interpretação, foram comparadas com a coleta de sedimentos superficiais de fundo marinho desta mesma pesquisa, sendo bastante

compatíveis os teores da frente deltaica (entre 8 e 12%), os quais estão próximos dos maiores valores para a região marinha.

Relacionando esta mesma região com a coleta de sedimentos superficiais da faixa marinha (item 6.4.1 deste trabalho), onde atualmente se localiza a frente deltaica progradante, é possível identificar exatamente o que se observa na amostra da sondagem. Também foi visualizada uma faixa classificada como fração silte-argilosa, mostrando que essa zona é colmatada por pulsos arenosos na progradação do litoral. Em seu topo, também foi encontrada uma camada de areia bege, dessa vez com granocrescência ascendente, que corresponderia a parte mais proximal da faixa marinha em relação à costa. Deste modo, essa camada da sondagem foi interpretada como a frente deltaica. É sobre esta região que ocorrerá a formação do sistema barreira-laguna e posterior colmatação da laguna, como descreve Vasconcelos (2016).

De 7 a 3.59 metros de profundidade, foi encontrado um predomínio de camadas argilosas, intercaladas por alguns pulsos de areias média à grossa. Esta unidade pode ser interpretada como a região da colmatação lagunar (Figura 52). Os depósitos arenosos, à semelhança com o descrito por Vasconcelos (2016), foram compreendidos como leques de transposição, que episodicamente geram pulsos arenosos depositados sobre as argilas lagunares.

Levando em consideração as características encontradas na sondagem rasa do Furo 1, depósitos com essas mesmas características são associados hoje a transposição por ondas e consequente formação dos depósitos de leques de transposição. A recorrência deste evento é facilmente observada no ambiente atual e pode gerar camadas de areia entre a deposição predominantemente lamosa das áreas mais protegidas da laguna, conforme de fato foi observado neste trecho da sondagem. As amostras com maiores teores de MO foram encontradas nesta região, já os de carbonatos apontaram para valores intermediários a baixos, assim como o observado na coleta de sedimentos superficiais da laguna.

De 3.59 a 0.25 metros foram recuperados apenas sedimentos arenosos, algumas vezes com vestígios de matéria orgânica. Esta região apresentou baixos teores de carbonatos e MO, sendo interpretada como depósitos da atual barreira arenosa externa da região.

Através da Figura 52, é realizada uma síntese das descrições apontadas acima, com as frações granulométricas e teores apresentados a partir das análises realizadas em laboratório (ANEXO I e II deste trabalho). Também, a partir de uma síntese geral das descrições, foi confeccionado um perfil interpretativo das deposições estratigráficas na região de estudo, apresentado na Figura 53. Nesta última figura, com o intuito de apenas oferecer melhor compreensão da morfologia do litoral, foram desenhadas as camadas sobre um dos perfis de litoral (em verde) realizado por Vasconcelos (2016) em fevereiro de 2015.

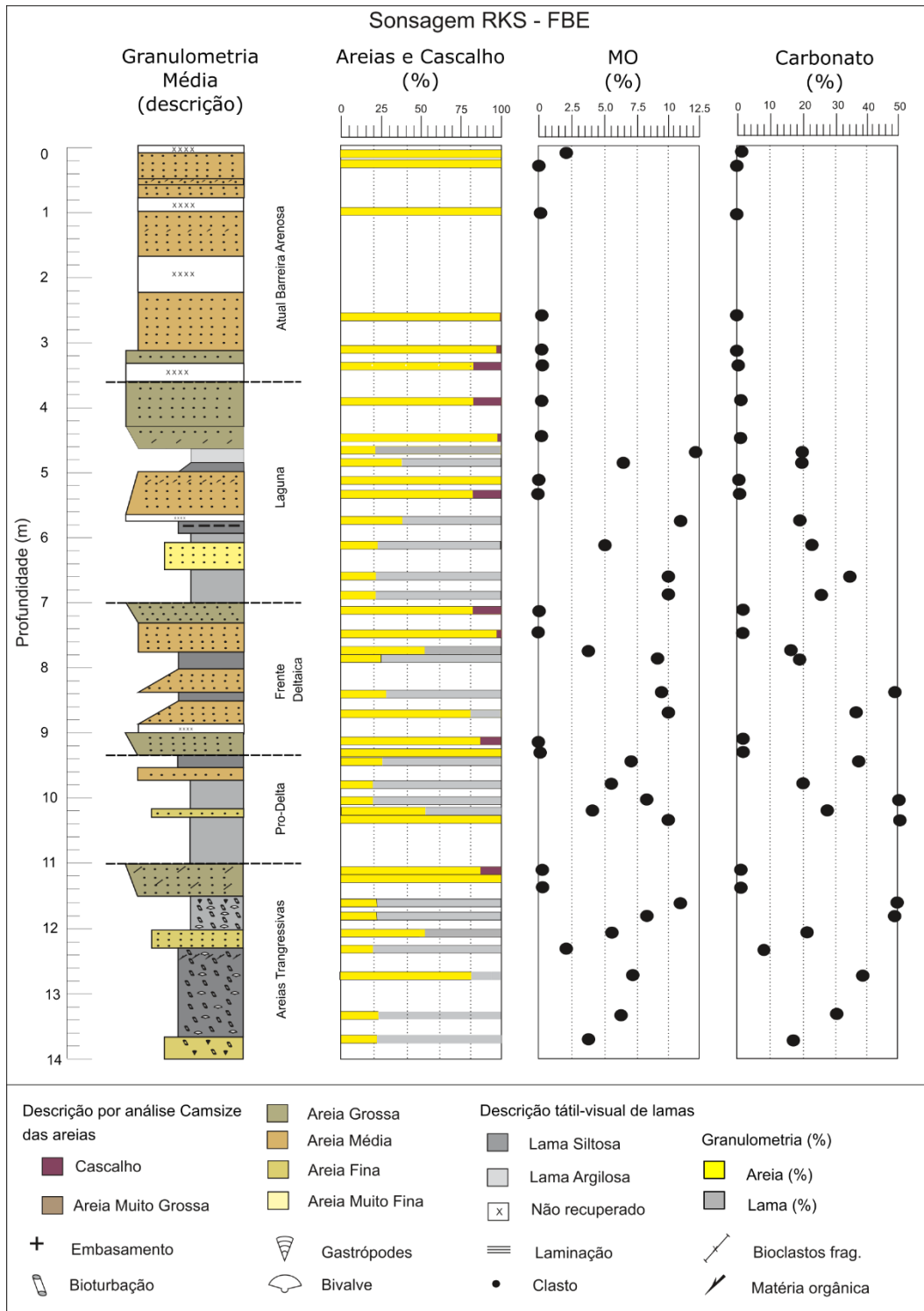


Figura 52: Síntese descritiva das amostras encontradas na sondagem RKS, realizada na atual barreira arenosa externa de Gargaú (13/12/2019).

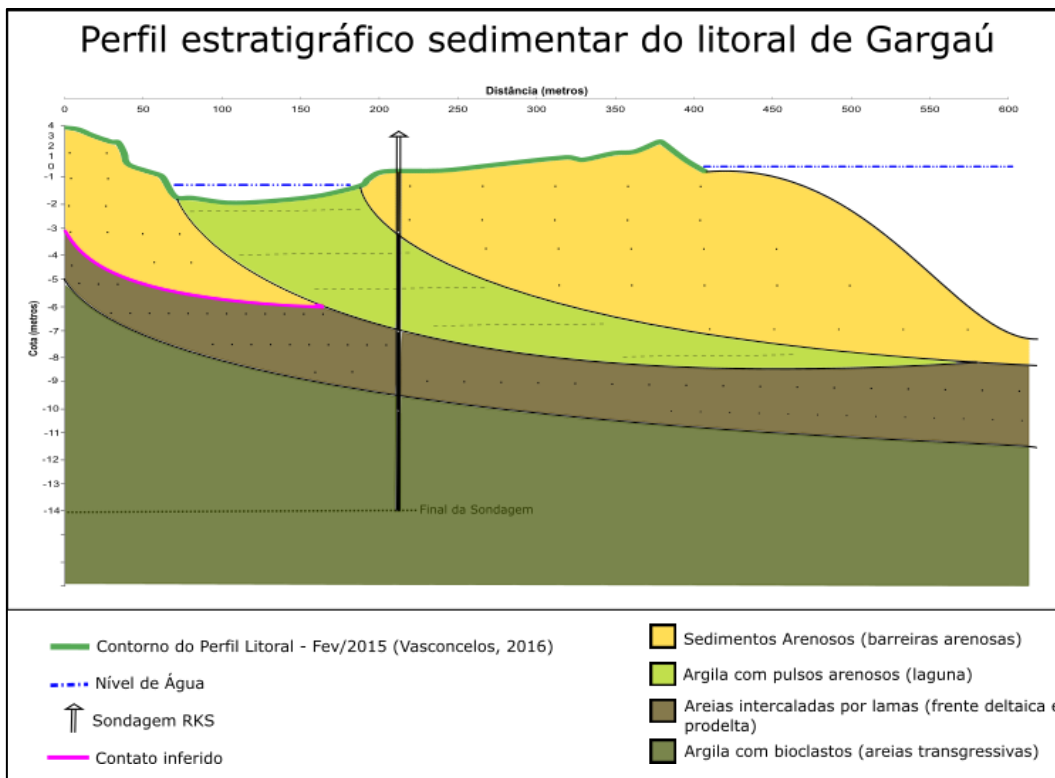


Figura 53: Perfil Sedimentar do litoral de Gargaú (13/12/2019).

Realizando uma comparação com as profundidades, espessuras e ambiente de deposição de cada camada encontrada nas sondagens realizadas por Vasconcelos (2016) em diversos pontos ao longo do interior da planície costeira, é possível notar semelhanças. É compatível a localização na base do testemunho e profundidade das areias transgressivas sendo atingidas em torno de 11 metros. Vasconcelos (2016), encontra essa camada em pelo menos três das sondagens realizadas, geralmente sua profundidade de ocorrência era mais rasa, quanto mais para o interior do litoral as sondagens se localizassem.

No entanto, há algumas questões a serem pensadas com relação ao sistema barreira-laguna a frente deltaica e o prodelta. A espessura do pacote deposicional encontrado no interior da planície e no litoral variam, apresentando espessuras de 7 e 4 metros neste trabalho, enquanto que na pesquisa de Vasconcelos (2016) mostraram espessuras com cerca de 2 e 7 metros respectivamente. Vasconcelos (op cit.) ainda cita que os depósitos lagunares podem ter tido uma diminuição de suas espessuras sedimentares à medida que se tornaram progressivamente mais recentes, ou seja, estivessem mais próximos ao litoral, isto estaria relacionado com as idades e tempo de deposição distintos. A primeira perspectiva poderia levar a admitir diferenças interpretativas acerca das camadas. No entanto, as

descrições são notadamente semelhantes, sendo as variações na espessura das camadas explicadas também por outros fatores, como mudanças na hidrodinâmica fluvial, a qual veio sensivelmente sendo alterada nas últimas décadas.

No ano de 2019, por exemplo, a foz do rio Paraíba do Sul que desagua em Atafona, a qual seria a principal saída para o mar, chegou a se fechar por completo (ABREU, 2019 e GOMES, 2020). Isso poderia indicar que houve menor ação hidrossedimentar fluvial nesta região de Atafona, a principal fonte para a deposição da frente deltaica e lama pródeltaica, com uma maior ação das ondas no retrabalhamento das barreiras arenosas (Figura 54).

Mesmo em um contexto de redução da capacidade sedimentar do rio Paraíba do Sul, a carga de sedimentos direcionada para a região específica de Gargaú poderia ter aumentado, visto que esta seria a única saída para o mar neste momento. Este episódio pode exemplificar algo que já venha ocorrendo há um certo tempo na foz. Relatos dos pescadores apontam para uma dificuldade cada vez maior de navegação na foz principal devido à presença constante de bancos de areia e baixo calado para a passagem das embarcações. É possível que, por conta disso, um fluxo maior de vazão e sedimentos tenha sido naturalmente direcionado para a região de Gargaú ao longo do tempo. Deste modo, isso tornaria os atuais pacotes sedimentares da laguna e barreira arenosa mais espessos que os depósitos pretéritos.



Figura 54: Principal saída para o mar do Rio Paraíba do Sul se fecha (foto: Marco Antônio Ribeiro). Disponível em: www.jornalterceiravia.com.br/2020/01/12/mudanca-da-foz-retrata-problemas-enfrentados-pelo-paraiba-ha-decadas/. Acessado em 21 jul. 2021.

Outro fator que poderia estar relacionado as mudanças no padrão sedimentar, seria relacionado às intervenções humanas na bacia hidrográfica do rio ao longo dos anos. Moreira (1998) menciona que a construção de molhes de pedra, a partir de 1946, a fim de regularizar a navegação na foz do rio, assim como uma série de outras intervenções, como barragens e retirada de água para o uso agrícola e urbano, teriam causado uma menor competência sedimentar do rio Paraíba do Sul, havendo uma maior sedimentação e assoreamento na foz principal.

Vasconcelos (2010) gerou um mapa representativo das variações morfológicas ocorridas na região da foz e litoral da planície costeira norte, demonstrando as principais áreas de sedimentação e erosão entre 1954 e 2008 (Figura 55). O mapa mostra que as feições deposicionais na foz do rio se desenvolveram significativamente nesses 54 anos. A própria largura do canal principal diminuiu significativamente e várias ilhas fluviais se desenvolveram, corroborando as afirmações de Moreira (1998) e o relato dos próprios pescadores.

Se observamos o mapa da Figura 55, ainda é possível visualizar que esse acúmulo de sedimentos junto a foz principal foi seguida de um aumento da largura do canal do rio Grande, braço secundário do Paraíba do Sul que deságua em

Gargaú. Esse aumento da largura do canal pode ser observado pelos processos erosivos ocorridos em sua margem ao longo das últimas décadas (observar no reverso da ilha do Lima). Nesse período, observa-se também uma grande sedimentação ao longo de todo o litoral de Gargaú, possivelmente devido a maior disponibilidade de sedimentos neste momento sendo encaminhada para esta região (Figura 55).

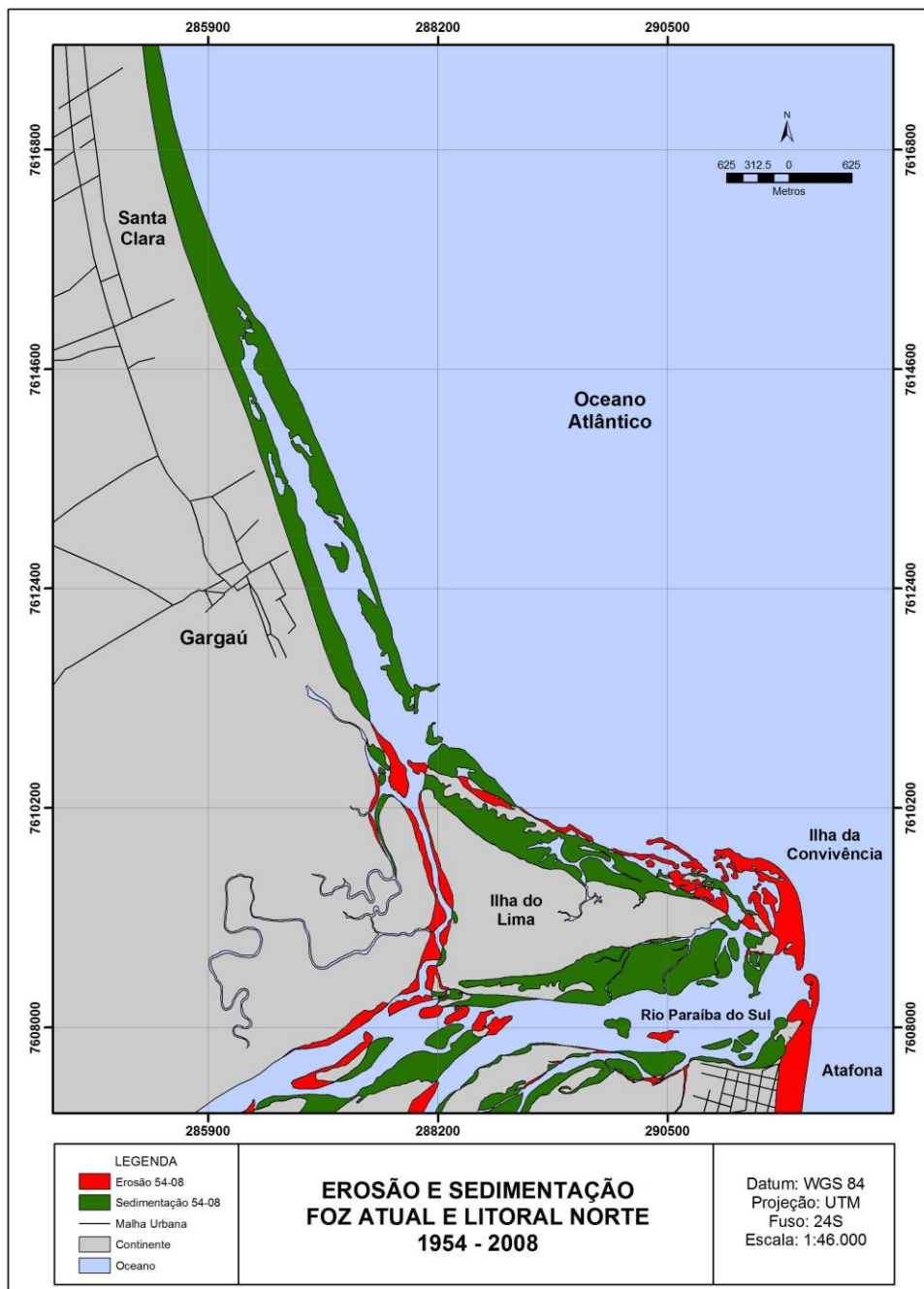


Figura 55: Mapa de mobilidade sedimentar na foz do rio Paraíba do Sul entre 1954 e 2008 (Vasconcelos, 2010).

Apesar de diversos fatores apontarem para essa possível maior influência fluvial na região de Gargaú, o que levaria a deposição de maior espessura nas camadas sedimentares do pacote barreira-laguna, nenhuma pesquisa específica foi realizada para este fim (quantificação da vazão e carga sedimentar) nos últimos anos, a qual pudesse afirmar com clareza esta questão.

6.7 Taxa de Progradação da Planície Norte

Com o intuito de dar continuidade aos trabalhos realizados anteriormente na área e detectar algum tipo de alternância dinâmica diante as mudanças impostas pelo fluxo hidrossedimentar do rio Paraíba do Sul, foi realizada ainda uma comparação entre imagens de 2008 e Junho/2021, para uma melhor percepção da sedimentação e cálculo da taxa de progradação do litoral neste último intervalo de 13 anos. As áreas em vermelho na figura mostram onde houve a perda de sedimentos no litoral, já as áreas em verde mostram deposição (Figura 56). Para isso, foram baixadas imagens Landsat 5 e Sentinel 2, de 2008 a 2021, realizadas as vetorizações das feições terrestres e comparadas para interpretar suas áreas e modificações ao longo dos anos. Através de medições transversais a linha a costa realizadas ao longo litoral foram extraídos os valores da variação linear entre linhas de costa de épocas diferentes, sendo possível calcular a taxa de progradação média da costa através da soma das medições realizadas e dividindo este valor pelo número de medições feitas.

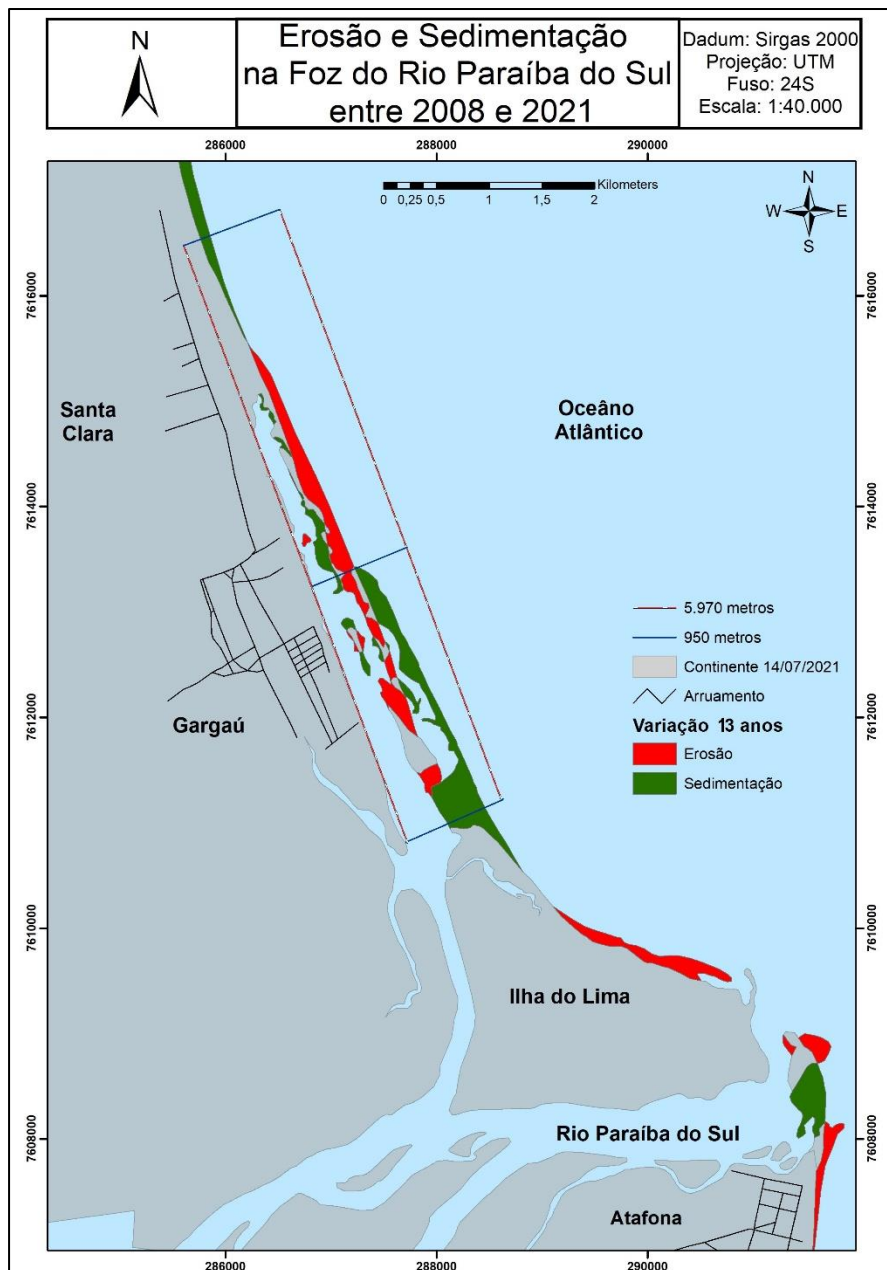


Figura 56: Mapa de mobilidade sedimentar entre os anos de 2008 e 2021 na foz do rio Paraíba do Sul.

Em comparação com o mapa mostrado por Vaconcelos (2010), Figura 55, no intervalo analisado entre 2008 e 2021, não houveram mudanças significativas na sedimentação ao longo do canal fluvial principal, região da foz do Paraíba do Sul, mostrando certa estabilidade sedimentar em comparação com o período anterior analisado pelo autor.

Na região litorânea (planície costeira norte), foi encontrada uma taxa de progradação média bem parecida com a identificada por Vasconcelos (op cit.), com uma taxa de 4,0 metros por ano. Uma observação interessante pode ser feita

ao destacarmos o trecho litorâneo bem à frente da foz principal e ao longo da frente oceânica da ilha do Lima. Uma sedimentação pôde ser visualizada caracterizando o desenvolvimento acentuado do pontal de Atafona, o que posteriormente acabou contribuindo para o fechamento por completo, mas temporário, do canal principal conforme mencionado anteriormente. Esse comportamento pode indicar uma perda da capacidade fluvial junto a foz e uma maior participação dos fluxos de deriva ao longo da costa.

A influência da deriva fica ainda mais marcada quando olhamos para o litoral da ilha do Lima. O trecho marcado em vermelho representa parte do material sedimentar que é trazido pelo rio, forma barras submarinas e é empurrado em direção à praia, sendo posteriormente transportado pela deriva ao longo da face de praia e zona de surf a partir da constante ação das ondas, até a extremidade norte da ilha, onde começa a desenvolver um novo pontal.

Destaque também pode ser dado ao próprio desenvolvimento longitudinal do novo pontal nos últimos 13 anos, chegando a atingir mais de 2.300 metros de comprimento. O desenvolvimento deste novo pontal marca a continuidade dos eventos que levam a sucessiva incorporação de sistemas do tipo barreira-laguna na área de estudo, já apontada por Vasconcelos (2010) e Vasconcelos *et al.* (2016). A detecção desta dinâmica no presente estudo, confirma assim a hipótese levantada pelos autores de contínua formação desses pontais.

Outra característica comprovada pelo trabalho diz respeito a migração da barreira externa na direção do continente sobre a ação das ondas de NE e processos de transposição, também descrita por Vasconcelos (2010) e Vasconcelos *et al.* (2016). Na Figura 55, nota-se que a grande área em vermelho associada a barreira externa não teria sofrido de fato “erosão”, mas sim retrogradação, sendo empurrada na direção da costa e migrando sobre os depósitos lagunares. Isso pôde ser evidenciado tanto na Figura 55 quanto na sondagem geológica (Figuras 52 e 53), onde foi observado a deposição de sedimentos da barreira externa sobre as lamas lagunares.

A área em verde demonstrando ocorrência de deposição no extremo norte da Figura 55, ocorre em função da convergência de fluxos de deriva neste local, já descrita por Machado (2009) e Vasconcelos (2016).

7 CONCLUSÕES

O delta do rio Paraíba do Sul vem sendo extensivamente estudado desde a década de 40, porém, os trabalhos iniciais se basearam em poucas evidências físicas e maiores observações e descrições. Desta maneira, inúmeras discussões foram seguidas, desde os aspectos sedimentares e dinâmicos, até sua evolução geomorfológica. Nesse contexto, Dias *et al.*, (1984) trouxeram importantes contribuições sobre a dinâmica sedimentar investigando a superfície e subsuperfície.

Mais recentemente, já com a possibilidade de utilizar outros métodos investigativos, Vasconcelos (2010 e 2016) e Vasconcelos *et al.* (2016) estudaram a região litorânea e o interior da planície, dando continuidade aos trabalhos anteriormente realizados, detalhando os processos formadores e propondo que a mesma dinâmica atualmente em curso no litoral, também teria ocorrido ao longo da evolução de toda litoral planície costeira ao norte da foz principal do Paraíba do Sul. No entanto, esses autores apenas inferiram semelhanças com o litoral atual a partir do comportamento dinâmico observado, não chegaram a coletar informações sobre aspectos físicos da parte litorânea que pudessem ser comparados com as informações pretéritas adquiridas no interior da planície.

A partir dos princípios mencionados acima e que nortearam essa pesquisa, o trabalho gerou as seguintes conclusões:

- A batimetria da laguna de Gargaú se mostrou como um método bem eficiente para detecção das mudanças impostas pelo fluxo hidrossedimentar do rio Paraíba do Sul, sua influência na dinâmica das barreiras arenosas e as regiões de rompimento das mesmas. Através da comparação da batimetria com a coleta de sedimentos, também foi possível detalhar as mudanças recentes da deposição no interior da laguna, e assim comparar também com dados de subsuperfície. Alguns dados importantes observados, foram: a presença de canais escavados pelo fluxo do canal do Rio Grande principalmente no reverso do novo pontal arenoso, assim como a presença de áreas de menor batimetria associadas a um maior acúmulo de sedimentos atribuídos ao próprio transporte gerado pelo fluxo fluvial, assim como aos ventos de nordeste no interior da laguna, gerando transporte ao longo da margem interna da laguna.

- Levando em conta que todos os dados desta pesquisa puderam ser correlacionáveis entre si, a coleta de sedimentos completou diversas informações importantes provenientes da batimetria, como interpretações sobre o fluxo hidro-sedimentar nas diferentes profundidades e posições da barreira costeira. Forneceu ainda subsídios para entender a estrutura das camadas em subsuperfície e teores de carbonatos e matéria orgânica encontrados nas mesmas. Tudo isso no contexto de um ambiente complexo, exposto a intensa dinâmica e que constantemente modifica suas estruturas morfosedimentares.
- Na batimetria marinha, apesar das dificuldades de navegação impostas pelas ondas e presença de redes de pesca, mostrou uma área mais profunda próxima a Ilha do Lima, diferente de outras pesquisas realizadas nessa mesma região. Também propiciou informações importantes sobre a existência de dois lóbulos arenosos e a região lamosa prodeltaica, sendo de significativa correlação com a coleta de sedimentos superficiais e descrições contidas em pesquisas anteriores, como WRIGHT (1985), Murillo (2008) e Vasconcelos (2010) sobre o tipo de delta relacionado ao delta do rio Paraíba do Sul. A proveniência de sedimentos no litoral e a ação de ondas sobre os mesmos são semelhantes ao citado na literatura.
- Já a análise de teores nos sedimentos do ambiente marinho, apesar da forte correlação com a batimetria, também expos alguns questionamentos, como o relacionado a distribuição espacial dos mesmos, estando estes sujeitos as constantes variações impostas pelo fluxo fluvial, corrente de deriva litorânea e ondas de tempestade. Para sanar tais questões, sugere-se investigar uma área maior para a realização de coletas em diferentes intervalos de tempo.
- Apesar de se ter conseguido extrair algumas informações através das sondagens com tubo de alumínio, esses não se mostraram como a melhor opção para a investigação do interior da laguna, já que não foram eficientes na recuperação de sedimentos. Essas foram eficazes apenas para caracterizar os sedimentos próximos a superfície. No futuro, sugere-se a tentativa com outros tipos de amostradores visando uma melhor recuperação.

- Na interpretação sedimentar da sondagem RKS, com o auxílio de todas as análises de sedimentos superficiais (lagunar e marinha), foi possível detalhar algumas camadas, como a região prodeltaica, que apresenta faixas de frações silte-argilosas em sua deposição, intercaladas a areias. Ou ainda, quanto a relação entre teores de carbonados e matéria orgânica, encontrados na laguna e região oceânica, esses ambientes puderam ser divididos com melhor precisão.
- A partir dos dados de sondagens e suas espessuras, a ideia de uma possível diminuição no fluxo fluvial imposta pelo rio Paraíba do Sul foi reforçada. Com o que parece exercer menor influência em sua principal saída para o mar, em Atafona, gerando ainda a deposição de areias e consequente assoreamento da foz nesta região. O contínuo fluxo no canal do Rio Grande, em Gargaú, aliado a ação das ondas no litoral, teria gerado camadas do sistema barreira laguna mais espessas que as encontradas em trabalhos anteriores.
- Devido à forte correlação entre os ambientes deposicionais recentes (em superfície) e os pretéritos (em subsuperfície) a metodologia de análise conjugada desses meios demonstrou ser bastante eficiente na análise e interpretações dessas regiões altamente dinâmicas e complexas.
- O mapa de mobilização de sedimentos dos últimos 13 anos também apresentou informações importantes. Acrescentado por dados advindos de trabalhos anteriores, apontou ainda para uma tendência da diminuição do fluxo do rio Paraíba do Sul nesse período, após uma diminuição notória nos últimos 54, conforme mencionado por Vasconcelos (2010).
- O presente trabalho conseguiu caracterizar a atual morfologia do litoral norte da planície do Delta Paraíba do Sul, feição geomorfológica costeira relevante para turismo, economia e meio ambiente, além de acrescentar um entendimento mais detalhado sobre sua evolução, resultante das alterações nas forçantes costeiras, como o fluxo fluvial e a ação das ondas e correntes costeiras.

- Por fim, através da análise coletiva de todas as interpretações, foi possível realizar uma comparação detalhada com as pesquisas pré-existentes da região e, apesar de pequenas variações geradas pela aparente diminuição da carga hidrossedimentar do rio Paraíba do Sul, demonstram que o mecanismo formador de grande parte da planície holocênica norte é, de fato, semelhante ao mesmo observado atualmente na formação e posterior incorporação de barreiras arenosas. As mesmas características visualizadas em superfície e subsuperfície, se assemelham as sondagens de Vasconcelos (2016) e corroboram o modelo proposto para a evolução da planície costeira ao norte da foz nos últimos 5.100 anos.

8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. **NBR 7250**: Identificação e descrição de amostras de solos obtidas em sondagens de simples reconhecimento dos solos. Rio de Janeiro, 1982.

Agencia Nacional de Águas - ANA, 2003: **Projeto Paraíba do Sul** (on line: <http://biblioteca.ana.gov.br/> Acessado em 02/06/2020)

Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. *Brazilian Structural Provinces: an introduction*. *Earth-Sci. Rev.*, Almeida J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 190 pp.*

ALRYMPLE, R. W. *Tidal depositional systems*. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. P. 195-218, 1992.

André RGB, Marques VS, Pinheiro FMA, Ferraudo AS. **Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de Janeiro, utilizando-se valores mensais**. *Revista Brasileira de Meteorologia* 2008; 23(4): 501-509.

ANGULO, Rodolfo J.; LESSA, Guilherme C.; DE SOUZA, Maria Cristina. *A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline*. *Quaternary science reviews*, v. 25, n. 5-6, p. 486-506, 2006.

BACOCOLI, G. (1971). **Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação**. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 14(1-2):5-38.

BASTOS, A. C. **Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona**. Dissertação apresentada ao curso de pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense. Niterói (RJ) 48-119 p, 1997.

BASTOS, A. C. & SILVA, C. G. **Caracterização Morfológica do Litoral Norte Fluminense do Rio de Janeiro, RJ, Brasil**. Instituto de Geociencias da Universidade Federal Fluminense. Lagamar – Departamento de Geologia. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48(1):41-60, 2000.

BATES, C. C. *Rational Theory of Delta Formation*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, 37(9): 2119-62, Sep. 1953.

BHATTACHARYA, J.P. & GIOSAN, L., *Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction*. Sedimentology 50: 187-210. 2003.

BHATTACHARYA, J.P. & WALKER, R.G. **Deltas**. In: Facies Models: Response to Sea-Level Change (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 157–177. Geological Association of Canada, St Johns. 1992.

BITENCOURT, P.R.; BORGHI, L.; ABREU, C.J.; SOARES, J.A. **Contribuição análise de fácies de uma sucessão estratigráfica no delta do rio Paraíba Do Sul no estado do Rio de Janeiro**. 4o PDPETRO, Campinas, SP. Outubro de 2007

BONETTI FILHO, J.; FURTADO, V. V. **Modelo digital de terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral do Estado de São Paulo**. Geociências UNESP, nº 15 (02). 1996. 367-380p. 1996.

Boggs, S. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 765p., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, U.S.A. ISBN: 0023117923. 1995

BOYLES, J.M.; SCOT, A.J.; RINE, J.M. **A logging form for graphic descriptions of core and outcrop**. Journal of Sedimentary Research, v. 56, p. 567-568. 1986.

BRASIL. **Decreto nº 5.300** de 7 de Dezembro de 2004. Regulamenta a Lei nº 7.661, de 16 de maio de 1988, que institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro - PNGC, dispõe sobre regras de uso e ocupação da zona costeira e estabelece critérios de gestão da orla marítima, e dá outras providências.

BUENO, B. S. VILAR, O. M. **Mecânica dos solos**. V.1, Escola de Engenharia de São Carlos-USP, São Carlos, 1999.

CARELLI, Thiago Gonçalves et al. **Fácies e Paleoambientes do Membro São Tomé (Formação Emborê) na Porção Emersa da Bacia de Campos**. Anuário do Instituto de Geociências, v. 42, n. 1, p. 454-470, 2019.

CASSAR, I. C. M. & NEVES, C. F. 1993. **Aplicação das rosas de transporte litorâneo à costa nordestina.** RBE, 11:81-103.

Comitê de Integração da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul – CEIVAP. **Complementação e Finalização do Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Pirh-Ps e Elaboração dos Planos de Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas Afluentes.** Elaborado por PROFILL em março de 2018. Documento disponível em: http://www.sigaceivap.org.br:8080/publicacoesArquivos/ceivap/arq_pubMidia_Processo_030-2018-PT.pdf . (Acessado em 04/08/2020)

COLEMAN, J. M. **Deltas: processes of deposition e models for exploration.** Continuing Education Publication Company, pp. 102, Baton Rouge, Louisiana, 1976.

DAN, S.; WALSTRA, D. J. R.; STIVE, M. J. F.; PANIN, N. *Processes Controlling the Development of a River Mouth Spit.* Marine Geology, 280, p. 116-129, 2011.

DAVIS JR., A. R. & FITZGERALD, D. M. *Beaches and coasts.* Blackwell Publishing. pp. 115-166. 2004.

DAVIS JR, R. A. & HAYES, M. O. *What is a wave-dominated coast?* Marine Geology, n.60, p.313-329, 1984.

de Almeida, A. G., de Figueiredo Jr, A. G., & Ribeiro, G. P. **Estratigrafia do quaternário da planície deltaica ao sul do rio Paraíba do Sul, RJ.** In: IX SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE RJ. Rio de Janeiro, 2005. Resumos expandidos, Rio de Janeiro, p.5.

DE SANTANA OLIVEIRA, T., BARCELLOS, R. L., SCHETTINI, C. A. F., & DE CAMARGO, P. B. (2014). **Processo sedimentar atual e distribuição da matéria orgânica em um complexo estuarino tropical, Recife, PE, Brasil.** *Revista de Gestão Costeira Integrada-Journal of Integrated Coastal Zone Management*, 14(3), 399-411.

DIACONU, C. & NICHIFOROV, I. D. *Zona de Varsare a Dunari.* Editura Tehnica, Bucuresti, 396p. 1963.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZKY, I. H. e PIRMEZ, C. **A planície deltaica do rio Paraíba do Sul – sequencias sedimentares subsuperficiais.** Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ. 1984.

DIAS, G. T. M. & GORINI, M. A. **A Baixada Campista: Estudo morfológico dos ambientes litorâneos.** In: Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. v. 1. n. 588-602. 1980a.

DIAS, G. T. M. e GORINI, M. A. **Morfologia e Dinâmica de evolução do Delta Atual do Rio Paraíba do Sul.** In: V Semana de Geologia – CEGEO, Rio de Janeiro. Anais da V Semana de Geologia. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências/ UFRJ, 1979.

DIAS, G. T. M. & GORINI, M. A. *Evolution du complexe deltaique du fleuve Paraíba do Sul – RJ Brésil.* In: 26° CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL, Paris (FRA). Resumo das Comunicações, n° de Seção 06, n° de ordem 0042. 1980b.

DIAS, G. T. M. **O complexo deltaico do rio Paraíba do sul.** In: Simpósio do Quaternário no Brasil, 4, Rio de Janeiro, Publicação Especial n° 2:58-74, 1981.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZKY, I. H.; PIRMEZ, C. **A frente deltaica do rio Paraíba do Sul – fisiografia submarina e distribuição sedimentar.** In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro (RJ). Anais do XXXIII CBG, Rio de Janeiro, 1984 (a).

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZKY, I. H.; PIRMEZ, C. **A planície deltaica do rio Paraíba do Sul – seqüências sedimentares subsuperficiais.** In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro (RJ). Anais do XXXIII CBG, Rio de Janeiro, p. 98-101, 1984 (b).

DILLENBURG, S. & HESP, P. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers. Heidelberg: Springer Verlag*, v. 107, p. 225-248. 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L. *The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas.* Geological Society Special Publication 117: 217-231. 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. **Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas regiões deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ).** Revista Brasileira de Geociências, 11:227-237, 1981.

Fala Gargaú, Rio de Janeiro, 19 de março de 2019. Facebook: GargaúFala. Disponível em: <https://www.facebook.com/Fala-Garga%C3%BA-786381578405324/photos/a.786381621738653/786391405071008>. Acessado em 20/08/2020.

FERNANDEZ, G. B. & ROCHA, T. B. **Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro.** Revista Brasileira de Geomorfologia, V. 16, nº2, 2015.

FISHER, W. L. *Facies Characterization of Gulf Coast Basin Delta Systems, With Some Holocene Analogues.* Transactions of G.C.A.G.S., 19, 1969.

Filho, N. C.H. **Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos.** Geosul, Florianópolis, v.18, n.35, p. 71-98, jan./jun. 2003.

Fisher. W. L., L. F. Brown. Jr., S. J. Scott. and J. H. McGowen, 1969. *Delta Systems in the exploration for oil and gas: Bureau Econ. Geol.* Texas.

FLEXOR, J. M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira.** Restingas: Origem, Estruturas, Processos. In: LACERDA, L. D. de; ARAUJO, D. S. D. de; CERQUEIRA, R. & TURCQ, B (orgs.). CEUFF, pp. 425-440, Niterói, 1984.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. *Terrigenous Clastic Depositional Systems Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration.* Springer Verlag, New York, Inc.1983.

GALLOWAY, W. E. *Process framework for describing the morfologic and stratigraphic evolution of deltaic depositinal system.* Ed. Deltas, Hoston Geol. Society, p. 87-98, 1975.

GILBERT, G. K. *Lake Bonneville.* U. S. Geological Survey, 438 pp., 1890.

GIOSAN, L. *Long term sediment dynamics on Danube delta coast*. In: Physics of Estuaries and Coastal Seas (Eds J. Dronkers and M. Scheffers), pp. 365–376. Balkema, Rotterdam. 1998.

GIOSAN, L.; BOKUNIEWICZ, H.; PANIN, N.; POSTOLACHE, I. *Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast*. Journal of Coastal Research, v.14, n°4, 1999.

GONÇALVES, C. Z. & SILVA, C. G. *Proveniência e distribuição dos minerais pesados no complexo deltaico do rio Paraíba do Sul*. In: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Guarapari, 2005.

HEILBRON, MONICA; EIRADO, LUIZ GUILHERME; ALMEIDA, JULIO. **Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro**. Belo Horizonte: CPRM, 2016. Escala 1:400.000

Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. *From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil*. In: Talwani & Mohriak (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:134.

HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUPZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. S.; TOLDO-JR, E. E.; TABAJARA, L. L. C; CLEROT, L. C. P. *Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 77 (3), p.493-508. 2005.

HESP, P. A. & DILLENBURG, S. R. *Geology and Geomorphology of Coastal Barriers of Brazil*. Springer, 2009. IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil/Diretoria de Geociências. Rio de Janeiro: IBGE, 2011, 176p.

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH, 1992. **Diagnóstico das Condições Sedimentológicas dos Principais Rios Brasileiros**. UFRGS / Eletrobrás, Rio de Janeiro. Ministério das Minas e Energia, 100 pp.

FIGUEIREDO JR., A.G., PACHECO, C.E.P., VASCONCELOS, S.C., SILVA, F.T. 2015. **Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental**. In: Kowsmann, R.O., editor. *Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, v. 1. p. 13-32.

KOMAR, P.D. - 1973- **Computer Models Of Delta Growth Due To Sediment Input From Rivers And Longshore Transport**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84:227-2226.

KRAFT, J.C. & JOHN, C.J. **Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier**. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, n.63, p.2145-2163. 1979.

MARENGO, JOSÉ A.; ALVES, LINCOLN MUNIZ. **Tendências hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n. 2, p. 215-226, 2005.

Marengo, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. Brasília: MMA: 2006.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Registro do bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira**. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 133-144. Rio de Janeiro. 1984a.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L. **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. 1984b.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. **A planície costeira do rio Paraíba do Sul não pode ser chamada de “clássico delta dominado por ondas”**. In: *I Simpósio de Geologia Regional RJES*, 1987, Rio de Janeiro (RJ). *Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ/ES, 1987.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; TESSLER, M. G. & EICHLER, B. B. 1984c. **Significado geológico das variações dos graus de arredondamento das areias holocênicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ)**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG, 1:119-132.

MARTIN, L. & SUGUIO, K. *Excursion route along the brazilian coast between Santos (SP) e Campos (RJ)*. Intern. Symp. on Global Gages in South America during Quart. 1989.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. **As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica dos “Deltas” Brasileiros**. Bol. IG.SP, Publ. Esp.,15:1-186. São Paulo, 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. **Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. Publicado em coedição pela CPRM e a FAPESP. Belo Horizonte. 1997.

MESQUITA, A. R. de. **Marés, Circulação e Nível do Mar na Costa Sudeste do Brasil**. Documento Preparado para a FUNDESPA (Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas). 1997.

MCBRIDE, R.A., ANDERSON, J.B., BUYNEVICH, I.V., et al., 2013. **Morphodynamics of barrier systems: a synthesis**. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Sherman, D.J. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 10, Coastal and Submarine Geomorphology, pp. 166–244.

MORAIS, R. M. O. **Estudo faciológico da Formação Barreiras na região entre Marica e Barra de Itabapoana, estado do Rio de Janeiro. 2001**. 113 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

MOREIRA, P. S. C. **Estudo do processo de progradação da planície costeira ao norte da foz do rio Paraíba do Sul, RJ**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha (LAGEMAR), Universidade Federal Fluminense, 81p. 1998

MUEHE, D. **Geomorfologia Costeira**. In: CUNGA, S. B. & GUERRA, A. J. T., (ed). *Geomorfologia, Exercícios, Técnicas e Aplicações*. Cap. 6. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil S. A., pp. 191-236. 1996.

PINHO, U. F. **Caracterização do estado do mar na Bacia de Campos**. 2003. 145 p. Dissertação (COPPE), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro (RJ).

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ G. B.; PEIXOTO, M. N. O; RODRIGUEZ, A. **Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ)**. Brazilian Journal of Geology, 43 (4), 711-724, 2013.

ROSSET, D. F.; POLIZER, S. P.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R. *Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: implications for the understanding of wave-influenced deltas*. Marine Geology, 367 (171-190). 2015.

ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G., *Wave-dominated coasts*. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (Eds.). *Coastal evolution: late quaternary morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186. 1994.

SANTOS. R. A. **Processos de Erosão e Progradação entre as praias de Atafona e Grussaí – RJ**. Monografia de Graduação apresentada ao Curso de graduação em Geografia da UFF. 48p. UFF, Niterói, 2006.

SCHUMACHER, Brian A. **Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments**. 2002.

SEMADS. **Bacias Hidrográficas e Rios Fluminenses. Síntese informativa por macro região ambiental**. Cooperação Técnica Brasil-Alemanha, Projeto Planágua - SEMADS/GTZ. Rio de Janeiro: SEMADS, 2001. 73p.

SILVA, C. G. **Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (Roteiro de Excursão Geológica)**. In: I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, 1987, Rio de Janeiro. Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo RJ/ES, p. 299-346. 1987.

SILVA, C.G. 1987a. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 160 p.

Simonassi, J. C. **Caracterização da Lagoa do Peri, através da análise de parâmetros físico-químicos e biológicos, como subsídio ao gerenciamento dos recursos hídricos da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil.** 2001

SOUZA, M. H. S. **Clima de ondas ao norte do Estado do Rio de Janeiro.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro: Rio de Janeiro, 1988.

SOUZA, T. A.; BULHÕES, E.; AMORIM, I. B. S. **Ondas de tempestade na costa Norte Fluminense.** Quaternary and Environmental Geosciences (2015) 06(2):10-17.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia.** Blucher/EDUSP, São Paulo, 312p. 1973.

SUGUIO, K. **Introdução a Sedimentação Deltaica.** In: K. Suguio et al. (eds.) Roteiro de excursão geológica à região do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul. (Rio de Janeiro): 3-37. CTCQ – SBG, CENPES – Petrobras – IG-USP – UFRJ. Simpósio do Quaternário no Brasil, IV, Rio de Janeiro. Publ. Esp. Nº 2. Rio de Janeiro, 1981.

Sugui, K. & Tessler, M.G. 1984. **Planície de Cordões Quaternários do Brasil: origem e nomenclatura.** In: Lacerda, L.D.; Araújo, D.S.D.; Turcq, B. (Eds.). Restingas: origem, estrutura e processos. Noterói. P.15-25.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUES, 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, v.15, p.273-286.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SUTER, J.R. *Deltaic coasts*. In: Coastal Evolution; Late Quaternary Shoreline Morphodynamics (Eds R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe), pp. 87–120. Cambridge University Press, Cambridge. 1994.

Tyson, R.V. (1995) – *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. 615p., Chapman & Hall, London, U.K. ISBN: 978-94-010-4318-2.

UDDEN, J. A. **Mechanical composition of clastic sediments**. Bulletin of the Geological Society of America, v. 25, p. 655-744, 1914.

VAN MAREN, D. S. *Barrier formation on an actively prograding delta system: the Red River delta, Vietnam*. Marine Geology, 224, p. 123-143, 2005.

VAN HETEREN, S. *Barrier System*. In: Masselink G. e Gehrels, R. (Eds). Coastal Environments and Global Change. AGU e Wiley. 2014.

VASCONCELOS, S. C. **Morfoestratigrafia da planície costeira ao norte do rio Paraíba do Sul (RJ)**. Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFF. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

VASCONCELOS, S. C.; ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; ALVES, R. A.; FERNANDEZ, G. B. **Gênese e morfodinâmica das barreiras arenosas no flanco norte do delta do rio Paraíba do Sul (RJ)**. Revista Brasileira Geomorfologia, v.17, n.3, p. 481-498, 2016a.

VASCONCELOS, S. C. **Evolução Morfológica das Barreiras Arenosas ao Norte da Desembocadura do Rio Paraíba do Sul, RJ**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da UFF. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

VESPREMEANU-STROE, A. & PREOTEASA, L. *Morphology and the cyclic evolution of Danube delta spits*. In: RANDAZZO, G.; JACKSON, D. W. T.; COOPER, J. A. G. (eds.) Sand and gravel spits. Coastal Research Library Series. Springer. 2015

VILLWOCK, J.A. 1972. **Contribuição à geologia do Holoceno da província costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre. 133p. Dissertação de

Mestrado de Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. **Bacia de Campos. B. Geoci.** Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007

Wetzel, R.G. (1983) – *Limnology*. 860 p., Saunders College Publishing, Philadelphia, PA, U S A.

WRIGHT, L. D. *River Deltas*. In: DAVIS Jr., R. A. (Ed.); Coastal Sedimentary Environments. New York: Springer Verlag, p. 3-76. 1985.

WRIGHT, L. D. & COLEMAN, J. M. **Variations in morphology of major River deltas as functions of ocean waves and River discharge regimes.** Am. Assoc. Petroleum Geol. BuU., 57:370-398. 1973.

ANEXO I

TABELAS DE COLETAS DE SEDIMENTOS

TABELA DE COLETA DE SEDIMENTOS MARINHOS DE GARGAÚ								
FID	CAMPO	LABOR	CORD_X	CORD_Y	PROF	M.O.	CARBON	GRANUL
0	162	SEG 01	-41,063528	-21,544417	4,9	12,679899	15,206738	ARGILA
1	163	SEG 02	-41,059778	-21,543889	5,7	14,845531	20,671199	ARGILA
2	164	SEG 03	-41,052778	-21,5405	7,6	12,341157	26,640573	ARGILA
3	165	SEG 04	-41,051361	-21,548944	6,7	16,481411	29,946381	ARGILA
4	166	SEG 05	-41,054667	-21,552611	5,2	14,526225	24,242175	ARGILA
5	167	SEG 06	-41,058472	-21,553833	4,1	13,684738	16,713881	ARGILA
6	168	SEG 07	-41,0545	-21,563417	2,7	4,839728	29,177973	SILTE- ARGILA
7	169	SEG 08	-41,052028	-21,559778	3,7	13,762232	32,038606	ARGILA
8	170	SEG 09	-41,047917	-21,558917	5,9	11,064314	25,599747	ARGILA
9	171	SEG 10	-41,047917	-21,558917	5,9	12,035096	24,517241	ARGILA
10	172	SEG 11	-41,043778	-21,566786	6,0	12,675453	23,189707	ARGILA
11	173	SEG 12	-41,047639	-21,570111	4,2	12,60701	28,894369	ARGILA
12	174	SEG 13	-41,051028	-21,572056	3,4	7,939345	27,5674	SILTE- ARGILA
13	175	SEG 14	-41,053	-21,571167	3,2	4,106831	19,782568	SILTE- ARGILA
14	176	SEG 15	-41,040972	-21,581917	4,5	8,614195	22,736954	ARGILA
15	177	SEG 16	-41,043639	-21,582389	3,8	11,610132	26,453652	ARGILA
16	178	SEG 17	-41,035667	-21,576833	7,5	11,333938	23,857791	ARGILA
17	179	SEG 18	-41,032194	-21,573694	8,6	14,235278	12,327095	ARGILA
18	180	SEG 19	-41,031083	-21,587722	6,4	8,642813	28,401899	ARGILA
19	181	SEG 20	-41,032361	-21,590556	5,4	10,365957	25,046729	SILTE- ARGILA
20	182	SEG 21	-41,035111	-21,591889	4,4	3,87394	16,00381	SILTE- ARGILA
21	183	SEG 22	-41,025944	-21,598111	4,5	3,667023	14,368316	SILTE- ARGILA
22	184	SEG 23	-41,023139	-21,597194	6,2	11,477138	33,135965	ARGILA
23	185	SEG 24	-41,021083	-21,595333	7,3	8,237209	20,84667	ARGILA
24	186	SEG 25	-41,019083	-21,593722	7,7	9,116339	22,886115	ARGILA
25	187	SEG 26	-41,007139	-21,597972	10,0	10,977634	34,702797	ARGILA
26	188	SEG 27	-41,008778	-21,599167	9,3	10,844789	26,493843	ARGILA
27	189	SEG 28	-41,010194	-21,601694	8,9	11,795594	34,542203	ARGILA
28	190	SEG 29	-41,012667	-21,603556	7,2	0,766028	2,411143	AREIA MUITO GROSSA
29	191	SEG 30	-41,009806	-21,60725	5,5	0,541374	1,610108	AREIA GROSSA
30	192	SEG 31	-41,007278	-21,60575	8,6	7,180463	28,18748	ARGILA
31	193	SEG 32	-41,005056	-21,604139	9,5	9,35556	21,205841	ARGILA
32	194	SEG 33	-41,001167	-21,610278	9,4	6,698836	20,843851	ARGILA
33	195	SEG 34	-41,003528	-21,611611	8,2	13,925577	28,924138	ARGILA
34	196	SEG 35	-41,006389	-21,613083	5,3	0,481743	1,221095	AREIA GROSSA
35	3	SEG 36	-41,065768	-21,543537	4,7	13,58313	15,538014	ARGILA
36	74	SEG 37	-41,051325	-21,539255	9,3	14,34007	16,404586	ARGILA
37	75	SEG 38	-41,047094	-21,536299	10,2	15,44859	26,22556	ARGILA
38	216	SEG 39	-41,056386	-21,564849	3	4,021499	18,76739	SILTE-

								ARGILA
39	70	SEG 40	-41,042949	-21,543566	10,7	13,48523	23,98286	ARGILA
40	4	SEG 41	-41,061204	-21,554593	3,3	3,61518	20,35937	SILTE- ARGILA
41	65	SEG 42	-41,039082	-21,553484	10,2	0,949883	32,38483	ARGILA

TABELA DE COLETA DE SEDIMENTOS LAGUNARES DE GARGAÚ								
FID	CAMPO	LABOR	CORD_X	COR_Y	PROF	M.O.	CARBO	GRANUL
1	Ponto 01	SLG001	-41,050139	-21,593333	3,4	0	0,455312635	AREIA GROSSA
2	Ponto 02	SLG002	-41,065917	-21,593306	1,5	0,393285	0,830285296	AREIA GROSSA
3	Ponto 03	SLG003	-41,048556	-21,593083	1,3	0,744048	0,902873828	AREIA GROSSA
4	Ponto 04	SLG004	-41,047639	-21,592833	1,3	5,311265	4,457644628	ARGILA
5	Ponto 05	SLG005	-41,046806	-21,592694	0,7	6,465683	7,052588667	ARGILA
6	Ponto 06	SLG006	-41,047778	-21,591139	1	3,82284	2,251244349	AREIA MÉDIA
7	Ponto 07	SLG007	-41,048528	-21,591194	1,3	1,577423	1,942130644	AREIA GROSSA
8	Ponto 08	SLG008	-41,049417	-21,591389	5	8,575348	2,635228849	AREIA MÉDIA
9	Ponto 09	SLG009	-41,050083	-21,591444	1,9	0,958671	1,12295394	AREIA MÉDIA
10	Ponto 10	SLG010	-41,051	-21,591778	1,9	2,79499	3,361836184	AREIA MÉDIA
11	Ponto 11	SLG011	-41,052167	-21,590139	1,1	0,934294	1,497601097	AREIA GROSSA
12	Ponto 12	SLG012	-41,051056	-21,589889	1,7	1,203562	1,573288059	AREIA MÉDIA
13	Ponto 13	SLG013	-41,05025	-21,592417	2,3	1,227835	1,963439404	AREIA MÉDIA
14	Ponto 14	SLG014	-41,049472	-21,589472	2,4	1,997552	2,367811999	AREIA GROSSA
15	Ponto 15	SLG015	-41,048806	-21,589222	2,6	2,884656	2,050017013	AREIA GROSSA
16	Ponto 16	SLG016	-41,046333	-21,587111	3,7	15,46382	10,55609968	ARGILA
17	Ponto 17	SLG017	-41,047333	-21,587278	3,5	10,98512	18,58753899	ARGILA
18	Ponto 18	SLG018	-41,048083	-21,587306	3	13,63565	7,933810376	ARGILA
19	Ponto 19	SLG019	-41,049028	-21,5875	3,2	7,913828	10,09501188	ARGILA
20	Ponto 20	SLG020	-41,049667	-21,587722	1,5	0,469901	0,730984939	AREIA GROSSA
21	Ponto 21	SLG021	-41,050583	-21,588111	0,9	-0,06186	0,714580752	AREIA GROSSA
22	Ponto 22	SLG022	-41,05125	-21,588111	0,4	-0,28039	0,588358022	AREIA GROSSA
23	Ponto 23	SLG023	-41,052333	-21,588278	0,4	0,785839	0,515363292	AREIA GROSSA
24	Ponto 24	SLG024	-41,052472	-21,586639	0	1,204771	2,558232932	AREIA MÉDIA
25	Ponto 25	SLG025	-41,052028	-21,586278	0,6	0,693086	1,103507271	AREIA GROSSA
26	Ponto 26	SLG026	-41,051361	-21,586194	0,8	0,928896	0,939991607	AREIA MÉDIA
27	Ponto 27	SLG027	-41,050639	-21,585917	2,1	0,428045	1,006444427	AREIA

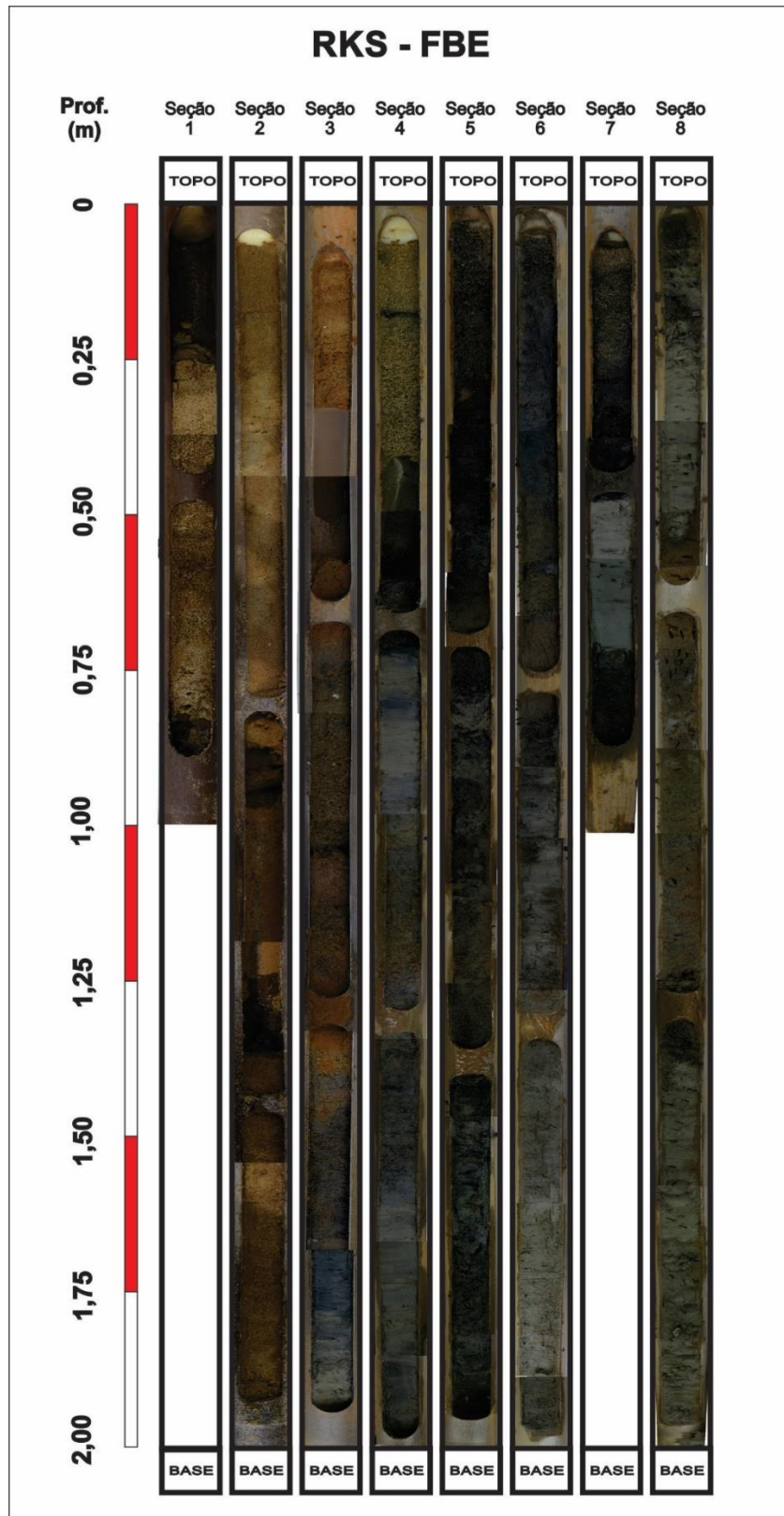
								GROSSA
28	Ponto 28	SLG028	-41,051028	-21,584278	1	7,279567	8,308668076	ARGILA
29	Ponto 29	SLG029	-41,051972	-21,584583	0	0,284911	0,580619851	AREIA GROSSA
30	Ponto 30	SLG030	-41,052694	-21,584861	0,8	6,696355	9,459538417	ARGILA
31	Ponto 31	SLG031	-41,0535	-21,585139	0,7	6,692131	6,02108768	ARGILA
32	Ponto 32	SLG032	-41,054167	-21,583167	0,8	7,54843	7,557142857	ARGILA
33	Ponto 33	SLG033	-41,053472	-21,583	1,2	22,48263	15,89917231	ARGILA
34	Ponto 34	SLG034	-41,052611	-21,58275	0	7,900097	2,46050742	AREIA MÉDIA
35	Ponto 35	SLG035	-41,052111	-21,582556	0,8	9,323204	8,002997377	ARGILA
36	Ponto 36	SLG036	-41,053167	-21,580556	0	4,327257	5,421741092	ARGILA
37	Ponto 37	SLG037	-41,053694	-21,581028	0	1,269053	1,294949003	AREIA MÉDIA
38	Ponto 38	SLG038	-41,054333	-21,581306	1	11,28303	12,77856135	ARGILA
39	Ponto 39	SLG039	-41,054722	-21,581639	1	1,659149	1,771685761	AREIA GROSSA
40	Ponto 40	SLG040	-41,055694	-21,57975	0,9	6,924993	6,034074775	ARGILA
41	Ponto 41	SLG041	-41,055111	-21,579556	2,1	3,926563	2,606716778	AREIA GROSSA
42	Ponto 42	SLG042	-41,054556	-21,579417	2,3	9,256221	12,80591497	ARGILA
43	Ponto 43	SLG043	-41,054111	-21,579278	1,6	9,189491	6,665436881	ARGILA
44	Ponto 44	SLG044	-41,055028	-21,577611	1,4	3,249491	3,5895188	ARGILA
45	Ponto 45	SLG045	-41,055694	-21,577861	2,1	4,33647	4,670771814	AREIA GROSSA
46	Ponto 46	SLG046	-41,055722	-21,577806	1,6	4,612317	3,953477681	AREIA GROSSA
47	Ponto 47	SLG047	-41,056833	-21,576278	0	4,957607	7,534130176	ARGILA
48	Ponto 48	SLG048	-41,056167	-21,576111	2,2	8,543399	5,695001055	ARGILA
49	Ponto 49	SLG049	-41,055444	-21,575972	1,3	42,29892	7,262079063	ARGILA
50	Ponto 50	SLG050	-41,057528	-21,574417	3,9	11,01399	10,52807487	ARGILA
51	Ponto 50'	SLG051	-41,056222	-21,574278	0,7	0,350288	1,068598272	AREIA GROSSA
52	Ponto 51	SLG052	-41,056694	-21,574306	2,7	7,838355	9,602649007	AREIA GROSSA
53	Ponto 53	SLG054	-41,056778	-21,572389	0	0,409282	0,805158592	AREIA GROSSA
54	Ponto 54	SLG055	-41,057361	-21,5725	2,1	0,098299	0,533739992	AREIA GROSSA
55	Ponto 55	SLG056	-41,058403	-21,572848	0	9,947405	8,24331062	ARGILA
56	Ponto 56	SLG057	-41,058778	-21,570944	2,2	8,769084	12,82642895	AREIA GROSSA
57	Ponto 57	SLG058	-41,058111	-21,570639	0	1,347216	0,561131747	AREIA GROSSA
58	Ponto 58	SLG059	-41,057417	-21,570472	0	0,153968	4,33040187	ARGILA
59	Ponto 58'	SLG060	-41,056944	-21,57025	1,2	0,193436	0,681722723	AREIA MUITO GROSSA
60	Ponto59'	SLG061	-41,058528	-21,569611	3,2	9,928762	10,19704433	ARGILA
61	Ponto 60'	SLG063	-41,059139	-21,569806	0	1,482724	0,488308116	AREIA MUITO GROSSA
62	Ponto 67	SLG070	-41,060028	-21,567167	0	0,262398	0,646422129	AREIA GROSSA
63	Ponto 67'	SLG071	-41,060389	-21,567194	0	0,623545	0,585561721	AREIA GROSSA

64	Ponto 68	SLG072	-41,059389	-21,567167	0	2,275141	0,671250819	AREIA GROSSA
65	Ponto 70	SLG074	-41,059389	-21,565361	0	14,67119	16,78310317	ARGILA
66	Ponto 71	SLG075	-41,060111	-21,565472	0	32,72727	31,76387913	ARGILA
67	Ponto 72	SLG076	-41,060806	-21,565639	0	0,382895	0,920631844	AREIA GROSSA
68	Ponto 73	SLG077	-41,061194	-21,563861	0	13,3585	22,12930859	ARGILA
69	Ponto 74	SLG078	-41,060667	-21,563583	3,1	20,39152	20,7680798	ARGILA
70	Ponto 75	SLG079	-41,060139	-21,563583	0	22,34132	33,90461997	ARGILA
71	Ponto 76	SLG080	-41,061028	-21,562	0	15,8412	23,70985604	ARGILA
72	Ponto 77	SLG081	-41,061583	-21,562	0	14,72906	27,40201568	ARGILA
73	Ponto 78	SLG082	-41,062167	-21,562139	0	0,751992	1,293588301	AREIA GROSSA
74	Ponto 79	SLG083	-41,062722	-21,562333	0	2,414573	2,560610188	AREIA GROSSA
75	Ponto 79'	SLG083'	-41,06325	-21,561639	1,5	0,694166	0,722203561	AREIA GROSSA
76	Ponto 80	SLG084	-41,062806	-21,56075	0	1,009474	0,746501993	AREIA GROSSA
77	Ponto 81	SLG085	-41,062222	-21,560667	0	13,81297	18,69793669	ARGILA
78	Ponto 82	SLG086	-41,061583	-21,560167	0	0,656538	0,933609959	AREIA GROSSA
79	Ponto 83	SLG087	-41,062806	-21,558389	0	0,524495	0,668449198	AREIA GROSSA
80	Ponto 84	SLG088	-41,063639	-21,558861	0	0,436561	0,741997869	AREIA GROSSA
81	Ponto 84'	SLG089	-41,063139	-21,558556	0	18,24246	19,19757759	ARGILA
82	Ponto 85	SLG090	-41,063528	-21,556944	0	0,348459	2,085569698	AREIA GROSSA
83	Ponto 86	SLG091	-41,063111	-21,55675	0	1,80207	3,372339047	AREIA GROSSA
84	Ponto 86'	SLG092	-41,062639	-21,556639	0	0,664452	0,698431272	AREIA GROSSA
85	Ponto 87	SLG093	-41,063361	-21,554861	0	1,123039	1,627848735	AREIA GROSSA
86	Ponto 87'	SLG094	-41,063667	-21,555	0	1,53871	1,504497138	AREIA GROSSA
87	Ponto 88	SLG095	-41,063694	-21,556111	0	7,198691	9,618113792	AREIA MÉDIA
88	Ponto 88'	SLG096	-41,06375	-21,555444	0	0,778853	1,919499743	AREIA GROSSA
89	Ponto 89	SLG097	-41,063444	-21,557806	3,14	14,49704	16,02272727	ARGILA
90	Ponto 90	SLG098	-41,062889	-21,559611	3,2	13,17201	19,07699608	ARGILA
91	Ponto 91	SLG099	-41,061528	-21,561417	3,1	15,82968	26,24113475	ARGILA
92	Ponto 92	SLG100	-41,061139	-21,563056	3	16,35646	30,83185841	ARGILA
93	Ponto 93	SLG101	-41,060417	-21,564861	2,6	26,82727	31,50620386	ARGILA
94	Ponto 94	SLG102	-41,059444	-21,566556	2,4	1,288404	2,008982276	AREIA MÉDIA
95	Ponto 94'	SLG103	-41,059111	-21,5665	1,6	2,687721	3,625781213	AREIA MÉDIA
96	Ponto 95	SLG104	-41,058944	-21,56825	1,3	0,062141	2,637800174	AREIA GROSSA
97	Ponto 97	SLG106	-41,058056	-21,571556	5,8	5,098799	6,351392715	AREIA MÉDIA
98	Ponto 98	SLG107	-41,057444	-21,573611	0	11,37611	13,13341251	ARGILA

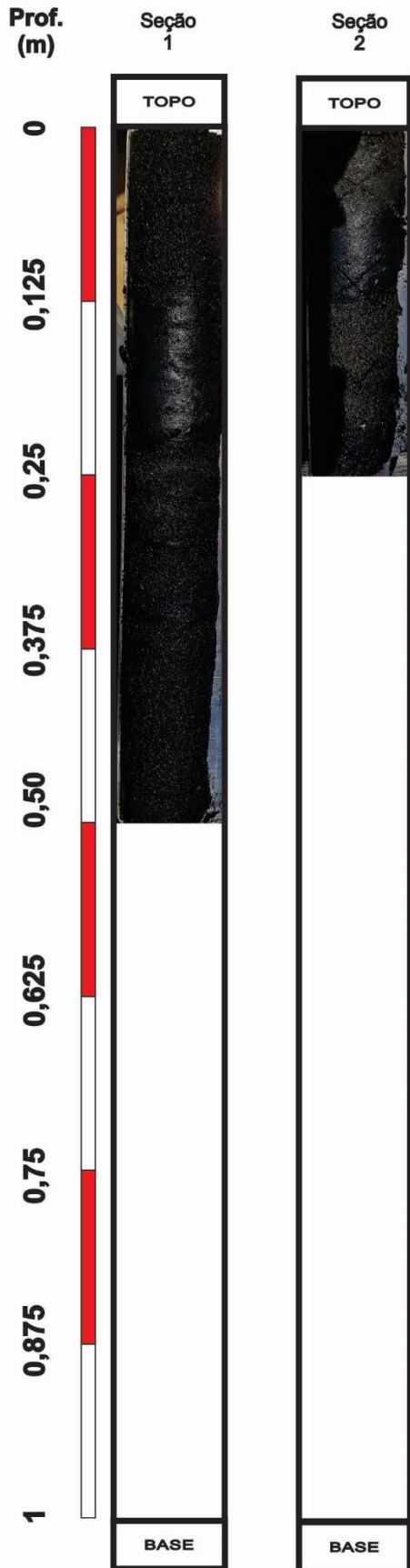
99	Ponto 99	SLG108	-41,056222	-21,575389	2	2,929577	2,700538328	AREIA GROSSA
100	Ponto 100	SLG109	-41,056139	-21,576861	2,4	0,748564	1,205223881	AREIA GROSSA
101	Ponto 101	SLG110	-41,055139	-21,582056	2,5	1,00995	1,494057725	AREIA GROSSA

ANEXO II

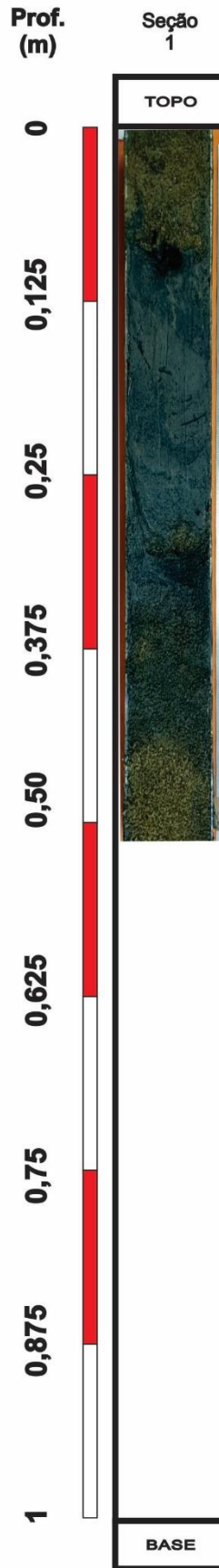
IMAGEM SONDAGENS GEOLÓGICAS



Alumínio - Furo3



Alumínio - Furo1



ANEXO III

BOLETINS DE SONDAGEM

GRANULOMETRIA		Profundidade (m)	Amostragem	Descrição do Testemunho						
C	AREIA					LAMA				
	MG	G	M	F	MF	S	ARGILA			
						X X X X		0,0		
								0,25 - 0,8: Areia média, siliciclástica (ALM), amarelada (10YR64). Pouco compactada no geral, porém, aumentando em direção a base.		
								0,5 - 0,65: Areia média siliciclástica, levemente marrom (7,5 YR4/4). Linha de fragmentos de matéria orgânica.		
								0,65 - 0,8: Areia média, amarela clara (10 YR 7/4).		
						X X X X		0,8 - 1,0: Trecho sem recuperação de amostra.		
								1,0 - 1,6: Areia média siliciclástica (ALM), amarela clara (10YR 6/6) Compactada.		
								1,32: Fragmentos de matéria orgânica.		
								1,6 - 2,5: Areia média siliciclástica, amarelada (10YR 5/6), pouco compactada.		
						X X X X		1,7 - 2,2: Trecho sem recuperação de amostra.		
								2,5 - 3,0: Areia média, com teor siliciclástica para carbonatos (ALM), coloração marrom (10YR 4/4).		
								3,0 - 3,16: Areia média, siliciclástica com presença de carbonatos (Areia Mista). Coloração amarelada (10YR 4/4).		
								3,16 - 3,70: Areia grossa, amarela (10YR 4/4), pouco compactada.		
								3,28 - 3,59: Trecho sem recuperação de amostra.		
						X X X X		3,70 - 4,37: Areia grossa, siliciclástica para carbonatos (AS), de coloração cinza esverdeada (7.5YR 5/3). Levemente compactada.		
								4,37 - 4,64 : Granodecrescencia descendente (Areia grossa a média). Presença de Bioclástos. Coloração acizentada (Gley1 4/10Y).		
								4,64 - 4,80: Argila de coloração cinza (Gley2 2.5/10B). Levemente compactada.		
								4,80 - 5,0: Granocrescencia acendente (argila a argila siltosa). Coloração cinza (Gley1 3/5 GY). Pouco compactada.		

Seção 1:
Amostrado: 0,0 - 1,0
Recuperado: 0,75 - 1,00

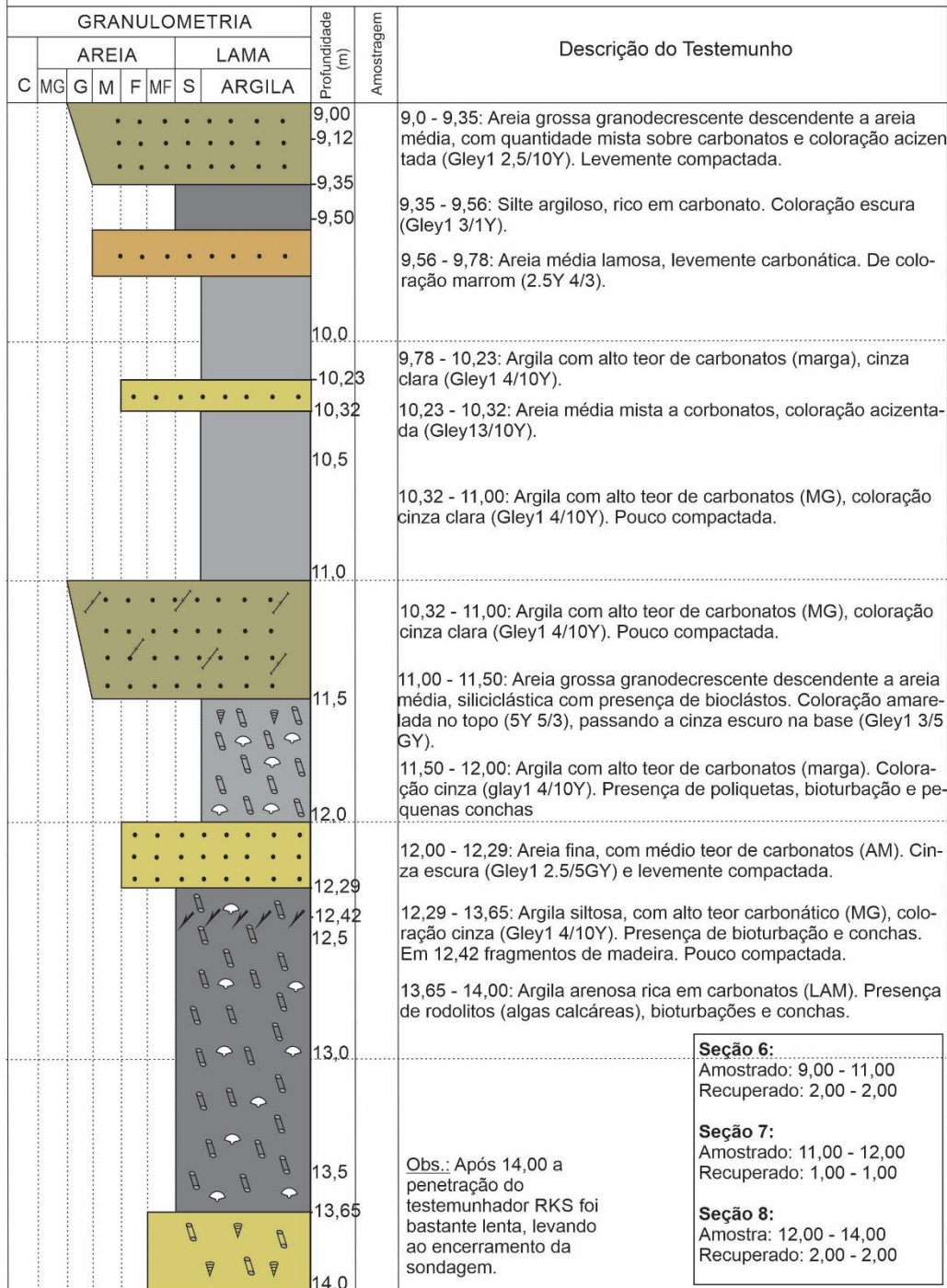
Seção 2:
Amostrado: 1,00 - 3,00
Recuperado: 1,50 - 2,00

Seção 3:
Amostrado: 3,00 - 5,00
Recuperado: 1,69 - 2,00

GRANULOMETRIA							Profundidade (m)	Amostragem	Descrição do Testemunho
AREIA					LAMA				
C	MG	G	M	F	MF	S			
							5,00		5,00 - 5,58: Granocrescência descendente de areia média a grossa siliciclástica (AS). Coloração amarela acizentada (10YR - 5/2). Bem compactada.
							5,16		
							5,50		5,16: Fina camada de matéria orgânica.
							5,58		5,58 - 5,68: Trecho sem recuperação de amostra.
							6,00		5,68 - 5,9: Lama Arenosa, Mista (AM) para carbonatos, de coloração cinza clara (Gley1-3/5GY). Muito Compactada. Presença de lente micácea.
							6,06		6,0 - 6,06: Fina cama de lama rica em carbonato (ALM), de coloração cinza clara (Gley1 - 3/5GY). Compactada.
							6,50		6,06 - 6,5: Areia lamosa, mista para carbonatos (AM), de coloração cinza (Gley1-3/5G). Compactada.
							7,00		6,5 - 7,0: Lama carbonática (MG), cinza clara (Gley1-2.5/10GY). Compactada.
							7,36		7,00 - 7,36: Cama de areia grossa siliciclástica (ALM), com granodescrescência descendente até areia média. Coloração cinza (5Y-3/2). Compactada.
							7,76		7,36 - 7,76: Areia Lamosa Mista (ALM), de coloração cinza (Gley-2.5/N). Com pulsos centimétricos de areia com coloração bege. Pouco compactada.
							8,00		7,76 - 8,00: Silte argiloso (Lama Arenosa Mista), de coloração cinza (Gley1-2.5/10GY). Pouco compactada.
							8,38		8,00 - 8,38: Areia Silto Argilosa (LAM) grano crescente descendente até areia média, de coloração cinza (Gley1-3/10Y). Pouco compactada.
							8,50		9,38- 8,50: Silte argiloso (LAM), com lentes arenosas.
							8,86		8,50 - 8,86: Granodescrescência descendente de silte argiloso a areia média (LAM), de coloração cinza (Gley1-2.5/N) e lentes arenosas de coloração bege. Pouco compactado.
							9,00		8,86 - 9,00: Trecho sem recuperação de amostra.

Seção 4:
 Amostrado: 5,00 - 7,00
 Recuperado: 1,9 - 2,00

Seção 5:
 Amostrado: 7,00 - 9,00
 Recuperado: 1,86 - 2,00





Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros - NEAC Amostra: Furo1_alum
 Projeto: Mestrado PPG PUC-Rio Descrito por: Marcelo Jorge / Sérgio Cadena
 Coord: 0287320 7611877 Prof (m): 0,52 Data: 10/12/2019
 Localização: Margem Sul da Laguna Página: 1 de 1

GRANULOMETRIA								Profundidade (m)	Amostragem	Descrição do Testemunho
C	AREIA				LAMA					
	MG	G	M	F	MF	S	ARGILA			
								0,0		<p>0,0 - 0,8: Areia lamosa levemente carbonática (ALL), com granulometria média e coloração bege escura. Presença de materiais plásticos (lixo).</p> <p>0,8 - 0,28: Lama Siliciclástica, com presença de matéria orgânica e, no topo do perfil, presença de galhos no topo da camada. Coloração preta, suja a mão ao toque.</p> <p>0,28 - 0,52: Areia siliciclástica, com granocrescência descendente variando de média a grossa. Coloração escura no topo e bege claro na base.</p>
								-0,08		
								-0,28		
								-0,5		
								0,52		
								1,0		<p>Seção 1: Amostrado: 0,0 - 0,52 Recuperado: 0,52 - 0,52</p>
								1,5		
								2,0		



Núcleo de Estudos em Ambientes Costeiros - NEAC Amostra: Furo3
 Projeto: Mestrado PPG PUC-Rio Descrito por: Marcelo Jorge / Sérgio Cadena
 Coord: Prof (m): 0,76 Data: 10/12/2019
 Localização: Margem Norte da Laguna Página: 1 de 1

GRANULOMETRIA								Profundidade (m)	Amostragem	Descrição do Testemunho
C	AREIA				LAMA					
	MG	G	M	F	MF	S	ARGILA			
								0,0		<p>0,0 - 0,1: Areia lamosa siliciclástica, de cor verde oliva 5Y 4/2. Rica em matéria orgânica.</p> <p>0,1 - 0,49: Areia lamosa siliciclástica, rica em matéria orgânica cinza escura (Gley1 3/10Y), pouco compactada. Presença de pulsos centimétricos de areia lamosa escura (Gley1 2.5/N).</p> <p>0,49 - 0,50: Fina cama de areia muito fina lamosa, rica em matéria orgânica, de coloração bege acizentada (Gley1 2.5/N).</p> <p>0,50 - 0,76: Alta concentração de matéria orgânica, pouco compactada e com fragmentos de folhas, madeiras e minerais micáceos (pouca areia). Coloração cinza escura (Gley1 2.5/10Y).</p>
								0,1		
								0,49		
								0,5		
								-0,76		
								1,0		<p>0,76: A partir desse ponto houve muita resistência ao avanço do amostrador e a sondagem foi terminada.</p> <p>Seção 1: Amostrado: 0,50 - 0,50 Recuperado: 0,50 - 0,50</p> <p>Seção 2: Amostrado: 0,26 - 0,26 Recuperado: 0,26 - 0,26</p>
								1,5		
								2,0		