

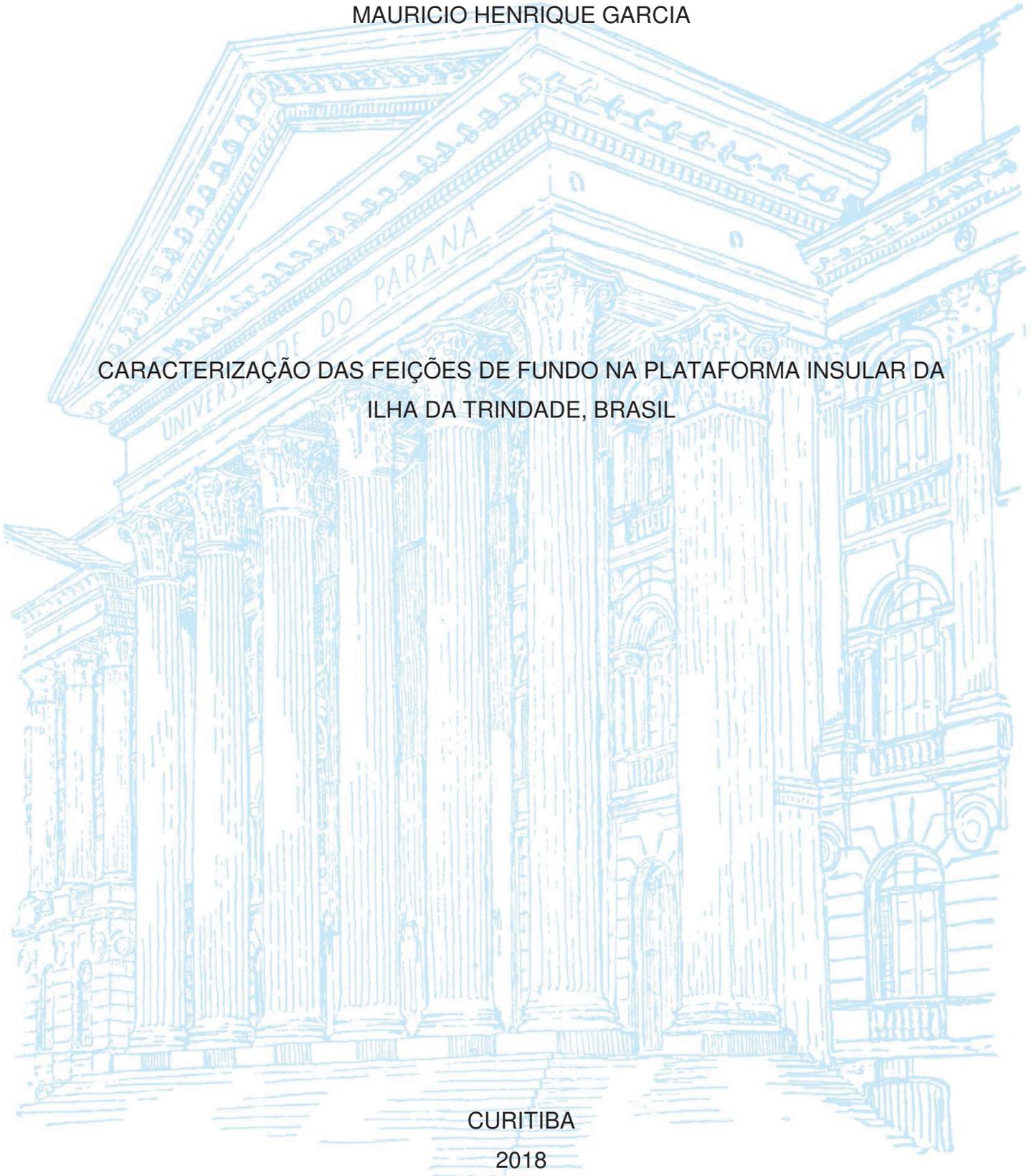
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MAURICIO HENRIQUE GARCIA

CARACTERIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE FUNDO NA PLATAFORMA INSULAR DA
ILHA DA TRINDADE, BRASIL

CURITIBA

2018



MAURICIO HENRIQUE GARCIA

CARACTERIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE FUNDO NA PLATAFORMA INSULAR DA
ILHA DA TRINDADE, BRASIL

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Ambiental, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Maria Cristina de Souza

Coorientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

G216c Garcia, Mauricio Henrique
Caracterização das feições de fundo na plataforma insular da Ilha da Trindade, Brasil / Mauricio Henrique Garcia. – Curitiba, 2018.
84 p. : il. color.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2018.

Orientadora: Maria Cristina de Souza.
Coorientador: Rodolfo José Angulo.

1. Ilha da Trindade. 2. Feições de fundo. 3. Sonar de varredura lateral. I. Universidade Federal do Paraná. II. Souza, Maria Cristina de. III. Angulo, Rodolfo José. IV. Título.

CDD: 551.42

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



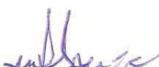
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

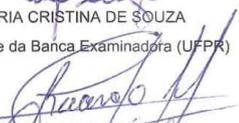
TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **MAURICIO HENRIQUE GARCIA** intitulada: **CARACTERIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE FUNDO NA PLATAFORMA INSULAR DA ILHA DA TRINDADE, BRASIL**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 27 de Abril de 2018.


MARIA CRISTINA DE SOUZA
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


RICARDO JORGE JAHNERT
Avaliador Externo (UFPR)


LAURO JULIO CALLIARI
Avaliador Externo (FURG)

Aos insones

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais e principalmente a minha filha Giovana. Agradeço também aos meus orientadores, Cris e Angulo, pela paciência que tiveram comigo e meus atrasos.

Ao colega oceanógrafo Luiz Sielski, sem ele eu não teria conseguido terminar o mestrado, muito obrigado por todas as dicas, apoios e ensinamentos em todas as etapas deste processo.

À minha colega de projeto e estimada geóloga Fer Avelar, valeu pela companhia durante o campo, pela ajuda e conversas jogadas fora.

Aos colegas da pós por terem deixado tudo mais tranquilo e divertido.

Aos pesquisadores Ádamo e Paulo pela companhia durante o mês isolado na ilha.

Aos colegas de trabalho pelo apoio, em especial ao pessoal do CSD pelas dicas e companhia.

À Marinha do Brasil e ao programa Protrindade por toda a infraestrutura e apoio na etapa de campo, em especial aos mergulhadores Cardoso e Dias pela pilotagem do bote de apoio.

A infraestrutura do LECOST e todos os seus integrantes.

Ao laboratório LabESed pela oportunidade de utilizar sua infraestrutura para análise das amostras.

Obrigado à UFPR e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pela infraestrutura necessária à realização de análises deste trabalho e também aos membros da banca pela avaliação.

Enfim, obrigado a todos aqueles que de algum modo e de algum lugar contribuíram para que eu chegasse até aqui.

“Nada como a pressão do último minuto”

Calvin & Haroldo – Bill Watterson

RESUMO

A Ilha da Trindade possui uma história evolutiva recente, pertencendo aos episódios de vulcanismo mais novos do Brasil. Está localizada a 1140 km da costa brasileira, com uma área de aproximadamente 13 km² e um terreno extremamente acidentado, localizada no extremo leste da cadeia de montanhas submarinas Vitória-Trindade, que se eleva a 5500 m do fundo oceânico. É formada por um vulcanismo alcalino, e a sua volta possui uma plataforma insular com uma área de aproximadamente 50 km², possuindo entre 1 e 3 km de largura a partir da área emersa e com um mergulho entre 1,5° a 7°, com uma quebra abrupta de 18° a 30° a partir da cota batimétrica de 100 m. Através de um mapeamento geofísico realizado com um sonar de varredura lateral, juntamente com apoio de amostras do fundo marinho e fotografias subaquáticas, foi realizado um mapeamento da plataforma insular da ilha até a cota batimétrica de 50m. Este mapeamento permitiu se observar 2 tipos de fundo, um erosional formado por blocos e matacões de rocha desabados da parte emersa da ilha juntamente com afloramentos rochosos, e um fundo deposicional formado pela deposição de sedimentos arenosos e crescimento de material biogênico. Dentro destes tipos de fundo foram definidas 5 tipos diferentes de unidades de mapeamento, sendo: uma unidade composta pelos blocos rochosos desabados e afloramentos de rocha submarinos, restritos a parte proximal da ilha; uma unidade composta por recifes ou esteiras algais, ocorrendo em diversas profundidades mas sendo mais comuns próximo a parte emersa; uma unidade composta por rodolitos que ocorrem comumente após os recifes algais, aparecendo em todas as profundidades observáveis; uma unidade composta por sedimentos médios moderadamente selecionados, apresentando grandes marcas de onda simétricas com crista reta a sinuosa, e comprimento de onda variando entre 0,5 e 2,0 m; e uma unidade composta por sedimentos arenosos finos bem selecionados, com pequenas marcas de onda simétricas de aspecto lingóide a romboide, com uma presença normalmente em profundidades superiores a 20 m, não sendo encontradas próximas a costa. Nas amostras de material biogênico coletadas (rodolitos) é possível observar em sua base a presença de sedimentos arenosos, os quais são observados também nas fotografias subaquáticas onde os mesmos ocorrem, indicando um substrato arenoso para o crescimento dos mesmos. Os sedimentos arenosos coletados foram analisados e constatado uma grande presença de material carbonático em sua composição, podendo chegar a 78% do total, e possuindo pouca matéria orgânica em sua composição. Através da direção das marcas de onda observadas nos sedimentos arenosos, juntamente com o conhecimento sobre os aspectos climáticos da região e a batimetria de sua plataforma insular, pode ser inferido uma direção de onda principal de sul-sudeste, fazendo com que a erosão da plataforma seja mais intensa deste lado da ilha, ao contrário da parte nordeste da mesma onde as taxas erosionais são menores.

Palavras-chave: Ilha da Trindade, Feições de fundo, Sonar de Varredura Lateral.

ABSTRACT

The Trindade Island has a recent evolutionary history, belonging to the most recent episodes of volcanism in Brazil. It is located 1140 km of the Brazilian coast, with an area of approximately 13 km² and an extremely rugged terrain, located at the eastern end of the Vitoria-Trindade underwater chain, which rises 5500 m from the ocean floor. It is formed by an alkaline volcanism, and around it has an insular shelf with an area of approximately 50 km², having between 1 and 3 km wide from the emerged area and with a dip between 1,5° to 7°, with an abrupt break from 18° to 30° from the bathymetric quota of 100 m. Through a geophysical mapping performed with a side scan sonar, supported with submarine samples from the seabed, and underwater photographs, a mapping of the insular platform of the island to the bathymetric quota of 50 m was carried out. This mapping allowed to observe two different features on the surface, an erosional formed by blocks and rock boulders collapsed from the emergent part of the island together with rocky outcrops, and a depositional background formed by deposition of sandy sediments and growth of biogenic material. Within these background systems, 5 different types of mapping units were defined: one unit composed of blocks and outcrops, restricted to the proximal part of the littoral; one composed from algal reefs, occurring in several depths but being more common near the shallow part; a unit composed of rhodoliths that occur commonly deeper than the algal reefs, but also appearing at all observable depths; a unit composed of moderately selected medium sediments, presenting large symmetrical wave-lines with straight to sinuous crest, and wavelength ranging from 0,5 to 2,0 m; and a unit composed of well-selected fine sandy sediments with small symmetrical wave-lines of rhomboid-like appearance, normally present at depths of more than 20m, not being found near the coast. In the samples of biogenic material collected (rhodoliths) it is possible to observe the presence of sandy sediments, which are also observed in the underwater photographs where they occur, indicating a sandy substrate for their growth. The collected sandy sediments were analyzed and a great presence of carbonaceous material in its composition has been verified, being able to reach 78% of the total, and having little organic matter in its composition. Through the direction of the wave marks observed in the sandy sediments, along with the knowledge about the climatic aspects of the region and the bathymetry of its insular platform, a main wave direction of south-southeast can be inferred, causing a more intense erosion on the insular shelf on this side of the island, unlike the northeast part of it where erosional rates are lower.

Key words: Trindade Island, Side Scan Sonar, Bottom Mapping.

LISTA DE FIGURAS DA DISSERTAÇÃO

FIGURA 1: ESQUEMA ILUSTRANDO AS CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA, COM SEU PADRÃO EM ZIG-ZAG E O MOVIMENTO DOS SEDIMENTOS NA FACE PRAIAL.....	17
FIGURA 2: PERFIL ESQUEMÁTICO PRAIA-OFFSHORE INDICANDO OS LIMITES DA ANTEPRAIA E DA PLATAFORMA INTERNA	18
FIGURA 3: GRÁFICO VELOCIDADE DE FLUXO X TAMANHO DOS SEDIMENTOS, INDICANDO A RELAÇÃO ENTRE ESTES FATORES E AS FORMAS DE LEITO GERADAS	20
FIGURA 4: FATORES QUE CONTROLAM A EVOLUÇÃO COSTEIRA NAS ILHAS OCEÂNICAS.	22
FIGURA 5: PERFIL DE PLATAFORMA INSULAR: (A) CONDIÇÕES DE TEMPESTADE. (B) CONDIÇÕES DE TEMPO BOM	27
FIGURA 6: CLASSIFICAÇÃO DE MARCAS DE ONDA E DUNAS DE ACORDO COM SEU FORMATO.	30
FIGURA 7: RELAÇÃO DAS FEIÇÕES DE LEITO EM FUNÇÃO DA VELOCIDADE DE FLUXO, TAMANHO DE GRÃO E PROFUNDIDADE SOBRE OS DOIS REGIMES DE ESCOAMENTO. .	31
FIGURA 8: LOCALIZAÇÃO DA ILHA DA TRINDADE	32
FIGURA 9: MAPA BATIMÉTRICO AO LONGO DA ZONA DE FRATURA VITÓRIA-TRINDADE, MOSTRANDO UM PERFIL ESQUEMÁTICO DA CADEIA DE MONTANHAS SUBMARINAS. ...	33
FIGURA 10: MAPA GEOLÓGICO DA ILHA DA TRINDADE MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS DIFERENTES LITOTIPOS PERTENCENTES AS CINCO UNIDADES VULCÂNICAS EXISTENTES NA ILHA.....	35
FIGURA 11: TOPOGRAFIA E BATIMETRIA DA ILHA DA TRINDADE.....	36
FIGURA 12: CONJUNTO DO SONAR DE VARREDURA LATERAL UTILIZADO PARA AQUISIÇÃO DE DADOS.	39
FIGURA 13: BOTE DE APOIO UTILIZADO NA AQUISIÇÃO DOS DADOS DE SONAR.	39
FIGURA 14: AMOSTRADOR DO TIPO VAN VEEN UTILIZADO PARA COLETA DE AMOSTRAS DE FUNDO DURANTE A ETAPA DE CAMPO. A) POSIÇÃO DO AMOSTRADOR ABERTO, E B) POSIÇÃO DO AMOSTRADOR FECHADO.	40
FIGURA 15: TELA DO PROGRAMA DEEVIEW, MOSTRANDO UM EXEMPLO DE PROCESSAMENTO DO SONAR DE VARREDURA LATERAL (LADO ESQUERDO) E DISTRIBUIÇÃO DE ALGUMA DAS LINHAS ADQUIRIDAS (LADO DIREITO).	40
FIGURA 16: ILUSTRAÇÃO MOSTRANDO COMO É FORMADA A IMAGEM DE UM SONAR DE VARREDURA LATERAL À MEDIDA QUE A EMBARCAÇÃO SE LOCOMOVE.	41
FIGURA 17: CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DO REGISTRO DE CAMPO OBTIDO POR MEIO DA SONOGRAFIA.	42
FIGURA 18: REFLEXÃO E BACKSCATTERING (ESPALHAMENTO) DO SINAL ACÚSTICO EMITIDO PELO SONAR.....	43
FIGURA 19: O ESPALHAMENTO (<i>BACKSCATTERING</i>). É INFLUENCIADO POR 3 FATORES, DE CIMA PARA BAIXO: A GEOMETRIA DO CORPO; RUGOSIDADE DO FUNDO; E PROPRIEDADES INTRÍNSECAS DO FUNDO, COMO HOMOGENEIDADE, PRESENÇA DE ROCHAS OU SEDIMENTOS	43
FIGURA 20: DETALHE DE UM TRANSDUTOR DA MARCA DEEVISION MONTADO EM UM “PEIXE”. ACIMA DO MESMO O CABO UTILIZADO PARA TRAÇÃO E CONDUÇÃO DOS SINAIS ENVIADOS E RECEBIDOS PELOS TRANSDUTORES	44
FIGURA 21: IMAGEM DE UMA MESMA FEIÇÃO GEOLÓGICA EM DIFERENTES RESOLUÇÕES DE FREQUÊNCIA. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, 100KHZ, 30 KHZ, 12 KHZ E 6 KHZ. NOTA-SE QUE QUANTO MAIOR A FREQUÊNCIA MAIOR A RESOLUÇÃO DO OBJETO MAPEADO	45
FIGURA 22: FIGURA MOSTRANDO COMO CALCULAR A ALTURA DE UM OBJETO COM SONAR DE VARREDURA LATERAL, ONDE H= DISTÂNCIA ENTRE O PEIXE E O FUNDO, A= DISTÂNCIA DO PEIXE AO OBJETO. B= COMPRIMENTO DA SOMBRA.....	46
FIGURA 23: MOSAICO GERADO A PARTIR DE VÁRIAS LINHAS DE SONAR DE VARREDURA LATERAL JUSTAPOSTAS LATERALMENTE.	47
FIGURA 24: ÁREA COBERTA PELO SONAR DE VARREDURA LATERAL AO REDOR DA ILHA E PONTOS DE AMOSTRAGEM DE FUNDO.	48
FIGURA 25: FOTOGRAFIAS MACROSCÓPICAS DOS SEDIMENTOS ARENOSOS DE FUNDO AMOSTRADOS E ANALISADOS	50

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

FIGURA 1. 1: LOCALIZAÇÃO DA ILHA DA TRINDADE.	54
FIGURA 1. 2: MAPA BATIMÉTRICO AO LONGO DA ZONA DE FRATURA VITÓRIA-TRINDADE, MOSTRANDO UM PERFIL ESQUEMÁTICO DA CADEIA DE MONTANHAS SUBMARINAS	55
FIGURA 1. 3: TOPOGRAFIA E BATIMETRIA DA ILHA DA TRINDADE	57
FIGURA 1. 4: ÁREA COBERTA PELO SONAR DE VARREDURA LATERAL AO REDOR DA ILHA E A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM DE FUNDO.	59
FIGURA 1. 5: MAPA MOSTRANDO AS UNIDADES DE MAPEAMENTO IDENTIFICADAS NA ILHA ATRAVÉS DOS MÉTODOS UTILIZADOS	61
FIGURA 1. 6: BLOCOS ROCHOSOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).	62
FIGURA 1. 7: : AFLORAMENTOS ROCHOSOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).	62
FIGURA 1. 8: ESTEIRAS ALGAIS OBSERVADAS EM IMAGENS DE SONAR (A) E EM FOTOGRAFIAS SUBAQUÁTICAS (B).	63
FIGURA 1. 9: AMOSTRA DE RODOLITO COLETADA, NA PARTE INFERIOR É POSSÍVEL OBSERVAR SEDIMENTOS ARENOSOS QUE COMPÕEM O SUBSTRATO ACIMA DO QUAL OS RODOLITOS CRESCEM.	64
FIGURA 1. 10: BANCOS DE RODOLITOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).	64
FIGURA 1. 11: CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE AREIA MÉDIA ANALISADAS.	65
FIGURA 1. 12: FUNDO ARENOSO COM MARCAS ONDULADAS SIMÉTRICAS DE CRISTA SINUOSA E COMPRIMENTO DE ONDA DE 1M, OBSERVADAS EM IMAGEM DE SONAR (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).	66
FIGURA 1. 13: PRESENÇA DE LÓBULOS DE AREIA MÉDIA COM MARCAS DE ONDA EM MEIO A SEDIMENTOS ARENOSOS FINOS.	66
FIGURA 1. 14: BANCOS DE AREIA OBSERVADOS EM MEIO A BLOCOS ROCHOSOS E MATERIAL BIOGÊNICO VISTOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E EM FOTOGRAFIAS SUBAQUÁTICAS (B).	67
FIGURA 1. 15: CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE AREIA FINAS ANALISADAS.	68
FIGURA 1. 16: IMAGEM SONOGRÁFICA (A) MOSTRANDO O CONTRASTE ENTRE A FEIÇÃO COMPOSTA POR SEDIMENTOS ARENOSOS FINOS (SA) E O MATERIAL BIOGÊNICO ADJACENTE (BIO). Á ESQUERDA (B) OBSERVA-SE UMA FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA DESTA FEIÇÃO, ONDE SE PODE IDENTIFICAR AS MARCAS LINGUOIDES DE TAMANHO REDUZIDO.	69

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	13
1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	13
1.2 JUSTIFICATIVA.....	13
1.3 OBJETIVOS.....	14
1.3.1 Objetivo geral.....	14
1.3.2 Objetivos específicos.....	14
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	15
2.1 ONDAS E CORRENTES COSTEIRAS.....	15
2.2 ANTEPRAIA.....	18
2.2.1 Morfologia e sedimentos associados.....	18
2.2.2 Morfodinâmica.....	19
2.3 ILHAS OCEÂNICAS.....	20
2.3.1 Evolução das ilhas oceânicas.....	21
2.3.2 Processos deposicionais nas ilhas oceânicas.....	26
2.3.3 Morfologia das plataformas insulares nas ilhas oceânicas..	27
2.4 FORMAS DE LEITO.....	28
3 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FÍSICOS.....	32
3.1 GEOLOGIA DA PORÇÃO EMERSA DA ILHA.....	33
3.2 GEOMORFOLOGIA DA ILHA E PLATAFORMA INSULAR.....	35
3.3 CLIMA E DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	37
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	38
4.2 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS.....	38
4.3 SONAR DE VARREDURA LATERAL.....	40
4.3.1 Princípios de funcionamento do sonar.....	41
4.3.2 Aquisição dos dados.....	44
4.3.3 Os registros do sonar de varredura lateral.....	44
4.3.4 Interpretação dos registros do sonar.....	46
4.4 ETAPA DE CAMPO E AQUISIÇÃO DE DADOS.....	47
4.5 ANÁLISES DOS SEDIMENTOS COLETADOS.....	49
5 RESULTADOS OBTIDOS.....	51

ARTIGO.....	52
ABSTRACT	53
1 INTRODUÇÃO.....	53
2 PARÂMETROS REGIONAIS	54
2.1 LOCALIZAÇÃO	54
2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA ILHA.....	56
2.3 CLIMA E DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	58
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	59
3.1 SONAR DE VARREDURA LATERAL	59
3.2 AMOSTRAGEM E ANÁLISE DE SEDIMENTOS	60
4 RESULTADOS	60
4.1 TIPOS DE FUNDO.....	60
4.2 UNIDADES DE MAPEAMENTO	61
4.2.1 Afloramentos e blocos rochosos	62
4.2.2 Recifes e esteiras algais	63
4.2.3 Rodolitos	63
4.2.4 Areias médias com grandes marcas de ondas simétricas ...	64
4.2.5 Areias finas com marcas onduladas assimétricas	67
5 CONCLUSÕES E DISCUSSÕES.....	69
REFERÊNCIAS.....	70
CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÕES	72
REFERÊNCIAS.....	73
ANEXOS	80

1 INTRODUÇÃO

A Ilha da Trindade, distante 1140km da costa brasileira na latitude da cidade de Vitória-ES, é uma das poucas ilhas oceânicas pertencentes ao estado brasileiro.

Por sua localização remota, as pesquisas sobre a ilha são escassas, incluindo na área das geociências. O principal trabalho realizado até hoje sobre a geologia da ilha foi o de Almeida (1961), considerado até hoje como o mais completo neste campo de estudo. Apesar de existirem alguns estudos na área emersa da ilha, o conhecimento sobre a plataforma marítima ainda é escasso, existindo apenas alguns perfis batimétricos e algumas poucas descrições de sedimentos de fundo.

Este trabalho teve como objetivo estudar a parte submersa da ilha, com o auxílio de tecnologias de imageamento de fundo utilizando um sonar de varredura lateral para mapear o fundo da plataforma marítima rasa, juntamente com amostragem de material de fundo e com auxílio de fotografias subaquáticas, para identificar feições de fundo marinho e a distribuição das unidades sedimentares e propor modelo hidrodinâmico do sistema plataformal.

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Essa dissertação está estruturada em duas partes, a primeira parte é a presente, se tratando da introdução da dissertação, justificativas e objetivos, assim como a fundamentação teórica utilizada para este trabalho, além de aspectos gerais sobre a Ilha da Trindade, e os materiais e métodos utilizados para a confecção desta dissertação. A segunda parte da dissertação apresenta o resultado final da pesquisa em forma de artigo, intitulado “Caracterização dos tipos de fundo na plataforma insular da Ilha da Trindade”. Posterior ao artigo estão expostas algumas considerações finais e recomendações, bem como a lista de referências e os anexos da dissertação compostas pelas figuras e tabelas com os dados utilizados neste trabalho.

1.2 JUSTIFICATIVA

Este trabalho se justifica pelo ineditismo do conhecimento que pode ser adquirido, uma vez que a Ilha da Trindade possui uma quantidade reduzida de trabalhos sobre seus aspectos geológicos, sendo o principal o realizado por Almeida em 1961. Entretanto, o conhecimento geológico/geomorfológico da plataforma insular da ilha é praticamente nulo. Até o presente momento, os únicos trabalhos realizados sobre a

plataforma marítima foram alguns perfis batimétricos na região (BESNARD, 1951), e a coleta de sedimentos de fundo em 15 pontos (MACHADO, 1951). Através deste trabalho pretende-se conhecer a dinâmica sedimentar da ilha e sua plataforma insular, utilizando métodos que poderão ser aplicados a outras ilhas oceânicas, que possuem características sedimentares distintas quando comparadas com zonas costeiras continentais.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste trabalho consiste em caracterizar com base na morfologia os tipos de fundo e feições associadas na plataforma insular da Ilha da Trindade, e a possibilidade de os mesmos fornecerem evidências qualitativas dos padrões de circulação.

1.3.2 Objetivos específicos

Este trabalho possui 3 objetivos específicos além do objetivo geral citado acima:

- Discriminar feições erosivas (plataformas de abrasão) e deposicionais (bioconstruções, ondas de areia);
- Caracterizar e mapear os principais tipos de fundo associados; e
- A partir dos dados acima e de dados hidrodinâmicos pré-existentes, avaliar de forma qualitativa o padrão hidrodinâmico geral predominante na plataforma insular.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 ONDAS E CORRENTES COSTEIRAS

Uma onda é um dos agentes de processo marinhos mais atuantes na dinâmica costeira, e um dos mais facilmente observáveis. Por definição, uma onda é uma perturbação que se propaga no tempo e no espaço, acompanhada por transferência de energia sem que haja deslocamento de partículas. Uma onda pode ser mecânica (onda sonora, onda gerada por algum objeto caindo na água etc.) ou eletromagnética (luz), para este trabalho será focado em ondas oceânicas, superficiais, e geradas na interface entre dois corpos fluidos, mais comumente sendo o ar (gerador das ondas) e a água (meio de propagação).

Os tipos de ondas mais relevantes para sistemas costeiros são as capilares, de gravidade, de longo período, de marés e ondas planetárias. Nas zonas costeiras, as mais importantes são as ondas superficiais de curto período (entre 1 e 30 s).

Uma onda é descrita por parâmetros que definem sua forma e por características geradas em função de sua energia, propagação e modificação em direção à costa. Morfologicamente ela é descrita contendo cristas e cavas, que são respectivamente os níveis máximos e mínimos atingidos pela passagem de uma onda, elevação que é a representação da definição física de uma onda em relação a um plano de referência, altura que é a distância vertical entre uma crista e uma cava, o comprimento de onda que é a distância entre duas cristas ou duas cavas, e período que é o tempo decorrido entre a passagem de duas cristas ou cavas (FERNANDES et al., 2015).

De modo geral, as ondas oceânicas são formadas devido a transferência de energia do movimento do ar (vento) para a água, migrando de zonas de alta para zonas de baixa pressão atmosférica. Com um fluxo contínuo do vento, estas ondas vão se agrupando e formando ondas maiores e gerando ondulações. Entre as cristas e cavas é formado um vórtice de diferença de pressão do ar, que a medida que evolui vai aumentando essas ondulações impedindo o vento de passar livremente por essa superfície. Este fluxo do vento com a superfície da água vai gerando um desequilíbrio, fazendo com que a gravidade passe a atuar forçando a porção superior da onda para baixo, e esse movimento empurra a parte contígua para cima, gerando as ondas de gravidade (FERNANDES et al., 2015).

As ondas de superfície não transportam massa, apenas energia, de modo que apesar de uma onda viajar por milhares de quilômetros pelo oceano, as moléculas de

água presentes nas ondas ficam estacionárias, realizando um movimento orbital (FERNANDES et al., 2015).

Do mesmo modo que em superfície as ondas se propagam horizontalmente, abaixo do nível do mar também ocorre a propagação de ondas. A medida em que se aprofunda, o tamanho dos orbitais vai diminuindo, fazendo com que em regiões de águas profundas estes não atinjam o fundo do mar, de modo que além de não agirem como um meio de transporte, também não age como um mecanismo de erosão ou modificação de sedimentos marinhos.

Ao passo de que em águas profundas a altura da onda é insignificante em relação a profundidade do nível do mar, em águas rasas essa premissa muda, fazendo com que o movimento orbital das partículas se torne mais complexo. Em águas rasas a profundidade influi na dinâmica das ondas, com a parte de cima do orbitais das ondas se movendo mais rápido que a parte de baixo, gerando um movimento chamado Deriva de Strokes (FERNANDES et al., 2015). Além disso em águas rasas os orbitais das ondas não desaparecem em profundidade, alcançando o fundo do mar antes disso. Essa interação com o fundo do mar freia as ondas e os movimentos circulares assumem uma forma de elipse, ficando cada vez mais achatadas a medida que se aproxima do fundo, fazendo com que o movimento da água se torne um movimento bidirecional, indo para frente e para trás. Esse movimento atua fortemente no transporte e distribuição dos sedimentos de fundo.

Ao se aproximar de águas mais rasas as ondas sofrem algumas modificações, como mudança de altura, diminuição do comprimento de onda e mudanças de direção (SILVA et al., 2004).

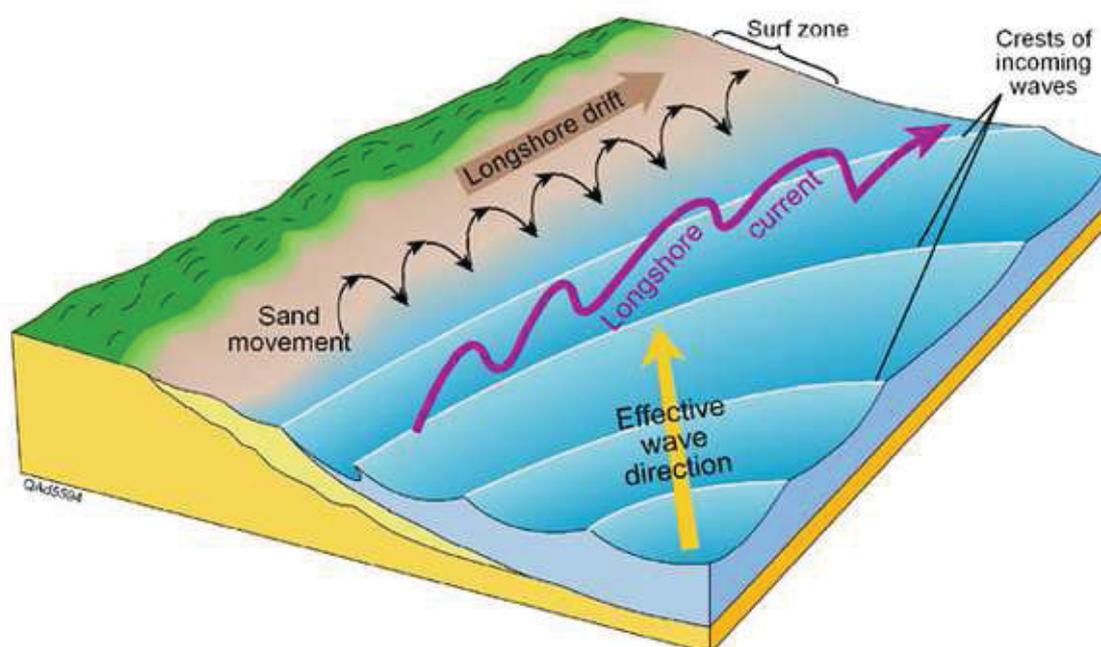
As alterações do campo de ondas em águas rasas ocorrem devidos a alguns fatores principais: Empolamento ou embancamento (*shoaling*), refração, difração e perda de energia por fricção (FERNANDES et al., 2015).

Ao alcançar a costa, parte da energia das ondas é dissipada pelas ondas incidentes na zona de surfe, e parte é transferida para geração de correntes costeiras, causando modificações no relevo praial (FONTES, 2011).

Estas correntes representam importantes agentes transportadores de sedimentos, gerando campos de velocidade efetivos na modificação do relevo em zonas costeiras (DEAN, DALRYMPLE, 2002). Os três principais tipos de correntes costeiras são: Correntes de deriva litorânea, correntes de retorno e correntes de maré.

As correntes de deriva litorânea (*litoral drift*) são formadas quando as ondas se aproximam da costa em um ângulo oblíquo, formando uma corrente paralela a costa situada entre a praia e a zona de arrebenção definindo um processo de deriva em padrão de zig-zag (Figura 1) (FONTES, 2011). Esta corrente se desenvolve melhor em costas retilíneas e longas, e sua interrupção a partir de estruturas fixas como espigões causa a retenção de sedimentos a montante do obstáculo, causando um déficit sedimentar à jusante e ocasionando assim erosão costeira, nas praias interrompidas por obstáculos naturais ou artificiais os efeitos da deriva litorânea são visivelmente notados (SILVA et al., 2004).

FIGURA 1: ESQUEMA ILUSTRANDO AS CORRENTES DE DERIVA LITORÂNICA, COM SEU PADRÃO EM ZIG-ZAG E O MOVIMENTO DOS SEDIMENTOS NA FACE PRAIAL



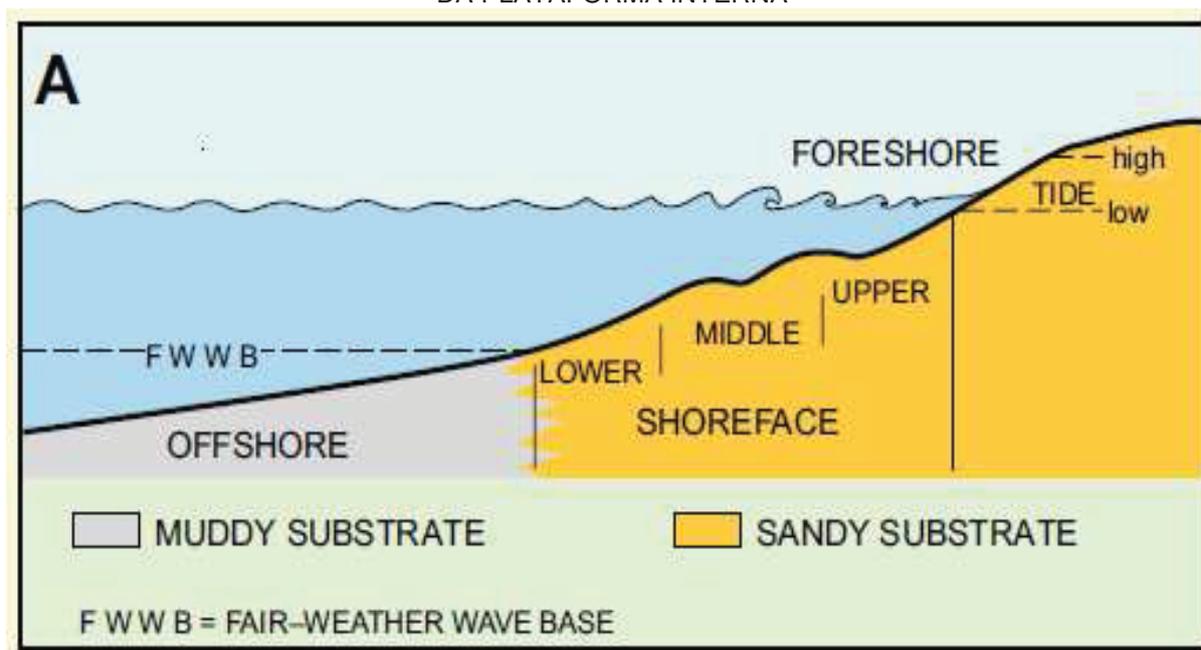
FONTE: Revision World, 2017

As correntes de retorno (*rip currents*) são caracterizadas por fluxos estreitos, posicionadas geralmente perpendicularmente à linha de costa, podendo ser oblíquas, e atravessam a zona de surfe em direção ao mar. Estas ondas são alimentadas por correntes longitudinais próximas a praia, com uma tendência a se extinguir após a zona de surfe formando células de circulação (FONTES, 2011). Estas correntes são importantes agentes de transporte de sedimentos, e dependendo da altura das ondas na zona de surfe podem atingir velocidades superiores a 1,5 m/s, oferecendo riscos aos banhistas que entram nessas correntes (SILVA et al., 2004).

2.2 ANTEPRAIA

A antepraia é um ambiente costeiro que está sempre submerso, costuma ser definida como o espaço localizado entre o nível de maré mais baixa, e o nível de base de ondas em condições climáticas normais. Seus limites são a frente praial em direção a costa, e a plataforma interna em direção ao oceano (Figura 2).

FIGURA 2: PERFIL ESQUEMÁTICO PRAIA-OFFSHORE INDICANDO OS LIMITES DA ANTEPRAIA E DA PLATAFORMA INTERNA



FONTE: Clifton, 2006

O termo antepraia foi cunhado no início do século XX para definir o intervalo localizado entre o nível de maré baixa e uma suposta quebra no mergulho do leito marinho, entretanto essa definição atualmente vem caído em desuso, mas ainda não existe um consenso sobre os limites da antepraia. Niedoroda define como sendo uma transição entre a zona de surfe e a plataforma interna, enquanto Wright utiliza o termo como sendo sinônimo da plataforma interna (COWELL et al., 1999).

O estudo da antepraia é escasso, embora seja importante especialmente em relação ao gerenciamento costeiro, pois este exige um entendimento e uma previsão do comportamento da antepraia em uma escala temporal que pode variar de eventos instantâneos com poucos segundos de duração a até algumas décadas.

2.2.1 Morfologia e sedimentos associados

De modo geral, a antepraia pode ser dividida em superior e inferior **Erro! Fonte de referência não encontrada.** A antepraia superior é definida como sendo a região onde os processos de erosão e acreção são mais acentuados, resultando em

significantes mudanças da elevação do leito marinho em escalas temporais relativamente rápidas. Por causa disso essa região também é chamada de zona ativa.

As mudanças na elevação do leito marinho são normalmente maiores nas proximidades das praias, diminuindo progressivamente em direção *offshore*.

As zonas de antepraia superior e inferior são contíguas, entretanto na zona inferior a distribuição dos sedimentos é mais complexa que na zona superior. Na zona inferior muitas vezes não se observa uma diferença entre os sedimentos desta e da plataforma interna adjacente, de modo que nem sempre se consegue definir onde é esta interface. Para resolver este problema tem se utilizado um critério teórico, delimitando o fim da zona inferior e conseqüentemente o final da antepraia como sendo o nível de base de ondas em um ano normal (COWELL et al., 1999).

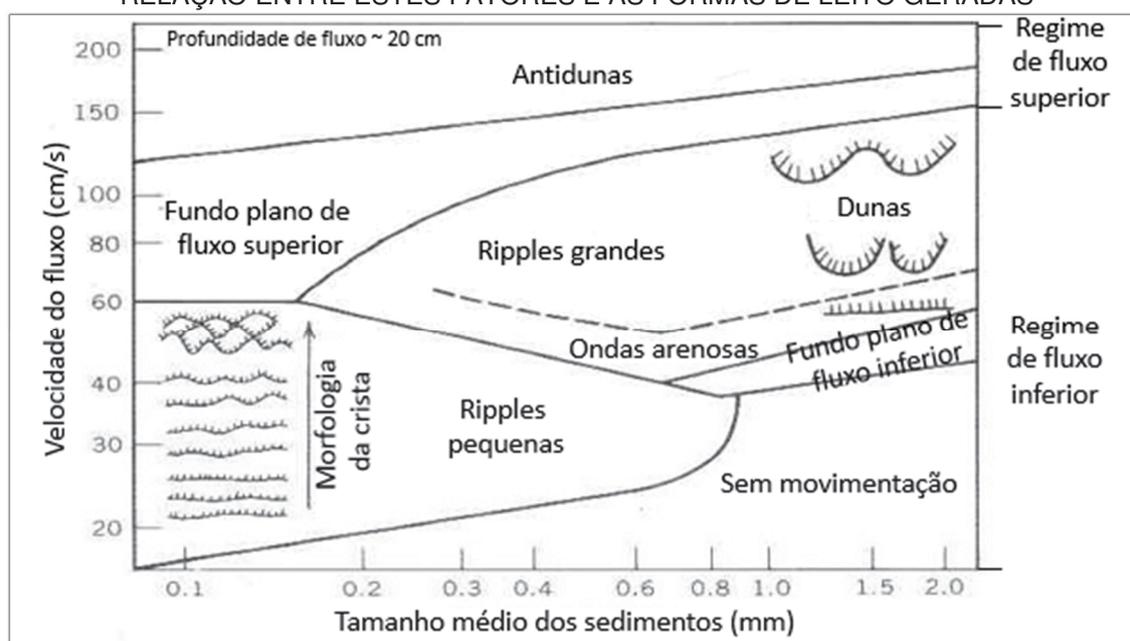
O limite entre as zonas de antepraia superior e inferior não é definido por quebras na topografia, o parâmetro que normalmente é usado para dividir entre superior e inferior é uma diferença nas características dos sedimentos, sendo que os sedimentos na zona superior são de modo geral bem selecionados e similares aos sedimentos encontrados na praia, e comumente ocorre um decréscimo no tamanho dos grãos em direção à plataforma. Em alguns locais essa transição na seleção e tamanho dos sedimentos é abrupta, passando rapidamente de sedimentos grossos e bem selecionados a sedimentos finos e mal selecionados (COWELL et al., 1999).

É importante frisar que os limites da antepraia não são fixos, em caso de eventos pontuais como tempestades, estes limites espaciais podem ser alterados.

2.2.2 Morfodinâmica

A tendência morfodinâmica para a área de antepraia é buscar um equilíbrio de acordo com as características relativas ao tipo de costa, climatológicas e geológicas. De modo geral ocorre uma gradação granulométrica da costa em direção aos oceanos, junto com mudanças nas formas de leito. Essa variação na morfologia de fundo depende basicamente de dois fatores, tamanho dos grãos e velocidade do fluxo (Figura 3), sendo que a profundidades maiores a tendência é a formação de marcas de onda com cristas simétricas, e a medida que as ondas passam para a zona de surfe, as cristas vão criando uma assimetria migrando em direção à costa (FRITZ, MOORE, 1988).

FIGURA 3: GRÁFICO VELOCIDADE DE FLUXO X TAMANHO DOS SEDIMENTOS, INDICANDO A RELAÇÃO ENTRE ESTES FATORES E AS FORMAS DE LEITO GERADAS



FONTE: Adaptado de Fritz e Moore, 1988

Entretanto, alguns fatores podem impedir essa condição de equilíbrio na área de antepraia e modificar as formas de fundo, sendo esses fatores normalmente geológicos ou biológicos. Entre os fatores geológicos o principal é a presença de um substrato rochoso, embora também possa haver a influência de um delta que cause um desequilíbrio no sistema. O principal fator biológico que ocorre principalmente em águas quentes é a presença de corais, que se comportam como um substrato rochoso, impedindo o equilíbrio morfológico dos sedimentos de fundo. Na Ilha da Trindade, o fator biológico afeta grandemente o equilíbrio na área de antepraia, devido à grande incidência e algas calcáreas e rodólitos.

2.3 ILHAS OCEÂNICAS

Zonas costeiras são a fronteira em constante mudança entre a terra e o mar. Eles são complexos sistemas dinâmicos não-lineares, cuja evolução é o produto de ajustes mútuos na topografia e dinâmica de fluidos em resposta a mudanças nas condições externas (WRIGHT, THOM, 1977; TRENHAILE, 1997). Entretanto, poucos lugares em nosso planeta experimentam mudanças mais dramáticas e rápidas na topografia e nas condições externas do que as costas das ilhas oceânicas, que experimentam os efeitos do vulcanismo, colapsos de flanco e exposição ao oceano aberto. Além disso, os litorais dos vulcões oceânicos nas ilhas têm um começo claro

(através da emergência vulcânica) e um final previsível (subsidência / erosão), e evoluem à medida que os próprios edifícios evoluem (RAMALHO et al., 2013).

As ilhas oceânicas possuem características geológicas proeminentes e dinâmicas que se elevam do fundo do mar por uma combinação de processos vulcânicos, intrusivos e tectônicos. As linhas costeiras são estabelecidas assim que os edifícios das ilhas oceânicas quebram o nível do mar e se tornam a vanguarda de uma batalha violenta que, a longo prazo, se perde. Esse confronto é, essencialmente, uma competição entre a construção vulcânica (e biogênica) de um lado e a destruição erosiva do outro. Esse equilíbrio, ou mais apropriadamente este desequilíbrio, de poderes varia no espaço e no tempo à medida que o edifício da ilha evolui (QUARTAU, 2010, 2012, 2018).

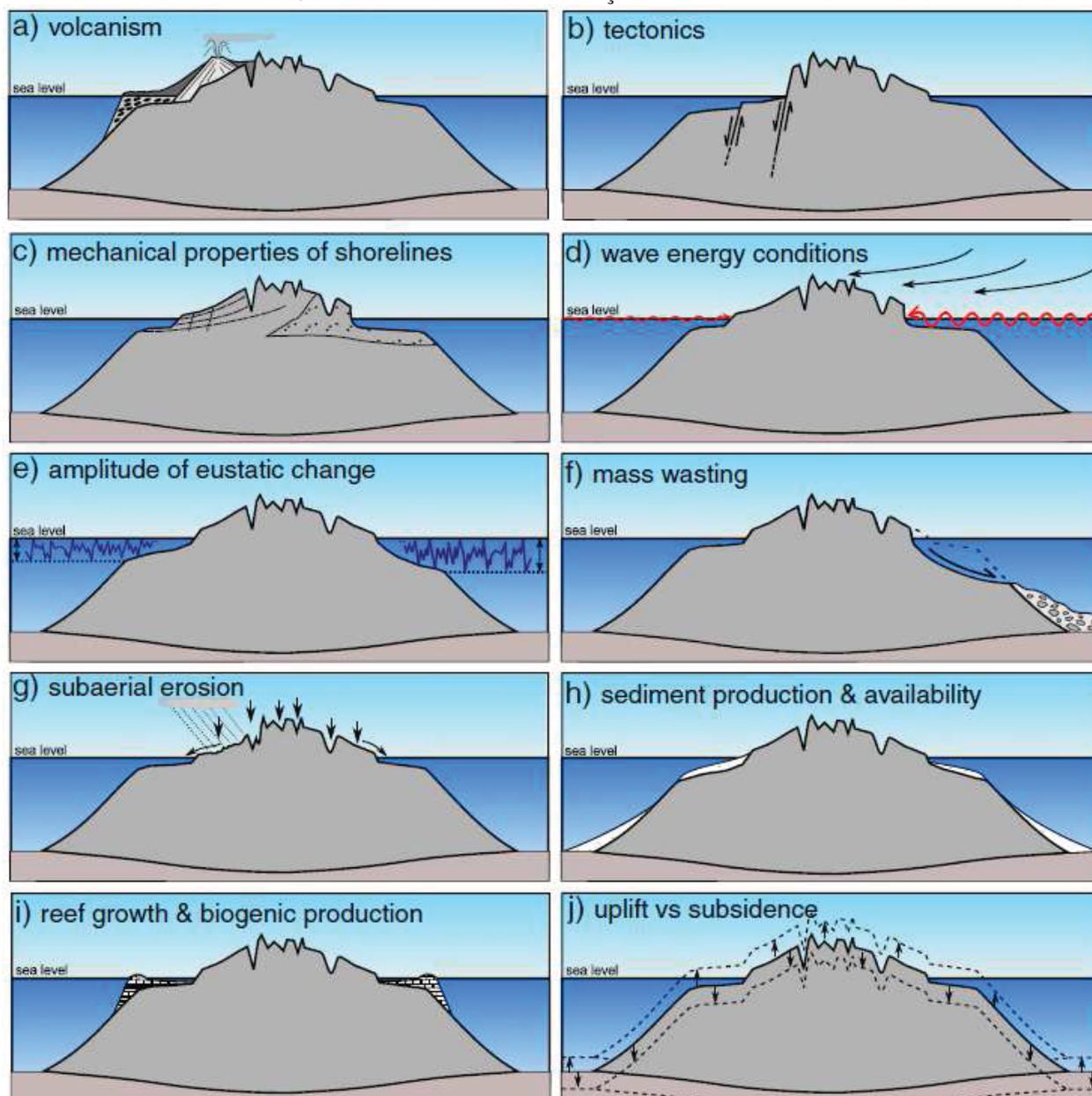
2.3.1 Evolução das ilhas oceânicas

As ilhas vulcânicas oceânicas na maior parte das vezes apresentam algumas similaridades em sua evolução. Elas são essencialmente causadas pela taxa de suprimento de magma ao longo de sua história geológica, movimento das placas tectônicas em relação ao *hotspot*, idade da placa, espessura e proximidade da borda de placas (SCHMINCKE, 2004; RAMALHO, 2011). Entretanto, a evolução das mesmas pode se diferenciar de acordo com parâmetros geodinâmicos e geomorfológicos a depender da localização das ilhas (RAMALHO, 2011, 2013). No entanto, a maioria dos vulcões oceânicos podem ser descritos através de um conjunto principal de estágios evolutivos, que são (MACDONALD et al., 1983; CLAGUE, DALRYMPLE, 1987; CARRACEDO, 1999; SCHMIDT, SCHMINCKE, 2000; SCHMINCKE, 2004; RAMALHO, 2011): (1) estágio de monte submarino; (2) estágio emergente da ilha; (3) estágio subaéreo de formação de plataforma; (4) estágio de nivelamento (alternativamente considerado como parte do estágio de construção da plataforma); (5) estágio erosional; (6) estágio pós-erosional ou rejuvenescido; (7) fase de ilha arrasada ou atol; e (8) estágio *guyot* ou afogado. A evolução costeira das ilhas oceânicas está diretamente ligada à evolução dos edifícios vulcânicos, se estabelecendo assim que a ilha emerge acima do nível do mar, e cessa sua existência quando o edifício vulcânico é afogado por subsidência e/ou truncamento por erosão marinha.

Vários fatores interagem de maneira complexa para modelar as costas das ilhas oceânicas. Devido às constantes mudanças nos fatores, a atuação de um mecanismo

tende a causar um ajuste nos outros fatores, tentando levar o sistema de volta a um equilíbrio (RAMALHO et al., 2013; WOODROFFE, 2012). Esses fatores são (Figura 4):

FIGURA 4: FATORES QUE CONTROLAM A EVOLUÇÃO COSTEIRA NAS ILHAS OCEÂNICAS.



FONTE: Ramalho et al., 2013

2.3.1.1 Vulcanismo

O vulcanismo é o principal agente de crescimento insular e muda os contornos costeiros muito rapidamente e dramaticamente. A natureza, intensidade e distribuição do vulcanismo no espaço e no tempo condiciona o modo como o vulcanismo forma as costas. O vulcanismo efusivo geralmente adiciona grandes extensões de terra aos edifícios da ilha, contribuindo ativamente para a expansão das linhas costeiras (PETERSON, 1976). Paradoxalmente, o hidrovulcanismo pode construir e destruir

simultaneamente paisagens costeiras e contribuir significativamente para a produção de sedimentos. Na Ilha da Trindade o vulcanismo é o responsável pela geração do edifício vulcânico que compõem a mesma, sendo a desagregação de suas rochas o elemento gerador dos sedimentos ao seu redor.

2.3.1.2 Tectônica

Estruturas tectônicas ativas e inativas, como escarpas de falhas e enxames de diques, podem controlar a geometria costeira e influenciar as taxas de erosão, seja desencadeando eventos de perda de massa ou pela sua contribuição para a erosão diferencial.

2.3.1.3 Propriedades mecânicas das litologias existentes

A estrutura e litologia dos materiais que compõem a costa influencia diretamente o estilo e a intensidade dos diferentes mecanismos que atuam sobre essas paisagens. Diferentes taxas de erosão podem ocorrer ao longo de várias escalas de tempo e espaço como uma função das propriedades mecânicas das rochas erodidas (TRENHAILE, 2011). Da mesma forma, essas propriedades também podem influenciar a quantidade e tipo de sedimento móvel disponível no sistema. A morfologia da costa é, portanto, indiretamente influenciado pelas propriedades mecânicas os materiais geológicos sendo erodidos. Na Ilha da Trindade um exemplo de diferentes taxas de erosão é o Vulcão do Paredão, onde a sua volta foi encontrado uma quantidade de blocos desabados superior ao encontrado no resto da ilha, indicando uma litologia mais friável.

2.3.1.4 Parâmetros de energia das ondas

A erosão marinha, juntamente com a erosão subaérea, é o principal agente de destruição na maioria das ilhas oceânicas, contribuindo para o recuo da costa. Os parâmetros de energia das ondas desempenham um papel dominante no controle da intensidade da erosão marinha e da taxa de regressão costeira (TRENHAILE, 1987, 2000, 2001). A energia das ondas que atingem a costa é amplamente determinada pelas condições climáticas da região. A intensidade e o período de recorrência de eventos de ondas extremas, como tempestades e tsunamis, também terá um impacto muito alto em longo prazo evolução das linhas costeiras insulares frequentemente expostas (NOORMETS et al., 2002; PARIS et al., 2009).

2.3.1.5 Amplitude das mudanças eustáticas

As mudanças eustáticas tem um efeito a longo prazo na evolução da costa, devido a sua influência na erosão marinha e no crescimento dos recifes. As plataformas insulares resultam do trabalho combinado de erosão de ondas e oscilações do nível do mar e assim seu perfil, em particular a sua largura e profundidade máxima, sofre ajustes que são determinados pelo grau de variabilidade das oscilações (TRENHAILE, 1989, 2001).

2.3.1.6 Perda de massa

A perda de massa gravitacional em diferentes escalas contribui significativamente para a regressão costeira (HOLCOMB, SEARLE, 1991; MITCHELL, 2003). Grandes colapsos podem remover enormes volumes na estrutura das ilhas, mudando drasticamente as linhas de costa e redefinindo a erosão marinha (MITCHELL, 2003). Pequenos movimentos de massa, graduais ou catastróficos, são simultaneamente os mecanismos mais eficazes de erosão em penhascos e uma importante fonte sedimentos grosseiros (GRIGGS, TRENHAILE, 1994; BIRD, 2008; TRENHAILE, 2011). Na Ilha da Trindade este fenômeno é facilmente observável através dos blocos de rocha crescentes ao redor da ilha, especialmente próximo ao Vulcão do Paredão.

2.3.1.7 Erosão subaérea

A erosão subaérea afeta diretamente a evolução costeira, pois contribui para a erosão das rochas e desempenha um papel decisivo no ciclo de sedimentos: produção, transporte e deposição nas regiões costeiras (WENTWORTH, 1927; DRAUT et al., 2009; FERRIER et al., 2013). A morfologia costeira (rochosa vs arenosa) é influenciada por mecanismos subaéreos produtores de sedimentos e subsequente erosão, redistribuição e ressedimentação, essencialmente por mecanismos marinhos e mais raramente por processos eólicos. Dentro de sistemas em que quantidades substanciais de sedimentos finos estão disponíveis nas costas, os processos eólicos podem igualmente desempenhar um papel evolução costeira, formando dunas de areia costeiras. (RAMALHO et. al, 2013).

2.3.1.8 Produção e disponibilidade de sedimentos

Processos erosivos subaéreos e marinhos, em conjunto com a geração de rochas vulcanoclásticas e processos biogênicos, produzem sedimentos móveis que são transportados para e ao longo das costas. Sedimentos móveis agem simultaneamente como abrasivos, aumentando ainda mais o recuo das costas rochosas, agindo como barreiras para erosão quando disponível em quantidades suficientes, e quando as condições dinâmicas permitem, dão origem as praias. Deste modo, a produção e disponibilidade de sedimentos influenciará a evolução costeira.

A produção de sedimentos depende de fontes existentes, como o vulcanismo explosivo, descarga ou a existência de grandes estruturas biogênicas. A produção de sedimentos vulcanoclásticos é tipicamente maximizada em períodos de alta atividade vulcânica, principalmente durante os primeiros estágios da ilha. Em contraste, o sedimento biogênico a produção geralmente aumenta com a idade do edifício vulcânico, à medida que as zonas costeiras evoluem, as estruturas biogênicas aumentam em tamanho e complexidade, progressivamente contribuindo com grandes quantidades de carapaças calcáreas (RAMALHO et. al, 2013).

2.3.1.9 Crescimento de recifes e produção biogênica

O crescimento de recifes carbonáticos é restrito a regiões com condições oceanográficas favoráveis, tipicamente em águas tropicais e subtropicais, longe de ambientes com água doce, lama e poeira (STODDART, STEERS, 1977; CHAPPELL, 1980; DULLO, 2005). O crescimento dos recifes tem uma influência profunda na evolução costeira: eles protegem os edifícios da ilha da abrasão marinha, fornecem uma barreira que permite a acumulação de sedimentos nas plataformas das ilhas, e freqüentemente são os mais importantes fornecedores de sedimentos nas áreas em que crescem (KUNKEL et al., 2006; GELFENBAUM et al., 2011). O crescimento orgânico em geral tem uma tendência de aumento à medida em que aumenta a idade dos edifícios vulcânicos, como a erosão marinha cria largas plataformas de águas rasas, o crescimento de recifes é promovido e as franjas e os recifes de barreira se desenvolvem. Gradualmente, como os edifícios vulcânicos são erodidos e sua topografia é reduzida, a descarga de sedimentos terrestres diminui, e assim reduz as restrições que impõe o crescimento dos recifes, permitindo o desenvolvimento de maiores estruturas. Os maiores recifes também fornecem uma quantidade maior de sedimentos carbonáticos, o que faz aumentar a biodiversidade dos mesmos, impulsionando a produção biogênica a

tal ponto que, em edifícios muito antigos em águas tropicais como atóis, o crescimento dos recifes é o agente mais importante do crescimento insular, prolongando a vida da ilha acima do nível do mar (LADD et al., 1950). Na Ilha da Trindade a produção biogênica é intensa, correspondendo a mais de 75% das feições de fundo encontradas neste trabalho, indicando uma idade avançada do edifício vulcânico.

2.3.1.10 Soerguimento e subsidência

Os movimentos verticais podem ter um profundo impacto na evolução de uma ilha, eles tem um efeito direto na extensão do litoral, aumentando ou diminuindo o comprimento da costa a medida em que soerguimentos e subsidências ocorrem. Os movimentos verticais também tem efeito direto nos processos erosionais, sedimentares e biológicos atuando nas costas devido a mudanças no nível relativo do mar. O crescimento e a morfologia dos recifes de corais, por exemplo, é fortemente influenciada movimentos verticais que afetam os edifícios da ilha (CHAPPELL, VEEH, 1978; TOOMEY et al., 2013). Os movimentos de subsidência tipicamente reduzem o tamanho da ilha, conseqüentemente reduzindo a vida útil do edifício acima do nível do mar. Com a subsidência, o recuo costeiro é facilitado não só por causa da forma sub-cônica dos edifícios vulcânicos, mas também porque a erosão marinha normalmente aumenta em intensidade, com as plataformas insulares se aprofundando e a dissipação da energia das ondas diminuindo. A aceleração da erosão marinha resulta em costas mais altas, intensificando a erosão dos penhascos, contribuindo ainda mais para o recuo do litoral. O soerguimento expõe as plataformas insulares da ilha e sua cobertura de sedimentos e induzem uma mudança a longo prazo na morfologia costeira, variando de altas costas rochosas para baixios arenosos. Em ilhas onde a atividade de corais é muito intensa, o soerguimento pode desencadear a formação de falésias calcáreas carstificadas. O aumento também cria um terraço costeiro que permite a reciclagem de sedimentos (a partir de praias), contribuindo ainda mais para a sedimentação costeira e erosão marinha (RAMALHO et. al, 2013).

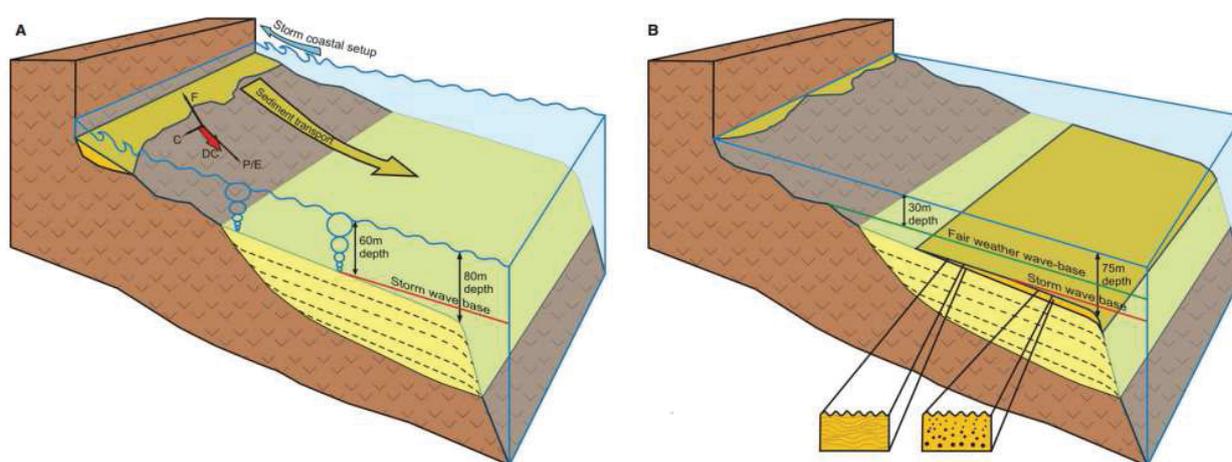
2.3.2 Processos deposicionais nas ilhas oceânicas

O conhecimento sobre os processos de sedimentação em ambientes costeiros como os das ilhas vulcânicas é escasso, e os poucos estudos publicados sobre esse tema são baseados principalmente na caracterização dos sedimentos, e não nos processos de deposição (MEIRELES et al., 2013). Baseados em suas observações,

Tsutsui et al.(1987), Chiocci e Romagnoli (2004) e Quartau et al. (2012) sugerem que as correntes de fundo, geradas durante as tempestades, transportam os sedimentos próximos perpendiculares à costa para a plataforma insular e o talude, gerando depósitos arenosos nestes locais.

Embora a sedimentação ao longo da costa possa ocorrer durante tempestades, a sedimentação predominante parece ser dirigida para o mar. Em condições favoráveis as tempestades podem alterar a linha de costa e criar marés de tempestade em direção a mesma. Em águas rasas (acima da linha base de ondas de tempestades), o movimento oscilatório das ondas associado a correntes unidirecionais transporta sedimentos da zona costeira e forma estratificações cruzadas e *hummockys* (Figura 5a)(MYROW, SOUTHARD, 1996; MYROW, 2005; DUMAS, ARNOTT, 2006), enquanto a profundidades maiores (abaixo da base de ondas de tempestades), os fluxos unidirecionais dominam e formam sequências turbidíticas (Figura 5b) (MEIRELES et al., 2013). Durante as condições de tempo bom que se seguem as tempestades, a nova cobertura sedimentar do fundo do mar é rapidamente colonizada por organismos endobentônicos que produzem a bioturbação da parte superior do depósito.

FIGURA 5: PERFIL DE PLATAFORMA INSULAR: (A) CONDIÇÕES DE TEMPESTADE. (B) CONDIÇÕES DE TEMPO BOM



FONTE: Meireles Et Al., 2013

2.3.3 Morfologia das plataformas insulares nas ilhas oceânicas

Décadas de mapeamento geológico tem contribuído substancialmente para o entendimento da evolução nas ilhas oceânicas, mas apenas recentemente pesquisas começaram a serem realizadas em suas plataformas insulares, com o auxílio de tecnologias que permitem conhecer o que se encontra abaixo do nível do mar

(QUARTAU et al., 2014; HOLCOMB, SEARLE, 1991; KRASTEL et al., 2001; MOORE et al., 1994).

As plataformas insulares de ilhas oceânicas vulcânicas resultam da competição entre 2 processos, a erosão das ondas que criam e aumentam as plataformas, e a progradação vulcânica que reduz a sua dimensão. Menard (1983, 1986) fez algumas observações básicas, como por exemplo a relação da morfologia com a direção principal dos ventos, e sugeriu que a extensão da plataforma reflete a competição entre os processos que alargam a mesma (erosão causada por ondas) e processos que preenchem a mesma (fluxo de lavas e deposição de sedimentos).

Em locais onde a erosão é dominante em relação ao vulcanismo, a largura da plataforma pode ser usada para estimar uma idade relativa da construção do edifício vulcânico e a reconstrução de sua extensão antes dos processos erosivos iniciarem. Segundo Quartau (2010, 2012), as plataformas insulares nas ilhas oceânicas são o resultado da erosão das ondas, sendo que a sua espessura é relativa a idade da plataforma e a energia das ondas, e depósitos arenosos nas plataformas são formados principalmente por ondas de tempestade que transferem os sedimentos da parte rasa em direção ao talude.

Os organismos vivos costumam se instalar rapidamente na costa, e podem agir tanto como agentes erosivos como agentes construtores de estruturas que aumentam a linha de costa e protegem a mesma da erosão marinha (ex: recifes de corais, algas calcáreas, além de servirem como supridoras de sedimentos costeiros (TAYLOR, WILSON, 2003; WILSON, 2007; WISSHAK et al., 2010; DAVIDSON, 2011). Então é correto afirmar que os processos biogênicos possuem um papel importante na evolução das ilhas costeiras.

A formação de recifes calcáreos ao redor de uma ilha vulcânica tem um profundo efeito sobre as taxas relativas de erosão na costa da ilha (MENARD, 1986). A ação das ondas é muito eficaz na erosão de ilhas vulcânicas, exceto onde elas são protegidas por recifes, estes atenuam a energia das ondas, entre 70 e 90% da energia das ondas é retida nos recifes, assegurando que o que esteja atrás dele fique relativamente protegido (HOPLEY et al., 2007).

2.4 FORMAS DE LEITO

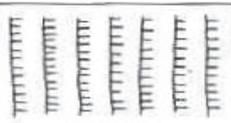
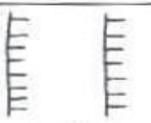
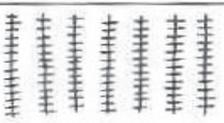
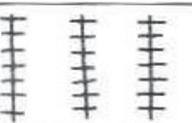
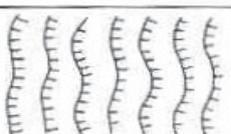
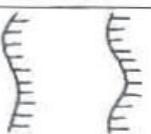
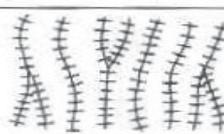
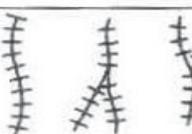
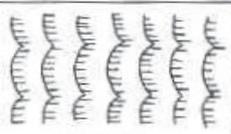
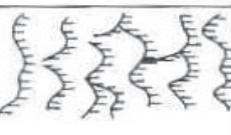
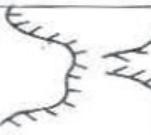
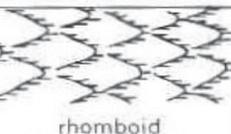
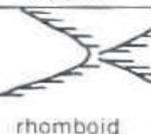
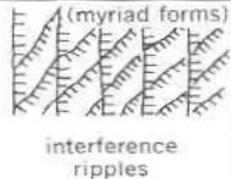
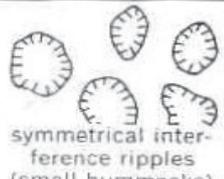
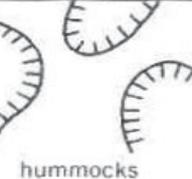
Formas de leito são feições desenvolvidas no fundo sedimentar não coesivo de um ambiente submerso através da interação deste leito móvel com as tensões geradas

pelo movimento do fluido sobrejacente. Essas formas são onipresentes em praticamente todos ambientes sedimentares, tendo efeito direto sobre a rugosidade do fundo, as condições de escoamento, e conseqüentemente, no transporte de sedimentos (WHITMEYER, FITZGERALD, 2008).

Observações em ambiente controlado e na natureza demonstraram que um fundo arenoso no qual há movimento dos sedimentos podem exibir cinco tipos distintos de feições de leito (Figura 3): fundo plano de fluxo inferior, *ripples*, dunas, fundo plano de fluxo superior e antidunas (BOGUCHWAL, SOUTHARD, 1990; RUBIN, MCCULLOCH, 1980).

As marcas onduladas (*ripples*) e dunas são feições que trazem em suas características importantes informações sobre os agentes atuantes em sua formação. As primeiras indicam em suas formas movimentos de maior frequência, com mudanças na escala de horas, como por exemplo em ciclos de marés. As dunas, no entanto, apresentam uma defasagem na alteração de sua morfologia que é dependente da taxa de mudança das condições do fluxo, da taxa de transporte de sedimentos em cada ponto no tempo e de seu tamanho (ALLEN, FRIEND, 1976). Os atributos básicos de caracterização de uma duna submersa são a sua altura, seu espaçamento e sua forma (Figura 6). A forma da duna está relacionada a orientação das suas cristas, sendo bidimensionais quando retas e paralelas, e tridimensionais com orientação mais complexa. Outro aspecto da forma de uma duna diz respeito ao grau de simetria, que é dada pela razão do comprimento entre a sua face suave e a face íngreme.

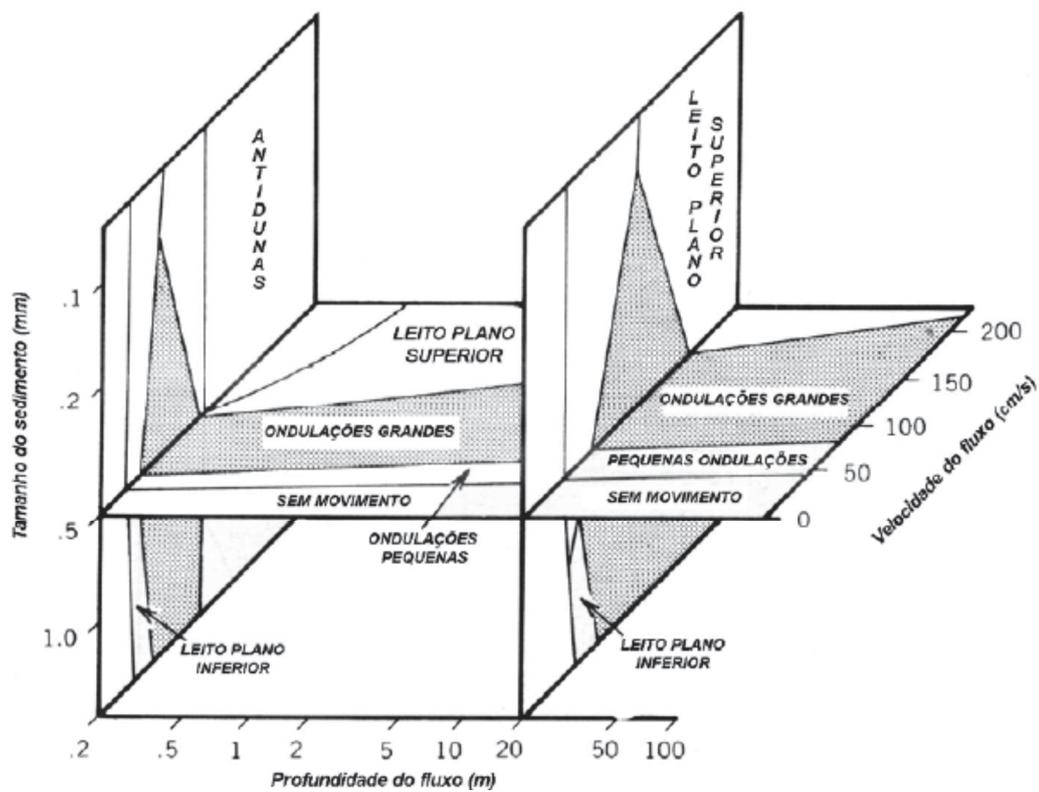
FIGURA 6: CLASSIFICAÇÃO DE MARCAS DE ONDA E DUNAS DE ACORDO COM SEU FORMATO.

Crest Shape	Ripple Profile			
	Asymmetrical		Symmetrical	
	Small Scale	Large Scale	Small Scale	Large Scale
Straight (linear)	 straight small ripples	 straight large ripples	 straight symmetrical ripples	 straight large symmetrical ripples
Sinuuous (undulatory)	 sinuous small ripples	 sinuous large ripples	 sinuous symmetrical ripples	 sinuous large symmetrical ripples
Cusate (catenary) or Lunate	 cusate small ripples	 lunate large ripples		
Linguoid	 linguoid small ripples	 linguoid large ripples		
Rhomboid	 rhomboid small ripples	 rhomboid large ripples		
Irregular or Intersecting Crests	 interference ripples	 complex large ripples	 symmetrical interference ripples (small hummocks)	 hummocks

FONTE: Fritz e Moore, 1988

O tamanho das dunas é uma função de diferentes variáveis, sendo as mais determinantes a profundidade, velocidade da corrente e tamanho dos grãos e suprimento de sedimentos (DALRYMPLE, RHODES, 1995). Rubin e McCulloch (1980) propuseram um diagrama tridimensional relacionando essas variáveis com o tipo feição para os diferentes regimes de escoamento (Figura 7).

FIGURA 7: RELAÇÃO DAS FEIÇÕES DE LEITO EM FUNÇÃO DA VELOCIDADE DE FLUXO, TAMANHO DE GRÃO E PROFUNDIDADE SOBRE OS DOIS REGIMES DE ESCOAMENTO.

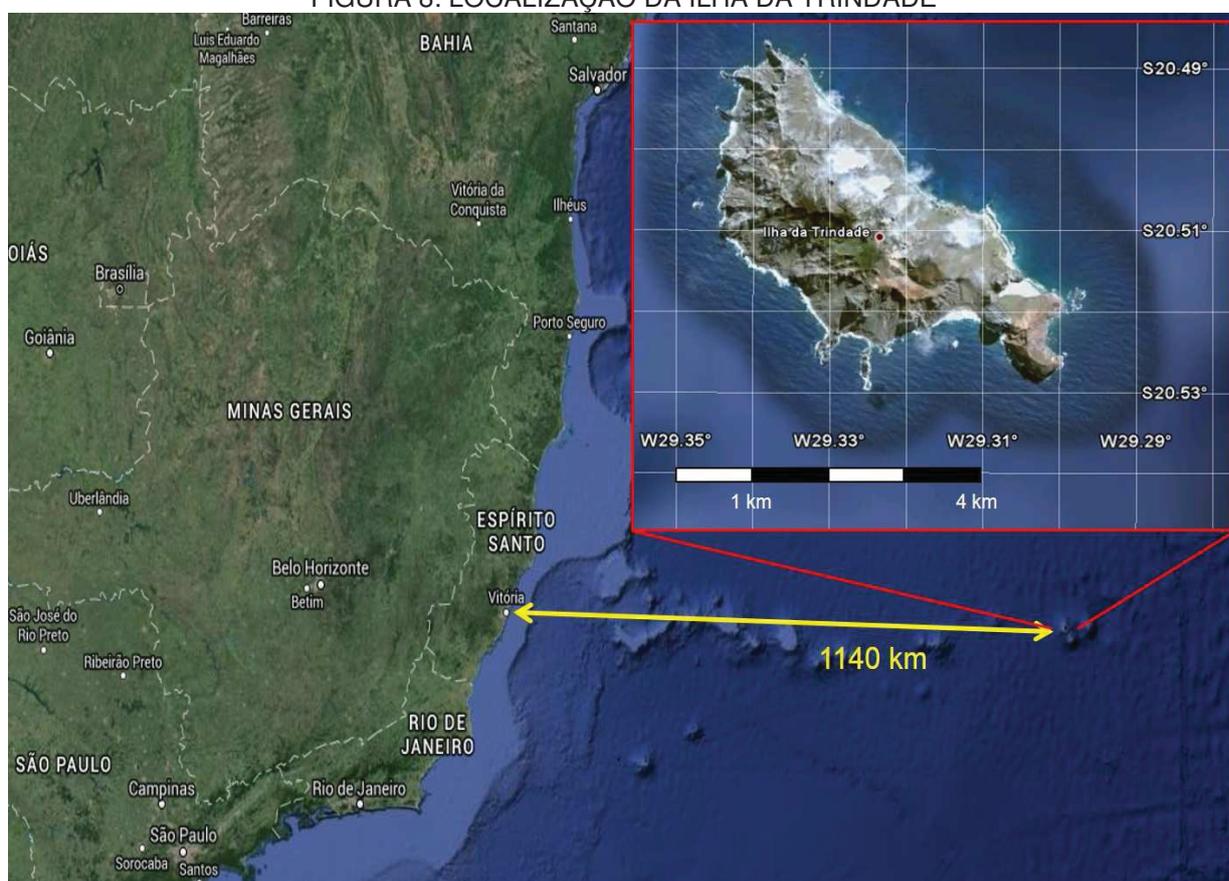


FONTE: Adaptado de Rubin e McCulloch, 1980

3 LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FÍSICOS

Situada a 1.140 km da costa brasileira, a Ilha da Trindade juntamente com o Arquipélago de Martim Vaz, é o ponto mais a leste do território nacional, e um dos locais mais isolados do Atlântico Sul (Figura 8). A ilha situa-se entre os paralelos de 20° 29' e 20° 32' S e os meridianos de 29° 17' e 29° 21' W, aproximadamente no paralelo de Vitória, ES. Está localizada no extremo leste da cadeia de montanhas submarinas Vitória-Trindade, que se eleva a 5.500 m do fundo oceânico. Além do Arquipélago de Martim Vaz, distante 49 km da ilha, e da costa brasileira, a terra mais próxima a Trindade é a ilha de Ascensão, pertencente ao governo britânico, afastada 2.400 km a nordeste.

FIGURA 8: LOCALIZAÇÃO DA ILHA DA TRINDADE



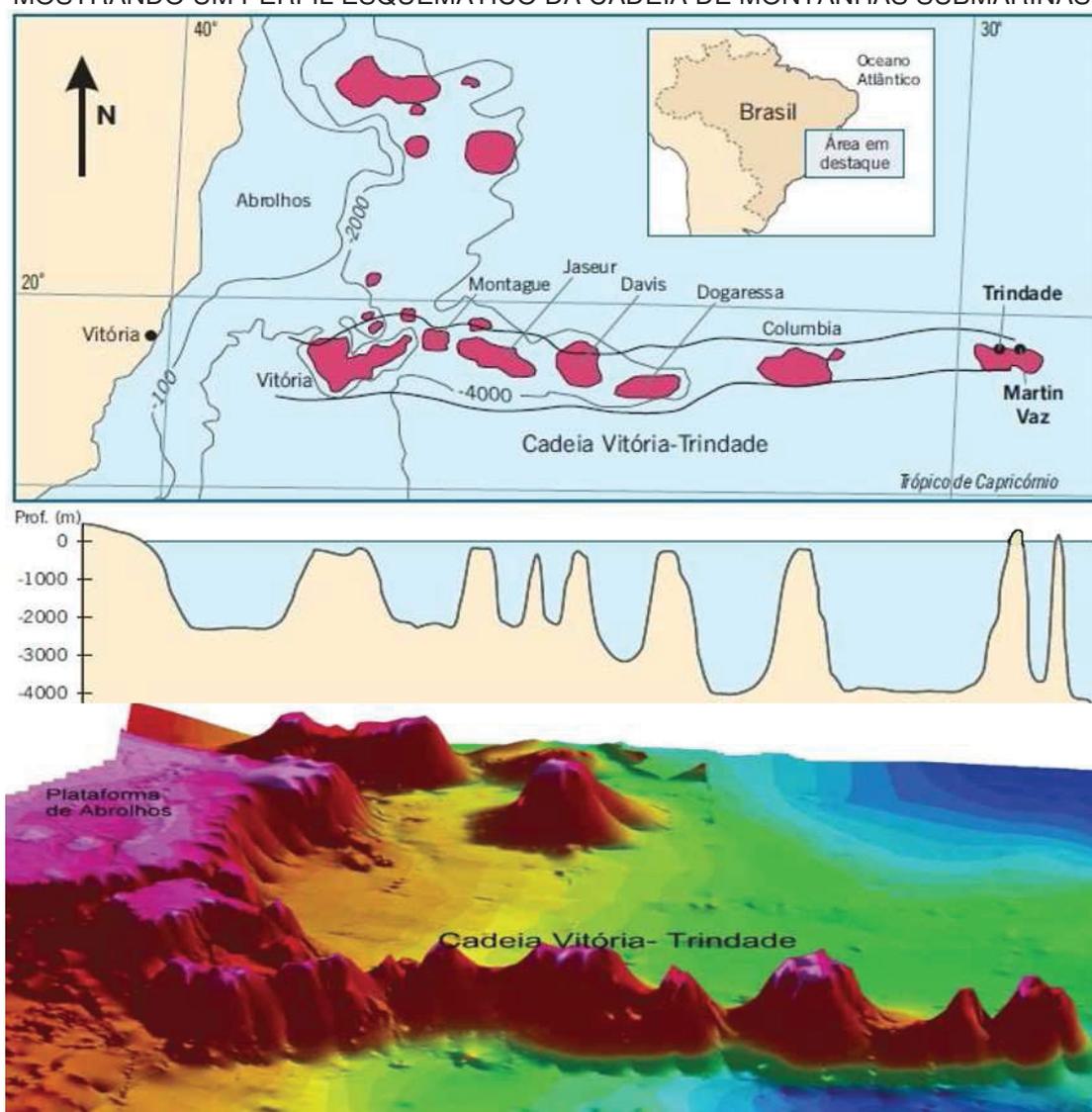
FONTE: Adaptado de Google, 2018

Com uma área de aproximadamente 13 km² e um terreno extremamente acidentado, a Ilha da Trindade representa o cume emerso de um monte submarino situado no final da cadeia de montes submarinos denominada Vitória-Trindade.

A Cadeia Vitória-Trindade inicia-se no talude continental da costa capixaba, distante cerca de 175 km da costa. É constituída por uma série linear de *guyots* e montes

submarinos com descontinuidades, de origem vulcânica. Vários destes relevos submarinos tem forma alongada de direção aproximada E-W, decorrente da intrusão do magma na zona de fratura de mesmo nome. Seus cumos submersos mais elevados foram aplainados pela erosão marinha, tendo atualmente profundidades inferiores a 100 m. Este processo ainda não atingiu a parte mais oriental, sendo a Ilha da Trindade e o Arquipélago de Martin Vaz as únicas partes emersas desta cadeia (ALMEIDA, 2006). Esta cadeia, com interrupções, tem cerca de 1000 km de extensão, alcançando o meridiano 29°W (Figura 9).

FIGURA 9: MAPA BATIMÉTRICO AO LONGO DA ZONA DE FRATURA VITÓRIA-TRINDADE, MOSTRANDO UM PERFIL ESQUEMÁTICO DA CADEIA DE MONTANHAS SUBMARINAS.



FONTE: Adaptado de Almeida, 2006 e IBGE, 2011

3.1 GEOLOGIA DA PORÇÃO EMERSA DA ILHA

A Ilha da Trindade é formada predominantemente por rochas vulcânicas, emergindo do assoalho oceânico sem relação com a plataforma continental.

Almeida (1961) realizou o mapeamento geológico mais completo da ilha até o momento, onde foram identificados pelo menos cinco grandes ciclos vulcânicos (Figura 10): Complexo de Trindade, Sequência Desejado, Formação Morro Vermelho, Formação Valado e Vulcão do Paredão.

As rochas mais antigas são as pertencentes ao Complexo de Trindade, que é constituído por rochas piroclásticas associadas a vulcanismo fonolítico, e rochas intrusivas formadas por vários diques, principalmente de nefelinito e fonólito. As rochas deste complexo estão expostas nas vertentes da maior parte da ilha.

A Sequência Desejado é formada por derrames de fonólitos e nefelinitos, com intercalação de piroclastos de composição equivalente.

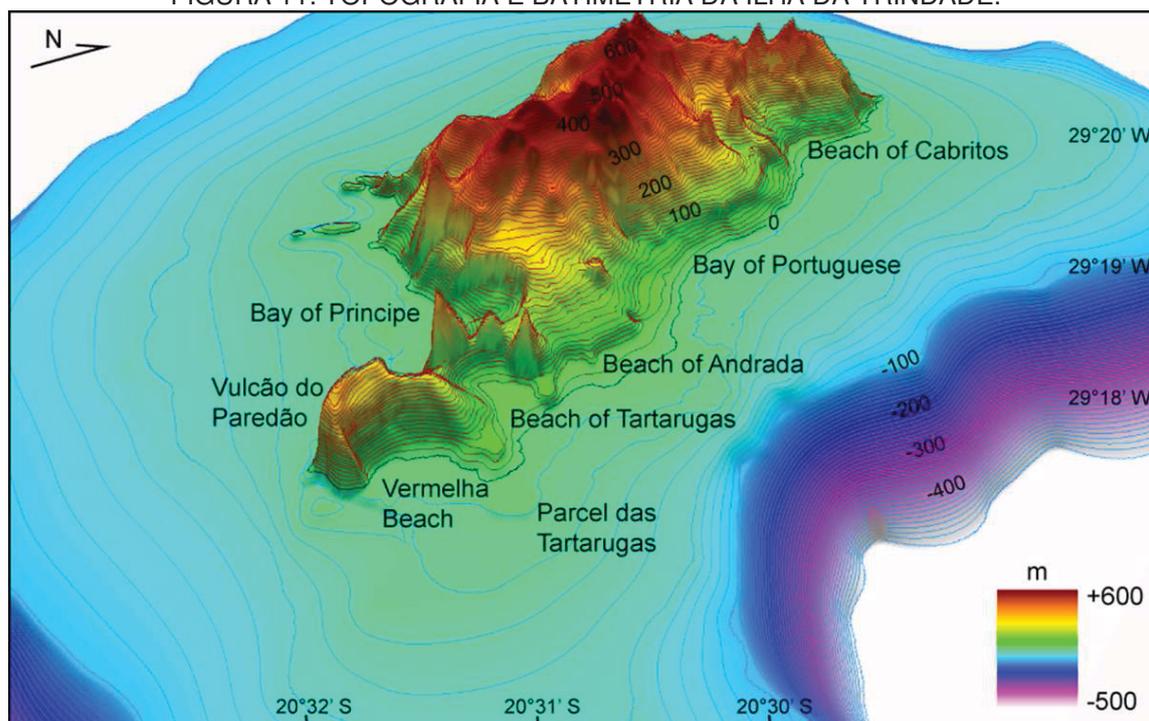
A Formação Morro Vermelho é resultado de uma erupção explosiva com derrames de lava ankaratrítica, uma variedade melanocrática de olivina nefelinito contendo biotita.

A Formação Valado caracteriza-se por depósitos aluviais do Córrego do Valado no norte da ilha, e intercala piroclastos e derrames de lavas provenientes de um centro emissivo situado no topo do vale. Os piroclastos são constituídos por corpos discoides, filamentos de lava, bombas rotacionais e massa de lavas sobre solo em estado pastoso.

O Vulcão do Paredão, na extremidade oriental da ilha, representa as ruínas de um cone vulcânico parcialmente destruído pela ação de ondas, mas ainda se percebem restos de suas vertentes originais. Era um cone formado por piroclastos com intercalações de lava ankaratrítica.

Os Depósitos Holocênicos representam uma pequena parcela das unidades estratigráficas ocorrentes na ilha. Almeida (1961) reconheceu oito unidades sedimentares quaternárias: depósitos continentais de tálus e leques aluviais, depósitos costeiros de areia e cascalhos nas praias atuais e também em paleo-praias, recifes algálicos e depósitos eólicos.

FIGURA 11: TOPOGRAFIA E BATIMETRIA DA ILHA DA TRINDADE.



FONTE: Angulo et al., 2018

A estrutura geológica da ilha gera um conjunto de formas diferenciadas, podendo ser classificadas em três domínios geomorfológicos. São eles: Domínio Planalto Axial, Domínio de Vertentes Costeiras e Domínio Litorâneo.

O Domínio Planalto Axial, descrito por Almeida (1961), representa as maiores elevações da ilha, onde se originam todos os cursos de água importantes, assim como várias incisões que drenam as escarpadas vertentes. O planalto ergue-se acima de 350 metros de altitude, e caracteriza-se por um relevo de morros separados por vales. No centro da ilha destacam-se cristas elevadas, que agem como as principais divisoras de águas.

O Domínio de Vertentes Costeiras (ALMEIDA, 1961) caracteriza-se por superfícies rochosas abruptas que descem até o nível do mar, das quais se erguem os picos fonolíticos que dão a ilha notáveis paisagens geomorfológicas, como por exemplo o vulcão do Paredão, que são as ruínas de um edifício vulcânico, de pouco mais de 200m, semidestruído pelo mar. Os declives caracterizam-se em geral por escarpas abruptas, e a rede de drenagem está limitada ao período chuvoso. Na estação seca suas vazões são pouco expressivas.

O Domínio Litorâneo (CASTRO, ANTONELLO, 2006) reflete a resistência da estrutura em que o mesmo se estabeleceu. Caracterizado principalmente por saliências ao redor da ilha, formadas por corpos fonolíticos, diques e antigos condutos vulcânicos

que resistem melhor a erosão do que outras rochas presentes na ilha. O perímetro total da costa é de 21,7 Km, sendo destes 16,7 km (76,7%) rochoso e 5,1 km (24%) composto por praias arenosas e de cascalho. Os sedimentos das praias refletem a mineralogia das rochas adjacentes (CALLIARI et al., 2016)

A plataforma insular da ilha é relativamente estreita e descontínua, formada por sedimentos gerados a partir da erosão das rochas vulcânicas presentes na mesma, ocorrendo em alguns poucos locais abrigados, principalmente na porção nordeste da ilha (ANGULO et al., 2016). Besnard (1951) dividiu a plataforma em 3 zonas distintas sem limites nítidos entre elas, que são: 1ª Zona: litorânea, formada por fundos rochosos; 2ª Zona: formada por rochas, aglomerados e areias; e 3ª Zona, formada por fundos arenosos.

Os fragmentos de rochas são compostos por material desagregado da ilha, sendo que muitas dessas rochas já se encontram revestidas por rodolitos e outros organismos com envoltórios calcáreos. Os aglomerados são compostos principalmente por rodolitos, com tamanho médio de 4 a 5 cm de diâmetro e composição entre 89 e 94% de carbonatos. E por último as areias, de granulometria grossa a fina, variando gradualmente da borda da ilha para o talude. Esta areia é composta por cerca de 15% de material carbonático e 41% de resíduos insolúveis em água régia, uma mistura de ácido nítrico e ácido clorídrico concentrados, registrando uma abundância de grãos ferruginosos provenientes da desagregação das rochas (BESNARD, 1951).

3.3 CLIMA E DADOS OCEANOGRÁFICOS

O clima da Ilha da Trindade é do tipo tropical oceânico, amenizado por ventos alísios do leste. Sua temperatura média anual é de 24°C, sendo o mês de fevereiro o mais quente e setembro o mais frio. Quase todos os dias durante o verão ocorrem precipitação de chuvas rápidas, que recebem a denominação local de “Pirajá”. Entre os meses de abril a outubro, a ilha recebe periódicas frentes frias, com intervalo médio de uma semana (PROTRINDADE, 2018).

O regime de ondas atuante na ilha é predominantemente de sul e sudeste, com uma altura de ondas médias de 2,14 m, sendo mais frequente ondas de alturas entre 1 e 3 m (90% do total), e período médio entre ondas de 11 s (CALLIARI et al., 2016).

Segundo a classificação de Davies (1964), a ilha apresenta um regime de micromarés semi-diurno, com amplitudes médias nas marés de sizígia e quadratura de 1,1 e 0,8 m respectivamente (BRASIL, Marinha, 2011).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a interpretação dos dados e identificação das feições de fundo marinho propostas no projeto, foram realizadas as seguintes etapas:

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa consistiu do levantamento bibliográfico de trabalhos anteriores realizados na Ilha da Trindade, tanto de cunho regional como local, sendo que os principais artigos publicados são a monografia de Almeida (1961), que é até hoje o trabalho mais completo sobre a ilha, e o livro de Mohr et al. (2009), entre outros artigos e livros existentes. Também foram consultados os mapas geológicos existentes, como o mapa geológico proposto por Almeida (1961) e o mapa dos depósitos quaternários proposto por Angulo et al. (2016), e a carta náutica da ilha produzida pela Marinha do Brasil (1968).

Livros e artigos sobre a formação das formas de fundo e ambiente de sedimentação marinha também foram consultados, assim como a formação de ondas, correntes costeiras, e suas interações com um ambiente de antepraia, os principais trabalhos consultados para estes aspectos são os livros de Fritz e Moore (1988), Cowell et al. (1999) e Fernandes et al. (2015).

Para a compreensão do método de sonar de varredura lateral, foram consultados diversos livros, artigos e teses, sendo os principais a tese de Souza (2006), e os livros de Mazel (1985) e Blondel (2009).

4.2 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS

Para a aquisição dos dados de sonar, foram utilizados dois sonares da marca DeepVision, sendo um utilizando a frequência de 340 kHz, e outro na frequência de 670 kHz (Figura 12), sendo o de 340kHz o mais utilizado. Os sonares pertencem ao Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST) da UFPR, e foram rebocados por um bote de apoio pertencente a Marinha do Brasil (Figura 13). O sonar é acoplado a um notebook, e a aquisição é feita através do software DeepView adquirido pelo LECOST-UFPR. Para o registro das coordenadas tanto dos dados do sonar quanto das amostragens foi utilizado um GPS da marca Garmin, modelo Etrex Legend C.

FIGURA 12: CONJUNTO DO SONAR DE VARREDURA LATERAL UTILIZADO PARA AQUISIÇÃO DE DADOS.

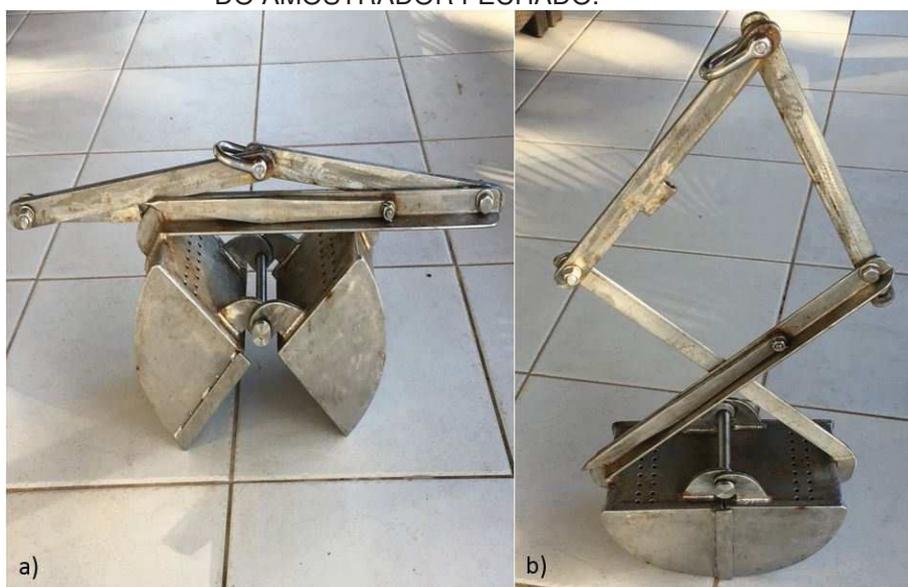


FIGURA 13: BOTE DE APOIO UTILIZADO NA AQUISIÇÃO DOS DADOS DE SONAR.



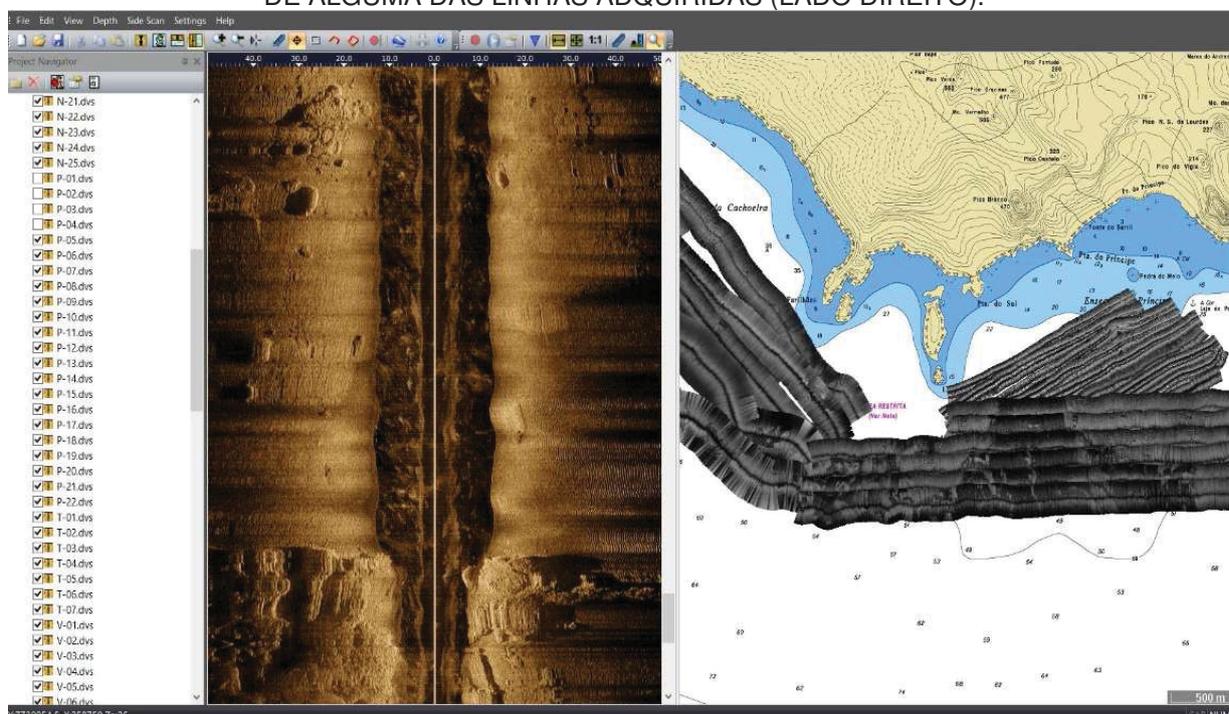
Para a amostragem de material de fundo foi utilizado um amostrador do tipo Van Veen (Figura 14), pertencente ao Dr. Luiz Sielski, que emprestou o mesmo para este uso. Para a fotografia do fundo marinho durante a amostragem foi utilizada uma câmera fotográfica GoPro, acoplada ao cabo do amostrador tipo Van Veen a aproximadamente 5m de distância do mesmo. O amostrador do tipo Van Veen é aconselhável para amostra de sedimentos arenosos, não sendo recomendado seu uso para coleta de materiais biogênicos como corais, ou rochas consolidadas.

FIGURA 14: AMOSTRADOR DO TIPO VAN VEEN UTILIZADO PARA COLETA DE AMOSTRAS DE FUNDO DURANTE A ETAPA DE CAMPO. A) POSIÇÃO DO AMOSTRADOR ABERTO, E B) POSIÇÃO DO AMOSTRADOR FECHADO.



Após a aquisição dos dados de sonar, os mesmos estão foram analisados e interpretados utilizando o software DeepView (Figura 15).

FIGURA 15: TELA DO PROGRAMA DEEVIEW, MOSTRANDO UM EXEMPLO DE PROCESSAMENTO DO SONAR DE VARREDURA LATERAL (LADO ESQUERDO) E DISTRIBUIÇÃO DE ALGUMA DAS LINHAS ADQUIRIDAS (LADO DIREITO).



4.3 SONAR DE VARREDURA LATERAL

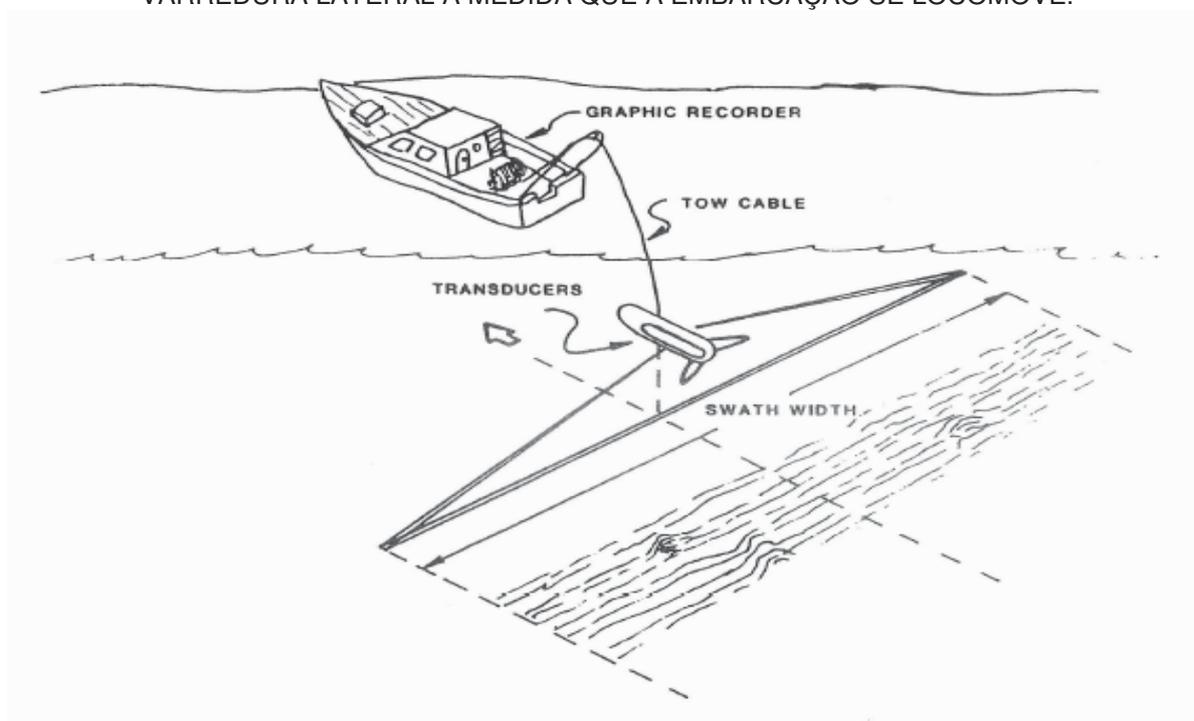
O sonar de varredura lateral é um método acústico de investigação de áreas submersas, e se baseia nos princípios de propagação do som na água.

A sonografia tem por objetivo o imageamento da superfície de fundo de áreas submersas, em substituição às técnicas usualmente empregadas no mapeamento em terra, como fotografias aéreas e imagens de satélite.

4.3.1 Princípios de funcionamento do sonar

O princípio da sonografia é baseado na emissão de um sinal acústico de alta frequência em intervalos de tempo regulares, por dois transdutores (emissor e receptor) submersos, que apontam para ambos os lados da superfície de fundo em relação ao rumo da navegação (Figura 16) (SOUZA, 2006). Os mesmos transdutores são os responsáveis pela recepção do sinal emitido, e atuam independente um do outro. Geralmente estes transdutores são constituídos por um conjunto de pastilhas piezelétricas que formam a parte principal do sistema, e são os responsáveis pela conversão da energia elétrica em energia mecânica, que são as vibrações que se propagam na coluna d'água e retornam após refletir na superfície do fundo (BLONDEL, 2009).

FIGURA 16: ILUSTRAÇÃO MOSTRANDO COMO É FORMADA A IMAGEM DE UM SONAR DE VARREDURA LATERAL À MEDIDA QUE A EMBARCAÇÃO SE LOCOMOVE.



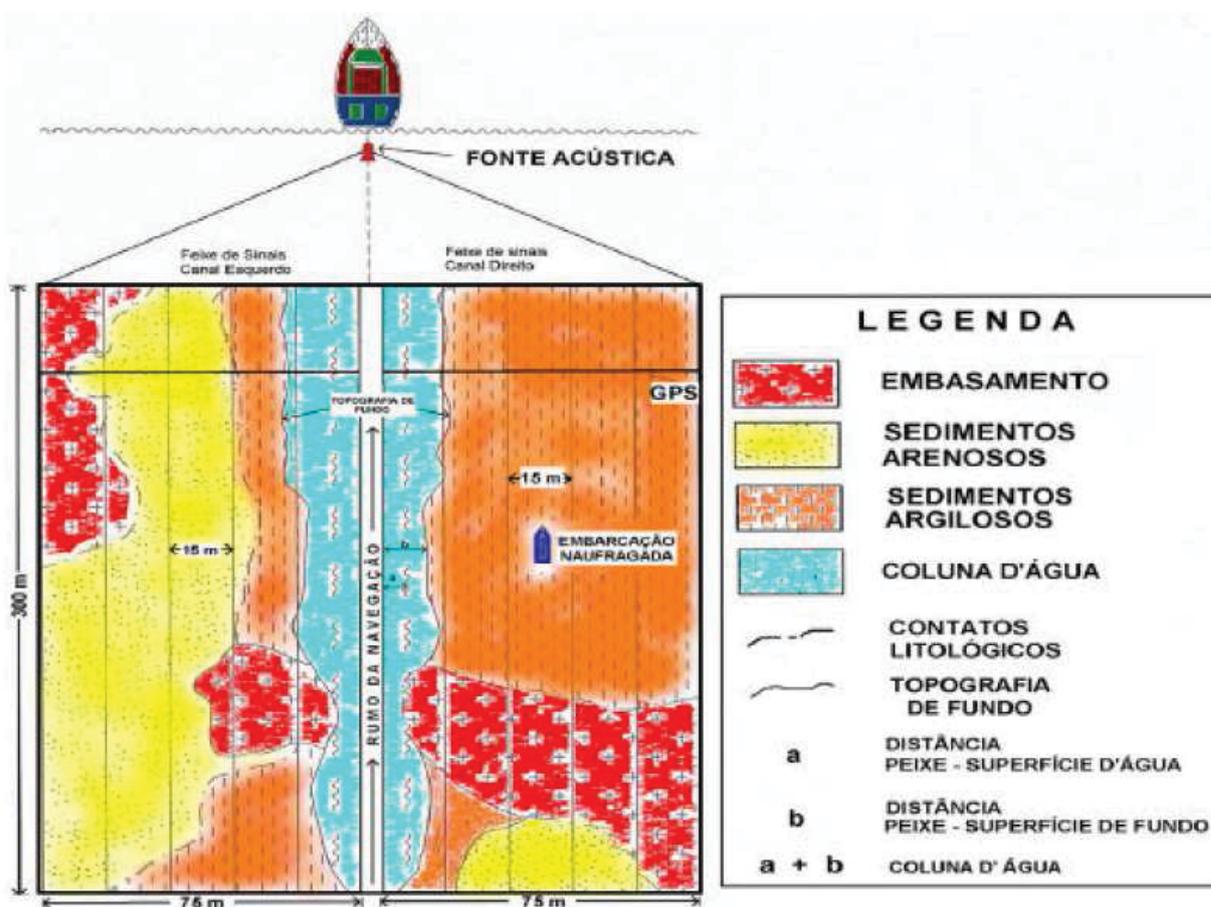
FONTE: Mazel, 1985

Os sinais acústicos emitidos pelo sistema possuem propriedades como largura vertical e horizontal, do feixe, e inclinação em relação ao plano de superfície da água. As pastilhas piezelétricas que compõe os transdutores do sonar operam normalmente com frequências superiores a 100 kHz, mas existindo sonares que operam em baixas

frequências, mas com um sistema de longo alcance normalmente utilizado em águas profundas (SOUZA, 2006).

O sinal acústico de alta frequência emitido pelo sonar não penetra através dos estratos, porém permite a obtenção de informações detalhadas da superfície do fundo, que possibilita a identificação de feições tais como estruturas sedimentares, contatos litológicos ou objetos depositados pela ação humana. Os sinais emitidos são gravados a medida que chegam ao receptor, de modo que os pontos mais próximos são gravados primeiro e os pontos mais distantes são gravados depois, formando uma imagem de fundo da área investigada (Figura 17).

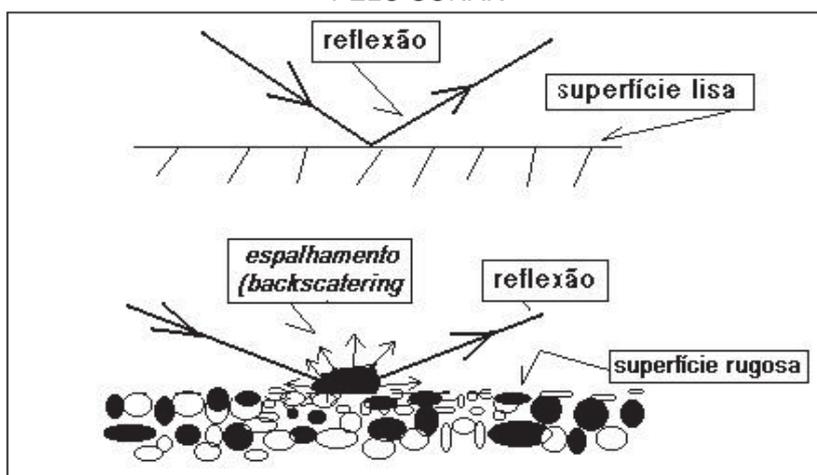
FIGURA 17: CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DO REGISTRO DE CAMPO OBTIDO POR MEIO DA SONOGRAFIA.



FONTE: Souza, 1998

São basicamente dois os mecanismos primários que permitem que o som emitido pelo sonar retorne ao transdutor: reflexão e *backscattering* (Figura 18). A reflexão está relacionada com o sinal que atinge a superfície do fundo e retorna imediatamente ao transdutor, e o *backscattering* está relacionado com a interação entre a energia do som e a impedância acústica do material da superfície do fundo (SOUZA, 2006).

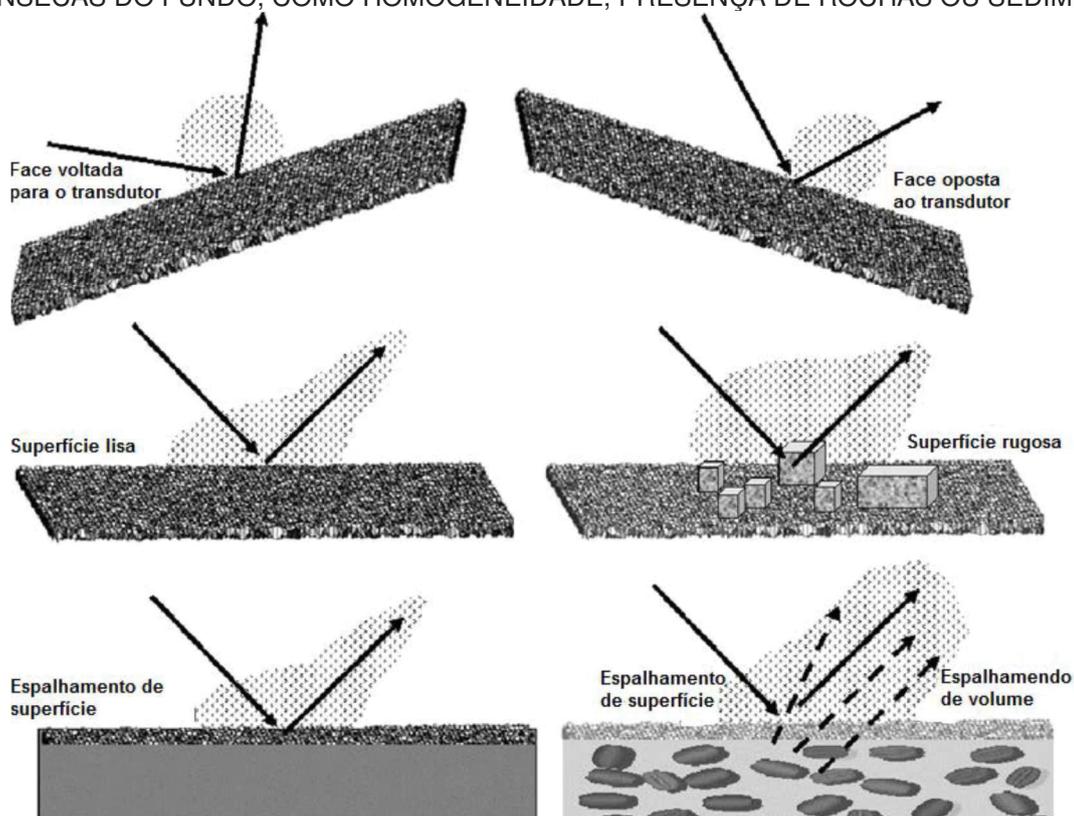
FIGURA 18: REFLEXÃO E BACKSCATTERING (ESPALHAMENTO) DO SINAL ACÚSTICO EMITIDO PELO SONAR



FONTE: Adaptado de Mazel, 1985

A quantidade de energia que retorna ao transdutor está relacionada primeiramente com o tipo de pulso acústico emitido, e em segundo lugar com o tipo de fundo e suas propriedades acústicas. Superfícies homogêneas e planas oferecem um baixo retorno dos sinais, enquanto superfícies rugosas e irregulares oferecem um retorno de sinais mais forte (Figura 19) (BLONDEL, 2009).

FIGURA 19: O ESPALHAMENTO (*BACKSCATTERING*). É INFLUENCIADO POR 3 FATORES, DE CIMA PARA BAIXO: A GEOMETRIA DO CORPO; RUGOSIDADE DO FUNDO; E PROPRIEDADES INTRÍNSECAS DO FUNDO, COMO HOMOGENEIDADE, PRESENÇA DE ROCHAS OU SEDIMENTOS

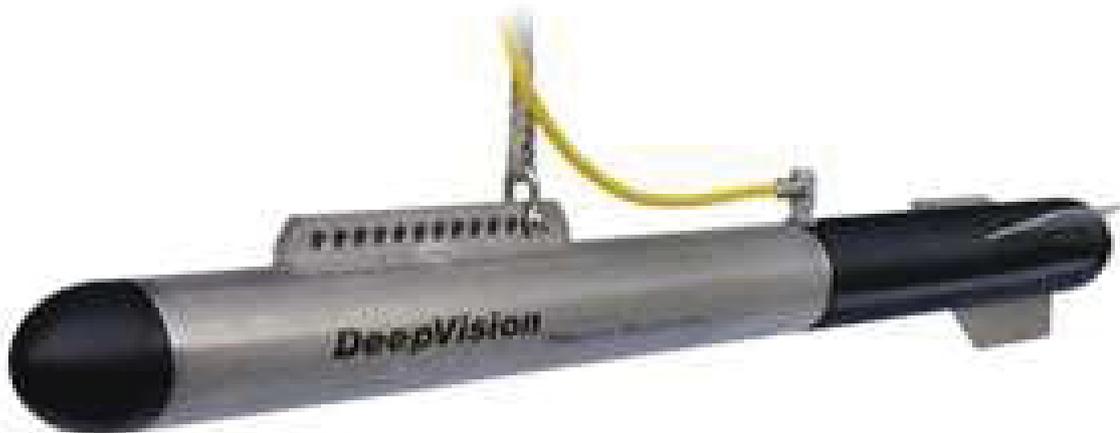


FONTE: Adaptado de Blondel, 2009

4.3.2 Aquisição dos dados

A aquisição de dados é feita através de transdutores que podem ser afixados no casco de uma embarcação ou rebocados na superfície da água. Em ambientes de águas rasas o mais comum é rebocar os transdutores por meios de cabos que funcionam tanto para tracionar o equipamento quanto para conduzir os sinais. Este posicionamento da ferramenta permite que a ferramenta fique em uma parte intermediária da coluna d'água, distante da embarcação, e deste modo garantindo uma diminuição dos ruídos gerados pela mesma, melhorando a qualidade dos sinais obtidos. Nestes casos os transdutores são montados em estruturas de aço com formas hidrodinâmicas, denominadas “peixe” (Figura 20) (MAZEL, 1985).

FIGURA 20: DETALHE DE UM TRANSDUTOR DA MARCA DEEPPVISION MONTADO EM UM “PEIXE”. ACIMA DO MESMO O CABO UTILIZADO PARA TRAÇÃO E CONDUÇÃO DOS SINAIS ENVIADOS E RECEBIDOS PELOS TRANSDUTORES



FONTE: Deepvision, 2016

4.3.3 Os registros do sonar de varredura lateral

4.3.3.1 Escala

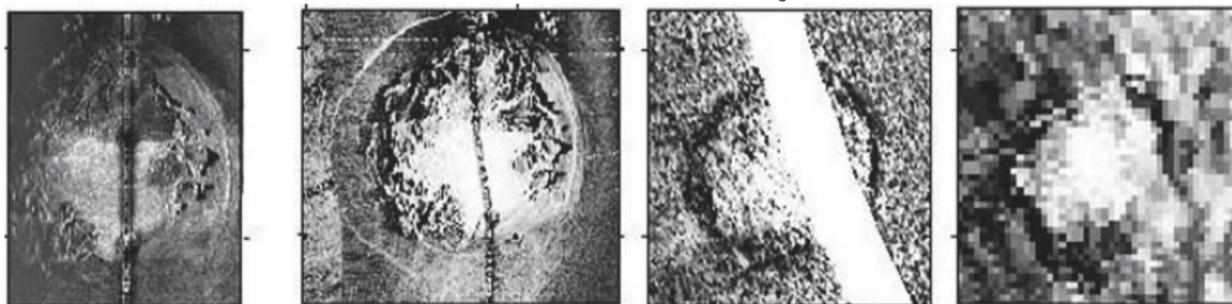
Assim como na maioria dos métodos geofísicos de investigação acústicos, a medida principal realizada pelos sistemas é o tempo de percurso das ondas no trajeto transdutor-objeto investigado-transdutor. No caso do sonar de varredura lateral já se conhece que o sinal vai atravessar um meio de velocidade conhecida (água), e se conhecendo a velocidade de propagação do som neste meio é possível identificar as dimensões das feições a serem analisadas de modo simples e rápido (MAZEL, 1985).

4.3.3.2 Alcance lateral

Em uma imagem registrada por sonar de varredura lateral, o alcance lateral representa o ponto máximo de amostragem da superfície. Os equipamentos disponíveis atualmente permitem a utilização de um alcance lateral variável, em águas rasas sendo utilizados normalmente entre 25 e 600 m (SOUZA, 2006). A escolha do alcance lateral depende primeiramente da escala de detalhamento desejado, quanto maior o nível de detalhe menor o alcance lateral. Em muitos casos primeiramente é realizado um levantamento com grande alcance lateral, seguido por varreduras curtas a fim de se detalhar os locais de interesse.

Uma característica que interfere diretamente na definição do alcance lateral da ferramenta é a frequência do sinal. Sistemas de grande alcance utilizado na aquisição de imagens em águas profundas utilizam frequências muito baixas, o que permite um alcance lateral da ordem de dezenas de quilômetros, enquanto os sonares de uso mais comum em águas rasas utilizam frequências na ordem de 100 kHz. Quanto maior a frequência utilizada melhor a resolução da imagem obtida (Figura 21), mas em compensação o registro perde em alcance lateral, que é reduzido (BLONDEL, 2009).

FIGURA 21: IMAGEM DE UMA MESMA FEIÇÃO GEOLÓGICA EM DIFERENTES RESOLUÇÕES DE FREQUÊNCIA. DA ESQUERDA PARA A DIREITA, 100KHZ, 30 KHZ, 12 KHZ E 6 KHZ. NOTA-SE QUE QUANTO MAIOR A FREQUÊNCIA MAIOR A RESOLUÇÃO DO OBJETO MAPEADO



FONTE: Blondel, 2009

4.3.3.3 Resolução

A resolução de uma imagem é a capacidade de se distinguir dois pontos distintos em uma imagem. Esta capacidade depende de vários fatores relacionados as características do equipamento utilizado, principalmente a largura do feixe de sinais, a duração do pulso e a frequência do sinal emitido. A natureza do fundo, velocidade da embarcação e a distância do ponto até os transdutores também são fatores secundários que influenciam a resolução de uma imagem de sonar de varredura lateral.

Por exemplo, um feixe pequeno, de curta duração e com alta frequência possui uma resolução centimétrica, tendo uma boa aplicação no mapeamento de pequena

escala e em operações de busca e salvamento, mas em compensação possui pouco efeito para um mapeamento regional (Figura 21).

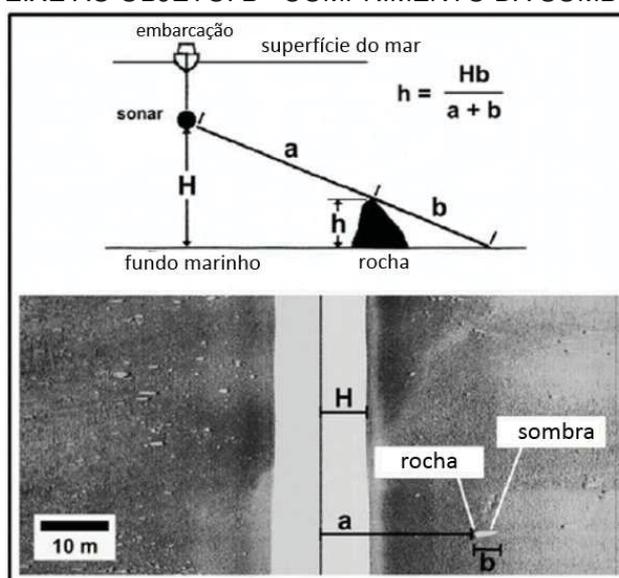
Outros fatores também podem contribuir para aumentar ou diminuir a qualidade dos registros, como por exemplo a altura dos transdutores em relação a superfície do fundo e os ruídos em geral, que podem ser causados por diversos fatores como turbulências, movimento das hélices da embarcação, ondas, correntezas e até mesmo interferência por outros dispositivos como rádios e embarcações próximas (CERVENKA, DE MOUSTIER, 1993).

4.3.4 Interpretação dos registros do sonar

A interpretação dos dados do sonar de varredura lateral está baseada na análise dos contrastes texturais apresentados pelas imagens obtidas (COLLIER, BROWN, 2005).

A análise visual da imagem gerada permite reconhecer as principais características da superfície do fundo, tendo como base os padrões texturais existentes, a geometria das feições identificadas e a refletividade acústica da superfície. As sombras projetadas permitem determinar a altura das feições a serem identificadas (Figura 22). Texturas rugosas são comumente interpretadas como afloramentos rochosos, recifes de corais e sedimentos grossos, enquanto texturas lisas e homogêneas são interpretadas como sedimentos finos (SOUZA, 2006).

FIGURA 22: FIGURA MOSTRANDO COMO CALCULAR A ALTURA DE UM OBJETO COM SONAR DE VARREDURA LATERAL, ONDE H= DISTÂNCIA ENTRE O PEIXE E O FUNDO, A= DISTÂNCIA DO PEIXE AO OBJETO. B= COMPRIMENTO DA SOMBRA



FONTE: FONTE: Adaptado de Mazel, 1985

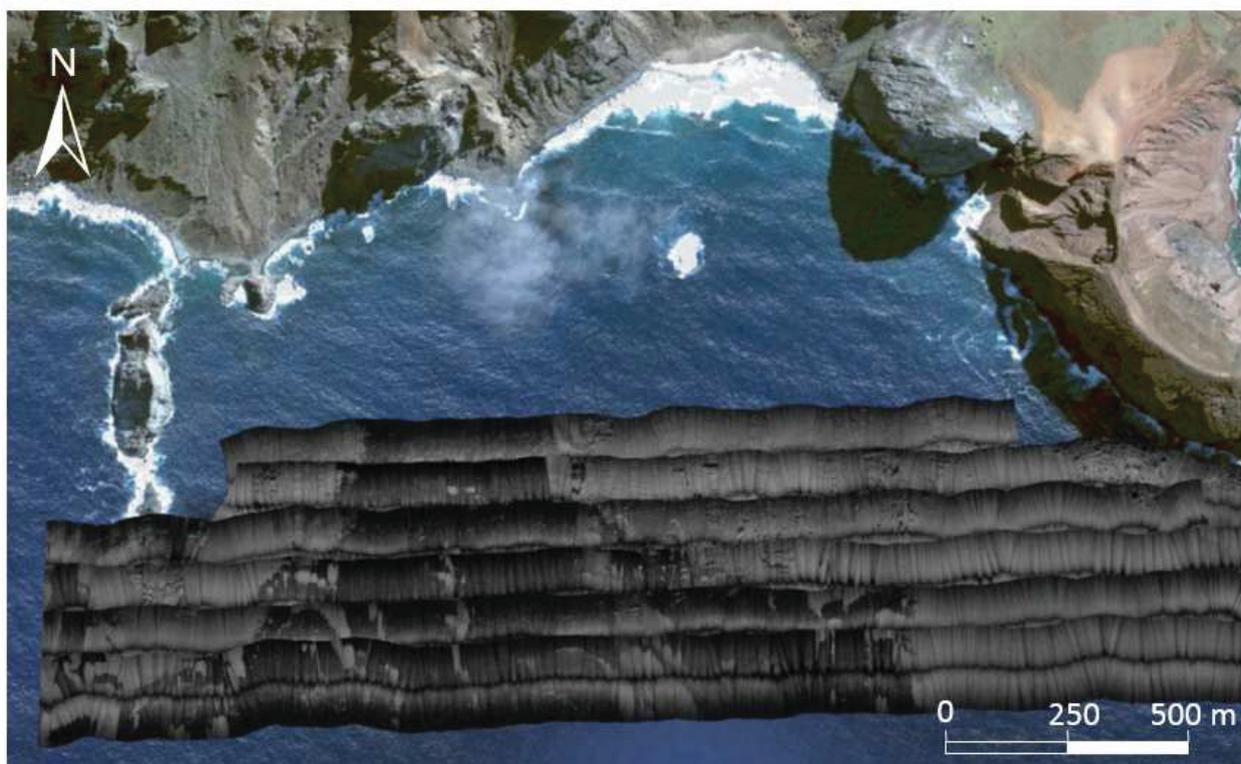
Atualmente, com o avanço da tecnologia, a interpretação dos registros de sonar é realizada a partir de *softwares* desenvolvidos para isto, que fazem uma análise automática dos contrastes texturais (Figura 15).

A análise automática traz uma série de vantagens para a interpretação dos dados em relação ao método tradicional baseado na análise direta do intérprete, principalmente quando existe uma grande quantidade de imagens, pois os *softwares* geram uma análise rápida e objetiva dos dados, ao contrário da interpretação manual e subjetiva realizada por um intérprete.

Softwares corretamente calibrados podem detectar variações texturais imperceptíveis ao olho humano, possibilitando a obtenção de mapas de superfície de fundo com muito mais detalhes.

Outro aspecto importante no processo de análise dos dados é a possibilidade da justaposição lateral das imagens, criando um mosaico que permite visualizar várias imagens de uma só vez (Figura 23).

FIGURA 23: MOSAICO GERADO A PARTIR DE VÁRIAS LINHAS DE SONAR DE VARREDURA LATERAL JUSTAPOSTAS LATERALMENTE.



FONTE: Adaptado de Google Earth, 2018

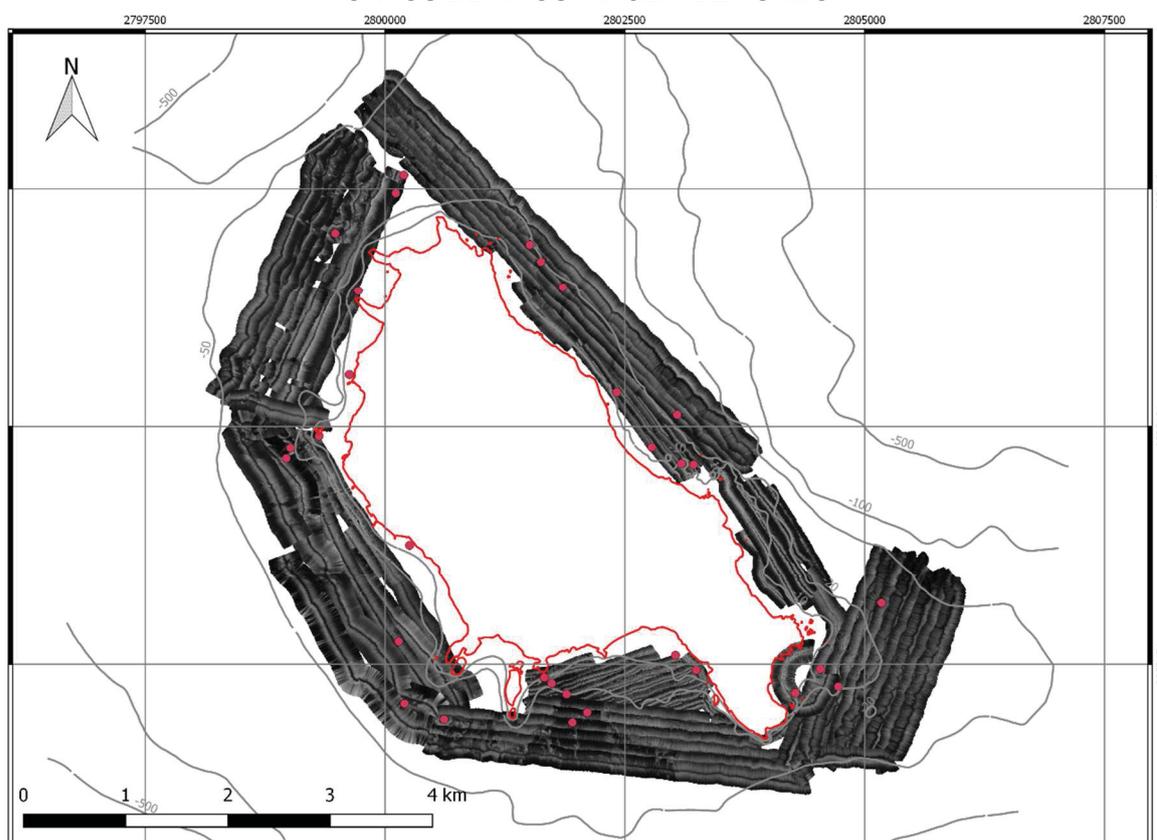
4.4 ETAPA DE CAMPO E AQUISIÇÃO DE DADOS

Para este trabalho foram realizadas duas etapas de campo, a primeira em maio de 2016 e a segunda em junho de 2017, sendo que a primeira etapa foi realizada pelos

pesquisadores Dr. Luiz Sielski e Msc. Marcelo Muller. O período de aquisição de dados consumiu um total de 8 dias para os dados de sonar de varredura lateral, e 2 dias para coleta de amostras de fundo.

No total foram adquiridas 106 linhas de sonar válidas, com uma extensão de 158.750 m, e cobrindo uma área de 17,7 km² (Figura 24). Por questões de segurança, foram obtidos dados de sonar até a cota batimétrica de 50 m e também foi evitada a aproximação da costa e dos pontões rochosos. O ponto mais próximo onde foram adquiridos dados foi o costão rochoso na parte de trás do Vulcão do Paredão, e o ponto mais distante foi a uma distância aproximada de 1600 m na ponta leste da ilha. A tabela completa com as linhas de sonar adquiridas se encontra nos anexos (Anexo 1).

FIGURA 24: ÁREA COBERTA PELO SONAR DE VARREDURA LATERAL AO REDOR DA ILHA E PONTOS DE AMOSTRAGEM DE FUNDO.



Para a etapa de amostragem de fundo foram selecionados alguns pontos através de uma interpretação expedita das imagens de sonar, a fim de escolher locais propícios para amostragem de sedimentos, e alguns locais com características sonográficas diferentes para identificar o fundo marinho através de fotografias, caso não fosse possível a coleta de amostras de fundo. No total foram efetuadas 31 tentativas de amostragem de material de fundo com o amostrador tipo Van Veen (Figura 24), destas

tentativas foram recuperadas 23 amostras, e foram tiradas fotografias submarinas de 23 das 31 tentativas.

4.5 ANÁLISES DOS SEDIMENTOS COLETADOS

As amostras de fundo coletadas foram levadas para o laboratório LAbESed da UFPR para análise. Das 23 amostras recuperadas 9 são de material biogênico e 14 de sedimentos arenosos.

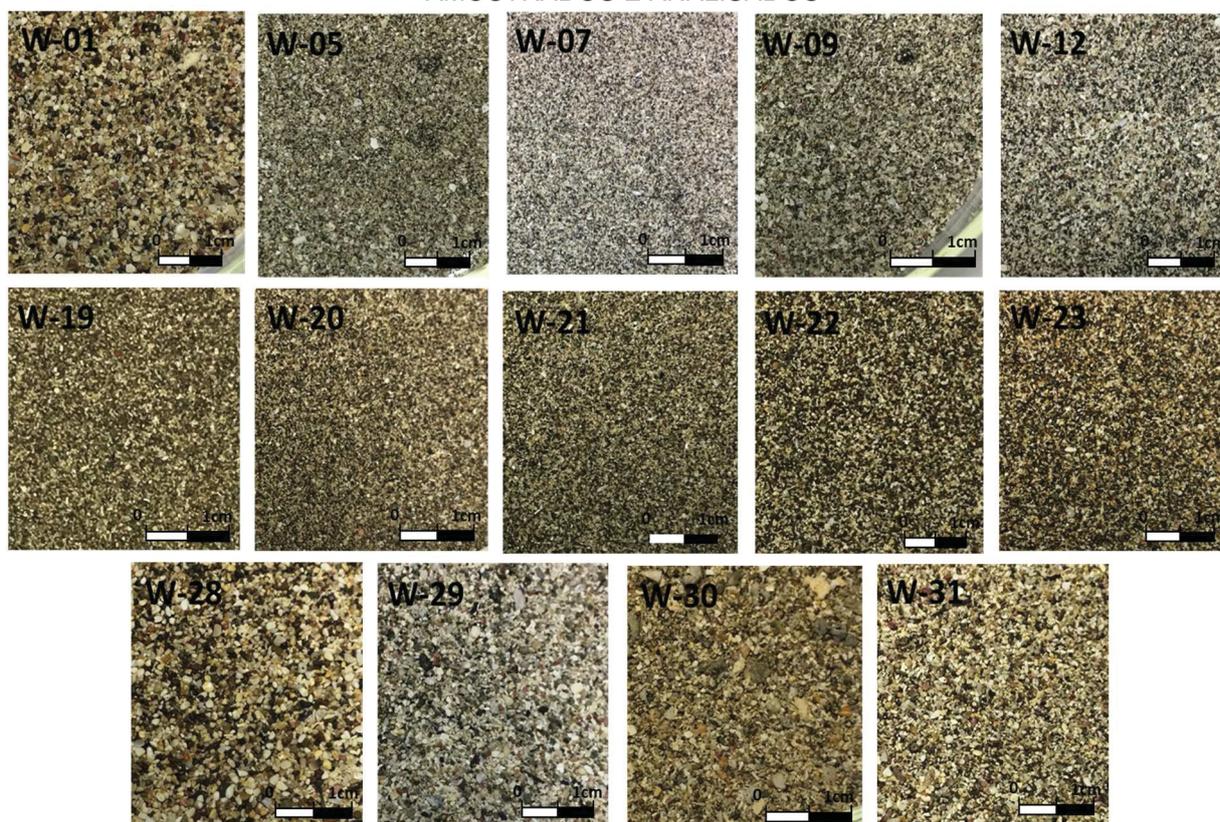
As amostras de material biogênico foram descritas macroscopicamente como sendo de rodolitos, sem a obtenção de análises laboratoriais.

Para as 14 amostras de sedimentos arenosos, primeiramente foi separado uma quantidade de aproximadamente 150 g de cada amostra, e deixado em estufa por 48 h para secagem. Após a secagem as amostras foram observadas em lupa de bolso e classificadas de acordo com seu arredondamento utilizando-se a classificação de Russel e Taylor (1937) (Figura 25). Em seguida foi separado 50 g de cada amostra seca, adicionado 1 g de dispersante e as amostras foram lavadas para retirada dos sais, com nova secagem por 24 h em estufa. Após isto as amostras foram processadas segundo o método descrito por Folk (1965) para peneiramento em peneiras com intervalos de 0,5 phi. Os parâmetros de granulometria foram calculados pelo método de momento utilizando-se o programa GRADISTAT, utilizando a classificação de Folk e Ward (1957) e a escala granulométrica de Wentworth (1922). Os histogramas com as análises granulométricas dos sedimentos analisados se encontram no Anexo 3.

O teor de carbonatos foi analisado segundo o método de acidificação proposto por Milliman (1974), utilizando-se 10 g de amostra e lavando as mesmas com HCl 10% a frio até cessar a efervescência, lavando em seguida a amostra com água destilada e posta novamente para secar e depois nova pesagem para determinar a quantidade de material restante.

A porcentagem de matéria orgânica foi obtida por perda ao calor segundo o método de Davies (1974), através da queima de 10 g de amostra seca a 440°C por 40 min, com posterior pesagem do material resultante.

FIGURA 25: FOTOGRAFIAS MACROSCÓPICAS DOS SEDIMENTOS ARENOSOS DE FUNDO AMOSTRADOS E ANALISADOS



A tabela que mostra as 31 tentativas de amostragem, o que foi coletado no amostrador Van Veen e o que as fotografias subaquáticas indicam como material de fundo, além das coordenadas dos pontos amostrados está exibida no Anexo 2. Em alguns pontos o material coletado não é o mesmo que aparece nas fotografias subaquáticas, isso pode ocorrer por exemplo no caso da amostra 3, onde existiam algumas cabeças de coral dispersas no meio das *ripples* de areia e foi coletado justamente esse material ao invés de sedimentos.

5 RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados obtidos neste trabalho estão descritos no artigo (Capítulo III), onde foram identificados fundos erosivos e deposicionais. Os erosivos são caracterizados por afloramentos rochosos e por depósitos residuais de blocos e matacões. Os fundos deposicionais são constituídos por areias e por depósitos biogênicos.

Entre os tipos de fundo da plataforma insular na área estudada, foram definidas 5 unidades de mapeamento, nas quais ocorre predomínio dos seguintes tipos do mais próximo da costa para o mais distante: (a) matacões e afloramentos de rocha; (b) recifes ou esteiras algais; (c) rodolitos; (d) areias médias com grandes marcas de ondas simétricas ($\lambda = 0,5-2,0$ m); (e) areias finas com marcas onduladas assimétricas ($\lambda < 30$ cm).

O mapa com as unidades de mapeamento identificadas está no Anexo 4

ARTIGO

CARACTERIZAÇÃO DOS TIPOS DE FUNDO NA PLATAFORMA INSULAR DA ILHA DA TRINDADE, BRASIL

Mauricio H. Garcia; Luiz H. Sielski; Fernanda S. Avelar; Maria C. de Souza; Rodolfo J. Angulo.

ABSTRACT

The Trindade Island, distant 1140 km of the Brazilian coast at the same geographic coordinate parallel of the city of Vitória, it is one of the few oceanic islands belonging to the Brazilian government. It is located at the east end of the Vitória-Trindade volcanic chain, which rises 5500 m from the ocean floor. The island has an area of approximately 13 km², with rugged terrain representing the summit of an underwater mound. The island is totally volcanic, emerging from the ocean floor unrelated to the continental shelf. Five large volcanic groups form the rocks of the island, with ages between 3.6 million and 170 thousand years. Its insular shelf surround the island with a width between 1 and 3 km long, area of approximately 50 km², with a dip between 1,5 ° and 7 °, reaching an abrupt fall of 18° to 30° from the bathymetric quota of 100 m. The insular shelf is small and discontinuous, formed by sediments generated from the erosion of volcanic rocks that occur on the island, and carbonate composed mainly by rodolites and algae reefs, which are developing around the island due to the especial environment conditions. The objective of this work is to characterize the base types of the insular platform, determinate the erosional, depositional and bioconstructive mechanisms, in order to infer the platform mobility dynamics. The data acquisition was done using a side scan sonar with frequencies of 340 and 670 kHz, towed by a boat owned by the Brazilian Navy. A total of 106 sonar lines were acquired, with a total length of 158.750 m, covering an area of 17,7 km² around the island. Submarine samples were also recovered using a Van Veen grab sampler, and submarine photographs at 23 sampling points. Two kinds of base floors were recognized on the island insular shelf. An erosive type, characterized by a dispersion of rocks and rock blocks, and a depositional type, consisting of sands and biogenic deposits. Within these basic types were defined 5 mapping units, in which the following types predominate, from nearshore to offshore: boulders and rock outcrops; algal reefs; rhodoliths; medium sands with large marks of symmetrical waves; and fine sands with asymmetrical wavy marks. The final result is a morphological map of Ilha da Trindade insular shelf, which shows the occurrence of the 5 mapping units.

1 INTRODUÇÃO

A Ilha da Trindade, distante 1.140 km da costa brasileira na latitude da cidade de Vitória-ES, é uma das poucas ilhas oceânicas pertencentes ao estado brasileiro.

Por sua localização remota, as pesquisas sobre a ilha são escassas, inclusive na área das geociências. O principal trabalho realizado até hoje sobre a geologia da ilha foi o de Almeida (1961), considerado até hoje como o mais completo neste campo de estudo. Apesar de existirem alguns estudos na área emersa da ilha, o conhecimento sobre a plataforma marítima ainda é escasso, existindo apenas alguns perfis batimétricos e algumas poucas descrições de sedimentos de fundo.

Este trabalho teve como objetivo estudar a parte submersa da ilha com o uso de tecnologias de imageamento de fundo, utilizando um sonar de varredura lateral para mapear o fundo da plataforma marítima rasa, juntamente com amostragem de material de fundo e o auxílio de fotografias subaquáticas, identificando feições tais como dunas submersas, recifes de material biogênico, bioclastos, blocos de rocha entre outras que puderam ser identificadas através destes métodos.

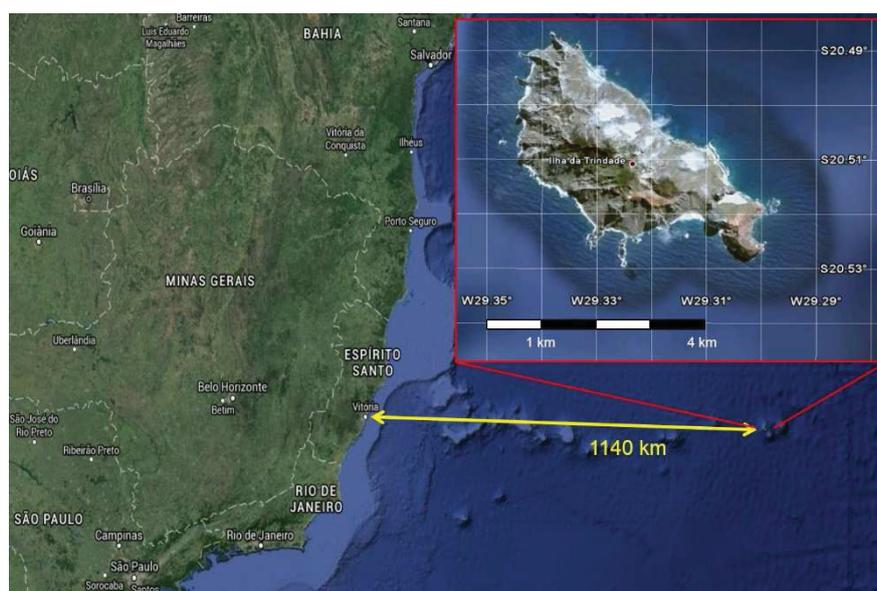
As aplicações destas técnicas buscaram analisar e construir um mapa contendo uma caracterização das feições do fundo marinho, com informações geológicas e geomorfológicas.

2 PARÂMETROS REGIONAIS

2.1 LOCALIZAÇÃO

Situada a 1.140 km da costa brasileira, a Ilha da Trindade juntamente com o Arquipélago de Martim Vaz, é o ponto mais a leste do território nacional, e um dos locais mais isolados do Atlântico Sul (Figura 1. 1). A ilha situa-se entre os paralelos de 20° 29' e 20° 32' S e os meridianos de 29° 17' e 29° 21' W, aproximadamente no paralelo de Vitória, ES. Está localizada no extremo leste da cadeia de montanhas submarinas Vitória-Trindade, e eleva-se a 5.500 m do fundo oceânico. Além do Arquipélago de Martim Vaz, distante 49 km da ilha, e da costa brasileira, a terra mais próxima a Trindade é a ilha de Ascensão, pertencente ao governo britânico, afastada 2.400 km a nordeste.

FIGURA 1. 1: LOCALIZAÇÃO DA ILHA DA TRINDADE.

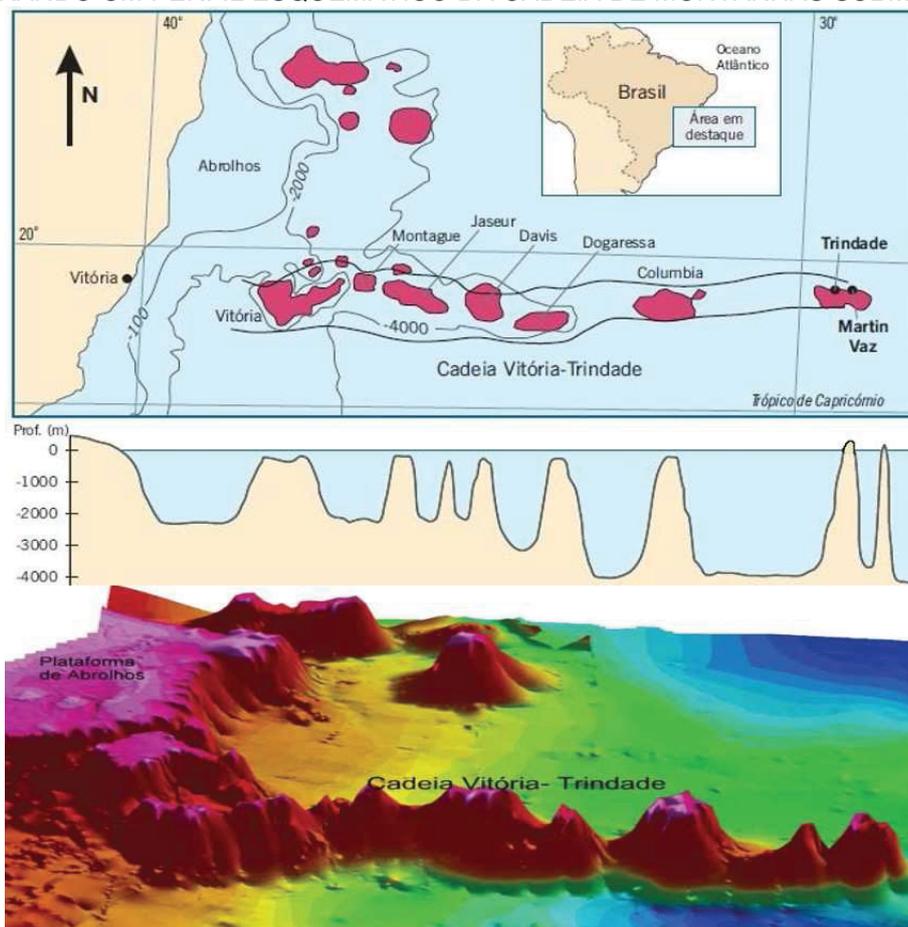


FONTE: Adaptado de Google Earth, 2018

Com uma área de aproximadamente 13 km² e um terreno extremamente acidentado, a Ilha da Trindade representa o cume emerso de um monte submarino situado no final da cadeia de montes vulcânicos submarinos denominada Vitória-Trindade.

A Cadeia Vitória-Trindade inicia-se no talude continental da costa capixaba, distante cerca de 175 km da costa. É constituída por uma série linear de *guyots* e montes submarinos com descontinuidades, de origem vulcânica. Vários destes relevos submarinos tem forma alongada de direção aproximada E-W, decorrente da intrusão do magma na zona de fratura de mesmo nome. Seus cimos submersos mais elevados foram aplainados pela erosão marinha, tendo atualmente profundidades inferiores a 100 m. Este processo ainda não atingiu a parte mais oriental, sendo a Ilha da Trindade e o Arquipélago de Martin Vaz as únicas partes emersas desta cadeia (ALMEIDA, 2006). Esta cadeia, com interrupções, tem cerca de 1000 km de extensão, alcançando o meridiano 29°W (Figura 1. 2).

FIGURA 1. 2: MAPA BATIMÉTRICO AO LONGO DA ZONA DE FRATURA VITÓRIA-TRINDADE, MOSTRANDO UM PERFIL ESQUEMÁTICO DA CADEIA DE MONTANHAS SUBMARINAS



FONTE: Adaptado de Almeida, 2006 e IBGE, 2011

2.2 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA ILHA

A Ilha da Trindade é formada predominantemente por rochas vulcânicas, emergindo do assoalho oceânico sem relação com a plataforma continental.

Almeida (1961) realizou o mapeamento geológico mais completo da ilha até o momento, onde foram identificados pelo menos cinco grandes ciclos vulcânicos: Complexo de Trindade, Sequência Desejado, Formação Morro Vermelho, Formação Valado e Vulcão do Paredão.

As rochas mais antigas são as pertencentes ao Complexo de Trindade, que é constituído por rochas piroclásticas associadas a vulcanismo fonolítico, e rochas intrusivas formadas por vários diques, principalmente de nefelinito e fonólito. As rochas deste complexo estão expostas nas vertentes da maior parte da ilha.

A Sequência Desejado é formada por derrames de fonólitos e nefelinitos, com intercalação de piroclastos de composição equivalente.

A Formação Morro Vermelho é resultado de uma erupção explosiva com derrames de lava ankaratrítica, uma variedade melanocrática de olivina nefelinito contendo biotita.

A Formação Valado caracteriza-se por depósitos aluviais do Córrego do Valado no norte da ilha, e intercala piroclastos e derrames de lavas provenientes de um centro emissivo situado no topo do vale. Os piroclastos são constituídos por corpos discoides, filamentos de lava, bombas rotacionais e massa de lavas sobre solo em estado pastoso.

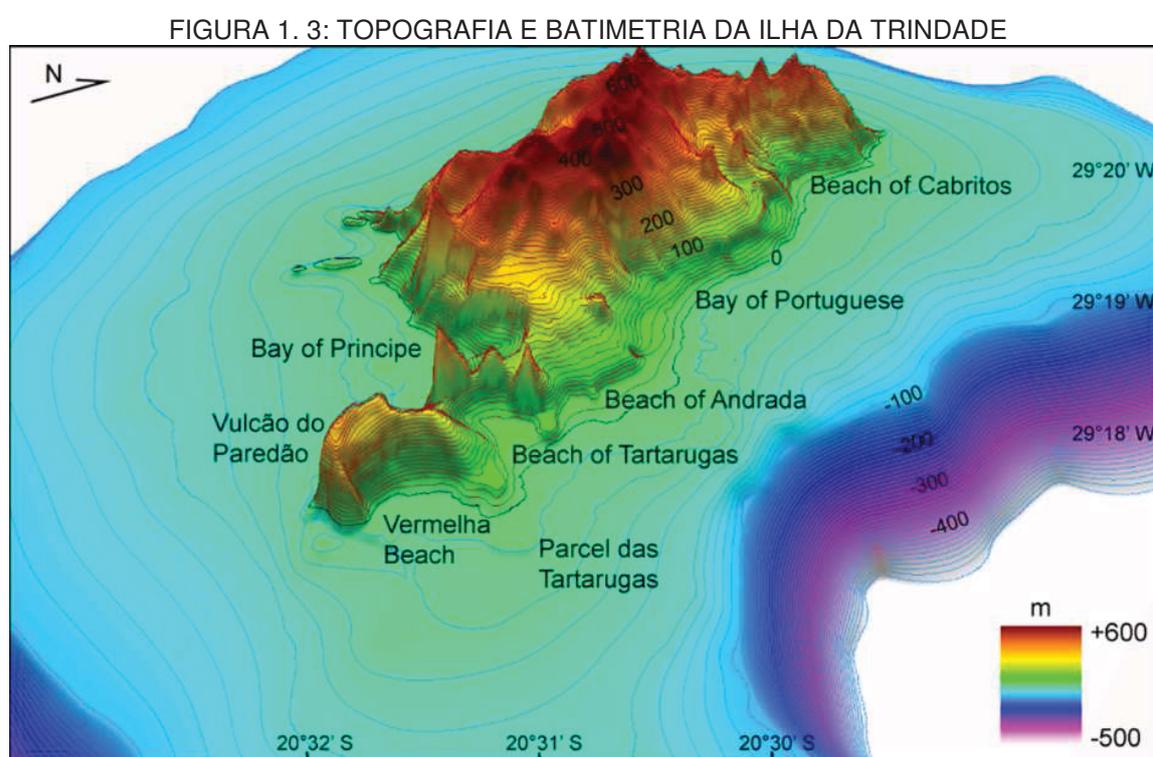
O Vulcão do Paredão, na extremidade oriental da ilha, representa as ruínas de um cone vulcânico parcialmente destruído pela ação de ondas, mas ainda se percebem restos de suas vertentes originais. Era um cone formado por piroclastos com intercalações de lava ankaratrítica.

Os Depósitos Holocênicos representam uma pequena parcela das unidades estratigráficas ocorrentes na ilha. Almeida (1961) reconheceu oito unidades sedimentares quaternárias: depósitos continentais de tálus e leques aluviais, depósitos costeiros de areia e cascalhos nas praias atuais e também em paleo-praias, recifes algálicos e depósitos eólicos.

Cordani (1970) datou as rochas da ilha, obtendo idades de 3,6Ma, em um dique de rocha ultrabásica do Complexo Trindade, até 170.000 anos para rochas da Formação Morro Vermelho, indicando que o vulcanismo na Ilha da Trindade é um dos mais recentes do território brasileiro. As rochas da Formação Valado e Vulcão do Paredão não puderam

ser datadas pelo método K-Ar devido a sua idade reduzida. Os depósitos holocênicos possuem em sua maioria idade inferior a 5.000 anos (ANGULO et al., 2016).

As rochas da Ilha da Trindade encontram-se sujeitas a vários agentes erosivos, os quais condicionam seu relevo singular, onde estruturas vulcânicas ainda podem ser observadas, e sua plataforma possui entre 1 e 3 km de largura com uma área de aproximadamente 50km², possuindo um mergulho entre 1,5° a 7°, com uma quebra abrupta de 18° a 30° a partir da cota batimétrica de 100 m (Figura 1. 3) (Marinha do Brasil, 1968). Sua plataforma é mais extensa na porção sul, em comparação com o norte da ilha.



FONTE: Angulo et al., 2018

A estrutura geológica da ilha gera um conjunto de formas diferenciadas, podendo ser classificadas em três domínios geomorfológicos. São eles: Domínio Planalto Axial, que representa as maiores elevações da ilha, onde se originam todos os cursos de água importantes, assim como várias incisões que drenam as escarpadas vertentes (ALMEIDA, 1961). O Domínio de Vertentes Costeiras (ALMEIDA, 1961), que se caracteriza por superfícies rochosas abruptas que descem até o nível do mar, das quais se erguem os picos fonolíticos que dão a ilha notáveis paisagens geomorfológicas, como por exemplo o vulcão do Paredão. Os declives caracterizam-se em geral por escarpas abruptas, e a rede de drenagem está limitada ao período chuvoso; e por último o Domínio Litorâneo (CASTRO, ANTONELLO, 2006), que reflete a resistência da estrutura em que

o mesmo se estabeleceu. Caracterizado principalmente por saliências ao redor da ilha, formadas por corpos fonolíticos, diques e antigos condutos vulcânicos que resistem melhor a erosão do que outras rochas presentes na ilha.

O perímetro total da costa é de 21,7K m, sendo destes 16,7 km (76,7%) rochoso e 5,1 km (24%) composto por praias arenosas e de cascalho. Os sedimentos das praias refletem a mineralogia das rochas adjacentes (CALLIARI et al, 2016)

A plataforma insular da ilha é relativamente estreita e descontínua, formada por sedimentos gerados a partir da erosão das rochas vulcânicas presentes na mesma, ocorrendo em alguns poucos locais abrigados, principalmente na porção nordeste da ilha (ANGULO et al., 2016). Besnard (1951) dividiu a plataforma em 3 zonas distintas sem limites nítidos entre elas, que são: 1ª Zona: litorânea, formada por fundos rochosos; 2ª Zona: formada por rochas, aglomerados e areias; e 3ª Zona, formada por fundos arenosos.

2.3 CLIMA E DADOS OCEANOGRÁFICOS

O clima da Ilha da Trindade é do tipo tropical oceânico, amenizado por ventos alísios do leste. Sua temperatura média anual é de 24°C, sendo o mês de fevereiro o mais quente e setembro o mais frio. Quase todos os dias durante o verão ocorrem precipitação de chuvas rápidas, que recebem a denominação local de “Pirajá”. Entre os meses de abril a outubro, a ilha recebe periódicas frentes frias, com intervalo médio de uma semana (PROTRINDADE, 2018).

O regime de ondas atuante na ilha é predominantemente de sul e sudeste, com uma altura de ondas médias de 2,14 m, sendo mais frequente ondas de alturas entre 1 e 3 m (90% do total), e período médio entre ondas de 11 s (CALLIARI et al., 2016).

Segundo a classificação de Davies (1964), a ilha apresenta um regime de micromarés semi-diurno, com amplitudes médias nas marés de sizígia e quadratura de 1,1 e 0,8 m respectivamente (BRASIL, Marinha, 2011).

Calliari et al. (2016), utilizando o banco de dados do NOAA-NCEP para o intervalo de aproximadamente 10 anos (2005-2014) com ponto definido nas proximidades da Ilha da Trindade, verificaram que 33,7% das ondas são provindas do sul, 23,4% sudoeste, 18,1% leste, apresentando altura significativa média de 2,14 m e período de 11,07 s.

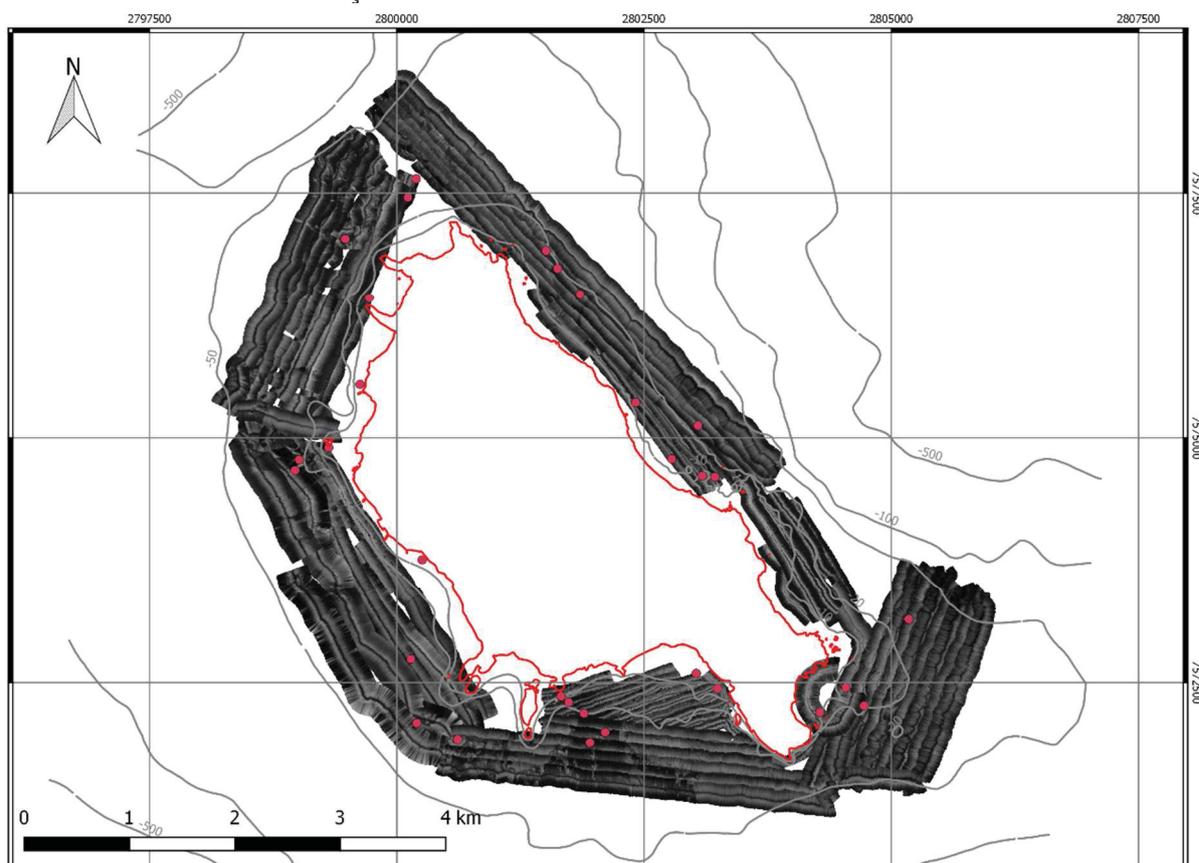
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados neste trabalho foram primeiramente um mapeamento da área com um sonar de varredura lateral, seguido por uma campanha de coleta de sedimentos de fundo, e posterior análise dos sedimentos.

3.1 SONAR DE VARREDURA LATERAL

Foi realizada a aquisição de dados de sonar de varredura lateral nos meses de maio de 2016 e junho de 2017. Foram utilizados sonares da marca DeepVision, nas frequências de 340 e 670 kHz, rebocados por um bote de apoio pertencente a Marinha do Brasil, e georreferenciados por um aparelho GPS da marca Garmin, modelo Etrex Legend C. Foram adquiridas 106 linhas de sonar, com uma extensão de 158.750 m cobrindo uma área de 17,7 km² (Figura 1. 4). A interpretação dos dados foi realizada através do software DeepView.

FIGURA 1. 4: ÁREA COBERTA PELO SONAR DE VARREDURA LATERAL AO REDOR DA ILHA E A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM DE FUNDO.



3.2 AMOSTRAGEM E ANÁLISE DE SEDIMENTOS

Utilizando um amostrador do tipo Van Veen, foram coletadas 23 amostras de fundo em locais com características sonográficas distintas ao redor da ilha, entre as cotas batimétricas de 5 e 30 m, e com o auxílio de uma câmera GoPro em caixa estanque acoplada ao amostrador foram tiradas fotografias submarinas em diversos dos pontos amostrados e em pontos onde a amostragem não foi efetiva (Figura 1. 4).

As amostras de areia coletadas foram analisadas utilizando o método por peneiramento de Folk (1965) para separar as frações de grânulos a areia muito fina (<0,063 mm). A porcentagem de carbonatos foi analisada segundo o método de acidificação proposto por Milliman (1674), e a porcentagem de matéria orgânica foi obtida por perda ao calor segundo o método de Davies (1974). Os parâmetros de granulometria foram calculados pelo método de momento utilizando-se o programa GRADISTAT, utilizando a classificação de Folk e Ward (1957) e a escala granulométrica de Wentworth (1922).

As amostras de material biológico coletadas foram identificadas e fotografadas macroscopicamente para comporem um acervo de material disponível para futuras análises.

4 RESULTADOS

4.1 TIPOS DE FUNDO

Na plataforma insular, até a profundidade de 50m, foram identificados fundos erosivos e deposicionais. Os fundos erosivos são caracterizados por afloramentos rochosos submersos e por depósitos residuais de blocos e matacões. Os fundos deposicionais são constituídos por areias e por carbonatos biogênicos.

Os afloramentos submersos são constituídos pelas mesmas rochas existentes na porção emersa da ilha, que ainda não foram erodidas pela ação das ondas. Os blocos rochosos são originados pelo desmoronamento de rochas por ação da gravidade, e depositados no leito marinho.

Os sedimentos arenosos presentes na ilha são compostos por sedimentos líticos provenientes da desagregação das rochas vulcânicas da ilha, associada a sedimentos carbonáticos provenientes da desagregação de materiais biogênicos e de organismos marinhos. Nos sedimentos arenosos analisados, houve uma tendência de diminuição da

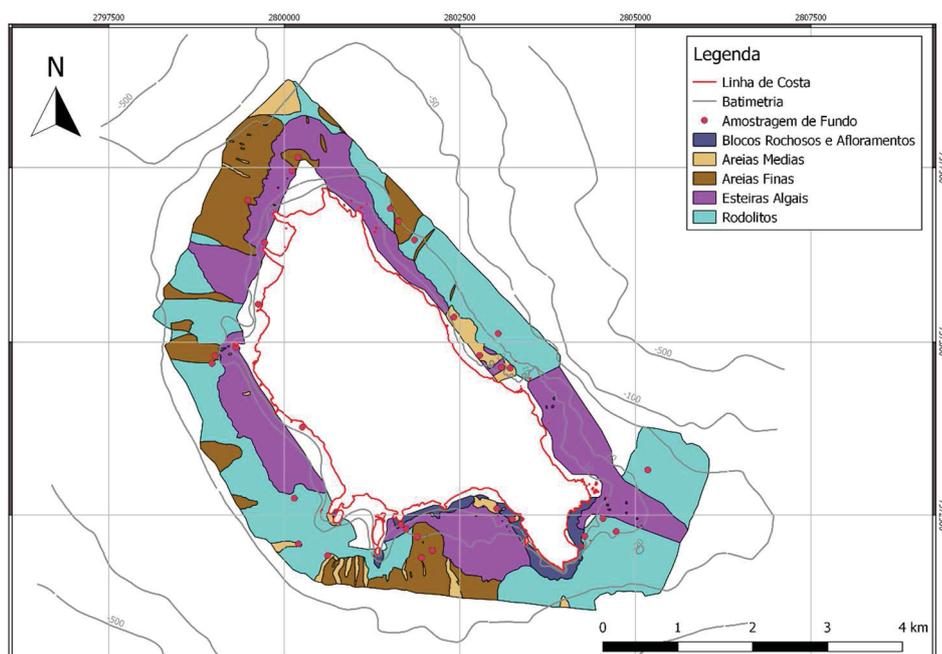
quantidade de grãos carbonáticos à medida em que se diminuía a granulometria dos sedimentos, com uma quantidade maior de grãos líticos nas frações mais finas.

Os depósitos biogênicos são encontrados em abundância na ilha da Trindade, representando 75,5% dos tipos de fundo observados. Para o propósito deste trabalho as algas foram descritas genericamente de duas formas, tanto nas imagens de sonar como nas amostras coletadas e fotografias submarinas. Uma das feições é composta por recifes algais, estas algas produzem um “cimento” que agrega rochas fragmentadas e matacões de maneira dinâmica e renovável, permitindo a formação de costões rochosos que protegem o ambiente costeiro adjacente da ação erosiva das ondas. O outro modo de ocorrência é composto por algas calcáreas que crescem soltas no substrato arenoso em forma de nódulos, este tipo de formação algálica é também chamada de rodolito (SISSINI et al., 2017; FIGUEIREDO et al., 2014).

4.2 UNIDADES DE MAPEAMENTO

Os tipos de fundo da plataforma insular até aproximadamente os 50 m de profundidade foram agrupados em cinco unidades, nas quais ocorre predomínio dos seguintes tipos, do mais próximo da costa para o mais distante: (a) matacões e afloramentos de rocha; (b) recifes ou esteiras algais; (c) rodolitos; (d) areias médias com grandes marcas de ondas simétricas ($\lambda = 0,5-2,0$ m); (e) areias finas com marcas onduladas assimétricas ($\lambda < 30$ cm) (Figura 1. 5).

FIGURA 1. 5: MAPA MOSTRANDO AS UNIDADES DE MAPEAMENTO IDENTIFICADAS NA ILHA ATRAVÉS DOS MÉTODOS UTILIZADOS



4.2.1 Afloramentos e blocos rochosos

Os afloramentos e blocos rochosos estão mais restritos à proximidade da parte emersa da ilha, não alcançando grandes profundidades. São facilmente identificados nas imagens de sonar, cujo tamanho varia de poucos centímetros a dezenas de metros, possuindo também grande variação de altura e de formatos (Figura 1. 6 e Figura 1. 7). A maior parte dos afloramentos identificados estão próximos aos pontões rochosos da ilha, enquanto a maior parte dos blocos encontram-se localizados próximo aos paredões rochosos, em especial na porção sul-sudoeste da ilha, sendo encontrados poucos blocos na porção nordeste. Nas imagens de sonar os afloramentos são caracterizados por uma abrupta mudança na lâmina d'água (Figura 1. 7). É a menor unidade de mapeamento encontrada, correspondendo por apenas 2,8% do total (Figura 1. 5).

FIGURA 1. 6: BLOCOS ROCHOSOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).

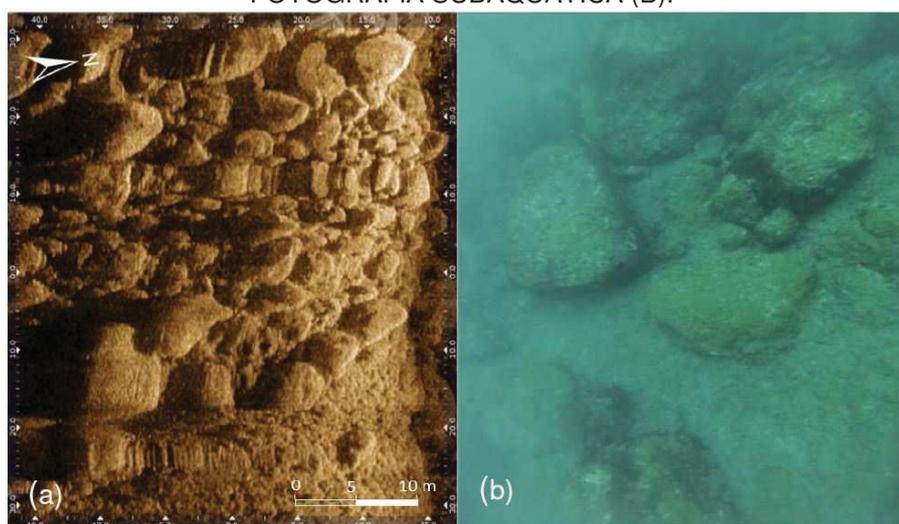
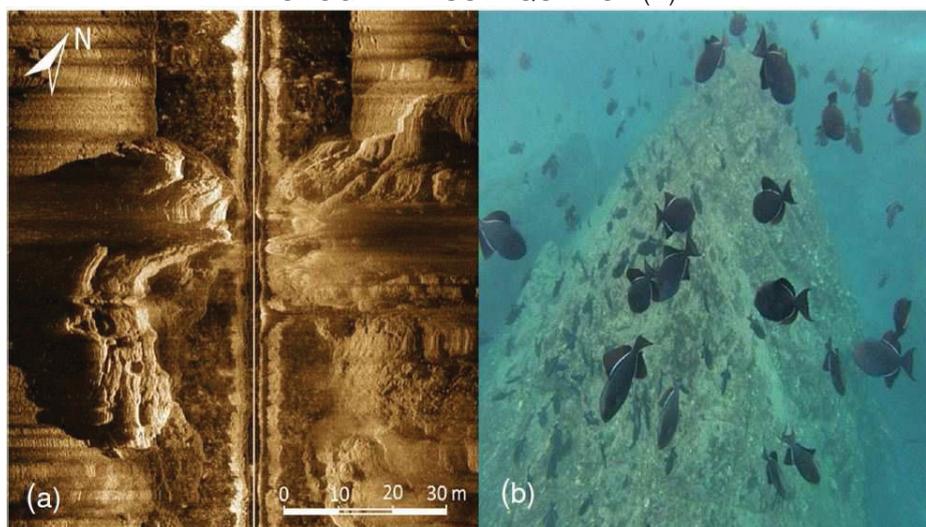


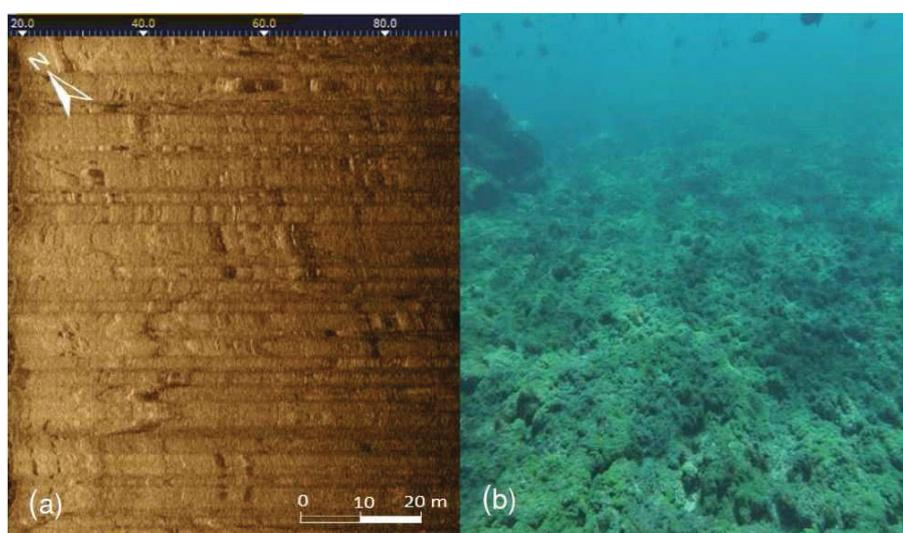
FIGURA 1. 7: AFLORAMENTOS ROCHOSOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).



4.2.2 Recifes e esteiras algais

Os recifes e esteiras algais ocorrem em torno de toda a ilha e nas mais variadas profundidades, embora seu principal local de ocorrência seja em águas mais rasas próximas a porção emersa da ilha (Figura 1. 5). Sua área de abrangência corresponde por 33,9% das feições de fundo observadas. Possuem uma característica visual distinta, sendo facilmente identificável tanto nas imagens sonográficas quanto nas fotografias submarinas (Figura 1. 8).

FIGURA 1. 8: ESTEIRAS ALGAIS OBSERVADAS EM IMAGENS DE SONAR (A) E EM FOTOGRAFIAS SUBAQUÁTICAS (B).



4.2.3 Rodolitos

Os rodolitos ocorrem em torno de toda a ilha e nas mais variadas profundidades, embora seu principal local de ocorrência seja após os recifes algais. É a unidade de mapeamento mais abundante, correspondendo por 41,6% das feições observadas (Figura 1. 5).

Os rodolitos possuem geralmente tamanho centimétrico e estão apoiados em um substrato arenoso (Figura 1. 9). Por causa de seu tamanho eles não são reconhecidos individualmente nas imagens de sonar, mas em conjunto possuem um padrão sonográfico característico, o que torna relativamente fácil sua identificação, além de um fácil reconhecimento desses bancos de rodolitos nas fotografias submarinas (Figura 1. 10).

FIGURA 1. 9: AMOSTRA DE RODOLITO COLETADA, NA PARTE INFERIOR É POSSÍVEL OBSERVAR SEDIMENTOS ARENOSOS QUE COMPÕEM O SUBSTRATO ACIMA DO QUAL OS RODOLITOS CRESCEM.

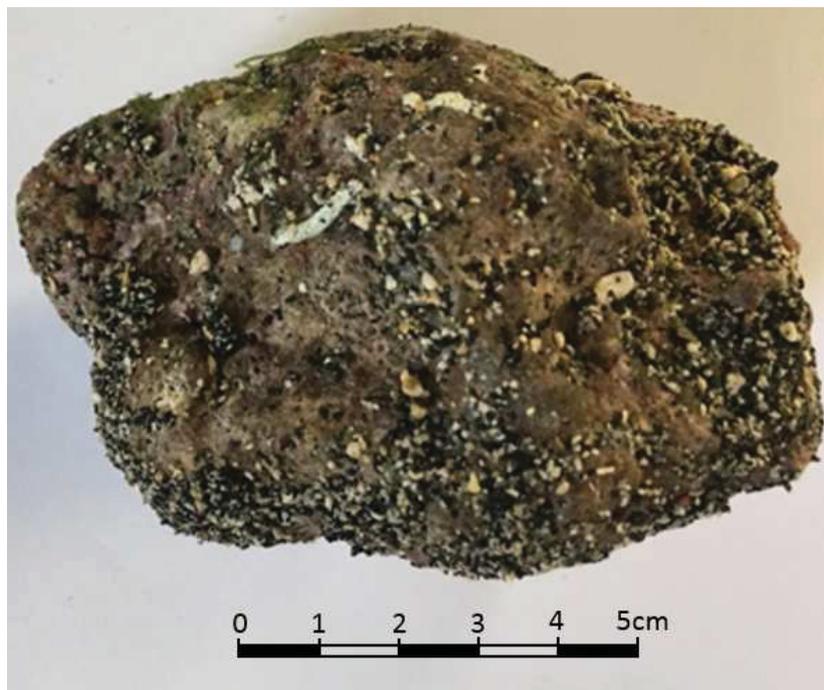
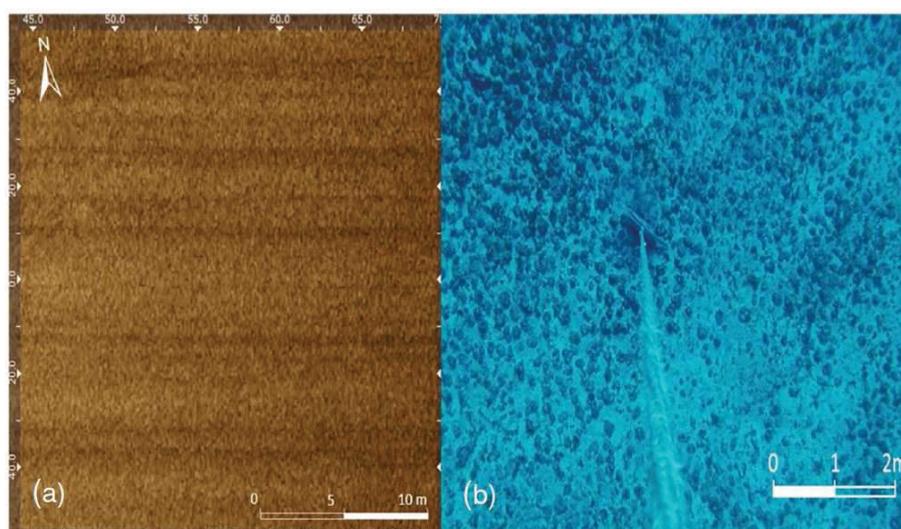


FIGURA 1. 10: BANCOS DE RODOLITOS OBSERVADOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).



4.2.4 Areias médias com grandes marcas de ondas simétricas

As areias médias com grandes marcas onduladas simétricas ocorrem em todas as profundidades mapeadas, desde as águas rasas próximas as praias, com uma grande influência das ondas que atingem a ilha, até profundidades superiores a 50m (Figura 1. 5). Sua ocorrência na porção leste da ilha não foi observada. Esta unidade corresponde a 4,3% da área mapeada.

As areias possuem diâmetro médio variando entre 1,0 a 2,0 phi (0,25 a 0,5 mm), são moderadamente selecionadas e com grãos constituídos por fragmentos líticos e biodetritos calcários, seu grau de arredondamento varia de subanguloso a subarredondado. As amostras analisadas apresentam granulação unimodal (Figura 1. 11) com teor de carbonato variando entre 43% e 77%, e teor de matéria orgânica entre 1% e 8%. A quantidade de material pelítico dessas amostras é praticamente ausente (Tabela 1.1).

FIGURA 1. 11: CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE AREIA MÉDIA ANALISADAS.

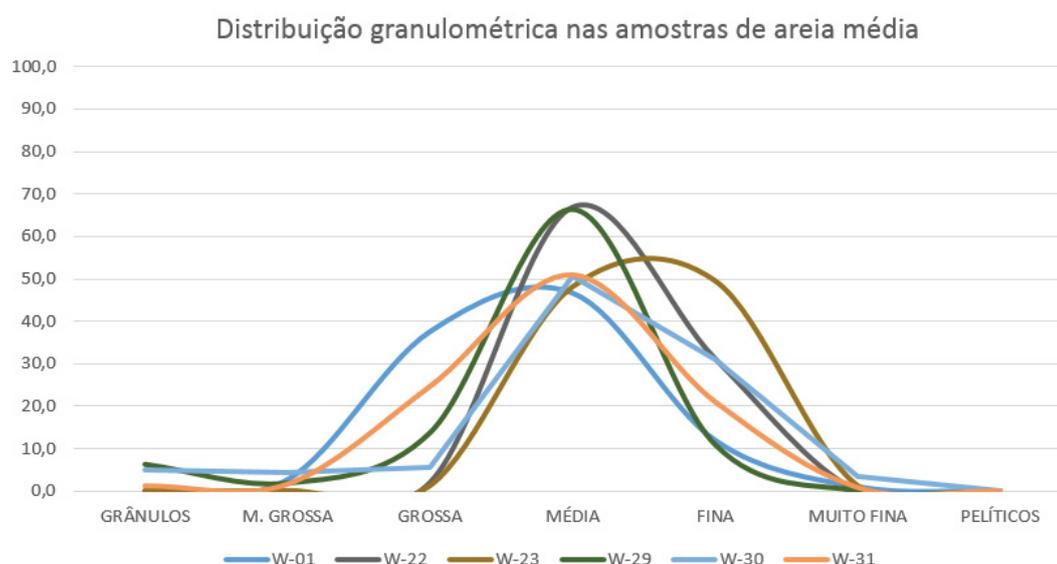
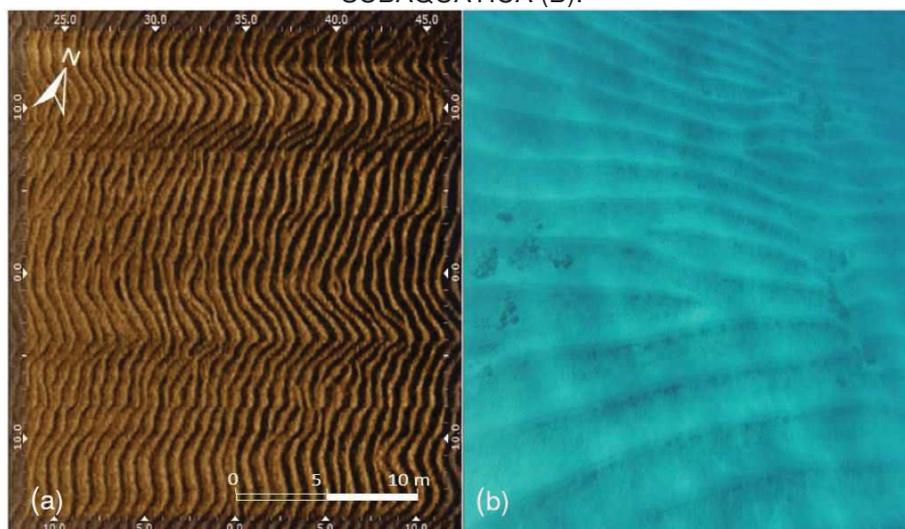


TABELA 1.1: RESULTADO DAS AMOSTRAS DE AREIA MÉDIA ANALISADAS, MOSTRANDO SUAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS, TEOR DE CARBONATO E TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA.

CÓDIGO DA AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO (phi)	DIÂMETRO MÉDIO (mm)	FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)								TEOR DE CARBONATO (%)	TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (%)	
			CASCALHO		AREIA								PELÍTICOS
			SEIXOS	GRÂNULOS	M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA				
W-01	1,24	0,424	0,0	0,0	2,7	37,6	46,7	12,0	1,0	0,0	71,6	1,8	
W-22	1,85	0,277	0,0	0,0	0,0	2,0	66,8	31,2	0,0	0,0	47,8	2,0	
W-23	2,02	0,246	0,0	0,0	0,0	1,2	48,1	49,5	1,2	0,0	43,8	2,9	
W-28	0,82	0,566	0,0	0,0	4,0	64,6	29,9	1,4	0,0	0,0	78,2	2,0	
W-29	1,28	0,412	0,0	6,4	2,0	13,9	66,5	11,0	0,2	0,0	67,4	7,7	
W-30	1,64	0,321	0,0	5,0	4,4	5,4	50,6	31,0	3,4	0,0	76,4	1,5	
W-31	1,44	0,368	0,0	1,2	1,6	24,6	50,8	21,0	0,8	0,0	69,8	1,8	

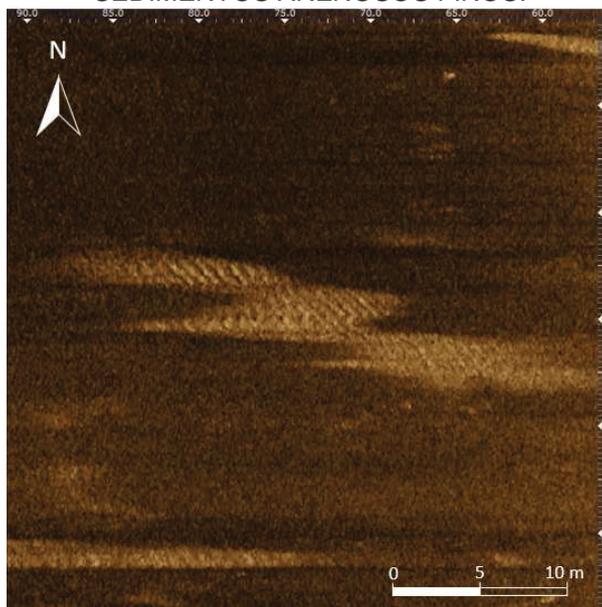
As feições de leito correspondem a marcas onduladas simétricas, de crista reta a sinuosa com comprimento de onda entre variando de 0,5 a 2,0 m (Figura 1. 12). As cristas das marcas onduladas possuem na maioria dos casos direção paralela à costa adjacente, o que indica direção de incidência de ondas perpendicular a mesma.

FIGURA 1. 12: FUNDO ARENOSO COM MARCAS ONDULADAS SIMÉTRICAS DE CRISTA SINUOSA E COMPRIMENTO DE ONDA DE 1M, OBSERVADAS EM IMAGEM DE SONAR (A) E FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA (B).



Em alguns locais, em especial na porção oeste da ilha, são encontrados alguns lóbulos de sedimentos arenosos de granulometria média, apresentando marcas de onda, em meio a sedimentos arenosos de granulometria fina, gerando uma interação entre essas duas unidades de mapeamento (Figura 1. 13). Estes lóbulos possuem forma alongada e em direção perpendicular à linha de costa adjacente, e suas marcas de onda possuem direção NE-SW.

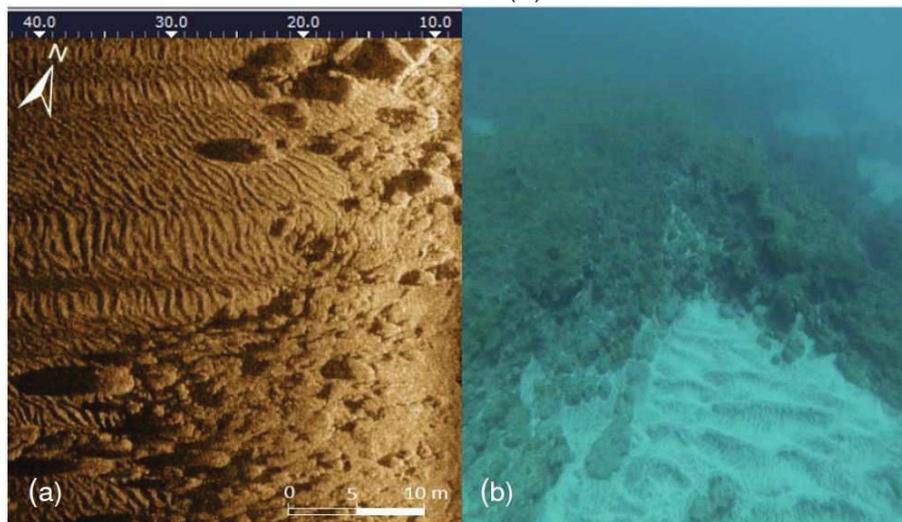
FIGURA 1. 13: PRESENÇA DE LÓBULOS DE AREIA MÉDIA COM MARCAS DE ONDA EM MEIO A SEDIMENTOS ARENOSOS FINOS.



Em alguns locais é possível observar uma interação entre a unidade de mapeamento de areias com grandes marcas de onda, e as unidades biogênicas ou de blocos rochosos, formando pequenos bancos de areia em meio a unidades de mapeamento representativas (Figura 1. 14). Esta interação não é representativa na

escala do mapa e foi coletada apenas uma amostra nessas areias, a qual apresentou um diâmetro médio de 0,8 phi (0,56 mm), moderadamente selecionado, com um teor de carbonato de 78% e teor de matéria orgânica de 2%. Estes bancos de areia foram observados exclusivamente nas regiões próximas a porção emersa da ilha.

FIGURA 1. 14: BANCOS DE AREIA OBSERVADOS EM MEIO A BLOCOS ROCHOSOS E MATERIAL BIOGÊNICO VISTOS EM IMAGENS SONOGRÁFICAS (A) E EM FOTOGRAFIAS SUBAQUÁTICAS (B).



4.2.5 Areias finas com marcas onduladas assimétricas

As areias finas com marcas onduladas assimétricas ocorrem em torno de quase toda a ilha, exceto na porção leste da mesma, em profundidades abaixo de 20 m (Figura 1. 5). Normalmente ocorrem após as esteiras algais, não tendo sido observadas próximas a parte emersa da ilha. Esta unidade corresponde a 17,3% da área mapeada.

As areias têm diâmetro médio variando entre 2,0 a 3,0 phi (0,125 a 0,25 mm), são bem selecionadas e com grãos constituídos por fragmentos líticos e biodetritos calcários, seu grau de arredondamento varia de subanguloso a subarredondado. As amostras analisadas apresentam granulação unimodal (Figura 1. 15) com teor de carbonato variando entre 44% e 77%, e teor de matéria orgânica entre 2% e 5%. A quantidade de material pelítico dessas amostras é rara, sendo inferior a 1% (Tabela 1.2).

FIGURA 1. 15: CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE AREIA FINAS ANALISADAS.

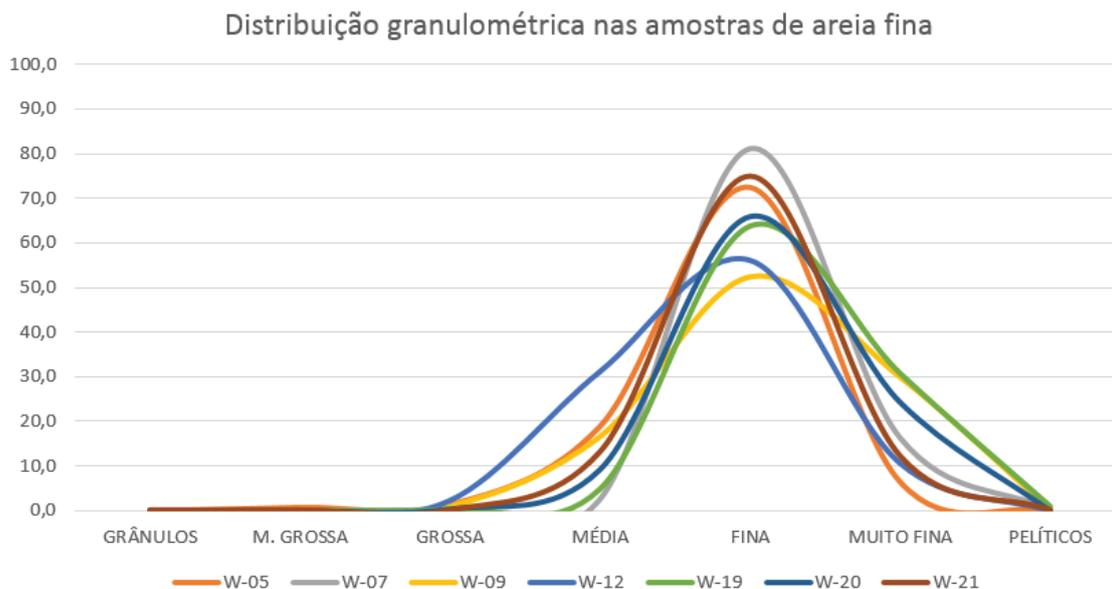
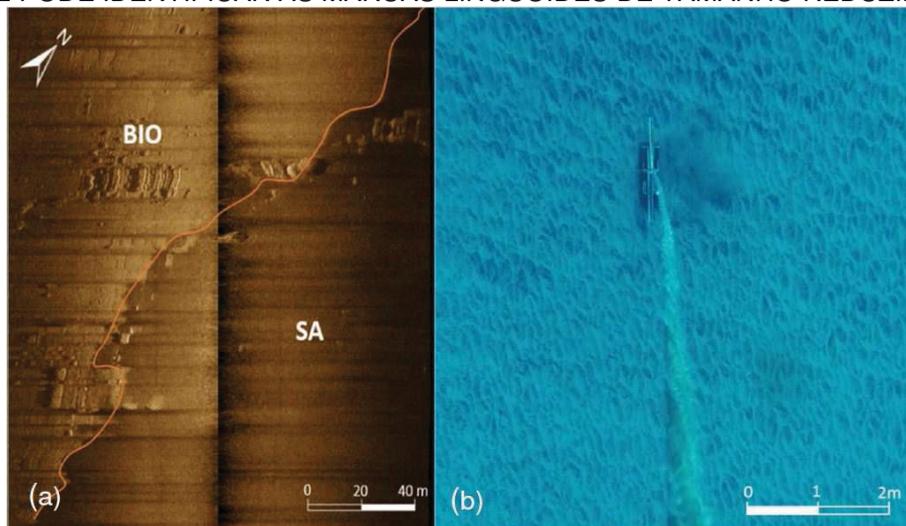


Tabela 1.2: RESULTADO DAS AMOSTRAS DE AREIA FINA ANALISADAS, MOSTRANDO SUAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS, TEOR DE CARBONATO E TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA.

CÓDIGO DA AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO (phi)	DIÂMETRO MÉDIO (mm)	FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)								TEOR DE CARBONATO (%)	TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (%)
			CASCALHO		AREIA							
			SEIXOS	GRÂNULOS	M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	PELÍTICOS		
W-05	2,25	0,210	0,0	0,0	0,8	1,4	19,0	72,4	6,5	0,0	76,4	4,8
W-07	2,65	0,159	0,0	0,0	0,0	0,2	2,5	81,2	16,2	0,0	60,4	3,8
W-09	2,64	0,160	0,0	0,0	0,0	1,0	16,6	52,4	29,9	0,2	62,4	3,7
W-12	2,26	0,208	0,0	0,0	0,0	2,3	31,1	55,9	10,6	0,0	55,2	1,9
W-19	2,79	0,145	0,0	0,0	0,0	0,2	4,8	63,6	30,6	0,8	44,1	3,7
W-20	2,66	0,158	0,0	0,0	0,0	0,4	9,3	66,0	24,3	0,0	51,3	3,6
W-21	2,48	0,179	0,0	0,0	0,0	0,0	13,1	74,8	12,1	0,0	49,9	4,3

As feições de leito observadas correspondem a marcas de onda assimétricas de forma lingóide a romboide, possuindo tamanhos pequenos não passando de 30 cm, sendo bem observáveis em fotografias subaquáticas mas não observáveis individualmente em imagens de sonar (Figura 1. 16). Nas imagens sonográficas estas feições são caracterizadas por uma cor mais escura em relação às formas de leito adjacentes, sendo identificadas por correlação entre a sonografia, as imagens subaquáticas e os sedimentos amostrados.

FIGURA 1. 16: IMAGEM SONOGRÁFICA (A) MOSTRANDO O CONTRASTE ENTRE A FEIÇÃO COMPOSTA POR SEDIMENTOS ARENOSOS FINOS (SA) E O MATERIAL BIOGÊNICO ADJACENTE (BIO). À ESQUERDA (B) OBSERVA-SE UMA FOTOGRAFIA SUBAQUÁTICA DESTA FEIÇÃO, ONDE SE PODE IDENTIFICAR AS MARCAS LINGUOIDES DE TAMANHO REDUZIDO.



5 CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Com o resultado do mapeamento das feições de fundo, conclui-se que a atividade biológica causada por calcáreos na ilha é intensa, o fato de 75,5% das unidades de mapeamento serem compostas por material biogênico, aliado a alta quantidade de teor de carbonatos nos sedimentos analisados corrobora essa informação.

A ilha já está em um estágio avançado de evolução, formando um atol em torno da mesma, e com uma extensa plataforma insular que indica uma idade relativamente avançada para uma ilha oceânica. O fato de existirem outros montes aplainados e totalmente erodidos em outros locais da Cadeia Vitória-Trindade indicam que a ilha será totalmente erodida no futuro, ficando apenas o Atol formado pelos recifes carbonáticos.

Na porção oeste da ilha, a presença de lóbulos de areia de maior granulometria em meio a um material mais fino indica a presença de *rippled scour depressions* (CACCHIONE et al., 1984; HALLENBECK et al., 2012; REIMNITZ et al., 1976), indicando uma atuação de ondas de tempestade (HÉQUETTE, HILL, 1993). As marcas de onda encontradas em profundidades superiores a 50 m também indicam atuação de ondas de tempestade. Todas as grandes marcas de onda simétricas encontradas nas unidades de mapeamento possuem uma direção SE-NW, indicando um sentido de onda Sul-Sudeste, corroborando a direção principal de ondas observada por Calliari et al. (2016).

Observando-se o substrato arenoso nos locais com presença de rodolitos, podemos afirmar que os mesmos cresceram por cima de sedimentos arenosos pré-existentes, e não em cima de um substrato arenoso. Tal afirmação não pode ser

confirmada abaixo dos recifes algais por não ser possível observar o substrato no qual elas estão apoiadas.

A presença de blocos de rochas próximos aos costões rochosos indicam queda de material por ação da gravidade, e a ausência destes em áreas mais afastadas da costa podem indicar uma intensa taxa de erosão, que retrabalhou o material desabado anteriormente. O fato de os blocos rochosos ocorrerem principalmente no sul da ilha indicam ou uma ação de ondas maior nesta parte, ou uma erosão diferencial devido a reologia das rochas, como o caso do Vulcão do Paredão.

A direção de ondas observadas, juntamente com o perfil batimétrico que indica uma plataforma insular mais extensa ao sul da ilha, e blocos rochosos com ocorrência principal no sul, indicam uma taxa de erosão maior nesta região, em comparação com a costa nordeste da mesma.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. **Geologia e Petrologia da Ilha da Trindade**. 197p. Monografia XVIII, DGM/DNPM, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, 1961.
- ALMEIDA, F.F.M. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. **Terræ Didactica**, v. 2, n 1, p. 3-18. 2006
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M.L.C.C.; FERNANDES, L.A.; GUEDES, C.C.F.; OLIVEIRA, L.H.S.; MANZOLLI, R.P.; DISARÓ, S.T.; FERREIRA, A.G.; MARTIN, C.M. Quaternary sea-level changes and coastal evolution of the Island of Trindade, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 84, p. 208-222. 2018.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M.L.C.C.; FERNANDES, L.A.; GUEDES, C.C.F.; OLIVEIRA, L.H.S.; MANZOLLI, R.P.; DISARÓ, S.T.; FERREIRA, A.G.; MARTIN, C.M.; SANTOS, F.A.; GARCIA, M.H. Quaternário e paleoníveis marinhos na Ilha da Trindade. In: SECIRM: Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (ed.). **Protrindade**: programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade, 10 anos de pesquisas. Brasília, 2017. p. 43-63.
- BESNARD, W. Resultados científicos do cruzeiro do Baependi e do Veja a Ilha da Trindade. **Instituto Paulista de Oceanografia**, São Paulo, v. 2, n 2, p. 37-48. 1951.
- CACCHIONE, D.A.; DRAKE, D.E.; GRANT, W.D.; TATE, G.B. Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 54, p.1280-1291. 1984.
- CALLIARI, L.J.; PEREIRA, P.S.; SHORT, A.D.; SOBRAL, F.C.; MACHADO, A.A.; PINHEIRO, Y.G.; FITZPATRICK, C. Sandy beaches of Brazilian oceanic islands. In: SHORT, A.D.; KLEIN, A.H.F. (ed.). **Brazilian beach systems**. Boca Raton: Springer, 2016. p. 543-572.
- CASTRO, J.W.A.; ANTONELLO, L.L. Geologia das ilhas oceânicas brasileiras. In: ALVES, R.J.V.; CASTRO, J.W.A. (ed.). **Ilhas oceânicas brasileiras**: da pesquisa ao manejo. Rio de Janeiro: Ministério do Meio Ambiente, 2006. p. 29-57.

- CORDANI, U.G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. **Boletim IGA**, p. 9-75. 1970.
- DAVIES, J. L. A morphogenetic approach to world shorelines. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 8, p. 27-142. 1964.
- DAVIES, B.E. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. **Soil Science Society of America Journal**, v. 38, n. 1, p. 150-151. 1974.
- FIGUEIREDO, M.A.O.; VILLAS-BÔAS, A.B.; DIAS, G. T. M.; COUTINHO, R. **Estado da arte sobre estudos de Rodolitos no Brasil**. Rio de Janeiro: IBP: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, 2014.
- FONTES, A.L. **Geomorfologia costeira**. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe - CESAD, 2011.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, n. 1, p 3-27. 1957.
- FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Company, 1965.
- GOOGLE EARTH. Disponível em: <<http://earth.google.com>>. Acesso em 10 mar. 2018.
- HÉQUETTE, A.; HILL, P.R. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy antepraia, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. **Marine Geology**, v. 113, p. 283-304. 1993.
- HALLENBECK, T.R.; KVITEK, R.G.; LINDHOLM, J. Rippled scour depressions add ecologically significant heterogeneity to soft-bottom habitats on the continental shelf. **Marine Ecology Progress Series**, v. 468, p. 119–133. 2012.
- BRASIL, Marinha do. **Carta náutica da área da Ilha da Trindade**. Rio de Janeiro: Centro de Hidrografia da Marinha, 1968. Escala: 1:15.000.
- BRASIL, Marinha do. **Boletim climático nº 14**. Rio de Janeiro: Centro de Hidrografia da Marinha, relatório interno, 15p. 2011.
- MILLIMAN, J. D. **Marine carbonates**. New York: Springer, 1974.
- PROTRINDADE – Programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade. **A Ilha da Trindade é um bem federal**. Disponível em: <<http://mar.mil.br/secirm>>. Acesso em: 15 jan. 2018.
- REIMNITZ, E.; TOIMIL, L.J.; SHEPARD, F.P.; GUTIÉRREZ-ESTRADA, M. Possible rip current origin for bottom ripple zones, to 30-m depth. **Geology**, v. 4, n. 7, p. 395-400. 1976.
- SISSINI, M.N.; OLIVEIRA, M.C.; HORTA, P.A.; PELLIZZARI, F. 2017. Macroalgas da Ilha da Trindade. In: SECIRM: Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (ed.). **Protrindade: programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade, 10 anos de pesquisas**. Brasília, 2017, p. 99-106.
- WENTWORTH, C. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, vol. 30, n. 5, p. 377-392. 1922

CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÕES

O uso de métodos geofísicos como ferramenta de mapeamento geológico se apresenta como a melhor alternativa em ambiente de difícil acesso, como os ambientes submersos, com estes métodos é possível adquirir um volume de dados maior, com maior grau de confiabilidade, a um custo menor e em muito menos tempo. O uso auxiliar de fotografias subaquáticas e amostragem de fundo foi essencial para uma calibração do método geofísico, para se confirmar o que o sonar indicava existir.

Como recomendação sugiro uma pesquisa de campo mais aprofundada na plataforma insular, com perfis sísmicos para identificar a espessura do substrato arenoso, auxiliado com a coleta de testemunhos, com um perfil sísmico também é possível reconhecer o embasamento da plataforma insular, podendo assim inferir a história evolutiva da ilha. Recomendo também uma análise mais apurada para se observar o substrato dos recifes algais, se as mesmas estão apoiadas em um substrato arenoso ou direto no fundo rochoso.

Para outros estudos na plataforma insular é recomendado o uso de um barco de apoio preparado para isto, o que existe na ilha atualmente é um bote de resgate rápido, onde para se realizar o trabalho teve que ser feito no improviso, sem ter material adequado para uma equalização do sonar perante a movimentação das ondas, o que causou uma interferência na maioria dos dados. O ideal seria uma campanha de pesquisa completa em navio oceanográfico deslocado para ilha para esse fim.

Para a Marinha do Brasil, a recomendação é que o fundeio dos navios que chegam a ilha seja feita na área nordeste da mesma, por cima dos bancos de rodolitos. Devido ao seu substrato arenoso as âncoras dos navios encontram um bom ponto de apoio. No mapa no Anexo 4 é possível identificar estes bancos de rodolitos, que possuem uma área extensa para fundeio.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, J.R.L.; FRIEND, P.F. Changes in intertidal dunes during 2 spring-neap cycles, lifeboat station bank, wells-next-sea, Norfolk (England). **Sedimentology**, v. 23, n 3, p. 329–346. 1976
- ALMEIDA, F.F.M. **Geologia e Petrologia da Ilha da Trindade**. 197p. Monografia XVIII, DGM/DNPM, Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, 1961.
- ALMEIDA, F.F.M. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. **Terræ Didactica**, v. 2, n 1, p. 3-18. 2006
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M.L.C.C.; FERNANDES, L.A.; GUEDES, C.C.F.; OLIVEIRA, L.H.S.; MANZOLLI, R.P.; DISARÓ, S.T.; FERREIRA, A.G.; MARTIN, C.M. Quaternary sea-level changes and coastal evolution of the Island of Trindade, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 84, p. 208-222. 2018.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M.L.C.C.; FERNANDES, L.A.; GUEDES, C.C.F.; OLIVEIRA, L.H.S.; MANZOLLI, R.P.; DISARÓ, S.T.; FERREIRA, A.G.; MARTIN, C.M.; SANTOS, F.A.; GARCIA, M.H. Quaternário e paleoníveis marinhos na Ilha da Trindade. In: SECIRM: Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (ed.). **Protrindade: programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade, 10 anos de pesquisas**. Brasília, 2017. p. 43-63.
- BESNARD, W. Resultados científicos do cruzeiro do Baependi e do Veja a Ilha da Trindade. **Instituto Paulista de Oceanografia**, São Paulo, v. 2, n 2, p. 37-48. 1951.
- BIRD, E. **Coastal Geomorphology: An Introduction**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 2008.
- BLONDEL, P. **The Handbook of Sidescan Sonar**. Chichester: Praxis Publishing Ltd, 2009.
- BOGUCHWAL, L.A.; SOUTHARD, J.B. Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 1: Scale model study using fine sands. **Journal of Sedimentary Research**, v. 60, n. 5, p. 649-657. 1990.
- CACCHIONE, D.A.; DRAKE, D.E.; GRANT, W.D.; TATE, G.B. Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 54, p.1280-1291. 1984.
- CALLIARI, L.J.; PEREIRA, P.S.; SHORT, A.D.; SOBRAL, F.C.; MACHADO, A.A.; PINHEIRO, Y.G.; FITZPATRICK, C. Sandy beaches of Brazilian oceanic islands. In: SHORT, A.D.; KLEIN, A.H.F. (ed.). **Brazilian beach systems**. Boca Raton: Springer, 2016. p. 543-572.
- CARRACEDO, J. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. v. 94, n. 1/4, p. 1–19. 1999.
- CASTRO, J.W.A.; ANTONELLO, L.L. Geologia das ilhas oceânicas brasileiras. In: ALVES, R.J.V.; CASTRO, J.W.A. (ed.). **Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo**. Rio de Janeiro: Ministério do Meio Ambiente, 2006. p. 29-57.
- CERVENKA, P.; de MOUSTIER, C. Sidescan sonar image processing techniques. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. 18, n. 2, p. 108-122. 1993.

- CHAPPELL, J., Coral morphology, diversity and reef growth. **Nature**, v. 286, p. 249–252. 1980.
- CHAPPELL, J.; VEEH, H. Late Quaternary tectonic movements and sea level changes at Timor and Atauro Island. **Geological Society of America Bulletin**, v. 89, n. 3, p. 356–368. 1978.
- CHIOCCI, F.; ROMAGNOLI, C. Submerged depositional terraces in the Aeolian Islands (Sicily). In: AGATE, M.; CHIOCCI, F.; D'ANGELO, S.; ROMAGNOLI, C. (Ed.). **Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia**, v. 58, p. 81–114. 2004.
- CLAGUE, D.; DALRYMPLE, G. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. Geologic evolution. Volcanism in Hawaii. U.S. **Geological Survey Professional Paper**, v. 1, p. 5–54. 1987
- CLIFTON, H.E. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R.G. (ed.). **Facies Models Revisited**. Tulsa-USA, 2006. p. 293-337.
- COLLIER, J. S.; BROWN, C. J. Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. **Marine Geology**, v. 214, n. 4, p. 431-449. 2005.
- CORDANI, U.G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. **Boletim IGA**, p. 9-75. 1970.
- COWELL, P.J.; HANSLOW, D.J.; MELEO, J.F. The shoreface. In: SHORT, A.D. (ed.). **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 1999. p. 39-71.
- DALRYMPLE, R.W.; RHODES, R.N. Estuarine dunes and bars. In: PERILLO, G.M.E. (ed.). **Geomorphology and sedimentology of estuaries**. Amsterdam: Elsevier, 1995. p. 359–422.
- DEAN, R.G.; DALRYMPLE, R.A. **Coastal processes**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- DAVIDSON, T.M. **Biological erosion of marine habitats and structures by burrowing crustaceans**. 165 p. Tese (Doutorado em Ciências) Portland State University, Portland. 2011
- DAVIES, J. L. A morphogenetic approach to world shorelines. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 8, p. 27-142. 1964.
- DAVIES, B.E. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. **Soil Science Society of America Journal**, v. 38, n. 1, p. 150-151. 1974.
- DEEPCVIEW. **Deepvision Sonar Systems**. Disponível em <<http://www.deepvision.se>>. Acesso em 03/abr. 2017.
- DRAUT, A.; BOTHNER, M.; FIELD, M.; REYNOLDS, R.; COCHRAN, S.; LOGAN, J.; STORLAZZI, C.; BERG, C. Supply and dispersal of flood sediment from a steep, tropical watershed: Hanalei bay, kua'i, Hawai'i, USA. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, n. 3, p. 574–585. 2009.
- DULLO, W. Coral growth and reef growth: a brief review. **Facies**, v. 51, n. 1, p. 33–48. 2005.

- DUMAS, S.; ARNOTT, R.W.C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. **Geology**, v. 34, p. 1073–1076. 2006.
- FERNANDES, E.H.L.; MOLLER, O.O.; CUCHIARA, D.C. 2015. Ondas. In: CASTELLO, J.P.; KRUG, L.C. (ed.). **Introdução as ciências do mar**. Pelotas: Editora Textos, 2015. p. 196-224.
- FERRIER, K.L.; HUPPERT, K.L.; PERRON, J.T. Climatic control of bedrock river incision. **Nature**, v. 496, n. 7444, p. 206–209. 2013.
- FIGUEIREDO, M.A.O.; VILLAS-BÔAS, A.B.; DIAS, G. T. M.; COUTINHO, R. **Estado da arte sobre estudos de Rodolitos no Brasil**. Rio de Janeiro: IBP: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, 2014.
- FONTES, A.L. **Geomorfologia costeira**. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe - CESAD, 2011.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, n. 1, p 3-27. 1957.
- FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Company, 1965.
- FRITZ, W.J.; MOORE, J.N. **Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology**. New York: John Wiley & Sons, 1988.
- GELFENBAUM, G.; APOTSOS, A.; STEVENS, A.; JAFFE, B. Effects of fringing reefs on tsunami inundation: American Samoa. **Earth Science Review**, v. 107, p. 12–22. 2011.
- GOOGLE EARTH. Disponível em: <<http://earth.google.com>>. Acesso em 10 mar. 2018.
- GRIGGS, G.B.; TRENHAILE, A.S. Coastal cliffs and platforms. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (Ed.). **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**, Cambridge: Cambridge University Press, 1994. P.425-450.
- HÉQUETTE, A.; HILL, P.R. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy antepraia, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. **Marine Geology**, v. 113, p. 283-304. 1993.
- HALLENBECK, T.R.; KVITEK, R.G.; LINDHOLM, J. Rippled scour depressions add ecologically significant heterogeneity to soft-bottom habitats on the continental shelf. **Marine Ecology Progress Series**, v. 468, p. 119–133. 2012.
- HOLCOMB, R.; SEARLE, R. Large landslides from oceanic volcanoes. **Marine Georesources Geotechnology**, v. 10, n. 1/2, p. 19–32. 1991.
- HOPLEY, D.; SMITHERS, S.; PARNELL, K. **The Geomorphology of the Great Barrier Reef: Development, Diversity, and Change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- KRASTEL, S.; SCHMINCKE, H.H.; JACOBS, C.L.; RIHM, R.; LE BAS, T.P.; ALIBES, B. Submarine landslides around the Canary Islands. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 3977–3997. 2011.
- KUNKEL, C.; HALLBERG, R.; OPPENHEIMER, M. 2006. Coral reefs reduce tsunami impact in model simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 23. 2006.
- LADD, H.; TRACEY J.; WELLS, J.; EMERY, K. Organic growth and sedimentation on an atoll. **The Journal of Geology**, v. 58, n. 4, p. 410–425. 1950.

- MACDONALD, G., ABBOTT, A., PETERSON, F. **Volcanoes in the sea**: The geology of Hawaii, 2nd ed. Honolulu: University of Hawaii Press, 1983.
- MACHADO, L.B. Resultados científicos do cruzeiro do Baependi e do Veja a Ilha da Trindade. **Instituto Paulista de Oceanografia**, vol 2, n. 2, p. 95-117. 1951.
- BRASIL, Marinha do. **Carta náutica da área da Ilha da Trindade**. Rio de Janeiro: Centro de Hidrografia da Marinha, 1968. Escala: 1:15.000.
- BRASIL, Marinha do. **Boletim climático nº 14**. Rio de Janeiro: Centro de Hidrografia da Marinha, relatório interno, 15p. 2011.
- MAZEL, C. **SideScan Sonar training manual**. New York: Klein Associates Inc, 1985.
- MEIRELES, R.; QUARTAU, R.; RAMALHO, R.S.; REBELO, A.C.; MADEIRA, J.; ZANON, V.; AVILA, S.P. Depositional processes on oceanic island shelves—Evidence from storm-generated Neogene deposits from the mid-North Atlantic, **Sedimentology**, v. 60, p. 1769–1785. 2013.
- MENARD, H. W. Insular erosion, isostasy, and subsidence. **Science**, v. 220, p. 913–918. 1983.
- MENARD, H.W. **Islands**. New York: Scientific American Books, 1986.
- MILLIMAN, J. D. **Marine carbonates**. New York: Springer, 1974.
- MITCHELL, N.C. Susceptibility of mid-ocean ridge volcanic islands and seamounts to large-scale landsliding. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B8, p. 108, 2397. 2003.
- MOHR, L.V.; CASTRO, J.W.A.; COSTA, P.M.S.; ALVES, R.J.V. (ed.). 2009. **Ilhas oceânicas brasileiras**: da pesquisa ao manejo Vol II. Rio de Janeiro: Ministério do Meio Ambiente, 2009.
- MOORE, J. G.; NORMARK, W.R.; HOLCOMB, R.T. Giant Hawaiian Landslides, **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 22, n. 1, p. 119–144. 1994.
- MYROW, P.M.; SOUTHARD, J.B. Tempestite deposition. **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, n. 5, p. 875–887. 1996.
- MYROW, P.M. Storms and Storm Deposits. In: SELLEY, R.C.; COCKS, R.; PILMER, I. (ed.). **Encyclopedia of Geology**. Oxford: Elsevier Limited, 2005. P. 580-587.
- NOORMETS, R.; FELTON, E.; CROOK, K.A. Sedimentology of rocky shorelines: shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii — origins and history. **Sedimentary Geology**, v. 150, n. 1/2, p. 31–45. 2002.
- PARIS, R.; WASSMER, P.; SARTOHADI, J.; LAVIGNE, F.; BARTHOMEUF, B.; DESGAGES, E.; GRANCHER, D.; BAUMERT, P.; VAUTIER, F.; BRUNSTEIN, D.; GOMEZ, C. Tsunamis as geomorphic crises: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). **Geomorphology**, v.104, n. 1/2, p. 59–72. 2009.
- PETERSON, D. 1976. Processes of volcanic island growth, Kīlauea Volcano, Hawaii, 1969–1973. In: GONZÁLES-FERRÁN, O. (ed.). **Proceedings of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems**. Santiago: Special Series, 1976. p. 172–189.
- PIRES, G.L.C.; BONGIOLO, E.M. The nephelinitic–phonolitic volcanism of the Trindade Island (South Atlantic Ocean): Review of the stratigraphy, and inferences on the volcanic

styles and sources of nephelinites. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 72, p. 49-72. 2016.

PROTRINDADE – Programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade. **A Ilha da Trindade é um bem federal**. Disponível em: <<http://mar.mil.br/secirm>>. Acesso em: 15 jan. 2018.

QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.S.; MITCHEL, N.C.; TEMPERA, F. Development of volcanic insular shelves: Insights from observations and modelling of Faial Island in the Azores Archipelago. **Marine Geology**, v. 275, p. 66-83. 2010.

QUARTAU, R.; TEMPERA, F.; MITCHEL, N.C.; PINHEIRO, L.M.; DUARTE, H.; BRITO, P.O.; BATES, C.R.; MONTEIRO, J.H. Morphology of the Faial Island shelf (Azores): The interplay between volcanic, erosional, depositional, tectonic and mass-wasting processes. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 4, p. 1525-1555. 2012

QUARTAU, R.; HIPOLITO, A.; ROMAGNOLI, C.; CASALBORE, D.; MADEIRA, J.; TEMPERA, F.; ROQUE, C.; CHIOCCI, F.L. The morphology of insular shelves as a key for understanding the geological evolution of volcanic islands: Insights from Terceira Island (Azores). **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, p. 1801-1826. 2014

QUARTAU, R.; RAMALHO, R.S.; MADEIRA, J.; SANTOS, R.; RODRIGUES, A.; ROQUE, C.; CARRARA, G.; SILVEIRA, A.B. Gravitational, erosional and depositional processes on volcanic ocean islands: Insights from the submarine morphology of Madeira Archipelago. **Earth and Planetary Letters**, v. 482, p. 288-299. 2018.

RAMALHO, R.S. **Building the Cape Verde Islands**. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2011.

RAMALHO, R.S.; QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.S.; MITCHELL, N.C.; WOODROFFE, C.D.; ÁVILA, S.P. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. **Earth Science Reviews**, v. 127, p. 140-170. 2013.

REIMNITZ, E.; TOIMIL, L.J.; SHEPARD, F.P.; GUTIÉRREZ-ESTRADA, M. Possible rip current origin for bottom ripple zones, to 30-m depth. **Geology**, v. 4, n. 7, p. 395-400. 1976.

REVISION WORLD. **Longshore drift**. Disponível em: <[https://revisionworld.com/gcse C.D.,revision/geography/coastal-landscapes/coastal-processes/longshore-drift](https://revisionworld.com/gcse/C.D.,revision/geography/coastal-landscapes/coastal-processes/longshore-drift)>. Acesso em 08 de maio de 2017.

RUBIN, D.M.; MCCULLOCH, D.S. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. **Sedimentary Geology**, v. 26, p. 207-231. 1980

RUSSE, I. R.D.; TAYLOR, R.E. Roundness and shape of Mississippi River sands. **Journal of Geology**, v. 45, p. 225-267. 1937.

SILVA, C.G. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: BATISTA NETO, J.A.; PONZI, V.R.A.; SICHEL, S.E. (ed.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p.175-218.

SCHMIDT, R.; SCHMINCKE, H.U., 2000. Seamounts and island building. In: SIGURDSSON, H.; HOUGHTON, B.; MCNUTT, S.; RYMER, H.; STIX, J. (Ed.). **Encyclopedia of Volcanoes**. USA: Academic Press, 2000. p. 383–402.

SCHMINCKE, H.U. **Volcanism**. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2004.

- SISSINI, M.N.; OLIVEIRA, M.C.; HORTA, P.A.; PELLIZZARI, F. 2017. Macroalgas da Ilha da Trindade. In: SECIRM: Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (ed.). **Protrindade**: programa de pesquisas científicas na Ilha da Trindade, 10 anos de pesquisas. Brasília, 2017, p. 99-106.
- SOUZA, L.A.P. As técnicas geofísicas de Sísmica de Reflexão de Alta Resolução e Sonografia aplicada ao estudo de aspectos geológicos e geotécnicos em áreas submersas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. 1988, Belém. **Anais**, v. 4, p. 1551-1564.
- SOUZA, L.A.P. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. 284p. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Ciências - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2006.
- STODDAR, D.; STEERS, J. The nature and origin of coral reef islands. In: JONES, O.; ENDEAN, R. (Ed.). **Biology and Geology of Coral Reefs, vol IV**. London: Academic Press, 1977. p. 59–105.
- TAYLOR, P.; WILSON, M. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. **Earth Science Review**, v. 6, n. 1/2, p. 1–103. 2003.
- TOOMEY, M.; ASHTON, A.; PERRON, T. Profiles of ocean island coral reefs controlled by sea-level history and carbonate accumulation rates. **Geology**, v. 41, p. 731–734. 2013.
- TRENHAILE, A.S. **The Geomorphology of Rock Coasts**. Oxford: Clarendon Press, 1987.
- TRENHAILE, A.S. Sea level oscillations and the development of rock coasts. **Elsevier Oceanography Series**, v. 49, p. 271–295. 1989.
- TRENHAILE, A.S. 1997. **Coastal Dynamics and Landforms**. Oxford: Clarendon Press, 1997.
- TRENHAILE, A.S. Modeling the development of wave-cut shore platforms. **Marine Geology**, v. 166, n. 1, p. 163–178. 2000.
- TRENHAILE, A.S. Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. **Earth Surface Process Landforms**, v. 26, n. 10, p. 1103–1128. 2001.
- TRENHAILE, A.S. Cliffs and rock coasts. In: WOLANSKI, E., MCLUSKY, D. (Ed.). **Treatise on Estuarine and Coastal Science**, vol. 3. Waltham: Academic Press, 2011. p. 171–191.
- TSUTSUI, B.; CAMPBELL, J.; COULBOURN, W.T. Storm-generated, episodic sediment movements off Kahe Point, Oahu, Hawaii. **Marine Geology**, v. 76, p. 281–299. 1987.
- WHITMEYERS, S. J.; FITZGERALD, D. M. Episodic dynamics of a sand wave field. **Marine Geology**, v. 252, n. 1, p. 24-37. 2008.
- WENTWORTH, C. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, vol. 30, n. 5, p. 377-392. 1922
- WENTWORTH, C. Estimates of marine and fluvial erosion in Hawaii. **Journal Geological**, p.117–133. 1927
- WILSON, M. Macroborings and the evolution of bioerosion. In: MILLER III, W. (Ed.). **Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects**. Amsterdam: Elsevier, 2007. pp. 356–367.

WISSHAK, M.; FORM, A.; JAKOBSEN, J.; FREIWALD, A. Temperate carbonate cycling and water mass properties from intertidal to bathyal depths (Azores). **Biogeosciences**, v. 7, n. 8, p. 2379–2396. 2010

WOODROFFE, C.D. **Coasts: Form, Process and Evolution**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

WRIGHT, L.; THOM, B. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 1, n. 3, p. 412–459. 1977.

ANEXOS

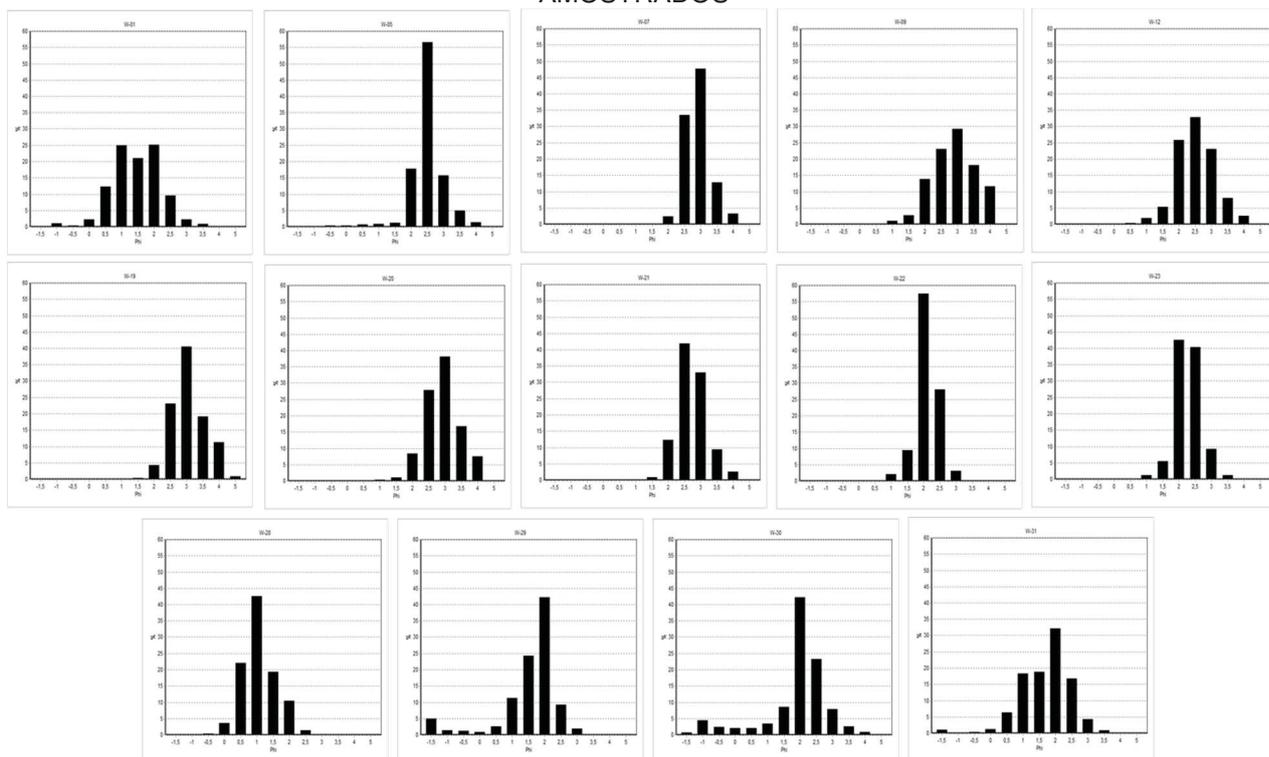
ANEXO 1: LINHAS DE SONAR DE VARREDURA LATERAL ADQUIRIDAS, MOSTRANDO O NOME DE CADA LINHA, COM SUA LARGURA E COMPRIMENTO EM METROS

Nome	Largura	Comprimento	Nome	Largura	Comprimento	Nome	Largura	Comprimento
M-01.dvs	200	3130	N-24.dvs	200	4863	V-05.dvs	200	895
M-02.dvs	300	256	N-25.dvs	200	5214	V-06.dvs	200	2252
M-03.dvs	300	344	P-01.dvs	100	1709	V-07.dvs	200	1470
M-04.dvs	200	447	P-02.dvs	100	381	V-08.dvs	200	723
M-05.dvs	200	538	P-03.dvs	100	660	V-09.dvs	200	2063
M-06.dvs	200	1293	P-04.dvs	100	670	V-10.dvs	200	1992
M-07.dvs	200	810	P-05.dvs	100	1279	V-11.dvs	200	2019
M-08.dvs	200	1929	P-06.dvs	100	1375	V-12.dvs	200	1835
M-09.dvs	200	3052	P-07.dvs	100	1578	V-13.dvs	200	813
M-10.dvs	300	3813	P-08.dvs	100	1545	V-14.dvs	200	796
M-11.dvs	300	2473	P-09.dvs	100	1656	V-15.dvs	200	1211
M-12.dvs	300	1337	P-10.dvs	100	1685	W-01.dvs	200	1418
M-13.dvs	300	583	P-11.dvs	100	1745	W-02.dvs	200	2674
N-01.dvs	120	164	P-12.dvs	100	1704	W-03.dvs	300	2185
N-02.dvs	120	2228	P-13.dvs	100	1621	W-04.dvs	300	152
N-03.dvs	100	1624	P-14.dvs	200	153	W-05.dvs	200	211
N-04.dvs	100	1642	P-15.dvs	200	1563	W-06.dvs	200	1075
N-05.dvs	100	1584	P-16.dvs	200	400	W-07.dvs	200	167
N-06.dvs	100	1593	P-17.dvs	200	2310	W-08.dvs	200	837
N-07.dvs	100	1805	P-18.dvs	200	3016	W-09.dvs	200	326
N-08.dvs	100	381	P-19.dvs	200	3483	W-10.dvs	200	167
N-09.dvs	100	790	P-20.dvs	200	3625	W-11.dvs	200	429
N-10.dvs	100	357	P-21.dvs	200	3738	W-12.dvs	200	702
N-11.dvs	150	1950	P-22.dvs	200	310	W-13.dvs	200	267
N-12.dvs	150	1306	T-01.dvs	148	884	W-14.dvs	200	124
N-13.dvs	150	1283	T-02.dvs	148	2929	W-15.dvs	200	156
N-14.dvs	300	425	T-03.dvs	148	2887	W-16.dvs	200	490
N-15.dvs	150	278	T-04.dvs	148	2660	W-17.dvs	200	147
N-16.dvs	150	501	T-05.dvs	148	1619	W-18.dvs	200	324
N-17.dvs	200	468	T-06.dvs	148	1117	W-19.dvs	200	1538
N-18.dvs	200	99	T-07.dvs	148	269	W-20.dvs	200	2905
N-19.dvs	200	1280	V-01.dvs	200	583	W-21.dvs	200	2948
N-20.dvs	200	690	V-02.dvs	200	1475	W-22.dvs	200	2706
N-21.dvs	200	4706	V-03.dvs	200	2360	W-23.dvs	200	496
N-22.dvs	200	5029	V-04.dvs	200	1417	W-24.dvs	200	476
N-23.dvs	200	5090						

ANEXO 2: PONTOS ONDE FORAM EFETUADAS TENTATIVAS DE AMOSTRAGEM DE MATERIAL DE FUNDO, INDICANDO SE FOI TIRADA UMA FOTOGRAFIA DO LOCAL, A AMOSTRA RECUPERADA, A CARACTERÍSTICA DO FUNDO OBSERVADA NA FOTOGRAFIA, E AS COORDENADAS DO PONTO NO DATUM WGS-84

PONTO	FOTO	AMOSTRA COLETADA	FUNDO OBSERVADO NA FOTO	COORD. X	COORD. Y
W-01	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.730.918	258.885
W-02	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.731.358	258.720
W-03	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	SEDIMENTO ARENOSO	7.731.492	258.114
W-04	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.732.450	257.434
W-05	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.732.663	257.184
W-06	SIM	NÃO RECUPERADO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.732.814	257.068
W-07	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.733.354	255.753
W-08	SIM	NÃO RECUPERADO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.733.110	255.676
W-09	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.732.639	255.144
W-10	SIM	NÃO RECUPERADO	ROCHA / SEDIMENTO	7.732.176	255.400
W-11	SIM	NÃO RECUPERADO	ROCHA	7.730.743	255.240
W-12	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.730.468	255.041
W-13	SIM	NÃO RECUPERADO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.730.370	255.014
W-14	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	MATERIAL BIOGÊNICO	7.728.744	256.363
W-15	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	SEDIMENTO ARENOSO	7.728.146	256.526
W-16	SIM	MATERIAL BIOGÊNICO	SEDIMENTO ARENOSO	7.728.095	256.721
W-17	SIM	NÃO RECUPERADO	ROCHA	7.728.551	257.901
W-18	SIM	NÃO RECUPERADO	SEDIMENTO ARENOSO	7.728.520	257.974
W-19	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.728.478	258.081
W-20	NÃO	SEDIMENTO ARENOSO	NÃO SE APLICA	7.728.212	258.182
W-21	NÃO	SEDIMENTO ARENOSO	NÃO SE APLICA	7.728.331	258.314
W-22	NÃO	SEDIMENTO ARENOSO	NÃO SE APLICA	7.729.009	259.158
W-23	NÃO	SEDIMENTO ARENOSO	NÃO SE APLICA	7.728.881	259.228
W-24	NÃO	MATERIAL BIOGÊNICO	NÃO SE APLICA	7.728.959	260.700
W-25	NÃO	NÃO RECUPERADO	NÃO SE APLICA	7.729.100	260.491
W-26	NÃO	MATERIAL BIOGÊNICO	NÃO SE APLICA	7.728.840	260.293
W-27	NÃO	MATERIAL BIOGÊNICO	NÃO SE APLICA	7.729.842	260.994
W-28	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.730.925	258.737
W-29	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.732.053	255.605
W-30	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.731.010	258.535
W-31	SIM	SEDIMENTO ARENOSO	SEDIMENTO ARENOSO	7.732.072	255.727

ANEXO 3: HISTOGRAMAS DOS SEDIMENTOS ARENOSOS DE FUNDO COLETADOS E AMOSTRADOS



ANEXO 4: MAPA DAS UNIDADES DE Mapeamento DEFINIDAS NESTA DISSERTAÇÃO

