



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

FERNANDA VEDOATO VIEIRA

**SEDIMENTAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO: DO**  
**APORTE TERRÍGENO À OCORRÊNCIA DE FUNDOS RECIFAIS**

VITÓRIA

2017

FERNANDA VEDOATO VIEIRA

**SEDIMENTAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO: DO  
APORTE TERRÍGENO À OCORRÊNCIA DE FUNDOS RECIFAIS**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos.

VITÓRIA

2017

**FERNANDA VEDOATO VIEIRA**

**SEDIMENTAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO: DO  
APORTE TERRÍGENO À OCORRÊNCIA DE FUNDOS RECIFAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental.

COMISSÃO EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos

Orientador

Universidade Federal do Espírito Santo/UFES

---

Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto

Examinador Externo

Universidade Federal Fluminense/UFF

---

Prof. Dr. Gilberto Menezes Amado Filho

Examinador Externo

Instituto de Pesquisas Jardim Botânico do Rio de Janeiro

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus. Obrigada por me ajudar a superar os obstáculos e chegar até aqui.

Agradeço a Fundação de Amparo e Pesquisa do Espírito Santo (FAPES) pelo financiamento de toda a pesquisa realizada. Agradeço a CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Agradeço ao Alex, meu orientador, por acreditar no meu trabalho e por toda confiança que depositou em mim. Agradeço por todas as sugestões, incentivos e oportunidade. Você participou de maneira fundamental no meu crescimento. Obrigada.

Agradeço a todos os professores da Pós que contribuíram de alguma forma para a construção deste trabalho e participaram também da construção da minha vida profissional.

Agradeço a todos os integrantes do LaboGeo e alunos da Pós. Evaristo, Dani, Kyssy, Geandré (Gegê), Carol, Renata, Tetê, Lucas, MD, Adeildo, Tarcila, Laura, Mary. Cada um de vocês contribuíram de uma forma ou de outra na construção desse trabalho. Fê obrigada por todas as conversas, desabafos que tivemos. Todos vocês foram fundamentais para que eu chegasse até aqui. Meu carinho por vocês é enorme. Obrigada.

Agradeço a minha família e ao Jefferson (meu amor), por toda confiança, por nunca desistirem de mim. E por sempre me darem força para que eu conseguisse vencer todos os obstáculos. Sem vocês eu não tinha conseguido. Obrigada por tudo. Eu amo vocês.

Obrigada minhas grandes amigas, Tati, Vanis e Samanta (Otis) vocês são e sempre serão importantes na minha vida. Obrigada pelo apoio, pelo carinho, pelos desabafos, por caminharem comigo. Obrigada por toda ajuda recebida. Vocês são lindas.

Agradeço também a todos que me ajudaram de alguma forma. Obrigada.

“A língua e a escrita não chegam para  
descrever todas as maravilhas do mar.”

Cristóvão Colombo

## RESUMO

Os processos de curto e longo termo, como a atividade biológica, o transporte sedimentar, condições hidrodinâmicas, a variação relativa do nível do mar, o *input* sedimentar e uma geologia pré-existente, determinam a morfologia da plataforma continental. A área de estudo desta pesquisa é a plataforma continental da costa leste brasileira. Sua plataforma apresenta uma variação em sua largura, sendo de 240 km na região de Abrolhos a 50 km em seu restante, acompanhada por dois regimes sedimentares distintos ao longo da plataforma, o de acomodação e suprimento. Associado estes fatores, a região costeira é caracterizada pela presença de Tabuleiros da Formação Barreira, Embasamento Cristalino e Planícies Costeiras Quaternárias. Estas unidades estão distribuídas em diferentes formas ao longo do litoral. Os dados adquiridos tiveram o objetivo de investigar como os processos de longo termo influenciam na ocorrência e distribuição dos fundos heterogêneos ao longo da plataforma. Os resultados mostraram quatro diferentes estruturas recifais, os recifes isolados do tipo 1 e 2, as concreções/crostras, as bioconstruções de paleovales, além de um extenso fundo de rodolitos ao longo de toda área de estudo. Depósitos lamosos estiveram restritos a foz do rio Doce, se estendendo em direção ao norte da plataforma. O restante da plataforma é composta por sedimentos carbonáticos e areia terrígena ao norte. Na região ao sul do rio Doce a plataforma apresentou um domínio carbonático com mudanças significativas em sua morfologia, com a presença de paleovales, estruturas irregulares associadas a hardbottoms. Para a região ao norte, a plataforma apresenta uma morfologia mais homogênea, com a presença do delta do rio Doce e um alargamento da plataforma na região de Abrolhos. Assim, a evolução geomorfológica da plataforma esteve relacionada com os processos de longo termo, sendo que estes processos diferenciaram a faciologia da plataforma.

**Palavras-chaves:** geologia antecedente; estruturas irregulares; fundos de rodolitos.

## ABSTRACT

Short and long term processes, such as biological activity, sediment transport, hydrodynamic conditions, relative sea level variation, sedimentary input and pre-existing geology, determine the continental shelf morphology. The study area of this research is the continental shelf of the Brazilian east coast. Its platform presents a variation in its width, being of 240 km in the region of Abrolhos to 50 km in its remainder, accompanied by two distinct sedimentary regimes along the platform, the accommodation and supply regime. Associated with those factors, the coastal region is characterized by the presence of Barrier Formation Traps, Crystalline Basement and Quaternary Coastal Plains. These units are distributed in different forms along the coast. The acquired data had the objective to investigate how the long term processes influence the occurrence and distribution of the heterogeneous funds along the platform. The results showed four different reef structures, isolated type 1 and 2 reefs, concretions / crusts, paleovalleys bioconstructions, and an extensive rhodoliths funds throughout the study area. Mud deposits were restricted to the mouth of the Doce river, extending toward the north of the platform. The remainder of the platform is composed of carbonate sediments and terrigenous sand to the north. In the region southern of the Doce river the platform presented a carbonate domain with significant changes in its morphology, with the presence of paleovalleys, irregular structures associated with hardbottoms. For the region to the north, the platform presents a more homogenous morphology, with the presence of the delta of the Doce river and a widening of the platform in the region of Abrolhos. Thus, the geomorphology evolution of the platform was related to the long term processes, and these processes differentiated the faciology of the platform.

**Keywords:** antecedent geology; irregular structures; rhodolith funds.

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Descrição do peso (g), volume (cm <sup>3</sup> ) e diâmetros (mm) da média das 299 amostras de rodolitos ao longo da plataforma.....	42
Tabela 2 – Diâmetro (cm) dos rodolitos em três zonas diferenciadas de profundidade. Correspondentes a média dos diâmetros dos três eixos (maior, intermediário, menor) juntamente com o desvio padrão. ....	43
Tabela 3 – Vazão das 4 principais contribuições fluvial para a plataforma continental do Espírito Santo. Os rios estão distribuídos no sentido norte a sul do estado.....	46
Tabela 4 – Aporte sedimentar das 4 principais contribuições fluviais da plataforma continental do Espírito Santo. Os rios estão distribuídos no sentido norte a sul do estado. ....	46



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Foto da estrutura acoplada com a GoPro .....	18
Figura 2- Pontos de amostragem de sedimento, perfilador de sub-fundo e sonar de varredura lateral ao longo da plataforma.....	19
Figura 3– Pontos de amostragem de sedimento e dados compilados para a plataforma continental publicados por Bastos <i>et al.</i> (2015).....	20
Figura 4 - Classificação de Lassouner adaptado por Dias (1996) modificada. A simbologia que define ambas as categorias são representadas pelas duas primeiras letras que corresponde à classe granulométrica principal e a sua natureza, conforme o teor de CaCO <sub>3</sub> (exemplos, AL = areia litoclástica ou litobioclástica; LB = lama bioclástica ou biolitoclástica). Para a representação dos diferentes teores de carbonato de cálcio, números associados às letras foram definidos (L1 = litoclástico; L2 = litobioclástico; B1 = biolitoclástico; B2 = bioclástico).....	22
Figura 5– Distribuição dos teores de lama interpolado (Natural Neighbors-Arcgis) ao longo de toda a área de estudo.....	25
Figura 6 – Distribuição dos teores de carbonato interpolado (Natural Neighbors-Arcgis) ao longo de toda a área de estudo.....	26
Figura 7 – Distribuição das fácies sedimentares na plataforma continental e geomorfologia costeira. ....	27
Figura 8 - Distribuição das estruturas recifais e dos fundos de Rodolitos ao longo da plataforma continental do Espírito Santo.....	29
Figura 9– Distribuição das estruturas recifais ao longo da plataforma continental do ES... ..	30
Figura 10 – Recifes isolados tipo 1. (a) Localização geográfica dos Recifes isolados tipo 1 na plataforma continental. (b) Exemplo dos sonograma dos recifes. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo na área dos recifes. ....	32

Figura 11– Recifes isolados tipo 2. (a) Localização geográfica dos Recifes isolados tipo 2 na plataforma continental. (b) Exemplo dos sonogramas dos recifes ao longo da plataforma. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo na área dos recifes.....	34
Figura 12– Paleovales associados às bioconstruções. (a) Localização geográfica dos paleovales na plataforma continental. (b) Exemplos dos sonogramas dos paleovales com bioconstrução. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo associado aos paleovales. ....	36
Figura 13– (a) Localização geográfica das concreções/crostas na plataforma continental. (b) Exemplos dos sonogramas das concreções/crostas. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo associado as concreções/crostas... ..	37
Figura 14 – Os diferentes padrões de estruturas recifais ao longo da plataforma (1) Recifes isolados tipo 1 (2) Recifes isolados tipo 2 (3) Concreções/crostas (4) Bioconstruções associadas à paleovales. Distância em metros. ....	38
Figura 15–Sonograma exemplificando os fundos de rodolitos associados com a verdade de campo e sua localização ao longo da plataforma.....	39
Figura 16 -Amostras coletadas associada com os sonogramas evidenciando os fundos de rodolitos coexistindo com estruturas recifais e paleovales para a região Centro-Sul.....	40
Figura 17– Imagens de rodolitos associados a diferentes espécies de algas e organismos vivos.....	41
Figura 18– Volume dos rodolitos em quatro classes de diâmetro, variando de 0.7 a 12 cm para a região centro-sul.....	42
Figura 19– Diagrama tripot. Cada ponto representa um rodolito com sua respectiva esfericidade (a) esfericidade dos rodolitos para a zona 1 (10-25 metros). (b) esfericidade dos rodolitos para a zona 2 (27-40 metros). (c) esfericidade dos rodolitos para a zona 3 (45-62 metros).....	44

Figura 20 - Mapa da batimetria da plataforma continental do Espírito Santo com a geomorfologia costeira associado à descarga média de sedimento dos 4 principais rios para a plataforma continental. (1) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região sul da plataforma. (2) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região centro-sul mostrando os paleovales. (3) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para o lobo deltaico do rio Doce. (4) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região norte. ....	49
Figura 21 – Distribuição dos fundos de Rodolitos ao longo da plataforma do Espírito Santo e da plataforma de Abrolhos. ....	53
Figura 22– (a) Imagens aéreas de parte do setor Centro-Sul da plataforma, região do estuário do Piraquê-Açú. (b) Frames do side scan sonar. (c) Foto dos terraços de abrasão na praia. ....	56
Figura 23 – Batimetria da região central da plataforma continental do Espírito Santo (a) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox evidenciando irregularidades próximo à costa. (b) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox evidenciando uma elevação na plataforma próximo a 10 km da costa. ....	57
Figura 24 – Gradiente de profundidade para região central da plataforma continental do ES. ....	58

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	14
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	17
2.1 LEVANTAMENTOS DE CAMPO .....	17
2.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA .....	20
2.3 PROCESSAMENTO DO LEVANTAMENTO SONOGRÁFICO E DO SUB-FUNDO.....	23
2.4 MAPEAMENTO DE ESTRUTURAS RECIFAIS E RODOLITOS.....	23
2.5 DESCRIÇÃO QUANTITATIVA DOS RODOLITOS .....	23
3. RESULTADOS.....	24
3.1 DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA .....	24
3.2 FUNDOS RECIFAIS E O EXTENSO FUNDO DE RODOLITOS.....	28
3.2.1Caracterização das Estruturas Recifais.....	29
3.2.2Caracterização dos fundos de Rodolitos.....	38
3.2.2.1Descrição qualitativa.....	38
3.2.2.2Descrição quantitativa .....	42
4. DISCUSSÃO .....	45
4.1 REGIMES DE SEDIMENTAÇÃO NA PLATAFORMA, APORTE SEDIMENTAR E GEOLOGIA COSTEIRA .....	45
4.2 RECIFES E FUNDOS DE RODOLITOS – FORMAÇÃO E CONTROLES GEOLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS .....	50
4.2.1Fundos de Rodolitos.....	50
4.2.2Fundos Recifais.....	53

5. CONCLUSÃO .....	60
REFERÊNCIAS.....	62
ANEXOS .....	78

## 1. INTRODUÇÃO

Diversos processos de curto e longo termo, como a atividade biológica, o transporte sedimentar, condições hidrodinâmicas, a variação relativa do nível do mar, o *input* sedimentar e uma geologia pré-existente, determinam a morfologia da plataforma continental (Sternberg and Nowell, 1999; Pratson *et al.*, 2007; Schattner *et al.*, 2010; Brothers *et al.*, 2013).

Na escala temporal de curto termo, ondas e marés são os agentes hidrodinâmicos dominantes no ambiente costa/plataforma. As ondas apresentam maior efeito sobre o transporte sedimentar nas regiões rasas (Dyer, 1986; Voulgaris e Collins, 2000). Com relação às marés, os efeitos são mais relevantes na plataforma continental, onde sofrem intensificações em resposta a uma interação entre as ondas e a morfologia do fundo (Gao e Collins, 2014).

Em uma escala maior de tempo, as mudanças relativas do nível do mar controlam a formação dos sistemas sedimentares e, juntamente com a morfologia/batimetria, determinam o espaço de acomodação para os sedimentos (Gao e Collins, 2014). As curvas constituídas a partir das mudanças relativas do nível do mar diferem significativamente entre plataformas estreitas e largas (Gao e Collins, 2014), uma vez que as plataformas largas proporcionam um maior espaço de acomodação quando comparada com plataformas estreitas. Conseqüentemente os sedimentos tendem a serem presos em plataformas largas e escaparem em plataformas estreitas (Liu *et al.*, 2004; Liqueste *et al.*, 2007).

Associado a estes fatores, tem-se o *input* sedimentar e a quantidade de sedimento disponível, os quais dependem das características da bacia (Milliman e Syvitski, 1992; Syvitski *et al.*, 2003) e da localização geográfica (Milliman e Farnsworth, 2011).

A costa leste brasileira apresenta inúmeras áreas progradantes, categorizadas como deltas, sob influência de ondas. Assim, tem-se o delta dos rios São Francisco, Paraíba do Sul, Jequitinhonha e rio Doce. Sendo o rio Doce considerado o maior delta dominado por ondas da costa brasileira (Dominguez, 2009). Estes tiveram seu desenvolvimento associado às variações Holocênicas do nível do mar, associado às curvas de tendências globais (Martin *et al.*, 1993, 1996b; Bittencourt *et al.*, 2007). Estes sistemas fluviais representam os principais fornecedores de sedimentos para a zona costeira (Milliman & Meade, 1983; Syvitski *et al.*, 2003). Por tanto, os processos

de fornecimento de sedimento para as plataformas tornam-se superiores à capacidade de dispersão, formando assim, extensos depósitos terrígenos e consequentemente deltas submersos (Nittrouer *et al.*, 2007).

Em contrapartida, a costa leste brasileira apresenta planícies costeiras pouco desenvolvidas, resultado da baixa oferta sedimentar (Martins e Coutinho, 1981) juntamente com a presença dos tabuleiros costeiros (Formação Barreiras) associados a rochas pré-cambrianas presentes no litoral (Dominguez, 2009).

O litoral do Espírito Santo, localizado ao longo da costa leste brasileira entre a latitude 17°53'S e 21°18'S, foi descrito por Martin *et al.* (1996a) por apresentar três unidades geomorfológicas distintas: o Embasamento cristalino Pré-Cambriano, Tabuleiros da Formação Barreiras e Planícies Costeiras Quaternárias. Estas unidades estão distribuídas em diferentes formas ao longo do litoral. Na porção norte e sul os depósitos quaternários são delimitados pela Formação Barreiras, enquanto a porção central caracteriza-se pelo Embasamento cristalino Pré-Cambriano em contato direto com os depósitos quaternários (Martin *et al.*, 1996a; Albino *et al.*, 2006).

Com relação à plataforma continental do Espírito Santo (PES) essa foi caracterizada por uma variação significativa de sua largura, segundo Bastos *et al.* (2015), com largura máxima ao norte (240km) e largura variando entre 50 – 60 km no restante da plataforma. Essa plataforma, segundo esses mesmos autores apresenta dois regimes de sedimentação: acomodação e suprimento com base nos conceitos de Swift & Thorne (1991).

Com base nestes conceitos, em uma plataforma do tipo acomodação, a taxa de subida do nível do mar e o transporte/dispersão do sedimento superam a taxa de aporte sedimentar. Estas plataformas são caracterizadas por apresentar um perfil retrogradante, ou seja, a linha de costa migra continente adentro devido o recuo erosional da linha de costa. São marcadas pela formação de estuários, onde os sedimentos ficam trapeados nas desembocaduras dos rios. Já em plataformas de suprimento, a taxa e o tipo de suprimento sedimentar superam a taxa de espaço de acomodação criado e da dispersão de sedimento. São plataformas caracterizadas por apresentar um perfil progradante, dando origem a uma morfologia de frentes deltaicas, onde ocorre uma inundação de uma desembocadura fluvial deltaica (*bypassing*), resultando numa sedimentação alóctone (Swift e Thorne, 1991; Johnson e Baldwin, 1996).

A plataforma continental do Espírito Santo apresenta um contraste sedimentar e morfológico, onde, um regime de suprimento está associado a uma morfologia/batimetria regular, referente ao lobo deltaico do rio Doce e por um regime de acomodação associado a presença de estruturas irregulares na plataforma. Bastos *et al.* (2015) e Quaresma *et al.* (2015) evidenciaram também a coexistência na plataforma para uma sedimentação terrígena e carbonática. Por tanto, esse trabalho busca investigar como os processos de longo termo influenciam na ocorrência e distribuição dos fundos heterogêneo ao longo da plataforma continental do Espírito Santo considerando a coexistência entre domínios carbonáticos e terrígenos. O presente trabalho possui as seguintes perguntas científicas:

- As unidades geomorfológicas costeiras influenciam no padrão de distribuição sedimentar e morfológico da plataforma?
- O aporte fluvial, a herança geológica e as condições oceanográficas atuais influenciam na distribuição e ocorrência dos fundos recifais?



## 2. MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Para alcançar os objetivos propostos nesta pesquisa foram realizados levantamentos geofísicos, incluindo perfilagem de sub-fundo (StrataBox), imageamento de fundo com sonar de varredura lateral (*Side Scan Sonar*) entre os meses abril e junho de 2016; juntamente com amostragem de sedimento de fundo (Van Veen) com fotografia, entre os meses de setembro de 2015 a fevereiro de 2016.

Tanto a perfilagem de sub-fundo quanto a sonografia foram realizadas ao longo de linhas perpendiculares à costa (transecto), iniciando na isobatimetria de 10 m estendendo-se até uma distância de 40 km da costa. Totalizou-se aproximadamente 1450 km de imageamento ao longo da plataforma do Espírito Santo, englobados em 38 transectos. Foram realizados 5 mosaicos extras na região norte da plataforma, contendo 1km<sup>2</sup> cada, a fim de caracterizar uma área de interesse específico.

#### ✓ Perfilador de Sub-Fundo

A perfilagem de sub-fundo foi realizada com o modelo Stratabox da Syquest, operando em uma frequência de 3,5kHz. O foco deste processamento foi a definição do perfil batimétrico ao longo do transecto levantado. Foi realizada com auxílio do *software* Sufer 10 e o Matlab2014.

#### ✓ Levantamento sonográfico

O imageamento acústico do fundo marinho foi realizado com auxílio de um Sonar de Varredura Lateral, modelo Edgetech 4100 e Klein 4900, dupla frequência, varrendo de 100 a 150 m para cada lado.

Os dados do sonar foram processados no *software* SonarWiz 5 e o mosaico georreferenciado foi produzido e exportado como imagens GeoTiff com uma resolução de 1.0 m/pixel e trabalhados no *software* ArcGis 10.1.

#### ✓ Coleta de sedimentos

As coletas de sedimento foram realizadas com um amostrador Van Veen ao longo de cada transecto, a fim de caracterizar o fundo em diferentes profundidades. Juntamente com a coleta de sedimento, foi realizada a filmagem do fundo, com auxílio de uma filmadora (GoPro) acoplada a uma estrutura (Fig. 1). A imagem obtida pela GoPro é

referente a uma área de 60x60cm. Neste trabalho apenas os fundos de rodolitos foram investigados com estas imagens.



Figura 1 – Foto da estrutura acoplada com a GoPro

As coletas foram realizadas ao longo de 38 transectos, sendo obtidas 346 amostras de sedimentos de fundo. As estações de coleta foram previamente definidas, seguindo as isolinhas de 5 em 5 metros, iniciando na isóbata de 10 metros até a isóbata de 50 metros (Fig. 2).

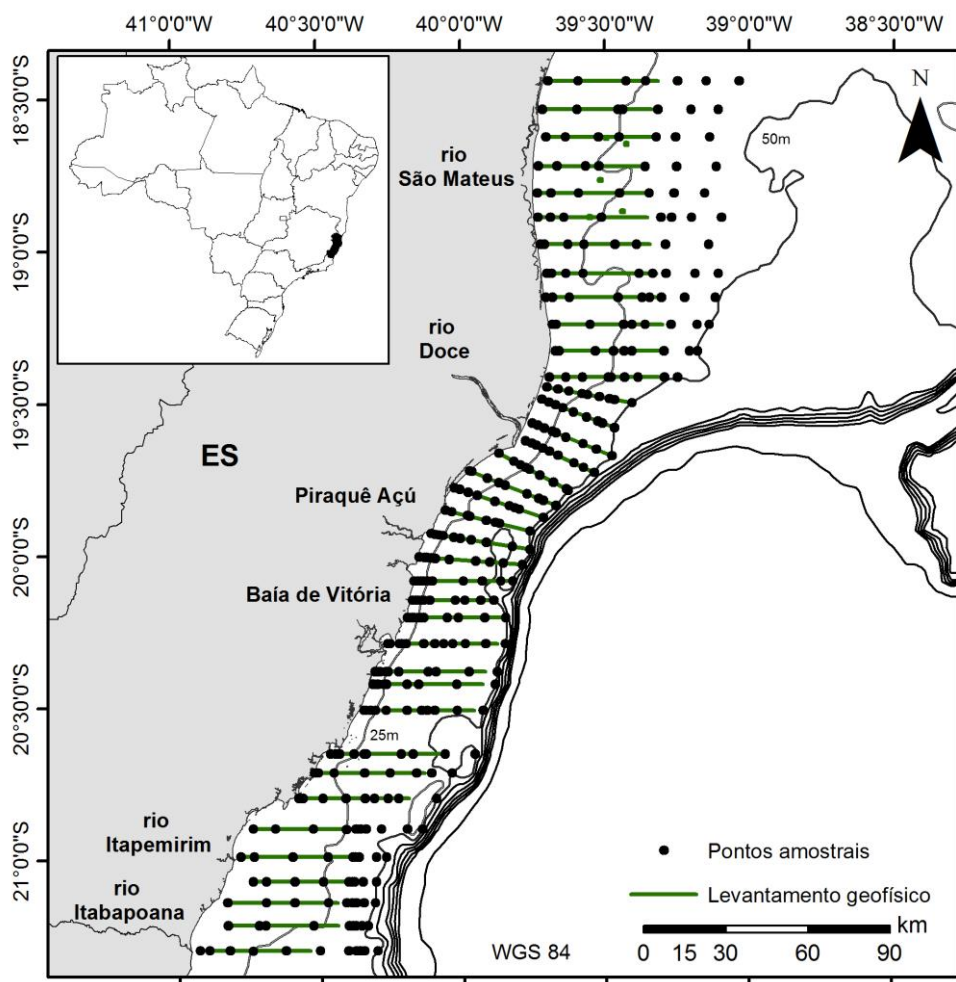


Figura 2- Pontos de amostragem de sedimento, perfilador de sub-fundo e sonar de varredura lateral ao longo da plataforma.

Foi realizado uma copilação dos dados existentes para a plataforma continental do Espírito Santo (ES), com foco para as regiões mais externas da plataforma e na região de Abrolhos. Estes dados foram agregados neste trabalho a fim de caracterizar melhor as regiões não abrangidas na coleta de dados. Esses dados incorporados vieram do artigo publicado por Bastos *et al.* (2015) (Fig. 3).

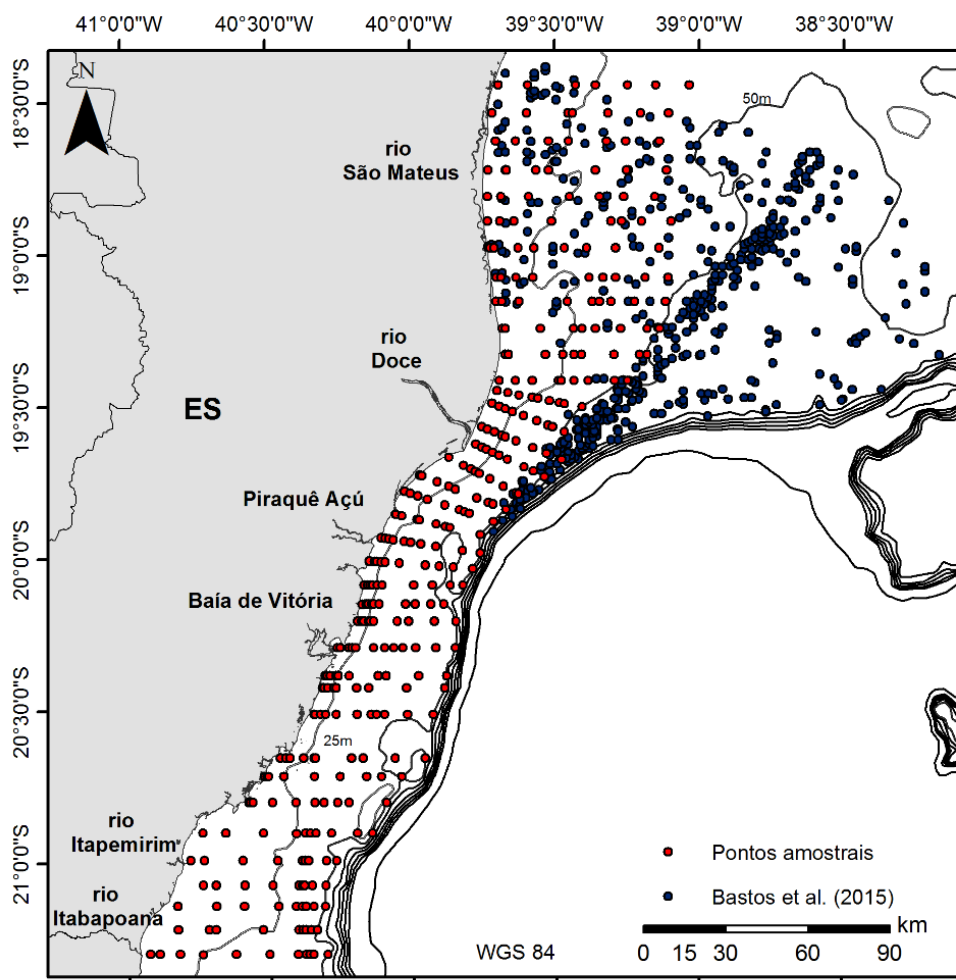


Figura 3– Pontos de amostragem de sedimento e dados compilados para a plataforma continental publicados por Bastos *et al.* (2015).

## 2.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

As análises laboratoriais foram realizadas nos laboratórios de Oceanografia Geológica (LaboGeo) e de Sedimentologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES). A interpretação foi realizada com base nos conceitos de sedimentologia contextualizada com os estudos realizados na região.

O processamento das amostras de sedimento englobou a determinação dos teores de carbonato de cálcio e a distribuição granulométrica (porção fina - granulômetro a laser *Malvern Mastersizer 2000* e a porção grossa peneirada em intervalos de 1 em 1 *phi*, com base na escala de tamanho proposta por Wentworth (1922).

### ✓ Teor de Carbonato de cálcio

O teor de carbonato de cálcio foi obtido por meio da dissolução do  $\text{CaCO}_3$  com ácido clorídrico a 10%. Para cada amostra foram utilizados aproximadamente 15 gramas.

### ✓ Granulometria

Esta análise consiste na determinação das dimensões das partículas que constituem as amostras (presumivelmente representativas dos sedimentos) e no tratamento estatístico dessa informação. Para tanto é necessário determinar as dimensões das partículas individuais e estudar a sua distribuição, quer pelo peso de cada classe dimensional considerada, quer pelo seu volume, quer ainda pelo número de partículas integradas em cada classe (Dias, 2004).

Com esse intuito de caracterização os sedimentos presentes nas amostras coletadas, foram utilizados aproximadamente 50 gramas de cada amostra, que foram lavados via úmida com auxílio de uma peneira 63  $\mu\text{m}$  a fim de separar a porção lamosa.

A porção fina, ou seja, inferior a 63  $\mu\text{m}$  foi submetida à queima de matéria orgânica por adição de peróxido de hidrogênio (10%), a fim de evitar agregação dos flocos (Lewis e McConchie, 1994). Posteriormente, a porção fina foi lavada para a retirada do peróxido e em seguida analisada por meio do granulômetro a laser *Malvern Mastersizer 2000*.

Já para a porção grossa, superior a 63  $\mu\text{m}$ , a amostra foi completamente seca em estufa a 40°C. Após a secagem, a amostra foi pesada e posteriormente peneirada em intervalos de 1 em 1 *phi*, com base na escala de tamanho proposta por Wentworth (1922).

Após a quantificação dos pesos de cada fração granulométrica, com auxílio do programa estatístico *Gradistat*, determinou-se a mediana (D50) em micrômetros ( $\mu\text{m}$ ) de cada amostra juntamente com os percentuais de cascalho, areia e lama da amostra.

Com base nos teores de carbonato de cálcio juntamente com as características texturais dos grãos fez o mapa faciológico da plataforma continental de acordo com Lassouner (1977) adaptado por Dias (1996) (Fig. 4).

Esta metodologia estabelece as seguintes classes em função do percentual de carbonato: litoclásticos ( $\text{CaCO}_3$  inferior a 30%), litobioclástico (entre 30 a 50% de  $\text{CaCO}_3$ ), biolitoclástico (entre 50 a 70% de  $\text{CaCO}_3$ ) e bioclástico ( $\text{CaCO}_3$  superior a 70%). Já em função da granulometria, quatro classes são estabelecidas: seixos, grânulos (cascalho), areia e lama. As letras minúsculas que acompanham cada

categoria (a, b, c, d, e) expressam a fração granulométrica, a partir da mediana (D50) de cada amostra, conforme classificação de Wentworth (1922).

9 SUBDIVISÕES PRINCIPAIS	SEIXOS, COQUINAS OU RODOLITOS L<15%; s+c+r >50%		GRÂNULOS L<15%; s+c+r < 50% Md > 2mm		AREIAS L<15%; Areia + Lama >50 % Md < 2mm					SEDIMENTOS LAMOSOS L > 15 %		
	SEIXOS LITOCLÁSTICOS		GRÂNULOS LITOCLÁSTICOS		AREIAS		LITOCLÁSTICAS			LAMAS TERRÍGENAS		
SEDIMENTO LITOCLÁSTICO CaCO <sub>3</sub> < 30%	s+c+r >70% SL1a cascalho litoclástico	s+c+r <70% SL1b cascalho litoclástico	s+c+r >15% GL1a grânulos litocl. c/ cascalho	s+c+r <15% GL1b grânulos litoclásticos	15% < + 2 mm < 50 %		+ 2 mm < 15%			L < 25% LL1a areia lamosa	25% < L < 75% LL1b lama arenosa terrigena	L > 75% LL1c lama terrigena
					s+c+r > gran AL1a areia litoclástica c/ cascalho	g > s+c+r AL1b areia litoclástica c/ granulos	2 a 0,5 mm. AL1c areia litoclást. muito grossa a grossa	0,5 a 0,25 mm AL1d areia litoclástica média	0,25 a 0,05 mm AL1e areia litoclástica fina a muito fina			
SEDIMENTO LITOBIO CLÁSTICO 30% < CaCO <sub>3</sub> < 50%	s+c+r >70% SL2a cascalho litobioclástico	s+c+r <70% SL2b cascalho litobioclástico	s+c+r >15% GL2a grânulos litob. c/cascalho	s+c+r <15% GL2b * grânulos litobioclásticos	15% < + 2 mm < 50 %		+ 2 mm < 15%			L < 25% LL2a marga arenosa	25% < L < 75% LL2b marga arenosa	L > 75% LL2c marga.
					s+c+r > g AL2a areia litobioclástica c/ cascalho	g > s+c+r AL2b areia litobioclástica c/ granulos	2 a 0,5 mm. AL2c areia litobioclástica muito grossa a grossa	0,5 a 0,25 mm AL2d areia litobioclástica média	0,25 a 0,05mm AL2e areia litobioclástica fina a muito fina			
SEDIMENTO BIOLITO CLÁSTICO 50% < CaCO <sub>3</sub> < 70%	c+r+s >70% CB1a coq/rodolito c/ litoclásticos	c+r+s <70% CB1b cascalho biolitoclástico	c+r+s >15% GB1a grânulo biolitoclástico	c+r+s <15% GB1b * grânulo biolitoclástico	15% < + 2 mm < 50 %		+ 2 mm < 15%			L < 25% LB1a marga calcárea arenosa	25% < L < 75% LB1b marga calcárea arenosa	L > 75% LB1c marga calcárea
					c+r+s > g AB1a areia biolitol. c/ cascalho	c+r+s < g AB1b areia biolitol. c/ granulos	2 a 0,5 mm. AB1c areia biolitol. muito grossa a grossa	0,5 a 0,25 mm AB1d areia biolitoclástica média	0,25 a 0,05 mm AB1e areia biolitoclástica fina a muito fina			
SEDIMENTO BIOCLÁSTICOS CaCO <sub>3</sub> > 70%	c+r+s >70% CB2a coquinas ou rodolitos	c+r+s <70% CB2b cascalho bioclástico	c+r+s >15% CB2a grânulo biocl. conchifero ou c/ rodolitos	c+r+s <15% CB2b * grânulo bioclástico	15% < + 2 mm < 50 %		+ 2 mm < 15%			L < 25% LB2a lama calcárea arenosa	25% < L < 75% LB2b vasa calcárea arenosa	L > 75% LB2c vasa calcárea
					c+r+s > g AB2a areia bioclástica c/ nódulos ou conchas	g > c+r+s AB2b areia bioclástica c/ granulosa	2 a 0,5 mm. AB2c areia bioclástica muito grossa a grossa	0,5 a 0,25 mm AB2d areia bioclástica média	0,25 a 0,05 mm AB2e areia bioclástica fina a muito fina			

Figura 4 - Classificação de Lassouner adaptado por Dias (1996) modificada. A simbologia que define ambas as categorias são representadas pelas duas primeiras letras que corresponde à classe granulométrica principal e a sua natureza, conforme o teor de CaCO<sub>3</sub> (exemplos, AL = areia litoclástica ou litobioclástica; LB = lama bioclástica ou biolitoclástica). Para a representação dos diferentes teores de carbonato de cálcio, números associados às letras foram definidos (L1 = litoclástico; L2 = litobioclástico; B1 = biolitoclástico; B2 = bioclástico).

Para este trabalho fez necessário um agrupamento das classes texturais para melhor descrição da área de estudo. Desta forma, as classes utilizadas foram:

Cascalho: compreenderam as classes de grânulos, cascalhos e coquinas;

Rodolitos: corresponde apenas à classe de rodolitos;

Areia grossa: reuniu as classes de areias muito grossa a grossa, areias com grânulos, areias com cascalho ou com nódulos ou conchas e areias médias;

Areia fina: areias finas a muito finas

Lama: compreendeu as classes areia lamosa, marga arenosa, lama arenosa, vasa arenosa e as classes de lama, marga e vasa.

### 2.3 PROCESSAMENTO DO LEVANTAMENTO SONOGRÁFICO E DO SUB-FUNDO

Foram analisados 435 km<sup>2</sup> de registro sonográfico, correspondentes a 1450 km de comprimento, ao longo de toda a plataforma continental, dispostas em linhas perpendiculares à linha de costa, distantes de 10 km.

A partir dos mosaicos georeferenciados dos sonogramas, foram prioritariamente identificadas regiões com predomínio de ambientes recifais

Os dados coletados pelo perfilador sub-fundo foram processados no SonarWiz 5 a fim de gerar as coordenadas e profundidade de cada ponto, perfazendo assim, o perfil batimétrico. Os perfis batimétricos gerados tiveram o objetivo de caracterizar a morfologia da área de estudo e auxiliar na caracterização morfológica das estruturas recifes.

### 2.4 MAPEAMENTO DE ESTRUTURAS RECIFAIS E RODOLITOS

Os fundos com recifes submersos são caracterizados por possuir um retorno do sinal acústico variado e heterogêneo, desde baixo a alto, com presença de sombras e rugosidades. Polígonos georeferenciados foram definidos na base sonográfica para os ambientes dominados por recifes submersos. Posteriormente, esses polígonos foram divididos em 4 diferentes padrões de estruturas recifais e realizado o cálculo das áreas correspondentes.

### 2.5 DESCRIÇÃO QUANTITATIVA DOS RODOLITOS

A caracterização dos rodolitos ao longo da plataforma foi baseada nas amostras coletadas e nos vídeos (GoPro), que em conjunto serviram para determinar e validar a descrição dessa região.

Foram coletadas 299 amostras de rodolitos ao longo de toda a área de estudo. As amostras foram secas na estufa e seguiram os procedimentos: medidas dos três eixos: maior, intermediário, menor com base Bosence y Pedley (1982), cálculo do volume e cálculo do peso. Estes dados foram plotados utilizando o cálculo Triplot de Graham and Midgley (2000), baseado no diagrama de Sneed y Folk (1958) e subdividido por Bassi *et al.* 2016.

Para a quantificação do volume foi utilizado o método com base no deslocamento, onde em um frasco graduado a amostra foi emersa e por diferença calculou-se o volume de cada amostra. Este método torna-se mais preciso, pois leva em

consideração a porosidade da amostra. Posteriormente as amostras foram secas e pesadas.

Foram realizados os teste de correlação de Spearman e de tendência não paramétrico de Mann Kendall. Os dados são expressos com médias  $\pm$  desvio padrão e as diferenças foram considerados significativos em  $P < 0,001$ .

A área efetiva ocupada pelos rodolitos foi calculada com auxílio das imagens do fundo (GoPro). Os quadrantes obtidos foram de 60x60 cm, com auxílio do *software* ArcGis 10.1 estimou-se a área média para toda a região da plataforma.

### **3. RESULTADOS**

#### **3.1 DISTRIBUIÇÃO FACIOLÓGICA**

Com base na distribuição de lama ao longo da plataforma, é possível observar que as maiores concentrações de lama estiveram localizadas em frente ao rio Doce e estendendo-se em direção à costa norte. Essas concentrações estiveram superiores a 70 % (Fig. 5)



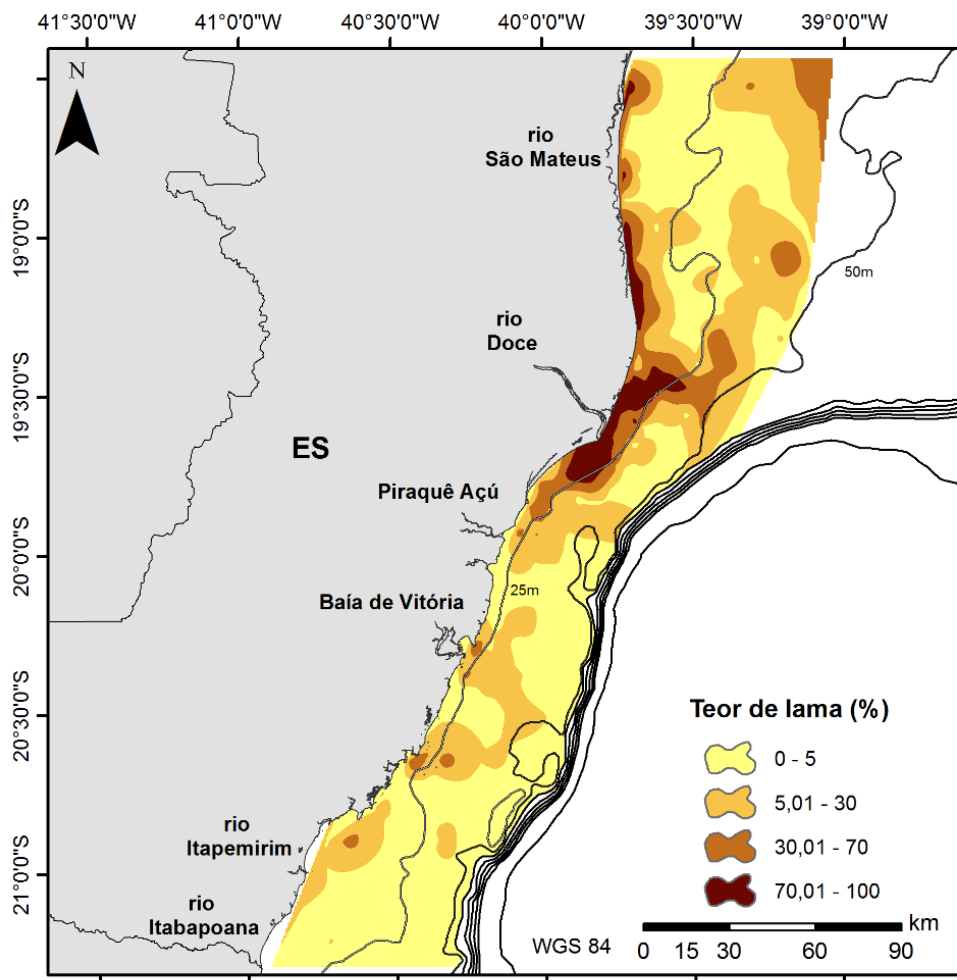


Figura 5– Distribuição dos teores de lama interpolado (Natural Neighbors-Arcgis) ao longo de toda a área de estudo

Já para a distribuição dos teores de carbonato observa-se que para a porção central e sul da plataforma, observou-se maiores concentrações ao longo de toda a plataforma. Por outro lado, para a porção norte, sua distribuição apresentou variações na ocorrência. A região do rio Doce apresentou as menores concentrações de carbonato de cálcio (Fig. 6).

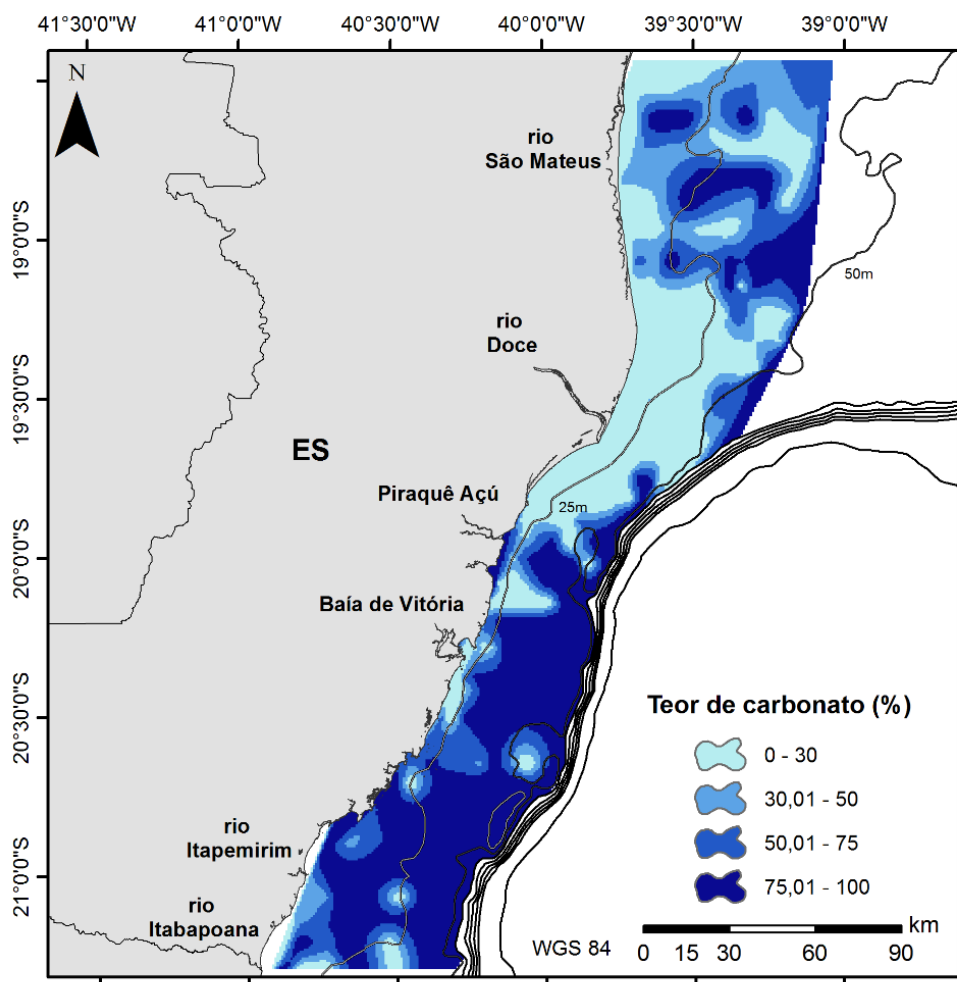


Figura 6 – Distribuição dos teores de carbonato interpolado (Natural Neighbors- Arcgis) ao longo de toda a área de estudo

O mapa de fácies da plataforma continental do Espírito Santo é apresentado na fig.7.

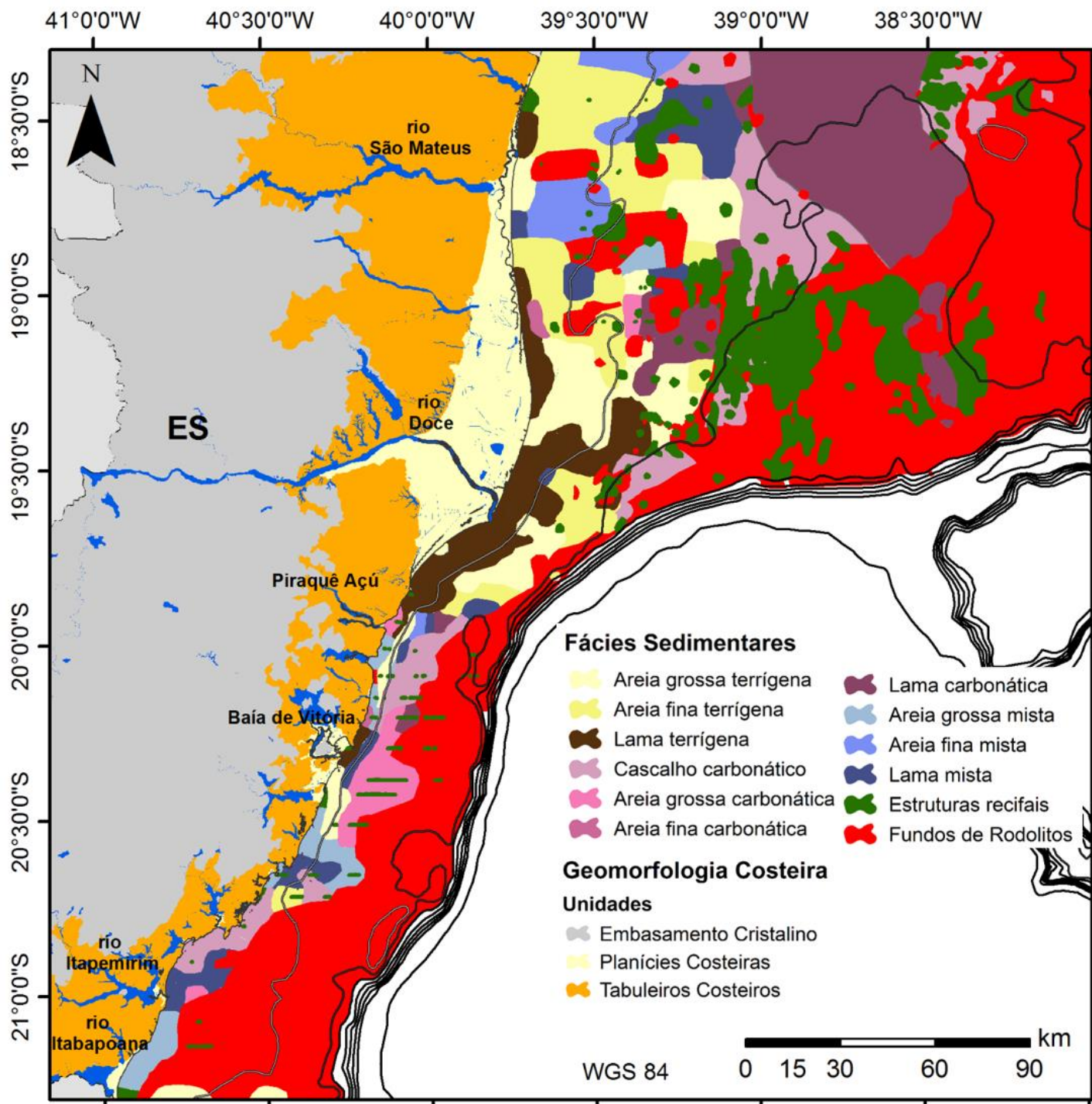


Figura 7 – Distribuição das fácies sedimentares na plataforma continental e geomorfologia costeira.

O mapa da classificação composicional e textural mostra uma distribuição heterogênea ao longo de toda a área de estudo. Com base no padrão sedimentológico a plataforma apresenta duas composições distintas: uma na região ao sul do rio Doce (centro-sul) e outra na região ao norte (Fig. 7).

A região centro-sul é caracterizada por um domínio carbonático, com a presença de um extenso fundo de Rodolitos na porção média e mais externa da plataforma. Já a

porção mais interna apresenta o domínio carbonático intercalado por um domínio misto. Uma pequena faixa de areia e lama terrígena é possível ser observada na plataforma próximo à Baía de Vitória, além de uma variação da presença de cascalho e areia grossa carbonática com uma areia e lama carbonática ao longo da costa. Essa região apresentou altos teores de carbonato ( $> 75\%$ ), com exceção para uma pequena faixa com predomínio terrígeno ( $< 30\%$ ).

A região ao norte do rio Doce, incluindo a plataforma adjacente à foz, é caracterizada por um domínio terrígeno. A sedimentação oriunda do rio Doce estende-se até a plataforma interna/média evidenciando um domínio lamoso terrígeno. Adjacente a este domínio (na porção mais externa da plataforma) é possível observar a sedimentação de areia fina/grossa terrígena.

Nessa região é possível observar uma zona de transição entre um domínio terrígeno para um domínio misto em direção ao norte da plataforma seguido de um domínio carbonático. Esse domínio carbonático é caracterizado também pela ocorrência de fundos de rodolitos intercalados por areia grossa/lama carbonática e a presença de areia fina/lama mista e uma areia fina/grossa terrígena.

### 3.2 FUNDOS RECIFAIS E O EXTENSO FUNDO DE RODOLITOS

Os dados sonográficos, perfilagem do sub-fundo e filmagem do fundo (câmera) serviram para mapear e caracterizar as estruturas recifais presentes na plataforma, juntamente com as regiões dos fundos de rodolitos (Fig. 8).

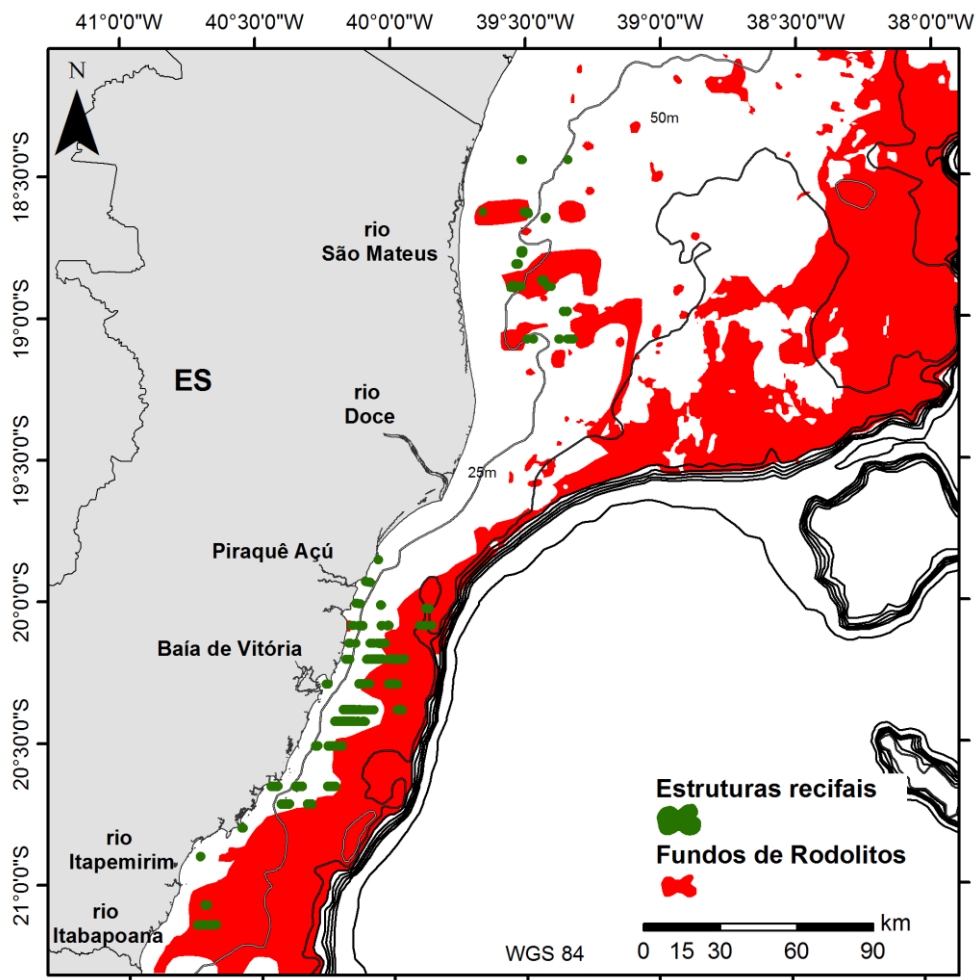


Figura 8 - Distribuição das estruturas recifais e dos fundos de Rodolitos ao longo da plataforma continental do Espírito Santo.

A área ocupada por fundos de rodolitos foi de 6.618 km<sup>2</sup>, representando 36,4% da plataforma continental mapeada. A área de ocorrência das estruturas recifais foi de 33,6 km<sup>2</sup> representando 0,5%.

### 3.2.1 Caracterização das Estruturas Recifais

Quatro tipos de estruturas recifais foram mapeadas baseando-se na morfologia e forma de ocorrência. Os tipos são: bioconstruções associadas à paleovales, recifes isolados (tipo 1 e tipo 2) e concreções/crostas (Figs.9 e 14).

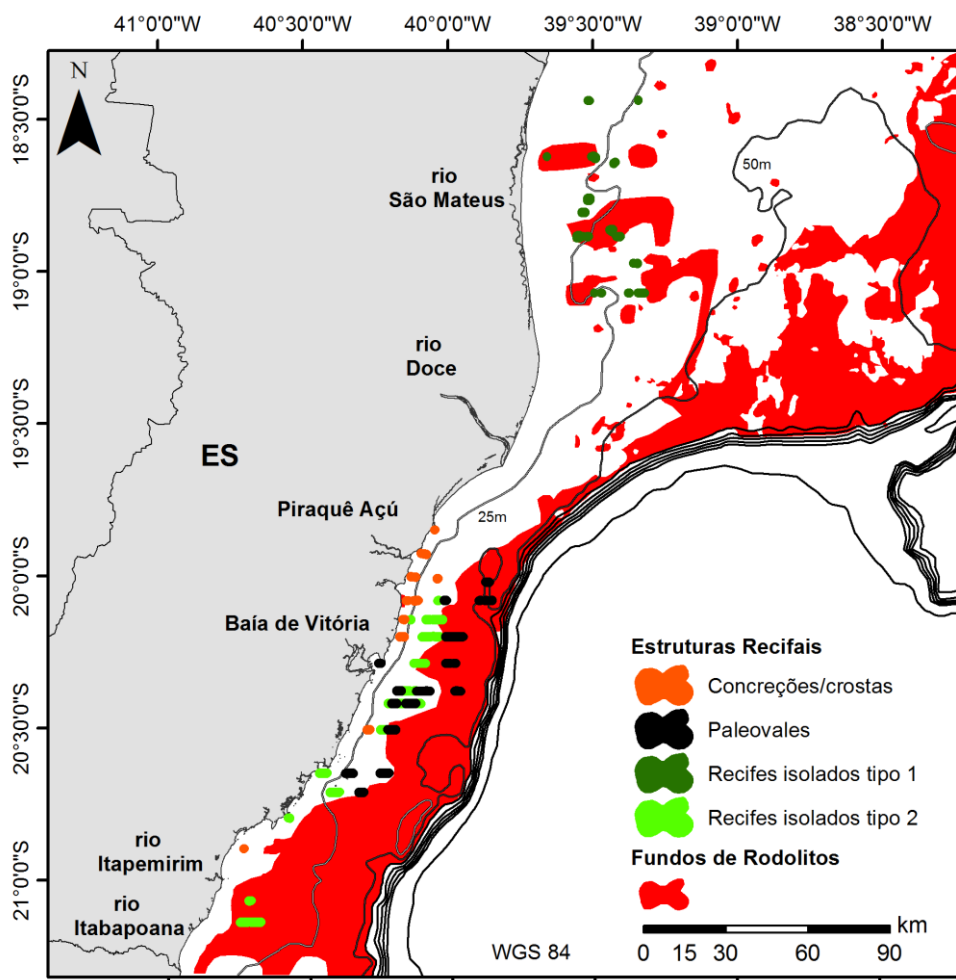


Figura 9– Distribuição das estruturas recifais ao longo da plataforma continental do ES.

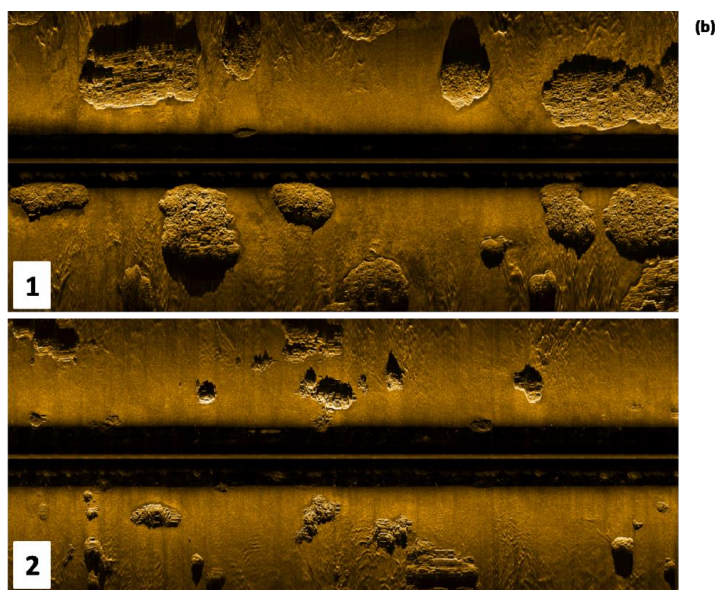
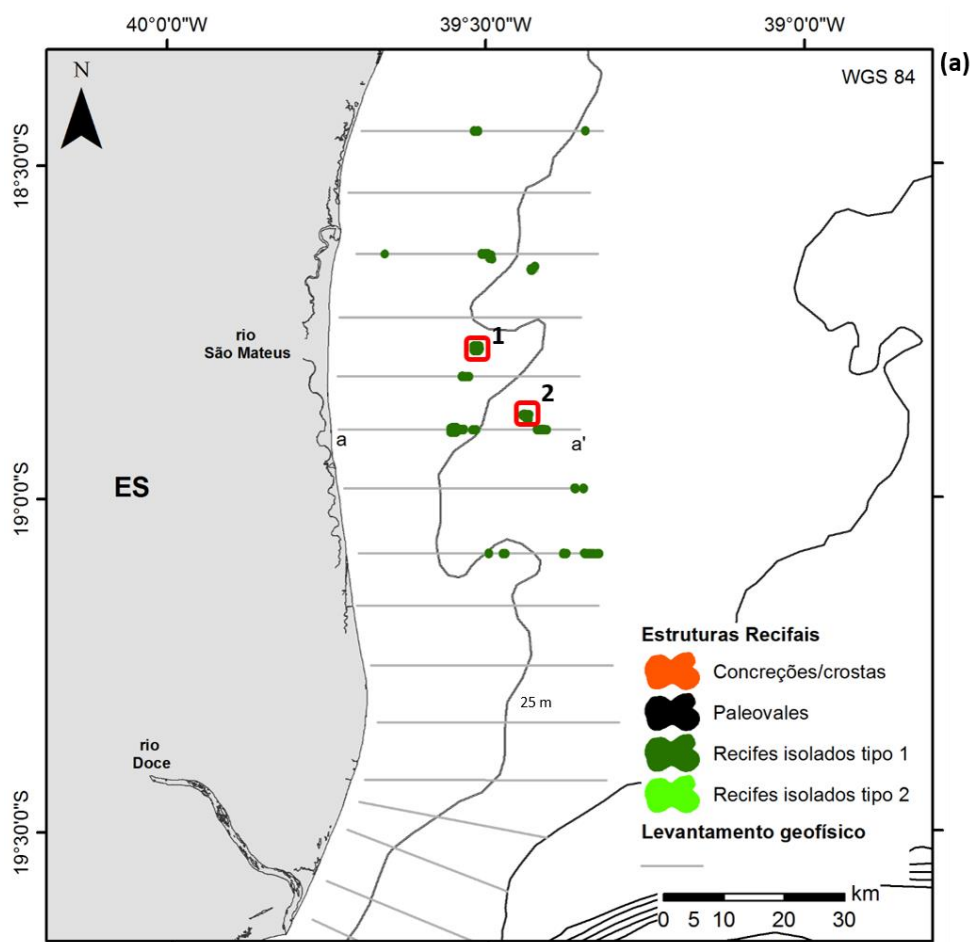
As estruturas recifais ao longo da costa variaram em relação ao comprimento, forma, bem como a distância em relação à costa e profundidade de ocorrência.

#### ✓ Recifes isolados tipo 1

Os recifes isolados do tipo 1 estão localizados na região norte da plataforma continental do ES, o que já pode ser considerado como sendo o sul da Plataforma de Abrolhos. Estes recifes ocorreram entre 19 a 42 km da costa profundidade que variam de 20 a metros do fundo e podem alcançar até 11 metros de altura e comprimento/diâmetro entre 9 a até 190 metros.

Esses recifes apresentam uma morfologia arredondada com algumas estruturas alongadas e apresentam suas estruturas bem isoladas ao longo de todo o registro. A região destes recifes exibiu um padrão diversificado das estruturas recifais, com estruturas de maiores alturas, média de 10 metros, e maiores extensões alcançando até 190 metros e estruturas com menores alturas, média de até 4 metros e extensão

inferior a 42 metros. Essa diferenciação ficou bem evidente no perfil batimétrico (Figs. 10 e 14). Um detalhamento das estruturas encontra-se no Anexo A.



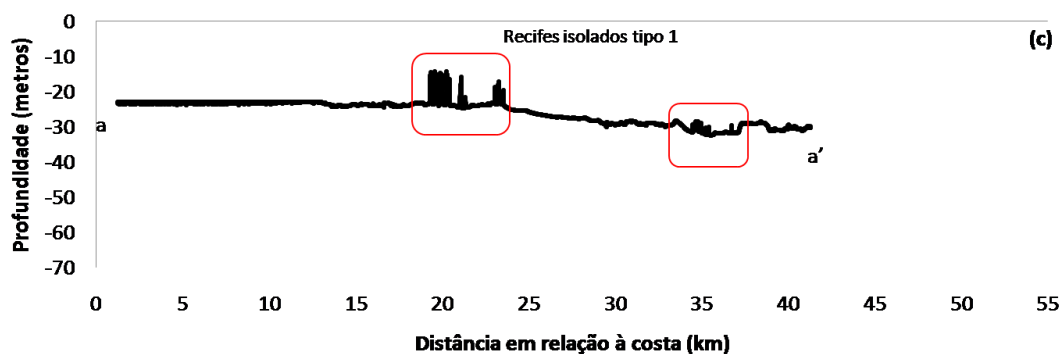


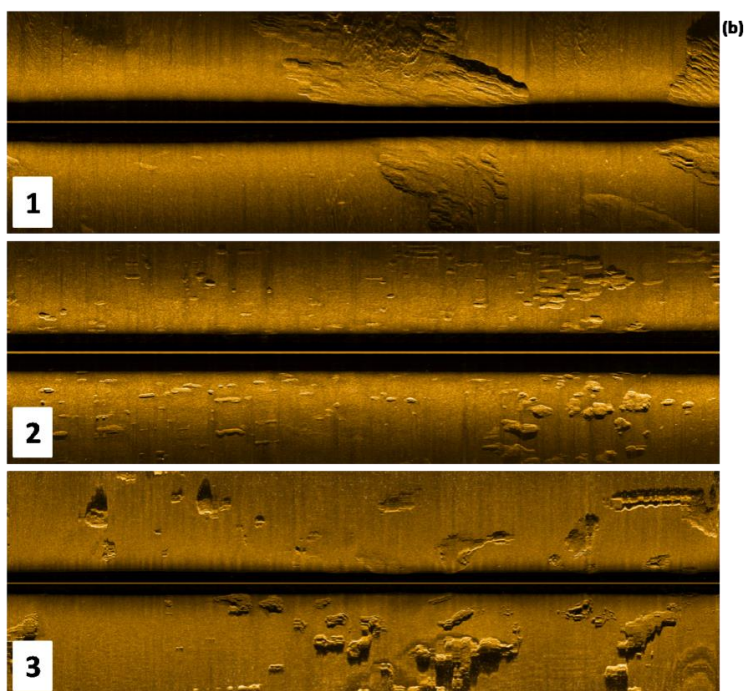
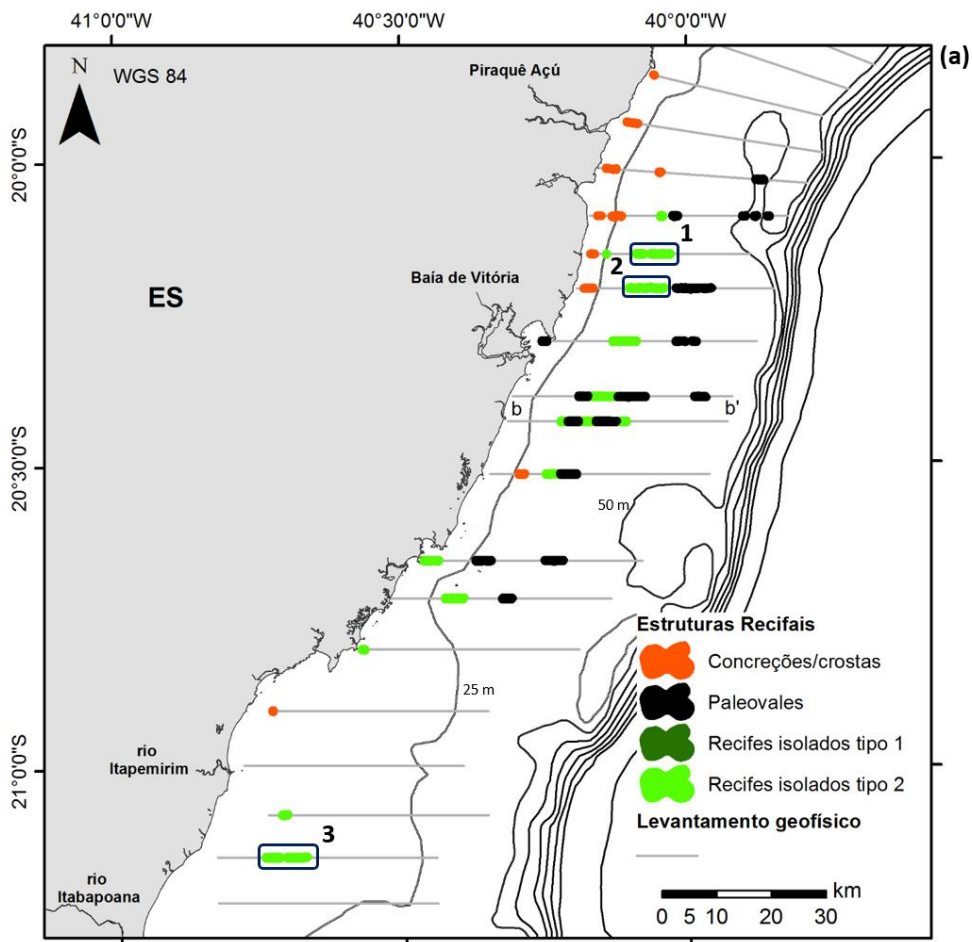
Figura 10 – Recifes isolados tipo 1. (a) Localização geográfica dos Recifes isolados tipo 1 na plataforma continental. (b) Exemplo dos sonograma dos recifes. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo na área dos recifes.

#### ✓ Recifes isolados tipo 2

Os recifes isolados tipo 2 estão localizados a sul do delta do rio Doce estendem-se ao longo da plataforma. Esses recifes ocorrem entre 200 metros a 25 km da costa. A profundidade de ocorrência varia entre 15 a 45 metros em relação ao fundo, com a altura das estruturas variando entre 1,5 e 5 metros.

A morfologia desses recifes é bastante alongada, formando diversos patamares ao longo da plataforma. Em algumas regiões esses patamares podem alcançar até 380 metros de comprimento, sendo possível observar estruturas menores agrupadas ao entorno. No perfil batimétrico é possível observar a distribuição desses recifes ao longo da plataforma (Figs. 11 e 14).





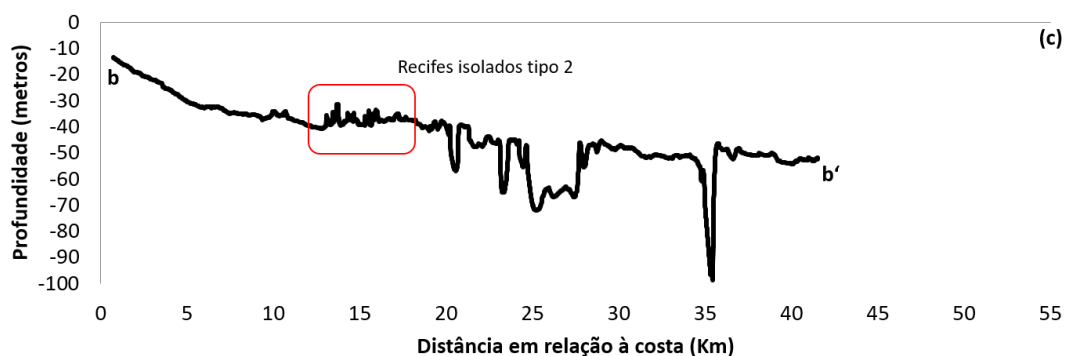
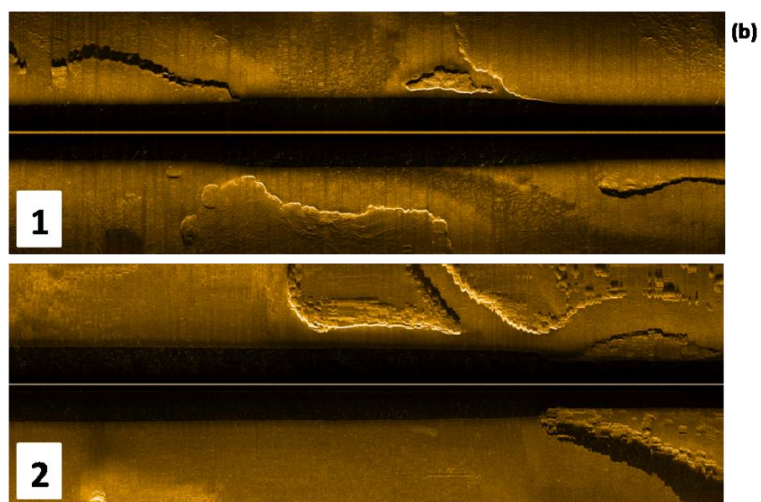
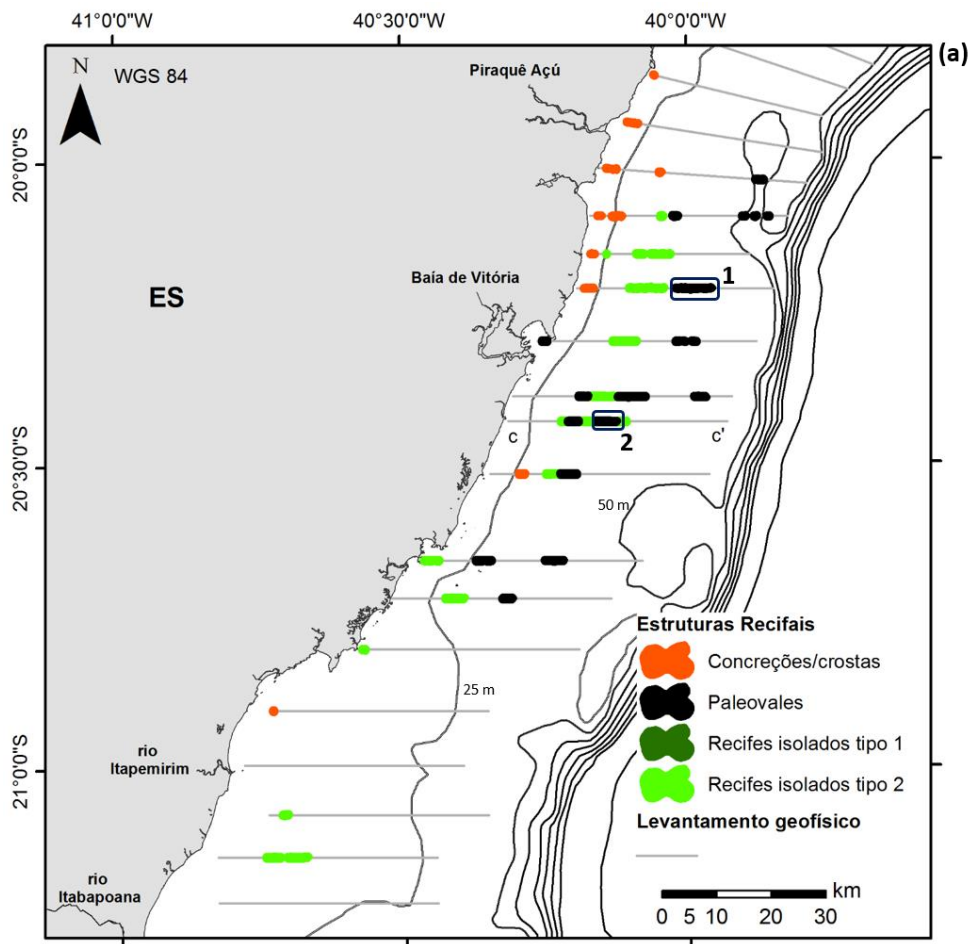


Figura 11– Recifes isolados tipo 2. (a) Localização geográfica dos Recifes isolados tipo 2 na plataforma continental. (b) Exemplo dos sonogramas dos recifes ao longo da plataforma. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo na área dos recifes.

✓ Bioconstruções associadas à paleovales

Estas estruturas, estão localizadas a sul do delta do rio Doce e são mais evidentes na região central da plataforma. A localização variou de 9 a 33 km de distância da costa, com profundidade de ocorrência superior a 24 metros de profundidade. No registro sonográfico é possível observar estruturas rígidas nas bordas e no fundo dos canais, o que nesse trabalho será interpretado como bioconstruções. A altura das estruturas alcançaram até 10 metros de altura.

No perfil batimétrico é possível observar a distribuição destas bioconstruções associadas aos paleovales. Fica bem evidenciada a mudança morfológica em função dos paleovales ao longo da plataforma, atingindo profundidades de até 100 metros (Figs. 12 e 14).



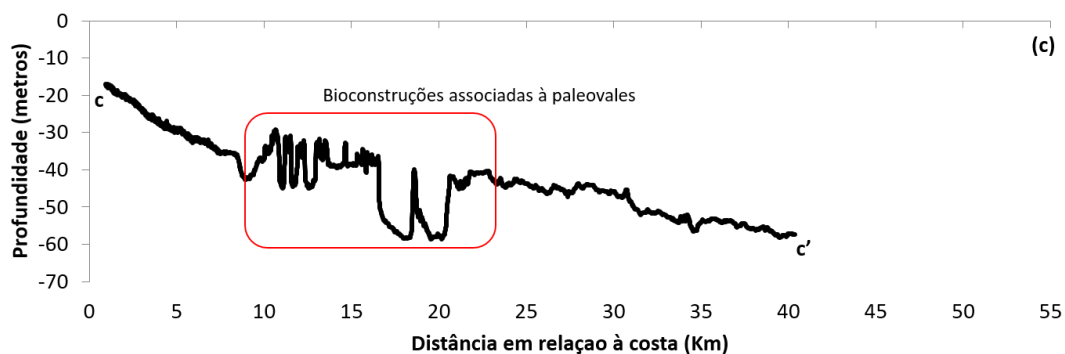
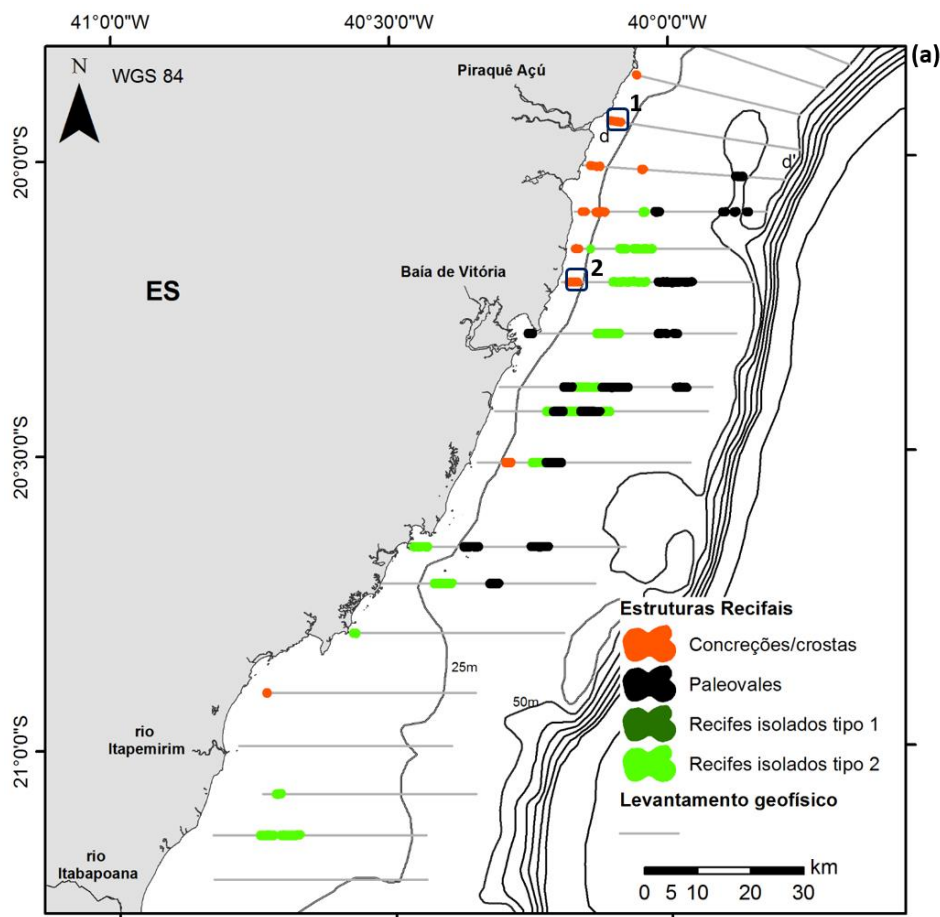


Figura 12– Paleovales associados às bioconstruções. (a) Localização geográfica dos paleovales na plataforma continental. (b) Exemplos dos sonogramas dos paleovales com bioconstrução. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo associado aos paleovales.

### ✓ Concreções/crostas

As concreções/crostas, localizadas ao sul do delta do rio Doce. Variou 2 a 11 km da costa, com profundidade de ocorrência média de 12 a 24 metros. Em algumas regiões da plataforma eles alcançam até 2,5 km de extensão. No perfil batimétrico foi possível observar uma pequena variação no relevo referente estas estruturas, podendo alcançar em média 2 metros em altura (Figs. 13 e 14)



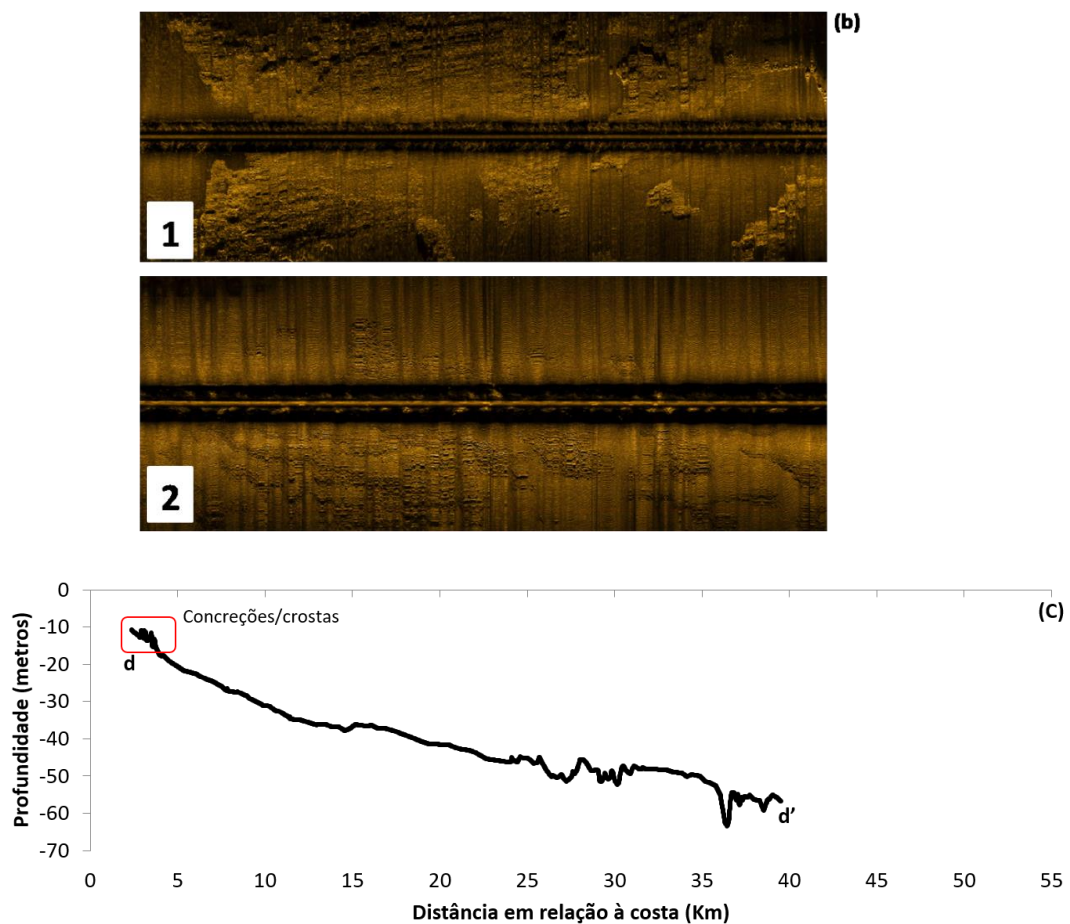


Figura 13– (a) Localização geográfica das concreções/crostras na plataforma continental. (b) Exemplos dos sonogramas das concreções/crostras. (c) Perfil batimétrico adquiridos pelo perfilador de sub-fundo associado as concreções/crostras.

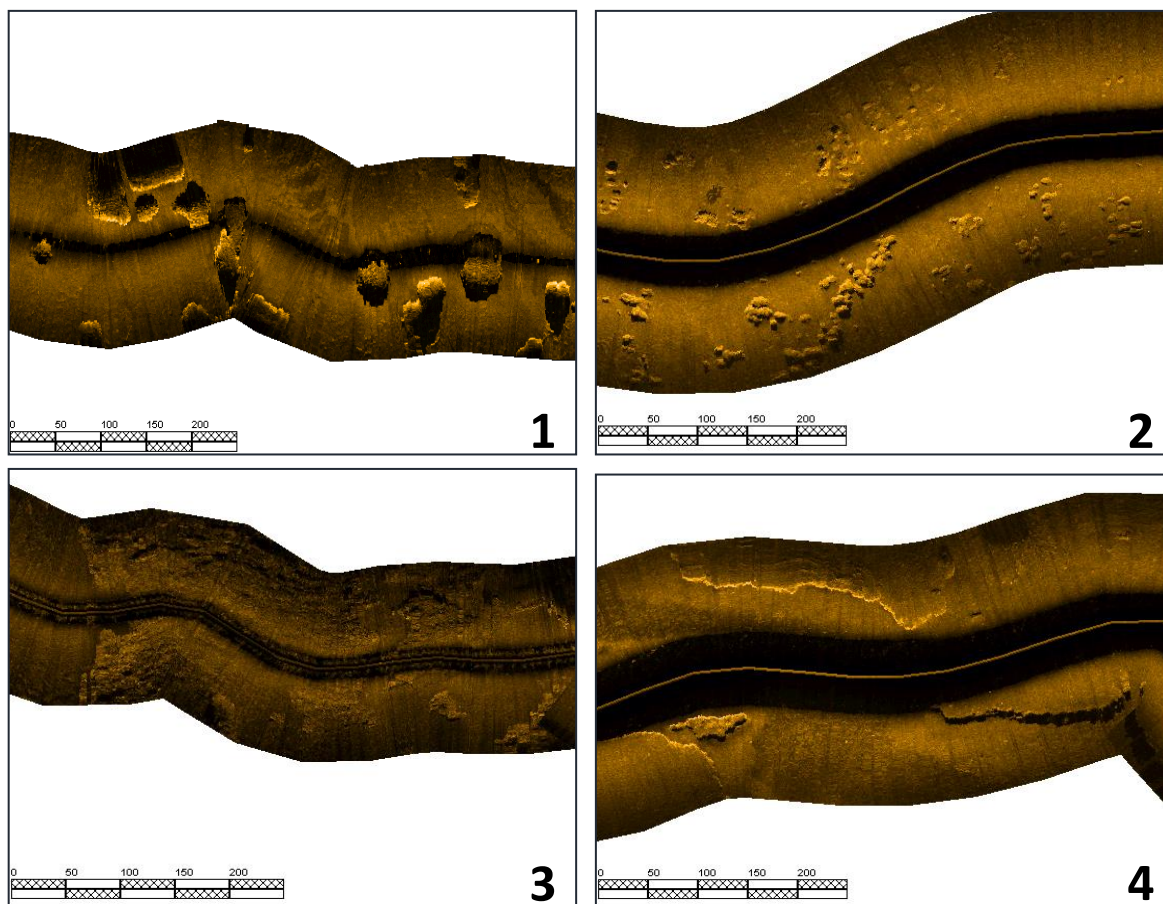


Figura 14 – Os diferentes padrões de estruturas recifais ao longo da plataforma (1) Recifes isolados tipo 1 (2) Recifes isolados tipo 2 (3) Concreções/crostas (4) Bioconstruções associadas à paleovales. Distância em metros.

### 3.2.2 Caracterização dos fundos de Rodolitos

#### 3.2.2.1 Descrição qualitativa

Os registros sonográficos analisados para os fundos de rodolitos são caracterizados por um padrão homogêneo e um intenso retorno do sinal, típico de substratos rígidos (Fig. 15).

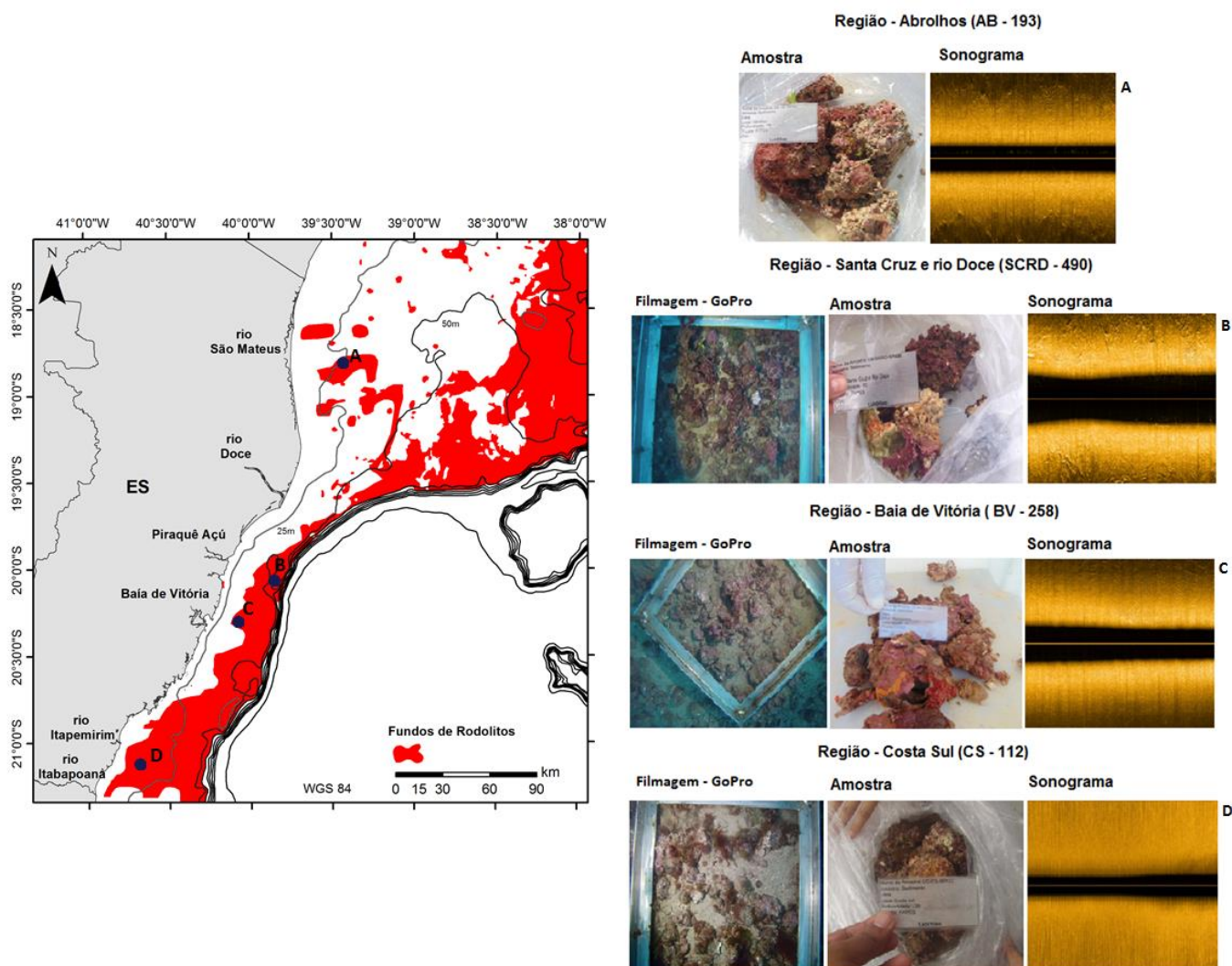


Figura 15—Sonograma exemplificando os fundos de rodolitos associados com a verdade de campo e sua localização ao longo da plataforma.

Observou-se que alguns fundos recifais ocorrem também em áreas de domínio de rodolitos (Fig. 16).

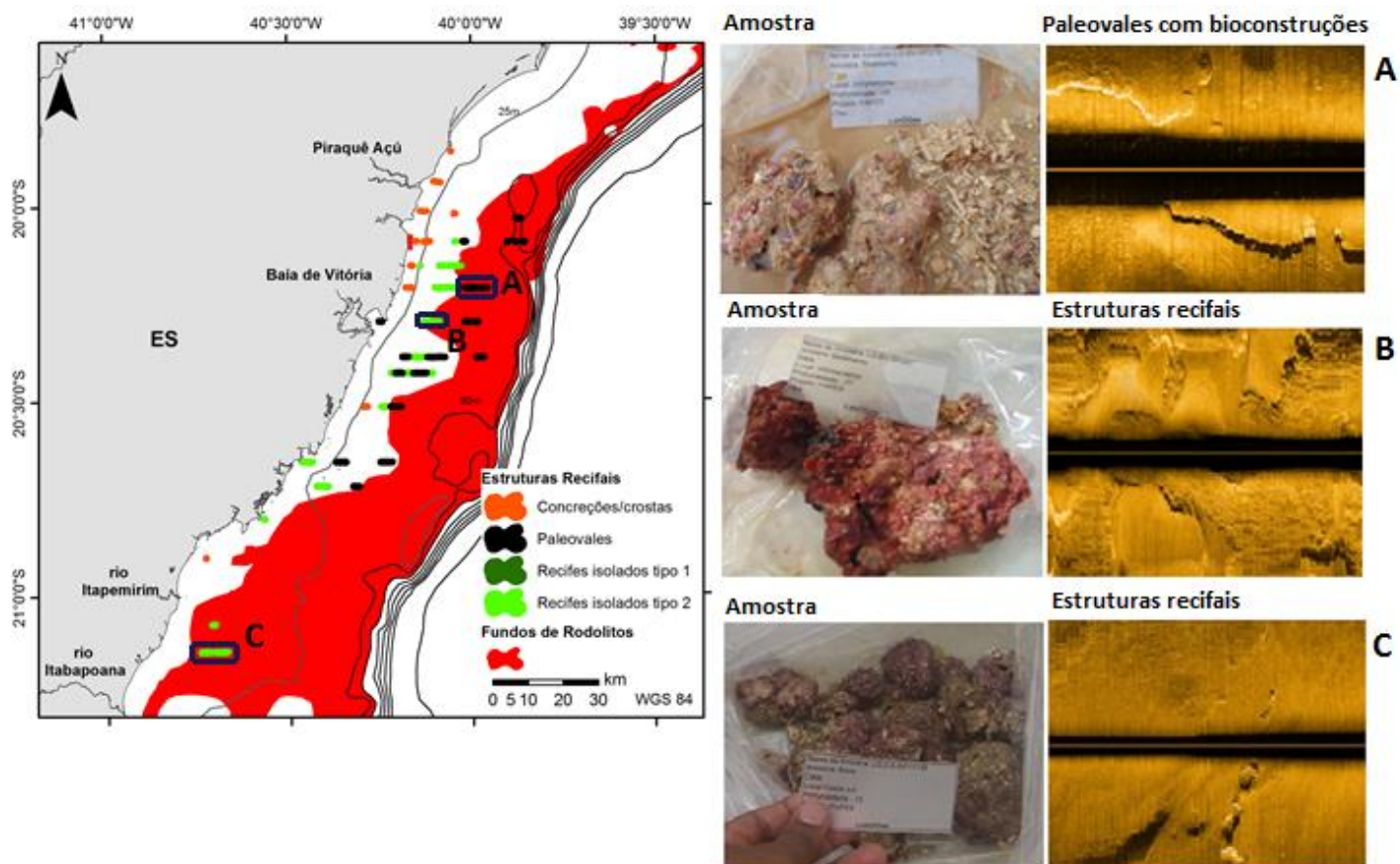


Figura 16 - Amostras coletadas associada com os sonogramas evidenciando os fundos de rodolitos coexistindo com estruturas recifais e paleovales para a região Centro-Sul.

Os fundos de rodolitos foram assim definidos, ao invés de fundos de cascalho porque ao longo de toda a área de estudo, as imagens (GoPro) mostram os nódulos sempre com vitalidade (vivos) e formando habitat com macroalgas associadas e organismos vivos (Fig. 17)



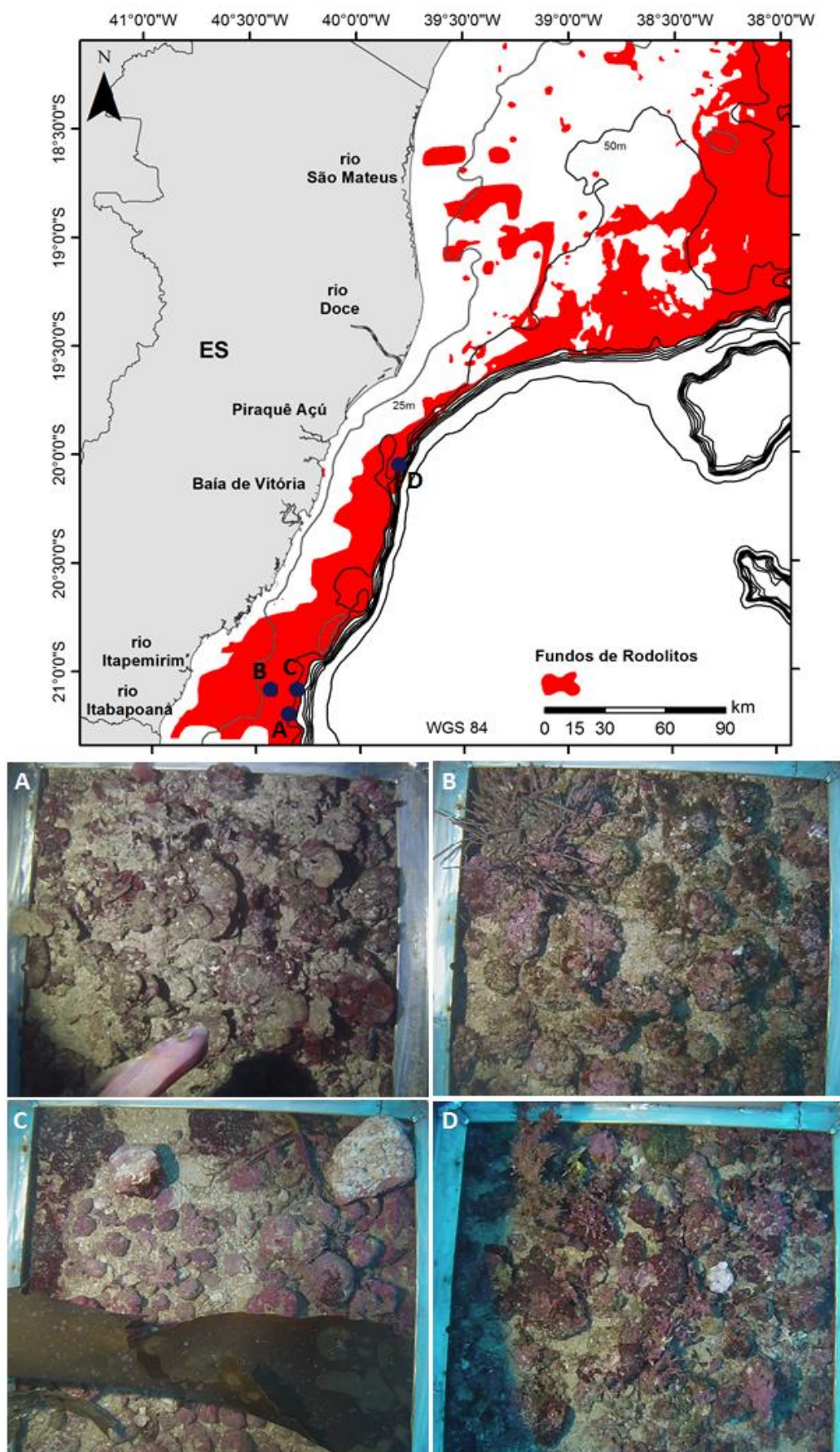


Figura 17– Imagens de rodolitos associados a diferentes espécies de algas e organismos vivos

### 3.2.2.2 Descrição quantitativa

Uma descrição média das 299 amostras de rodolitos coletadas, distribuídas em 94 pontos amostrais, ao longo da plataforma continental foi realizada, perfazendo assim uma caracterização média do peso, volume e diâmetro destas amostras, descritos na tabela 1 a seguir:

Tabela 1 – Descrição do peso (g), volume (cm<sup>3</sup>) e diâmetros (mm) da média das 299 amostras de rodolitos ao longo da plataforma.

Peso (g)	Volume (cm <sup>3</sup> )	Diâmetro (mm)
67,60	18,17	39,8

Devido a presença de uma descontinuidade aqui encontrada entre a distribuição das amostras ao longo da plataforma continental ao sul e a norte do rio Doce, uma descrição mais detalhada foi realizada apenas na porção ao sul do rio Doce, ou seja, centro-sul da plataforma. Esta região apresentou um extenso e contínuo fundo de rodolitos, sendo coletados 239 exemplares em 75 pontos amostrais.

As amostras apresentaram uma correlação positiva entre o volume e o diâmetro (n=239, r=0.71, P < 0.01) (Fig. 18). Onde os maiores diâmetros estiveram correlacionados com os maiores volumes.

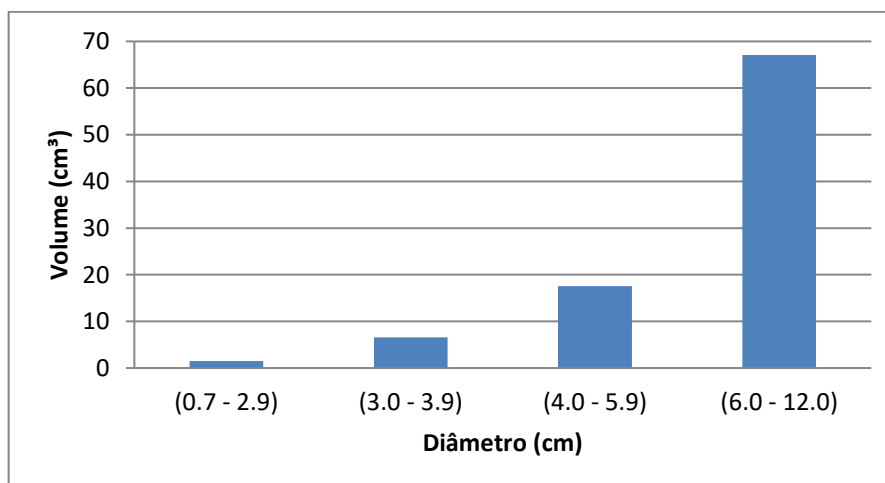


Figura 18– Volume dos rodolitos em quatro classes de diâmetro, variando de 0.7 a 12 cm para a região centro-sul.

Os 239 indivíduos foram separados em zonas de ocorrência. Sendo a zona 1 (10-25 metros), com 41 indivíduos a zona 2 (27-40 metros), com 57 indivíduos e a zona 3 (45-62 metros) com 141 indivíduos (Tabela 2). Esta subdivisão foi baseada nos achados de Lund *et al.*(2000). Esses autores mostraram uma tendência de diminuição

dos nódulos de Rodolitos com o aumento de profundidade. Tendo como base esta tendência procurou-se observar o mesmo nesta região de estudo, porém em uma resolução espacial menor.

Tabela 2 – Diâmetro (cm) dos rodolitos em três zonas diferenciadas de profundidade. Correspondentes a média dos diâmetros dos três eixos (maior, intermediário, menor) juntamente com o desvio padrão.

Eixos	Zonas de profundidade (metros)		
	Zona 1 (10-25)	Zona 2 (27-40)	Zona 3 (45-62)
<b>Maior</b>	6,47 ( $\pm$ 2,43)	6,30 ( $\pm$ 2,96)	5,54 ( $\pm$ 2,62)
<b>(Min – Max)</b>	(2,5 – 13,9)	(2,2 – 15,8)	(1,1 – 16,1)
<b>Intermediário</b>	4,44 ( $\pm$ 1,83)	4,24 ( $\pm$ 2,26)	2,55 ( $\pm$ 1,71)
<b>(Min – Max)</b>	(1,5 – 9,2)	(0,4 – 11,5)	(0,5 – 11,2)
<b>Menor</b>	2,87 ( $\pm$ 1,42)	2,57 ( $\pm$ 1,71)	2,22 ( $\pm$ 1,53)
<b>(Min – Max)</b>	(0,3 – 5,7)	(0,2 – 6,9)	(0,2 – 9,1)
<b>Diâmetro médio (cm)</b>	4,57 ( $\pm$ 1,76)	4,36 ( $\pm$ 2,19)	3,74 ( $\pm$ 1,92)

Já em relação aos eixos (maior, intermediário e menor) a variação foi de 1,1 a 16,1; de 0,4 a 11,5; e de 0,2 a 9,1, respectivamente. As médias dos três eixos variaram de 4,57 ( $\pm$  1,76) cm, de 4,36 ( $\pm$  2,19) cm e de 3,74 ( $\pm$  1,92) cm (Tabela 2). A diminuição dos três eixos com a profundidade apresentou uma correlação negativa e significativa ( $P < 0.0001$  e coeficiente de Pearson de  $-0,23$ ). Com relação ao teste de tendência Mann Kendall para a profundidade os valores foram ( $p < 0,001$ ;  $S = -5408$ ;  $Z = 4,3769$ ), mostrando que existe uma tendência de diminuição do diâmetro com a profundidade.

Com relação à forma, os dados mostraram que em sua maioria, os rodolitos apresentaram a forma esferoidal para as três zonas de profundidade. Na zona 1, 54% dos resultados apresentaram a forma sub-esferoidal. Na zona 2, foram 51% sub-esferoidal, enquanto que na zona 3, 33% foram sub-esferoidal, 30% sub-elipsoidal. Embora os dados mostrem uma dominância para a forma sub-esferoidal, as três formas ocorreram em todas as zonas, de maneira mais significativa para a zona 3 (Fig. 19).

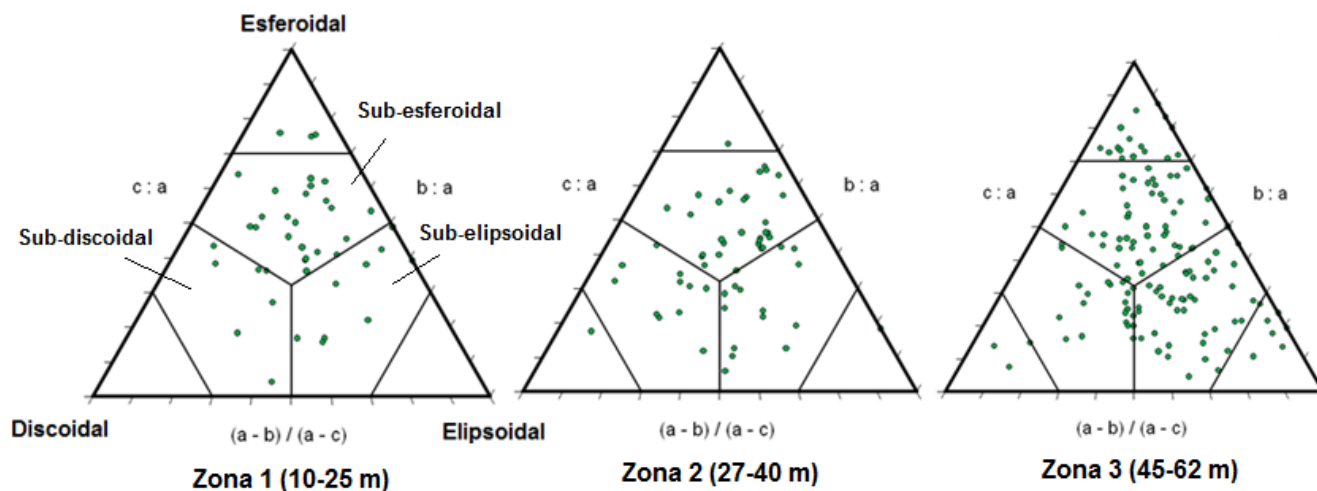


Figura 19– Diagrama tripot. Cada ponto representa um rodolito com sua respectiva esfericidade (a) esfericidade dos rodolitos para a zona 1 (10-25 metros). (b) esfericidade dos rodolitos para a zona 2 (27-40 metros). (c) esfericidade dos rodolitos para a zona 3 (45-62 metros).

Com base em todas as imagens do fundo adquirida pela GoPro, foi calculado a área efetiva ocupada pelos rodolitos, ou seja, cobertura de 100% de fundo de rodolitos. Assim, de um total de 6.618 km<sup>2</sup>, 4.109 km<sup>2</sup> representou somente rodolitos, ou seja, 62 % da área mapeada para este fundo.

## 4. DISCUSSÃO

### 4.1 REGIMES DE SEDIMENTAÇÃO NA PLATAFORMA, APORTE SEDIMENTAR E GEOLOGIA COSTEIRA

Bastos *et al.* (2015) descrevem que a plataforma continental do Espírito Santo (PES) pode ser compartimentalizada em três regiões distintas, estas se distinguem em termos morfológicos: plataforma de Abrolhos, rio Doce e os Paleovales. Estes três compartimentos segundo esses autores definem regimes sedimentares distintos. Com base nestes termos, um regime de suprimento foi definido para a região rio Doce (Bastos *et al.*, 2015), onde o transporte longitudinal é responsável pela deposição terrígena para o norte (Fig. 7) (Dominguez *et al.*, 1987; Martin *et al.*, 1993; Andrade *et al.*, 2003; Dominguez, 2009; Oliveira *et al.*, 2015). Esta região apresenta uma morfologia bem evidente na plataforma, um lobo deltaico imediatamente na foz do rio. Esse lobo deltaico confere à região uma morfologia bem regular. Por sua vez, essa região apresentou os maiores teores de lama encontrados na plataforma, juntamente com as menores concentrações carbonática, refletindo um regime de suprimento (Figs.5 e 6).

Um regime de acomodação foi evidenciado para o sul da plataforma. Segundo Bastos *et al.* (2015), esta região apresenta uma morfologia bem irregular, com a presença de paleovales e uma redução significativa da plataforma interna (até 30 metros de profundidade). Estes paleovales encontram-se parcialmente preenchidos, sendo alguns preenchidos com sedimentos carbonáticos, como o caso do Paleovale de Guarapari. Essa mudança, segundo Bastos *et al.* (2015), também é evidenciada na geomorfologia costeira, caracterizada por terraços de abrasão marinhos e falésias, associadas a Formação Barreiras. A região apresenta sistemas estuarinos não preenchidos (Sistema Estuarino do Piraquê Açu) e promontórios controlando a morfologia do litoral. Esses fatores apresentam um indicativo de uma baixa oferta de sedimento ou até por processos erosivos.

A variabilidade do aporte sedimentar na PES torna-se evidente nos dados disponíveis pela ANA (2016) (Agência Nacional das Águas) para as principais contribuições fluviais da plataforma, onde a vazão diária do rio Doce é bem superior aos demais aportes fluviais na costa do Espírito Santo (Tabela 3).

Tabela 3 – Vazão das 4 principais contribuições fluvial para a plataforma continental do Espírito Santo. Os rios estão distribuídos no sentido norte a sul do estado.

Rios	Período de medida (ano)	Vazão média diária (m <sup>3</sup> /s)
<b>rio São Matheus</b>	1988 - 2016	70,2
<b>rio Doce</b>	1939 - 2016	894,5
<b>Itapemirim</b>	1993 - 2010	78,5
<b>Itabapoana</b>	1969 - 1016	57,2

Fonte: ANA 2016

Em paralelo temos a quantidade de sedimento que é transportado por esses rios, conforme apresentado na tabela 4.

Tabela 4 – Aporte sedimentar das 4 principais contribuições fluviais da plataforma continental do Espírito Santo. Os rios estão distribuídos no sentido norte a sul do estado.

Rios	Período de medida (ano)	Média de sedimento (mg/L)	Vazão média (m <sup>3</sup> /s)
<b>rio São Matheus</b>	1976 - 2016	129,9	69,9
<b>rio Doce</b>	1976 - 2016	381,1	681,6
<b>Itapemirim</b>	2007 - 2016	33,5	65,6
<b>Itabapoana</b>	2007 - 2016	29,4	38,4

Fonte: ANA 2016

O aporte sedimentar dos rios Itapemirim e Itabapoana para a plataforma é bem inferior quando comparado com os rios Doce e São Matheus, sendo 62,9 mg/L e 511mg/L respectivamente. O rio Doce é responsável por mais de 70% de contribuição sedimentar fluvial para a plataforma, corroborando com a descrição de Souza & Knoppers (2003) onde o rio Doce é considerado um dos quatro rios principais de aporte sedimentar para a costa leste brasileira. Lima *et al.*, (2005) também evidência que o rio Doce é o principal rio em carga sedimentar total da costa leste brasileira e uns dos maiores da América Latina.

A planície deltaica do rio Doce corresponde ao maior registro de depósitos quaternários do Estado do Espírito Santo, com extensão em torno de 160 km e largura

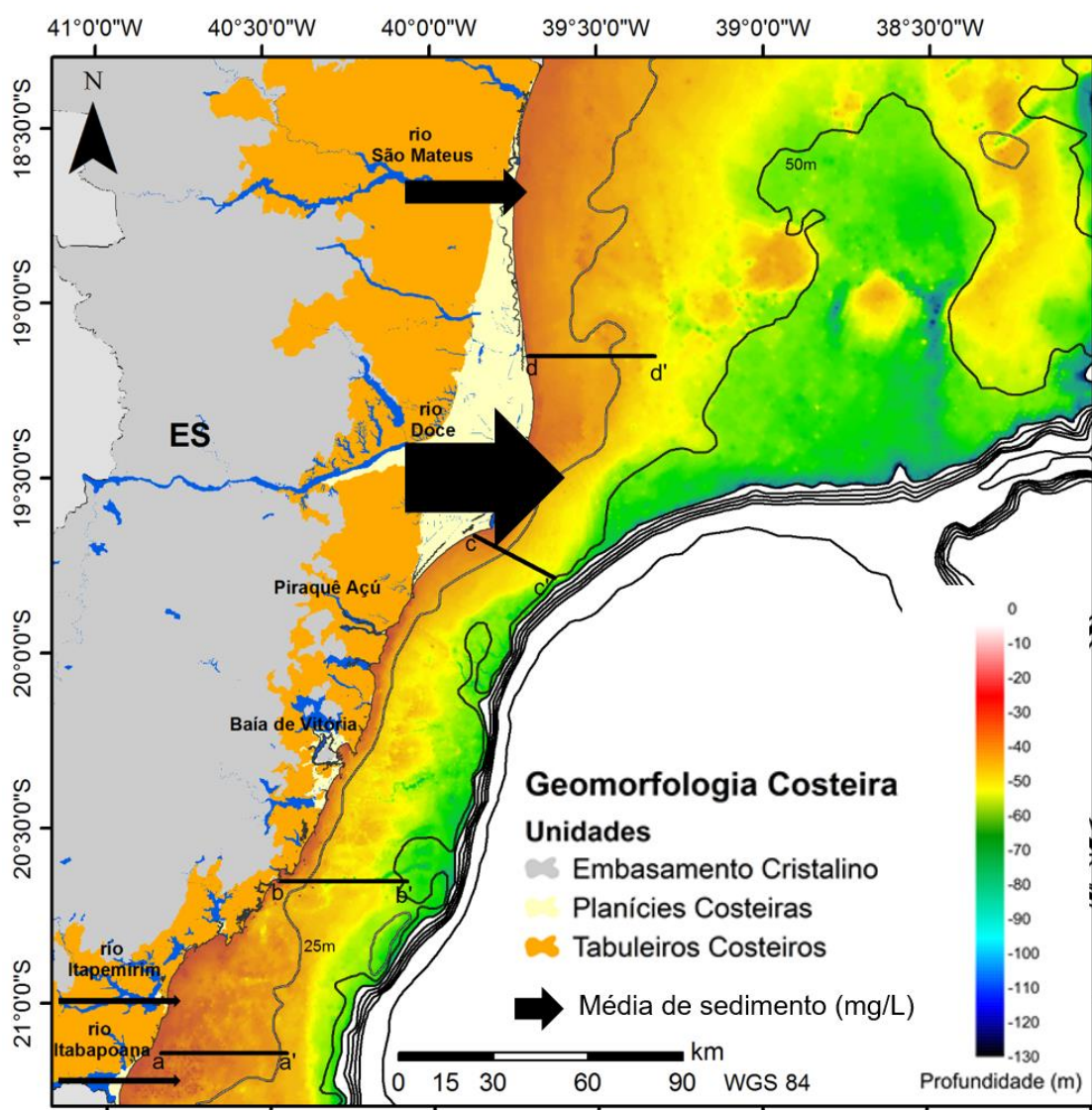
máxima de 40 km (Oliveira *et al.*, 2015). Sua construção deltaica está entre costas famintas (Dominguez, 2009), com a presença de escassos depósitos costeiros quaternário e um litoral caracterizado pela presença da Formação Barreiras e de praias rochosas tanto na região ao norte (Dominguez *and* Bittencourt, 1996) quanto na região ao sul (Albino *et al.*, 2006) de sua planície deltaica.

Tanto ao norte quanto ao sul do delta do rio Doce a região costeira apresenta depósitos da Formação Barreiras em contato direto com o Embasamento cristalino Pré-Cambriano, onde as planícies costeiras quaternárias são pouco desenvolvidas sendo formadas no sopé da Formação Barreiras (Martin *et al.*, 1996a; Albino *et al.*, 2006). Estes depósitos da Formação Barreiras podem ser encontrados em diferentes maneiras na paisagem atual do litoral capixaba, como falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão (Albino *et al.*, 2006). Os terraços de abrasão são encontrados desde o ambiente praias até a plataforma continental interna (Albino *et al.*, 2006). Martins e Coutinho (1981), em seus estudos mostraram que a margem continental brasileira apresenta características fisiográficas intimamente relacionada com a geomorfologia costeira.

Assim, a plataforma continental do Espírito Santo mostra evidências morfológicas relacionadas ao ambiente costeiro, onde as regiões de fraco desenvolvimento de planícies costeiras, associados a presença de falésias vivas e embasamento cristalino estão associados a uma morfologia irregular na plataforma (Figs. 7 e 20). Essa morfologia irregular é acompanhada por um estreitamento da plataforma, com a presença de paleovales e estruturas irregulares (Fig. 20(1) e 20(2)). Nessa região observa-se um estreitamento da isobatimétrica de 25 metros e um posterior aumento da profundidade (Fig. 20(2)).

A região mais ao sul da plataforma marca uma nova mudança morfológica para a plataforma, um alargamento com um distanciamento da isobatimétrica de 25 metros da costa, pelo perfil batimétrico é possível observar diversas irregularidades e um baixo gradiente de profundidade, essa região apresentou as menores profundidades (Fig. 20(1)). Essa região segundo Martin *et al.* (1996, 1997) e Albino *et al.* (2006) apresenta trechos com desenvolvimento das planícies costeiras limitados por falésias vivas da Formação Barreiras.

O rio Doce em contrapartida confere à plataforma uma morfologia regular influenciando a faciologia em frente e a norte de sua desembocadura (Figs. 7 e 20). Este lobo deltaico se torna bem evidente tanto na batimetria quanto no perfil batimétrico, que gradativamente aumenta com a profundidade, onde está presente um acumulo de sedimentação em até 7 km da costa com uma posterior declividade (Fig. 20(3)). Ao norte a plataforma se alarga, correspondente a região de Abrolhos, a declividade nessa região é mais suave com algumas irregularidades (Fig. 20(4)).





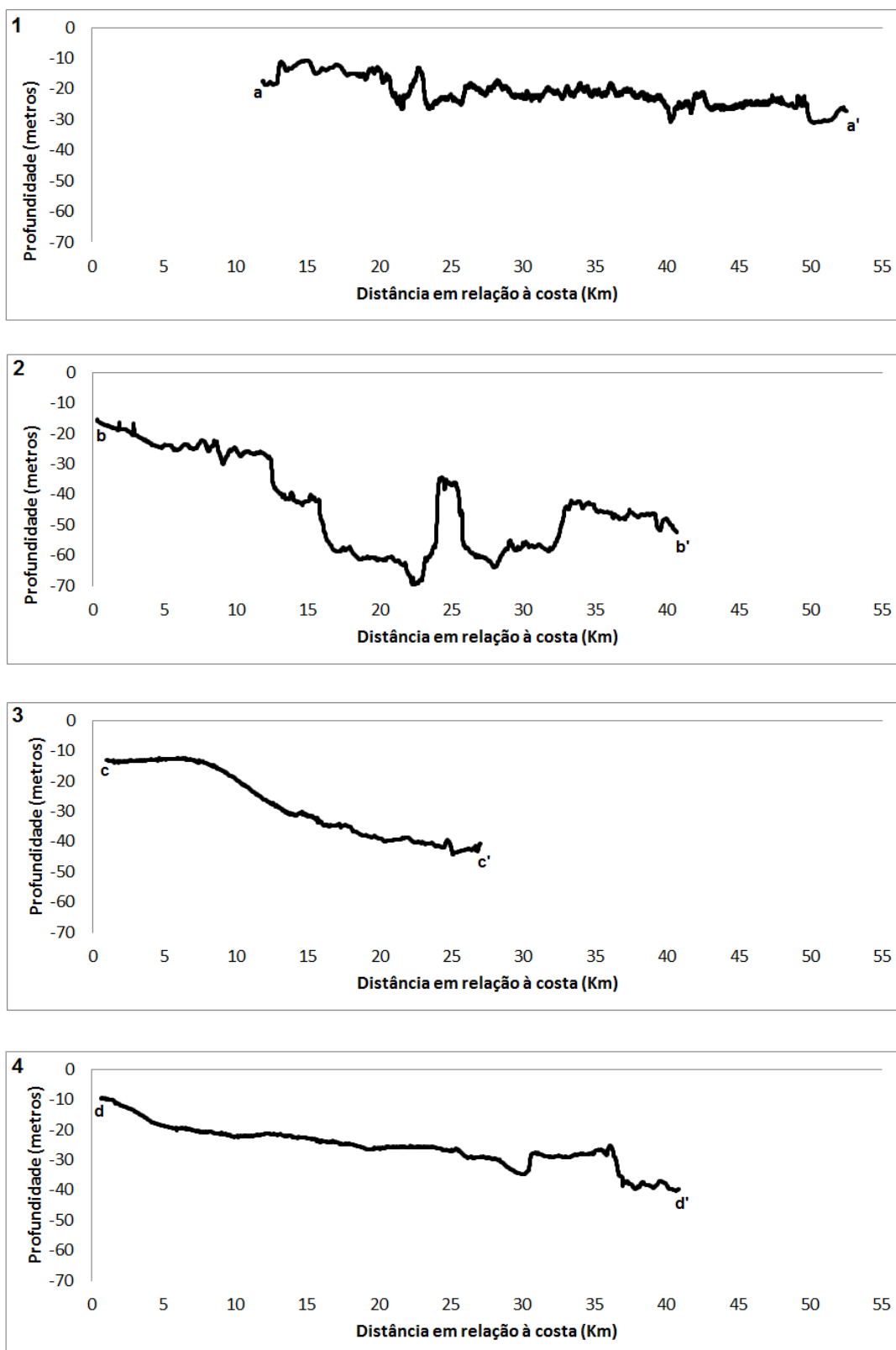


Figura 20 - Mapa da batimetria da plataforma continental do Espírito Santo com a geomorfologia costeira associado à descarga média de sedimento dos 4 principais rios para a plataforma continental. (1) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região sul da plataforma. (2) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região centro-sul mostrando os paleovales. (3) Perfil batimétrico

adquirido pelo stratabox para o lobo deltaico do rio Doce. (4) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox para a região norte.

## 4.2 RECIFES E FUNDOS DE RODOLITOS – FORMAÇÃO E CONTROLES GEOLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS

### 4.2.1 Fundos de Rodolitos

Diversos estudos têm verificado que o fluxo de água (ondas e correntes) e sedimentos são fatores que determinam a morfologia e distribuição dos rodolitos (Steller e Foster, 1995; Foster *et al.*, 1997; Foster, 2001), uma vez que, a movimentação da água (ondas e correntes), aliada ao baixo aporte sedimentar, torna-se necessário para manter os fundos de rodolitos, a fim de evitar o enterramento de suas estrutura se crescimento de outros organismos (Steller e Foster, 1995; Hall-Spencer, 1998; Marrack, 1999; Ballantine *et al.*, 2000; Ryan *et al.*, 2007). Riul *et al.* (2008) mostrou em seus estudos uma diminuição na produção primária de até 70% (*Lithothamnion Sp.*) quando os rodolitos são enterrados por uma fina camada de sedimentos.

Inúmeros trabalhos têm mencionado a relação da forma dos rodolitos com as condições hidrodinâmicas locais, assim, uma mudança do padrão esferoidal para discoidal representaria uma diminuição da hidrodinâmica (Bosellini e Ginsburg, 1971; Prager e Ginsburg, 1989; Bosence, 1976, 1991; Tâmega *et al.*, 2014). Este padrão pode ser observado ao longo das zonas de profundidade, com um acréscimo de indivíduos com forma sub-discoidal a medida que a profundidade aumenta. Foster *et al.* (2007) e Marrack (1999) enfatizam que esta movimentação nem sempre é relevante para a forma do rodolito. Outros fatores como bioturbações, peixes e invertebrados são importantes mecanismos de movimentação dos rodolitos. Um exemplo é o peixe *Malacanthus plumieri* (Bloch, 1786), associado como agente biológico construtor de montículos (pequenos montes de rodolito), tendo grandes ocorrências em bancos carbonáticos incluindo os Rodolitos (Clifton & Hunter, 1972; Muckelbauer, 1990; Mankiewicz *et al.*, 2003; Amado-Filho *et al.* 2012b; Pereira-Filho, 2015). Assim, estes agentes biológicos atuam como um mecanismo importante para aumentar a área de rodolitos, além de favorecer a conectividade entre as áreas rasas com as mesofóticas (Amado-Filho *et al.* 2012b; Pereira-Filho *et al.* 2015).

Estudos como Littler *et al.* (1991); Steller e Foster (1995); Lund *et al.* (2000); Riul *et al.* (2009); Bahia (2010) mostram um padrão de diminuição das dimensões dos

rodolitos com um aumento da profundidade. Neste estudo a plataforma foi subdividida em 3 zonas de profundidade (Tabela 2).

Os resultados mostraram uma tendência de diminuição das dimensões com a profundidade. Lund *et al.* (2000) em estudo realizado na costa da Austrália relacionou essa diminuição a fatores como atenuação de luz com a profundidade, além de ter encontrado uma variação da composição de algas nos nódulos de rodolitos com um incremento da profundidade. Assim, a diminuição encontrada foi associada ao baixo aporte de sedimento para a região ao sul do rio Doce, o que proporciona uma maior penetração de luz e condições de sedimentação, favorecendo ao crescimento dos rodolitos em regiões mais rasas, enquanto que em regiões mais profundas a atenuação da luz limitaria seu crescimento.

Para uma relação do diâmetro com o volume dos rodolitos, Steller *et al.* (2003), mostrou para Golfo da Califórnia, que o volume ocupado por rodolitos de 2.1 a 4.8 cm de diâmetro variaram de 2.1 a 34.9 cm<sup>3</sup>. Já para Amado Filho *et al.* (2007), os valores estiveram oscilando de 10 a 100 cm<sup>3</sup>. Estes dados foram maiores quando comparados com a área de estudo em questão, cujo valor variou de 0.07 a 23.55 cm<sup>3</sup>, para a mesma variação de diâmetro. Mostrando que os rodolitos da plataforma continental do Espírito Santo são menos compactos, apresentando maiores espaços internos.

O controle da gênese e distribuição dos fundos de rodolitos está associado a uma combinação de fatores: como baixo *input* sedimentar, herança geológica, variações do nível do mar e características do substrato (Nalin *et al.*, 2008). Assim, um baixo aporte sedimentar implicaria em uma menor turbidez da coluna d'água, favorecendo o seu desenvolvimento (Steller e Foster, 1995; Foster *et al.*, 1997; Foster, 2001; Glaser & Betzler, 2002; Halfar *et al.*, 2004). Cattaneo & Steel (2003) mostraram que a herança geológica também apresenta um papel importante no controle e desenvolvimento destas estruturas. Uma vez que, mudanças na hidrodinâmica local associada a estas morfologias desempenham um papel importante no desenvolvimento dos rodolitos em águas rasas (Marrack, 1999). Além disso, as espécies de algas formadoras de rodolitos são resistentes a variações na profundidade, podendo viver desde ambientes eufóticos (Bosellini & Ginsburg, 1971) para oligotrófico (Bassi, 1998).

Nos ambientes tropicais as espécies de recifes de coral e algas verdes calcárias por muitas vezes são capazes de acompanhar o ritmo de elevação do nível do mar assim, depósitos de rodolitos podem coexistir com os recifes de coral em plataformas rasas

afogadas (Webster *et al.*, 2004a, b). Porém, quando o ambiente gera condições hostis para o estabelecimento de recifes de corais e algas verdes calcárias as fácies de rodolitos podem dominar inteiramente na zona eufóicas (Carannante *et al.*, 1988; Pomar *et al.*, 2004; Wilson & Vecsei, 2005) ou quando as taxas de subida do nível do mar são suficientemente alta para causar o afogamento de recifes (Nalin *et al.*, 2008).

Assim, os fundos de rodolitos para esta região são interpretados como fácies características de trato transgressivo (Nalin *et al.*, 2008), tendo o seu desenvolvimento interpretado como o resultado da subida relativa do nível do mar ocorrido nos últimos 18 mil anos em parte da plataforma continental brasileira, sobre uma paleotopografia de rochas carbonáticas (Amado-Filho *et al.*, 2012a). Portanto, uma plataforma plana e rasa com perturbações de ondas sazonais cria condições favoráveis para o desenvolvimento dos extensos fundos de rodolitos (Amado-Filho *et al.*, 2010, 2012a), aliado a uma baixa oferta de sedimentação terrígena (Mello *et al.*, 1975). Esta baixa oferta sedimentar pode representar uma variável importante no controle e estabelecimento do domínio carbonático (Fig.7), já que a produção carbonática geralmente domina em regiões com baixo aporte sedimentar (Tucker e Wright, 1990).

Os fundos de rodolitos mapeados neste trabalho são contínuos e conectados ao fundo de rodolito mapeado na plataforma de Abrolhos (Amado-Filho *et al.*, 2012a e Moura *et al.*, 2013). Assim, estas regiões englobam o maior banco de rodolito contínuo do mundo, sendo superior a 27.000 km<sup>2</sup> (Fig. 21) cobrindo uma área superior à dos recifes de coral do Caribe (21.600 km<sup>2</sup>) o que corrobora com o descrito por Amado-Filho *et al.* (2012a).

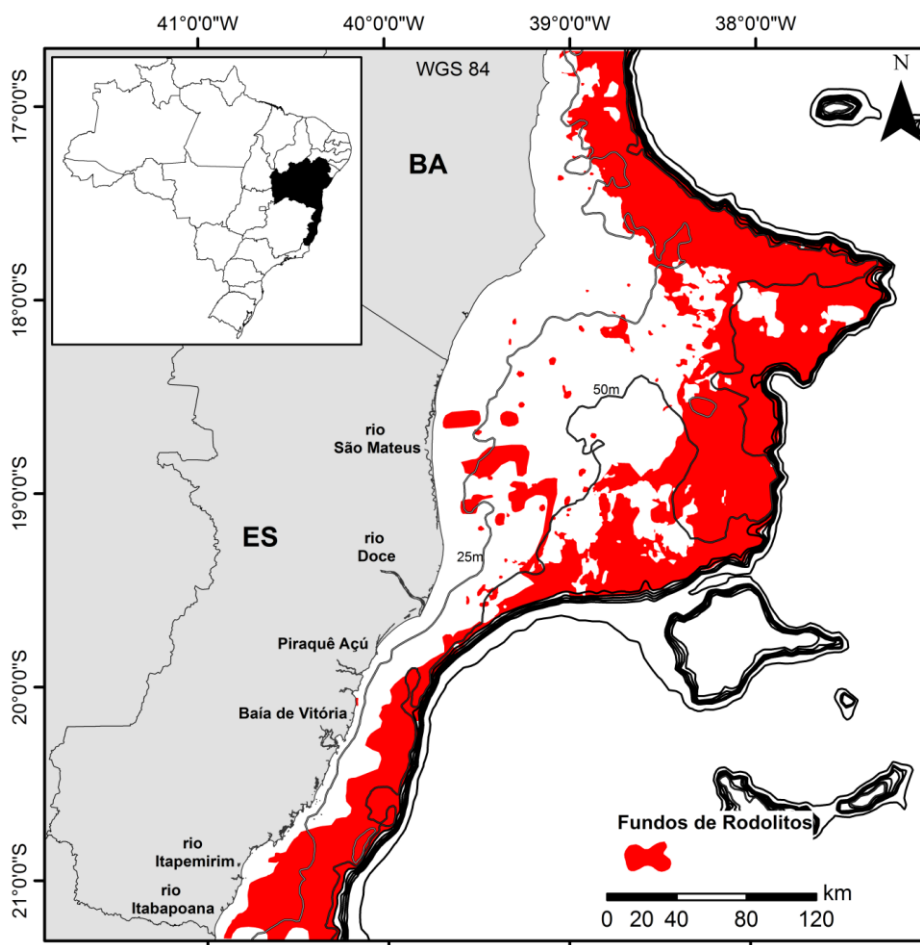


Figura 21 – Distribuição dos fundos de Rodolitos ao longo da plataforma do Espírito Santo e da plataforma de Abrolhos.

A plataforma continental apresenta diversos pontos de entrada de água fria e consequentemente de nutrientes. Estudos como Calado *et al.* (2010) e Palóczy *et al.* (2014) mostraram importantes mecanismo de ressurgência da Corrente do Brasil (CB) na região sul da plataforma, já Palóczy *et al.* (2016) evidenciou a entrada da ACAS (Água Central do Atlântico Sul) para a região de Aracruz e Marataízes. Ao norte da plataforma Pereira *et al.* (2005) mostrou uma ressurgência induzida pela maré inteira já Castro & Miranda (1998) evidenciaram a influência da ACAS na região. Estes mecanismos possivelmente contribuem para o enriquecimento de nutrientes na região (Gaeta *et al.*, 1999) propiciam a manutenção e vitalidade destes fundos de rodolitos.

#### 4.2.2 Fundos Recifais

Ao longo da plataforma continental do Espírito Santo foram encontrados quatro tipos de estruturas recifais: bioconstruções associadas aos paleovales, recifes isolados do tipo 1 e tipo 2 e concreções/crostas, além dos fundos de rodolitos discutidos acima. A

ocorrência, origem e desenvolvimento destes quatro tipos de estruturas recifais estão ligados a fatores comuns e distintos entre eles.

A ocorrência de paleovales está associada às variações relativas do nível do mar, mas especificamente aos períodos de exposição da plataforma continental, que proporcionaram uma queda do nível de base e conseqüentemente o estabelecimento da rede de drenagem ao longo da plataforma exposta. Este cenário é mais provável de ter ocorrido durante o último máximo glacial (cerca de 21 mil anos BP) (Ângulo *et al.*, 2006). Com a subida do nível do mar e inundaçãõ da plataforma continental, estes vales foram sendo retrabalhados, preenchidos e/ou afogados, preservando em muitos casos a morfologia de um canal na plataforma continental (Kowsmann e Costa, 1979; Domingues *et al.*, 1981; Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1993; Abreu & Calliari, 2005; Campos *et al.*, 2007; Dominguez, J. M. L. 2007; Weschenfelder *et al.*, 2010).

Os processos de inundaçãõ da plataforma propiciam condições oligotróficas, em paralelo, associadas a uma geologia pré-existente relacionadas aos paleovales, favoreceram o desenvolvimento de uma sedimentaçãõ carbonática (Dominguez *et al.*, 2013).

Estas estruturas de bioconstruções associadas a margem de paleovales também foram descritas em outras regiões da plataforma continental brasileira como por Moura *et al.* (2013) e Dominguez *et al.* (2013) sendo associadas ao último evento de variaçãõ do nível do mar na plataforma.

Albino (1999) evidência a presença de uma plataforma muito rugosa, com couraças laterítica associada à Formação Barreiras, sugerindo que estas couraças estariam recobertas por construções carbonáticas. Bastos *et al.* (2015), também mostra a presença de terraços submersos para esta regiãõ, sendo estes considerados como *hardbottoms*.

Estes *hardbottom* constituem críticos habitats bentônicos, sobre alta energia, baixa oferta de sedimentos, relacionados à margem continental passiva (Warme, 1975; Ziegler and Ginsburg, 1974; Bromley, 1975, 1978; Warme and McHuron, 1978; Snyder, 1982, 1994; Mearns, 1986; Riggs *et al.*, 1986; Riggs *et al.*, 1996; Wilson and Palmer, 1992; Snyder and Dentzman, 1994). Apresentam diferentes composições e morfologias, sendo associados a distintas comunidades bentônicas (Riggs *et al.*, 1986; Riggs *et al.*, 1996; Renaud *et al.*, 1996a; Renaud *et al.*, 1996b)

Estudos como Riggs *et al.* 1998; Obrochta *et al.* 2003; Moura *et al.* 2016 têm mostrado que as estruturas de *hardbottom* criam condições favoráveis para uma sedimentação carbonática por servirem de substrato para a comunidade biológica.

Uma análise mais detalhada dessa região mostrou a presença de diversas estruturas rugosas ao longo dos registros sonográficos. Onde esses foram classificadas por recifes isolados tipo 2 (Figs. 11 e 14), localizados em até 25 km da linha de costa e por concreções/crosta, localizadas mais próximo à costa, em até 11 km (Figs. 13 e 14). Estas duas estruturas se diferenciaram na forma de ocorrência, na profundidade e na altura das estruturas.

Tanto as concreções/crostras como os recifes isolados tipo 2 foram relacionados aos remanescentes da Formação Barreiras, sendo considerados como terraços de abrasão (Fig. 22). Estes terraços marinhos lateríticos foram formados no último máximo glacial (Ângulo *et al.*, 2006). Assim, com a subida do nível do mar a camada “laterizada” tornou-se exposta, devido a processos erosivos (Mabessone *et al.*, 1972; Bigarella, 1975; Martin *et al.*, 1996a). Estes terraços de abrasão podem ser associados à *hardbottoms* cobertos por organismos incrustados, corroborando com Bastos *et al.* (2015), devido sua região de ocorrência estar relacionada a uma sedimentação de areia/lama carbonática, mostrando uma produção carbonática. Estes sedimentos puderam ser ocasionados por exposição a ondas e por bioerosão, como foi associado por Leão & Ginsburg (1997) para a região de Abrolhos.

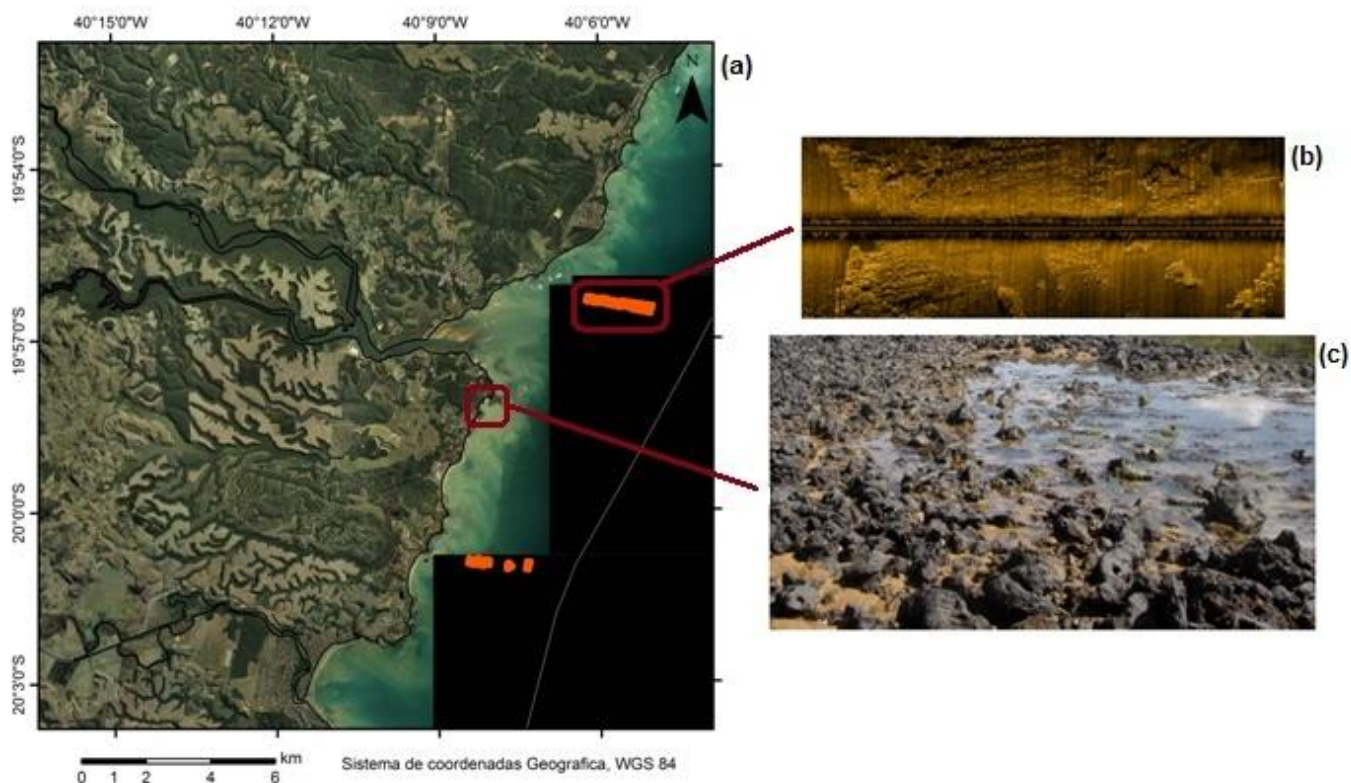


Figura 22– (a) Imagens aéreas de parte do setor Centro-Sul da plataforma, região do estuário do Piraguê-Açú. (b) Frames do side scan sonar. (c) Foto dos terraços de abrasão na praia.

Os perfis batimétricos mostraram padrões rugosos encontrados paralelamente à costa, apresentando variações bruscas de profundidade. Estas regiões de alto gradiente de profundidade (anomalia de gradiente) ao longo da cota de 10-12 metros distantes aproximadamente 4 km da costa (Fig. 23a) e na cota de 40-45 metros distantes aproximadamente 10-20km da costa (Fig. 23b) são resultados da presença dos terraços de abrasão (Formação Barreiras) como discutido anteriormente.



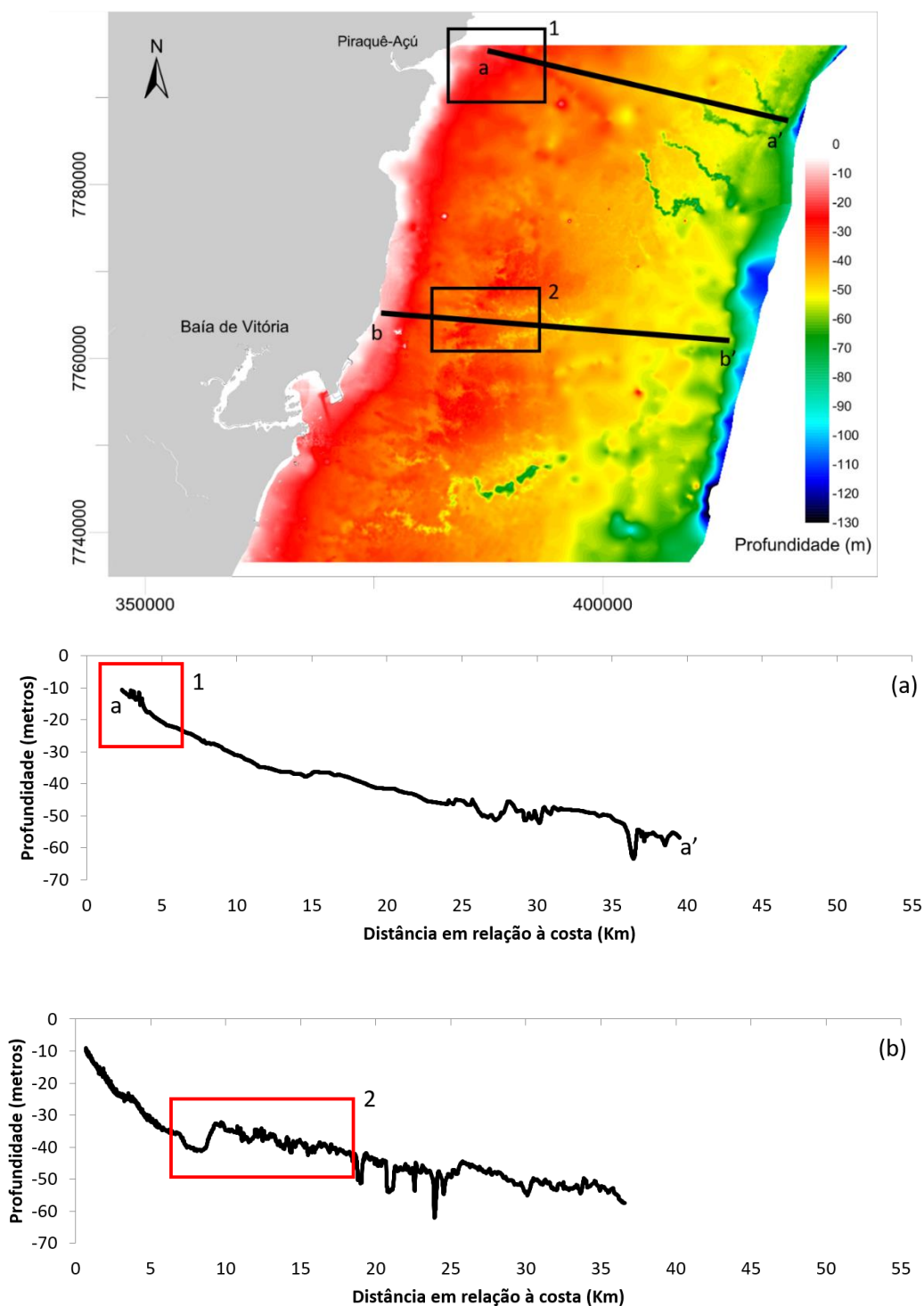


Figura 23 – Batimetria da região central da plataforma continental do Espírito Santo (a) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox evidenciando irregularidades próximo à costa. (b) Perfil batimétrico adquirido pelo stratabox evidenciando uma elevação na plataforma próximo a 10 km da costa.

Essas anomalias de gradiente na área de estudo sugerem antigas linhas de costa (Fig. 24), pois possuírem o mesmo alinhamento e orientação similar a costa atual. Souza (2007) destaca a presença de um terraço marinho na isóbata de 15 m na

plataforma interna ao sul da Ilha de Florianópolis (SC) e acredita que o mesmo foi construído durante o segundo nível de estabilização da transgressão holocênica descrito por Corrêa (1990) e Corrêa *et al.* (1996) para a plataforma continental do Rio Grande do Sul. Estudos com Vanney & Mougnot (1981); Corrêa & Abreu (1984); Quevauviller (1985); Quevauviller & Moita (1986); Corrêa *et al.* (1996); Ângulo *et al.* (1999); Brito *et al.* (2010); Cawthra *et al.* (2014, 2015); Fernández-Salas *et al.* (2015); Brooke *et al.* (2017) também associaram terraços marinhos com antigas linhas de costa, relacionando-os a variações do nível do mar.

A presença destas irregularidades na plataforma, sendo associadas a terraços marinhos da Formação Barreiras, criaram substratos favoráveis para o desenvolvimento de estruturas recifais, uma vez que, estas paleolinhas formam zonas distintas de complexidade no fundo do mar, compreendendo estruturas duras em contraste com o sedimento local (Banks *et al.*, 2008; McArthur *et al.*, 2009; Brooke *et al.*, 2017) criando condições favoráveis para o desenvolvimento de organismos, como habitat e alimento, devido a mudanças associada ao padrão de correntes (Greene *et al.*, 2007a, b; Wedding *et al.*, 2008), além de criar refúgio à predadores (Tsuchiya and Nishihira, 1986; Nakamura and Sano, 2005; Callaway, 2006).

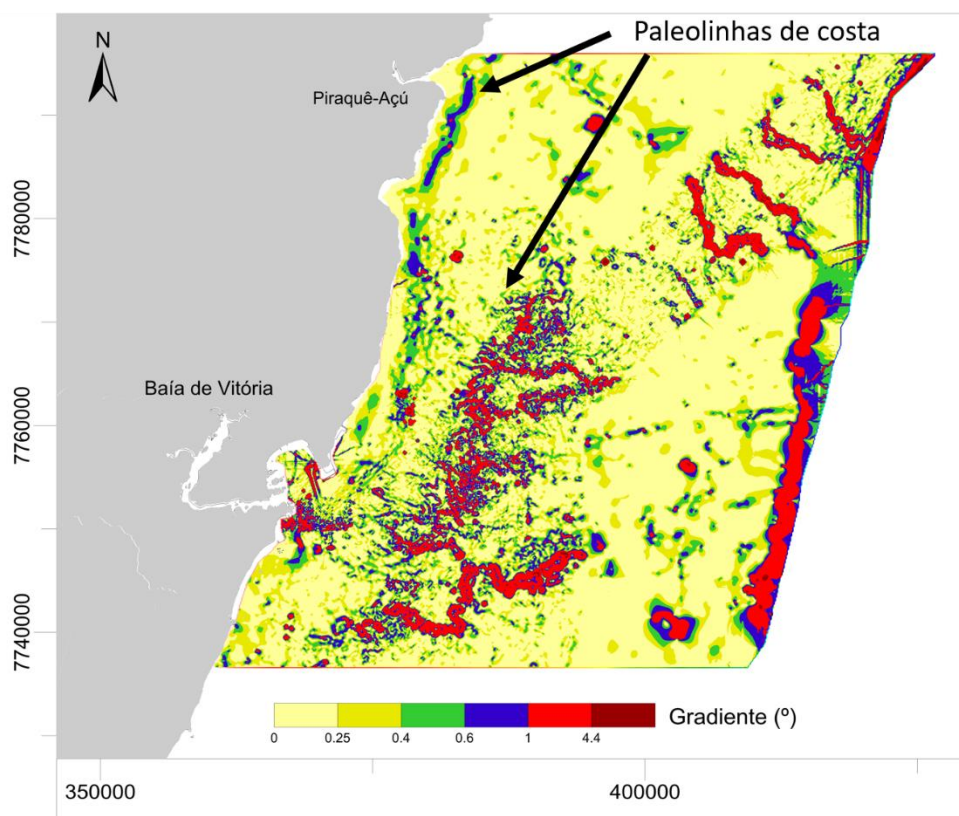


Figura 24 – Gradiente de profundidade para região central da plataforma continental do ES.

Dominguez *et al.* (2013), em estudo realizado na região central do Brasil, levantou duas questões importantes a respeito do não desenvolvimento de estruturas recifais a aproximadamente 20 metros de profundidade. Geralmente, regiões da plataforma tropical apresentam grandes níveis de sedimento e nutrientes em suspensão, e conseqüentemente menor penetração de luz, reduzindo assim, os limites da zona eufótica e inibindo o crescimento de corais (Wilson e Vecsei, 2005). Em paralelo, Dominguez *et al.* (2013) acredita que a falta de substrato duro na plataforma também é um fator contribuinte.

Calado *et al.* (2010) e Palóczy *et al.* (2014) indicaram em seus estudos que a morfologia do fundo oceânico para a região costeira da plataforma sul do Espírito Santo parece apresentar forçantes importantes para o mecanismo de ressurgência da Corrente do Brasil (CB). Palóczy *et al.* (2016) também evidência entradas preferenciais da ACAS (Água Central do Atlântico Sul) para a região de Aracruz e Marataízes, possivelmente contribuindo para o enriquecimento de nutrientes na região (Gaeta *et al.*, 1999).

A distribuição espacial dos recifes isolados tipo 1 não havia sido mapeada anteriormente. Mazzei *et al.* (2016) descreve a presença de grandes colônias saudáveis de corais *Montastrea cavernosa*, *Mussimilia harttii*, *Mussismilia braziliensis* e *Millepora alcicornis* sobre o topo das estruturas, exceto por pequenas colônias branqueadas de *M. cavernosa* apresentando uma morfologia entre os pináculos e pequenos *patch reefs*. Estes recifes, podem ter o seu desenvolvimento relacionado ao último evento transgressivo ocorrido na plataforma sobre uma geomorfologia antecedente, porém os dados adquiridos não permitiram tal visualização.

Esta região também foi descrita por Pereira *et al.* (2005), por apresentar uma ressurgência induzida pela maré interna. Castro & Miranda (1998) também evidenciaram a influência da ACAS na região sul da plataforma de Abrolhos trazendo uma água mais fria para a região, podendo causar o seu enriquecimento, devido um aporte de nutrientes (Gaeta *et al.*, 1999) favorecendo o desenvolvimento bentônico e carbonático.

Os diferentes tipos de estruturas recifais ao longo da plataforma do Espírito Santo são formados por processos ou morfologias distintas, sendo a base de suas estruturas condicionada por uma geologia antecedente. Por tanto, uma morfologia antecedente na plataforma associada às variações do nível do mar e o baixo aporte sedimentar

pôde promover a formação de diferentes estruturas recifais, do ponto de vista morfológico. Porém a existência moderna destes recifes torna-se explicada pelos processos oceanográficos modernos, seja pelas intrusões da ACAS e/ou CB ou ocasionados por uma ressurgência de maré interna, podendo causar um enriquecimento para estas regiões e favorecendo um domínio carbonático. Cada um destes processos possivelmente apresenta diferentes papéis no ambiente marinho, mas as paleofeições topográficas são importantes para a ocorrência de fundos recifais ao longo das plataformas como já mencionado por diversos estudos como: Harrison *et al.* (2003); Purdy *et al.* (2003); Gül (2007); Grossman *et al.* (2006); Gong *et al.* (2013); Mallinson *et al.* (2014).

## 5. CONCLUSÃO

Os fundos de rodolitos para a região de estudo mostrou uma continuidade e conectividade com a plataforma de Abrolhos mostrando ser o maior banco de rodolitos contínuo do mundo, onde o seu desenvolvimento é interpretado como fácies características de trato transgressivo sobre uma peleotopografia de rochas carbonáticas ocorrido nos últimos 18 mil anos.

Este extenso e contínuo banco de rodolitos criam muitos habitats para diversas macroalgas, invertebrados marinhos e peixes como já mencionado por diversos estudos: Foster (2001); Steller *et al.* (2003); Foster *et al.* (2007). Assim, ao longo da região de estudo foi possível observá-los associados a diversas espécies de macroalgas e organismos vivos, mostrando que podem aumentar de maneira significativa a diversidade das comunidades presentes (Jones *et al.*, 1994; Steller *et al.*, 2003; Foster *et al.*, 2007). Por tanto, o banco de rodolitos em questão apresenta uma grande importância para a plataforma do Espírito Santo em termo de biodiversidade, uma vez que são reconhecidos por apresentar uma elevada diversidade e abundância de animais marinhos e algas em comparação com outros *habitats* circundantes (Nelson, 2009).

A plataforma ao sul do rio Doce mais estreita e potencialmente com uma geologia/morfologia antecedente favorável a fundos rígidos, terraços de abrasão marinhos da Formação Barreiras, permitiu o desenvolvimento de diferentes tipos recifais ao longo do gradiente de profundidade. Estes recifes formam feições

tridimensionais de baixo relevo. Estas estruturas recifais influenciaram o padrão de distribuição sedimentar desta região, uma vez que, são a principal fonte sedimentar para a plataforma, ou seja, um domínio carbonático, visto o baixo aporte sedimentar costeiro.

Por outro lado, a região ao norte apresenta uma plataforma mais larga e uma maior influência terrígena, onde apenas um tipo de estrutura recifal foi observado, associado a manchas de rodólitos e presença de rodólitos contínuos apenas na plataforma mais externa. Nesta região não foram encontradas a mesma evidência da geologia antecedente tão importante assim, porém estes recifes isolados apresentam um relevo mais significativo ocorrendo dentro de uma faixa de profundidade e distância da costa.

Portanto, a evolução geomorfológica do sistema costa-plataforma é em função das variações relativas do nível do mar, da geologia antecedente, ou seja, do embasamento cristalino e os terraços de abrasão marinhos da Formação Barreiras, do aporte sedimentar e das condições oceanográficas. Assim, todos estes processos irão diferenciar a faciologia da plataforma.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, J. G. N. D., & Calliari, L. J., 2005. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(2), 123-132.
- Albino, J., 1999. Processos de Sedimentação Atual e Morfodinâmica das Praias de Bicanga a Povoação, ES. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Albino, J., Girardi, G. Nascimento, A.K., 2006. Erosão e Progradação do litoral brasileiro: Espírito santo. In: Muée, D. (org). Erosão e progradação do litoral brasileiro. MMA. Brasília-DF.
- Amado-Filho, G.M, Pereira-Filho, G.H, Bahia, R.G, Abrantes, D.P, Veras, P.C, Matheus, Z., 2012b. Occurrence and distribution of rhodolith beds on the Fernando de Noronha Archipelago of Brazil. *AquatBot* 101:41–45
- Amado-Filho, G.M., Maneveldt, G., Manso, R.C.C., Marins- Rosa, B.V., Pacheco, M.R. and Guimaraes, S.M.P.B., 2007. Structure of rhodolith beds from 4 to 55 meters deep along the southern coast of Espirito Santo State, Brazil. *Cienc. Mar.* 33 : 399 – 410.
- Amado-Filho, G.M., Maneveldt, G.W., Pereira-Filho, G.H., Manso, R.C.C., Bahia, R.G., Barros-Barreto, M.B., Guimarães, S.M.P.B., 2010. Seaweed associated with a Brazilian tropical rhodolith bed. *Cienc. Mar.* 36, 371–391.
- Amado-Filho, G.M., Moura, R.L., Bastos, A.C., Salgado, L.T., Sumida, P.Y., Guth, A.Z., Francini-Filho, R.B., Pereira-Filho, G.H., Abrantes, D.P., Brasileiro, P.S., Bahia, R.G., Leal, R.N., Kaufman, L., Kleypas, J.A., Farina, M., Thompson, F.L., 2012a. Rhodolith beds are major CaCO<sub>3</sub> bio-factories in the tropical South West Atlantic. *PLoS One* 7 (4), e 35171.
- ANA – Agência Nacional de Águas, 2016. <http://www.ana.gov.br>. Acesso em 24 de agosto de 2016.
- Andrade, A.C.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Quaternary evolution of the Caravelas strandplain e Southern Bahia State e Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 75 (3), 357e382.
- Ângulo, R. J.; Souza, M. C. de; Araújo, A. D. de; Pessenda, L. C. R.; Odreski, L. L. R.; Lamour, M. R.; Carrilho, J. C.; Nadal, C. A., 1999. Fáceis sedimentares de uma

barreira regressiva holocênica na planície costeira de Praia de Leste, Estado do Paraná. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Porto Seguro.

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

Bahia, R.G., Abrantes, D.P., Brasileiro, P.S., Pereira Filho, G.H. and Amado Filho, G.M., 2010. Rhodolith bed structure along a depth gradient on the northern coast of Bahia State, Brazil. Braz. J.Oceanogr. 58: 323 – 337.

Ballantine, D.L., A. Bowden-Kerby and N.E. Aponte., 2000. Cruoriella rhodoliths from shallow-water back reef environments in La Parguera, Puerto Rico (Caribbean Sea). Coral Reefs19: 75 – 81.

Banks, K.W., Riegl, B.M., Richards, V.P., Walker, B.K., Helme, K.P., Jordan, L.K.B., Phipps, J., Shivji, M.S., Speiler, R.E., Dodge, R.E., 2008. In: Riegl, B.M., Dodge, R.E. (Eds.), The reef tract of continental southeast Florida (Miami-Dade, Broward and Palm Beach counties, USA), in Coral Reefs of the USA. Springer, Dordrecht, Netherlands, 175–220. [http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-6847-8\\_5](http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-6847-8_5).

Bassi D., Simone L., Nebelsick J.H., 2016. Re-sedimented rhodoliths in channelized depositional systems. In Riosmena-Rodriguez R., Nelson W., Aguirre J. (eds), Rhodolith/maerl beds: a global perspective. Springer-Verlag, Berlin, special volume. ISBN-10: 3319293133, ISBN-13: 978-3319293134

Bassi, D., 1998. Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the Late Eocene of Northern Italy (Calcare di Nago, Trento). Facies, 39, 179–202.

Bastos A.C., Quaresma V.S., Marangoni M.B., D'Agostini D.P., Bourguignon S.N., Cetto P.H., Silva A.E., Amado Filho G.A., Moura R.L., Collins M., 2015. Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. Journal of South American Earth Sciences, 63:125-136.

Bigarella, J.J., 1975. The Barreiras Group in northeastern Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., 47: p. 365-393.

Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Silva, I.R., Medeiros, K.O.P., 2007. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical

modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 79, 333–341.

Bosellini, A. & Ginsburg, R.N., 1971. Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda. *J. Geol.*, v. 79, p. 669–682.

Bosence D.W.J, Pedley H.M., 1982. Sedimentology and palaeoecology of Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 38: 9–43.

Bosence, D.W.J., 1976. Ecological studies on two unattached coralline algae from western Ireland. *Paleontol.*, v. 19, n. 2, p. 365–395.

Bosence, D.W.J., 1991. Coralline algae: Mineralization, taxonomy, and palaeoecology. In: RIDING, R. (Ed.). *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin: Springer-Verlag. p. 98–113.

Brito, P.; Terrinha, P.; Duarte, H.; Rebêlo, L.; Ferraz, M.; Costas, S., 2010. Paleolinhas de costa submersas na plataforma continental ao largo do estuário do Sado. VIII Congresso Nacional de Geologia (Portugal), *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, 12 (5).

Bromley, R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces, in Frey, R.W., ed., *The Study of Trace Fossils*: New York, Springer-Verlag, p. 399–428.

Bromley, R.G., 1978. Hardground diagenesis, in Fairbridge, R.W., and Bourgeois, J., eds., *The Encyclopedia of Sedimentology*: Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, p. 397–399.

Brooke, B. P., Nichol, S. L., Huang, Z., Beaman, R. J., 2017. Palaeoshorelines on the Australian continental shelf: Morphology, sea-level relationship and applications to environmental management and archaeology. *Continental Shelf Research*. 134. p.26.

Brothers, D.S., ten Brink, U.S., Andrews, B.D., Chaytor, J.D., 2013. Geomorphic characterization of the U.S. Atlantic continental margin. *Mar. Geol.* 338, 46 e 63.

Calado, L., I. C. A. Silveira, A. Gangopadhyay, & B. M. Castro., 2010. Eddy– induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil), *Cont. Shelf Res.*, 30(10–11), 1181–1188.

Callaway, R., 2006. Tube worms promote community change. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* 308, 49–60.



Campos, P. C., Weigert, S. C., Madureira, L. S. P., 2007. Mapeamento hidroacústico de fundo na região do Paleocanal do Albardão, RS - Brasil. In: Anais em CD do XII Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar. Florianópolis, SC.

Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D. and Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as palaeolatitude indicators: problems and limitations. *Sed. Geol.*, 60, 333–346.

Cawthra, H.C., Bateman, M.D., Carr, A.S., Compton, J.S., Holmes, P.J., 2014. Understanding Late Quaternary change at the land–ocean interface: a synthesis of the evolution of the Wilderness coastline, South Africa. *Quat. Sci. Rev.* 99, 210–223.

Cawthra, H.C., Compton, J.S., Fisher, E.C., MacHutchon, M.R., Marean, C.W., 2015. Submerged shorelines and landscape features offshore of Mossel Bay, South Africa. In: Harff, J., Bailey, G., Luth, F. (Eds.), *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society. Special Publications, London, 411. <http://dx.doi.org/10.1144/SP411.11>, (The Geological Society of London).

Castro, B. M., & Miranda, L. B., 1998. Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf located between 4° N and 34° S, em *The Sea*, vol. 11, Edited by A. R. Robinson & K. H. Brink, cap. 8, pp. 209–251, John Wiley and Sons.

Cattaneo, A. and Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Sci. Rev.*, 62, 187–228.

Clifton, H.E., and Hunter, R.E., 1972. The sand tilefish *Malacanthus plumieri*, and the distribution of coarse debris near West Indian coral reefs. In: Colette, B.B., and Earle, S.A., eds. *Results of the Tektite program: Ecology of coral reef fishes: Natural History Museum*. Los Angeles County Science Bulletin. v. 14, p. 87-92.

Corrêa, I. C. S., Abreu, V. S., 1984. Evolução da sedimentação Holocênica da plataforma continental e talude superior entre Rio Grande e Torres – RS. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIII, Rio de Janeiro: p. 1565-1577.

Corrêa, I. C. S., 1990. *Analyse Morpho structurale et Evolution Paleogeographique de la Plate-Forme Continentale e Atlaltique Sud-Bresilienne (Rio Grande do Sul-Brésil)*. Université de Bordeaux I. Talence-France. Tese de Doutorado. Bordeaux-France, 314 p.

Corrêa, I. C. S.; Martins, I. R.; Ketzer, J. M. M.; Elias, A. R. D.; Martins, R., 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Pesquisas*, 9: p. 51-61.

Dias, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos: proposta de representação em cartas sedimentológicas: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. p. 423–426.

Dias, J.A., 2004. A análise sedimentar e o conhecimentos dos sistemas marinhos (versão preliminar). Universidade de Algarve.

Dominguez, J. M. L., 2007. Sediment transfer mechanisms from the coastal zone/shelf to the slope/basin during the 400,000 yrs: a case study for the north-central shelf of Bahia state. In: *Anais em CD do 10º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGF)*. Rio de Janeiro, RJ.

Dominguez, J.M.L., 2009. The coastal zone of Brazil. In: Dillenburg, S., Hesp, P.A.(Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlim, pp. 17 e 51.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., 1981. Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos Rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES), e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Brasileira Geociências*, v. 11, p. 227-237.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Regional assessment of long term trends of coastal erosion in Northeastern Brazil. *An Acad Bras Ciênc* 68:355–371

Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Sea-level history and the Quaternary evolution of river mouth e associated beach-ridge plains along the east-southeast coast of Brazil: a summary. In: Nummedal, D., Pilkey, D.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level Flutuation and Coastal evolution*. Tulsa, Okla, SEPM Geology, pp. 115e127 (SEPM Special Publication, N. 41).

Dominguez, J.M.L., Silva, R.P., Nunes, A.S., Freire, A.F.M., 2013. The narrow, shallow, low-accomodation shelf of central Brazil: Sedimentology, evolution, and human uses. *Geomorphology* 203, 46 e 59.

Dyer, K.R., 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley, Chichester (342 pp.).

Fernández-Salas, L.M., Durán, R., Mendes, I., Galparsoro, I., Lobo, F.J., Bárcenas, P., Rosa, F., Ribó, M., García-Gil, S., Ferrín, A., Carrara, G., Roque, C., Canals, M., 2015. Shelves of the Iberian Peninsula and the Balearic Islands (I): morphology and sediment types. *Bol. Geológico Y. Min.* 126 (2–3), 327–376.

Foster, M.S., 2001. Rhodoliths: Between rocks and soft places. *J. Phycol.* 37: 659–667.

Foster, M.S., Mc Connico, L.M., Lundsten, L., Wadsworth, T., Kimball, T., Brooks, L.B., Medina-López, M., Riosmena-Rodríguez, R., Hernández-Carmona, G., Vásquez-Elizondo, R.M., Johnson, S., Steller, D.L., 2007. Diversity and natural history of a *Lithothamnion muelleri*-*Sargassum horridum* community in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 33(4): 367–384.

Foster, M.S., Riosmena-Rodríguez, R., Steller, D.L. and Woelkerling, W.J., 1997. Living rhodolith beds in the Gulf of California and their implications for paleoenvironmental interpretation. In: *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico.* ed. Johnson, M. E. and Ledesma-Vazquez, J., pp.127–139. Geological Society of America Special Paper 318. Boulder, Colo.: Geological Society of America. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2318-3.127>.

Gaeta, S. A., J. A. Lorenzetti, L. B. Miranda, S. M. Susini-Ribeiro, M. Pompeu, & C. E. Araujo, 1999. The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995, *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47(2/3), 253–270.

Gao, S. and Collins, M.B., 2014. Holocene sedimentary systems on continental shelves *Mar. Geol.*, 352, pp. 268–294.

Glaser, I. and Betzler, C., 2002. Facies partitioning and sequence stratigraphy of cool-water, mixed carbonate-siliciclastic sediments (Upper Miocene Guadalquivir Domain, southern Spain). *Int. J. Earth Sci.*, 91, 1041–1053.

Gong, S.; Sun, H.; Albert-Delmoro, C.; Azura-Cafe, L.; Shen, C., 2013. Sea Level, Antecedent Topography and Holocene Coral Reef of Maydolong, Eastern Samar, Philippines. American Geophysical Union, Fall Meeting.

Graham, D.J. and Midgley, N.G., 2000. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method. *Earth surfaces process*, 25(13), 1473–1477.

Greene, H.G., O'Connell, V.M., Wakefield, W.W., Byrlinsky, C.K., 2007a. The offshore Edgcumbe lava field, southeast Alaska: geologic and habitat characterization of a commercial fishing ground. (St Johns) In: Todd, B.J., Greene, H.G. (Eds.), *Mapping the Seafloor for Habitat Characterization*. 47. Geological Association of Canada, Canada, 277–295.

Greene, H.G., Vallier, T.L., Bizzarro, J.J., Watt, S., Dieter, B.E., 2007b. Impacts of bay floor disturbances on benthic habitats in San Francisco Bay. (St Johns) In: Todd, B.J., Greene, H.G. (Eds.), *Mapping the Seafloor for Habitat Characterization* 47. Geological Association of Canada, Canada, 401–419.

Grossman, E. E., Barnhardt, W. A., Hart, P., Richmond, B. M., & Field, M. E., 2006. Shelf stratigraphy and the influence of antecedent substrate on Holocene reef development, south Oahu, Hawaii. *Mar. Geol.*, 226(1), 97-114.

Gül, M., 2007. Effects of antecedent topography on reefal carbonate deposition: Early-Middle Miocene of the Adana Basin, S Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(1), 18-34.

Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguín, J.E. and Borges, J.M., 2004. Nutrient and temperature control on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*, 32/3, 213–216.

Hall-Spencer, J. M., 1998. Conservation issues relating to maerl beds as habitats for molluscs. *J. Conch. (Special Publication)*, v. 2, p. 271–286.

Harrison, S. E., Locker, S. D., Hine, A. C., Edwards, J. H., Naar, D. F., Twichell, D. C., & Mallinson, D. J., 2003. Sediment-starved sand ridges on a mixed carbonate/siliciclastic inner shelf off west-central Florida. *Mar. Geol.*, 200(1), 171-194.

Johnson, H. D., Baldwin, C. T., 1996. Shallow clastic seas. In: READING, H. G. (Org.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd. ed. Oxford: Blackwell Publishing.

Jones CG, Lawton JH, Shachak M., 1994. Organisms as ecosystem engineers. *Oikos* 69: 373–386.

Klein, D.A., Secchin, N.A., Bastos, A.C., Dutra, G., Moura, R.L., 2009. Sonographic patterns and reef mapping in Abrolhos shelf, Brazil. Eleventh International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final. Rio de Janeiro: Petrobras. Cenpes. Dintep. Série Projeto Remac 8.

Leão, Z.M.A.N.; & Ginsburg, R.N., 1997. Living reefs surrounded by siliciclastic sediments: The Abrolhos coastal reefs, Bahia, Brazil. Proceedings of the 8th International.

Lewis, D.W. & McConchie, D., 1994. Practical Sedimentology. 2nd ed. ix+213 pp. New York, London: Chapman & Hall. ISBN 0 442 01217 9.

Lima, J. E. F. W., Lopes, W. T. A., Carvalho, N. O., Vieira, M. R., & Silva, E. M. 2005. Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *Sediment budgets*, 1, 355-363.

Liquete, C., Canals, M., Lastras, G., Amblas, D., Urgeles, R., DeMol, B., De Batist, M., Hughes-Clarke, J.E., 2007. Long-term development and current status of the Barcelona continental shelf: a source-to-sink approach. *Continental Shelf Research* 27, 1779–1800.

Little, M.M., Little, D.S. and Hanisak, M.D., 1991. Deep-water rhodolith distribution, productivity, and growth history at sites of formation and subsequent degradation. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 150 : 163 – 182.

Liu, J.T., Liu, K.-J., Huang, J.C., 2004. The effect of a submarine canyon on the river sediment dispersal and inner shelf sediment movements in southern Taiwan. *Marine Geology* 181, 357–386.

Lund, M., Davies, P. J., & Braga, J. C., 2000. Coralline algal nodules off Fraser Island, eastern Australia. *Facies*, 42(1), 25-34.

Mabessoone, J. M., Campos e Silva, A., Beurlen, K., 1972. Estratigrafia e Origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2(3): p. 173-178.

Mallinson, D., Hine, A., Naar, D., Locker, S., & Donahue, B., 2014. New perspectives on the geology and origin of the Florida Middle Ground carbonate banks, West Florida Shelf, USA. *Marine Geology*, 355, 54-70.

Mankiewicz, C., Wirth, K., Ballou, S. Beavis, M., Diggins IV, John, Douglas, P., Feucht, D., Leven, C., Mathers, G., Poteat, V., Waldron, A., 2003. Modern tilefish mounds of Isla Cozumel, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs. v. 35, no. 6, p. A. 597.

Marrack, E. C., 1999. The relationship between water motion and living rhodolith beds in the southwestern Gulf of California, Mexico. *Palaios*, v. 14, p. 159-171.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Archanjo, J.D., 1996a. Coastal Quaternary formations of the Southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *An. Academia Brasileira Ciência*. 68(3):389-404.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.-M., Dominguez, J.M., Bittencourt, A.C.S.P., 1996b. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *An. Acad. Bras. Cienc.* 68, 303–354.

Martin, L. Suguio, K., Dominguez, J.M.L, Flexor, J.M., 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo). São Paulo, SP.112p.

Martin, L.; Suguio, K. & Flexor, M.J., 1993. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "Deltas" brasileiros. In: *Boletim de Geociências-USP*, São Paulo, 1986. Publicação Especial, v. 15. p 1-186.

Martins, L.R. and Coutinho, P.N., 1981. The Brazilian continental margin. *Earth-Sci. Rev.*, 17: 87--107.

Mazzei, E.F, Bertoncini, A.A, Pinheiro, H.T, Machadom L,F, Vilar, C.C, Guabiroba, H.C, Costa, T.J, Bueno, L.S, Santos, L.N, Francini-Filho, R.B, Hostim-Silva, M, Joyeux, J.C., 2016. Newly discovered reefs in the southern Abrolhos Bank, Brazil: Anthropogenic impacts and urgent conservation needs. *Marine Pollution Bulletin*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.08.059>.

McArthur, M.A., Brooke, B., Przeslawski, R., Ryan, D.A., Lucieer, V.L., Nichol, S., McCallum, A.W., Mellin, C., Cresswell, I.D., Radke, L.C., 2009. A review of abiotic surrogates for marine benthic biodiversity. *Geoscience Australia*, Canberra, 61, *Geoscience Australia Record* 2009/42.

Mearns, D.L., 1986, Continental shelf hardbottoms in Onslow Bay, North Carolina, their distribution, geology, biological erosion and response to Hurricane Diana, Sept. 11–13, 1984 [unpublished M.Sc. thesis]: University of South Florida, St. Petersburg, Florida, 133 p.

Mello, U., Summerhayes, C.P., Ellis, J.P., 1975. Upper continental margin sedimentation off Brazil, in: Part IV: Salvador to Vitoria, Southeastern Brazil. *Contrib. Sedimentol*, 4; 78–116.

Milliman, J.D. & Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1–21.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge (384 pp.).

Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the oceans: the importance of small mountain rivers. *Journal of Geology* 100, 525–544.

Moura, R.L., Amado-Filho, G.M., Moraes, F.C., Brasileiro, P.S., 2016. An extensive reef system at the Amazon River mouth. *SciAdv* 2:e1501252

Moura, R.L., Secchin, N.A., Amado-Filho, G.M., Francini-Filho, R.B., Freitas, M.O., Minte-Vera, C.V., Teixeira, J.B., Thompson, F.L., Dutra, G.F., Sumida, P.Y.G., Guth, A.Z., Lopes, R.M., AND Bastos, A.C., 2013. Spatial patterns of benthic megahabitats and conservation planning in the Abrolhos Bank: *Continental Shelf Research*, pp. 109–117.

Muckelbauer, G., 1990. The shelf of Cozumel, Mexico: topography and organisms: *Facies*. v. 23, p. 185-240.

Nalin, R., Nelson, C.S., Basso, D., Massari, F., 2008. Rhodolith-bearing limestones as transgressive marker beds: fossil and modern examples from North Island, New Zealand *Sedimentology*, 55, pp. 249–274.

Nakamura, Y., Sano, M., 2005. Comparison of invertebrate abundance in a seagrass bed and adjacent coral and sand areas at Amitori Bay, Iriomote Island, Japan. *Fish. Sci.* 71 (3), 543–550.

Nelson WA (2009) Calcified macroalgae – critical to coastal ecosystems and vulnerable to change: a review. *Mar Freshw Res* 60:787–801.

Obrochta, S.P., Duncan, D.S., Brooks, G.R., 2003. Hardbottom development and significance to the sediment-starved west-central Florida inner continental shelf. *Mar. Geol.* 200, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00188-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00188-9), this issue.

Oliveira, T. C. A. Albino, J. Venancio, I. D., 2015. Transporte longitudinal de sedimentos ao longo da planície deltaica do Rio Doce. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 6, p. xxx-xxx.

Palóczy, A., Brink, K.H., Silveira, I.C.A., Arruda, W.Z., Martins, R.P., 2016. Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18°-22°S, Brazil). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7), 5134-5163.

Palóczy, A., I. C. A. Silveira, B. M. Castro, & L. Calado., 2014. Coastal upwelling off Cape São Tomé (22\_S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes, *Cont. Shelf Res.*, 89, 38–50.

Pereira, A. F., A. Belém, B. M. Castro, & R. Geremias, 2005. Tide–topography interaction along the eastern Brazilian shelf, *Cont. Shelf Res.*, 25(12), 1521–1539.

Pereira-Filho, G.H, Veras, P.C, Francini-Filho, R.B, Moura, R.L, Pinheiro, H.T, Gibran, F.Z, Matheus, Z., Neves, L.M, Amado-Filho, G.M., 2015. Effects of the sand tilefish *Malacanthus plumieri* on the structure and dynamics of a rhodolith bed in the Fernando de Noronha Archipelago, tropical West Atlantic. *Mar EcolProg Ser* 541:65-73

Pomar, L., Brandano, M. and Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the Western Mediterranean. *Sedimentology*, 51, 627–651.

Prager, E. J. e Ginsburg, R. N., 1989. Carbonate nodule growth on Florida's outer shelf and its implications for fossil interpretations. *Palaios*, v. 4, p. 310–317.

Pratson, L.F.; A. Nittrouer, C.A.; Wiberg, P.L.; Steckler, M.S.; Swenson, J.B.; Cacchione, D.A.; Karson, J.A.; Murray, A.B.; Wolinsky, M.A.; Gerber, T.P.;



Mullenbach, B.L.; Spinelli, G.A.; Fulthorpe, C.S.; O'Grady, D.B.; Parker, G; Driscoll, N.W.; Burger, R.L.; Paola, C.; Orange, D.L.; Field, M.E.; Friedrichs, C.T.; Fedele, J.F., 2007. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes, In *Continental margin Sedimentation: from Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*/edited by C.A. Nittrouer... [et al.]. p. cm. e (Special publication number 37 of the International Association of Sedimentologists) 339.

Purdy, E. G., Gischler, E., & Lomando, A. J., 2003. The Belize margin revisited. 2. Origin of Holocene antecedent topography. *International Journal of Earth Sciences*, 92(4), 552-572.

Quaresma, V. D. S., Catabriga, G., Bourguignon, S. N., Godinho, E., & Bastos, A. C., 2015. Modern sedimentary processes along the Doce river adjacent continental shelf. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4), 635-644.

Quevauviller, P. e I. Moita, 1986. "Histoire Holocene d'un systeme trans gressif: La plateforme du nord Alentejo (Portugal)." *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* 40: 85-95.

Quevauviller, P., 1985. Estuário do Sado - Costa da Galé análise geomorfológica e estudo de alguns aspectos sedimentológicos, Direcção Geral do Ordenamento: 85 +anexos.

Renaud, P.E., Ambrose, W.G., Riggs, S.R., and Syster, D.A., 1996a, Multi-level effects of severe storms on an offshore temperate hardbottom system: benthic sediments, macroalgae, and implications for fisheries: *Marine Ecology*, v. 17, p. 383–398.

Renaud, P.E., Riggs, S.R., Ambrose, W.G., Schmid, K.A., and Snyder, S.W., 1996b, Biological– geological interactions: storm effects on macroalgal communities and implications for fisheries resources: *Continental Shelf Research*, v. 17, p. 37–56.

Riggs, S. R., Ambrose Jr, W. G., Cook, J. W., Snyder, S. W., & Snyder, S. W., 1998. Sediment production on sediment-starved continental margins: the interrelationship between hardbottoms, sedimentological and benthic community processes, and storm dynamics. *Journal of Sedimentary Research*, 68(1).

Riggs, S.R., Snyder, Stephen W., Hine, A.C., and Mearns, D.L., 1996, Hardbottom morphology and relationship to the geologic framework: mid-Atlantic continental shelf: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 830–846.

Riggs, S.R., Snyder, Stephen W., Mearns, D.L., and Hine, A.C., 1986. Hardbottoms: their character and distribution, Onslow Bay, North Carolina continental shelf: University of North Carolina, Sea Grant College Publication UNC-SG-86-25, Raleigh, North Carolina, 1 plate

Riul, P., Targino, C.H., Farias, J.N., Visscher, P.T., Horta, P.A., 2008. Decrease in Lithothamnion sp. (Rhodophyta) primary production due to the deposition of a thin sediment layer. *J Mar Biol Ass UK* 88:17–19

Riul, P., P. Lacouth, P.R. Pagliosa, M.L. Christoffersen and P.A. Horta., 2009. Rhodolith beds at the easternmost extreme of South America: community structure of an endangered environment. *Aquat. Bot.* 90: 315 – 320.

Ryan, D.A., Brooke, B.P., Collins, L.B., Kendrick, G.A., Baxter, K.J., Bickers, A.N., Siwabessy, P.J.W. and Pattiaratchi, C.B., 2007. The influence of geomorphology and sedimentary processes on shallow- water benthic habitat distribution: Esperance Bay, Western Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 72: 379 – 386.

Schattner, U., Lazar, M., Tibor, G., Ben-Avraham, Z., Makovsky, Y., 2010. Filling up the shelf d A sedimentary response to the last post-glacial sea rise. *Mar. Geol.* 278, 165 e 176.

Sneed E.D, Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *J. Geol.* 66(2): 114–150.

Snyder, S. W., 1982. Seismic stratigraphy within the Miocene Carolina phosphogenic province: chronostratigraphy, paleo-topographic controls, sea-level cyclicity, gulf stream dynamics and the resulting depositional framework [unpublished M.Sc. thesis]: University of North Carolina, Chapel Hill, North Carolina, 183 p.

Snyder, S. W., 1994, Miocene sea-level cyclicity: frequency and amplitude estimates from the Carolina Platform [unpublished Ph.D. thesis]: University of South Florida, St. Petersburg, Florida, 688 p.

Snyder, S. W., and Dentzman, R.C., 1994, SEAMAP'94: Bottom mapping of critical hardbottom areas, North Carolina continental shelf: final report to National Oceanographic and Atmospheric Administration, South Atlantic Bight Monitoring and Assessment Program, 108 p.

Souza, J. A. G., 2007. Caracterização Morfossedimentar da Plataforma Continental Interna da Enseada do Pântano do Sul, Ilha De Santa Catarina, SC. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.

Souza, W.L.F & Knoppers, B., 2003. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochim. Brasil.*, 17(1)057-074.

Steller, D. L.; Foster, M. S., 1995. Environmental factors influencing distribution and morphology of rhodoliths in Bahía Concepcion, BCS, Mexico. *J. expl mar. Biol.Ecol.*, v. 194, p. 201–212.

Steller, D.L., Riosmena-Rodríguez, R., Foster, M.S., Roberts, C.A., 2003. Rhodolith bed diversity in the Gulf of California: the importance of rhodolith structure and consequences of disturbance. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 13: S5–20.

Sternberg, R.W., Nowell, A.R.M., 1999. Continental shelf sedimentology: scales of investigation define future research opportunities. *J. Sea Res.* 41 (1), 55 e 71.

Suguió, K., Martín I., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M & Azevedo, A.E.G., 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev BrasilGeoc* 15: 273-286.

Swift, D.J.P., and Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F, Tillman, R.W., and Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstones bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publication, no. 14, p. 3-31.

Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R.D., Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162, 5–24.

Tâmega, F.T.S., Bassi, D., Figueiredo, M.A.O., 2014. Deep-water rhodolith bed from central Brazilian continental shelf, Campos Basin: Coralline algal and faunal taxonomic composition. *J. Coral Reef Stud.*, 16, pp. 21-31.

Tsuchiya, M., Nishihira, M., 1986. Islands of *Mytilus edulis* as a habitat for small intertidal animals - effect of *Mytilus* age structure on the species composition of the associated fauna and community organization. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* 31 (2), 171–178.

Tucker, M. E. and Wright, P. V., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, New York, p. 28 – 69.

Vanney, J.-R. e D. Mougnot, 1981. "La plateforme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse geomorphologique." *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal* 28.

Voulgaris, G., Collins, M.B., 2000. Sediment resuspension on beaches: response to breaking waves. *Marine Geology* 167, 167–187.

Warne, J.E., 1975, Borings as trace fossils and the processes of marine bioerosion, in Frey, R.W., ed., *The Study of Trace Fossils*: New York, Springer-Verlag, p. 181–227.

Warne, J.E., and McHuron, E., 1978. Marine borers: trace fossils and geological significance, in Basan, P.B., ed., *Trace Fossil Concepts*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 5, p. 77–131.

Webster, J.M., Clague, D.A., Riker-Coleman, K., Gallup, C., Braga, J.C., Potts, D., Moore, J.G., Winterer, E.L. and Paull, C.K., 2004b. Drowning of the –150 m reef off Hawaii: a casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology*, 32/3, 249– 252.

Webster, J.M., Fallace, L., Silver, E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K. and Gallup, C., 2004a. Coralgall composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Mar. Geol.*, 204, 59–89.

Wedding, L.M., Friedlander, A.M., McGranaghan, M., Yost, R.S., Monaco, M.E., 2008. Using bathymetric lidar to define nearshore benthic habitat complexity: implications for management of reef fish assemblages in Hawaii. *Remote Sens. Environ.* 112, 4159–4165.

Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology. USA*, v. 30.

Weschenfelder, J., Corrêa, I. C. S., Aliotta, S., & Baitelli, R., 2010. Paleochannels related to late Quaternary sea-level changes in Southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(SPE2), 35-44.

Wilson, M.A., and Palmer, T.J., 1992. *Hardgrounds and Hardground Faunas*: University of Wales, Aberystwyth, Institution of Earth Studies, Publication 9, 131 p.

Wilson, M.E.J. and Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Sci. Rev.*, 69, 133–168.

Ziegler, A.M., and Ginsburg, R.N., 1974. Hardgrounds, in *Principles of Benthic Community Analysis: Miami, Florida*, University of Miami, Comparative Sedimentary Laboratory, Sedimenta IV, p. 6.1–6.19.

## ANEXOS

ANEXO A –Detalhamento da localização e os sonograma dos mosaicos dos recifes isolados tipo 1. Cada sonograma tem aproximadamente 1km<sup>2</sup>.

