



**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

DANIELLE PERON D'AGOSTINI

**A PLATAFORMA CONTINENTAL DE ABROLHOS:
CONTEXTO PALEOAMBIENTAL, SISMOESTRATIGRAFIA E
DOMÍNIOS SEDIMENTARES**

ARACRUZ

2017

DANIELLE PERON D'AGOSTINI

**A PLATAFORMA CONTINENTAL DE ABROLHOS: CONTEXTO
PALEOAMBIENTAL, SISMOESTRATIGRAFIA E DOMÍNIOS SEDIMENTARES**

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

Orientador: Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos

ARACRUZ

2017

DANIELLE PERON D'AGOSTINI

**A PLATAFORMA CONTINENTAL DE ABROLHOS: CONTEXTO
PALEOAMBIENTAL, SISMOESTRATIGRAFIA E DOMÍNIOS SEDIMENTARES**

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

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos – Orientador
Universidade Federal do Espírito Santo/UFES

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr – Examinador Externo
Universidade Federal Fluminense/UFF

Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto – Examinador Externo
Universidade Federal Fluminense/UFF

Prof. Dr. Luigi Jovane – Examinador Externo
Universidade de São Paulo/USP

Prof. Dr. Rodrigo Leão de Moura – Examinador Externo
Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ

Dedico esta tese a memória de Thiony E. Simon que, durante dez anos de convivência, me fez enxergar a beleza e a sutileza desta vida, com simplicidade e belos princípios, me tornando uma pessoa melhor. Ele foi a primeira pessoa que me incentivou a mergulhar no mundo científico, e de mergulhos em mergulhos, lamentavelmente, se foi.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com o apoio de inúmeras pessoas e órgãos financiadores, todos de extrema importância para a execução da tese e para o meu bem estar.

Primeiramente, gostaria de agradecer imensamente ao meu orientador, Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, que me recebeu como orientanda há mais de dez anos para trabalhar com sísmica, área que me fez optar pelo curso de graduação em Oceanografia. A partir de então, foram várias oportunidades de trabalho e aprendizado que me fizeram crescer tanto. Este aprendizado não foi somente na gama de informações técnicas e científicas que recebi, foi também no processo de buscar ciência com responsabilidade e preocupação, adquiridos através da vivência e ações cotidianas dentro do laboratório. A profissional que sou hoje (espero que boa, rs), que investiga e deslumbra com cada resultado empolgador que encontra, que busca respeitar a qualidade e a ética dos trabalhos desenvolvidos, seja na ciência ou não, eu devo à você, Alex. Por toda oportunidade, aprendizado, paciência, compreensão e amizade, muito obrigada.

Também devo agradecimentos a Universidade Federal do Espírito Santo e Programa de Pós-graduação em Oceanografia Ambiental pela formação acadêmica e disponibilização do espaço de trabalho.

Esta tese foi realizada a partir dos financiamentos obtidos junto aos órgãos descritos abaixo:

- Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) concedido ao Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, através do projeto intitulado em “Regimes de sedimentação dominantes durante o Quaternário Superior na Plataforma Continental dos Abrolhos: uma abordagem sismoestratigráfica”;

- Fundação de Amparo à Pesquisa do Espírito Santo (FAPES) e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) concedido ao Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, através do projeto intitulado em “Rede Abrolhos: Estrutura, funcionamento e conservação do principal complexo coralíneo do Atlântico Sul”;

- Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) concedido ao Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, através do projeto intitulado em

“Biodiversidade, estrutura e funcionamento do sistema coralíneo de Abrolhos - geodiversidade, paleoecologia e biogeoquímica da Plataforma Continental de Abrolhos - Ciências do Mar II”;

- Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) concedido ao Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, através do projeto intitulado em “IODP - Reconstrução paleoecológica e paleoambiental da Plataforma Continental de Abrolhos - qualificação técnica da equipe em depósitos e rochas carbonáticas”.

Agradeço ao Programa Institucional da UFES em Petróleo e Gás (PRH – 29) e Agência Nacional do Petróleo pela concessão de bolsa de estudo e auxílio financeiro para participação em congressos nos dois primeiros anos. Assim como, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo nos dois últimos anos através do projeto “Ciências do Mar II”.

Os levantamentos de dados sísmicos foram adquiridos através dos equipamentos disponibilizados por Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques, da Universidade de São Paulo (USP), Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva, da Universidade Federal Fluminense (UFF) e Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis, da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). Agradeço imensamente às equipes de campo para coleta dos dados sísmicos, em especial, a Rodolfo Jasão, Hélio, Alexandre, Branco, Florença, Lucas, Carlinhos e Rodrigo. Também agradeço ao Dr. Luiz Antônio Pereira de Souza, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), pelo auxílio no processamento dos dados no MDPS.

Algumas análises foram realizadas em parceria com outras universidades. Assim, gostaria de agradecer ao Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto por viabilizar as análises palinológicas que foram realizadas na Universidade Federal Fluminense (UFF) e conduzidas pelo aluno de doutorado Alex da Silva de Freitas. Ao Alex, além das análises, gostaria de agradecer a gentileza nas dicas e revisões da metodologia e resultados descritos. Da mesma forma, sou grata ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques, pelas análises geoquímicas realizadas no Laboratório de Química Inorgânica Marinha da Universidade de São Paulo. As análises de foraminíferos das amostras coletadas no talude de Abrolhos foram conduzidas pela aluna Fernanda Martins, sob orientação da Prof. Dr^a Cláudia Gutterres Vilela, às quais sou muito grata.

Agradeço aos colaboradores do Capítulo II pelas contribuições ao artigo que será submetido: Rodrigo Leão de Moura, Gilberto Menezes Amado Filho, Cláudia Gutterres Vilela e Alex Cardoso Bastos. Não posso esquecer as “trocas de ideias” que contribuíram para a discussão com Prof. Dr. Renato David Ghisolfi, muito obrigada.

A minha orientanda, Mayara Rosado da Silva, por se aventurar na análise dos foraminíferos comigo. Muito obrigada pela amizade e dedicação com os forams, que sem dúvida, acrescentou muito ao trabalho.

Aos alunos de graduação em oceanografia: Gustavo, Bárbara, Carol, Karen e Marina por me auxiliar nas eternas análises de laboratório. Às três últimas, em especial, por ter continuado e me ajudado até o fim das análises, assim como, agradeço pela presteza durante todos os anos.

Agradeço a Laura Silveira Vieira, pela dedicação na confecção das figuras dos paleoambientes no programa *Illustrator*. Assim como a dedicação, quero agradecer também o carinho de cada detalhe para construir as figuras.

Gostaria de agradecer ao Laboratório de Oceanografia Geológica da UFES pela disponibilidade do espaço de trabalho e, também, pelos amigos que encontrei nele. Sem dúvida, todas as discussões e palavras de carinho foram fundamentais para o desenvolvimento da tese.

O ano de 2016 foi definitivamente o ano mais difícil que vivi até hoje, mas, me mostrou o quanto eu sou querida e por tantas pessoas. Gostaria de agradecer especialmente o incondicional apoio da família e amigos. Espero um dia retribuir cada carinho e gentileza que recebi de cada um. Muito obrigada.

“Eu adoraria acreditar que quando eu morrer, eu vou viver outra vez. Que alguma parte pensante, sensível e memorável de mim continuará. Mas por mais que eu queira acreditar nisso, e apesar de antigas tradições culturais mundiais falarem sobre vida após a morte eu não sei de nada que possa sugerir que isso é mais do que simplesmente pensamento positivo. O mundo é tão primoroso, com tanto amor e profundidade moral que não há razão para nos enganarmos com histórias bonitas para as quais existem poucas evidências boas. Parece muito melhor para mim, em nossa vulnerabilidade olhar a morte nos olhos. E ser grato todos os dias pela breve, mas magnífica oportunidade que a vida nos dá.”

Carl Sagan

RESUMO

A Plataforma Continental de Abrolhos está localizada na Margem Continental Leste Brasileira, entre os paralelos 17°S e 20°S. Esta plataforma abrange o maior e mais importante complexo recifal do Atlântico Sul bem como o maior banco de rodolitos do mundo. A complexa relação entre a geomorfologia e diversidade faciológica de fundo tem sido atribuído a uma interação de fatores oceanográficos, climáticos, antrópicos e evolutivos. O presente trabalho buscou testar a hipótese da paleotopografia antecedente como fator controlador da atual geomorfologia e do padrão de distribuição de fácies, objetivando compreender quais os processos evolutivos influenciaram na formação desta plataforma. Um conjunto de dados foi coletado na Plataforma Continental e no Talude de Abrolhos, incluindo dados geofísicos (batimétricos e sísmicos), sedimentológicos (sedimentos superficiais e testemunhos) e imagens do fundo marinho. Os resultados foram apresentados em três capítulos: (1) A resposta do sistema plataforma-talude a processos evolutivos distintos com maior desenvolvimento de construções carbonáticas na região norte e um talude com morfologia típica de ambientes carbonáticos tropicais. Diferentemente, a região sul apresenta uma influência maior da sedimentação siliciclástica e morfologias sigmoidais no sistema plataforma-talude; (2) Uma investigação das paleotopografias antecedentes, indicando que estas controlaram o direcionamento dos sistemas de drenagens e o local do início da inundação nesta plataforma, diferenciando regiões com processos evolutivos distintos. (3) Uma apresentação dos paleoambientes nesta plataforma durante a transgressão pós-Último Máximo Glacial, indicando ambientes com influência de climas mais úmidos para este período ao longo da mesma. Os dados apresentados neste trabalho possuem relevância quanto à interação entre os fatores controladores em ambientes carbonáticos-siliciclásticos mistos e seu processo de evolução.

Palavras-chave: Abrolhos; paleoambientes; paleotopografias; sistemas plataforma-talude; ambientes mistos.

ABSTRACT

The Abrolhos shelf is located in the Eastern Brazilian continental margin between the 17°S and 20°S parallels. This shelf embraces the biggest and most important reefal complex in the South Atlantic and also the largest rodoliths bank in the World. The complex relation between geomorphology and diversity of bottom faciology has been associated to an interaction of evolutive, antropic, climate and oceanographic factors. The hypothesis of the anteceding paleotopography was tested as a controlling factor of the facies distribution pattern and modern geomorphology, aiming to understand which evolutive processes influenced the formation of the continental shelf. The dataset was acquired in the shelf and slope of the Abrolhos continental margin, including geophysical (bathymetry and seismic), sedimentological (surficial sediments and cores) and seabed imaging data. The results were presented in three chapters: 1) Shelf-slope system response to distinct evolutive processes, with major developing of carbonate constructions in the North region together with a classic slope morphology of tropical carbonate environments. In other way, the South region shows dominance of the siliciclastic sedimentation and sigmoid morphologies for the shelf-slope system; 2) Investigation of the anteceding paleotopographies influences as an indicative of its control over both the drainage systems and the starting flooding location in the shelf, as well as its differentiation of regions with distinct evolutive processes; 3) Presentation of paleoenvironments of the shelf during the post-last glacial maximum transgression, indicating the most humid climate influenced environments along the shelf during this period. The data became relevant in terms of the interaction between the controlling factors in mixed siliciclastic-carbonate environments and its evolution process.

Key words: Abrolhos; paleoenvironments; paleotopographies; shelf-slope systems; mixed environments.

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura I.1: Localização da Plataforma Continental de Abrolhos (PCA) ou Banco de Abrolhos ao sul da Plataforma Continental Leste Brasileira (PCLB) e informações do padrão de circulação da Corrente do Brasil.</i>	<i>22</i>
<i>Figura I.2: Mapas representativos da batimetria (à esquerda) e padrão de distribuição de fácies (à direita) na Plataforma Continental de Abrolhos (adaptado de Bastos et al., 2015).</i>	<i>24</i>
<i>Figura I.3: Mapa com a representação da base de dados utilizados para o desenvolvimento da tese englobando a plataforma continental e talude de Abrolhos.</i>	<i>27</i>
<i>Figure II.1: Abrolhos continental shelf with shelf datasets and the northern (A) and southern (B) slope area. The transects A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F' and G-G' correspond to the morphological profiles extract of the bathymetric map. A and B: Distribution of the single beam bathymetric transects (black dots), seabed imagery (blue dots) and superficial samples (red crosses).</i>	<i>34</i>
<i>Figure II.2: Bathymetric maps (left) of the Abrolhos continental shelf with the main seabed features and bathymetric profiles (right).</i>	<i>36</i>
<i>Figure II.3: Slope topography in the Abrolhos Bank, Brazil, contrasting the Northern and Southern regions. A) Bathymetric maps; B) Submersible tracks plotted over topographic maps; C) Comparative depth profiles.</i>	<i>38</i>
<i>Figure II.4: Grain assemblages from the Northern Slope (2-0.25 mm fraction).</i>	<i>40</i>
<i>Figure II.5: Grain assemblages of the Southern Slope (2-0.25 mm fraction).</i>	<i>41</i>
<i>Figure II.6: Shannon diversity, equitability and richness of benthic foraminiferal assemblages in the Northern and Southern slope.</i>	<i>41</i>
<i>Figure II.7: Dominance of the benthic foraminiferal assemblages in the Northern and Southern slope. The dominance representing the samples with > 10 % of relative abundance (RA).</i>	<i>42</i>
<i>Figure II.8: Bathymetric map and seabed imagery from the Northern Slope.</i>	<i>43</i>
<i>Figure II.9: Bathymetric map and seabed imagery from the Southern Slope.</i>	<i>44</i>

<i>Figure II.10: Schematic profile of the Northern shelf-slope system with main morphology and facies distribution.</i>	50
<i>Figure II.11: Schematic profile of the Southern shelf-slope system with main morphology and facies distribution.</i>	51
<i>Figura III.1: Mapa batimétrico da Plataforma Continental de Abrolhos com a localização das linhas sísmicas adquiridas na região norte e central da PCA com o sistema de aquisição de dados Meridata MDCS.</i>	56
<i>Figura III.2: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas mapeadas na região norte da PCA e principais elementos arquiteturais identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em “A” e “B” no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo.</i>	62
<i>Figura III.3: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidade sísmica mapeadas na plataforma externa na região norte da PCA, e os principais elementos arquiteturais identificados. O retângulo em vermelho nomeado em “A” no transecto sísmico corresponde à seção detalhada abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.</i>	62
<i>Figura III.4: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidade sísmica mapeadas na região norte da PCA, e os principais elementos arquiteturais identificados. O retângulo em vermelho nomeados em “A” no transecto sísmico corresponde à seção detalhada abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.</i>	63
<i>Figura III.5: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna e externa da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em “A” e “B” no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.</i>	64
<i>Figura III.6: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna e externa da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em “A” e “B” no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo. Os retângulos em azul correspondem às figuras apresentadas abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.</i>	65

<i>Figura III.7: Seções do transecto sísmico da Figura III.6 com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma externa da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados.</i>	<i>66</i>
<i>Figura III.8: A e B: Transectos sísmicos costeiros com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados.</i>	<i>67</i>
<i>Figura III.9: Informações do limite superior e inferior das unidades sísmicas mapeadas.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura III.10: Gráficos representativos de espessura das principais sequências sísmicas (Sq1, Sq2 e Sq3) dispostas em quatro transectos (TA, TB, TC e TD) com localização das unidades sísmicas mapeadas. Estas unidades estão representadas em barras coloridas sobre cada transecto sísmico, sendo que, não corresponde a profundidade da escala lateral. A faciologia do fundo correspondente a cada transecto de acordo com o mapa da Figura I.2 também está representada nos transectos.....</i>	<i>71</i>
<i>Figura III.11: Curva de compilação dos dados de variação do nível do mar dos últimos 350 mil anos AP proposta por Rabineau et al. (2006) com a delimitação do período de formação das principais sequências sísmicas (Sq1, Sq2 e Sq3) e as discordâncias erosivas (S1, S2, S3, R1 e R2).....</i>	<i>73</i>
<i>Figura III.12: Curva de oscilação do nível relativo do mar com base nas informações compiladas por Lambeck et al. (2014) com representação do período de desenvolvimento das unidades sísmicas (Su3 a Su7). Os mapas representativos ilustram a formação das unidades.....</i>	<i>77</i>
<i>Figura III.13: Delimitação da Região de canais (fundo em azul) e Altos topográficos (fundo em rosa).....</i>	<i>79</i>
<i>Figura IV.1: Mapa batimétrico da Plataforma Continental de Abrolhos com a localização dos sete testemunhos sedimentares, sendo que um testemunho é réplica (T01R).</i>	<i>86</i>
<i>Figura IV.2: Sedimentologia dos testemunhos T01, T02 e T03 com ilustração da imagem fotográfica e representação da faciologia e teores de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio. No gráfico de faciologia estão representadas as idades</i>	

radiocarbono e os valores de tamanho médio do grão. Legenda: AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina e S: silte.95

Figura IV.3: Sedimentologia dos testemunhos T04, T05 e T06 com ilustração da imagem fotográfica e representação da faciologia e teores de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio. No gráfico de faciologia estão representadas as idades radiocarbono e os valores de tamanho médio do grão. Legenda: AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina e S: silte.98

Figura IV.4: Gráfico da distribuição dos gêneros no testemunho TB-T01 com representação da abundância relativa de cada gênero e riqueza de cada amostra. 100

Figura IV.5: Concentração das comunidades identificadas no testemunho TB-T01. 104

Figura IV.6: Gráficos com as porcentagens relativas das principais comunidades palinológicas e diagrama CONISS da análise de Cluster. Os gráficos correspondem a amostras da base do testemunho T01, entre 230 e 346 cm (Faciologia representada à esquerda da figura). 105

Figura IV.7: Gráficos com os resultados das análises no testemunho réplica TB-T01R com informações de quantificação dos teores de lama e areia, conteúdo de carbonato de cálcio, carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT) e razão carbono e nitrogênio. No gráfico de razão C/N estão representados os limites indicativos da origem da matéria orgânica apresentados por Meyers (1994), sendo: $4 < C/N < 10$ – origem marinha; $10 < C/N < 20$ – transição; $C/N > 20$ – origem terrestre. 107

Figura IV.8: Curva de oscilação do nível relativo do mar com base nas informações compiladas por Lambeck et al. (2014) e representação das idades radiocarbono obtidas nos testemunhos deste trabalho (pontos em azul). Os retângulos em vermelho correspondem aos períodos discutidos nos tópicos: IV.4.1, IV.4.2, IV.4.3 e IV.4.4. 108

Figura IV.9: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da morfologia considerando o nível do mar a 120 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 21.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos. 111

Figura IV.10: Testemunhos sedimentares com representação dos principais ambientes de sedimentação. As escalas entre a faciologia dos testemunhos e a representação dos ambientes interpretados estão em metros abaixo do nível do mar atual. 113

Figura IV.11: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da batimetria considerando o nível do mar a 55 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 12.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos. Legenda: MM – Marginal marinho e ML – Marginal lagunar..... 116

Figura IV.12: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da batimetria considerando o nível do mar a 35 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 10.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos. Legenda: ME – Marginal estuarino e MA – Marino aberto..... 119

Figura IV.13: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da atual batimetria e morfologia e B) dos principais domínios sedimentares com base em Bastos et al. (2015). Os pontos em vermelho correspondem aos testemunhos sedimentares apresentados neste trabalho..... 120

LISTA DE TABELAS

Table II.1: Grain size distribution of the siliciclastic and carbonate fraction and their facies type based on Dunham classification (1962). 39

Tabela III.1: Valores de espessura das três sequências e cinco unidades sísmicas mapeadas..... 69

Tabela IV.1: Principais informações dos sete testemunhos sedimentares coletados na Plataforma Continental de Abrolhos, como localização, profundidade de coleta e recuperação do tubo. Legenda: C: Carbono orgânico; N: Nitrogênio orgânico; G: Granulometria; Ca: Carbonato de cálcio; F: Foraminíferos; P: Palinologia..... 87

Tabela IV.2: Informações das amostras selecionadas para estimativa de idades radiocarbono, como profundidade de coleta, tipo de material datado e código do laboratório responsável pela análise. Os resultados das idades radiocarbono estão representados em anos calendário antes do presente (anos AP)..... 88

Tabela IV.3: Fácies sedimentares identificadas nos testemunhos baseado no agrupamento da análise de cluster, com os respectivos valores da média do tamanho grão em phi e porcentagem de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio. 93

Tabela IV.4: Lista dos palinomorfos identificados nas 13 amostras analisadas da base (230 a 346 cm) do testemunho T01 dentro dos principais grupos..... 101

SUMÁRIO

Capítulo I:	Introdução	18
I.1	Apresentação.....	18
I.2	Objetivos	20
I.2.1	Objetivo geral	20
I.2.2	Objetivos específicos.....	20
I.3	Plataforma Continental de Abrolhos	21
I.3.1	Localização e evolução	21
I.3.2	Características geomorfológicas	23
I.3.3	Características oceanográficas	25
I.4	Base de dados	26
I.5	Estrutura da tese.....	27
Capítulo II:	Geomorphology and sedimentary domains of the Abrolhos Continental Shelf and Slope: evidence of distinctive sedimentation patterns	29
II.1	Introduction	30

II.2	Study area.....	31
II.2.1	Geographical and geological setting	31
II.2.2	Oceanographic setting.....	32
II.3	Materials and methods.....	33
II.3.1	Shelf datasets.....	33
II.3.2	Slope datasets.....	33
II.4	Results	35
II.4.1	Morphology and seabed features	35
II.4.2	Surficial sedimentary distribution and composition.....	38
II.4.3	Seabed Habitats.....	42
II.5	Discussion.....	45
II.6	Conclusions	52
Capítulo III: Sismoestratigrafia e a influência paleotopográfica no padrão de distribuição de fácies em plataformas carbonáticas-siliciclásticas		53
III.1	Introdução	53
III.2	Material e métodos	56
III.2.1	Levantamento geofísico	56
III.2.2	Processamento e interpretação sísmica.....	57
III.3	Resultados	57
III.3.1	Elementos arquiteturais das sequências e unidades sísmicas.....	57
III.3.2	Variabilidade lateral e espacial das sequências e unidades sísmicas	68
III.4	Discussão	71
III.4.1	Análise sismoestratigráfica.....	71
III.4.2	Influência da paleotopografia na morfologia e na distribuição dos padrões de fácies modernas	78
III.5	Conclusões	83

Capítulo IV: Reconstituição paleoambiental na Plataforma Continental de Abolhos pós-Último Máximo Glacial.....	84
IV.1 Introdução.....	85
IV.2 Material e métodos.....	86
IV.2.1 Procedimentos de campo e laboratório.....	86
IV.2.2 Faciologia.....	87
IV.2.3 Idades radiocarbono.....	88
IV.2.4 Análise de foraminíferos.....	89
IV.2.5 Palinologia.....	90
IV.2.6 Análises de conteúdo de carbonato de cálcio, carbono orgânico total e nitrogênio total.....	90
IV.3 Resultados.....	91
IV.3.1 Fácies sedimentares e idades radiocarbono.....	91
IV.3.2 Foraminíferos.....	99
IV.3.3 Palinologia.....	101
IV.3.4 Razão Carbono e Nitrogênio (Razão C/N).....	106
IV.4 Discussão.....	108
IV.4.1 Último Máximo Glacial.....	109
IV.4.2 Reconexão.....	111
IV.4.3 Inundação.....	117
IV.4.4 Nível do mar atual.....	119
IV.5 Conclusões.....	121
Capítulo V: Conclusão.....	122
Referências bibliográficas.....	124
Supplementary Material.....	137

Capítulo I: Introdução

I.1 Apresentação

A sedimentologia é o estudo dos processos de formação, transporte e deposição de sedimentos em ambientes continentais e marinhos e eventualmente formam rochas sedimentares (Nichols, 2009). Estes ambientes deposicionais recebem principalmente material sedimentar provenientes de fontes terrígenas, ou seja, provenientes da erosão e dissolução de rochas continentais, e de fontes marinhas, derivados da precipitação marinha biológica e/ou química (Coe, 2003; Schlager, 2005).

Em ambientes deposicionais siliciclásticos, onde a principal fonte é proveniente dos continentes, os fatores climáticos e tectônicos são os principais controladores do aporte sedimentar, ao contrário, em sistemas carbonáticos que além dos fatores climáticos e tectônicos, outros fatores intrínsecos ao sistema controlam a produção (Bosence e Wilson, 2003; Coe, 2003; Schlager, 2005; Nichols, 2009; Perry e Taylor, 2009). Coe (2003) descreve estes fatores como biogênicos (mudanças evolutivas e tipos de fonte/fábrica) e oceanográficos (aquecimento e resfriamento das águas, mineralogia do carbonato, temperatura, salinidade, nutrientes, penetração de luz, oxigenação e PH).

Os processos climáticos, além de influenciar o suprimento sedimentar de ambos os sistemas, também afetam a variação no nível do mar. Geralmente, o nível do mar é o *datum* mais significativo para todos os sistemas sedimentares à medida que tentam alcançar um equilíbrio entre erosão e deposição de modo que a energia é conservada (Reading, 2009). O padrão estratigráfico resultante destes ambientes é fortemente influenciado pelos fatores controladores do aporte sedimentar de cada sistema e variações relativas no nível do mar (Catuneanu, 2006).

Em sistemas carbonáticos, a paleotopografia que antecede a sedimentação pode ou não ser um fator importante na arquitetura estratigráfica. Nestes ambientes, a produção carbonática é proporcional à área de inundação, e mudanças no nível relativo do mar tem grande influência nesta produção (Bosence e Wilson, 2003).

Durante lentas transgressões marinhas, a taxa de produção carbonática pode ultrapassar a taxa de variação no espaço de acomodação e durante rápidas transgressões marinhas, estes sistemas, geralmente, são “afogados” (Schlager, 2005). Sendo assim, a produção carbonática e a morfologia estabelecida em uma plataforma continental carbonática por vezes acompanham ou não a paleotopografia antecedente.

Alguns sedimentologistas têm tradicionalmente estudado as plataformas continentais com o intuito de idealizar sistemas deposicionais siliciclásticos ou carbonáticos, dependendo do tipo de fonte dominante (Posamentier, 1988; Schlager, 2002; Bosence e Wilson, 2003). Entretanto, ao longo de algumas margens continentais tropicais modernas e antigas, as plataformas recebem ou receberam uma grande quantidade de sedimentos de fontes terrígenas e biogênicas.

Análises detalhadas da interação espacial e temporal entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos podem ajudar a estimar o papel dos principais fatores controladores deste sistema. Por exemplo, o suprimento significativo de sedimentos siliciclásticos pode rapidamente afogar com um sistema carbonático (Bosence e Wilson, 2003). Ao mesmo tempo, organismos específicos produtores de carbonatos podem resistir ou adaptar-se a níveis elevados de turbidez, podendo refletir em configurações geométricas específicas na sequência deposicional (Wilson e Lokier, 2002). Sendo assim, os ambientes mistos podem fornecer informações importantes sobre a evolução sedimentar e condições paleoambientais de um ambiente deposicional durante diferentes períodos da evolução da terra. Os diferentes modelos propostos na literatura têm apresentado padrões distintos para ambientes mistos, ao contrário de ambientes puramente carbonáticos ou siliciclásticos, os quais já possuem modelos de sedimentação bem desenvolvidos (Dunbar e Dickens, 2003; McNeill et al., 2004).

Dentro do contexto de ambientes mistos, a Plataforma Continental de Abrolhos é um importante exemplo deste tipo de sedimentação no Brasil, caracterizada por uma associação entre crescimento de recifes de corais rasos e mesofóticos, extensos bancos de rodolitos e sedimentação siliciclástica próximo à costa (Leão, 1999; Leão et al., 2003; Amado-filho et al., 2012). A importância desta plataforma não está somente no maior complexo coralíneo e o maior banco de rodolitos do Atlântico Sul (Leão et al., 2003; Amado-filho et al., 2012), mas também na complexa relação entre

a sedimentação siliciclástica e carbonática que caracteriza esta plataforma, no espaço e no tempo. Trabalhos como Melo et al. (1975), Vicalvi et al. (1978), Bastos et al. (2015); D'Agostini et al. (2015) sugerem que a atual morfologia é herança geológica de um complexo vulcânico subjacente a esta plataforma (Sobreira e França, 2005). Entretanto, a hipótese da paleotopografia nunca foi testada para indicar como esta plataforma respondeu aos processos evolutivos frente às oscilações no nível relativo do mar e ao suprimento de sedimentação carbonática e siliciclástica. Assim, a partir da complexa geomorfologia e domínios sedimentares que caracterizam a Plataforma Continental de Abrolhos, esta compreende uma importante ferramenta capaz de armazenar e fornecer informações sobre os processos evolutivos de um ambiente deposicional carbonático-siliciclástico.

I.2 Objetivos

I.2.1 Objetivo geral

Investigar a evolução da Plataforma Continental de Abrolhos durante o Quaternário Superior utilizando-se ferramentas sismoestratigráficas, sedimentológicas e paleoambientais.

I.2.2 Objetivos específicos

- Avaliar as diferenças geomorfológicas e sedimentares das regiões norte e sul de Abrolhos em resposta a processos evolutivos distintos;
- Investigar como as mudanças no nível relativo do mar e aporte terrígeno associados com a paleotopografia influenciaram a sedimentação nesta plataforma;
- Investigar as condições paleoambientais que se estabeleceram na Plataforma Continental de Abrolhos durante a transgressão pós-Último Máximo Glacial.

I.3 Plataforma Continental de Abrolhos

I.3.1 Localização e evolução

A Plataforma Continental Leste Brasileira (PCLB) estende-se desde o paralelo 5°S até 22°S e é caracterizada por uma topografia de fundo complexa com gradientes batimétricos acentuados (Lopes e Castro, 2013). Ao sul, esta plataforma alarga-se anormalmente entre 15°S e 20°S devido à presença dos bancos Royal Charlotte e Abrolhos (Figura I.1) que foram formados em consequência de atividades tectônica e vulcânica na região (Lopes e Castro, 2013). O vulcanismo que ocorreu no início do Paleoceno e principalmente durante o Eoceno permitiu a entrada de fluxos de basalto e intrusões de diabásio nos sedimentos da bacia sedimentar, formando expressivos altos vulcânicos, constituindo assim, o Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) (Sobreira e França, 2005; Lopes e Castro, 2013; Ferreira et al., 2014). Este complexo engloba os bancos Royal Charlotte e Abrolhos e se estende desde a linha de costa até próximo à quebra da plataforma continental (Sobreira e França, 2005). Vale ressaltar que Motoki et al. (2012) sugerem que formações próximas ao Banco de Abrolhos, como o Banco Besnard (Figura I.1), podem ser fragmentos da crosta continental desintegrados durante o processo de *riftamento* que separou a América do Sul da África e não resultado direto de atividades vulcânicas.

O Banco de Abrolhos ou Plataforma Continental de Abrolhos (PCA) compreende, assim, o trecho da PCLB entre os paralelos de aproximadamente 17°S e 20°S (Figura I.1) com uma fisiografia particular evidenciada por um alargamento da plataforma continental de até 220 km de extensão (Melo et al., 1975).

A formação do CVA influenciou, fortemente, a dinâmica deposicional da sedimentação no Paleógeno e, provavelmente, alterou os gradientes batimétricos criando barreiras para deposições de sedimentos nesta região (França et al., 2007). Trabalhos com abordagens evolutivas englobando o período Quaternário são escassos nesta plataforma (ex. D'Agostini et al., 2015). D'Agostini et al. (2015) apresentam um modelo de sedimentação para a região norte da PCA durante o Pleistoceno Superior-Holoceno indicando que esta plataforma respondeu de forma diferente quando comparado aos modelos gerais propostos para a evolução de ambientes carbonáticos-siliciclásticos. Neste modelo a sedimentação carbonática

predomina durante a transgressão pós-Último Máximo Glacial (o que não é amplamente descrito na literatura) e a progradação costeira siliciclástica forma-se na plataforma interna somente no final da transgressão e subsequente fase regressiva do nível do mar.

A interpretação sismoestratigráfica apresentada por D'Agostini et al. (2015) associada às características morfológicas e faciológicas da PCA apontam para áreas que sofreram processos distintos de evolução durante o Quaternário superior.

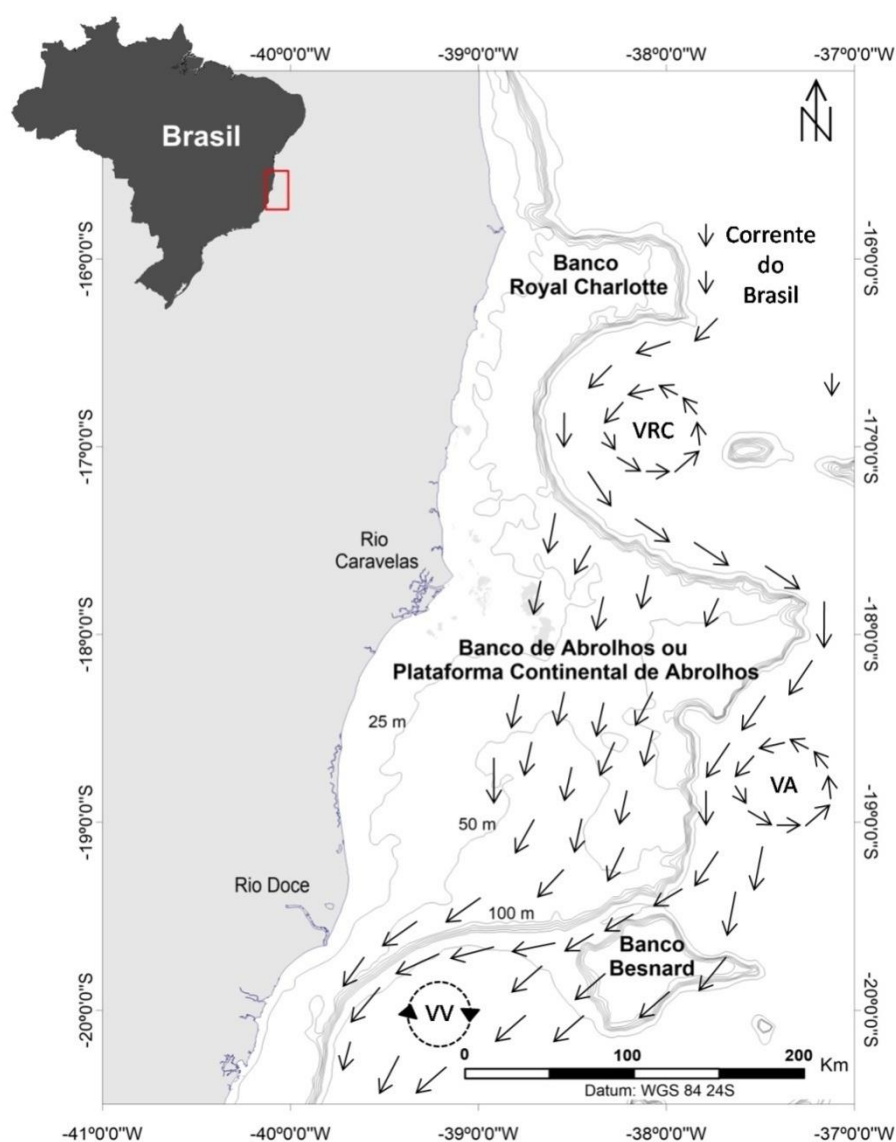


Figura I.1: Localização da Plataforma Continental de Abrolhos (PCA) ou Banco de Abrolhos ao sul da Plataforma Continental Leste Brasileira (PCLB) e informações do padrão de circulação da Corrente do Brasil.

1.3.2 Características geomorfológicas

A PCA tem sido descrita, de acordo com as características morfológicas e faciológicas, em duas principais regiões: norte e sul (Bastos et al., 2015) (Figura I.2).

A região norte é caracterizada por possuir menores profundidades, canais esculpidos e um fundo coberto predominantemente por recifes de corais e rodolitos (Amado-Filho et al., 2012; Moura et al., 2013) (Figura I.2 A e B). Leão (1999) e Leão et al. (2003) caracterizam os recifes de Abrolhos em dois arcos principais que se localizam paralelos à costa e há aproximadamente 15 e 60 km (Figura I.2). O arco costeiro (a 15 km da linha de costa) é composto por bancos recifais de formas e dimensões variadas, enquanto o arco externo (a 60 km da linha de costa) é formado por “chapeirões” isolados em águas mais profundas do que 20 m do fundo (Leão et al. 2003). Vieira (2015), através da análise de testemunhos em recifes no arco externo, observa que os briozoários foram os principais organismos construtores dos recifes nestes testemunhos. Apesar de concentrar-se na zona mais costeira, há evidências de recifes de corais em toda extensão da região norte da PCA, incluindo recifes mesofóticos (Amado-Filho et al. 2012) (Figura I.2).

A região sul é caracterizada por maiores profundidades, sendo a Depressão de Abrolhos (DA) a fisiografia mais importante desta região (Figura I.2). Segundo Vicalvi et al. (1978), a DA consistiu em um ambiente lagunar no início do Holoceno e através do Canal Besnard escoava parte da sedimentação terrígena da PCA para o talude continental em épocas de níveis de mar baixo. A distribuição sedimentar é predominantemente clástica na depressão e em seu entorno desenvolvem-se estruturas coralíneas e um fundo de rodolitos (Melo et al. 1975; Amado-Filho et al. 2012). O domínio da sedimentação siliciclástica nesta plataforma restringe-se a zona costeira (Melo et al., 1975; Bastos et al., 2015; D’Agostini et al., 2015) (Figura I.2).

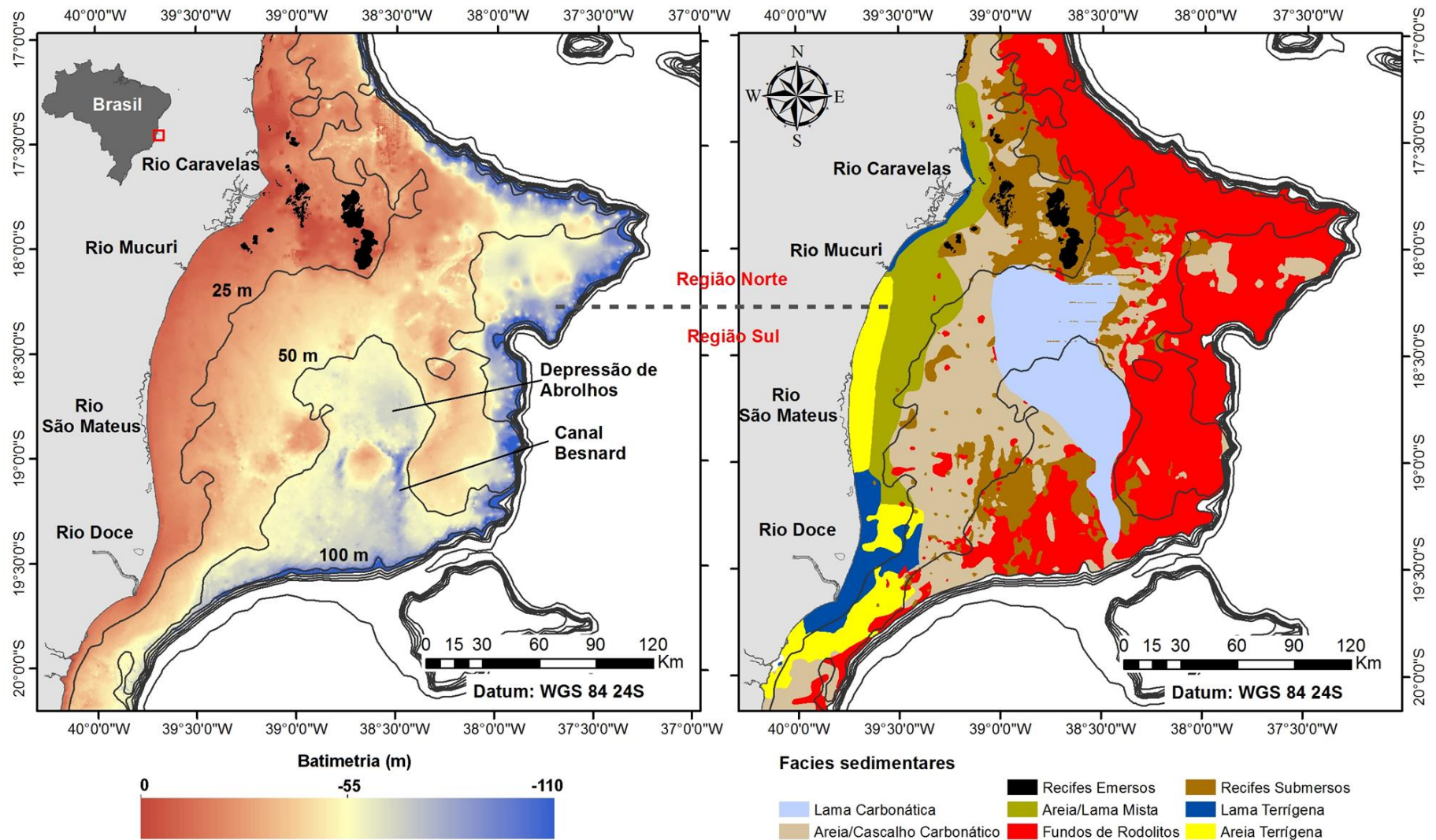


Figura I.2: Mapas representativos da batimetria (à esquerda) e padrão de distribuição de fácies (à direita) na Plataforma Continental de Abrolhos (adaptado de Bastos et al., 2015).

1.3.3 Características oceanográficas

A circulação oceânica na PCA é influenciada por correntes de contorno de níveis superiores, como a Corrente do Brasil (CB), a qual é originada pela bifurcação da Corrente Sul Equatorial, entre os paralelos de 14°S e 16°S (Figura I.1) (Silveira et al., 1994; Peterson e Stramma, 1991). Esta corrente flui para o sul ao longo do talude continental, entre as profundidades de aproximadamente 80 e 300 m, e introduz águas oligotróficas nesta plataforma em função da proximidade das isóbatas mais rasas que facilita a intrusão de águas da camada superior (100 m) da CB (Soutelino et al., 2013; Castro et al., 2013).

Os vórtices formados ao longo do caminho da CB devido à interação desta corrente com a complexa topografia da PCA e montes submarinos conferem maior complexidade ao sistema de circulação levando à formação de meandros ciclônicos e anticiclônicos (Lopes e Castro, 2013). Ao norte da PCA, Soutelino et al. (2011) identificaram vórtices anticiclônicos entre 16°S e 18°S, associada com as presenças dos bancos Royal-Charlotte (VRC) e Abrolhos (VA) (Figura I.1). Ao sul da PCA, a CB se bifurca em dois canais no talude, entre o Banco Besnard e a Cadeia Vitória-Trindade (Figura I.1). O chamado Vórtice de Vitória (VV), formado a partir desta bifurcação, é responsável por introduzir massas d'água ricas em nutrientes do talude para a plataforma continental e pode permanecer estacionário por dois meses no embaiamento de Tubarão ao sul da PCA (Gaeta et al., 1999; Arruda et al., 2013). Martins (2014) identificou processos de ressurgência neste embaiamento em função da posição e intensidade da CB com a plataforma observando que esta corrente não é completamente organizada sugerindo a formação de meandros ciclônicos e anticiclônicos.

As correntes na PCA são influenciadas principalmente por correntes derivadas da ação do vento local na plataforma interna e pela CB na plataforma externa, sendo as correntes de maré comparativamente fracas (Teixeira et al., 2013).

Ghisolfi et al. (2015) identificam duas fases hidrodinâmicas distintas na PCA associadas à variabilidade temporal da clorofila-a resultado de atividades biológicas nesta plataforma. Os resultados mostram que baixas e altas concentrações de clorofila-a estão associados às estações chuvosas (primavera-verão austral) e estações secas (outono-inverno), respectivamente, com os maiores valores observados na região norte da PCA (Ghisolfi et al., 2015).

I.4 Base de dados

A base de dados desta tese consiste em um amplo conjunto de dados geofísicos, sedimentológicos e imagens do fundo marinho (Figura I.3) adquiridos na Plataforma Continental e Talude de Abrolhos durante o desenvolvimento deste trabalho e disponibilizados pelo Laboratório de Oceanografia Geológica (LabOGeo) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES). O detalhamento metodológico, como aquisição dos dados e análises realizadas, será especificado em cada capítulo de desenvolvimento dos resultados.

Os dados geofísicos adquiridos na plataforma correspondem a dados batimétricos extraídos a partir da digitalização de folhas de bordo produzidos por navios hidrográficos da Marinha do Brasil e dados sísmicos de alta resolução coletados com perfiladores de subfundo com fonte tipo *bommer* utilizando-se sistema de aquisição de dados Meridata (Figura I.3). A partir da análise dos dados sísmicos, pontos para testemunhagem (Figura I.3) foram selecionados e coletados na plataforma com sistema de *Piston Corer* (testemunhador com sistema de queda livre).

Duas áreas no talude de Abrolhos foram investigadas a partir de dados batimétricos (*singlebeam*), sedimentos superficiais e imagens de alta resolução do fundo marinho (Figura I.3) coletadas com um submersível durante um cruzeiro de pesquisa a bordo do navio *Seward Johnson*.

Todas as análises e processamento dos dados foram realizados pela a autora desta tese com exceção de: análise de foraminíferos dos sedimentos superficiais coletados no talude, análise palinológica e geoquímica de um testemunho, descritas nos tópicos II.3.2, IV.2.5 e IV.2.6 , respectivamente.

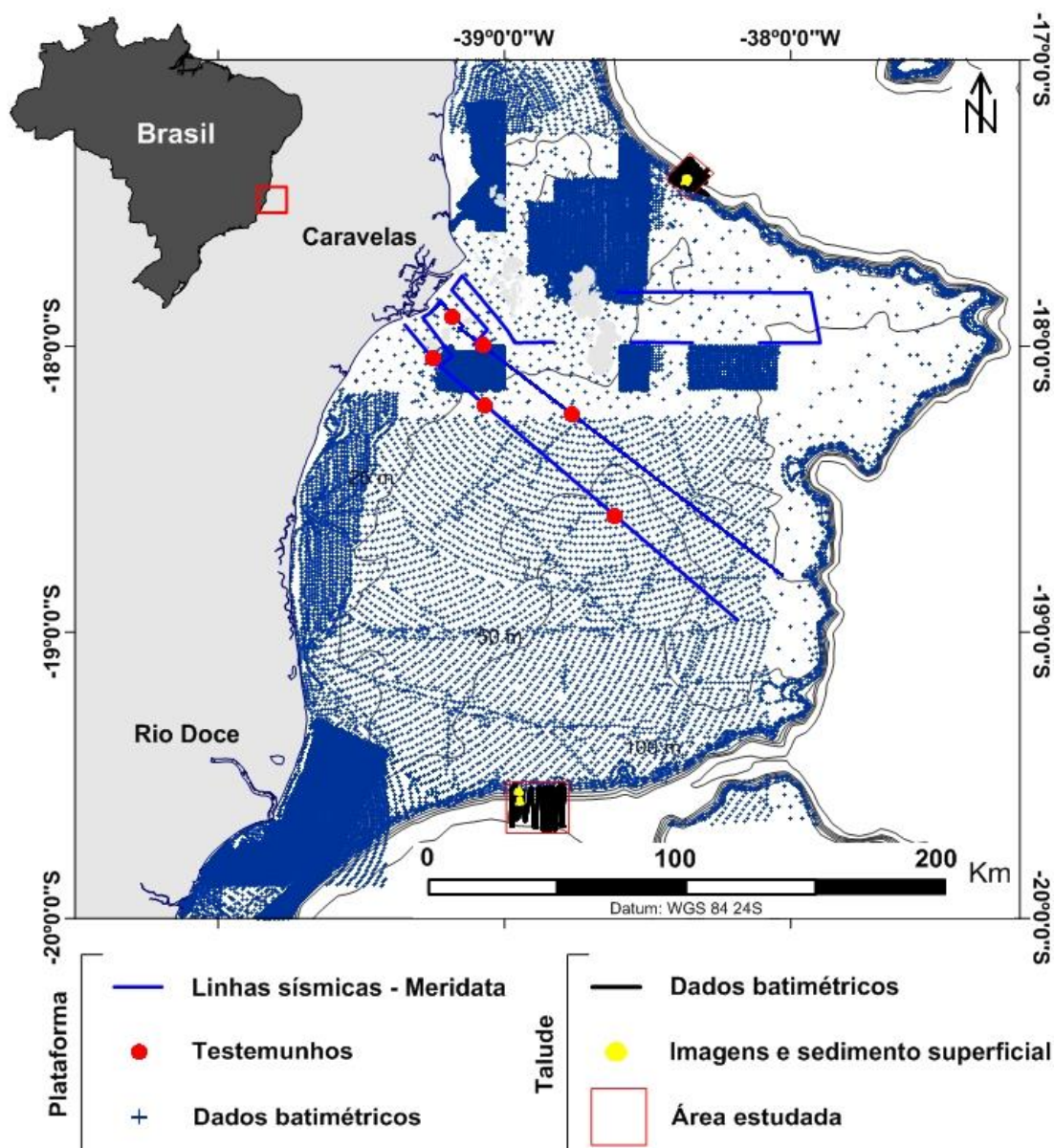


Figura I.3: Mapa com a representação da base de dados utilizados para o desenvolvimento da tese englobando a plataforma continental e talude de Abrolhos.

I.5 Estrutura da tese

O presente trabalho foi estruturado em capítulos com o objetivo de sintetizar a apresentação dos resultados e auxiliar a compreensão da abordagem desta tese, viabilizando a publicação em artigos científicos. Cada capítulo introduz o contexto científico do respectivo tema e apresenta os materiais e métodos utilizados, assim como, apresenta e discute os principais resultados dentro do contexto do trabalho. As informações sobre a PCA foi abordada neste capítulo com o intuito de evitar

repetições das informações e, também, apresentada resumidamente no Capítulo II por constituir um manuscrito a ser submetido.

Os capítulos II, III, IV e V abordam:

Capítulo II: Este capítulo visa investigar como as diferenças geomorfológicas das regiões norte e sul de Abrolhos respondem a processos evolutivos distintos, utilizando-se dados geomorfológicos da Plataforma Continental de Abrolhos associado com novas informações em duas áreas no talude de Abrolhos (incluindo dados sedimentológicos, imagens do fundo marinho e dados batimétricos). O capítulo consiste em um manuscrito a ser submetido e está apresentado em língua inglesa. Seu conteúdo foi revisado e estruturado juntamente com os colaboradores que irão compor o artigo.

Capítulo III: A influência paleotopográfica é testada neste capítulo, através da análise de dados sísmicos de alta resolução e informações da faciologia atual. O principal objetivo é testar a hipótese da topografia antecedente como principal fator controlador da morfologia e distribuição de fácies em ambientes modernos.

Capítulo IV: Este capítulo investiga quais foram as condições paleoambientais que se estabeleceram durante a transgressão pós-Último Máximo Glacial na Plataforma Continental de Abrolhos. As ferramentas utilizadas envolvem análises de faciologia, foraminíferos, palinologia, razão C/N e datações associadas com informações geomorfológicas atuais e curvas globais do nível relativo do mar.

Capítulo V: Uma conclusão geral da tese é apresentada neste tópico com o objetivo de responder ou inferir como foi a evolução da Plataforma Continental de Abrolhos e as possíveis indicações da diferenciação das regiões norte e sul.

Capítulo II: Geomorphology and sedimentary domains of the Abrolhos Continental Shelf and Slope: evidence of distinctive sedimentation patterns

ABSTRACT

Slope sedimentation patterns are influenced by shelf morphology and sedimentary regimes. In mixed terrigenous-carbonate shelves, latitudinal variations in the dominant influence of terrigenous or carbonate regimes may inflict in changes on slope morphology and sedimentation. Moreover, sea level changes and antecedent geology can also play an important role in defining sedimentation models for the shelf-slope system. Herein, we have investigated contrasting sedimentation patterns of the Abrolhos shelf-slope system, Eastern Brazilian margin, South Atlantic. We have combined existing bathymetric datasets with bottom imagery and samples collected at the Johnson-Sea-link manned submersible along two Abrolhos slope sites, separated by almost two degrees of latitude. Our dataset includes surficial sediments, single-beam echosounder, water temperature and salinity and 20 hours of video recording. Dives ranged from 700 to 100 m water depth. Results showed that the north and south Abrolhos shelf-slope systems are distinct in terms of morphology and sedimentology, due to different geological and physical settings. The sedimentation model for the Northern Slope is typically carbonate dominated, with the occurrence of carbonate mounds around 500 m deep, small biogenic structures around 200 m deep, always interleaved with wackstones and packstones. The very upper slope is characterized by a steep limestone wall that resembles a shelf edge reef, followed by extensive rhodolith beds at the shelf break and outer shelf. The Southern Slope shows a sigmoidal profile with a gentle gradient. Mixed siliciclastic-carbonate fine sedimentation dominates from 300 to 700 m deep. Upward the slope, fine carbonate sedimentation predominates and a biogenic reef structure is observed around the LGM water depth, 120-130 m. The shelf break and outer shelf are also

characterized by extensive rhodolith beds. The presence of possible LGM reef systems was observed along both shelf-slope regions.

II.1 Introduction

Modern shelf morphology is the result of the interplay between short and long term sedimentary processes (Bastos et al., 2015). As a result of different sediment sources, sedimentation-erosion processes and re-sedimentation, shelf geomorphology and sedimentology may be highly variable (Rankey and Doolittle, 2012). The shelf edge represents the transition between shallow-water depositional systems and slope-basin systems, which are characterized by heterogeneous sedimentary processes (Rankey and Doolittle, 2012). The platform-to-basin transition can be abrupt, in the form of a steep edge, but generally comprises a gently inclined slope merging into basinal deposits (McIlreath and James, 1978).

The slopes of carbonate platforms are generally steeper than those of siliciclastic-dominated areas (Schlager and Camber, 1986). This difference is commonly explained by the stabilization potential through sediment binding and early cementation of carbonates, but there are other differences related to development, curvature and angle of dip (Adams and Kenter, 2014). Such differences in slope angle, and the fact that the angle and sediment budget of carbonate slopes change with slope height, help explain the origin of submarine limestone escarpments and the onlap-unconformities on carbonate platforms, which are common features in seismic profiles (Schlager and Camber, 1986).

Sedimentation in the slope is highly influenced by carbonate production on the shelf and slow settlement of fine-grained pelagic sediments in the slope (Schlager, 2005). Droxler and Schlager (1985) point that carbonate platforms without a siliciclastic component export more sediment to the slope and basin during highstand, when the platforms tops are flooded and produce sediments. Conversely, siliciclastic margins store sediments in the inner shelf during highstand, and carry on to the slope during lowstand. As a consequence, turbidities are generally higher along siliciclastic margins during lowstand and calciturbidities (in carbonate systems) occur during highstand (Webster et al., 2008).

Abrolhos is the foremost example of a mixed sedimentation shelf in the Southwestern Atlantic (Melo et al., 1975; Vicalvi et al., 1978; Bastos et al., 2015). However, while the processes underlying the different sedimentation patterns in the shelf are well established (e.g. Bastos et al., 2015; D'Agostini et al., 2015), the continental slope has been largely neglected (see Melo et al., 1975). Here, we describe and discuss the sedimentation sources and patterns on Abrolhos' continental shelf and slope, based on high-resolution and targeted sampling conducted with a manned submersible ('Johnson Sea-Link') and existing datasets. The main objective is to understand the controlling factors (shelf geomorphology, oceanographic patterns, sea level changes and shallow water sedimentary process) associated with changes in sedimentary patterns along shelf-slope systems.

II.2 Study area

II.2.1 Geographical and geological setting

The Abrolhos Bank is located in eastern Brazil between 17°S and 20°S (Figura I.1) and consists in a shelf enlargement that reaches up to 220 km. Its evolution is associated to a volcanic complex formed during the Paleogene (Sobreira and França, 2006). Shelf break occurs between 80 and 90 m depths and morphology and sedimentary facies distribution divided into two major regions (Bastos et al., 2015) (Figura I.2). The Northern Region is characterized by a wide inner shelf (about 120 km wide and up to 30 m water depth) and is marked by extensive occurrence of modern and submerged reefs, including coalescent reef banks, isolated pinnacles and sinkhole-like structures locally called buracas (Bastos et al., 2013; 2016). Siliciclastic sedimentation dominates the coastal zone up to the 15 m isobath, while carbonate facies, especially rhodolith beds, dominate the shelf from 15 m depth up to the upper slope (Melo et al., 1975; Amado-Filho et al., 2012; Moura et al., 2013) (Figura I.2). Carbonate sedimentation predominated during the last post-glacial transgression in the late Pleistocene-Holocene (last 15,000 yrs), while nearshore siliciclastic sedimentation intensified at the end of the transgression and its subsequent regression (last 5,600 yrs) (D'Agostini et al., 2015).

The Southern Region is remarkable for the presence of a wide paleo-lagoon, the Abrolhos Depression, with water depths down to 60 m (Vicalvi et al., 1978). The

Besnard Channel connects the depression to the slope at its southeastern end, showing a maximum water depth of 100 m (Bastos et al., 2015) (Figura I.2). The Abrolhos Depression and the inner shelf are dominated by unconsolidated sediments, with rhodolith beds along the mid/outer shelf, and likely drowned reef structures surrounding the depression (Melo et al., 1975; Moura et al., 2013) (Figura I.2). Between 11,000 and 8,000 yrs BP, the Abrolhos Depression was a mixohaline lagoon that transitioned to an open marine environment during the last 8,000 yrs (Vicalvi et al., 1978). During the Last Glacial Maximum, the shelf was subaerially exposed and heavily eroded by the fluvial drainage system that discharged into the depression and drained directly to the slope (Vicalvi et al., 1978; Leão et al., 2003; D'Agostini et al., 2015).

II.2.2 Oceanographic setting

The Abrolhos shelf is primarily influenced by the Brazil Current (BC), which flows southwards and introduces warm oligotrophic oceanic waters over the shelf (Figura I.1). The BC flows mainly along the upper continental slope, from about 9°S to 38°S, in depths of around 80 to 300 m (Soutelino et al., 2013). Soutelino et al. (2011) identified anti-cyclonic eddies of the BC between 16°S and 18°S, associated with the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks. To the south of the Abrolhos Shelf, the BC bifurcates in two channels between the slope, the Besnard Bank and the Vitoria Seamount (Castro et al., 2013; Martins, 2014). The southern offshore portion of the Abrolhos Shelf is known as the Tubarão Embayment, where Martins (2014) identified upwelling associated to the position and intensity of the BC and its interaction with the shelf. Martins (2014) also remarked that the BC is not completely reorganized after its bifurcation at the Vitoria Seamount Chain (~21.5°S), with the presence of cyclonic and anticyclonic meanders. Two distinct hydrodynamic phases are associated to the temporal variability of chlorophyll-a and ensuing biological processes in the Abrolhos Shelf, including a more stratified water column during the austral spring-summer (wet season) and a more mixed phase during autumn-winter (dry season), this latter with higher primary production rates (Ghisolfi et al., 2015).

II.3 Materials and methods

II.3.1 Shelf datasets

Morphological profiles (Figure II.1) and bathymetric maps were reworked from the Bastos et al. (2015) database, using the Surfer 9 (Golden Software) slice and kriging tools. This map was produced by interpolating the sounding sheet data (produced by the Brazilian Navy Hydrographic Office - Diretoria de Hidrografia e Navegação, DHN) and TopoData databank (Brazilian Space Research Institute - Instituto de Pesquisas Espaciais, INPE).

To describe the results we considered that the inner shelf extends from the shore up to 30 m water depth (Bastos et al., 2015), transitioning to the outer shelf in deeper depths towards the slope.

II.3.2 Slope datasets

Slope data were collected with the manned submersible 'Jonhson-Sea-Link' (4 crew) operated from the R/V 'Seward Johnson' (Harbor Branch Oceanographic Institute) in January 2011 (Figure II.1). Dives were carried out in the northern (S 17°25.53', W 38°22.13') and southern (S 19°33.40', W 38°57.23') part of the study region (Figure II.1A and B). Bathymetric data were acquired with a single-beam echosounder operating at 33 kHz coupled to the ship, with the primary purpose of producing reliable seabed morphology of each site before the submersible dives. Data were gridded using Surfer 9 and interpolated in order to generate a bathymetric map for both sites. Dives consisted in upslope transects, from 620 up to 90 m water depths. Along each dive a continuous high-resolution video record of the seabed was obtained. Still images were extracted from the video record and analyzed in order to characterize the seabed, as well as to identify similar subareas. Along the video transects, temperature, salinity and water depth were recorded.

Additionally, during the submersible dives, 10 sediment samples were collected using a manually operated scoop. Sample labels represent the northern (N) and southern (S) transects followed by collection depth in meters (Figure II.1 A and B).

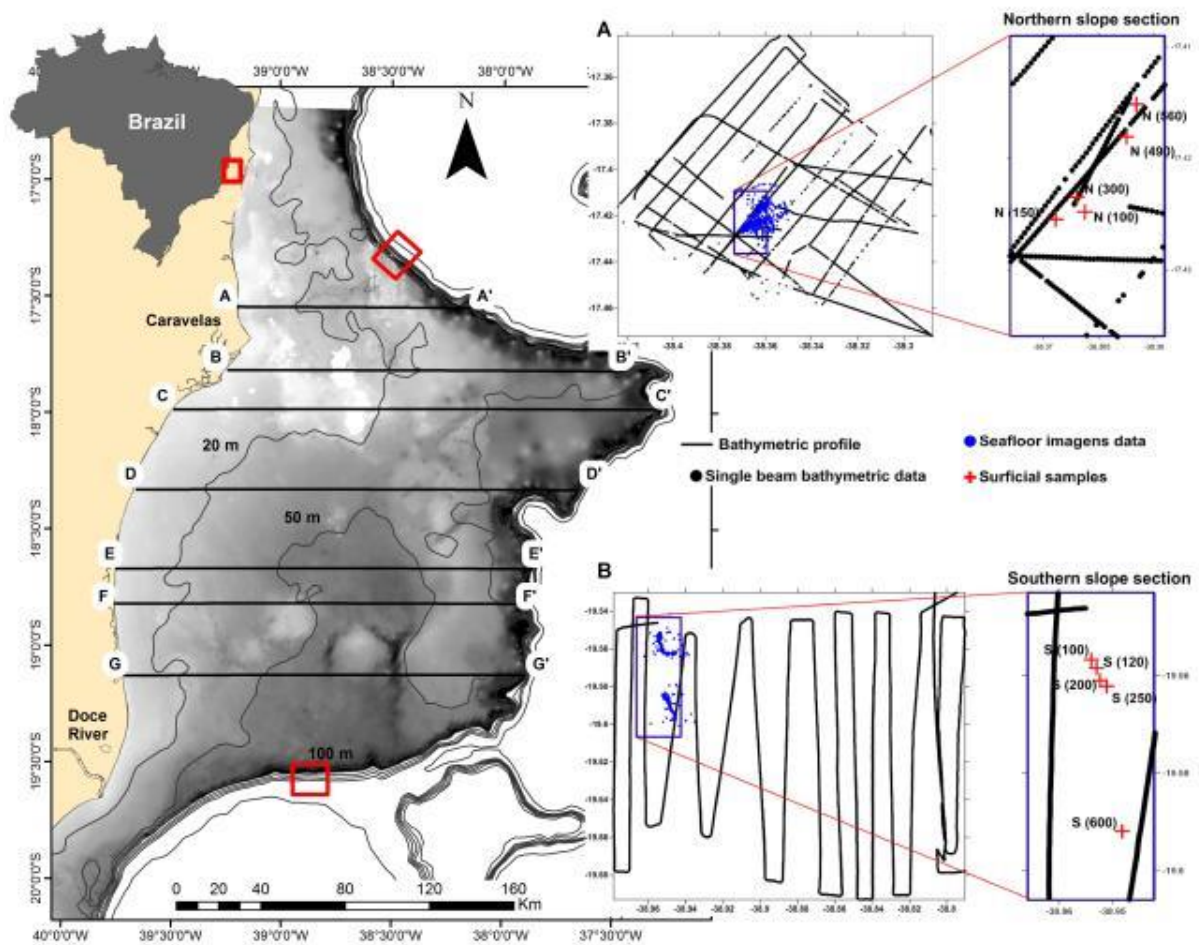


Figure II.1: Arolhos continental shelf with shelf datasets and the northern (A) and southern (B) slope area. The transects A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F' and G-G' correspond to the morphological profiles extract of the bathymetric map. A and B: Distribution of the single beam bathymetric transects (black dots), seabed imagery (blue dots) and surficial samples (red crosses).

Sediment samples were analyzed for grain size, mineral and bioclastic composition, carbonate content and foraminiferal analyses. Samples were wet-sieved at 1.0 phi interval for grain size analysis (Tucker, 1988). The mud fraction (< 0.0625 mm) analysis was performed with a Mastersizer 2000 particle size analyzer. Grain sizes > 0.250 mm were analyzed for composition using a microscope. A total of 300 grains were counted following Fluegel (1981). Carbonate content was determined by calcium carbonate loss by dissolution in 10% hydrochloric acid. Grain size of the siliciclastic residue was determined using the particle size analyzer. Classification of carbonate sediments was based on Dunham (1962), which considers the mud fraction limit at < 0.020 mm.

Foraminiferal analyses consisted in the identification of 300 picked specimens from each sample, or a sample split fraction, if necessary. Samples were washed and sieved through 0.125 and 0.500 mm-mesh sieves, oven dried at 50°C, and further examined under microscope. Specimens were identified in species level, based on Ellis and Messina (1940-et sequences), Cushman (1922, 1929, 1931, 1942), Boltovskoy et al. (1980), Tappan and Loeblich (1988) and Vilela (1993). Ecological indices (Shannon diversity, equitability, richness, dominance) were calculated with PAST® software.

II.4 Results

II.4.1 Morphology and seabed features

The Abrolhos continental shelf displayed a diverse range of seafloor morphologies characteristic of the Northern and Southern Shelf regions, including the inner and outer shelf extension, gradients and an array of irregular seafloor and seabed features (e.g. depressions, channels, inter-reef channels, emerged and submerged reefs, banks and nearshore sand/mud flat) (Figure II.2).

The Northern Shelf region shows low gradients and a very irregular surface, displaying emergent and abundant submerged reefs interleaved by inter-reef channels. From the 30 m isobaths to the shelf break, the gradient increases significantly and the morphology is characterized by greater relief changes associated to inter channels and carbonate banks (Figure II.2). The wide inner shelf (~ 120 km wide) contrasts with that of the Southern Shelf region (~ 50 km wide) up to 30 m water depth. The dotted line in Figure II.2 shows the relatively abrupt change in morphology between these two regions.

The Southern Shelf region is characterized by low gradients and a relatively regular relief dominated by nearshore mud/sand flats in the inner shelf. From the nearshore to approximately 150 km offshore (until 50 m depth), the seabed reflects a sigmoidal morphology. In the outer shelf, geomorphology is similar to that of the Northern Shelf region, with high gradients and deeper areas (35 m mean water depth). The large outer shelf is represented by deeper channels, the Abrolhos Depression, and carbonate banks (Figure II.2). The shelf break is slightly deeper, occurring at 90 m (80 m depth in the Northern Shelf).

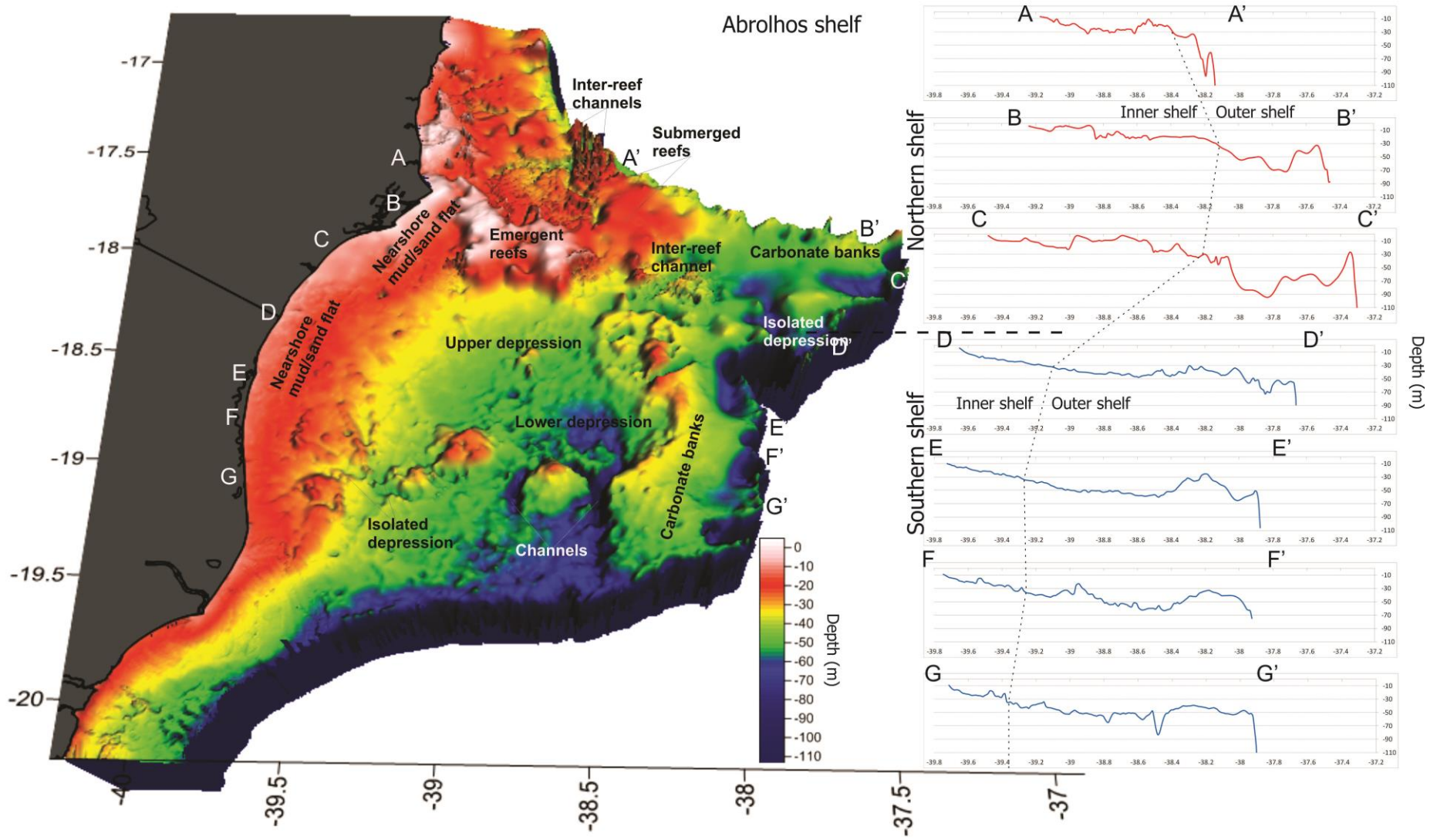


Figure II.2: Bathymetric maps (left) of the Abrolhos continental shelf with the main seabed features and bathymetric profiles (right).

Slope bathymetry indicated significant morphological contrast between regions, with the Northern Slope region being steeper and rougher, while the Southern Slope region is gentler, smooth and dissected by shallow submarine canyons (Figure II.3A, B and C). The Northern Slope presents a concave curvature and has an average declivity of 7° , whereas the Southern Slope shows a sigmoidal curvature and average declivity of 3° . In the Northern Slope, four depth-declivity areas were readily identified: 1) from the shelf edge to 120 m depth, with a mean declivity of 4° ; 2) from 120 to 540 m, with mean declivity increasing to 17° ; 3) from 540 to 1440 m, with an almost constant declivity of 5° , 4) a slightly flat zone with a mean declivity of 2° until 1,000 m depth. Conversely, we were able to distinguish only three depth-declivity areas in the Southern Slope: 1) a gentle topography from the shelf edge to 100 m, with mean declivity of 0.5° ; 2) from 100 and 800 m, with declivity increasing to 5° and local features resembling canyons; 3) from 800 to 1,000 m, with declivity decreasing to an average 2° .

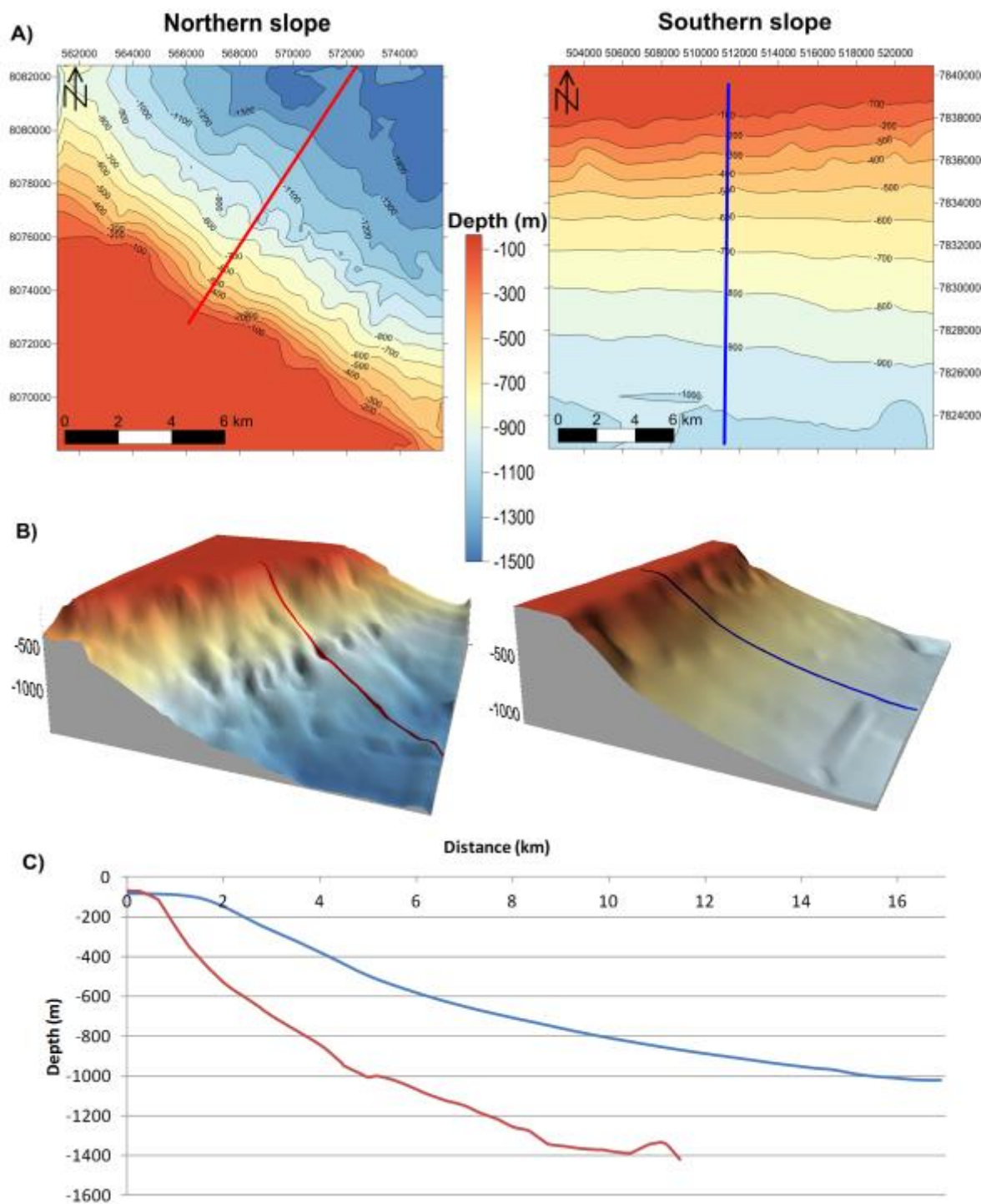


Figure II.3: Slope topography in the Abrolhos Bank, Brazil, contrasting the Northern and Southern regions. A) Bathymetric maps; B) Submersible tracks plotted over topographic maps; C) Comparative depth profiles.

II.4.2 Surficial sedimentary distribution and composition

In both regions, the sedimentary facies varied with depth, with a trend of increase in siliciclastic content with increasing water depth (Table II.1). In the Northern Slope,

the coarsest sediments (Grainstone) predominated until 150 m depth, whereas the finest sediments (Wackestone) were found between 490 and 560 m. A transition zone at about 300 m depth was represented by sandy beds, but also contained an expressive carbonate mud (Packstone) fraction (9 %). The siliciclastic content in the Northern Slope was low (1 – 9 %), but increased with depth, being represented by sand and mud siliciclastic sediments. The Southern Slope was dominated by Grainstone facies with higher levels of gravel (10 to 26 %) in shallower areas (until 200 m depth). The siliciclastic content was overall higher, with a maximum fraction (56 %) at 600 m depth. However, the shallower portion (until 200 m depth) was more similar to that of the Northern Slope, presenting carbonate contents between 89% and 93%.

Table II.1: Grain size distribution of the siliciclastic and carbonate fraction and their facies type based on Dunham classification (1962).

Sample/Depth	Carbonate grain size (%)			Siliciclastic grain size (%)			Siliciclastic total (%)	Type
	Gravel	Sandy	Mud	Gravel	Sandy	Mud		
N-150	10	89	0	0	0	0	1	Grainstone
N-100	36	63	0	0	0	0	1	Grainstone
N-300	3	85	9	0	2	1	2	Packstone
N-490	0	52	45	0	1	2	3	Wackestone
N-560	0	46	45	0	4	4	9	Wackestone
S-100	26	66	1	0	3	4	7	Grainstone
S-120	10	82	0	0	3	4	8	Grainstone
S-200	10	78	1	0	4	7	11	Grainstone
S-250	2	67	0	0	14	17	31	Grainstone
S-600	0	43	1	0	42	14	56	Grainstone

In the Northern Slope, sediments of the coarse fraction (0.25 to 2.0 mm) included benthic foraminifera, calcareous algae fragments, gastropods, bivalves, coral fragments, echinoderms, crustaceans, bryozoans, ostracods, worm tubes and brachiopods (Figure II.4). Grainstone and Packstone (N-150, N-100 and N-300) were represented mainly by calcareous algae fragments in the coarser fraction (2.0 mm), while in the other fractions benthic foraminifera were more representative (Figure II.4). The deeper surficial samples (N-490 and N-560) were mainly composed by mollusk fragments and benthic foraminifera.

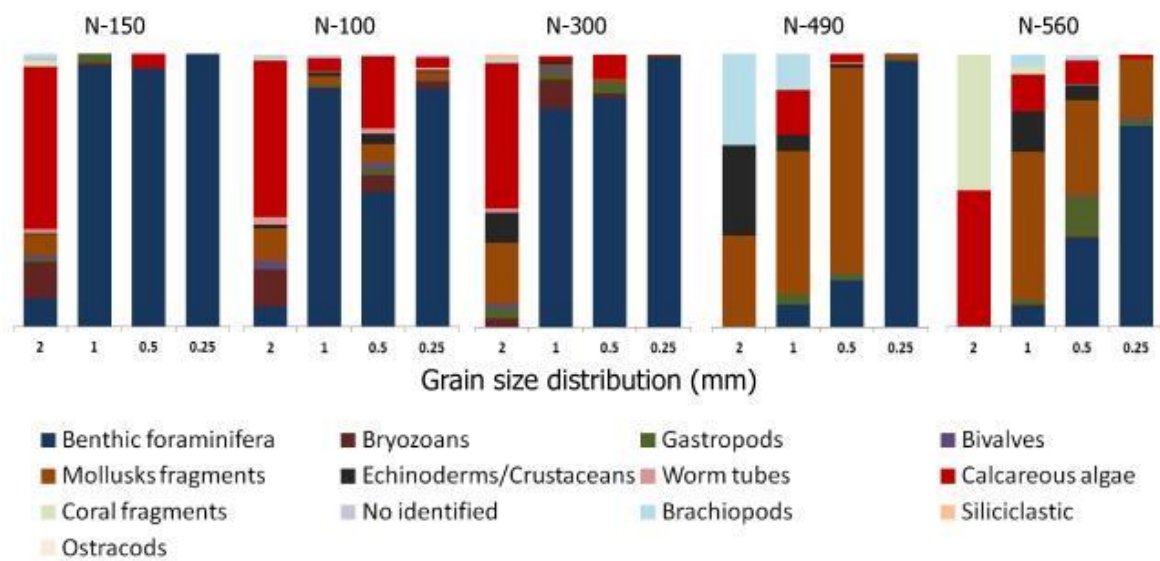


Figure II.4: Grain assemblages from the Northern Slope (2-0.25 mm fraction).

In the Southern Slope, coarse sediments were similar in terms of composition, with abundant calcareous algae and mollusk fragments, and benthic foraminifera (Figure II.5). Until 200 m depth, calcareous algae fragments predominate in all fractions, followed by benthic foraminifera. At 600 m depth, mollusk fragments became more abundant and calcareous algae fragments were restricted to the smaller fractions (0.5 and 0.25 mm). Quartz grains and other silicate minerals were rare. Siliciclastic content of the deeper samples were not assessed because analyses were made in fractions >0.25 mm.

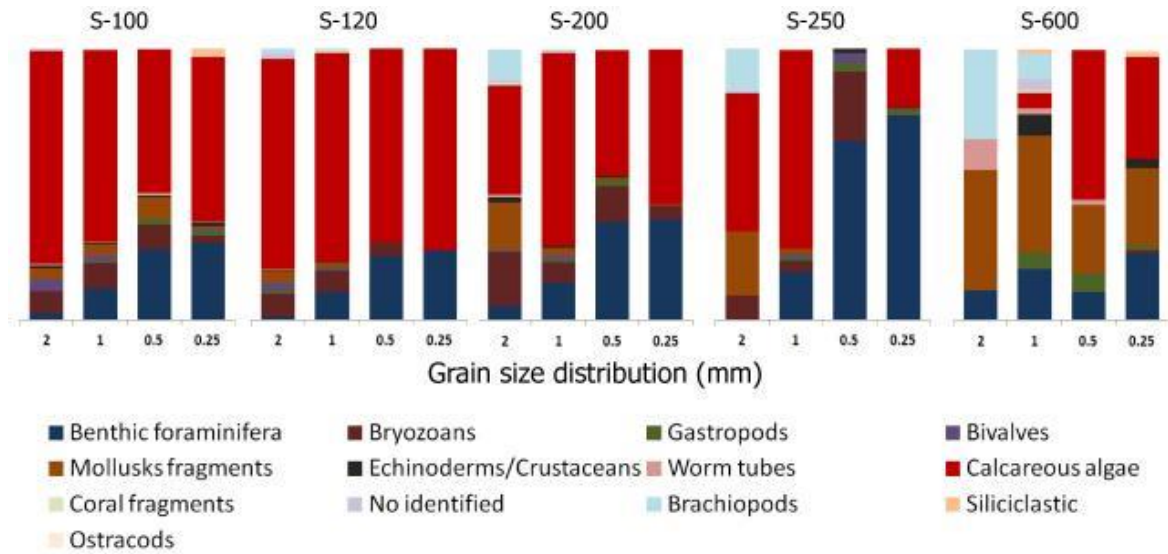


Figure II.5: Grain assemblages of the Southern Slope (2-0.25 mm fraction).

Benthic foraminiferal assemblages were dissimilar in the Northern and Southern slopes (Figure II.6 and Figure II.7), the former dominated by fewer species. Foraminifera were more abundant in the Northern than in the Southern slope. Shannon diversity, equitability and richness indices were considerably higher in the Southern Slope (mean values 2.5, 0.7 and 32.4, respectively) than in the Northern Slope (mean values 1.6, 0.5 and 20.6, respectively) (Figure II.6 and Figure II.7). A similar domain was founded in the deeper southern sample (S-600). Distribution of dominant species is shown in Figure II.7.

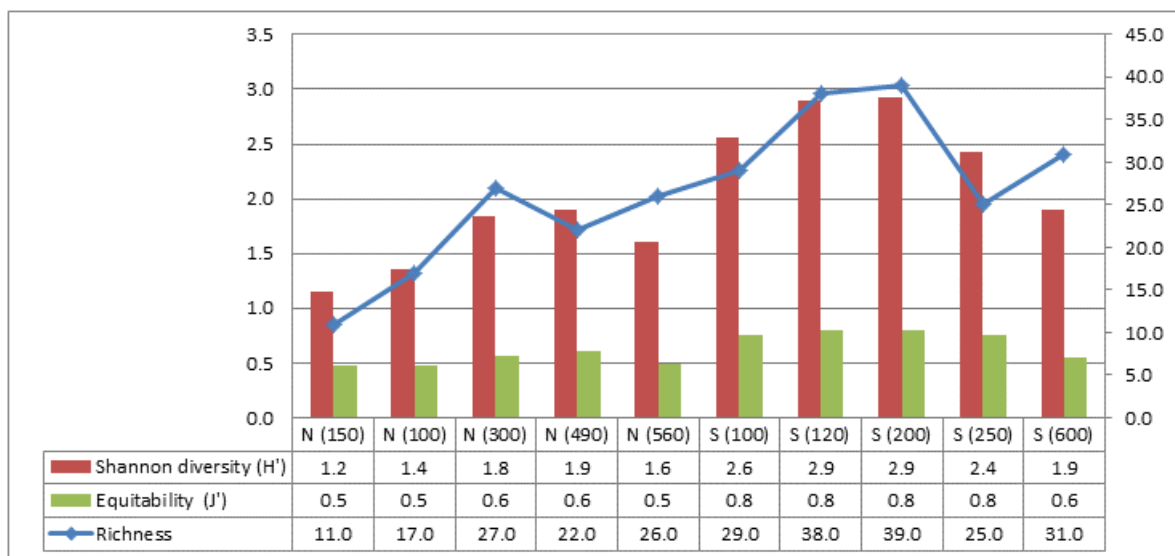


Figure II.6: Shannon diversity, equitability and richness of benthic foraminiferal assemblages in the Northern and Southern slope.

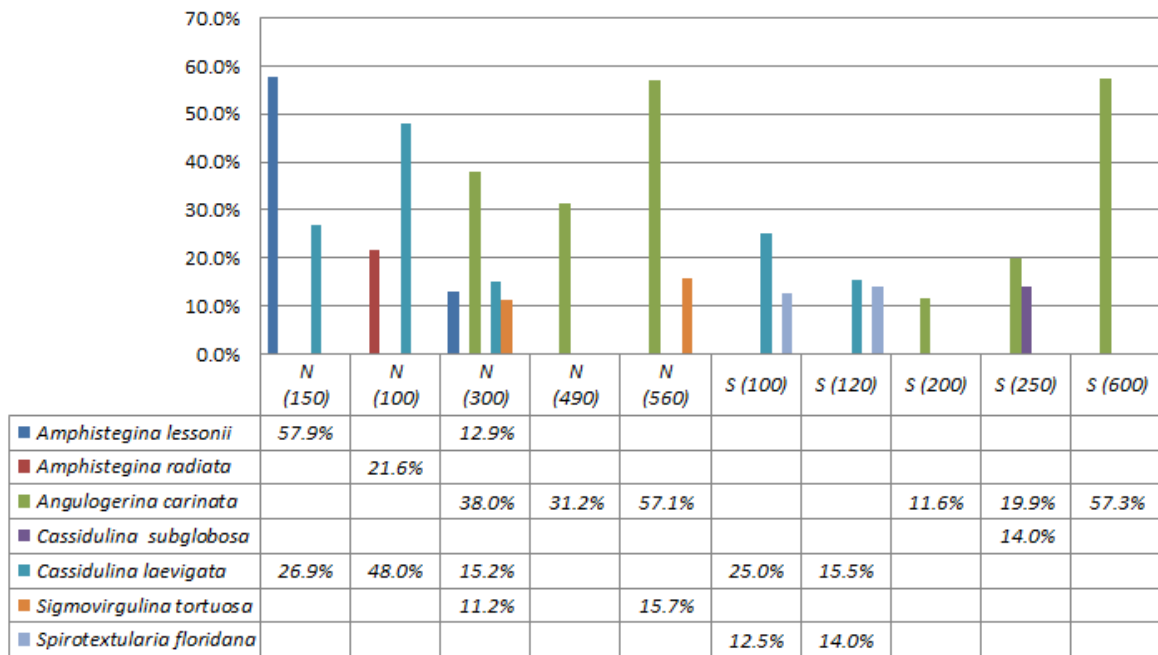


Figure II.7: Dominance of the benthic foraminiferal assemblages in the Northern and Southern slope. The dominance representing the samples with > 10 % of relative abundance (RA).

II.4.3 Seabed Habitats

Seabed images were associated with bathymetric data to represent the main deep sea benthic habitats of the Northern and Southern slopes (Figure II.8 and Figure II.9). Habitat diversity was observed from the shelf break to deep sea regions. In the Northern Slope, the shallower area (110 m depth and a 4° gradient) was dominated by a homogeneous and dense rhodolith beds (Figure II.8 A, B and C). Between 110 to 120 m deep, the rhodolith bed becomes more heterogeneous and a reef structure dominates the seabed (Figure II.8 D). The seabed from 120 to 540 m depths (mean declivity of 17°) represents an abrupt break, with a steep wall from 120 to 230 m water depth (Figure II.8E, F, G and H). The wall is apparently formed by limestone with living red calcareous algae (Figure II.8E) showing an irregular but continuous morphology. The biogenic structure is interleaved by unconsolidated sediments (Figure II.8F). Between 230 to 540 m depths, the seabed is dominated by unconsolidated sediments, with isolated small biogenic reefs, slope failure features and carbonate mounds (Figure II.8 I, J, K, L and Supplementary Material 1 – SM-S1). Small biogenic structures were observed around the 235 m water depth (SM-S1). Slope failure morphology was observed at 445 m deep, forming small slabs of

consolidated mudstone (Figure II.8 K, L and SM-S1). Carbonate mounds occur at different depths from 480 to 540 m depth, showing an associated fauna of deep sea corals (SM-S1). Downslope (deeper than 540 m), the declivity decreases (mean declivity of 5°) and the seabed is represented by regular and homogeneous bed with unconsolidated sediments (Figure II.8 M, N, O and P).

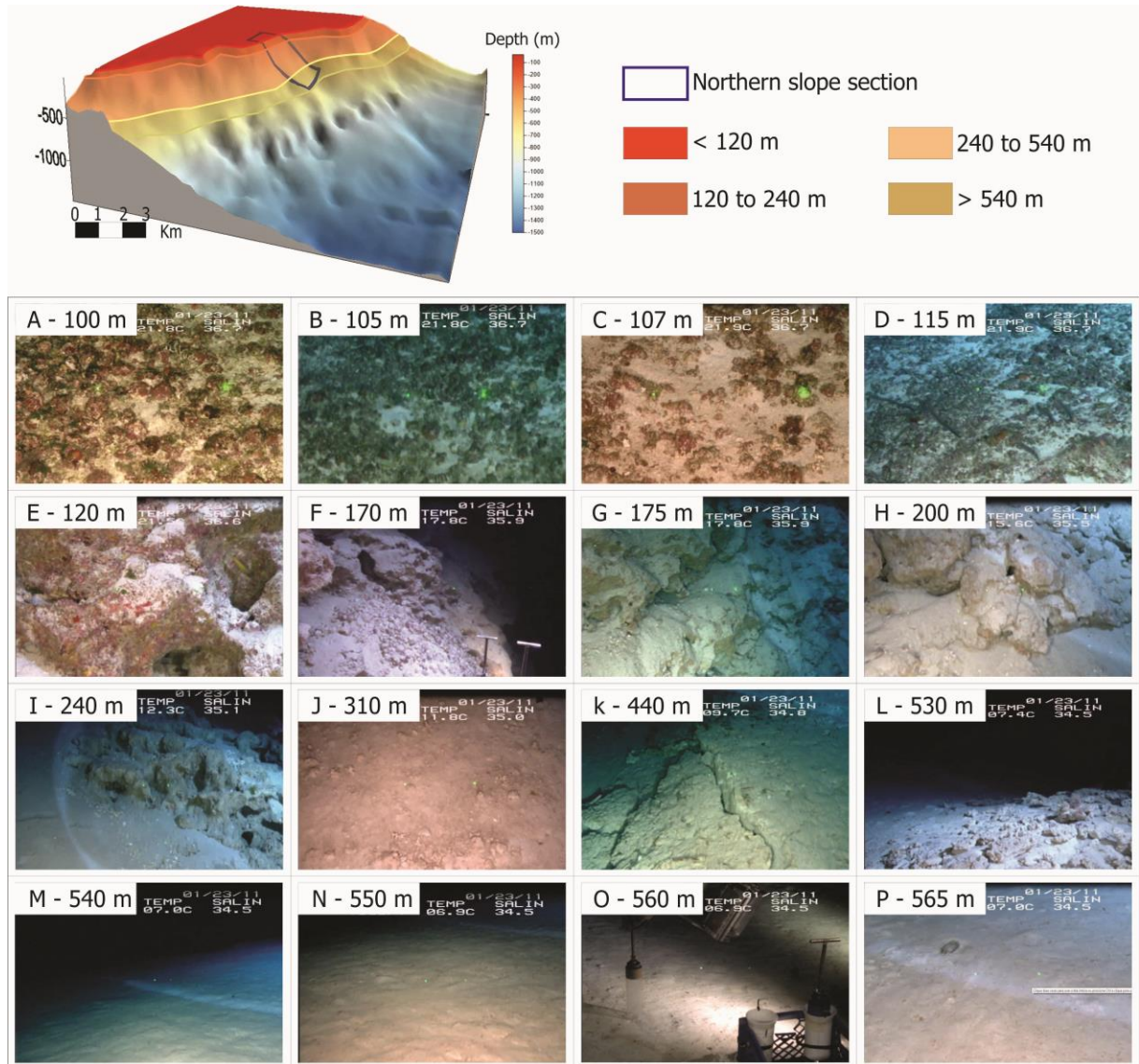


Figure II.8: Bathymetric map and seabed imagery from the Northern Slope.

In the Southern Slope (7 km long, depth range 50-700 m), the seabed is gentler and smoother than in the Northern Slope. The shallower area (up to 210 m depth) is characterized by a rough and heterogeneous seabed with sparse dead rhodoliths,

unconsolidated sediments and small relief reefs (Figure II.9 A, B, C and D), with a remarkable presence of living calcareous algae and sparse corals (Figure II.9 A and D). At 130 m deep a small relief reef habitat was observed. Biogenic reefs are around 60 cm high, supporting an associated fauna including (Supplementary Material 2 – SM-S2). From 140 m deep down to around the 200 m depth, the seabed is characterized by the sparse occurrence of limestone fragments that create a three-dimensional reef structure (Figure II.9 D). Between 210 and 480 m depths, the seabed is dominated by unconsolidated sediments and is more regular than in the shallower area, presenting only sparse sand mounds (Figure II.9 E, F, G and H). We did not get data between 240 to 480 m depth. From 480 m depths the seabed is regular with unconsolidated sediments (Figure II.9 I, J, K and L).

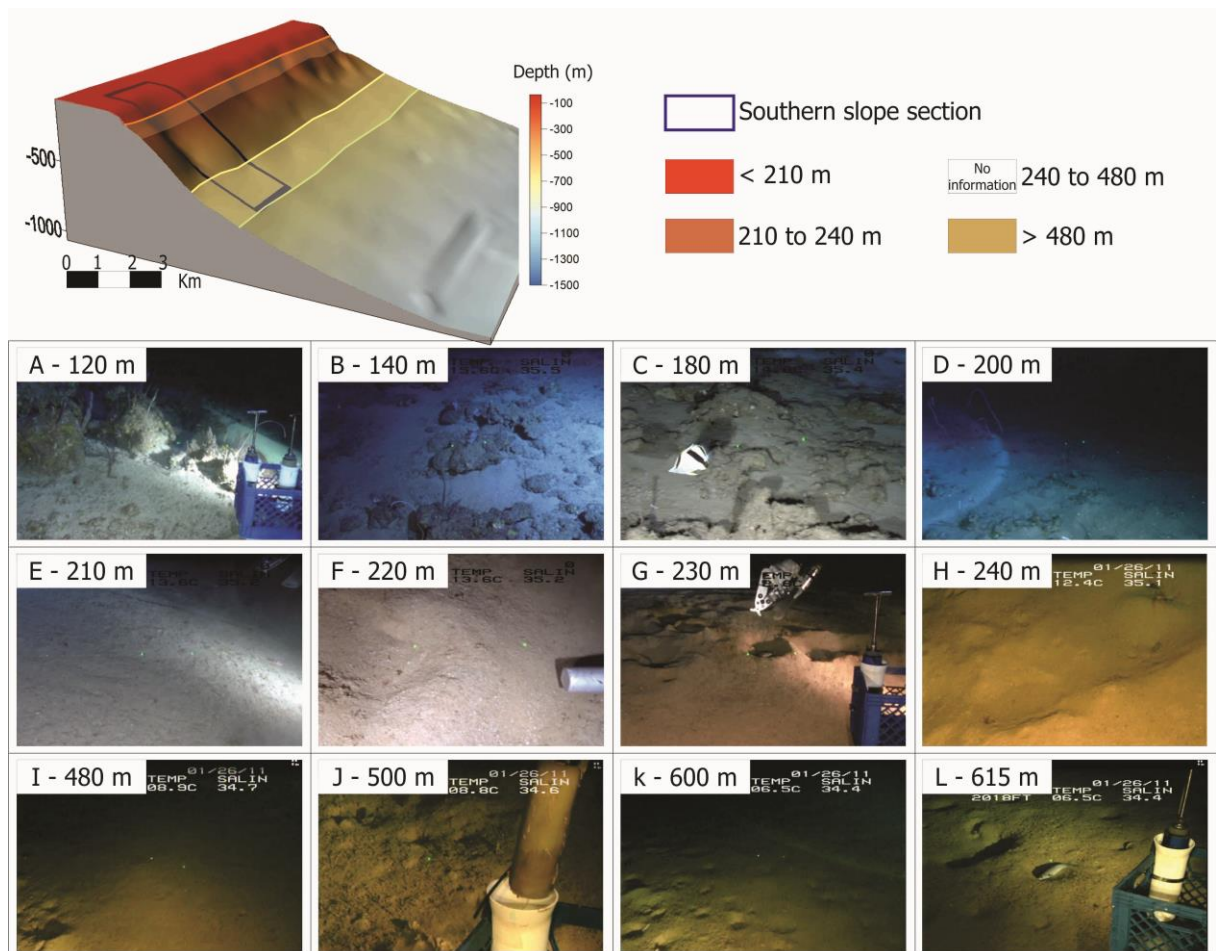


Figure II.9: Bathymetric map and seabed imagery from the Southern Slope.

II.5 Discussion

The geomorphology and associated seabed habitats of the Abrolhos shelf are highly heterogeneous (Melo et al., 1975; Vicalvi et al., 1978; Moura et al., 2013; Bastos et al., 2015). Sharp morphological and sedimentological contrasts extend from nearshore to the deep slope, and the novel data presented herein, from the Northern and Southern slopes, indicate that shelf-slope systems are associated with these distinct sedimentation processes.

The Northern shelf-slope system includes a relatively flat-topped (low gradients) shallow marine platform in the inner shelf, with more expressive reef development (Figura I.2 and Figure II.2 - see bathymetric profiles A-A', B-B' and C-C') and a steeper slope (Figure II.3), which is typical of morphologies of rimmed and non-rimmed carbonate shelves (James, 2003; Schlager, 2005). The presence of a limestone steep wall between 120 and 230 m deep could be a good indicative of a shelf edge reef system developed during the Last Glacial Maximum (LGM). Conversely, the Southern shelf-slope system shows a contrast morphology with the northern system characterized by a bathymetric depression along the shelf (with sparse drowned reef structures) connected with a sigmoidal slope feature (Figure II.2 - see bathymetric profiles D-D', E-E', F-F' and G-G' and Figure II.3), indicating a morphological pattern of clastic systems (Schlager and Adams, 2001). Sedimentological distribution is largely carbonate, with clastic sediments and rhodolith beds (Figura I.2). However, the shelf break is characterized by rhodolith beds and small relief biogenic structures occur around the 130 m water depth, which could also be related to the LGM.

The extensive and shallow Northern inner shelf is dominated by emergent and submerged reefal morphology, setting an irregular surface (Figure II.2). These structures were interpreted here as an assemblage of relict and modern reefs which were developed on high Pleistocene paleorelief with limited clastic deposition (D'Agostini et al., 2015). Emergent nearshore reefs reflect the highstand level that created an accommodation space across the carbonate shelf, resulting in reef formation. Moura et al. (2013) described different reef geomorphologies in the Abrolhos shelf, such as emergent reefs, isolated pinnacles, consolidated banks and reef structures in the steep walls of paleochannels, with expressive living benthic cover. Shelf facies domains clearly show the high carbonate production in the

Northern Shelf, with reefs and carbonate bank (rhodoliths) development (Amado Filho et al., 2012; Moura et al., 2013; Bastos et al., 2015) (Figura I.2). Inter-reef channels in the Northern outer shelf do not reach the shelf break, and consequently do not bring clastic sediments to the slope (Figure II.2). The nearshore sand/mud flat, which is siliciclastic dominated and was associated with the coast progradation during the last 7,000 years BP, is limited to the 15 m isobath (D'Agostini et al., 2015).

The high carbonate production shelf is associated with a terrigenous sediment starved slope in the Northern Shelf region. The concave curvature (Figure II.3) of the Northern Slope indicates low sedimentation rates, and cementation of carbonates creating or maintaining hard limestone reefs. Adams and Schlager (2000) indicate that the concave curvature of tropical carbonate systems is associated with margins built by reef organisms, and these systems are stationary because the hard limestone is relatively resistant to erosion during sea-level lowstand.

From the shelf edge to 110 m depth (mean declivity of 4°), the Northern Slope is dominated by rhodoliths (Figure II.8A, B and C). These structures were described by Amado-Filho et al. (2012) and Moura et al. (2013), and generally occur in shallow waters (< 150 m depths) subjected to wave energy and with lowered terrigenous sedimentation, forming large expanses of hard bottom (Steller and Foster, 1995; Foster, 2001). Moura et al. (2013) described that these structures are absent nearshore, but dominate the mesophotic realm of the outer shelf and shelf break. Here, we observed that the rhodolith bank transition to what could be considered as a shelf-edge reef from 110 to 120 m depth. This shelf edge reef marks an abrupt break (17°), and a steep limestone wall dominates these beds down to 230 m depth (Figure II.8 E, F, G and H, SM-S1). This limestone can represent a reef-rimmed and reef-sourced margins formed during lowstand. The outward and upward biological growth of the margin and slope, and rapid submarine cementation, contribute to the steep slopes of carbonate platforms (Jo et al., 2015). The calcareous algae fragments in the coarser fraction (2.0 mm) of the Grainstone and Packstone originate from re-working of shallower-water rhodoliths, associated with foraminifera development (Figure II.4). Benthic foraminifera assemblages such as *Amphistegina* in the shelf break areas (Grainstone and Packstone Northern Shelf facies) indicate proximity to reefs (Figure II.6 and Figure II.7) (Hallock and Peebles, 1993; Hallock, 2000). Between 230 and 540 m, these beds become more flat, but small reef habitats

are still observed (Figure II.8 I, K and L, SM-S1). Also, an increase in mud fraction is observed towards deeper water (Packstone to Wackstone), indicating low energy environments (Table II.1). Carbonate mounds are observed around 480 to 540 m water depth. At these deeper areas the measured temperatures during the dives were around 7°C and salinity around 34.5. These carbonate mounds are associated with accumulations of biogenic carbonate sediment and are common in the cool-water carbonate shelf deposition and can support living deep sea corals (Hovland et al., 1994; Henriot et al., 2014).

Mollusks and foraminifera compose the surficial sediments and no calcareous algae fragments were observed in these deeper waters (Figure II.4). The foraminiferal assemblage is composed by mainly *Angulogerina* reflecting cold water, low energy; nutrient-rich and oxygen-poor sea-floor environment that could be associated to the anti-cyclonic eddies near to the Royal-Charlotte Bank (Figure II.7) (Kaiho, 1991; Soutelino et al., 2011).

The Northern Slope shows a relatively steep declivity (17°) from 120 to 540 m depths. Jo et al. (2015) using multibeam bathymetry data from the southwestern corner of the Great Bahama Bank, reports angles from 30 to 70° in the upper slope (60 to 180 m depth), with steepness decreasing to 2-8° from 180 to 450 m depths. In the Little Bahama Bank, steepness is higher (10-35°) in shallower areas (90-230 m depth), with lower gradients in depths deeper than 230 m (Rankey and Doolittle, 2012). Although the Abrolhos' Northern Slope has a general lower gradient when compared with classic carbonate slopes, the occurrence of locally steep walls were observed. It was observed that in areas deeper than 540 m, the Abrolhos slope gradients are similarly to other carbonate slopes (e.g. Rankey and Doolittle, 2012).

The morphology contrast in the Southern Shelf is characterized by the Abrolhos Depression (Vicalvi et al., 1978). Bosence (2005) considers that the geotectonic setting of the platform controls its gross morphology and large scale stratigraphic evolution. Indeed, the antecedent paleorelief, which is associated to a volcanic complex formed during the Paleogene (Sobreira and França, 2006), has an important role in the present shelf morphology. The seabed sigmoidal tendency (Figure II.2) reflects the clastic contribution to this depression, which drained sediments to the slope through the Besnard Channel (Vicalvi et al., 1978). Isolated depressions and seabed irregularities in the southwest area suggested high-relief erosional forms or

carbonate constructions like patch or pinnacle reefs (Figure II.2). Carbonate banks develop on the eastern side, indicating no clastic sedimentary influence. The sigmoidal feature of the shelf is also reflected on the Southern Slope. Carbonate slopes are markedly different from their siliciclastic counterparts, particularly in regards to the slope angle (Jo et al., 2015). In Abrolhos, the Southern Slope is characterized by lower angles (0.5 to 5°) and a smoother morphology, reflecting a sigmoidal slope curvature associated to a higher clastic sedimentation that is partially derived from drained shelf sedimentation during lowstand sea level. Sigmoidal profiles are more common in continental margins of clastic systems and consist of two genetically different segments (Schlager and Adams, 2001). The lower concave part reflects the exponential decrease of sedimentation with increasing distance offshore, while the upper convex part represents the gradational sedimentation boundary (Schlager and Adams, 2001). The Campos Basin, in southeastern Brazil, shows sigmoidal slopes characterized by seaward progradation, with several submarine canyons (Viana et al., 2002). Incised-like canyon features were also observed in the Abrolhos Southern Slope (Schreiner et al., 2009) (Figure II.3), and these features can be related to the progradation strata that mark the regressive episodes and submarine canyon incisions on the continental slope of the southeastern Brazilian margin (Alves et al., 2009).

The Southern Slope of the Abrolhos Bank is characterized by higher siliciclastic contents that increase sharply with depth (Table II.1). This siliciclastic fraction can represent sediments deposited in lowstand periods, drained from the Abrolhos depression and the Besnard Channel or even transported by the Doce river paleodrainage system (Doce river Turbidity System described by Schreiner et al., 2009). This deposit may also be associated with modern sedimentation brought by the cyclonic and anticyclonic meanders in the Tubarão Embayment (Martins, 2014), which can bring a siliciclastic contribution to the Southern Slope from the modern Doce river or along slope transport.

The expressive carbonate sedimentation in shallower waters overlay preterit siliciclastic deposits, a pattern that is more evident in deeper water, as the carbonate sedimentation decreases (Figure II.5). Scoffin and Tudhope (1985) show that the terrigenous content of inter-reefal sediments at the northeastern Great Barrier Reef decreases away from land because they are exposed deposits, as there is no

apparent contiguous present source. Dunbar and Dickens (2003) indicate that this pattern is directly related to the accumulation of both components, and could reflect either diminished carbonate inputs or elevated siliciclastic inputs. Considering that the mud fraction is composed principally by siliciclastics, the Grainstone facies distributed in the entire Southern Slope indicates a moderate- to high-energy environment (Schlager, 2005). Dunham (1962) propose that Grainstone may either originate in high-energy, grain-productive environments where mud cannot accumulate, or may be deposited by currents that drop out the grains and bypass mud to another area. Benthic foraminiferal assemblages in this area present few dominant species (Figure II.6) and reworked foraminifera (e.g. *Quinqueloculina*, *Textularia* e *Spirotextularia*), suggesting a high-energy environment. Reworked assemblage with relict brown tests can indicate that they were deposited when conditions were distinct from the modern.

Biogenic reef structures were recorded during the dives along the Southern Slope. These structures are smaller than 1m in height, but form a reef habitat around 110-130 m water depth. It is a typical small drowned reef supporting mesophotic benthic communities. This, combined with the limestone reef wall observed in the Northern Slope, is the first evidence of possible shelf edge reef development in the Abrolhos region. These systems occur around the LGM depth (Rabineau et al., 2006; Lambeck et al., 2014) and the upper slope-shelf break-outer shelf facies gradient shows a transition from biogenic reef structures to rhodolith beds, which is an evidence of reef (or even incipient reef) development during LGM followed by a rapid sea level rise, reef drowning and rhodolith bed formation (Leão et al., 2003; Nalin et al., 2008). A similar shelf-slope transition with shelf edge biogenic reefs was described for the Amazon shelf by Moura et al. (2016).

Finally, we have identified two distinct shelf-slope systems that responded basically to antecedent geology, distinct sedimentary regimes, and modern ocean circulation. The Northern shelf-slope system model display a steeper and rougher morphology and is carbonate dominated, comprising by extensive occurrence of modern and submerged reefs, including coalescent reef banks, isolated pinnacles and sinkhole-like structures. Siliciclastic sedimentation dominates the coastal zone up to the 15 m isobaths. It was observed the occurrence of deep sea carbonate mounds and biogenic structures supporting deep sea coral and mesophotic benthic

communities, with a limestone shelf edge reef followed by rhodolith beds along the shelf break and outer shelf (Figure II.3, Figure II.4, Figure II.8 and Figure II.10).

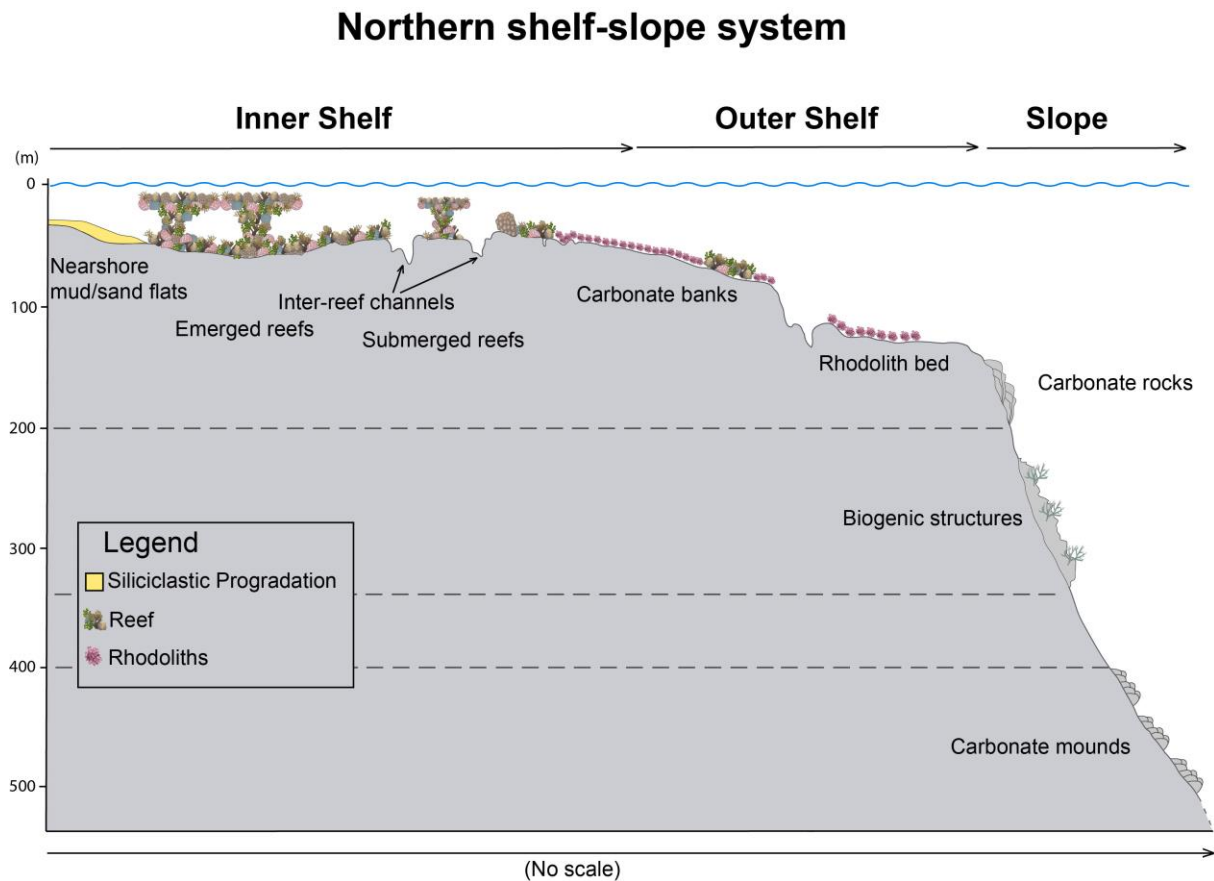


Figure II.10: Schematic profile of the Northern shelf-slope system with main morphology and facies distribution.

The Southern shelf-slope system is characterized by a mixed sedimentation domain, with a sigmoidal shape and a more regular seabed. Small biogenic reef structures occur at 120-130m deep, changing to a rhodolith bed that comprises the shelf break and outer shelf. From the 200 m depth, it was observed siliciclastic sedimentation (Figure II.3, Figure II.5, Figure II.9 and Figure II.11).

South shelf-slope system

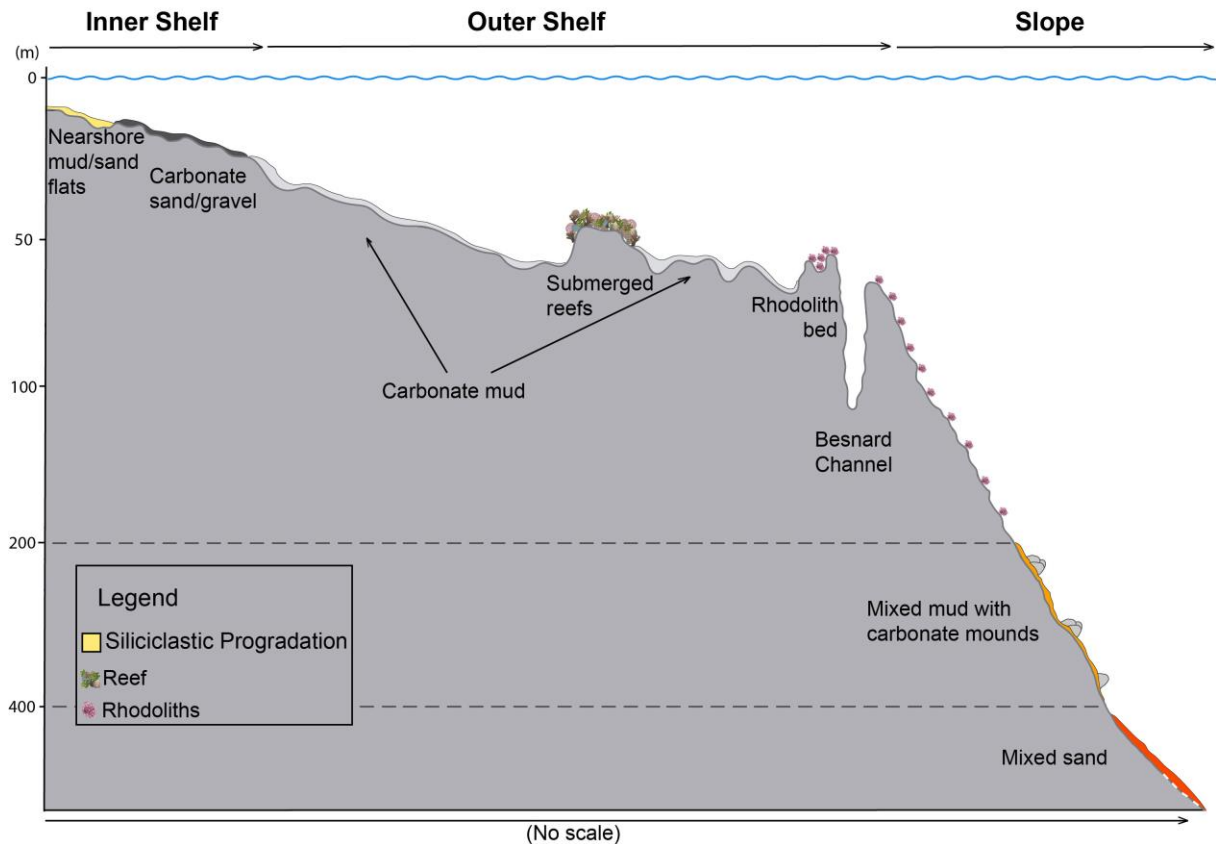


Figure II.11: Schematic profile of the Southern shelf-slope system with main morphology and facies distribution.

Shelf geomorphology plays an important role in controlling the slope features and responded distinctively during the LGM. The main shallow and mesophotic reef distribution occurs along the Northern Shelf, where the antecedent Pleistocene topography is shallower when compared to the south (Leão and Ginsburg, 1997; D'Agostini et al., 2015). This antecedent topography is related to subsurface volcanic rocks from the Abrolhos Formation (described by Sobreira e França, 2005). Shelf gradients point towards the south, where a depocenter was described as the Abrolhos Depression, an interpreted paleolagoon (Vicalvi et al., 1978). Thus, the northern slope sedimentation is mainly dominated by low terrigenous input, leading to the formation of drowned shelf edge reefs and carbonate mounds. Compared to the north, the southern slope sedimentary regime is related to a higher sediment input, either from the shelf Besnard Channel, or from the exposed Doce river plain during LGM. Almost all terrigenous input to the Abrolhos shelf drained to the south. In terms

of modern slope circulation, water masses do not differ significantly from the south, but the BC bifurcation at $\sim 21.5^{\circ}\text{S}$ (see Martins, 2014) may be transporting fine terrigenous sediment along the slope at the Tubarão embayment.

II.6 Conclusions

The overarching theme of this paper is that seafloor geomorphological features are useful for understanding of the interplay between short and long term sedimentary processes. Here we provide brief geomorphological features of the Abrolhos shelf-slope systems which show distinct in terms of morphology and sedimentology, due to different geological and physical settings. The Northern shelf-slope system is typically carbonate dominated characterized by the wide inner shelf followed by Slope concave curvature. The wide inner shelf contrasts with the narrow inner shelf of the Southern shelf-slope region and sigmoidal morphology. Modern sedimentological and morphological differences between the Northern shelf-slope system seems be controlled by the interplay between paleorelief, sea-level history, oceanographic factors and clastic sedimentation in the Abrolhos Bank.

Capítulo III: Sismoestratigrafia e a influência paleotopográfica no padrão de distribuição de fácies em plataformas carbonáticas-siliciclásticas

RESUMO

A morfologia de plataformas continentais e o padrão de distribuição de fácies em ambientes modernos são normalmente influenciados por topografias antecedentes. Análise de dados sísmicos de alta resolução associados com informações geomorfológicas da Plataforma Continental de Abrolhos permitiram testar a hipótese da influência paleotopográfica e da litologia subjacente associando com mudanças no nível relativo do mar e aporte terrígeno. Os resultados indicam que durante os ciclos glacio-eustáticos a paleotopografia antecedente é o principal modelador da morfologia sobrejacente. Entretanto, o padrão de distribuição de fácies modernas parece ser influenciado pelo desenvolvimento de sequências deposicionais que sofreram processos evolutivos distintos, diferenciando-se em duas regiões. Em uma região ocorre o desenvolvimento de construções carbonáticas (rodolitos) sobre altos topográficos de litologia carbonática cárstica e a outra região, ocorre o desenvolvimento de depósitos clásticos progradantes e retrogradantes com formação de estruturas recifais que se desenvolvem em fundos inconsolidados de antigos ambientes costeiros, assim como, em fundos *hardground*.

III.1 Introdução

Dentre diversos fatores que influenciam a sedimentação nos ambientes deposicionais, a paleotopografia tem sido alvo em ambos os sistemas carbonáticos (ex. Grigg et al., 2002; Purdy e Gischler, 2005; Bosence, 2005; Schlager e Purkis, 2015) e siliciclásticos (ex. Dominguez et al., 2013; Bufarale et al., 2017; Zaremba et

al., 2016) como principal condicionador da morfologia e do padrão de distribuição de fácies dos ambientes modernos.

Em sistemas deposicionais siliciclásticos, grande parte dos trabalhos discutem a influência paleotopográfica como desenvolvimento de barreiras costeiras e a formação de sistemas de canais em plataformas e taludes. Por exemplo, Bufarale et al. (2017) através da investigação em dados sísmicos de alta resolução no oeste da Austrália indicam que o desenvolvimento de um sistema de paleocanais ocorreu em resposta às oscilações no nível do mar condicionada pela paleotopografia e paleoambientes instalados nos últimos 130.000 anos. Zaremba et al. (2016) discutem a interação da paleotopografia com as mudanças climáticas e o nível do mar no desenvolvimento estratigráfico e no caráter dinâmico do sistema costeiro de em um sistema estuarino no nordeste da Carolina do Norte. Além disto, trabalhos como de Dominguez et al. (2013) discutem a influência da paleotopografia pleistocênica na geomorfologia submarina e distribuição de fácies na plataforma continental da região central do Brasil.

Nos ambientes carbonáticos, a influência da paleotopografia abrange diversos focos. Por exemplo, Bosence (2005) através da investigação em oito plataformas carbonáticas sugere que o tipo ou classificação e evolução estratigráfica em larga escala destas plataformas são influenciadas por topografias antecedentes e controladas pelas características tectônicas do ambiente. Schlager et al. (2015) através de imagens de satélite e dados publicados anteriormente testaram a hipótese da paleotopografia cárstica como principal fator controlador da morfologia de padrões recifais reticulados, indicando que, de certa forma, a teoria é bem aplicada particularmente em substratos com relevos positivos nos ambientes costeiros e plataformas carbonáticas. Grigg et al. (2002) indicam que a topografia antecedente cárstica é o substrato controlador do desenvolvimento recifal holocênico na região sudeste do Havaí. Entretanto, Schlager et al. (2015) também indicam que a teoria não pode ser aplicada em recifes que se desenvolveram sobre sedimentos terrígenos ou em superfícies rochosas topograficamente planas. Hiney et al. (2014) sugerem uma forte correlação entre a topografia antecedente e o padrão de distribuição dos extensos recifes de borda da plataforma na Grande Barreira de Recifes da Austrália.

O princípio *empty bucket* tem sido aplicado em ambientes carbonáticos com o objetivo de explicar a morfologia e deposição de sedimentos na região lagunar em ambientes recifais (recifes de franja, recifes de barreira e atóis) (ex. Gischler et al., 2000; Kennedy et al.; 2000). Enquanto que a analogia é válida, Purdy e Gischler (2005) demonstram que nestes ambientes o princípio não controla a morfologia final. A geometria destes ambientes modernos é simplesmente um estágio na evolução de um processo contínuo de preenchimento de lagunas em muitos ambientes recifais (Purdy e Gischler, 2005).

Apesar da importância de inúmeros trabalhos abordando a influência da topografia antecedente no controle geomorfológico e faciológico dos ambientes deposicionais, existem, no entanto, discordâncias quanto à natureza siliciclástica ou carbonática da topografia subjacente e padrões estruturais (Purdy e Gischler, 2003).

A Plataforma Continental de Abrolhos (PCA) é considerada um dos maiores exemplos de sedimentação carbonática-siliciclástica no Brasil caracterizada por uma morfologia complexa e uma diversidade geomorfológica e sedimentar que inclui recifes de corais rasos e mesofóticos, extensos bancos de rodolitos e sedimentação siliciclástica próximo à costa (Melo et al., 1975; Bastos et al., 2015; D'Agostini et al., 2015). A atual morfologia e consequente distribuição sedimentar desta plataforma têm sido indicadas como herança geológica de topografias cársticas antecedentes controladas/influenciadas pela disposição estrutural de um complexo vulcânico (CVA) subjacente a esta região (Sobreira e França, 2005; França et al., 2007; Lopes e Castro, 2013; Ferreira et al., 2014). Entretanto, a correlação entre os principais fatores controladores destes ambientes, como a associação entre nível relativo do mar, aporte sedimentar siliciclástico e paleotopografia antecedente nunca foram testados. Este trabalho investiga a correlação destes fatores e fornece novas informações sobre origem e litologia antecedente como controlador do padrão de distribuição de fácies com foco principal na última transgressão pós-Último Máximo Glacial (UMG).

III.2 Material e métodos

III.2.1 Levantamento geofísico

Aproximadamente 625 km de dados sísmicos de alta resolução foram adquiridos na região norte e central da PCA (Figura III.1) utilizando-se um perfilador sísmico com fonte tipo *boomer* e sistema de aquisição de dados Meridata MDCS, operando com emissão de energia de 250 J e sinais variáveis de frequência. As linhas foram adquiridas, em maior parte, em transectos com orientação NO-SE e, em menor parte, com orientação O-L e N-S englobando a plataforma interna e externa da PCA (Figura III.1). Navegação e posicionamento foram realizados utilizando-se um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS).

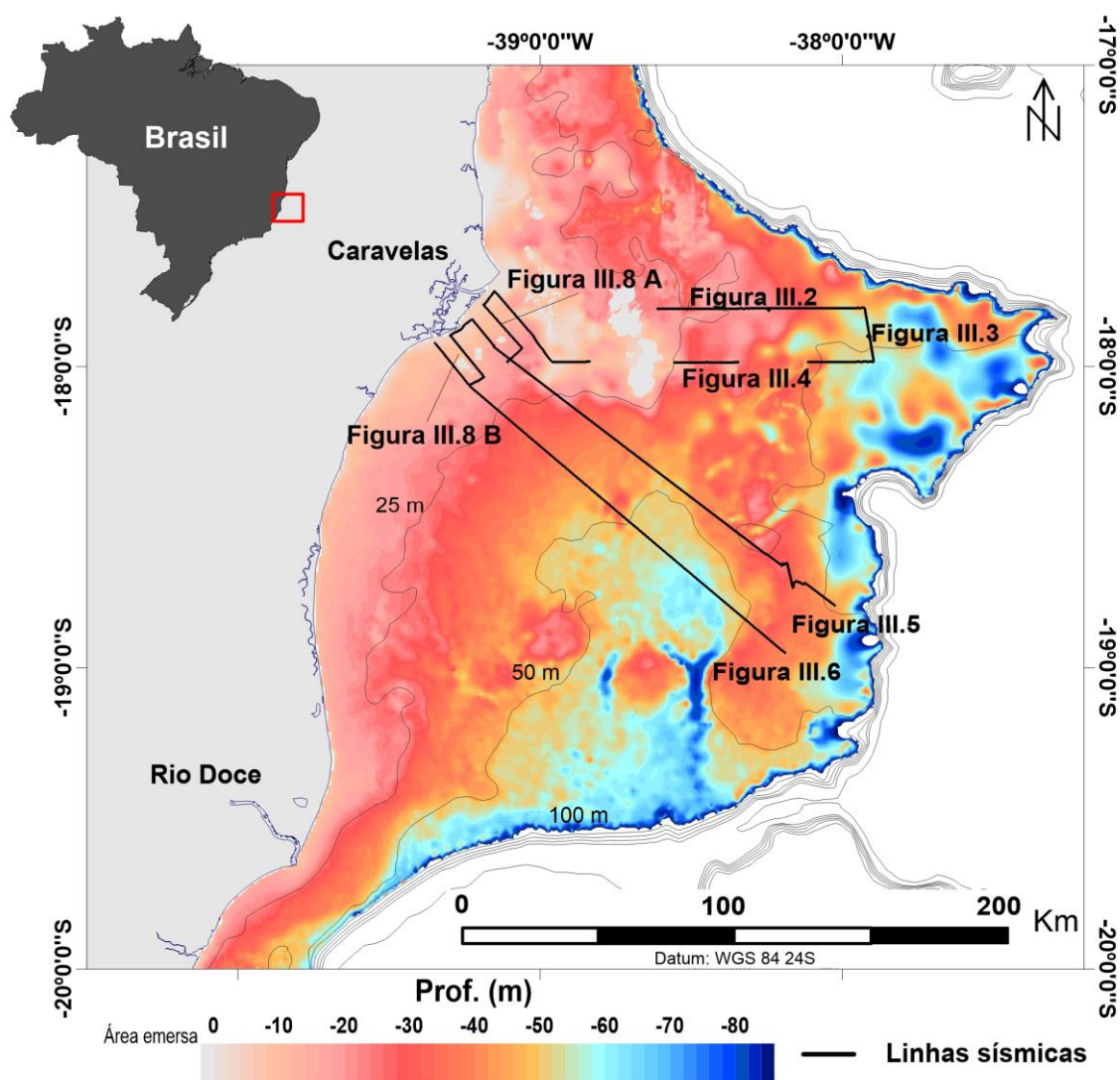


Figura III.1: Mapa batimétrico da Plataforma Continental de Abrolhos com a localização das linhas sísmicas adquiridas na região norte e central da PCA com o sistema de aquisição de dados Meridata MDCS.

III.2.2 Processamento e interpretação sísmica

O processamento dos dados sísmicos foi realizado através do *software* Meridata MDPS aplicando-se filtros de frequência do tipo passa-banda (valores de 0,2 a 2 kHz) e ganho (-11 dB). A interpretação, também realizada no MDPS, consistiu no mapeamento dos principais refletores sísmicos visando o reconhecimento e caracterização dos elementos arquiteturais das fácies e unidades sísmicas (como terminação lateral, caráter e configuração interna das reflexões e geometria externa das unidades sísmicas) de acordo com os conceitos de estratigrafia sísmica proposto por Mitchum Jr et al. (1977).

A conversão do tempo duplo de propagação (*two-way time*) para profundidade foi estimada empregando-se uma velocidade média de 1500 m/s (para as representações gráficas da interpretação sísmica dos transectos). Os valores de espessura e profundidade dos limites das sequências e unidades sísmicas apresentados na Tabela III.1 foram exportadas do MDPS com intervalo de pontos de 10 m utilizando-se uma velocidade média de propagação da onda acústica de 2000 m/s.

Os termos da estratigrafia de sequências propostos por Catuneanu (2002; 2006) e Catuneanu et al. (2009) foram adotados para identificar as unidades genéticas e superfícies estratigráficas.

III.3 Resultados

III.3.1 Elementos arquiteturais das sequências e unidades sísmicas

A interpretação dos transectos sísmicos revelou a ocorrência de três sequências sísmicas principais nomeadas em, da mais antiga para a mais recente, Sq1, Sq2 e Sq3, e sete unidades sísmicas (Su1, Su2, Su3, Su4, Su5, Su6 e Su7) identificadas em alguns transectos e que constituem as sequências sísmicas mapeadas. Estas sequências são limitadas na base e no topo por discordâncias erosivas (S1, S2 e S3), evidenciadas principalmente por superfícies de truncamento de refletores, e lateralmente contínuas ao longo da PCA (Figura III.2, Figura III.3, Figura III.4, Figura III.5, Figura III.6, Figura III.7 e Figura III.8). Os elementos arquiteturais de cada sequência, assim como, as características das unidades sísmicas que as compõe estão descritas abaixo.

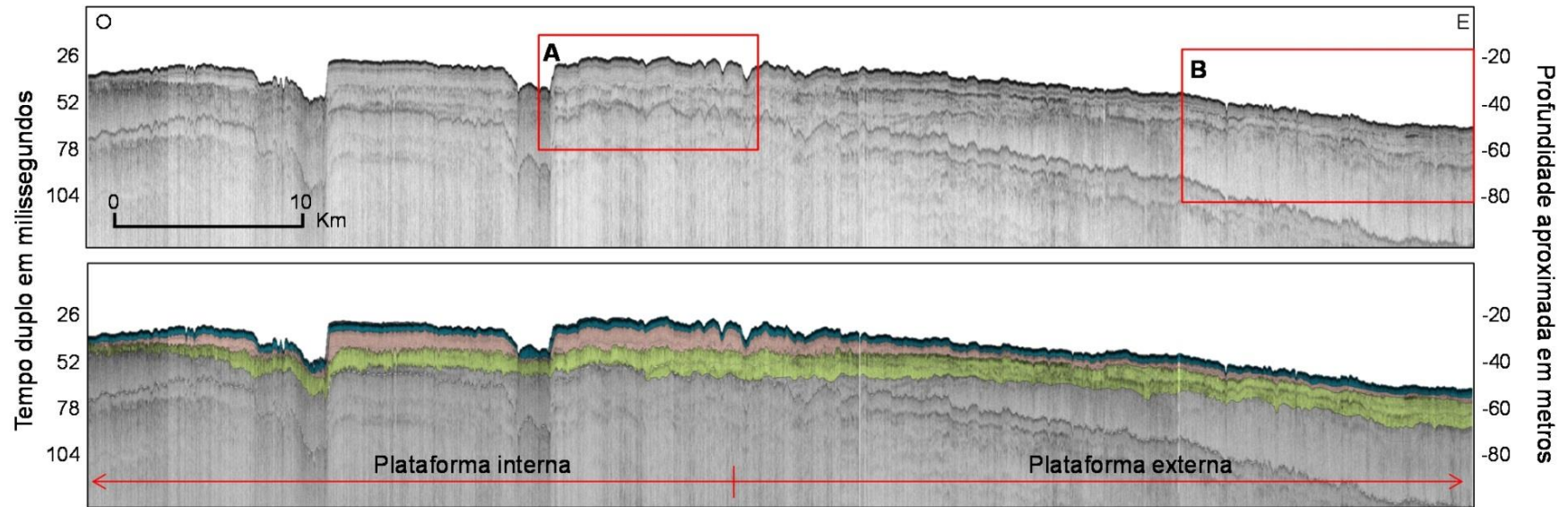
Sq1 representa a sequência sísmica basal e é limitada em sua base por S1, que se configura em uma superfície altamente irregular, contínua e de média a alta amplitude e corresponde ao embasamento acústico deste trabalho. Esta sequência apresenta um padrão agradacional evidenciado por configurações de reflexões paralelas a subparalelas e de alta amplitude, porém, descontínuas em grande parte dos registros sísmicos (Figura III.2, Figura III.4, Figura III.5 e Figura III.6) e, também, por padrões de configurações transparentes observados nesta sequência no setor SE da plataforma externa na região sul, assim como, no setor E da plataforma interna na região norte (ver definição das regiões em I.3.2) (Figura III.2 – Seção A, Figura III.5 – Seção B e Figura III.6 – Seção B). Na plataforma externa norte, observa-se truncamento dos refletores desta sequência por S2 (Figura III.2 – Seção B). S2 representa o limite superior de Sq1 e é caracterizada por uma superfície altamente irregular, contínua e descontínua e com alta amplitude. O detalhamento dos elementos arquiteturais que compõem Sq1 foi dificultado pela atenuação do sinal acústico, provavelmente devido à profundidade em que ocorre esta sequência e mascarado na região costeira (Figura III.8) devido à ocorrência da reflexão de múltiplas. Entretanto, observam-se configurações de reflexões paralelas a subparalelas nesta sequência na linha sísmica costeira da Figura III.8A e caótica na Figura III.8B. No transecto sísmico da Figura III.6 observa-se a delimitação de uma unidade sísmica, Su1, que compõe Sq1. Esta unidade caracteriza-se por um padrão arquitetural levemente retrogradacional com geometria em *onlap* sentido *onshore*. Su1 é truncada acima por um refletor erosivo (R1) com características de alta amplitude, contínuo e irregular (Figura III.6 – Seção B).

Sq2 se desenvolve sobre a superfície S2 e é caracterizada por um padrão agradacional e, por vezes, também progradacional (Figura III.2, Figura III.4, Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção B e Figura III.7A). O limite superior de Sq2 é marcado por uma superfície erosiva (S3) irregular com boa continuidade lateral e de alta amplitude. Observa-se o truncamento desta sequência por S3 ao longo da PCA com mais representatividade na plataforma interna (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.8) e observada também, na Figura III.3 – Seção A e Figura III.4 – Seção A da plataforma externa norte. O setor E da plataforma interna na região norte é representada por uma configuração acusticamente laminada a semitransparente, constituída por refletores internos de baixa amplitude e com

pouca continuidade lateral. Quando observados, estes refletores encontram-se na base de Sq2 formando configurações externas de montes (Figura I.2 – Seção A). Fácies sísmicas com ausência de reflexão (fácies transparente) em Sq2 são evidenciadas principalmente no setor SE da plataforma externa na região sul (Figura III.5 e Figura III.6) e também em Su2. Esta unidade foi mapeada no transecto da Figura III.6 – Seção B, Figura III.7A e Figura III.8 e caracteriza-se por uma configuração externa de preenchimento de canais na sequência subjacente. Su2 é limitada acima por R2 que se configura em um refletor de média amplitude contínuo, quando observado a unidade sísmica correspondente. Fácies com configurações progradantes são observadas em Sq2 sobrepostas a Su2 no setor SE da plataforma externa na região sul (Figura III.6 – Seção B e Figura III.7A) e em transectos sísmicos costeiros (Figura III.8).

A sequência sísmica superior (Sq3) mapeada ao longo da PCA está sobreposta a S3 e é lateralmente correlacionável ao longo da PCA. Esta sequência é representada por uma variabilidade de fácies e unidade sísmicas com boa intensidade das reflexões e continuidade lateral (Figura III.2, Figura III.4, Figura III.5, Figura III.6 e Figura III.8). Foram mapeadas cinco unidades sísmicas nesta sequência com configurações retrogradantes, progradantes e agradacionais. Su3 é representada por um padrão retrogradacional com refletores de média amplitude que terminam em *onlap* sobre o limite inferior (S3) da sequência correspondente (Sq3), e é truncada acima pelo fundo marinho (Figura III.3 – Seção A e Figura III.4 – Seção A). A unidade sísmica 4 (Su4) é caracterizada por uma configuração interna transparente e é limitada acima por um refletor de média amplitude, regular e contínuo (R4) (Figura III.6 e Figura III.7B). Su4 desenvolve-se sobre S3, apresentando uma configuração externa côncava caracterizada por um prisma (Figura III.7B). Su5 também se desenvolve sobre S3 e é limitada acima por R5. Esta unidade apresenta características retrogradantes, forma externa prismática e configuração interna transparente (Figura III.5 – Seção B). A unidade sísmica 6 (Su6) apresenta um padrão agradacional com configuração externa de preenchimento de canais e interna caracterizada por refletores paralelos/subparalelos com terminações em *onlap* sobre S3 (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.8). Observa-se a concordância dos refletores desta unidade com a superfície limite superior, R6, que é caracterizado por um refletor

levemente irregular, contínuo e de alta a média amplitude. Su7 apresenta uma configuração interna marcada por clinoformas progradantes do tipo *shingled* com ângulos de mergulho que diminuem em direção à *offshore*. Esta unidade possui um padrão de terminações de refletores em *downlap* sobre o limite superior de Su6, ou seja, R6 e em *toplap* com o fundo marinho (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.8). As unidades sísmicas Su3, Su4, Su5, Su6 e Su7 quando mapeáveis correspondem a Sq3. Entretanto, quando não identificadas unidades sísmicas bem definidas nesta sequência, observa-se, de forma geral, fácies com configurações internas transparentes principalmente na plataforma externa e caótica associada a feições prismáticas e de montes (Figura III.2, Figura III.4, Figura III.5, Figura III.6 e Figura III.8).



- Sequência 3
- Sequência 2
- Sequência 1

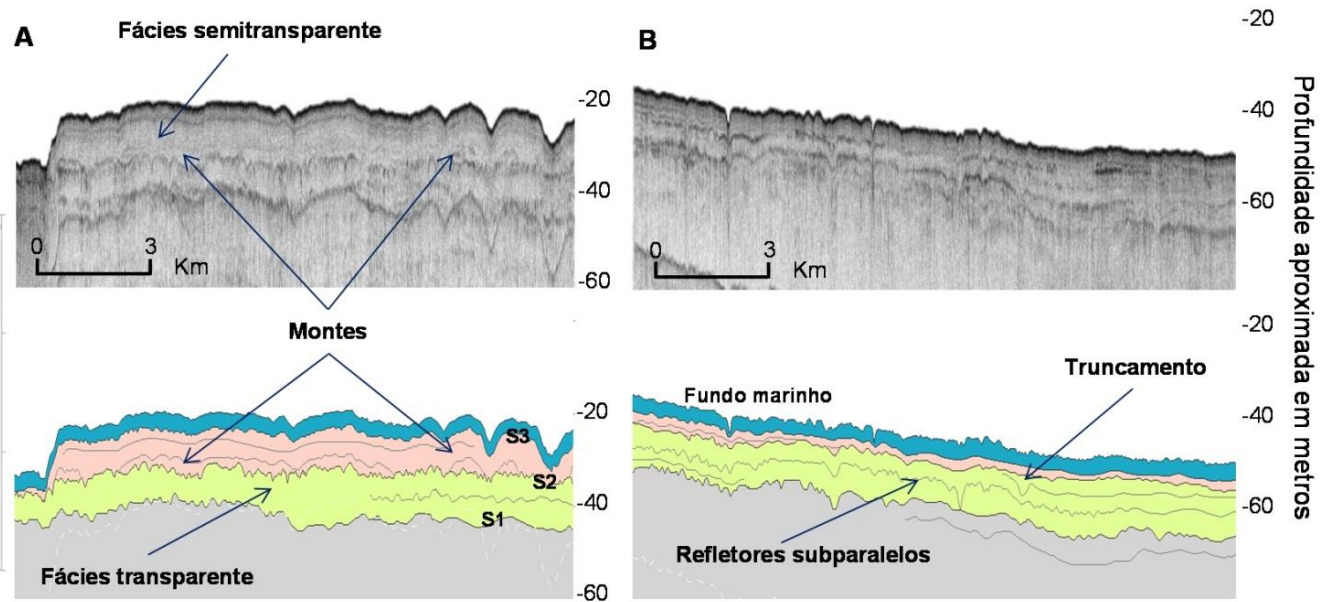
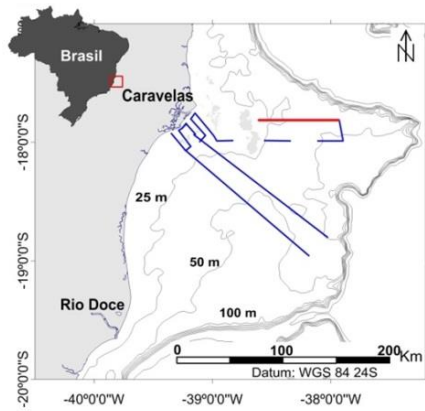


Figura III.2: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas mapeadas na região norte da PCA e principais elementos arquiteturais identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em “A” e “B” no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo.

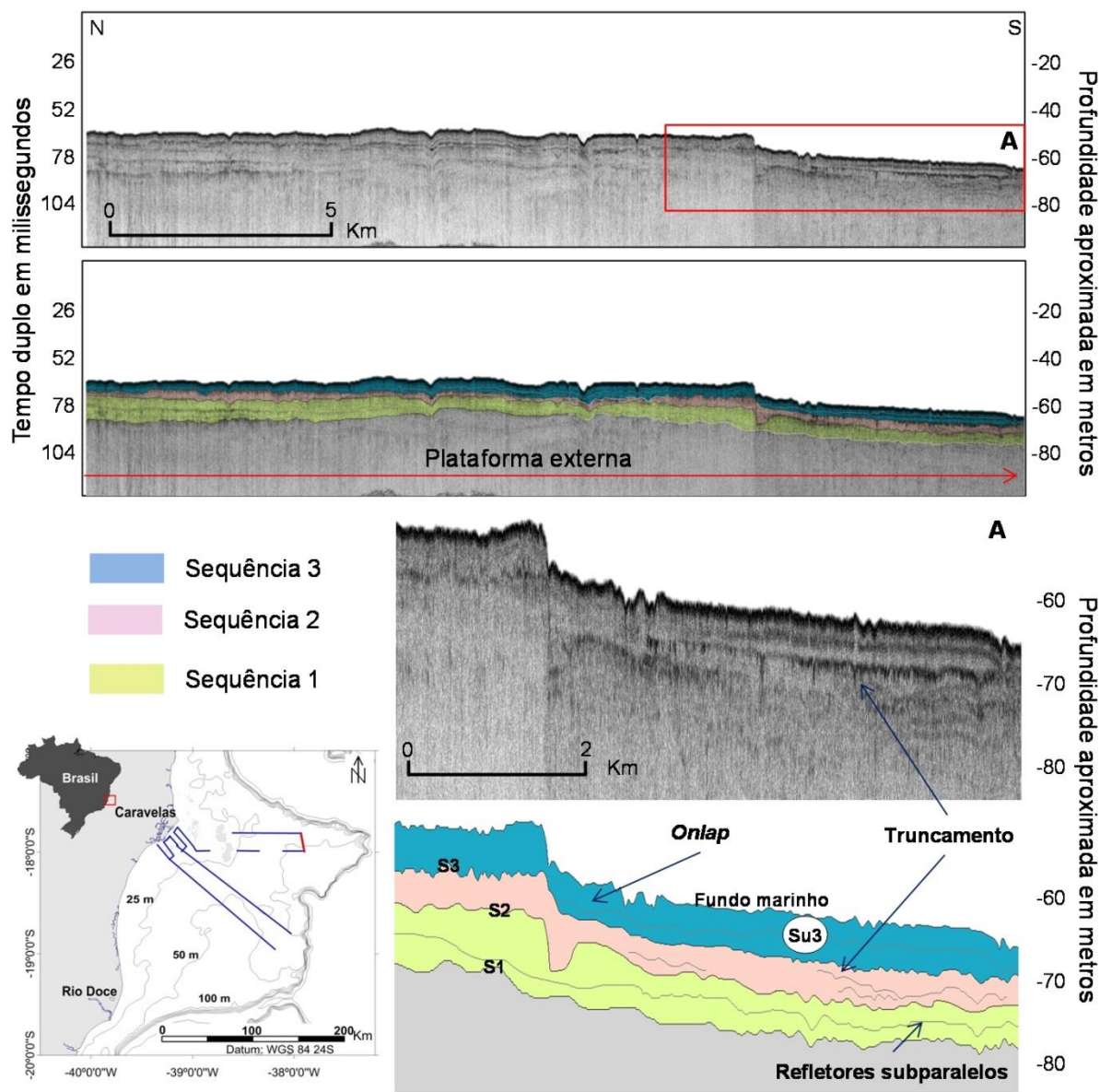


Figura III.3: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidade sísmica mapeadas na plataforma externa na região norte da PCA, e os principais elementos arquiteturais identificados. O retângulo em vermelho nomeado em “A” no transecto sísmico corresponde à seção detalhada abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.

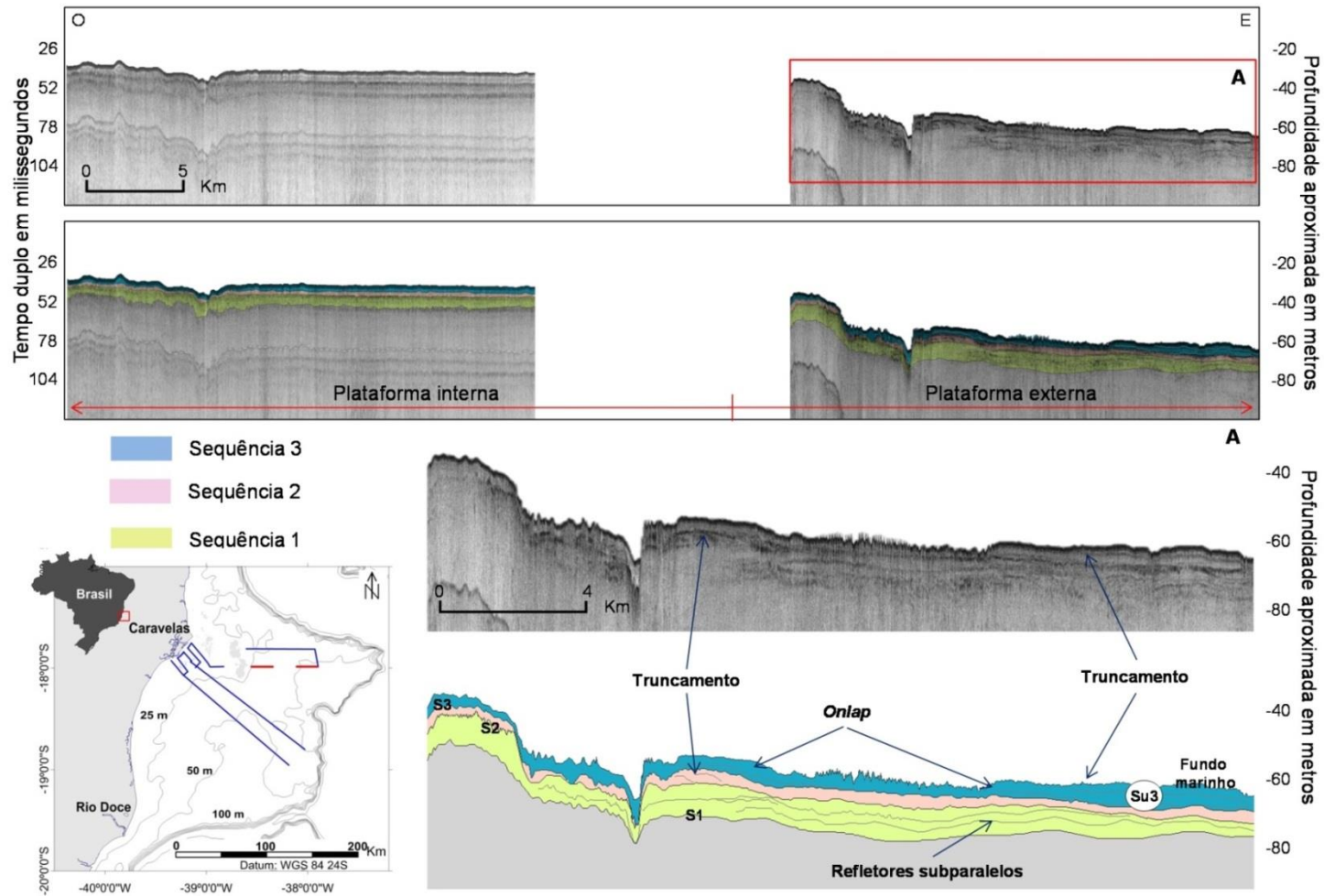


Figura III.4: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidade sísmica mapeadas na região norte da PCA, e os principais elementos arquiteturais identificados. O retângulo em vermelho nomeados em “A” no transecto sísmico corresponde à seção detalhada abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.

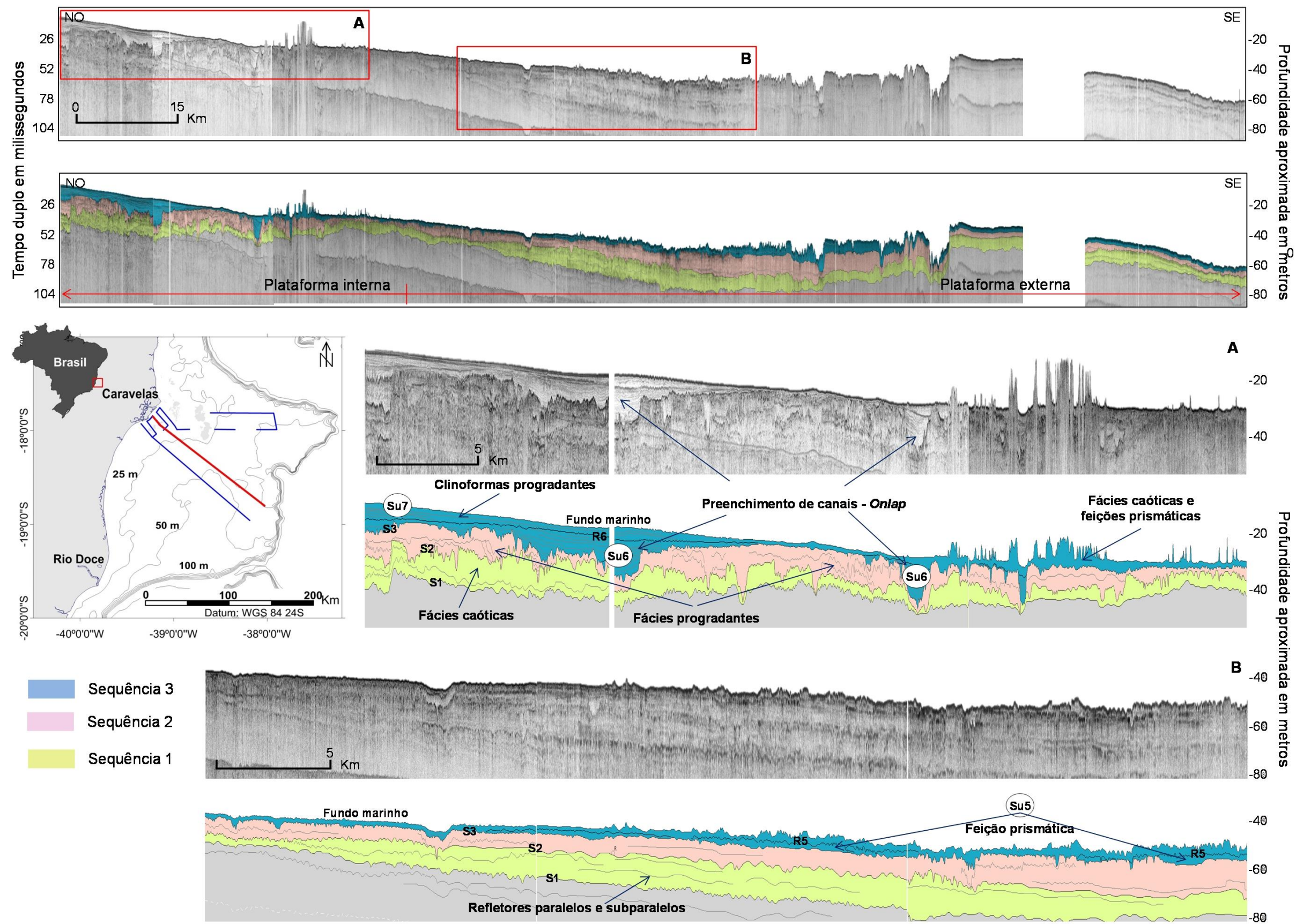


Figura III.5: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna e externa da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em "A" e "B" no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.

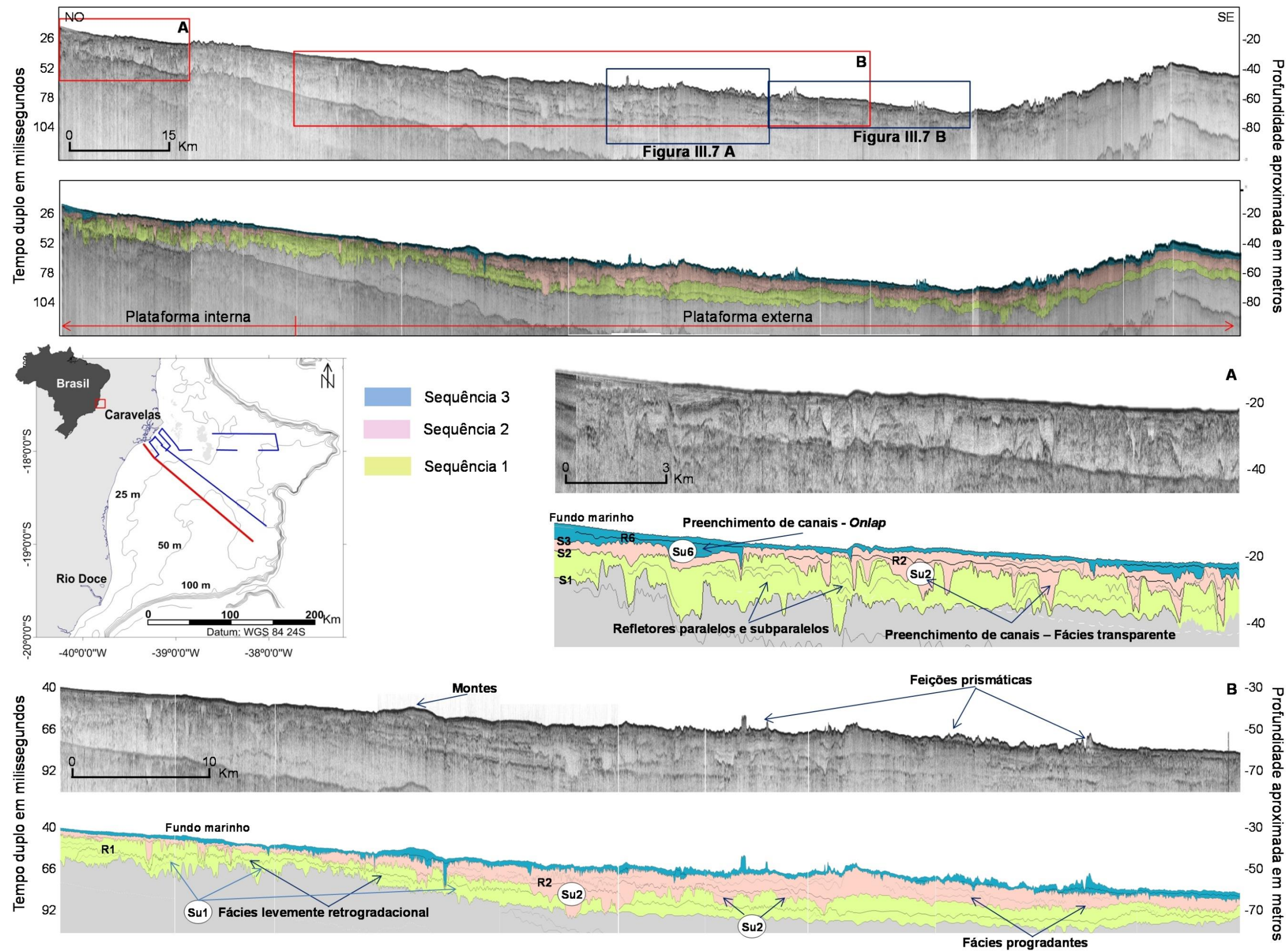


Figura III.6: Transecto sísmico com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna e externa da PCA e os principais elementos arquiteturas identificados. Os retângulos em vermelho nomeados em "A" e "B" no transecto sísmico correspondem às seções detalhadas abaixo. Os retângulos em azul correspondem às figuras apresentadas abaixo. O detalhe em vermelho no mapa representa o transecto sísmico desta figura.

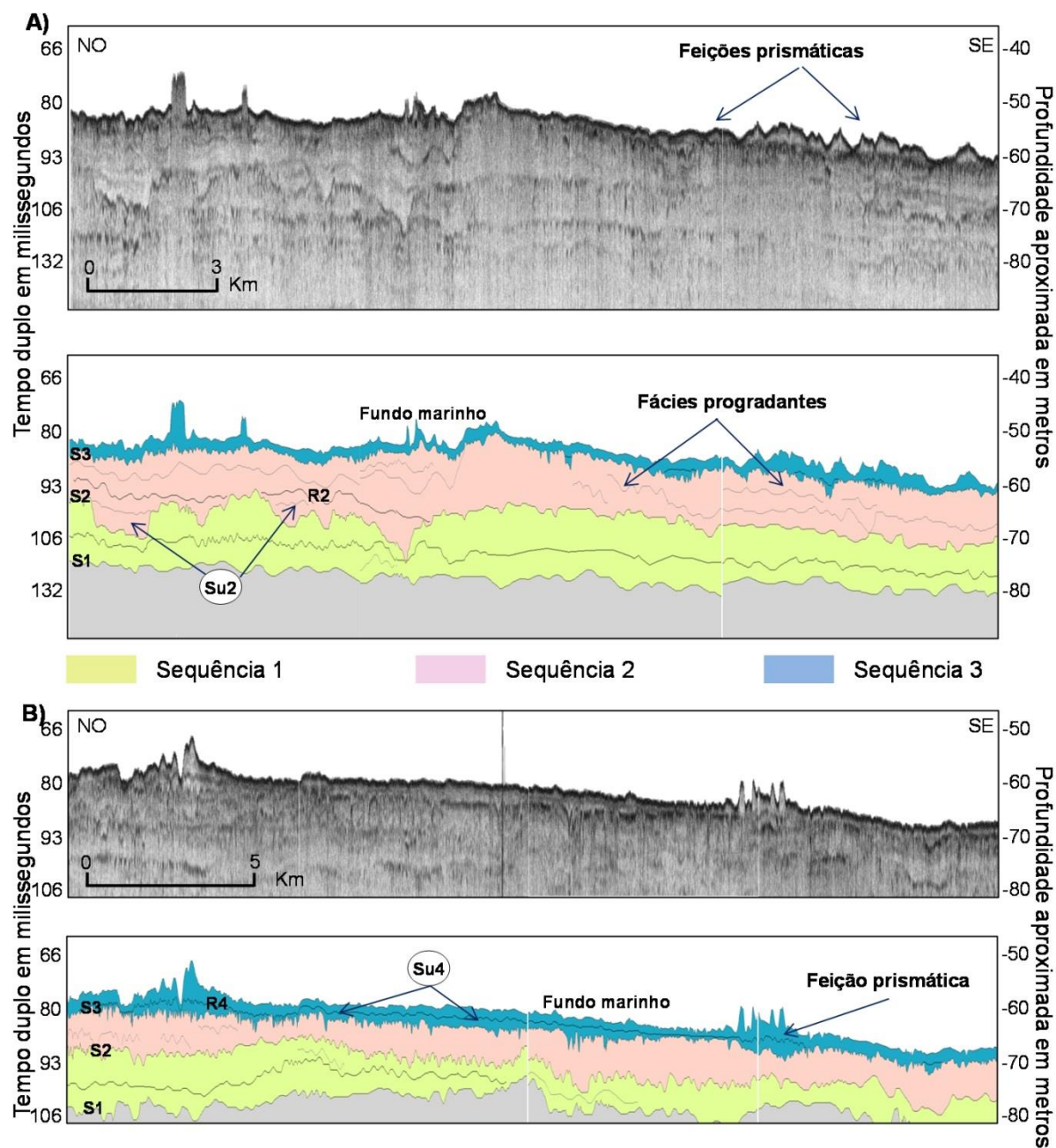


Figura III.7: Seções do transecto sísmico da Figura III.6 com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma externa da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados.

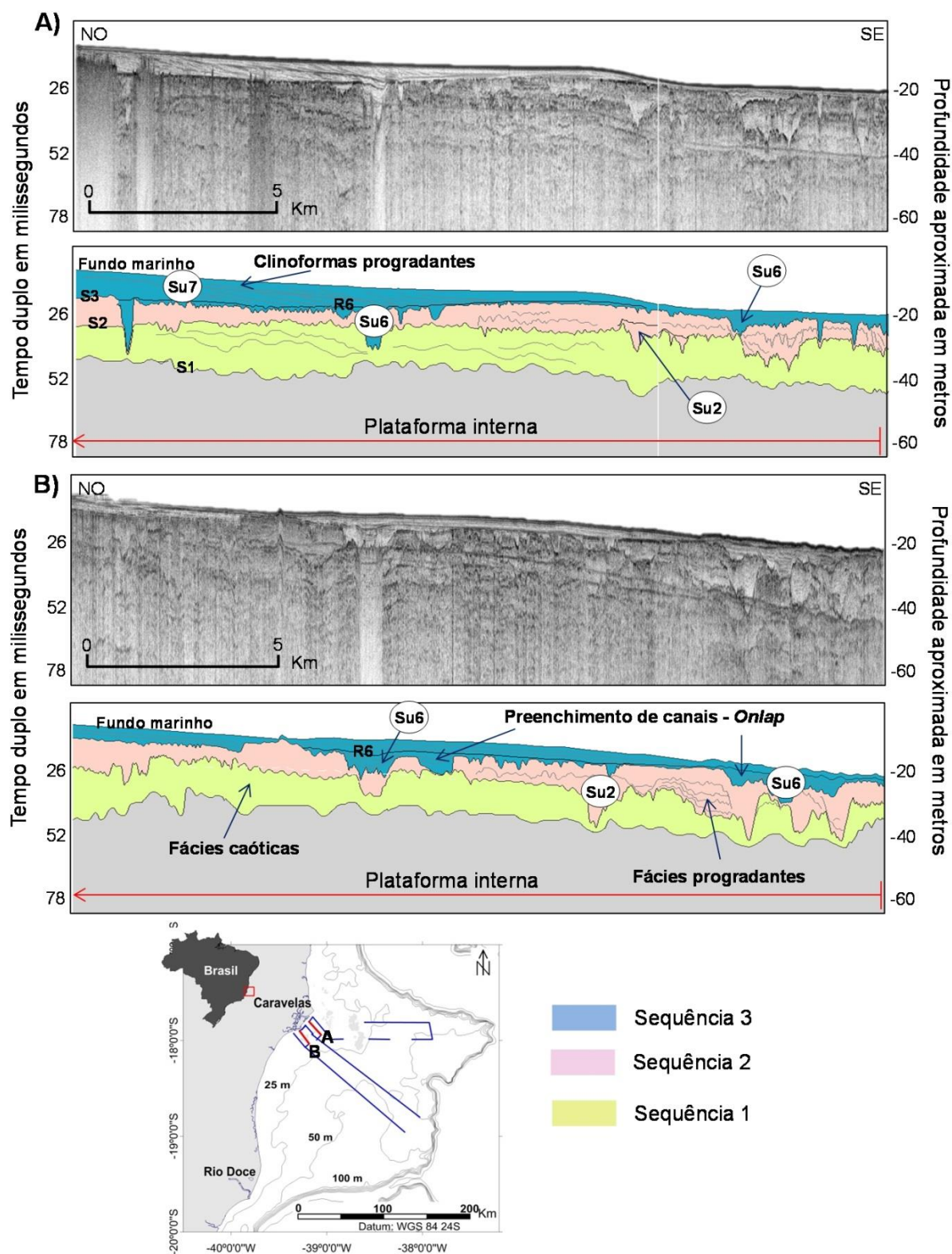


Figura III.8: A e B: Transectos sísmicos costeiros com ilustrações das sequências sísmicas e unidades sísmicas mapeadas na plataforma interna da PCA e os principais elementos arquiteturais identificados.

III.3.2 Variabilidade lateral e espacial das sequências e unidades sísmicas

As sequências sísmicas mapeadas (Sq1, Sq2 e Sq3) apresentam boa continuidade lateral e foram identificadas em todos os transectos sísmicos (TA, TB, TC e TD - Figura III.10). De forma geral, Sq1, Sq2 e Sq3 são marcadas por fortes irregularidades com formações de canais na plataforma interna (Figura III.10). Com exceção de TD (que apresenta morfologia de canais também na plataforma externa), os transectos são representados por uma morfologia mais regular, ou seja, não apresentam grandes variações topográficas na plataforma externa. Os valores de espessura média das sequências diminuem do embasamento acústico ao fundo marinho e é semelhante em ambas as plataformas interna (< 30 m) e externa (> 30 m) (Tabela III.1).

Su1 foi mapeada somente no setor NO da plataforma externa na região sul entre as profundidades atuais de 25 a 60 m (Figura III.6 – Seção B e Figura III.10 – TD). Esta unidade apresenta boa continuidade lateral alcançando profundidades de base entre 44 e 90 m (Figura III.9). Su2 caracteriza-se por uma unidade não contínua observada na plataforma interna da região costeira e no setor NO da plataforma externa (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.10 – TC e TD) entre as profundidades atuais de 15 a 51 m. Apresenta valores altos de profundidade de base (80 m – Figura III.9) e grandes espessuras (22 m - Tabela III.1). Su3 foi observada somente na plataforma externa na região norte em profundidades de base inferiores a 57 m (Figura III.3 – Seção A, Figura III.4 – Seção A e Figura III.10 - TB) e apresenta espessuras que variam entre 1,9 a 9,4 m (Tabela III.1). Su4 foi mapeada somente na região central do TD, porém com boa continuidade lateral (Figura III.6 – Seção B, Figura III.7B e Figura III.10). Apresenta uma espessura média de 6,1 m e profundidades de base que variam entre 58 a 71 m (Tabela III.1). Su5 foi observada nos transectos da Figura III.5 e Figura III.6 e não ocorre continuamente. Apresenta valores altos de profundidade de base (70 m – Figura III.9) e uma espessura média de 2 m. A unidade sísmica 6 (Su6) é observada na região costeira (plataforma interna) e de forma não contínua. Apresenta uma espessura média de 3 m, apesar de serem observados altos valores em grandes canais (21 m) (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.8). Su7 foi observada somente na zona costeira (Figura III.5 – Seção A, Figura III.6 – Seção A e Figura III.8) e limitada a uma profundidade de 35 m do fundo atual.

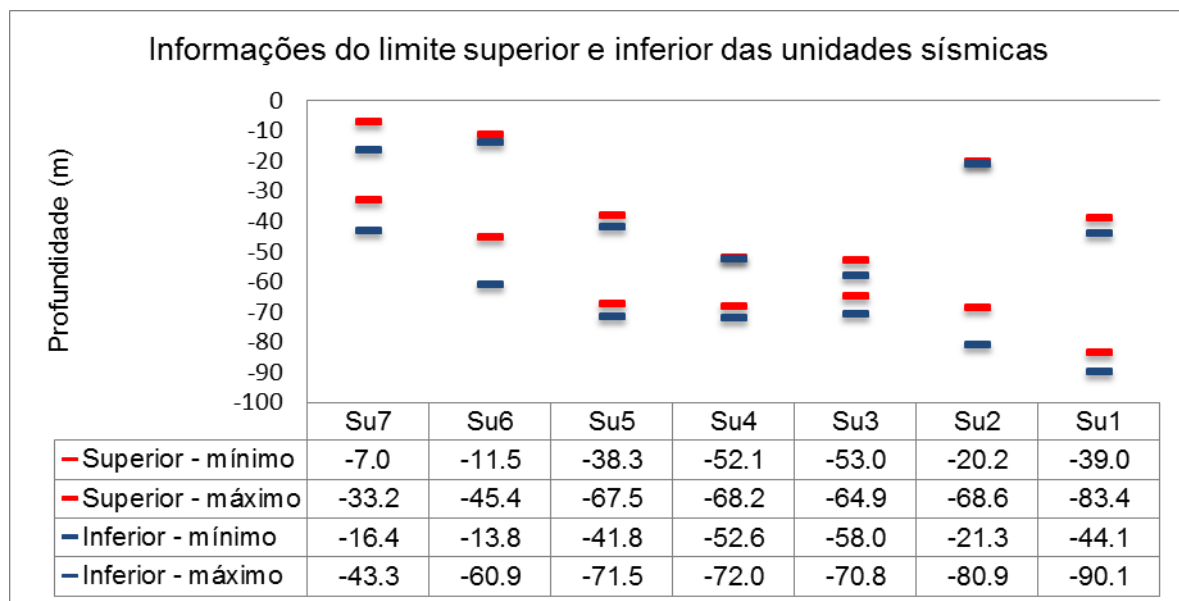


Figura III.9: Informações do limite superior e inferior das unidades sísmicas mapeadas.

Tabela III.1: Valores de espessura das três sequências e cinco unidades sísmicas mapeadas.

Sequências sísmicas	Plataforma interna (< 30 m)			Plataforma externa (> 30 m)		
	Sq3	Sq2	Sq1	Sq3	Sq2	Sq1
Média	4.98	8.09	11.3	5.71	8.52	10.83
Mínimo	0	0.06	0	0.63	0.08	0
Máximo	23.57	26.51	33.86	32.18	27.12	32.02

Plataforma interna e externa							
Unidades sísmicas	Su7	Su6	Su5	Su4	Su3	Su2	Su1
Média	9.24	3.23	3.08	2.01	6.12	7.03	6.47
Mínimo	0.35	0	0.04	0	1.91	0.08	0.11
Máximo	26.03	21.38	19.82	6.04	9.41	22.29	17.13

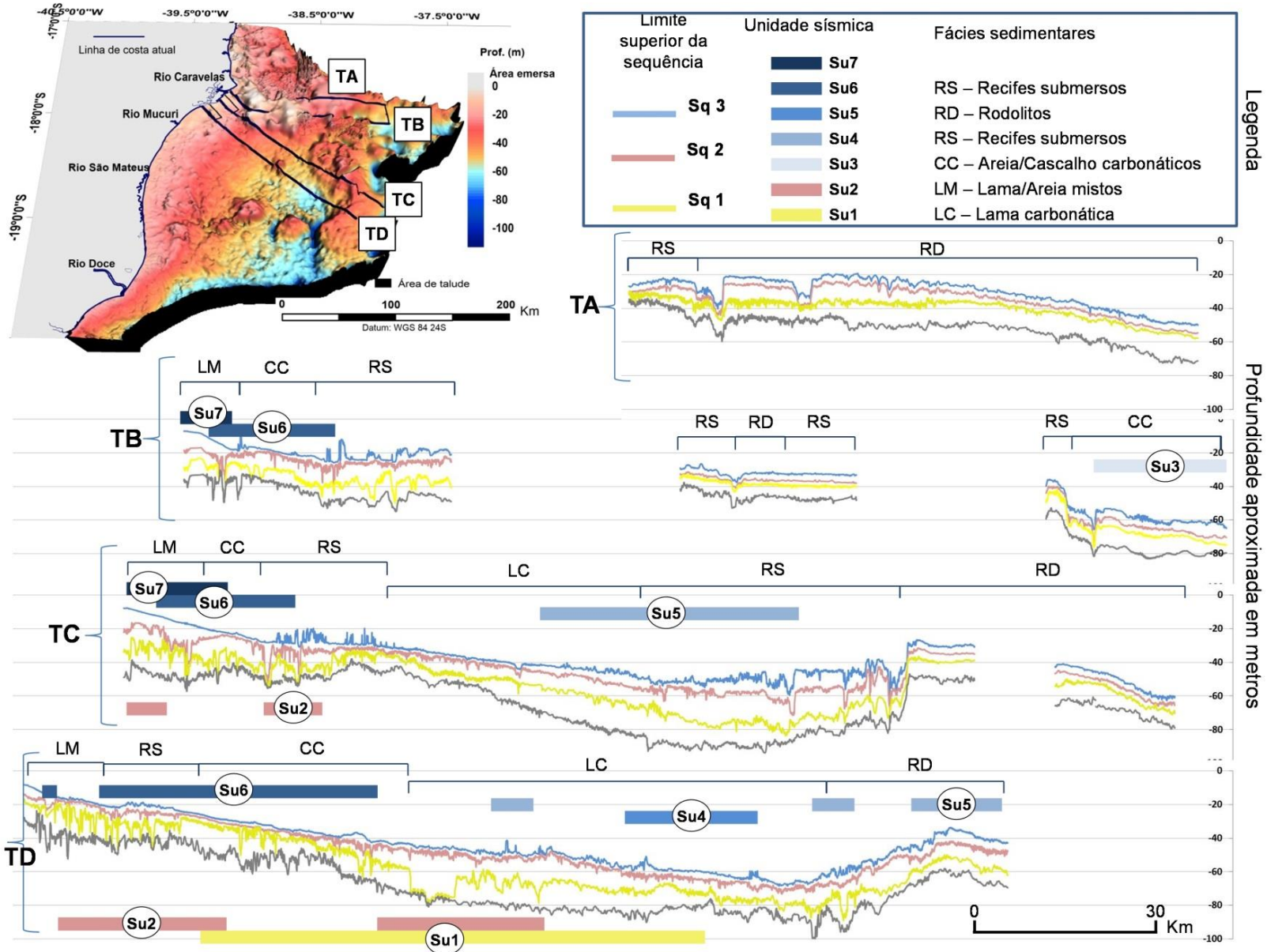


Figura III.10: Gráficos representativos de espessura das principais sequências sísmicas (Sq1, Sq2 e Sq3) dispostas em quatro transectos (TA, TB, TC e TD) com localização das unidades sísmicas mapeadas. Estas unidades estão representadas em barras coloridas sobre cada transecto sísmico, sendo que, não corresponde a profundidade da escala lateral. A faciologia do fundo correspondente a cada transecto de acordo com o mapa da Figura I.2 também está representada nos transectos.

III.4 Discussão

III.4.1 Análise sismoestratigráfica

A arquitetura sísmica da PCA corresponde a sucessões de eventos deposicionais e erosivos que resultaram no empilhamento de três principais sequências sísmicas mapeadas regionalmente nesta plataforma (Sq1, Sq2 e Sq3; Figura III.2, Figura III.4, Figura III.5 e Figura III.6). A irregularidade e forte amplitude das superfícies que limitam estas sequências (S1, S2, e S3), no topo e na base, sugerem a atuação processos erosivos relacionados a longos períodos de exposição subaérea (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009). Apesar da falta de informações de testemunhos sedimentares que englobem as sequências estratigráficas deste trabalho, a cronoestratigrafia foi realizada através da correlação com trabalhos como de Bastos et al. (2013; 2016) e D'Agostini et al. (2015), assim como, com informações da interpretação sismoestratigráfica. As superfícies estratigráficas mapeadas neste trabalho, S2 e S3, foram interpretadas por Bastos et al. (2013; 2016) em um trecho da plataforma interna na região norte como discordâncias subaéreas formadas durante os estágios isotópicos marinhos (MIS), 6 e 2, respectivamente. Além disto, D'Agostini et al. (2015), através de dados sísmicos de alta resolução, datações e testemunhos sedimentares rasos adquiridos na região costeira na área de estudo deste trabalho e associando com informações da sequência pré-holocênica sugerida por Leão e Ginsburg (1997), interpretam também que S3 é correspondente a MIS 2. A superfície estratigráfica 1 (S1) apresenta limitações quanto a amplitude do refletor sísmico, contudo, é lateralmente contínua e corresponde a superfície sísmica de maior expressão ao longo da PCA (com exceção de S2 e S3). Assim, S1, S2 e S3, foram interpretadas neste trabalho como discordâncias subaéreas formadas durante os períodos de exposição durante MIS 8, MIS 6 e MIS 2, respectivamente (Figura III.11). As sequências sísmicas mapeadas e limitadas pelas discordâncias subaéreas S1, S2 e S3 representam, assim,

sequências deposicionais formadas durante as oscilações dos ciclos glacio-eustáticos (Figura III.11). Os padrões arquiteturais (agradacional e progradacional) destas sequências limitadas por discordâncias erosivas indicam deposições sedimentares durante um aumento do espaço de acomodação e posteriormente submetidas a condições dominantes de regressão forçada (Posamentier e Morris, 2000; Catuneanu, 2006).

A formação da sequência deposicional Sq1 provavelmente ocorreu entre MIS 8 e MIS 6 (entre 250.000 e 140.000 anos AP) e Sq2 entre MIS 6 e MIS 2. A preservação de uma unidade sísmica com características retrogradacionais (Su1) nesta sequência e limitada acima por um refletor erosivo (R1) indica que esta unidade foi exposta rapidamente a uma condição de exposição dos depósitos sedimentares, preservando o padrão retrogradacional desta unidade. A partir do limite superior de Su1 (Tabela III.1), interpretou-se que esta unidade formou-se durante períodos transgressivos/mar alto entre aproximadamente 250.000 e 200.000 anos e foi submetida a processos erosivos de rápida exposição subaérea que ocorreu entre 200.000 e 190.000 anos formando R1. Su2 apresenta maior grau de preservação quando comparada a Su1 e maiores espessuras (Tabela III.1). Esta unidade é representada por depósitos de preenchimento de canais, provavelmente transgressivos, sobrepostos por depósitos progradantes. Su1 foi interpretada como sendo formada durante o MIS 5 que corresponde ao último período interglacial antes do presente, relativamente mais quente e conseqüentemente favorável ao desenvolvimento de espessas construções carbonáticas (Rohling et al., 2007; Schlager, 2005). Discordâncias subaéreas com características erosivas são evidenciadas em trabalhos como Weight et al. (2011) e Hineirosa et al. (2014). Plataformas carbonáticas são ambientes favoráveis para preservação de sequências deposicionais visto a característica favorável à formação de ambientes cársticos e conseqüentemente formação de rochas carbonáticas (Schlager, 2005).

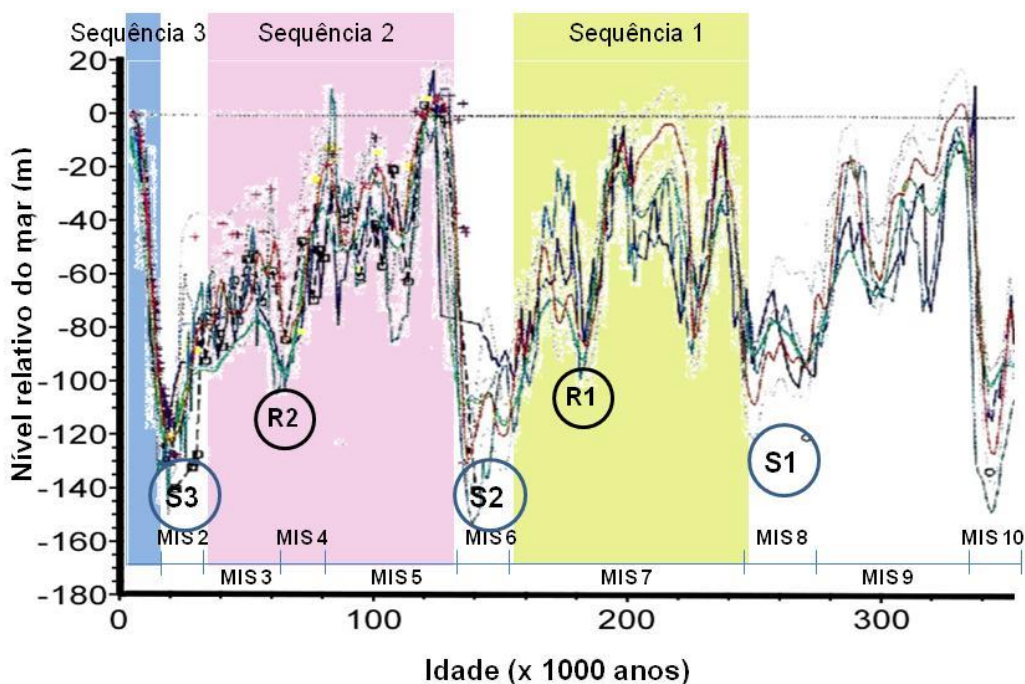


Figura III.11: Curva de compilação dos dados de variação do nível do mar dos últimos 350 mil anos AP proposta por Rabineau et al. (2006) com a delimitação do período de formação das principais sequências sísmicas (Sq1, Sq2 e Sq3) e as discordâncias erosivas (S1, S2, S3, R1 e R2).

Durante o Último Máximo Glacial, processos erosivos esculpiram a PCA formando uma paleotopografia cárstica (D'Agostini et al., 2015). A sequência sísmica 3 desenvolveu-se sobre a discordância subaérea (S3) formada durante a exposição desta plataforma no UMG e corresponde a sequência deposicional superior desenvolvida durante o último período interglacial (MIS 1) (Figura III.11). Assim, Sq3 corresponde a uma sequência deposicional ainda em construção.

Unidades sísmicas com padrões retrogradacionais mapeadas (Su3 e Su5) na plataforma externa na região norte e sul e agradacionais (Su4) indicam a formação de unidades sísmicas formadas durante a última transgressão marinha. As profundidades do limite inferior de Su3, Su4 e Su5 (aproximadamente 70 m - Figura III.9) permitem inferir que o início da formação destas unidades transgressivas ocorreu há aproximadamente 13.000 anos AP quando o nível do mar encontrava-se a 70 metros abaixo do nível atual (Rabineau et al., 2006; Lambeck et al., 2014) (Figura III.12). Su3 apresenta um padrão retrogradacional (evidências de refletores em *onlap* na base). Em ambientes carbonáticos este padrão é descrito como *backstepping* e é típico de plataformas carbonáticas do tipo com borda (Saller et al.,

1993). A retrogradação da plataforma ocorre em pequenos “degraus” e formam-se quando a taxa de criação de espaço de acomodação é maior do que o desenvolvimento da borda e da produção carbonática interna da plataforma (Schlager, 2005). As características desta unidade semelhante ao padrão *backstepping* e observações da faciologia atual (areia e cascalho carbonáticos - Figura I.2 e Figura III.10 - Moura et al., 2013; Bastos et al., 2015) permitem inferir que esta unidade sísmica representa um ambiente marinho costeiro aberto com um possível desenvolvimento de bordas recifais e depósitos clásticos carbonáticos a partir do retrabalhamento das bordas e alta produção carbonática. Características de recifes de borda de plataforma também são evidenciadas e discutidas no Capítulo II.

A partir das informações da Figura III.12 com representação do nível do mar e informações da Figura III.9 é possível observar que durante o mesmo período de formação de Su3, Su4 formava-se na Depressão de Abrolhos com uma conexão marinha limitada através de um canal. As características das fácies sísmicas (transparente) de Su4 indica a formação de pacotes sedimentares homogêneos e, também, de uma sedimentação rápida e uniforme de depósitos argilosos (Mitchum Jr. et al., 1977; Mignot, 1984). De fato, a conexão marinha nesta depressão que ocorreu através do Canal Besnard propiciou a formação de um ambiente com características hidrodinamicamente calmo. Vicalvi et al. (1978) observam fácies transgressivas nesta depressão representadas por depósitos siliciclásticos em um ambiente estuarino/lagunar. Assim, Su4 pode ser interpretada como depósitos de um ambiente marinho costeiro semi-fechado (estuarino/lagunar).

Os limites superiores de Su3 e Su4 encontram-se a aproximadamente a 55 m de profundidade (Figura III.9). Su3 é aparentemente truncada pelo fundo marinho (R3) e Su4 limitada por um refletor de média amplitude, regular e contínuo (R4). R3 e R4 foram interpretadas neste trabalho como superfícies de ravinamento que constituem a base para a deposição de fácies transgressivas marinhas costeiras (Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009). A inundação destas unidades foi correlacionada com o final do *Younger Dryas* e com o período de *Meltwater pulse* (MWP) 1B há aproximadamente 11.000 anos AP (Fairbanks, 1989; Blanchon e Shaw, 1995; Lambeck et al., 2014). Os eventos MWP têm sido descrito na literatura como um período de aceleração na subida do nível do mar em consequência do desprendimento das calotas de gelo polares, entretanto, existem desacordos sobre o

tempo, magnitude e até mesmo a existência destes pulsos (Fairbanks, 1989; Blanchon e Shaw, 1995; Blanchon, 2011). Assim, Su3 e Su4 foram interpretadas como unidades sísmicas transgressivas que iniciaram seu processo de formação há aproximadamente 13.000 anos AP quando o nível do mar encontrava-se a 70 metros abaixo do nível atual e foram cessadas durante um processo de rápida subida no nível do mar que ocasionou processos erosivos numa costa submetida à alta energia das ondas (Su3 - borda da plataforma) e condições mais energéticas no ambiente lagunar/estuarino (Su4) (Figura III.12).

Su5, de distribuição esparsa na plataforma continental (Figura III.10 e Figura III.12), apresenta como limite inferior valores semelhantes a Su3 e Su4 (Figura III.9). O início do processo de formação de Su5 provavelmente ocorreu concomitantemente a Su3 e Su4 (Figura III.12), entretanto, o término do seu desenvolvimento não foi correlacionado com MWP 1B. O padrão retrogradante desta unidade é semelhante ao tipo *drowning* de ambientes carbonáticos (Schlager, 2005). Geometrias com características de afogamento (*drowning*) apresentam uma importância com relação ao potencial de crescimento dos depósitos, ou seja, o afogamento total reflete na cessação da produção carbonática e, conseqüentemente, são excelentes indicativos de mudanças no nível relativo do mar em plataformas tropicais (Schlager, 1981). A variação de profundidades limites desta unidade (Su5 - Figura III.9 - Tabela III.1) e as características sísmicas, como não continuidade, configuração interna transparente e externa prismática, indicam o desenvolvimento de construções carbonáticas transgressivas. O desenvolvimento destas construções carbonáticas retrogradou de forma esparsa em acompanhamento à rápida subida do nível do mar. O limite superior de Su5 ocorre a 38 m (Tabela III.1) abaixo do nível atual (Figura III.9 e Figura III.12). Se considerarmos curvas globais do nível do mar o afogamento desta unidade teria ocorrido em aproximadamente 10.000 anos AP (Figura III.12). Construções recifais atuais (Figura I.2 e Figura III.10) sobrepostos a esta unidade desenvolveram-se posteriormente a formação de Su5 foram afogados com a subsequente rápida subida do nível relativo do mar (MWP 1C). Blanchon (2011) apresenta e discute sobre MWP 1C indicando uma aceleração da subida no nível do mar há aproximadamente 8.000 anos AP na região do Caribe. Boski et al. (2015) também

observam uma rápida subida no nível relativo do mar entre 8.300 e 7.000 anos AP no nordeste do Brasil.

Mapeada nas regiões costeiras, Su6 é representada por fácies com padrões agradacionais com refletores paralelos/subparalelos em *onlap* sobre S3 e limitadas acima por uma superfície não-deposicional (R6). Esta unidade foi interpretada como uma unidade sísmica transgressiva e representa depósitos marginais/costeiros limitadas acima pela superfície de inundação máxima (MFS) que marca a passagem de unidades sísmicas transgressivas para regressivas, quando a taxa de sedimentação ultrapassa a taxa de criação do espaço de acomodação (Catuneanu, 2002; Catuneanu, 2006; Catuneanu et al., 2009). O desenvolvimento desta unidade iniciou-se nas regiões mais baixas (limites entre -11 a -60 m - 69 Figura III.9) sobre os canais esculpidos durante o UMG e apresenta padrões típicos de preenchimento de vales (Posamentier, 2001).

A unidade sobrejacente a Su6 corresponde a Su7 que é caracterizada por clinofomas progradantes. Esta sequência representa depósitos regressivos de mar alto típicos de sistemas clásticos desenvolvidas quando o aporte terrígeno é maior do que a taxa de criação do espaço de acomodação (Catuneanu, 2002). A progradação costeira provavelmente iniciou-se há 8.000-7.000 anos AP.

A sequência sísmica Sq3 engloba as unidades deposicionais referentes ao período transgressivo/mar alto da Plataforma Continental interna e externa de Abrolhos. A limitação do dado sísmico não permitiu o reconhecimento de diferentes unidades sísmicas nas sequências, entretanto, as configurações transparente, prismática e de montes nestes depósitos indicam um predomínio de carbonatos que foram depositados durante a transgressão marinha e atuais níveis de mar alto. De fato, a progradação siliciclástica é limitada a zona costeira de Abrolhos (D'Agostini et al., 2015).

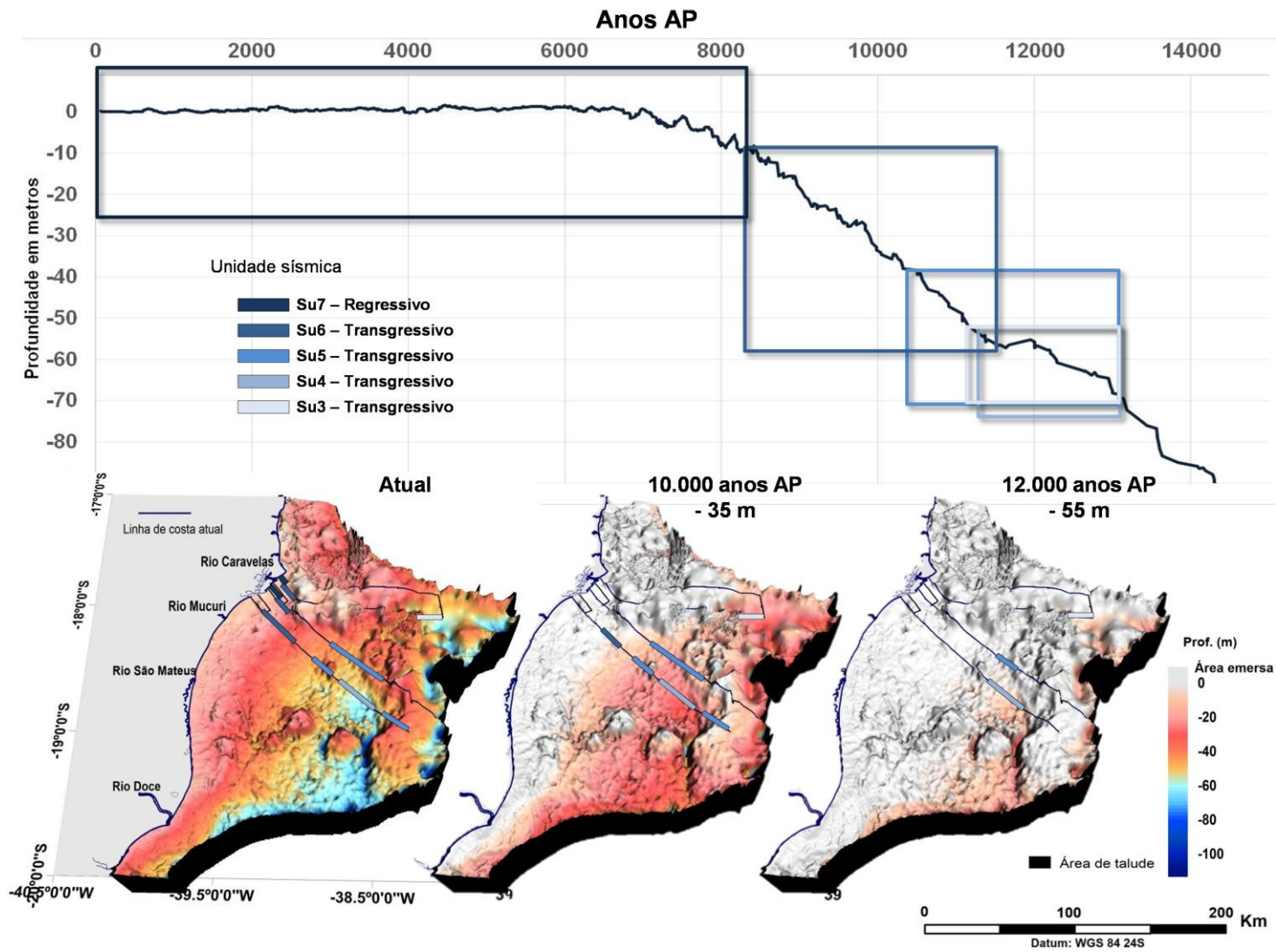


Figura III.12: Curva de oscilação do nível relativo do mar com base nas informações compiladas por Lambeck et al. (2014) com representação do período de desenvolvimento das unidades sísmicas (Su3 a Su7). Os mapas representativos ilustram a formação das unidades.

III.4.2 Influência da paleotopografia na morfologia e na distribuição dos padrões de fácies modernas

A análise sismoestratigráfica das sequências deposicionais mapeadas ao longo da PCA indica que a atual morfologia desta plataforma é influenciada por topografias antecedentes desde os últimos 300 mil anos. A herança geológica das topografias de Sq1, Sq2 e Sq3 são observadas ao longo da PCA tanto na plataforma interna quanto na plataforma externa (Figura III.10). As características de altos topográficos na região *offshore* e também no limite entre a plataforma interna (< 30 m) e externa (> 30 m) da PCA, assim como, as regiões mais baixas do que as áreas ao seu entorno na Depressão de Abrolhos são observadas desde a formação de Sq1 (Figura III.10). Diversos trabalhos englobando o Pleistoceno Superior-Holoceno também indicam o controle da paleotopografia na morfologia de plataformas carbonáticas na região do Havaí (Puga-Bernabéu et al., 2017) e Bora Bora (Gischler et al., 2016), assim como, de plataformas carbonáticas-siliciclásticas no nordeste da Austrália (Hinestrosa et al., 2016) e em Belize (Purdy e Gischler, 2003; Droxler e Jorry, 2013). Paleotopografias são geralmente indicadas como modeladores e condicionadores do padrão de distribuição de fácies em plataformas carbonáticas (Bosence, 2005; Purdy e Gischler, 2005; Schlager et al., 2015). A influência do Complexo Vulcânico de Abrolhos na morfologia atual da PCA é notória (Sobreira e França, 2006). Entretanto, o desenvolvimento do padrão estrutural e domínios sedimentares das sequências deposicionais nesta plataforma ainda é pouco estudado, principalmente considerando o período Quaternário (ex.: D'Agostini et al., 2015).

Existem discordâncias quanto à origem ou litologia siliciclástica ou carbonática da topografia antecedente em ambientes carbonáticos-siliciclásticos (Purdy e Gischler, 2003; Droxler e Jorry, 2013; Schlager et al., 2015). Apesar da semelhança morfológica das sequências deposicionais interpretadas neste trabalho, o processo de formação destas sequências sob a influência da drenagem continental durante períodos glaciais, assim como, da progradação e retrogradação dos depósitos costeiros frente às oscilações no nível do mar, não podem ser negligenciados. Para facilitar a compreensão da discussão foram definidas duas regiões que apresentam características evolutivas distintas: “Região de canais” e “Região de altos topográficos” (Figura III.10 e Figura III.13).

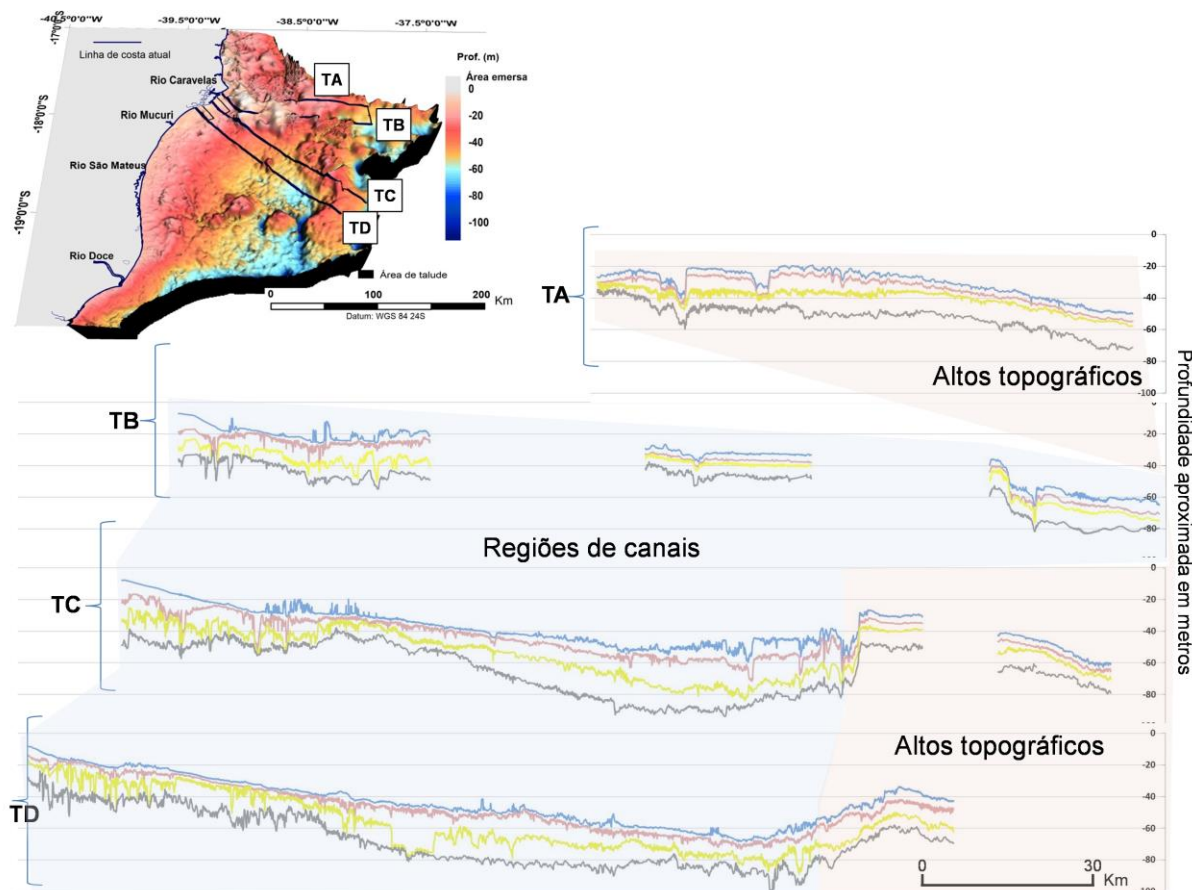


Figura III.13: Delimitação da Região de canais (fundo em azul) e Altos topográficos (fundo em rosa).

A “Região de altos topográficos” que se encontram principalmente na região *offshore* (observados nos transectos TA e a leste de TC e TD) parece direcionar a drenagem continental durante períodos glaciais para a Depressão de Abrolhos e, também, o local do início da inundação marinha durante os períodos interglaciais (Figura III.12). As áreas mais baixas da “Região de canais” observadas principalmente na região costeira no TC e TD (Figura III.10 e Figura III.13) provavelmente drenaram as águas continentais escavando canais entre as sequências deposicionais expostas e as direcionaram para a Depressão de Abrolhos. Da mesma maneira, os altos topográficos na região *offshore* impossibilitaram que estes sistemas de drenagens alcancem o talude na região leste e norte. Este direcionamento da drenagem continental e processos de inundação marinha configuraram diferenças nos padrões das sequências deposicionais mapeadas neste trabalho. A “Região de canais” (Figura III.10 e Figura III.13) apresenta características de canais esculpidos, configurações de fácies

agradacionais, progradacionais e retrogradacionais nas três sequências mapeadas. As discordâncias subaéreas (S1, S2 e S3) nesta região estão em profundidades inferiores quando comparadas com TA e com a região *offshore* de TC e D (Figura III.10 e Figura III.13) indicando a ocorrência de fortes processos erosivos em direção à depressão. As regiões de canais esculpidos foram preenchidas por depósitos durante as transgressões marinhas (por exemplo, o preenchimento de canais observados em Su2 e Su6) e sobrepostas por depósitos progradantes (por exemplo, fácies progradantes observadas em Sq2 sobrepostas a Su2 e Su7) desenvolvidos durante períodos de níveis de mar alto. O domínio sedimentar destes depósitos provavelmente é influenciado por sedimentações terrígenas e carbonáticas (incluindo construções carbonáticas). Ao contrário, a “Região de altos topográficos” apresenta predominantemente padrão agradacional (incluindo fácies de montes observadas em Sq2) das sequências indicando o predomínio de construções carbonáticas desenvolvidas sobre paleotopografias cársticas (Mitchum et al., 1977) que provavelmente se estabeleceram durante as transgressões marinhas e níveis de mar alto sem a influência de aporte terrígeno. De fato, os dados apresentados e discutidos no Capítulo II indicam domínios de desenvolvimentos de plataformas carbonáticas típicas de ambientes tropicais na região norte de Abrolhos.

As topografias antecedentes da PCA são os principais fatores modeladores da atual morfologia desta plataforma (desde os últimos 300.000 anos) controlando significativamente a paleodrenagem e conseqüentemente influenciando a deposição sedimentar terrígena/carbonática/mista nas regiões de canais e depressões e viabilizando o desenvolvimento de construções carbonáticas na “Região de altos topográficos”. A diferenciação entre a “Região de canais” e “Região de altos topográficos” (quanto às características das sequências sísmicas) é observada também no padrão de distribuição das fácies, principalmente do desenvolvimento das principais construções carbonáticas na PCA, ou seja, fundo de rodolitos e recifes emersos e submersos. Trabalhos recentes nesta plataforma têm indicado que o desenvolvimento destas construções carbonáticas desenvolvem-se em substratos propícios como altos paleotopográficos, fundos *hardground* e paleorelevos cársticos (Amado-filho et al., 2012; Bastos et al., 2015; D’Agostini et al., 2015; Moura et al., 2013; 2016; Ferreira, 2017). Assim como a paleotopografia, os fatores físico-químicos e oceanográficos da região provavelmente exercem papel

fundamental na formação destas estruturas. Entretanto, o tipo de substrato que antecedente o desenvolvimento carbonático, ou seja, qual é a litologia da topografia antecedente nesta plataforma não é clara. Droxler e Jorry (2013) através da reavaliação de trabalhos anteriormente publicados, focando o final do Quaternário nas regiões de Belize, Papua Nova Guiné e Golfo do México, sugerem que a formação de recifes de barreiras em ambientes carbonáticos-siliciclásticos desenvolve-se preferencialmente sobre antigos sistemas costeiros siliciclásticos como cordões litorâneos e deltas. Outros trabalhos também indicam que o desenvolvimento de construções carbonáticas (mais especificamente recifes de barreiras) também ocorre sobre o topo de depósitos siliciclásticos (Hinestrosa et al., 2016). A orientação do Arco Costeiro e dos recifes submersos descritos por Ferreira (2017) semelhante à linha de costa de Caravelas, assim como, o maior desenvolvimento de recifes próximo à planície costeira de Caravelas fornecem pistas de que modernos recifes usavam depósitos costeiros clásticos mais antigos como substrato sobre o qual se estabeleceram durante períodos interglaciais e a consequente retrogradação da planície costeira de Caravelas. Andrade et al. (2003) apresentam um modelo de evolução para a planície costeira de Caravelas indicando a formação de cordões litorâneos e ilhas formados durante os últimos 120.000 anos AP. Recentemente, dois testemunhos sedimentares adquiridos no recife emerso de Coroa Vermelha com aproximadamente 50 m de comprimento apresentou predominantemente depósitos clásticos (testemunhos adquiridos pelo LabOGeo/UFES para desenvolvimento do trabalho de tese de Laura Silveira Vieira que está em andamento). A presença de recifes submersos ao sul da PCA pode também ser indicativo de desenvolvimento de recifes sobre antigos depósitos progradantes provenientes do Rio Doce. Apesar da atual morfologia da plataforma adjacente à foz do Rio Doce não apresentar paleocanais, Alves et al. (2009) observam depósitos progradantes relacionados a episódios regressivos durante o final do Plioceno-Holoceno no Sistema de Cânions do Rio Doce (Fiduk et al., 2004) na região de talude, ao sul da PCA, indicando uma possível paleodrenagem do Rio Doce para o norte.

Esta diferenciação é análoga e observada no desenvolvimento de Sq3. O desenvolvimento da unidade sísmica Su4 mapeada na Depressão de Abrolhos e que representa um ambiente estuarino/lagunar foi sobreposto por construções

carbonáticas (Figura III.7). O início da rápida subida do nível do mar (MWP 1B) forneceu momentos oportunos para o desenvolvimento de construções carbonáticas no topo dos depósitos costeiro/estuarino a partir do afogamento destes ambientes (padrão descrito por Droxler e Jorjy, 2013). Entretanto, Su5 (construções carbonáticas transgressivas) tonaram-se substratos rígidos propícios ao desenvolvimento de estruturas recifais (*hardground* – Figura III.5). Construções carbonáticas de formas prismáticas e em montes observadas em Sq3 desenvolvem-se sobre Su6 (depósitos marginais/costeiros) (observar detalhes em Figura III.5, Figura III.6 e Figura III.7). D’Agostini et al. (2015) indicam que o desenvolvimento do arco interno é limitado/inicia-se no limite após a progradação siliciclástica costeira. Na plataforma externa, a região de desenvolvimento de depósitos retrogradantes (Su3) encontram-se sob fundos de areias/cascalhos carbonáticos (Figura III.3 e Figura III.4). Nesta região, também se observa desenvolvimento de recifes (Figura I.2). O banco de rodolitos na região *offshore* da PCA desenvolve-se preferencialmente sobre topografia cárstica (Figura III.2).

Em ambientes carbonáticos o princípio “*empty bucket*” é aplicado com o objetivo de se explicar a morfologia de plataformas carbonáticas tropicais devido à tendência de formação de bordas recifais na quebra de plataforma e o preenchimento de sedimentos inconsolidados nas regiões lagunares adjacentes (ex.: Schlager, 1993; 2005; Zinke et al., 2001). Purdy e Gischler (2005) indicam que o princípio não é muito aplicado durante o período Quaternário devido aos grandes ciclos glaciais que interrompem o processo de preenchimento da região lagunar e o rápido crescimento de corais escleractíneos provavelmente aprimoraram a ocorrência de morfologias de “*empty bucket*” neste período. Schlager (2005) apresenta e discute que este princípio pode ser demonstrado em inúmeros exemplos desde o Holoceno até passados distantes. Apesar da PCA não corresponder a um sistema deposicional predominantemente carbonático, o desenvolvimento de construções carbonáticas das regiões *offshore* (relativamente na borda da plataforma - ver espessuras na Figura III.10 e Tabela III.1) e o preenchimento das região de depressão (ver espessuras na Figura III.10 e Tabela III.1) indicam grandes desenvolvimentos das sequências deposicionais siliciclásticas e carbonáticas e foram interpretadas neste trabalho como um efeito diferencial entre o desenvolvimento de bordas elevadas e a região de depressão (“*empty bucket*”).

III.5 Conclusões

Os resultados apresentados neste trabalho têm como foco principal compreender a influência de topografias antecedentes na evolução de uma plataforma carbonática-siliciclástica mista. Considerando os registros do nível do mar bem estabelecidos para o período Quaternário, as observações são importantes para compreender questões cruciais sobre bancos de rodolitos e desenvolvimento, crescimento e “afogamento” de recifes. A diferenciação que ocorre entre a “Região de canais” e a “Região de altos topográficos” pode corresponder a ciclos de processos evolutivos em que ocorre um contínuo desenvolvimento de construções carbonáticas (rodolitos) sobre altos topográficos de litologia carbonática cárstica na região *offshore* e o desenvolvimento de depósitos clásticos progradantes e retrogradantes na “Região de canais” com formação de estruturas recifais que se desenvolvem em fundos inconsolidados de antigos ambientes costeiros, assim como, em fundos *hardground*.

Capítulo IV: Reconstituição paleoambiental na Plataforma Continental de Abrolhos pós- Último Máximo Glacial

RESUMO

Registros de condições climáticas mais úmidas durante a transição entre MIS2 e MIS1 no Brasil foram registrados em testemunhos sedimentares na Plataforma Continental de Abrolhos, incluindo a Depressão de Abrolhos que, certamente, é uma região “chave” para a reconstituição de paleoambientes e condições paleoclimáticas. A partir de análises de faciologia, foraminíferos, palinologia, razão C/N e datações associadas com informações geomorfológicas atuais e curvas globais do nível relativo do mar foi possível investigar e compreender como os paleoambientes se estabeleceram nesta plataforma durante os últimos 21.000 anos AP. Quatro principais cenários são propostos e discutidos neste trabalho, sendo: 1) Último Máximo Glacial: desenvolvimento de uma topografia cárstica com evidências de processos erosivos como dolinas, além de formações de fortes expressões batimétricas como depressões e canais. Influenciada por condições paleoclimáticas mais úmidas, formou-se, nesta plataforma, um sistema de drenagens e uma cobertura vegetal típica de florestas tropicais; 2) Reconexão: entre ~ 13.000 e 12.000 anos AP, inicia-se a reconexão entre a plataforma cárstica e o ambiente marinho formando ambientes sedimentares marginais lagunares na Depressão de Abrolhos, assim como, formam-se ambientes marginais marinhos na plataforma externa. Entre ~ 12.000 e 10.000 anos AP, a Depressão de Abrolhos constitui um ambiente lagunar/estuarino; 3) Inundação: retrogradação dos ambientes marginais a partir de 10.000 anos AP com formação de ambientes marginais estuarinos e início do domínio do ambiente marinho na Depressão de Abrolhos e; 4) Nível do mar atual: desenvolvimento dos depósitos marinhos atuais durante o final da transgressão marinha pós-Último Máximo Glacial e subsequente fase regressiva do nível do mar.

IV.1 Introdução

Compreender a evolução dos ambientes deposicionais frente às oscilações do nível do mar que ocorreram durante o Quaternário tem sido foco de inúmeros trabalhos no mundo através de diversas ferramentas (ex. Webster e Davies, 2003; Gischler et al., 2010; Abbey et al., 2011; Puga-Bernabéu et al., 2011; Souza et al., 2012). Este período é caracterizado por oscilações climáticas e ambientais que deixaram marcas nos registros dos pacotes sedimentares (Suguio, 2001).

Os ambientes sedimentares marinhos são descritos pela combinação das características físico-químicas e biológicas que determinam a deposição preferencial de tipos específicos de sedimento, formando, posteriormente, as rochas sedimentares pelo processo de litificação (Reading, 2009). Nestes ambientes é possível fazer analogias com a origem do sedimento e o material encontrado na rocha sedimentar, propondo um histórico geológico evolutivo (Reineck e Singh, 2012).

Uma importante fisiografia da Plataforma Continental de Abrolhos (PCA) é a Depressão de Abrolhos (DA). Vicalvi et al. (1978), através da análise de foraminíferos, fácies sedimentares e datações em um testemunho dentro da depressão observaram a passagem da sedimentação terrígena para a carbonática. Esta transição está a aproximadamente 95 cm do topo do testemunho (cerca de 65-70 m abaixo do nível do mar atual) e é marcada por uma mudança de sedimentos lamosos terrígenos (formados num ambiente lagunar, ou seja, início da transgressão pós-Último Máximo Glacial - UMG) com espécies típicas de ambientes mixohalinos para sedimentos lamosos carbonáticos com espécies marinhas. Segundo os autores a transição entre a fase lagunar e marinha na Depressão de Abrolhos ocorreu no período entre 10.600 a 8.200 anos AP, tornando-se um ambiente marinho aberto após os últimos 8.000 anos.

Através da análise sedimentológica e paleoambiental, associado a dados de datações de seis testemunhos coletados na PCA, incluindo um na Depressão de Abrolhos, foi possível investigar os principais paleoambientes que se estabeleceram nesta plataforma durante os últimos 21.000 anos indicando que o domínio do ambiente marinho na DA ocorreu anteriormente ao período indicado por Vicalvi et al. (1978).

IV.2 Material e métodos

Seis pontos para testemunhagens foram selecionados com base na análise e interpretação de dados sísmicos de alta resolução adquiridos previamente na PCA (ver Capítulo III - Figura III.1 e Figura IV.1). Dentre os seis pontos amostrais, o ponto localizado na Depressão de Abrolhos (estudado também por Vicalvi et al. (1978) em um outro ponto da DA) foi selecionado para se estudar em detalhe a evolução paleoambiental incluindo análise geoquímica, palinológica e de foraminíferos.

IV.2.1 Procedimentos de campo e laboratório

Os sete testemunhos foram coletados com um sistema de *piston corer* em seis pontos amostrais, sendo um testemunho réplica (T01R) (Figura III.1). Os testemunhos foram resfriados em campo e, em laboratório, seis tubos (T01, T02, T03, T04, T05 e T06) foram resfriados com o objetivo de se preservar as estruturas internas e o tubo réplica (T01R) foi congelado para análises geoquímicas.

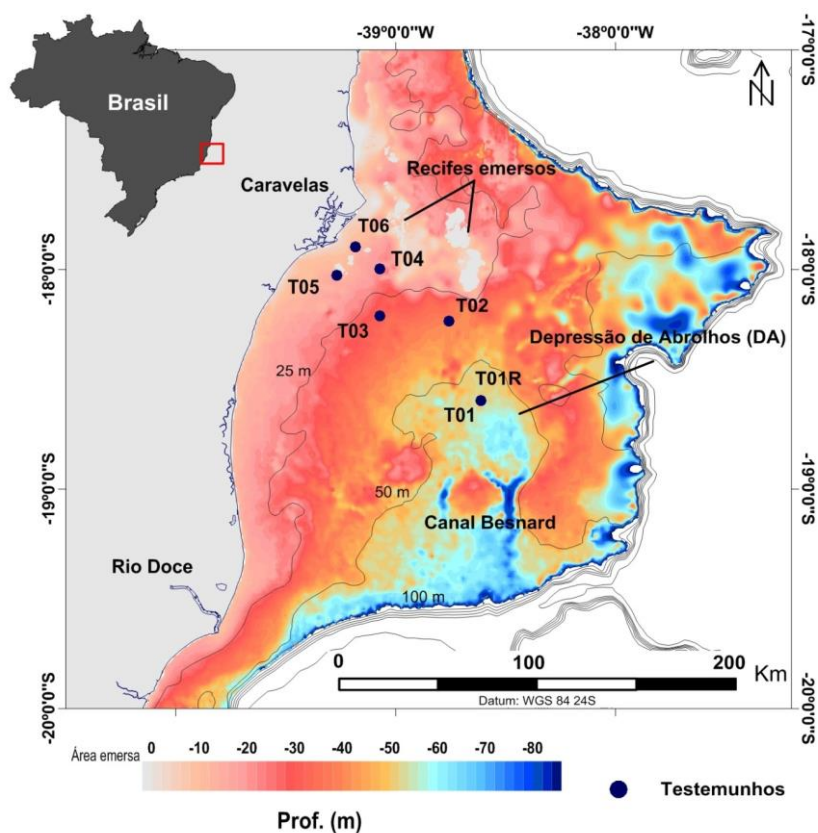


Figura IV.1: Mapa batimétrico da Plataforma Continental de Abrolhos com a localização dos sete testemunhos sedimentares, sendo que um testemunho é réplica (T01R).

Os testemunhos resfriados foram abertos longitudinalmente, descritos, fotografados e sub-amostrados em intervalos de 1 cm em cada lado do tubo. As amostras correspondentes a um lado do tubo foram liofilizadas e ao outro lado foram mantidas resfriadas até sua respectiva análise. O testemunho réplica (T01R) foi sub-amostrado transversalmente em intervalos de 1 cm com um sistema manual de retirada do sedimento e as amostras, posteriormente, liofilizadas. A recuperação, profundidade de coleta e análises realizadas em cada testemunho estão listados na Tabela IV.1.

Tabela IV.1: Principais informações dos sete testemunhos sedimentares coletados na Plataforma Continental de Abrolhos, como localização, profundidade de coleta e recuperação do tubo. Legenda: C: Carbono orgânico; N: Nitrogênio orgânico; G: Granulometria; Ca: Carbonato de cálcio; F: Foraminíferos; P: Palinologia.

Testemunho	Latitude	Longitude	Recuperação (m)	Profundidade (m)	Análises
T01	7944073	540766	3,5	55	G; Ca; F; P
T01R	7944054	540782	3,3	55	G; Ca; C; N
T02	7983742	525159	1,3	42	G; Ca
T03	7987016	492578	2,3	30	G; Ca
T04	8010221	492115	2,7	26	G; Ca
T05	8006575	472257	0,7	17	G; Ca
T06	8021345	480541	2,8	12	G; Ca

IV.2.2 Faciologia

A análise sedimentológica dos testemunhos resfriados (T01, T02, T03, T04, T05 e T06) foi realizada em 674 amostras (análises realizadas a cada 2 cm) através da granulometria e do conteúdo de carbonato de cálcio (Tabela IV.1). A distribuição do tamanho do grão consistiu na separação das frações cascalho, areia muito grossa a grossa, areia média, areia fina a muito fina e lama, através do peneiramento a úmido seguindo a escala de tamanho proposta por Wentworth (1922). Posteriormente, a fração lamosa foi submetida à análise da distribuição do tamanho do grão utilizando-se o granulômetro a laser "Mastersizer 2000". O conteúdo de carbonato de cálcio foi

determinado através da dissolução do CaCO_3 com ácido clorídrico a 10% através do método descrito por Suguio (1973).

As fácies sedimentares foram definidas aplicando-se o método estatístico de agrupamento aos dados sedimentológicos para identificar grupos que são mais semelhantes entre si utilizando-se 674 amostras correspondentes a todos os testemunhos. Os parâmetros utilizados no agrupamento foram os teores de cascalho, areia muito grossa a grossa, areia média, areia fina a muito fina, silte, argila, carbonato de cálcio e diâmetro médio do grão (segundo Folk e Ward, 1957). Os dados foram padronizados ($x' = [(x - \text{média}) / \text{desvio padrão}] + 5$) e a análise de cluster foi aplicada utilizando-se o índice de similaridade da distância Euclidiana através do método Ward.

IV.2.3 Idades radiocarbono

Amostras de conchas (sem sinal de retrabalhamento), sedimentos e tecas de foraminíferos foram selecionados para estimar as idades radiocarbono através do método de espectrometria de massa por aceleradores (AMS) nos laboratórios da Beta Analytic Radiocarbon Dating (Florida, USA) e do Centro de Estudos Aplicados de Isótopos da Universidade de Geórgia (USA). Na Tabela IV.2 estão listados as amostras, profundidade de amostragem, tipo de material datado e código do laboratório responsável por cada análise.

Os dados foram reportados em anos de radiocarbono e calibrados para anos calendário utilizando-se o software CALIB 7.0 e curva de calibração IntCal 13 (Stuiver et al., 2014).

Tabela IV.2: Informações das amostras selecionadas para estimativa de idades radiocarbono, como profundidade de coleta, tipo de material datado e código do laboratório responsável pela análise. Os resultados das idades radiocarbono estão representados em anos calendário antes do presente (anos AP).

Testemunho	Profundidade abaixo do fundo marinho (cm)	Profundidade abaixo do nível do mar (m)	Material	Código do laboratório	Idade em anos antes do presente (AP)
T01	24 cm	55,2	Concha	UGAMS #17515	4.551 a 4.825

T01	96 cm	55,9	Concha	UGAMS #17518	9.425 a 9.654
T01	174 cm	56,7	Concha	UGAMS #17517	9.519 a 9.843
T01	216 cm	57,1	Foraminífero	Beta	9.684 a 10.107
T01	240 cm	57,4	Concha	UGAMS #17516	10.268 a 10.584
T01	244 cm	57,4	Concha	Beta - 394482	11.915 a 12.447
T01	334 cm	58,3	Concha	Beta - 397988	10.734 a 11.112
T01	346 cm	58,4	Madeira	Beta	12.064 a 12.522
T02	84 cm	42,8	Concha	UGAMS #26824	1.374 a 1.648
T02	103 cm	43	Concha	UGAMS #26825	1.978 a 2.277
T03	50 cm	30,5	Concha	UGAMS #18092	7.282 a 7.487
T03	152 cm	31,5	Concha	UGAMS #18093	9.697 a 10.114
T04	99 cm	26,9	Concha	UGAMS #18095	1.823 a 2.083
T04	218 cm	28,1	Concha	Beta - 397987	5.271 a 5.525
T05	30 cm	17,3	Concha	Beta - 308760	1.885 a 2.197
T05	64 cm	17,6	Concha	Beta - 308759	2.759 a 3.043
T06	96 cm	12,9	Concha	Beta - 308762	2.391 a 2.713
T06	272 cm	14,7	Sedimento	UGAMS #26831	4.529 a 4.811

IV.2.4 Análise de foraminíferos

Um volume padronizado de 20 ml de sedimento foi selecionado a cada 6 cm no testemunho T01 para a análise de foraminíferos. Cada amostra foi submetida à separação das frações areia e lama através da lavagem do material por via úmida. O material de cada amostra retido na peneira de 0,062 mm foi seco a 40°C, quarteado pelo método de Boltovskoy e Wright (1976) e armazenado em Eppendorfs®.

As testas de foraminíferos de 15 amostras selecionadas ao longo do testemunho foram identificadas por gênero e contadas a um mínimo de 300 indivíduos em lupa binocular e identificadas de acordo com Boltovskoy et al. (1980), Tappan and Loeblich (1988) e Cushman (1942).

IV.2.5 Palinologia

O conteúdo palinológico foi investigado em 13 amostras do testemunho T01 (amostras selecionadas aproximadamente a cada 10 cm entre 230 e 348 cm) no Laboratório de Palinologia da Universidade Federal Fluminense.

Aproximadamente 3g de sedimento liofilizado foram submetidos ao tratamento químico padrão para sedimentos quaternários conforme proposto por Ybert et al. (1992). O processamento inclui a eliminação de conteúdos carbonáticos com HCl e silicatos com HF, assim como a recuperação de palinomorfos a partir da adição de cloreto de zinco ($ZnCl_2$). A concentração absoluta de palinomorfos por grama de sedimento foi determinada a partir da adição do esporo exótico *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971) contendo 20840 esporos por pastilha.

Para cada amostra foram contados um mínimo de 300 grãos de pólen usando um microscópio óptico e identificadas de acordo com as descrições morfológicas propostas por Roubik e Moreno (1991), Colinvaux et al. (1999), Luz e Barth (2000), Luz e Barth (2002), Barreto et al. (2013).

Os grãos de pólen identificados foram agrupados em três comunidades vegetacionais (mangue, comunidade aluvial e floresta ombrófila). Os tipos polínicos que ocorrem em mais de uma comunidade vegetacional foram inseridos na categoria “ampla distribuição”. As análises estatísticas e diagramas de porcentagens e concentrações foram obtidos através do *software* Tilia, Tilia-graph and CONISS (Grimm, 1990).

IV.2.6 Análises de conteúdo de carbonato de cálcio, carbono orgânico total e nitrogênio total

O conteúdo de carbonato de cálcio, carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) foram realizados em amostras do testemunho réplica (T01R) no Laboratório de Química Inorgânica Marinha da Universidade de São Paulo. Este testemunho foi visualmente analisado com o objetivo de selecionar amostras que não consistiam predominantemente de conteúdo carbonático. Assim, 11 amostras foram selecionadas a partir da profundidade de 220 cm até a base deste testemunho (330 cm), com intervalos de aproximadamente 10 cm, para análises geoquímicas.

Os teores de lama e areia também foram quantificados nestas amostras para correlação dos dados.

Aproximadamente 1 g de sedimento liofilizado de cada amostra foi submetido ao processo de retirada do carbonato de cálcio padrão. As análises de COT (em amostras sem o carbonato de cálcio) e NT (em amostras com o carbonato de cálcio) foram realizadas através do analisador elementar EA-IRMS (*Elemental Analyzer – Isotope Ratio Mass Spectrometer*) acoplado com Delta V da *Thermo Scientific*.

Os valores de referência das razões entre COT e NT (razão C/N) para os diferentes tipos de fontes de matéria orgânica primária foram adotados segundo a compilação de Meyers (1994).

IV.3 Resultados

IV.3.1 Fácies sedimentares e idades radiocarbono

Dez fácies sedimentares foram identificadas nos testemunhos com base nos resultados da análise de cluster (Tabela IV.3, Figura IV.2 e Figura IV.3). Fácies predominantemente carbonáticas foram observadas apenas em profundidades superiores a 40 m (T01 e T02), enquanto que, fácies siliciclásticas e fácies mistas predominaram em profundidades inferiores a 30 m (T03, T04, T05 e T06) (Figura IV.2 e Figura IV.3).

O testemunho T01 foi coletado na Depressão de Abrolhos em uma profundidade de 55 m e a 107 km da região costeira de Caravelas (Figura III.1). A recuperação sedimentar foi de 3,5 m (Tabela IV.1) alcançando, assim, uma profundidade de 58,5 m abaixo do nível do mar atual (Figura IV.2). A partir da base até 342 cm, o testemunho é composto por Lama siliciclástica e fragmentos de madeira que, datado, apresentou uma idade estimada entre 12.064 e 12.522 anos AP (Figura IV.2 e Tabela IV.2). Acima deste intervalo (entre 342 e 300 cm), as fácies intercalam-se entre Lama siliciclástica e Lama mista e um resultado de datação em amostra de concha na profundidade de 334 cm foi obtido, sendo 10.734 a 11.112 anos AP (Figura IV.2 e Tabela IV.2). A partir desta profundidade, ocorre uma predominância de Lama siliciclástica novamente até 254 cm, sem observações de fragmentos de conchas e/ou madeiras. Uma faixa de transição de fácies siliciclásticas para carbonáticas ocorre entre 254 e 238 cm. Neste intervalo, observa-se uma tendência

de aumento de conteúdo de carbonato de cálcio e areia (representado por Lama arenosa mista e siliciclástica), além da presença de faixas de pequenas conchas (fração cascalhosa) em 244 e 240 cm. As conchas datadas nestas profundidades apresentaram idades de 11.915 a 12.447 anos AP e 10.268 a 10.584 anos AP, respectivamente (Figura IV.2 e Tabela IV.2). O domínio de fácies carbonáticas ocorre a partir de 240 cm ao topo (Figura IV.2). Entre 240 e 174 cm ocorre um aumento das frações de cascalho e areia e fácies Lama areno-cascalhosa e Areia lamo-cascalhosa dominam neste intervalo. Duas idades foram obtidas neste intervalo em amostras de foraminíferos (216 cm) e conchas (174 cm) com valores de 9.684 a 10.107 anos AP e 9.519 e 9.843 anos AP, respectivamente (Figura IV.2 e Tabela IV.2). A partir desta profundidade a fração lamosa é mais representativa até aproximadamente 100 cm. Entre 100 e 50 cm, fácies arenosas e lamosas intercalam-se e a partir de 50 cm ao topo, Areia lamo-cascalhosa carbonática domina neste testemunho sedimentar. Amostras de conchas foram datadas neste intervalo sendo em: 96 e 24 cm, com idades estimadas em 9.425 a 9.654 anos AP e 4.551 a 4.825 anos AP, respectivamente (Figura IV.2 e Tabela IV.2).

O testemunho T02 encontra-se em um pequeno canal em uma profundidade de 42 m e distancia-se em 68 km da região costeira de Caravelas (Figura III.1). O testemunho foi recuperado em 1,3 m (Tabela IV.1) e é predominantemente carbonático (Figura IV.2). As fácies sedimentares de T02 a partir da base até 100 cm de profundidade são caracterizadas por Lama arenosa mista com conchas e Lama areno-cascalhosa carbonática (Figura IV.2). A idade estimada em amostra de conchas neste intervalo (em 103 cm) foi de 1.978 a 2.277 anos AP (Tabela IV.2). Entre 100 e 80 cm de profundidade, observa-se um aumento no tamanho médio do grão (areia média a areia fina a muito fina) em decorrência da presença de fácies Areia lamo-cascalhosa carbonáticas (Figura IV.2). Conchas datadas neste intervalo (84 cm) foram estimadas em uma idade de 1.374 a 1.648 anos AP. A partir de 80 cm ao topo, fácies Areia lamo-cascalhosa carbonática e Lama areno-cascalhosa carbonática intercalam o pacote sedimentar configurando variações no tamanho médio do grão neste intervalo (variações entre areia fina a muito fina média e silte) (Figura IV.2).

T03 encontra-se a 40 km da região costeira em uma profundidade de 30 m (Figura III.1). Este testemunho foi recuperado em 2,3 m e é caracterizado por fácies

mistas e siliciclásticas (Tabela IV.1 e Figura IV.2). Da base até 150 cm de profundidade fácies Lama mista e Lama arenosa mista intercalam-se neste intervalo. Entre 150 e 130 cm, o tamanho médio do grão aumenta, em consequência da presença de frações arenosas e cascalhosa (fácies Lama arenosa siliciclástica com presença de conchas). Neste intervalo, uma idade estimada em 9.697 a 10.114 anos AP (Tabela IV.2) foi obtida em amostras de conchas em uma profundidade de 32 m abaixo do nível do mar atual (152 cm de profundidade em T03) (Figura IV.2). A partir de 130 cm, o conteúdo de carbonato de cálcio diminui suavemente, configurando características mais siliciclásticas até 70 cm de profundidade (Figura IV.2). Após este intervalo, ocorre um aumento da porcentagem de areia e presença de conchas em direção ao topo, configurando fácies intercaladas entre Lama arenosa mista com conchas e Areia lamosa mista com conchas (Figura IV.2). Em 50 cm de profundidade foi obtida uma idade estimada de 7.282 a 7.487 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.2).

Tabela IV.3: Fácies sedimentares identificadas nos testemunhos baseado no agrupamento da análise de cluster, com os respectivos valores da média do tamanho grão em *phi* e porcentagem de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio.

Fácies	Média (phi)	% Cascalho	% Areia	% Lama	% CaCO ₃
<i>Lama siliciclástica</i>					
Média	7,3	0,1	4,7	95,1	15,1
Variação	6,3 - 7,5	0 - 2	0 - 25,1	74,5 - 100	1 - 29
<i>Lama mista</i>					
Média	7,3	0,1	5,1	94,6	37,3
Variação	6,3 - 7,5	0 - 1,8	0 - 9,9	89 - 100	25,9 - 50,6
<i>Lama carbonática</i>					
Média	7,3	1	6,1	92,8	84,2
Variação	6,6 - 7,4	0 - 1,9	0 - 9,5	89,1 - 98,8	79,5 - 86,6
<i>Lama arenosa siliciclástica</i>					
Média	5,9	0,1	36,2	63,6	19,8
Variação	3,6 - 7,3	0 - 1,4	10,4 - 48,8	51,1 - 89,5	4,9 - 55
<i>Lama arenosa mista</i>					
Média	6	2,3	26,5	71	48,2

Varição	2,2 - 7,4	0 - 22,5	4,6 - 46	44,2 - 93,5	24,9 - 70,4
<i>Lama arenosa carbonática</i>					
Média	5,9	0,5	27	72,3	83,7
Varição	4,6 - 7,3	0 - 1,7	11,2 - 41	59 - 88,7	79,9 - 86
<i>Areia lamosa siliciclástica</i>					
Média	4,6	3,3	54,7	41,8	21,3
Varição	1,7 - 6,4	0 - 27	14,4 - 76,9	7,8 - 81,1	12,4 - 28
<i>Areia lamosa mista</i>					
Média	4,2	3	58,8	38	42,5
Varição	1,6 - 5,4	0 - 21,2	43 - 76,2	15,6 - 54,3	25,4 - 71,8
<i>Lama areno-cascalhosa carbonática</i>					
Média	4,9	12,5	25,4	61,9	84,8
Varição	2,1 - 7,2	2,1 - 33,8	6,4 - 42,7	41,1 - 86,9	74,6 - 94,3
<i>Areia lamo-cascalhosa carbonática</i>					
Média	2,7	16,7	54,8	28,4	88,3
Varição	1 - 3,9	5 - 42,7	30,9 - 79,2	7,5 - 44,8	78,9 - 99,6

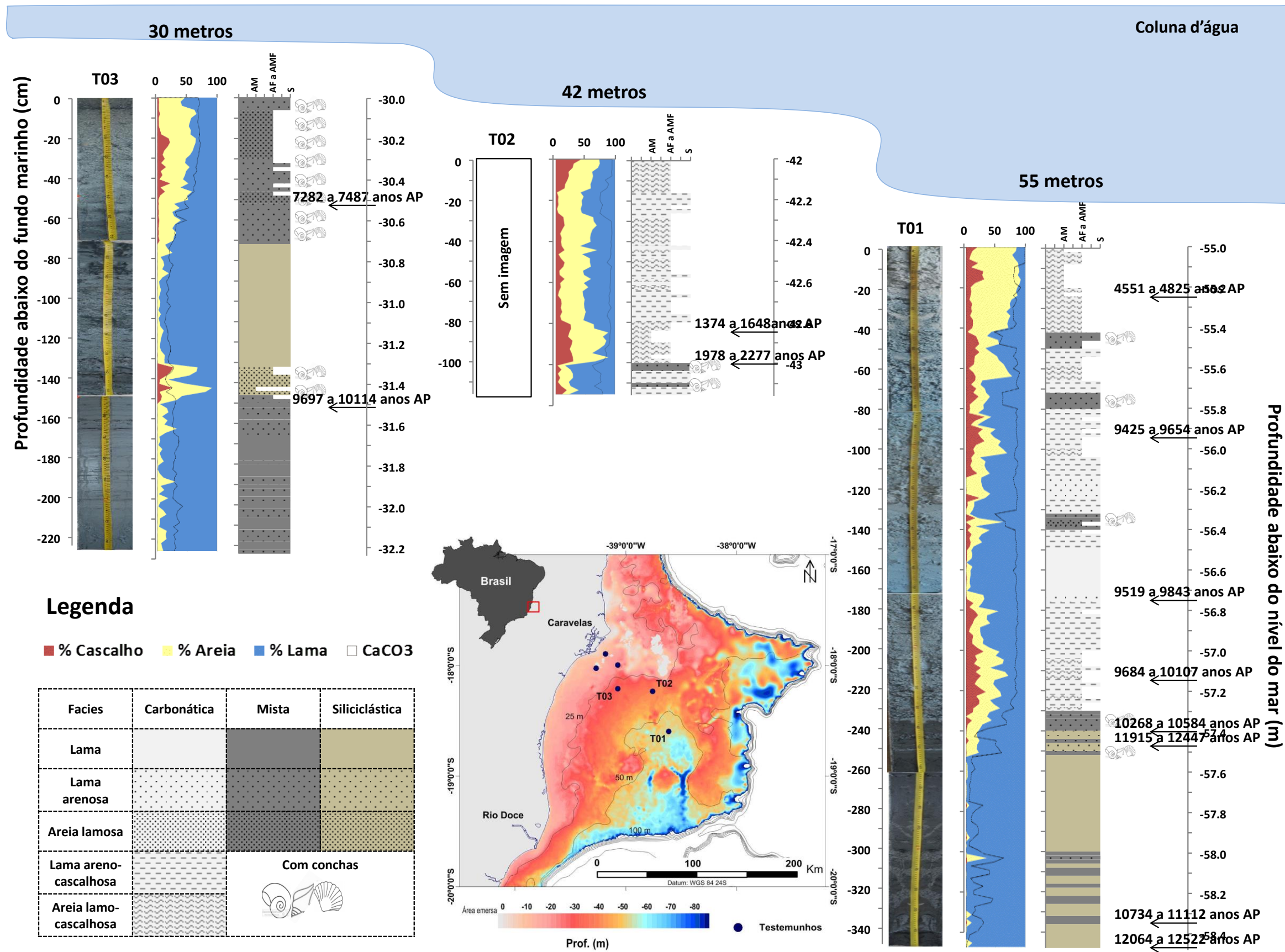


Figura IV.2: Sedimentologia dos testemunhos T01, T02 e T03 com ilustração da imagem fotográfica e representação da faciologia e teores de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio. No gráfico de faciologia estão representadas as idades radiocarbono e os valores de tamanho médio do grão. Legenda: AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina e S: silte.

O testemunho T04 está localizado a uma distância de 26 km da região costeira de Caravelas e a uma profundidade de 26 m (Figura III.1 e Figura IV.3). Este testemunho foi recuperado em 2,7 m (Tabela IV.1) e apresentou fácies com características predominantemente arenosas (Figura IV.3). Da base até 160 cm de profundidade, fácies Areia lamosa siliciclástica dominam com porcentagens de areia e lama alternando-se entre maiores e menores valores destas frações (Figura IV.3). Em 218 cm uma idade foi estimada em 5.271 a 5.525 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.3). A partir de 160 cm de profundidade em direção ao topo, o teor de carbonato de cálcio aumenta configurando características mistas nas fácies deste testemunho (Figura IV.3). Entre 160 e 70 cm, o diâmetro médio do grão diminui em consequência ao aumento do teor de areia neste intervalo, predominando areia fina a muito fina (Figura IV.3). As fácies predominantes neste intervalo (160 e 70 cm) são Areia lamosa mista com presença de conchas e entre 70 cm ao topo, o diâmetro médio do grão aumenta (silte), caracterizando as fácies Lama arenosa mista (Figura IV.2). Conchas foram datadas em 99 cm, apresentando idades entre 1.823 a 2.083 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.3).

T05 foi coletado próximo à zona costeira (15 km) sendo que a recuperação sedimentar foi de 0,7 m apresentando fácies mistas em sua maior parte (Figura IV.3). A partir da base até 40 cm de profundidade as fácies são representadas por Lama arenosa mista com conchas (Figura IV.3). Duas datações foram obtidas neste intervalo em amostras de conchas: em 64 e 30 cm, com idades entre 2.759 a 3.043 anos AP e 1.885 a 2.197 anos AP, respectivamente (Tabela IV.2 e Figura IV.3). A partir de 40 cm ocorre um aumento da fração arenosa e diminuição da porcentagem de cascalho (conchas) configurando fácies Lama arenosa siliciclástica (Figura IV.3).

T06 foi coletado a 8 km da região de Caravelas a uma profundidade de 12 m (Figura III.1 e Figura IV.3). Este testemunho foi recuperado em 2,8 m (Tabela IV.1) e possui uma distribuição de fácies semelhante ao T04, entretanto, conchas quase não são observadas (Figura IV.3). Fácies Areia lamosa siliciclástica e Lama arenosa siliciclástica intercalam o intervalo entre a base e 210 cm de profundidade (Figura IV.2) e uma idade em amostra de concha foi obtida a 272 cm de profundidade apresentando valores entre 4.529 a 4.811 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.3). A partir de 210 cm, fácies mistas são mais representativas, sendo que, até 80 cm de profundidade são observadas fácies Areia lamosa mista e Lama arenosa mista. Em

96 cm, amostras de conchas apresentaram valores entre 2.391 a 2.713 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.3). Lama arenosa mista prevalece de 80 cm ao topo do testemunho (Figura IV.3). Apesar da variação de fácies ao longo do testemunho, os valores de tamanho médio do grão são constantes (silte) caracterizando um testemunho com granulometria mais fina (Figura IV.3).

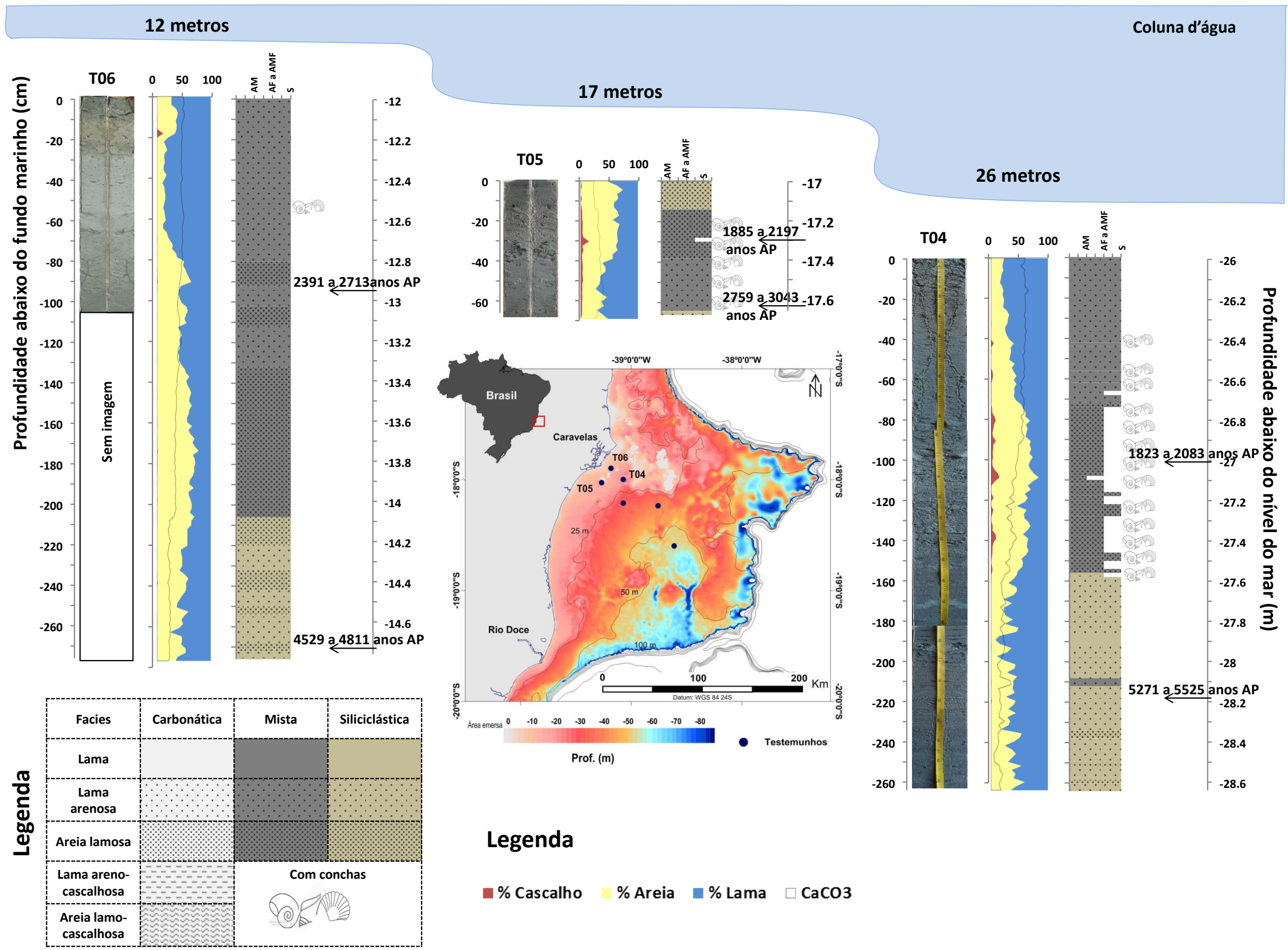


Figura IV.3: Sedimentologia dos testemunhos T04, T05 e T06 com ilustração da imagem fotográfica e representação da faciologia e teores de cascalho, areia, lama e carbonato de cálcio. No gráfico de faciologia estão representadas as idades radiocarbono e os valores de tamanho médio do grão. Legenda: AM: areia média; AF: areia fina; AMF: areia muito fina e S: silte.

IV.3.2 Foraminíferos

Foram identificados 14 gêneros de foraminíferos betônicos ao longo do testemunho T01 com abundância relativa representativa (superior a 2%). Os principais gêneros são: *Ammonia*, *Bolivina*, *Cibicides*, *Discorbis*, *Elphidium*, *Hanzawaia*, *Nonion*, *Operculina*, *Perenópolis*, *Pseudononion*, *Pyrgo*, *Quinqueloculina*, *Textularia*, e *Triloculina* (Figura IV.4).

Quatro grupos são observados nos resultados das análises de foraminíferos. Os grupos da base do testemunho (entre 348 e 230 cm), ou seja, Grupo I (316 cm e 300 cm; 12.522 a < 11.112 anos AP) e Grupo II (276 cm, 252 cm e 232 cm; < 11.112 a 10.107 anos AP) apresentam baixa riqueza (entre 2 e 5). O Grupo I é caracterizado pela dominância de quatro principais gêneros (*Ammonia*, *Elphidium*, *Quinqueloculina* e *Hanzawaia* e), enquanto que, o Grupo II por dois gêneros (*Ammonia* e *Elphidium*).

Os Grupos III (204 cm, 158 cm, 132 cm e 120 cm; 10.107 a > 9.654 anos AP) e IV (96 cm, 66 cm, 42 cm, 32 cm, 12 cm e 2 cm; > 9.654 anos AP ao atual) apresentam aumento nos valores da riqueza (entre 8 e 30). Os principais gêneros dominantes do Grupo III são *Ammonia*, *Quinqueloculina*, *Bolivina*, *Elphidium*, *Triloculina*, *Pseudononion*, *Nonion*, *Cibicides*, *Discorbis*, *Hanzawaia*, *Operculina* e *Pyrgo*. O Grupo IV apresenta todos os gêneros identificados e diferencia-se do Grupo III principalmente pela diminuição da porcentagem dos gêneros *Ammonia* e *Bolivina* e aumento da abundância relativa de *Quinqueloculina* e *Triloculina*.

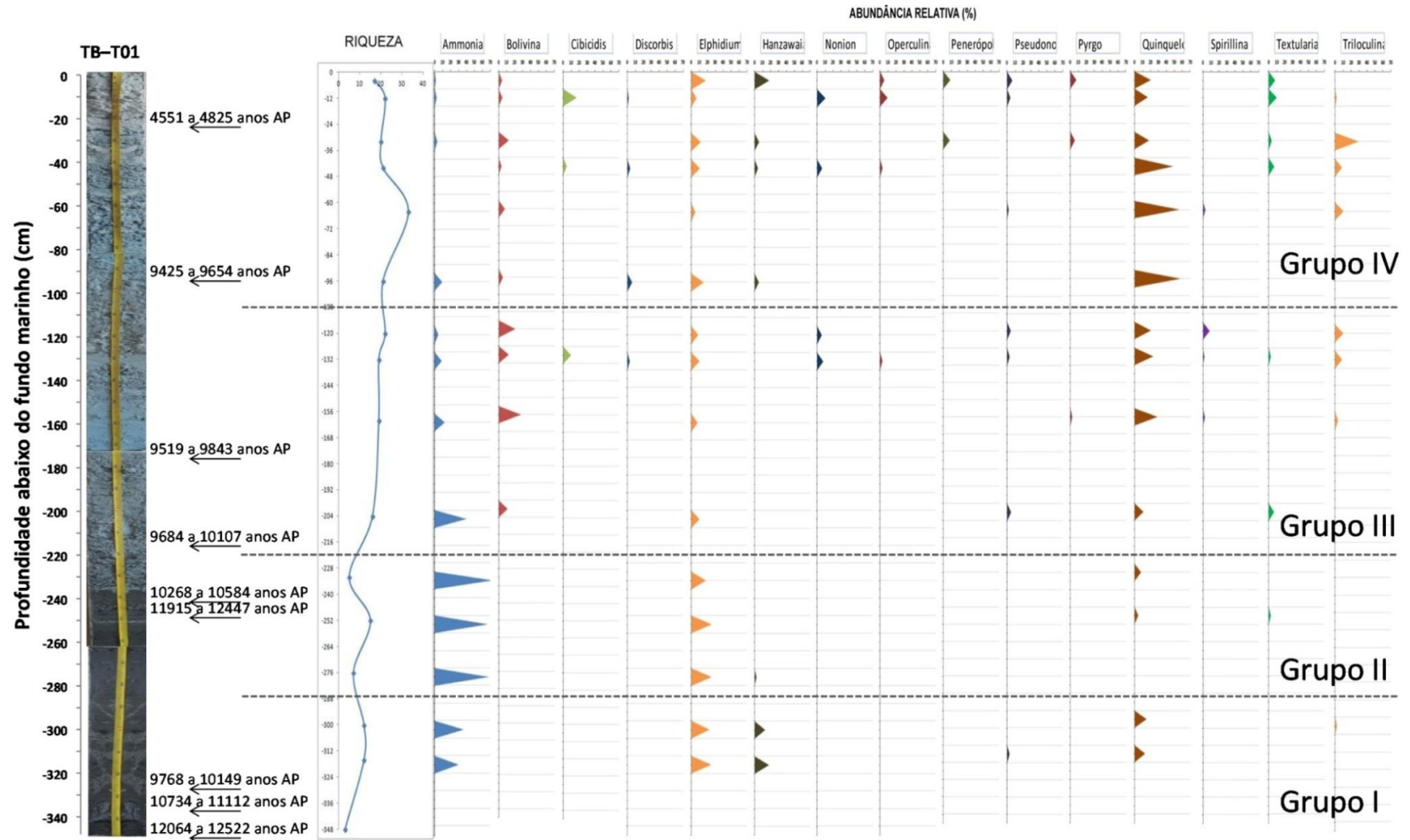


Figura IV.4: Gráfico da distribuição dos gêneros no testemunho TB-T01 com representação da abundância relativa de cada gênero e riqueza de cada amostra.

IV.3.3 Palinologia

A análise palinológica revelou a ocorrência de uma comunidade vegetacional bem diversificada com um total de 51 táxons identificados que foram agrupados dentro de quatro grupos mais abundantes, sendo: Comunidade de mangue, Comunidade aluvial, Floresta ombrófila e Ampla distribuição (Tabela IV.4). Também foram identificados Esporos e Elementos marinhos (palinoforaminíferos) (Figura IV.5 e Figura IV.6).

Tabela IV.4: Lista dos palinomorfos identificados nas 13 amostras analisadas da base (230 a 346 cm) do testemunho T01 dentro dos principais grupos.

Floresta ombrófila	Mangue
<i>Alchornea (Euphorbiaceae),</i>	<i>Rhizophora</i>
<i>Anacardiaceae,</i>	
<i>Apocynaceae,</i>	Comunidade aluvial
<i>Arecaceae,</i>	<i>Amaranthus/Chenopodiaceae,</i>
<i>Arrabidaea (Bignoniaceae),</i>	<i>Asteraceae,</i>
<i>Caesalpiniaceae,</i>	<i>Borreria (Euphorbiaceae),</i>
<i>Chamaesyce (Euphorbiaceae),</i>	<i>Cyperaceae,</i>
<i>Dalechampia (Euphorbiaceae),</i>	<i>Dalbergia (Euphorbiaceae),</i>
<i>Cecropia (Cecropiaceae),</i>	<i>Eryngium (Apiaceae),</i>
<i>Celtis (Ulmaceae),</i>	<i>Poaceae</i>
<i>Cedrela (Meliaceae),</i>	Ampla distribuição
<i>Cupania (Sapindaceae),</i>	<i>Euphorbiaceae,</i>
<i>Dendropanax (Araliaceae),</i>	<i>Erytroxylum (Erytroxylaceae),</i>
<i>Didymopanax (Araliaceae),</i>	<i>Fabaceae,</i>
<i>Drymis (Winteraceae),</i>	<i>Cassia (Caesalpiniaceae),</i>
<i>Euphorbia (Euphorbiaceae),</i>	<i>Anacardiaceae</i>
<i>Hedyosmum (Cloranthaceae),</i>	
<i>Hippocrateaceae,</i>	
<i>Ilex (Aquifoliaceae),</i>	
<i>Jatropha (Euphorbiaceae),</i>	
<i>Lecythis (Lecythidaceae),</i>	
<i>Lithrea (Anacardiaceae),</i>	
<i>Malpigiaceae,</i>	
<i>Malvaceae,</i>	
<i>Melastomataceae,</i>	

Merremia (Convolvulaceae),
Mimosaceae,
Moraceae,
Myrsine (Myrsinaceae),
Myrtaceae,
Piper (Piperaceae),
Paullinia (Sapindaceae),
Podocarpus (Podocarpaceae),
Psycotria (Rubiaceae),
Rubiaceae,
Sebastiania (Euphorbiaceae),
Scrophulariaceae,
Trema (Ulmaceae)

A partir do diagrama da análise de cluster foi possível dividir os resultados em duas zonas principais: Zona I e Zona II (Figura IV.5 e Figura IV.6).

A Zona I (348 a 310 cm de profundidade) é caracterizada por uma tendência ao aumento na concentração total de palinórfos desde a base ao topo do testemunho (19.048 – 23.650 palinórfos/g), sendo que em 340 cm de profundidade observa-se o maior valor de palinórfos identificados (289.976 palinórfos/g) (Figura IV.5). Este aumento expressivo nesta profundidade deve-se à alta representatividade da Comunidade aluvial (108.030 palinórfos/g) seguido da Floresta ombrófila (75.810 palinórfos/g) e da Comunidade de mangue (63.491 palinórfos/g) (Figura IV.5). Os esporos apresentaram valores que variaram de 2.295 palinórfos/g na base a 5.015 palinórfos/g em direção ao topo desta zona. O valor mais alto de concentração de esporos observado na Zona I foi encontrado em 340 cm de profundidade apresentando valores de 41.696 palinórfos/g. Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) estiveram representados em baixas concentrações em maior parte desta zona (198 – 510 palinórfos/g). No entanto, assim como os demais grupos, apresentou uma alta concentração em 340 cm de profundidade (1.895 palinórfos/g) quando comparado às demais profundidades onde foram identificados (Figura IV.5).

A Zona I representa o intervalo do testemunho com idades estimadas em 12.522 anos AP na base e < 11.112 anos AP no limite com a Zona II (Figura IV.6). Através

dos gráficos de abundância relativa (Figura IV.6) é possível observar que a vegetação representada pela Comunidade aluvial predomina nesta zona (43%). Ao longo da Zona I, da base ao topo, observam-se oscilações nas porcentagens de Comunidade de mangue e Floresta ombrófila. Da base a 330 cm de profundidade, ocorreu um aumento na Comunidade de mangue (20% – 30%) seguido de uma diminuição até 310 cm (19%). Para a comunidade de Floresta ombrófila, observou-se uma tendência ao aumento de 348 a 310 cm de profundidade (20,2 – 31,1%), entretanto, com uma queda em 330 cm de profundidade (23,8%) (Figura IV.6).

A Zona II (300 a 230 cm) apresenta uma tendência de diminuição na concentração total de palinórfos a partir de 300 cm em direção ao topo (29.698 – 8.934 palinórfos/g). A alta concentração em 300 cm é caracterizada pela maior concentração da Comunidade aluvial (9.440 palinórfos/g) seguido da Comunidade de Mangue (7.277 palinórfos/g) e Floresta ombrófila (7.080 palinórfos/g) (Figura IV.5). Todos estes grupos seguem um padrão de diminuição da concentração total de palinórfos em direção ao topo. Entretanto, apesar de apresentar uma concentração relativamente baixa (entre 123 e 310 palinórfos/g), os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram uma tendência de diminuição, seguidos de uma tendência de elevação nos valores de concentração de palinórfos em direção ao topo (Figura IV.5).

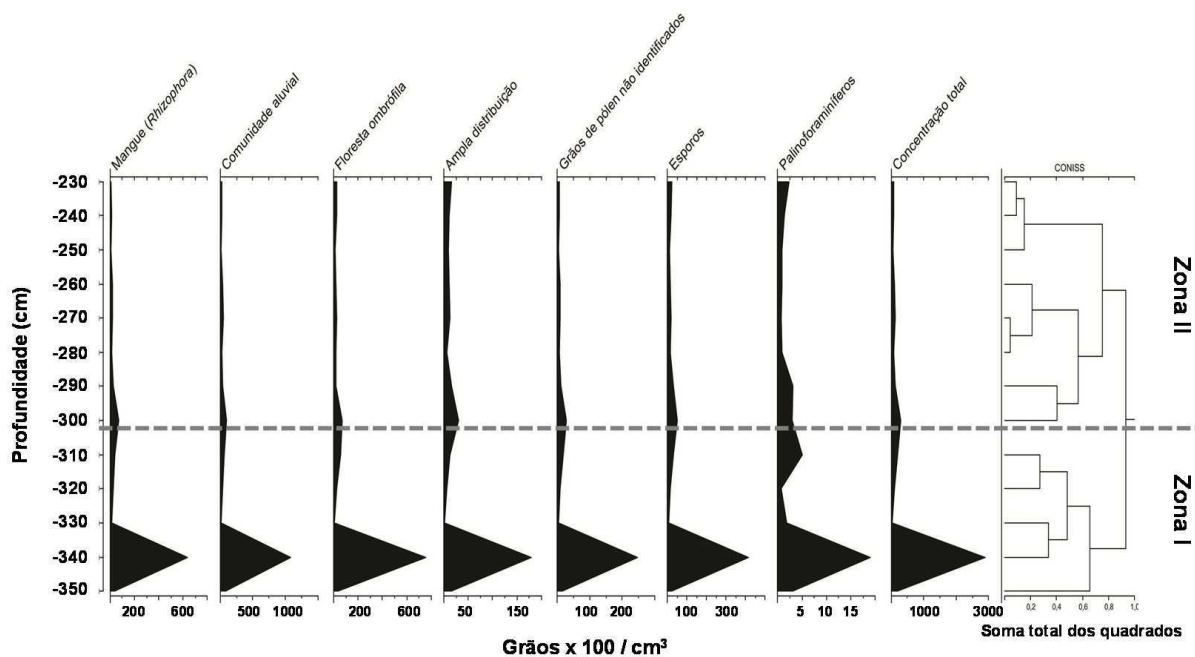


Figura IV.5: Concentração das comunidades identificadas no testemunho TB-T01.

A Zona II representa o intervalo do testemunho com idades estimadas em <11.112 e 10.584 anos AP (Figura IV.6). Da base desta zona ao topo, observa-se uma tendência de diminuição da porcentagem relativa da Comunidade de mangue (31 – 18%) (Figura IV.6). A Comunidade aluvial apresentou um aumento nos valores de porcentagem relativa entre 300 e 260 cm de profundidade (33 – 41%) seguida de uma diminuição em direção ao topo (31%) (Figura IV.6). A vegetação de Floresta ombrófila, de forma geral, apresentou uma tendência ao aumento da base em direção ao topo nesta zona (24 – 31%) (Figura IV.6). Os elementos marinhos (palinoforaminíferos) apresentaram baixos valores percentuais ao longo de toda a zona (1 – 2%) (Figura IV.6).

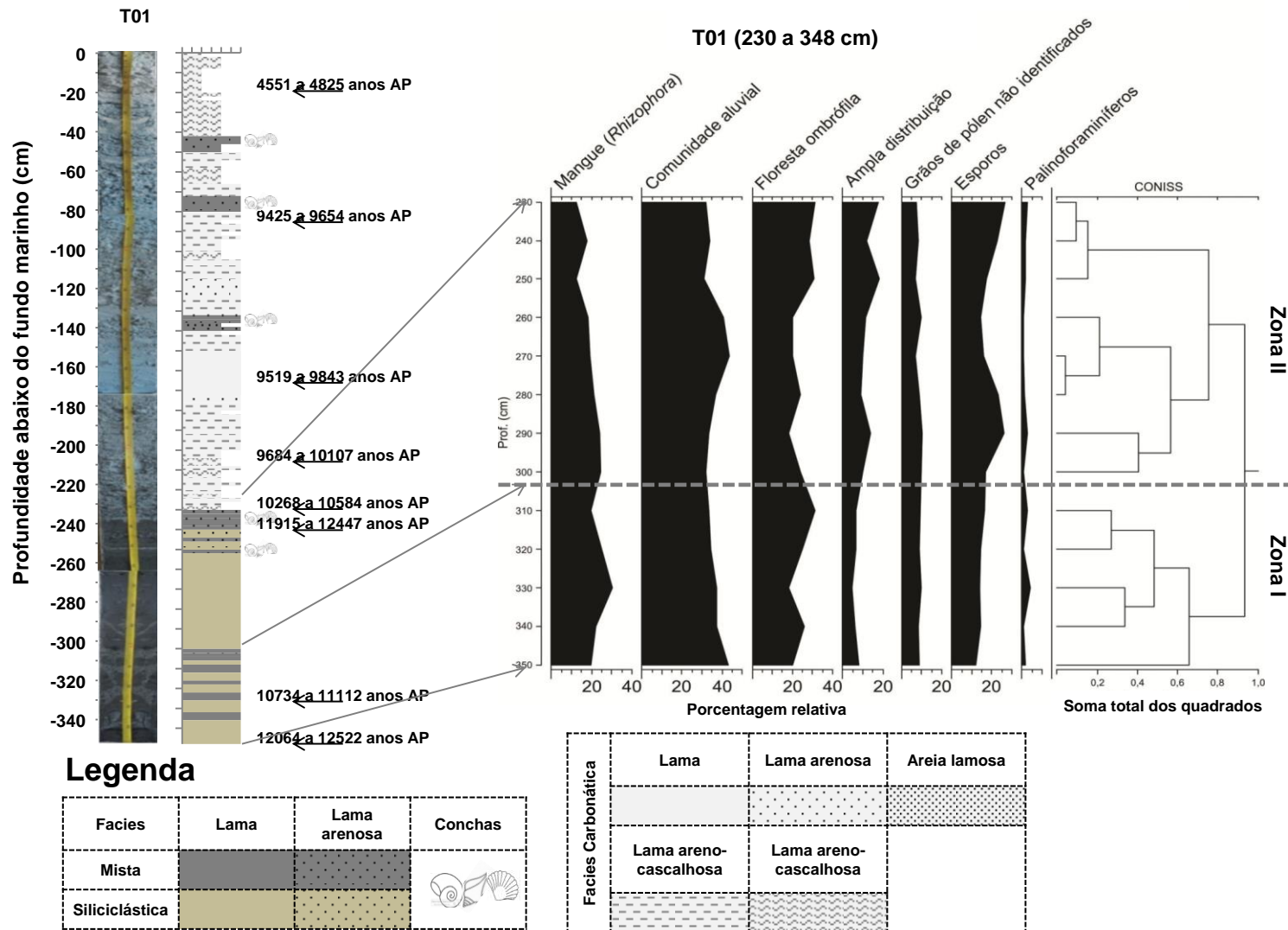


Figura IV.6: Gráficos com as porcentagens relativas das principais comunidades palinológicas e diagrama CONISS da análise de Cluster. Os gráficos correspondem a amostras da base do testemunho T01, entre 230 e 346 cm (Faciologia representada à esquerda da figura).

IV.3.4 Razão Carbono e Nitrogênio (Razão C/N)

O intervalo sedimentar analisado do testemunho T01R (entre 220 e 330 cm) é predominantemente lamoso (Figura IV.7). O conteúdo de carbonato de cálcio é baixo e constante na maior parte deste testemunho (valores entre 13 e 14%), entretanto, observa-se um aumento destes valores percentuais em duas profundidades: em 300 cm e 220 cm, sendo estes valores 17 e 19%, respectivamente (Figura IV.7).

Os valores de carbono orgânico total apresentam uma tendência de diminuição da base ao topo, com exceção em 260 cm, em que se observa um aumento deste valor. Os valores de nitrogênio total apresentam-se constantes ao longo do testemunho (Figura IV.7).

Os valores de razão C/N calculados variaram entre 22 e 34 (Figura IV.7). Apesar dos resultados da base deste testemunho indicar fonte de matéria orgânica de origem terrestre segundo a compilação de dados de Meyers (1994), observa-se uma tendência de diminuição destes valores da base ao topo no intervalo do testemunho analisado (Figura IV.7).

T01R é sedimentologicamente comparável com T01. T01R é predominantemente carbonático do topo até 220 cm de profundidade, assim como, T01, do topo até 240 cm (Figura IV.2). A correlação entre os testemunhos pode ser feita quando comparados a predominância de lama com baixos valores de conteúdo de carbonato de cálcio em T01R (Figura IV.7) com Fácies de Lama siliciclástica em T01 encontradas somente na base (entre 250 e 346 cm) deste testemunho.

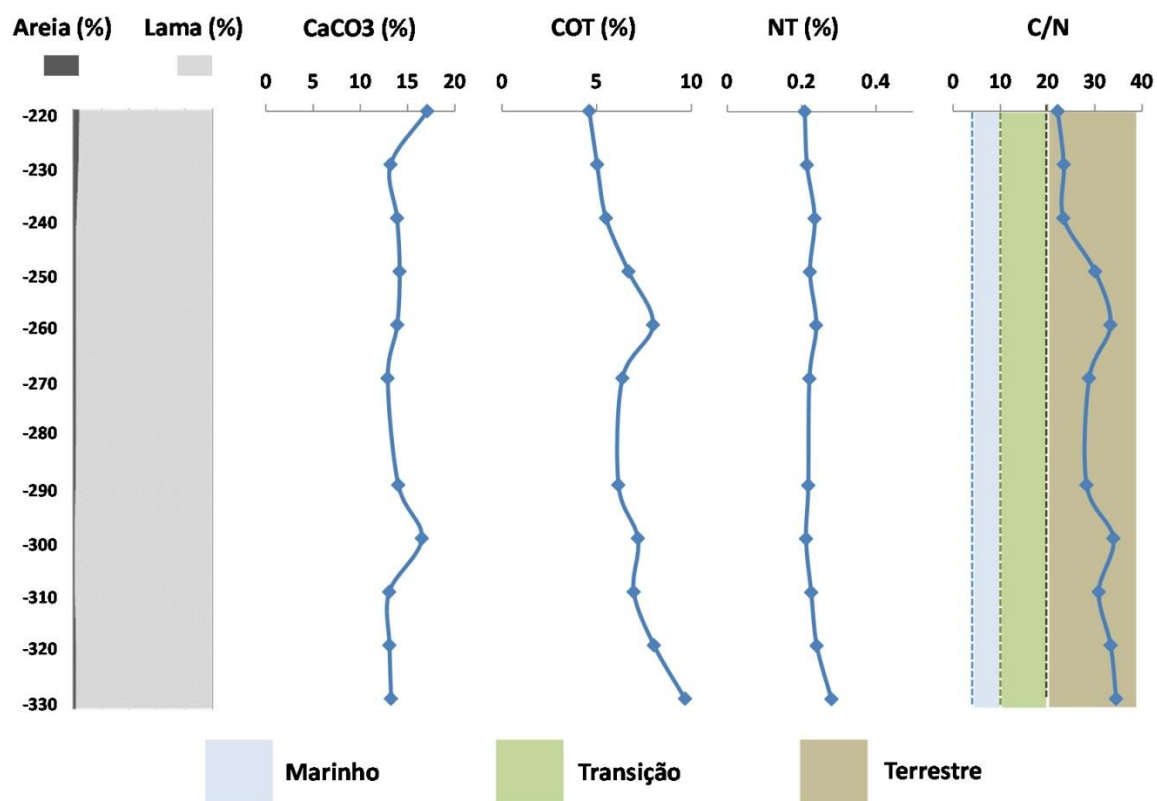


Figura IV.7: Gráficos com os resultados das análises no testemunho réplica TB-T01R com informações de quantificação dos teores de lama e areia, conteúdo de carbonato de cálcio, carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT) e razão carbono e nitrogênio. No gráfico de razão C/N estão representados os limites indicativos da origem da matéria orgânica apresentados por Meyers (1994), sendo: $4 < C/N < 10$ – origem marinha; $10 < C/N < 20$ – transição; $C/N > 20$ – origem terrestre.

IV.4 Discussão

A reconstituição dos paleoambientes que se estabeleceram na Plataforma Continental de Abrolhos durante os últimos 21.000 anos foi apresentada e discutida em blocos diagramas confeccionados com base na morfologia e faciologia de fundo atual, assim como, informações do Capítulo III, considerando os seguinte períodos (Figura IV.8): IV.4.1) Último Máximo Glacial (Figura IV.9) – quando o nível relativo do mar situava-se a 120 m abaixo do nível atual em aproximadamente 21.000 anos AP; IV.4.2) Reconexão (Figura IV.11) – período em que ocorre a reconexão marinha com a plataforma exposta entre aproximadamente 13.000 e 12.000 anos AP e descreve o desenvolvimento de ambientes marginais na PCA até 10.000 anos AP; IV.4.3) Inundação (Figura IV.12) – engloba o período transicional entre o domínio da sedimentação carbonática sobre a sedimentação siliciclástica em diferentes regiões da PCA a partir de 10.000 anos AP e; IV.4.4) Ambientes modernos (Figura IV.13) – descreve os ambientes atuais considerando os últimos 7.000 anos.

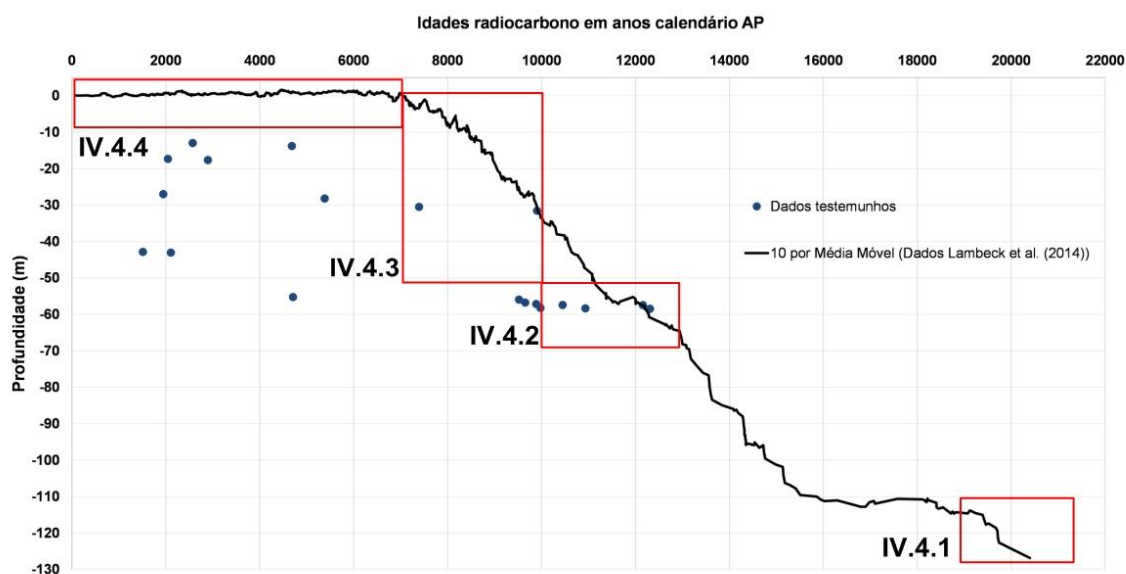


Figura IV.8: Curva de oscilação do nível relativo do mar com base nas informações compiladas por Lambeck et al. (2014) e representação das idades radiocarbônico obtidas nos testemunhos deste trabalho (pontos em azul). Os retângulos em vermelho correspondem aos períodos discutidos nos tópicos: IV.4.1, IV.4.2, IV.4.3 e IV.4.4.

IV.4.1 Último Máximo Glacial

Aproximadamente 200 km de plataforma continental foram expostos há 21.000 anos AP (Figura IV.9), quando o nível do mar estava aproximadamente a 120 m abaixo do nível atual (Figura IV.8) (Melo et al., 1975; Vicalvi et al., 1978; Fairbanks, 1989; Rabineau et al., 2006; Lambeck et al., 2014). Durante o processo de exposição, uma topografia cárstica se formou nesta plataforma em consequência da erosão e dissolução de sequências deposicionais carbonáticas formadas durante períodos interglaciais pleistocênicos (D'Agostini et al., 2015). A atual morfologia irregular da PCA (Figura I.2) reflete a ação de processos cársticos antecedentes que atuaram durante períodos glaciais. Trabalhos como Purdy (1974), Grigg et al. (2002) e Schlager e Purkis (2015) também indicam que a formação de feições como atóis, cordilheiras e bacias como herança geológica de processos cársticos. Em Abrolhos, Bastos et al. (2013; 2016) apresenta e discute a formação de estruturas cársticas na plataforma externa sugerindo que o processo de formação de dolinas nesta plataforma ocorreu durante a última exposição no UMG. Processos cársticos geralmente ocorrem em regiões com elevada pluviosidade, embora também aconteça em regiões semiáridas (Karmann, 2000). Apesar do clima seco e frio sugerido por trabalhos pioneiros sobre condições paleoclimáticas durante o UMG (Wright et al., 1993; Farrera et al., 1999), as evidências de processos cársticos nesta plataforma podem estar associadas a condições mais úmidas estabelecidas nesta região neste período.

Condições de climas mais úmidos foram sugeridas por Auler e Smart (2001) indicando que a região nordeste do Brasil não seguiu o padrão de clima seco, havendo intensa variabilidade nos padrões de precipitação durante os períodos glaciais. Entretanto, Behling et al. (2000) confirmam que, em geral, as condições do clima para esta região era seco, mas indica curtos períodos de fortes chuvas com aumento da drenagem continental e expansão de florestas úmidas, com destaque para o período entre 15.000 a 11.000 anos AP. Para a região sul/sudeste, Pessenda et al (2009) através de estudos palinológicos sugerem que estas regiões foram dominadas por florestas típicas de clima úmido, ao contrário, Behling (2002) sugerem um clima seco e frio. Leite et al. (2015) discutem sobre a cobertura florestal durante o UMG na PCA e sugerem que a plataforma emersa foi coberta por extensas áreas de Mata Atlântica e uma vegetação ripícola indicando também um

clima mais úmido. Outras evidências são os canais próximos à zona costeira e depressões (Figura I.2 e Figure II.2), que são possíveis expressões batimétricas atuais que evidenciam paleodrenagens nesta plataforma. A atual morfologia (Figura I.2 e Figure II.2) sugere que a rede de drenagem estabelecida durante UMG direcionava-se para a Depressão de Abrolhos e conectava-se com a região de talude através do Canal Besnard (Figura IV.9) configurando importantes fisiografias nesta plataforma (Melo et al., 1975; Vicalvi et al., 1978; Bastos et al., 2015; D'Agostini et al., 2015). O sistema de Cânions do Rio Doce foi descrito por Fiduk et al. (2014) na região de talude ao sul da PCA, indicando uma possível paleodrenagem do rio Doce para o norte. Evidências de depósitos siliciclásticos nesta região são evidenciadas e discutidas no Capítulo III com indicações de desenvolvimento de estruturas recifais sobre antigos depósitos deltaicos. Melo et al. (1975), através de análises mineralógicas em amostras de sedimentos superficiais, sugerem que os paleocanais nesta plataforma correspondem a antigos sistemas de drenagem dos rios Mucuri e São Mateus. Além disto, D'Agostini et al. (2015) através de dados sísmicos observam canais de subfundo em consequência da erosão de rochas carbonáticas durante o UMG na planície costeira de Caravelas indicando a contribuição deste sistema para a depressão.

A partir das evidências de condições mais úmidas, o cenário proposto neste trabalho para a Plataforma Continental de Abrolhos durante o Último Máximo Glacial (Figura IV.9) configura-se em uma extensa e larga plataforma cárstica com expressões morfológicas bem configuradas, como depressões e canais, além de formações de dolinas, associada ao desenvolvimento de uma rede de drenagem conectada ao talude através da Depressão de Abrolhos e Canal Besnard. Através do modelo proposto e discutido por Leite et al. (2015) e dos registros palinológicos do testemunho T01 (discutidos no tópico IV.4.2), considera-se que esta plataforma foi dominada por grandes áreas de floresta tropical úmida intercalada por vegetações ripícolas (próximos aos sistemas de drenagens).

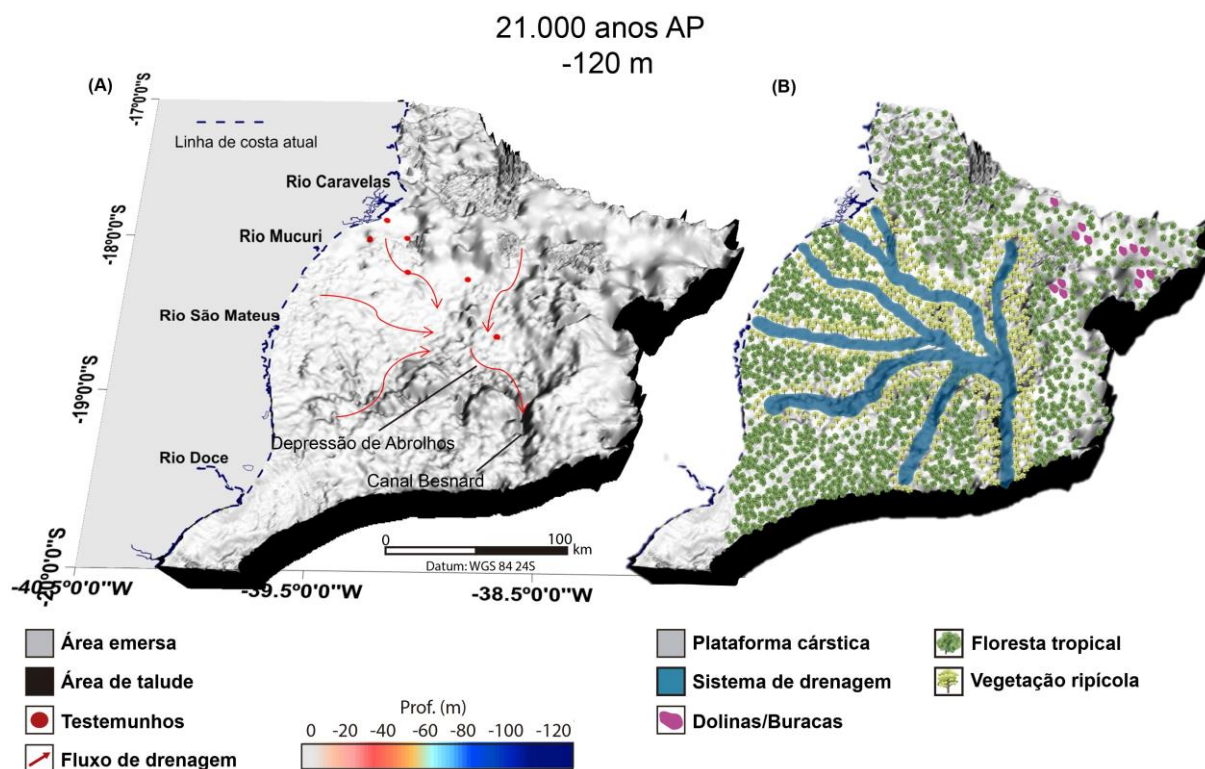


Figura IV.9: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da morfologia considerando o nível do mar a 120 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 21.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos.

IV.4.2 Reconexão

A reconexão entre a plataforma cárstica e o ambiente com influência marinha estabeleceu-se através do Canal Besnard e, também, com as regiões mais baixas da plataforma externa há aproximadamente 13.000 anos AP quando o nível do mar estava a 70 m abaixo do nível atual (Figura IV.8) (Fairbanks, 1989; Rabineau et al., 2006; Lambeck et al., 2014). Entre 13.000 e 12.000 anos AP, as regiões da borda da plataforma externa e DA (que atualmente estão entre as isóbatas de 55 a 70 metros) foram inundadas desencadeando a retrogradação da paleolinha de costa (Figura IV.11).

A influência marinha na Depressão de Abrolhos é evidenciada, principalmente, através dos resultados da palinologia e análise de foraminíferos no intervalo sedimentar entre 230 e 348 cm do testemunho T01. A ocorrência contínua de comunidades de mangue e palinoforaminíferos ao longo deste intervalo (Zonas I e II - Figura IV.5 e Figura IV.6) e, também, de gêneros tipicamente mixohalinos, como *Ammonia* e *Elphidium* (Grupos I e II - Figura IV.4) indicam incursões do oceano

Atlântico (Brasier, 1980; Wells, 1982; Murray, 1991; Grindod, 1991; Grindod et al., 2002; Duleba et al., 2005). Entretanto, observam-se maiores porcentagens da Comunidade Aluvial (Figura IV.5 e Figura IV.6), que se caracteriza por uma vegetação arbustiva que se estabelece geralmente nas planícies de inundações de rios, e por comunidades de Floresta ombrófila, típicas de regiões em que as chuvas são intensas e constantes e, também, características de biomas de Mata Atlântica (Schaffer e Prochnow, 2002; Nodari, 2011). Assim, os resultados deste intervalo do testemunho sugerem um ambiente marginal com desenvolvimento de manguezal numa bacia hidrográfica sob um clima propício a uma densa cobertura de floresta tropical úmida (evidenciado pelas comunidades de Floresta ombrófilas e Aluvial). A presença de comunidades vegetacionais terrestres também é evidenciada através dos resultados indicativos da fonte da matéria orgânica predominantemente terrestres encontrados nas análises no testemunho réplica (T01R) (Figura IV.7) que é sedimentologicamente comparável com T01 (IV.3.4). Segundo Fukumoto et al. (2004), as análises de fontes da matéria orgânica podem ser consideradas uma das ferramentas mais importantes para a reconstrução de paleoambientes e condições paleoclimáticas.

Os manguezais, geralmente, se estabelecem em regiões com deposições de sedimentos lamosos e em regiões como baías, lagunas, estuários e deltas (Kathiresane Bingham, 2001). Fácies de Lama siliciclástica e Lama mista entre 230 e 348 cm em T01 (Figura IV.2) também corroboram para o estabelecimento de um ambiente marginal (Figura IV.10F) hidrodinamicamente calmo (Soulsby, 1997). Entretanto, duas questões são abordadas abaixo: Quais os ambientes sedimentares estabelecidos nesta depressão e em seu entorno? E quais os períodos aproximados destes ambientes?

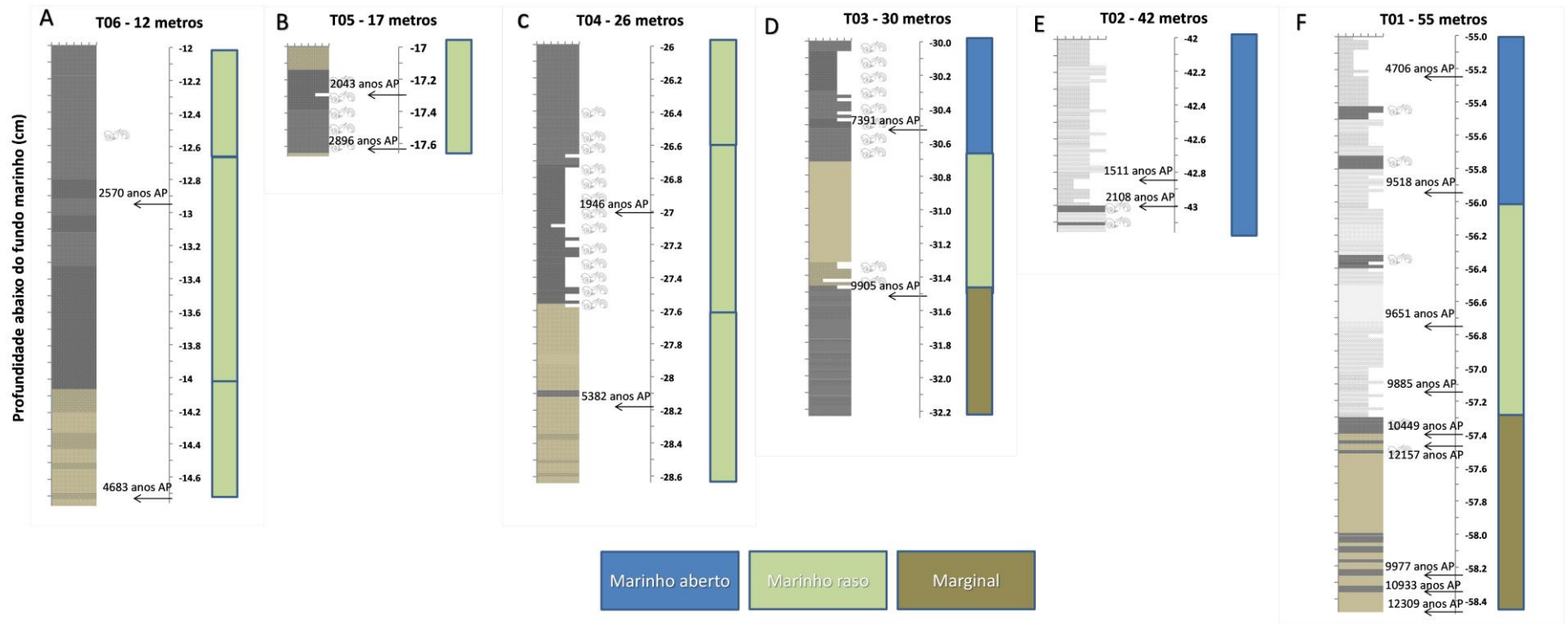


Figura IV.10: Testemunhos sedimentares com representação dos principais ambientes de sedimentação. As escalas entre a faciologia dos testemunhos e a representação dos ambientes interpretados estão em metros abaixo do nível do mar atual.

A profundidade máxima atual na DA encontra-se entre 65 a 70 m (Figura I.2). Assim, o processo de inundação nesta região iniciou-se há aproximadamente 13.000 anos AP quando o nível do mar estava a 70 m abaixo do nível atual (Figura IV.8). As regiões baixas desta depressão foram interligadas com o ambiente marinho através de um canal, constituindo assim, um ambiente geomorfologicamente lagunar (Figura IV.11) (Kjerfve, 1994). As fácies compostas por Lama siliciclástica com presença de fragmentos de madeira a aproximadamente 60 metros abaixo do nível atual (entre 348 e 342 cm do T01, Figura IV.2) indicam um ambiente raso e hidrodinamicamente calmo com expressiva contribuição continental e proximidade das comunidades vegetacionais arbustivas, típicos de ambientes transicionais/continentais (Figura IV.11). Foraminíferos são organismos essencialmente de ambientes com influência marinha e existem raras espécies de águas doces (Boltovskoy et al., 1980; Murray, 2014). Apesar da ausência destes organismos na base do Grupo I (entre 348 e 347 cm) do T01 (Figura IV.4), fato este que não corrobora para incursão do mar, a presença de Comunidades de Mangue e Elementos marinhos (Figura IV.5 e Figura IV.6) na análise palinológica confirmam a influência marinha. A ausência da fauna de foraminíferos na base do Grupo I pode ser explicada devido à dissolução das tecas calcárias e/ou limitação da análise (análises realizadas em frações superiores a 0,062 mm não englobando microforaminíferos). A dissolução destes organismos é influenciada por mudanças nas condições físico-químicas do ambiente, como por exemplo, à alta disponibilidade de HCO_3^- subsaturando o ambiente com íons carbonatos (CO_3^{2-}), dissolvendo o carbonato de cálcio (Petró et al., 2016). De fato, a elevada abundância (289.976 palinomorfos/g – Figura IV.5) de grãos de polens em 340 cm reflete alterações drásticas nas condições climáticas que elevarem significativamente a pluviosidade, fato que pode ser corroborado com o início do MWP 1B. Acima da profundidade de 340 cm, foi obtida uma idade radiocarbono entre 10734 a 11112 anos AP (em 334 cm). Assim, as idades estimadas entre 12064 e 12522 anos AP obtidas em fragmentos de madeira na base do T01 indicam a inundação marinha na profundidade aproximada de 60 metros e o estabelecimento de um ambiente lagunar na região de coleta do testemunho e o possível registro do início do MWP 1B entre 12064 anos AP (346 cm) e 11112 anos AP (334 cm) (Figura IV.11).

A partir do efetivo domínio do ambiente lagunar na DA, aproximadamente em 13.000-12.000 anos AP, os sedimentos depositados nas regiões de depressões e canais foram protegidos da ação de ondas pela borda da plataforma externa e da região sudoeste/bancos. Fácies de Lama siliciclástica intercaladas por fácies de Lama mista entre 342 e 300 cm do T01 indicam as oscilações da incursão marinha no estabelecimento de um ambiente lagunar. Vicalvi et al. (1978) também observam lama terrígena intercaladas por areias carbonáticas na base do testemunho analisado pelos autores. A ocorrência de gêneros *Hanzawaia* e *Quinqueloculina* está relacionada a ambientes marinhos, sendo aquela associada à incursão de águas tropicais (corrente do Brasil) indicando ambientes com elevada salinidade (Eichler et al., 2012). A partir de < 10734 anos AP, a DA torna-se um ambiente com características mais estuarinas, ou seja, predomínio de gêneros tipicamente mixohalinos, como *Ammonia* e *Elphidium* (Grupos II - Figura IV.4). A mudança de alta concentração de grãos de polens da Zona I para menores valores na Zona II (Figura IV.5) refletem uma exposição maior ao ambiente marinho diminuindo a preservação dos grãos de polens em um ambiente mais exposto (estuarino). As oscilações no nível do mar desempenham um papel importante no desenvolvimento e na dinâmica dos ecossistemas de manguezais, visto que se desenvolvem seguindo a formação das áreas marginais costeiras (Tomlinson, 1986; Vedel et al., 2006). Grinrod et al. (2002) através de registros de pólenes em testemunhos coletados na plataforma continental ao norte da Austrália sugerem que a baixa abundância de grãos é devido a pouca dispersão das espécies devido a rápidas mudanças na linha de costa. A transição de fácies siliciclásticas para carbonáticas ocorre em 238 cm. Considerando que a idade obtida a partir de foraminíferos em 216 cm seja a mais coerente, a idade obtida em 244 cm de 11915 a 12447 anos AP foi considerada retrabalhamento devido ao processo transicional do ambiente estuarino para o ambiente predominantemente carbonático. Assim, o desenvolvimento do ambiente lagunar/estuarino ocorreu em um curto intervalo de tempo no ponto do testemunho T01, entre ~ 12522 e 10268 anos AP, diferentemente do que foi sugerido por Vicalvi et al. (1978) (entre 8.000 e 11.000), entretanto, a correlação é válida se recalibrarmos a idade datada pelos autores em uma amostra a 22 cm do limite entre a sequência lagunar e sequência carbonática que seria de 11178 anos AP.

O cenário proposto neste trabalho para o período entre 13.000 e 10.000 anos AP consiste na reconexão da Plataforma Continental de Abrolhos com o ambiente marinho através do Canal Besnard na Depressão de Abrolhos formando um ambiente marginal lagunar (até ~ 11.000 anos AP) (Figura IV.11) seguido da formação de um ambiente marginal estuarino (entre ~ 11.000 a 10.000 anos AP), assim como, através das regiões mais baixas da plataforma externa (Figura IV.11). A partir desta inundação, inicia-se a retrogradação da paleolinha de costa e consequente afogamento do sistema de drenagem com formação de depósitos lagunares/estuarinos (lamosos) na região da depressão e formação de construções carbonáticas ao entorno do ambiente lagunar/ estuarino (ver discussão do Capítulo III). Na região da borda da plataforma externa, formam-se depósitos costeiros de ambientes marginais marinhos submetidos à ação das ondas (ver discussão do Capítulo III).

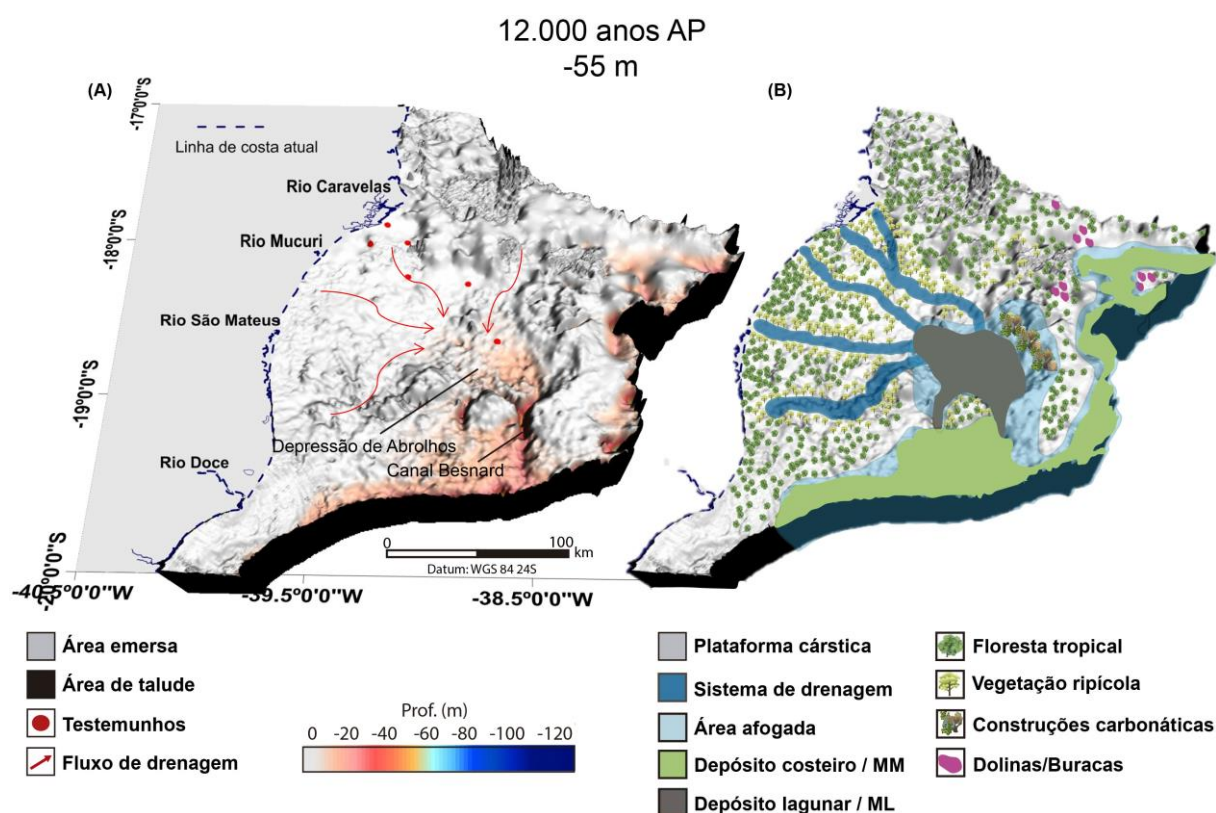


Figura IV.11: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da batimetria considerando o nível do mar a 55 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 12.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos. Legenda: MM – Marginal marinho e ML – Marginal lagunar.

IV.4.3 Inundação

A partir de aproximadamente 10.000 anos AP, a Depressão de Abrolhos foi totalmente inundada e fácies predominantemente carbonáticas dominam nesta região configurando um ambiente marinho (Figura IV.10F e Figura IV.12.). O aumento da riqueza da fauna de foraminíferos do Grupo II para o Grupo III e a presença de gêneros com características tipicamente de plataforma interna (ou seja, Cibicides e Textularia) indicam o domínio de um ambiente marinho a partir de 9684-10107 anos AP (idade obtida em amostras de foraminíferos em 216 cm do T01) (Scott et al., 2001). Entre 240 e 174 cm do T01 ocorre um aumento das frações de cascalho e areia e fácies Lama areno-cascalhosa e Areia lamo-cascalhosa dominam neste intervalo (Figura IV.2) refletindo o estabelecimento de um ambiente marinho raso (Figura IV.10F) com formações de bancos de areias em um ambiente influenciado pela ação de ondas e correntes resultando em depósitos *grainstone* e *packstone*, seguido da formação de depósitos *wackestone* em consequência da transição para um ambiente marinho aberto (Bosence e Wilson, 2003; Schlager, 2005).

De acordo com a curva de oscilação do nível do mar proposta por Lambeck et al. (2014), em ~ 10.000 anos AP, o nível relativo do mar estava a 35 m abaixo do nível atual (Figura IV.8). Os sistemas de drenagens e os ambientes costeiros foram sendo progressivamente afogados (Figura IV.12). Entre a base e 150 cm de profundidade do T03 as fácies são caracterizadas por Lama mista e Lama arenosa mista (Figura IV.2). Estes depósitos foram interpretados como provenientes do afogamento do sistema de drenagem do rio Caravelas em consequência da inundação nesta plataforma constituindo um ambiente marginal estuarino (Figura IV.10D e Figura IV.12). Os fragmentos de conchas entre 130 e 150 cm do T03 em fácies de Lama arenosa siliciclástica indicam a influência marinha entre 9697 a 10114 anos AP (idade estimada em amostras a 152 cm do topo de T03). O predomínio de Lama siliciclástica observado entre 130 e 70 cm do T03 (Figura IV.2) a partir de 10114 anos AP indica alta taxa de deposição em um ambiente marinho raso (Figura IV.10D) em consequência da estabilização do nível do mar que ocorreu em ~ 10.000-9.000 anos quando o nível relativo do mar encontrava-se em ~ 35-30 m (Figura IV.8) (Lambeck et al., 2014). Estas evidências são reforçadas comparando-

se com a unidade sísmica transgressiva (Su6) descrita e discutida no Capítulo III em que se encontra o intervalo sedimentar do T03 (da base até 70 cm de profundidade).

O indicativo de um ambiente marinho aberto ocorre a partir de 70 cm do topo do T03 (Figura IV.10D) quando fácies intercaladas entre Lama arenosa mista com conchas e Areia lamosa mista com conchas (Figura IV.2) predominam a partir de um período anterior a idade estimada de 7282-7487 anos AP (Tabela IV.2 e Figura IV.2). Na depressão de Abrolhos, a diminuição da porcentagem dos gêneros *Ammonia* e *Bolivina* e aumento da abundância relativa de *Quinqueloculina* e *Triloculina*, assim como, dos gêneros *Cibicides* e *Textularia*, indicam o domínio de plataformas carbonáticas em um ambiente marinho aberto (Figura IV.10F e Figura IV.12).

Entre aproximadamente 10.000 e 7.000 anos AP, a Plataforma Continental de Abrolhos foi totalmente inundada e os ambientes costeiros foram sendo afogados (Figura IV.12). Em ~ 10.000 anos AP, ocorre a transição de um ambiente marginal lagunar/estuarino para marginal marinho na Depressão de Abrolhos e posteriormente, marinho raso e marinho aberto. As construções carbonáticas observadas no Capítulo III (Su5) continuam o processo de desenvolvimento (estas unidades estão sobrepostas atualmente por recifes mesofóticos) e outras se iniciam sobre depósitos clásticos (ver discussão Capítulo III). Os bancos de rodolitos iniciam o seu desenvolvimento na plataforma externa. Com a inundação da plataforma, as regiões costeiras retrogradaram e ambientes estuarinos formaram-se próximo a atual linha de costa. Durante os últimos 8.000-7000 anos, os recifes costeiros atuais modernos iniciam-se o seu desenvolvimento sobre fundos *hardground* e possivelmente sobre antigos depósitos costeiros (ver discussão Capítulo III).

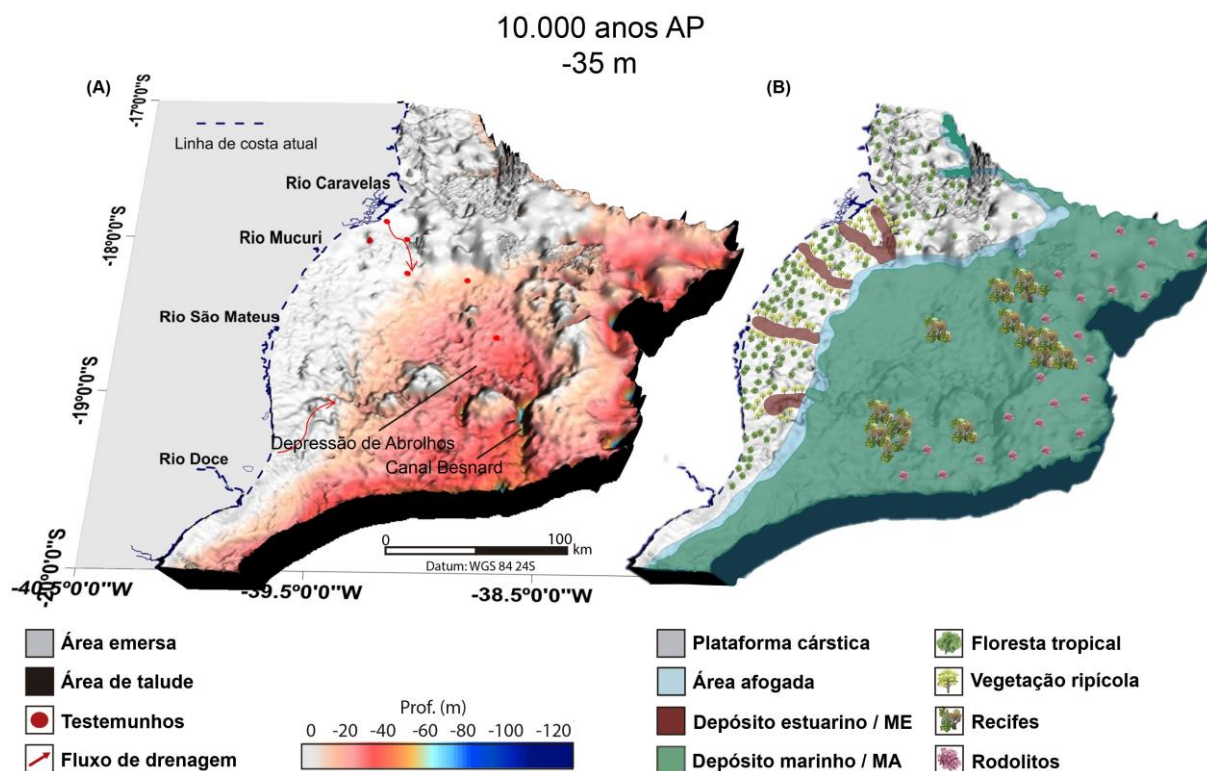


Figura IV.12: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da batimetria considerando o nível do mar a 35 metros abaixo do nível atual em aproximadamente 10.000 anos AP e (B) dos ambientes e domínios sedimentares propostos. Legenda: ME – Marginal estuarino e MA – Marino aberto.

IV.4.4 Nível do mar atual

As curvas de variações relativas no nível do mar para a costa leste brasileira nos últimos 8.000 anos AP são apresentadas com uma tendência de subida relativa até cerca de 5.600 anos AP seguida de uma descida até o nível atual (Martin, 2003; Angulo et al., 2006; Boski et al., 2015). Boski et al. (2015) observam uma rápida subida no nível relativo do mar entre 8.300 e 7.000 anos AP no nordeste do Brasil. A rápida subida observada por estes autores pode ser correlacionada com a transição de fácies que ocorre em 70 cm de profundidade com relação ao topo em T03 quando o conteúdo de carbonato de cálcio aumenta consideravelmente (Figura IV.2) em consequência do estabelecimento de um ambiente marinho aberto (Figura IV.10D e Figura IV.13).

O ambiente marinho raso é representado nos testemunhos costeiros (T04, T05 e T06) (Figura IV.10A, B e C). O aumento do teor de carbonato de cálcio também é observado nestes testemunhos. A transição de fácies nestes testemunhos pode ser

correlacionada com a transição de unidades sísmicas transgressivas (Su6) para regressivas (Su7) apresentadas e discutidas no Capítulo III. Assim, fácies sedimentares siliciclásticas representam ambientes que se formaram durante o final da fase transgressiva e fácies mistas representam a subsequente fase regressiva do nível do mar em um ambiente marinho raso (Figura IV.13).

Durante os últimos 8.000-7000 anos, a Plataforma Continental de Abrolhos foi totalmente inundada e os ambientes costeiros afogados. Durante a subsequente fase regressiva do nível do mar, depósitos siliciclásticos transgressivos são sobrepostos por cliniformas progradantes com domínios sedimentares mistos. Neste período, ocorre o desenvolvimento dos arcos recifais e mesofóticos na plataforma interna e do banco de rodolitos na plataforma externa (Leão et., 2003; Amado-Filho et al. 2012; Moura et al. 2013).

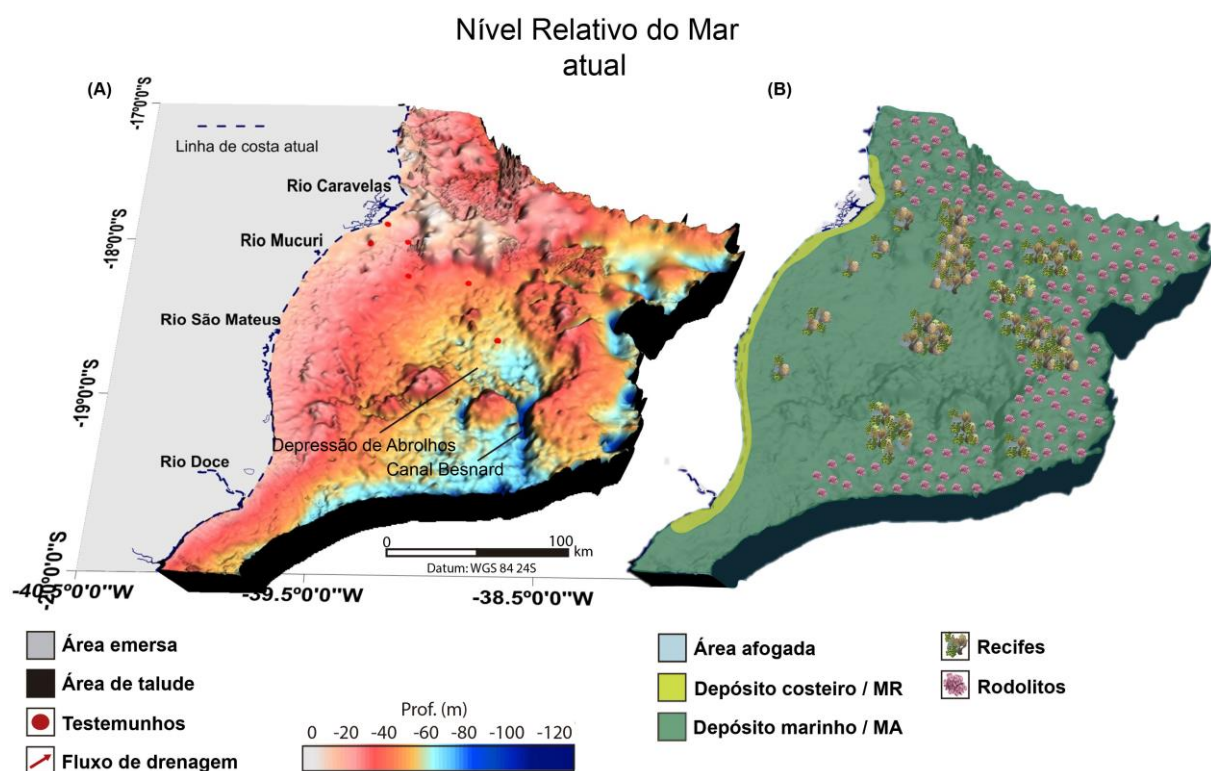


Figura IV.13: Plataforma continental de Abrolhos com representação (A) da atual batimetria e morfologia e B) dos principais domínios sedimentares com base em Bastos et al. (2015). Os pontos em vermelho correspondem aos testemunhos sedimentares apresentados neste trabalho.

IV.5 Conclusões

A evolução paleoambiental da Plataforma Continental de Abrolhos é apresentada neste capítulo considerando quatro cenários: Último Máximo Glacial, reconexão marinha com a plataforma cárstica, inundação da PCA e os ambientes atuais. Condições de clima mais úmido são evidenciadas nos resultados indicando a ocorrência de extensas áreas de florestas tropicais. Observações do início do MWP 1B também é evidenciado na Depressão de Abrolhos para o período de 12.000 anos AP. A inundação nesta depressão ocorreu anteriormente ao período sugerido por Vicalvi et al. (1978).

Capítulo V: Conclusão

Sistemas deposicionais com sedimentação carbonática e siliciclástica são ambientes diferenciados. Não somente pela complexa relação entre os fatores que controlam a sedimentação de ambos os sistemas, mas também, pela interação e influência que pode coexistir entre os depósitos siliciclásticos e o tipo de desenvolvimento carbonático resultando em padrões estratigráficos distintos.

Durante os últimos 300.000 anos, a morfologia da Plataforma Continental de Abrolhos foi controlada por paleotopografias antecedentes influenciadas pela disposição estrutural do Complexo Vulcânico de Abrolhos. Entretanto, o padrão de distribuição de fáceis nesta plataforma parece ser influenciado por processos evolutivos distintos. O desenvolvimento do banco de rodolitos que ocorre principalmente na plataforma externa possui correlações com as condições oceanográficas atuais, ou seja, ausência de aporte siliciclástico, proximidade de regiões mais energéticas (bordas de plataformas) e regiões de alta produtividade devido aos vórtices que ocorrem adjacentes a esta plataforma. Da mesma forma, o maior desenvolvimento de recifes na região norte provavelmente é também influenciado por áreas de maior produtividade. Entretanto, um fato curioso é o não desenvolvimento ou, até o momento, não observação clara de recifes de borda, principalmente, na região norte. Dados sísmicos indicam que nestas regiões depósitos progradantes/retrogradantes costeiros nunca chegaram a estas áreas de borda e compreende regiões em que ocorrem extensos bancos de rodolitos. Ao contrário o desenvolvimento de estruturas recifais ocorre preferencialmente sobre antigos depósitos costeiros e esta correlação é análoga ao desenvolvimento que ocorreu durante a última transgressão pós-Último Máximo Glacial. O estabelecimento de condições mais úmidas nesta plataforma neste período interglacial corrobora para fortes atuações de desenvolvimento de sistemas de drenagens disponibilizando material siliciclástico para esta plataforma.

A diferenciação entre as regiões norte e sul é indicada como sendo fruto de paleotopografias antecedentes que influenciam o direcionamento dos sistemas de

drenagens e o local do início da inundação nesta plataforma. A região norte apresenta duas regiões distintas (leste e oeste), sendo uma influenciada pelo desenvolvimento de progradações e retrogradações de antigos ambientes costeiros siliciclásticos/carbonáticos (provenientes do desenvolvimento da planície costeira do rio Caravelas) que favorecem o desenvolvimento de estruturas recifais sobre estes depósitos e em fundos *hardground*. Este favorecimento também é influenciado por condições oceanográficas favoráveis. A outra região (à leste) que não é influenciada por sedimentação siliciclástica onde o banco de rodolitos desenvolvem-se sobre rochas carbonáticas cársticas. A região do talude norte apresenta padrões côncavos (típicos de sistemas carbonáticos) em consequência, provavelmente, do processo de evolução dos bancos de rodolitos sob ausência de sedimentação siliciclástica. A região sul é influenciada por paleotopografias mais baixas que direcionam a drenagem continental para o sul. O desenvolvimento de estruturas recifais parece ser também influenciado por antigos costeiros provenientes do sistema de drenagem do rio Doce, sendo a evolução da região da plataforma externa semelhante à região norte/leste desta plataforma. A região de talude ao sul caracterizado por padrões sigmoidais responde aos processos de evolução com forte influência siliciclástica.

Os dados apresentados neste trabalho fornecem importantes informações sobre nível relativo do mar, condições paleoclimáticas e paleotopografia e auxilia no melhor entendimento da interação entre os fatores controladores da evolução de sistemas carbonáticos-siliciclásticos mistos durante o Quaternário Superior.

Referências bibliográficas

- Adams EW, Kenter JAM (2014) So different, yet so similar: comparing and contrasting siliciclastic and carbonate slopes. In: Verwer K, Playton TE, Harris PM (eds) Deposits, architecture and controls of carbonate margin, slope and basinal settings. SEPM Special Publication 105, Tulsa, pp 14–25
- Adams, E. W., & Schlager, W. (2000). Basic types of submarine slope curvature. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4), 814-828.
- Adams, E. W., Schlager, W., & Anselmetti, F. S. (2001). Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinofolds in seismic data. *Sedimentology*, 48(3), 661-679.
- Alves, T. M., Cartwright, J., & Davies, R. J. (2009). Faulting of salt-withdrawal basins during early halokinesis: effects on the Paleogene Rio Doce Canyon system (Espírito Santo Basin, Brazil). *AAPG bulletin*, 93(5), 617-652.
- 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. & Bahia, R. G. (2012). Rhodolith beds are major CaCO₃ bio-factories in the tropical South West Atlantic. *PLoS one*, 7(4), e35171.
- Andrade, A., Dominguez, J. M., Martin, L., & Bittencourt, A. C. (2003). Quaternary evolution of the Caravelas strandplain-southern Bahia State-Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(3), 357-382.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., & de Souza, M. C. (2006). A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5), 486-506.
- Arruda, W. Z., Campos, E. J., Zharkov, V., Soutelino, R. G., & da Silveira, I. C. (2013). Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy. *Continental Shelf Research*, 70, 61-73.

- Auler, A. S., & Smart, P. L. (2001). Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Research*, 55(2), 159-167.
- Barreto, C. F., Freitas, A. D. S. D., Vilela, C. G., Baptista Neto, J. A., & Barth, O. M. (2013). Grãos de Pólen de Sedimentos Superficiais da Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brasil.
- Bastos, A. C., Amado-Filho, G. M., Moura, R. L., Sampaio, F. M., Bassi, D., & Braga, J. C. (2016). Origin and sedimentary evolution of sinkholes (buracas) in the Abrolhos continental shelf, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 462, 101-111.
- Bastos, A. C., Moura, R. L., Amado-Filho, G. M., D'Agostini, D. P., Secchin, N. A., Francini-Filho, R. B., & Thompson, F. L. (2013). Buracas: novel and unusual sinkhole-like features in the Abrolhos Bank. *Continental Shelf Research*, 70, 118-125.
- Bastos, A. C., Quaresma, V. S., Marangoni, M. B., D'Agostini, D. P., Bourguignon, S. N., Cetto, P. H., & 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.
- Behling, H. (2002). South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177(1), 19-27.
- Behling, H., Arz, H. W., Pätzold, J., & Wefer, G. (2000). Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, 19(10), 981-994.
- Blanchon, P. (2011). Geomorphic zonation. In *Encyclopedia of Modern Coral Reefs* (pp. 469-486). Springer Netherlands.
- Blanchon, P., & Shaw, J. (1995). Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, 23(1), 4-8.
- Boltovskoy, D., & Riedel, W. R. (1980). Polycystine radiolaria from the southwestern Atlantic Ocean plankton. *Rev. Esp. Micropaleontol*, 12(9).

- Boltovskoy, E., & Wright, R. (1976). The Systematic Position and Importance of the Foraminifera. In *Recent Foraminifera* (pp. 1-3). Springer Netherlands.
- Bosence, D. (2005). A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology*, 175(1), 49-72.
- Bosence, D. W. J., & Wilson, R. C. L. (2003). Carbonate depositional systems. *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 209-233.
- Boski, T., Bezerra, F. H., de Fátima Pereira, L., Souza, A. M., Maia, R. P., & Lima-Filho, F. P. (2015). Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiaí Estuary, NE Brasil. *Marine Geology*, 365, 1-13.
- Brasier, M. D. (1980). *Microfossils*. George Allen Er Unwin, London, 193 p.
- Bufarale, G., O'Leary, M., Stevens, A., & Collins, L. B. (2017). Sea level controls on palaeochannel development within the Swan River estuary during the Late Pleistocene to Holocene. *CATENA*, 153, 131-142.
- Castro, B. M., Dottori, M., & Pereira, A. F. (2013). Subinertial and tidal currents on the Abrolhos Bank shelf. *Continental Shelf Research*, 70, 3-12.
- Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1), 1-43.
- Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, W.L., Fisherh, W.E., Galloway, M.R., Gibling, K.A., Giles, J.M., Holbrook, R., Jordan, C.G.St.C., Kendall, B., Macurdao, O.J., Martinsen, A.D., Miall, J.E., Neal, D., Nummedal, L. Pomars, H.W., Posamentier, B.R., Pratt, J.F., Sarg, K.W., Shanley, R.J., Steel, A., Strasser, M.E. Tuckey, & Giles, K. A. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1), 1-33.
- Coe, A.L., 2003, *The sedimentary record of sea-level change*, Cambridge University Press.

- Cushman, J. (1942). The Foraminifera Of The Tropical Pacific Collections Of The "ALBATROSS" 1899-1900. Washington.
- Cushman, J. A. (1922). Shallow-water foraminifera of the Tortugas region (No. 311). Carnegie Institute of Washington.
- Cushman, J. A. (1929). A late Tertiary fauna of Venezuela and other related regions. Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, 5(4), 76-107.
- Cushman, J. A. (1931). The Foraminifera of the Saratoga chalk. Journal of Paleontology, 297-315.
- D'Agostini, D. P., Bastos, A. C., & Dos Reis, A. T. (2015). The Modern Mixed Carbonate–Siliciclastic Abrolhos Shelf: Implications For A Mixed Depositional Model. Journal of Sedimentary Research, 85(2), 124-139.
- Domínguez-Villar, D., Carrasco, R. M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R. L., & Willenbring, J. K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. Scientific reports, 3. Dominguez et al. (2013) É o mesmo?
- Droxler, A. W., & Jorry, S. J. (2013). Deglacial origin of barrier reefs along low-latitude mixed siliciclastic and carbonate continental shelf edges. Annual review of marine science, 5, 165-190.
- Droxler, A. W., & Schlager, W. (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology, 13(11), 799-802.
- Duleba, W., Coimbra, J. C. S., Petri, S., & Barbosa, C. F. (2005). Foraminíferos, tecamebas e ostracodes recentes utilizados como bioindicadores em estudos ambientais brasileiros. Quaternário do Brasil. Schaffer e Prochnow, 2002; VER SE
- Dunbar, G. B., & Dickens, G. R. (2003). Massive siliciclastic discharge to slopes of the Great Barrier Reef Platform during sea-level transgression: constraints from sediment cores between 15 S and 16 S latitude and possible explanations. Sedimentary Geology, 162(1), 141-158.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

- Eichler, P. P., Eichler, B. B., Gupta, B. S., & Rodrigues, A. R. (2012). Foraminifera as indicators of marine pollutant contamination on the inner continental shelf of southern Brazil. *Marine Pollution Bulletin*, 64(1), 22-30.
- Ellis, B. F., & Messina, A. R. (1940). *Catalogue of foraminifera* (Vol. 149). American museum of natural history.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250), 637-642.
- Farrera, I., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P. J., ...& Holmgren, K. (1999). Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate dynamics*, 15(11), 823-856.
- Ferreira, L. C. L. (2017). *Recifes submersos da Plataforma de Abrolhos: Morfologia e distribuição espacial*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Espírito Santo. 73 p.
- Ferreira, T. S., de Araújo, M. N. C., & da Silva, F. C. A. (2014). Cenozoic folding in the Cumuruxatiba basin, Brazil: An approach to the deformation trigger by the Abrolhos magmatism. *Marine and Petroleum Geology*, 54, 47-64.
- Fiduk, J. C., Brush, E. R., Anderson, L. E., Gibbs, P. B., & Rowan, M. G. (2004, December). Salt deformation, magmatism, and hydrocarbon prospectivity in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil. In *Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: Concepts, applications, and case studies for the 21st century: Gulf Coast Section SEPM 24th Annual Conference* (pp. 370-392).
- Fiori, J., Sobreira, F., & Franca, R. L. (2005). Um modelo tectonomagmático para a região do complexo vulcanico de Abrolhos a tectono magmatic model for the Abrolhos volcanic complex region. *B. Geoci. Petrobras*, 14(1), 143-147.
- Flügel, E. (2012). *Microfacies analysis of limestones*. Springer Science & Business Media.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1).

- Foster, M. S. (2001). Rhodoliths: between rocks and soft places. *Journal of phycology*, 37(5), 659-667.
- França, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., & Fontanelli, P. D. R. (2007). Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 501-509.
- Fukumoto, M. M., Mahiques, M. M., & Tessler, M. G. (2004). Reconstitution of the Late Holocene History of Santos Bay (Southeastern Brazil) based on Bulk Organic Matter Characteristics. *Journal of Coastal Research* 39, 259-261.
- Ghisolfi, R. D., da Silva, M. P., dos Santos, F. T., Servino, R. N., Cirano, M., & Thompson, F. L. (2015). Physical Forcing Mechanisms Controlling the Variability of Chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks—Eastern Brazilian Shelf. *PloS one*, 10(2), e0117082.
- Gischler, E., Hudson, J. H., Humblet, M., Braga, J. C., Eisenhauer, A., Isaack, A., & Camoin, G. F. (2016). Late Quaternary barrier and fringing reef development of Bora Bora (Society Islands, south Pacific): First subsurface data from the Darwin-type barrier-reef system. *Sedimentology*, 63(6), 1522-1549.
- Gischler, E., Lomando, A. J., Hudson, J. H., & Holmes, C. W. (2000). Last interglacial reef growth beneath Belize barrier and isolated platform reefs. *Geology*, 28(5), 387-390.
- Grigg, R., Grossman, E., Earle, S., Gittings, S., Lott, D., & McDonough, J. (2002). Drowned reefs and antecedent karst topography, Au'au Channel, SE Hawaiian Islands. *Coral Reefs*, 21(1), 73-82.
- Grimm, E. (1990). *Tilia, tiliagraph & tiliaview*. PC Spreadsheat and Graphics Software for Pollen Data. Illinois State Museum, IL, USA.
- Hallock, P. (2000). Larger foraminifera as indicators of coral-reef vitality. In *Environmental micropaleontology* (pp. 121-150). Springer US.
- Hallock, P., & Peebles, M. W. (1993). Foraminifera with chlorophyte endosymbionts: habitats of six species in the Florida Keys. *Marine Micropaleontology*, 20(3-4), 277-292.
- Hinestrosa, G., Webster, J. M., & Beaman, R. J. (2016). Postglacial sediment deposition along a mixed carbonate-siliciclastic margin: New constraints from the

- drowned shelf-edge reefs of the Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 446, 168-185.
- Hinestrosa, G., Webster, J. M., Beaman, R. J., & Anderson, L. M. (2014). Seismic stratigraphy and development of the shelf-edge reefs of the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology*, 353, 1-20.
- Hovland, Martin; Croker, Peter F.; Martin, Mike. (1994). *Marine and Petroleum Geology*, 11(2), pp.232-246
- Jo, A., Eberli, G. P., & Grasmueck, M. (2015). Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. *Sedimentary Geology*, 317, 43-52.
- Kaiho, K. (1991). Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83(1-3), 65-85.
- Karmann, Ivo. "Ciclo da Água, Água subterrânea e sua ação geológica". In : "Decifrando a Terra" (pg. 114-136). São Paulo: Oficina de Textos, 2000.
- Kathiresan, K., & Bingham, B. L. (2001). Biology of mangroves and mangrove ecosystems. *Advances in marine biology*, 40, 81-251.
- Kjerfve, B. (1994). Coastal lagoons. Elsevier oceanography series, 60, 1-8.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Leão, Z. M. A. N., & Ginsburg, R. N. (1997). Living reefs surrounded by siliciclastic sediments: the Abrolhos coastal reefs, Bahia, Brazil. In *Proc 8th Int Coral Reef Symp* (Vol. 2, pp. 1767-1772).
- Leão, Z.M.A.N., Kikuchi, R.K.P., and Testa, V., 2003, Corals and coral reefs of Brazil, in Cortés, J., ed., *Latin american coral reefs*: Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p. 9-52
- Leite, Y. L., Costa, L. P., Loss, A. C., Rocha, R. G., Batalha-Filho, H., Bastos, A. C., & Pardini, R. (2016). Neotropical forest expansion during the last glacial period challenges refuge hypothesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(4), 1008-1013.

- Lopes, R. M., Castro, B. M. (2013). Oceanography, ecology and management of Abrolhos Bank. *Continental Shelf Research* 70: 1-2.
- Luz, C. D., & Barth, O. M. (2000). Palinomorfos indicadores de tipos de vegetação em sedimentos holocênicos da Lagoa de Cima, norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil–Dicotyledoneae. *Leandra*, 15, 11-34.
- Martin, L., Dominguez, J. M., & Bittencourt, A. C. (2003). Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 101-124.
- McIlreath, I. A., & James, N. P. (1978). Facies models 13. Carbonate slopes. *Geoscience Canada*, 5(4).
- McNeill, D.F., Cunningham, K.J., Guertin, L.A., and Anselmetti, F.S., 2004, Depositional themes of mixed carbonate-siliciclastics in the south Florida Neogene: application to ancient deposits. In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir 80*, p. 23-43.
- Medeiros, J. D. D., Gonçalves, M. A., Prochnow, M., & Schäffer, W. B. (2004). Floresta com Araucárias: um símbolo da Mata Atlântica a ser salvo da extinção. *Apremavi*, Rio do Sul, Brasil.
- Melo, U.d., Summerhayes, C., & Ellis, J.P., 1975, Upper continental margin sedimentation off Brazil, Part IV: Salvador to Vitoria, Southeastern Brazil: *Contributions to Sedimentology*. 4, 78-116.
- Meyers, M. A. (1994). *Dynamic behavior of materials*. John Wiley & sons.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation*.
- Motoki, A., Motoki, K. F., & de Melo, D. P. (2012). Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes, ES, com base na batimetria predita do TOPO versão 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(2).
- 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. & Guth, A. Z. (2013). Spatial patterns of benthic megahabitats and conservation planning in the Abrolhos Bank. *Continental Shelf Research*, 70, 109-117.
- 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(2), 249-274.
- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and stratigraphy*, John Wiley & Sons.
- Nodari, P. R. G., da Silva Neves, S. M. A., de Freitas, L. E., da Silva Miranda, M. R., & Nodari, D. E. Mapeamento e análise multitemporal da paisagem nos assentamentos rurais de Cáceres/MT, situados na fronteira Brasil-Bolívia. 2011
- Perry, C., and Taylor, K., 2009, *Environmental sedimentology*, John Wiley & Sons.
- Pessenda LCR, et al. (2009) The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic insoutheastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quat Res* 71:437–452.
- Petró, S. M., Pivel, M. A. G., & Coimbra, J. C. (2016). Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico para reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 7(1-2).
- Posamentier, H. W. (2001). Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. *AAPG bulletin*, 85(10), 1771-1793.
- Posamentier, H. W., & Morris, W. R. (2000). Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 172(1), 19-46.
- Puga-Bernabéu, Á., Beaman, R. J., Webster, J. M., Thomas, A. L., & Jacobsen, G. (2017). Gloria Knolls Slide: A prominent submarine landslide complex on the Great Barrier Reef margin of north-eastern Australia. *Marine Geology*, 385, 68-83.
- Purdy, E. G. (1974). Reef configurations: cause and effect.
- Purdy, E. G., & Gischler, E. (2003). The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. *International Journal of Earth Sciences*, 92(4), 532-551.
- Purdy, E. G., & Gischler, E. (2005). The transient nature of the empty bucket model of reef sedimentation. *Sedimentary Geology*, 175(1), 35-47.

- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J. L., Aslanian, D., Guillocheau, F., & Joseph, P. (2006). Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1), 119-137.
- Rankey, E. C., & Doolittle, D. F. (2012). Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology*, 59(7), 2146-2171.
- Reading, Harold G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons, 2009.
- Reineck, H.-E.; Singh, Indra Bir. *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer Science & Business Media, 2012.
- Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C. H., Siddall, M., Hoogakker, B. A. A., Bolshaw, M., & Kucera, M. (2008). High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1(1), 38-42.
- Roubik, D. W., & Moreno, P. (1991). Pollen and spores of Barro Colorado Island [Panama]. *Pollen and spores of Barro Colorado Island [Panama]*, 36.
- Saller, A., Armin, R., Ichram, L. O., & Glenn-Sullivan, C. (1993). Sequence stratigraphy of aggrading and backstepping carbonate shelves, Oligocene, Central Kalimantan, Indonesia. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 267-267.
- Schaffer, W. B., Prochnow, M., & Reis, A. (2002). Mata Atlântica e você: como preservar, recuperar e se beneficiar da mais ameaçada floresta brasileira. In *Mata Atlantica e voce: como preservar, recuperar e se beneficiar da mais ameacada floresta brasileira*. Apremavi.
- Schlager et al. (2015)
- Schlager, W. (1981). The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 92(4), 197-211.
- Schlager, W. (1993). Accommodation and supply—a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 111-136.

- Schlager, W. (2005). Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy (No. 8). SEPM Soc for Sed Geology.
- Schlager, W., & Adams, E. W. (2001). Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. *Geology*, 29(10), 883-886
- Schlager, W., & Camber, O. (1986). Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14(9), 762-765.
- Schlager, W., & Purkis, S. (2015). Reticulate reef patterns—antecedent karst versus self-organization. *Sedimentology*, 62(2), 501-515. Você cita
- Schreiner, S., de Souza, M.B.F.M., Migliorelli, J.P.R. (2009) Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *Boletim de Geociencias da Petrobras* 17, 365-369.
- Scoffin, T. P., & Tudhope, A. W. (1985). Sedimentary environments of the central region of the Great Barrier Reef of Australia. *Coral Reefs*, 4(2), 81-93.
- Scott, D. B., Medioli, F. S., & Schafer, C. T. (2001). Monitoring in coastal environments using foraminifera and thecamoebian indicators. Cambridge University Press.
- Soulsby, R. (1997). Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Thomas Telford.
- Soutelino, R. G., Da Silveira, I. C. A., Gangopadhyay, A. A. M. J., & Miranda, J. A. (2011). Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20 S?. *Geophysical Research Letters*, 38(3).
- Soutelino, R. G., Gangopadhyay, A., & da Silveira, I. C. A. (2013). The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. *Continental Shelf Research*, 70, 46-60.
- Steller, D. L., & Foster, M. S. (1995). Environmental factors influencing distribution and morphology of rhodoliths in Bahía Concepción, BCS, México. *Journal of experimental marine biology and ecology*, 194(2), 201-212.

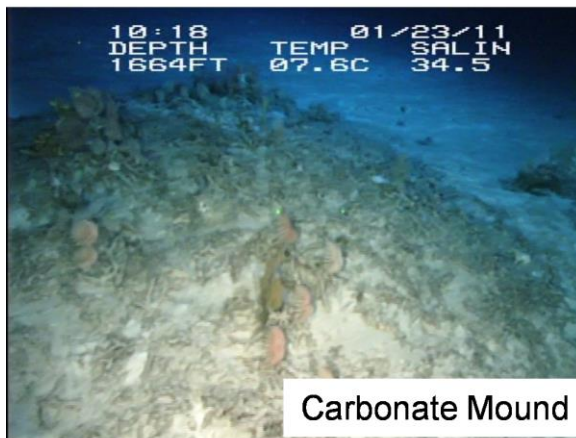
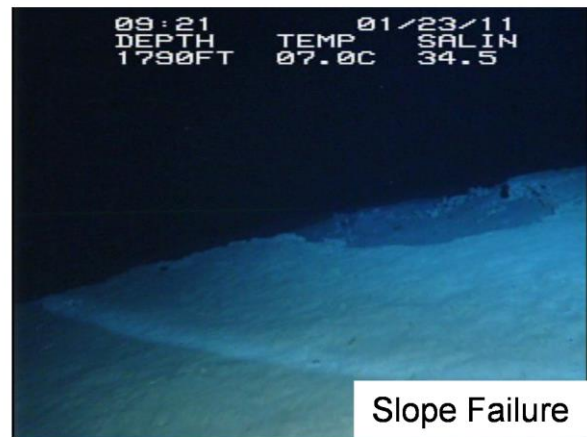
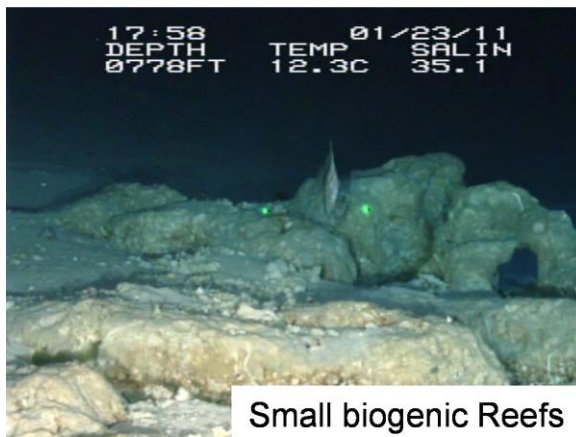
- Steller, D. L., & Foster, M. S. (1995). Environmental factors influencing distribution and morphology of rhodoliths in Bahía Concepción, BCS, México. *Journal of experimental marine biology and ecology*, 194(2), 201-212.
- Stockmarr, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*.
- Stuiver, M. M., Westerduin, E., Ter Meulen, S., Vincent, A. D., Nieweg, O. E., & Wouters, M. W. J. M. (2014). Surgical wound complications after groin dissection in melanoma patients—a historical cohort study and risk factor analysis. *European Journal of Surgical Oncology (EJSO)*, 40(10), 1284-1290.
- Suguio, K. (1973). *Introdução à sedimentologia*. São Paulo: EDUSP.
- Suguio, K. (2001). *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. Oficina de Textos.
- Tappan, H., & Loeblich, A. R. (1988). Foraminiferal evolution, diversification, and extinction. *Journal of Paleontology*, 62(05), 695-714.
- Tucker, M. E. (1988). *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications.
- Vedel, V., Behling, H., Cohen, M., & Lara, R. (2006). Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(2), 115-123.
- Viana, A. R., & Faugères, J. C. (1998). Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 129(1), 287-316.
- Vicalvi, M. A., Costa, M. P. A., & Kowsmann, R. O. (1978). Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna holocênica na plataforma continental leste brasileira. *Bol. Tec. Petrobrás*, 21(4), 279-286.
- Vieira, L. S. (2016). Registro geológico holocênico de recifes submersos na plataforma de Abrolhos. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Espírito Santo. 73 p.
- Vilela, C. G. (1993). Sistemática e ecologia dos foraminíferos bentônicos do Quaternário do delta do rio Amazonas, Brasil. Rio de Janeiro, 18.

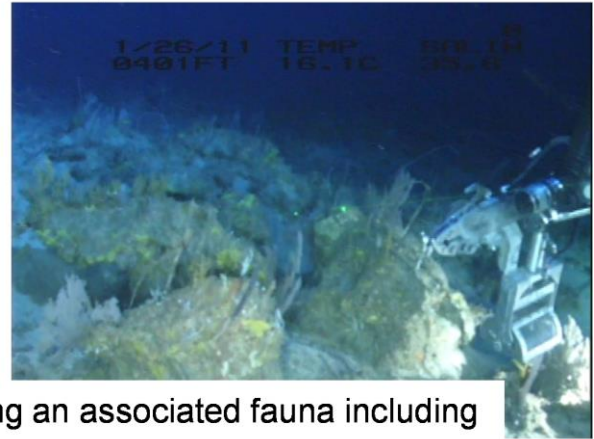
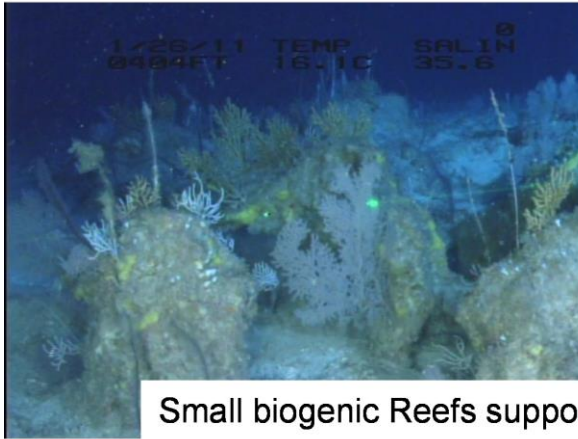
- Webster, J. M., & Davies, P. J. (2003). Coral variation in two deep drill cores: significance for the Pleistocene development of the Great Barrier Reef. *Sedimentary Geology*, 159(1), 61-80.
- Webster, J. M., Ludman, D., Wust, R., Beaman, R., Renema, W., Moss, P., & Jacobsen, G. (2008). Sediment flux and composition changes in canyons on a carbonate-siliciclastic margin: evidence from turbidite deposits along the Great Barrier Reef margin.
- Wells, J. C. (1982). *Accents of English* (Vol. 1). Cambridge University Press.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wilson, M.E., and Lokier, S.W., 2002, Siliciclastic and volcanoclastic influences on equatorial carbonates: insights from the Neogene of Indonesia: *Sedimentology*, v. 49, p. 583-601.
- Wright Jr HE, Kutzbach JE, Webb T III, Ruddiman WF, Street-Perrott FA, Bartlein PJ (eds.) (1993) *Global climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota press, Minneapolis, 569 pp
- Ybert, J. P., Salgado-Labouriau, M. L., Barth, O. M., Lorscheitter, M. L., Barros, M. A. D., Chaves, S. A. D. M., ... & Vicentini, K. F. (1992). Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico*, 13(2), 47-49.
- Zaremba, R. E., & Lamont, E. E. (1993). The status of the coastal plain pondshore community in New York. *Bulletin of the Torrey Botanical Club*, 180-187. NÃO ACHEI Zaremba et al., 2016.
- Zinke, J., Reijmer, J. J. G., & Thomassin, B. A. (2001). Seismic architecture and sediment distribution within the Holocene barrier reef–lagoon complex of Mayotte (Comoro archipelago, SW Indian Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175(1), 343-368.

Supplementary Material

Supplementary Material 1 – SM-S1

Northern Slope



Supplementary Material 2 – SM-S2**Southern Slope**

Small biogenic Reefs supporting an associated fauna including