



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Guilherme Amendola dos Santos

**Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ)  
durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka)**

Rio de Janeiro

2019

Guilherme Amendola dos Santos

**Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ) durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Processos Oceanográficos na Interface Continente-Oceano.

Orientador : Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S237 Santos, Guilherme Amendola dos.  
Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ) durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka)./  
Guilherme Amendola dos Santos. – 2019.  
135 f. : il.

Orientador: Antonio Tadeu dos Reis.  
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Oceanografia – Morfologia Fluvial – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 2. Sedimentação e depósitos – Marambaia, Restinga da (RJ) – Holoceno – Teses. 3. Método sísmico de reflexão – Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. 4. Paleoceanografia – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 5. Paleontologia estratigráfica – Rio de Janeiro (RJ) – Pleistoceno – Teses. I. Reis, Antonio Tadeu dos. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. III. Título.

CDU 551.46(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Guilherme Amendola dos Santos

**Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ) durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka)**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Processos Oceanográficos na Interface Continente-Oceano.

Aprovada em 30 de Agosto de 2019.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis  
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Joséfa Varela Guerra  
Faculdade de Oceanografia - UERJ

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva  
Universidade Federal Fluminense

Rio de Janeiro

2019



## **AGRADECIMENTOS**

Primeiro agradeço a Deus pelo caminho percorrido até aqui. Agradeço aos meus pais pelo apoio que me deram nessa caminhada do mestrado. Agradeço aos meus familiares pelas palavras de incentivo e apoio durante as tribulações.

Agradeço a minha esposa Viviane Parente por sempre estar do meu lado e sempre acreditar que eu poderia ir mais longe e nunca desistiu de mim mesmo nos momentos mais difíceis.

Agradeço ao meu orientador professor Antônio Tadeu dos Reis pelas oportunidades, conselhos, orientação e ensinamentos.

Agradeço aos meus companheiros de laboratório e do grupo GEOMARGEM, Marcela e Tatiana pela ajuda durante o trabalho e pelas palavras de incentivo.

Agradeço aos meus amigos Flávio e Doulgas pelo incentivo.

## RESUMO

SANTOS, Guilherme Amendola dos. **Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ) durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka)**. 2019. 135 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

A Baía de Sepetiba, situada na costa oeste do estado do Rio de Janeiro, consiste em um embaiamento dominado por condições estuarinas, com contato limitado com o oceano aberto, devido à presença da Restinga da Marambaia - uma ilha-barreira de cerca de 40 km de comprimento. O presente estudo visa o detalhamento da evolução sedimentar e estratigráfica das unidades deposicionais de preenchimento da baía de Sepetiba, baseado: na análise de unidades sísmicas e sismofácies de cerca de 800 km de linhas sísmicas de alta resolução coletadas na região (fonte sísmica *boomer* de 100J); e, na correlação com os estágios de evolução sedimentar e paleogeográfica da restinga da Marambaia recentemente identificados e datados; e ainda na correlação com o resultados de estudos anteriores realizados na plataforma continental fluminense. A integração dos resultados das análises sísmicas com resultados de estudos prévios realizados na região revela uma série de novas informações sobre a evolução estratigráfica e paleogeográfica do sistema estuarino de Sepetiba, que se instalou durante a última transgressão marinha Pleistoceno Tardio-Holoceno que afogou progressivamente a região (últimos ~20 ka), tais como: (i) a existência de um paleossistema fluvial bastante desenvolvido, constituído de quatro canais fluviais principais (canais C1 a C4), esculpido durante a erosão regional que afetou a área entre os estágios isotópicos MIS5e-MIS2. Esse paleossistema fluvial cruza a área da atual restinga da Marambaia e está diretamente conectado gradiente abaixo a uma rede de paleodrenagem fluvial preservada na plataforma adjacente. O sistema de paleodrenagem, hoje soterrado, é espacialmente relacionável aos rios da atual bacia de drenagem da região de Sepetiba; (ii) a existência de uma sucessão sedimentar transgressiva e de mar alto, com até ~30 m de espessura, composta por quatro unidades sedimentares (U2-U5). Tal sucessão sedimentar testemunha a implantação de condições estuarinas na baía de Sepetiba, que evoluiu de um sistema estuarino aberto em direta conexão com o mar (deposição da unidade U2), para condições estuarinas progressivamente mais isoladas (deposição das unidades U3 e U4 entre ~8,0-7,5 ka A.P.), até atingir uma configuração de ambiente estuarino de baixa energia sem conexão com o mar (deposição da unidade U5 a partir de ~ 5,8 ky A.P.), similar às condições do sistema deposicional atual. Os ambientes estuarinos revelados progressivamente mais isolados, como indicado pelas Unidades U2-U5, estão diretamente correlacionados às diferentes fases de construção e fechamento da restinga da Marambaia.

Palavras-chave: paleossistema fluvial; paleossistema estuarino; transgressão pleistoceno tardio-holoceno.

## ABSTRACT

SANTOS, Guilherme Amendola dos. **Sedimentary Architecture and Depositional Evolution of Sepetiba Bay, Rio de Janeiro state, during the Late Pleistocene-Holocene (last -130 ka)**. 2019. 135 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

The Sepetiba Bay, located on the western portion of Rio de Janeiro State coastal area, consists of an embayment where estuarine conditions prevail, because of limited contact with the open ocean due to the existence of Restinga da Marambaia - an extensive barrier island of some 40 km extent. The present study aims at investigating the sedimentary and stratigraphic evolution of Sepetiba bay's infilling units, based on seismic units and seismic facies analyses of circa 800 km of high-resolution reflection seismic profiles (100 J boomer seismic source). Results of seismic analyses were coupled with recently-dated sedimentary and paleogeographic evolutionary stages of the Marambaia barrier island, as well as with previous studies carried out across the Rio de Janeiro continental shelf. Integration of all seismic analysis results with those from previous works in the area reveal compelling stratigraphic and paleogeographic information about the estuarine system developed in the Sepetiba bay during the latest Pleistocene-Holocene transgression that drowned the area (last ~20 ky), such as: (i) the existence of a rather developed paleo-fluvial network formed by four main fluvial channels (channels C1 to C4) sculpted during the widespread erosion that occurred between MIS5e-MIS2. This paleo fluvial system crosses the area of the present-day Marambaia barrier island, and is correlated with the downstream paleo fluvial system preserved on the adjacent shelf. This buried paleo fluvial system also lays in direct space connection with the upstream present-day catchment basin of Sepetiba bay; (ii) the existence of a transgressive-highstand sedimentary succession, up to 30 m thick, composed of units U2 to U5. This succession testifies the onset of estuarine conditions in the Sepetiba area, which evolved from an open ocean estuarine system (deposition of unit U2) to progressively more isolated estuarine conditions (deposition of units U3 and U4 between ~8,0-7,5 ky B.P.) until attaining the configuration of a low energy estuarine environment no longer in connection with the open sea (deposition of Unit U5 since ~ 5,8 ky B.P.), similar to the present-day depositional system within the bay. All these distinct environmental and paleogeographic evolutionary stages are directly connected to the constructional and closure phases of the Marambaia barrier island itself.

Keywords: paleo-fluvial system; paleo-estuarine system; latest pleistocene-holocene transgression.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Ilustração da reconstituição da Serra do mar Cretácea (área em laranja).....	21
Figura 2 –	Mapa com a localização dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e de suas falhas limitantes, sedimentos associados, intrusões e a charneira Cretácea.....	22
Figura 3 –	Imagem de Sítelite com a interpretação estrural feita por Zalán & Oliveira (2005) com as subdivisões do Gráben da Guanabara e as respectivas o zonas limitantes.....	23
Figura 4 –	Perfil morfo-estrutural, linha de A até B, interpretado mostrando a tectônica dominó, típica de um sistema de Grabens, com ambos apresentando assimetria.....	23
Figura 5 –	(A) Linha sísmica dip monocanal interpretada (sparker 1000 J) que cruza a plataforma leste do Estado do Rio de Janeiro, ilustrando uma estratigrafia agradacional- progradacional dos conjuntos I e II (modificado de Maia et al., 2010; Conjunto II engloba a deposição do Pleistoceno Médio-Superior: últimos ~440-500 kyr. (B) Limites de sequência S1 a S5 sobrepondo sucessivas sequencias de 4ª ordem Sq1 a Sq4. Sq5 corresponde a deposição transgressiva e de mar alto do ciclo atual (pós-último máximo glacial). (C) Ciclicidade deposicional proposta baseada nas correlações com $\delta^{18}O$ – curvas de variações globais de nível de mar compilados por Rabineau et al. (2006).....	25
Figura 6 –	Perfil sísmico, Chirp (imagem superior) e perfil interpretado, revelando arquitetura deposicional das sequências (Sq3 a Sq5).....	27
Figura 7 –	Figura interpretativa de um perfil sísmico “strike” e a correlação com os estágios isotópicos marinhos compilados por RABINEAU et al. (2006).....	28
Figura 8 –	Correlação dos resultados das análises radiométricas e bioestratigráficas do testemunho Prima-2 e o seu dado sísmico correlato.....	29
Figura 9 –	Mapa mostrando a localização da baía de Sepetiba e o extenso cordão arenoso que a isola, a Restinga da Marambaia.....	30
Figura 10 –	Mapa batimétrico da região da baía de Sepetiba confeccionado a partir da	

	digitalização de folhas de bordo.....	31
Figura 11 –	Imagem de satélite da baía de Sepetiba, mostrando a diversidade de ambiente que a compõe e a localização dos principais elementos do complexo costeiro da área.....	32
Figura 12 –	Mapa ilustrativo com a caracterização geológica da baía de Sepetiba.....	33
Figura 13 –	Mapa com a distribuição sedimentar dentro da baía de Sepetiba.....	34
Figura 14 –	Modelo de circulação dentro da baía de Sepetiba proposto por Rocarati e Barrocas (1978).....	36
Figura 15 –	Modelo de circulação dentro da baía de Sepetiba proposto por Bronnimann et al. (1981).....	37
Figura 16 –	Modelo de circulação dentro da baía de Sepetiba proposto por Cunha et. (2001) utilizando a modelagem do Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental (SisBahia), baseado no campo de correntes residuais dentro de um ciclo de 24 horas em maré de sizígia.....	38
Figura 17 –	Mapa com os limites e a altimetria da bacia da baía de Sepetiba.....	39
Figura 18 –	Mapa com as principais bacias hidrográficas da região da baía de Sepetiba.....	40
Figura 19 –	Mapa mostrando a abrangência da bacia do rio Guandú nos municípios e seus limites.....	42
Figura 20 –	Perfil sísmico interpretado por Figueiredo et al (1989; apud Borges), mostrando as unidades sismoestratigráficas verde, laranja, roxa e azul.....	44
Figura 21 –	Perfis sísmicos na baía de Sepetiba interpretadas por Borges (1998).....	45
Figura 22 –	(1) Mapa de localização das linhas sísmicas imageadas na baía de Sepetiba, mostrando os perfis F de Figueiredo et al., (1989); B1 e B2 de Borges (1998). VC1 mostra a posição geográfica do testemunho vibracore 1. (2) Ambientes sedimentares identificados ao longo do testemunho vibracore 1. (3) Raio-X das seções mostrando laminações, bioturbação, fragmentos de conchas e fragmentos de madeira.....	47
Figura 23 –	Modelo paleogeográfico da possível evolução da região da baía de Sepetiba.....	48
Figura 24 –	Esquema interpretativo de perfil sísmico com orientação paralela à	

	costainterpretadas por Friederichs (2012).....	50
Figura 25 –	Perfil paralelo à restinga interpretado por Mattoso (2014) mostrando canais de largura e profundidades variáveis.....	52
Figura 26 –	Esquema mostrando os paleocanais fluviais identificados por Mattoso (2014) e suas possíveis trajetórias.....	53
Figura 27 –	Perfil sísmico com orientação “strike” próximo a Restinga da Marambaia interpretado por Oliveira (2016).....	54
Figura 28 –	Mapa com os paleocanais mapeados por Amendola (2016).....	55
Figura 29 –	Modelo de correlação estratigráfica de Dadalto (2017).....	57
Figura 30 –	Unidades deposicionais U1 a U4 e superfícies estratigráficas (S1 a S3) de Dadalto (2017).....	58
Figura 31 –	Modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia.....	61
Figura 32 –	Vista planar do modelo da evolução geológica da restinga da Marambaia.	62
Figura 33 –	Figura ilustrativa com a evolução dos vales fluviais.....	64
Figura 34 –	Mapa mostrando os paleocanais identificados por Ho Bae et al (2017).....	66
Figura 35 –	Figura com as características, localização, dimensões e descrição dos paleocanais identificados por Ho Bae et al (2017).....	67
Figura 36 –	Localização dos diferentes tipos de preenchimentos identificados por Ho Bae et al (2017).....	68
Figura 37 –	Modelo esquemático feito por Ho Bae et al (2017) mostrando a evolução do paleosistema do rio Seomjin com as fácies sedimentares.....	70
Figura 38 –	Classificação dos sistemas fluviais proposta por Church (2006).....	72
Figura 39 –	Classificação dos sistemas fluviais proposta por Rosgen (1994).....	74
Figura 40 –	Sistema de aquisição dos dados sísmicos Boomer AA301.....	76
Figura 41 –	Posicionamento da linhas sísmicas Boomer utilizadas no presente estudos.....	77
Figura 42 –	Comparativo entre o dado sísmico antes da aplicação do filtro mute (A) e após a aplicação deste (B).....	79
Figura 43 –	Comparativo entre o dado sísmico antes da aplicação do swell filter (A) e após a aplicação deste (B).....	80

Figura 44 –	Comparativo entre o dado sísmico antes da filtragem de frequências (A) e após aplicação deste (B).....	81
Figura 45 –	Modelo filtro passa-banda.....	82
Figura 46 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba.....	87
Figura 47 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “strike”, situado no interior da Baía de Sepetiba.....	89
Figura 48 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais fluviais.....	90
Figura 49 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos não confinados.....	91
Figura 50 –	Mapa de isópacas da Unidade sísmica U2.....	92
Figura 51 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos das unidades sísmicas U3 e U4.....	93
Figura 52 –	Mapa de isópacas das Unidade sísmicas U3 e U4.....	94
Figura 53 –	A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos inativados na unidade sísmica U5.....	96

Figura 54 –	Mapa de isópacas da Unidade sísmica U5.....	97
Figura 55 –	Mapa de trabalho, com a identificação (traços coloridos) da rede de paleocanais fluviais esculpidos sobre a superfície S1.....	100
Figura 56 –	Mapa simplificado da rede da última expressão de paleodrenagem fluvial cruzando a região da atual baía de Sepetiba em direção ao mar, esculpidos sobre a superfície S1 – topo da unidade U1.....	101
Figura 57 –	Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C1, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.....	102
Figura 58 –	Perfil de gradiente do paleocanal C1.....	103
Figura 59 –	Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C2, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.....	105
Figura 60 –	Perfil de gradiente do paleocanal C2.....	106
Figura 61 –	Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C3, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.....	108
Figura 62 –	Perfil de gradiente do paleocanal C3.....	109
Figura 63 –	Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C4, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.....	110
Figura 64 –	Perfil de gradiente do paleocanal C4.....	111
Figura 65 –	Traçado do canal de maior expressão e continuidade, observado nas unidades estuarinas que preenchem a baía de Sepetiba (neste caso um canal esculpido sobre a superfície S4, superfície-base da Unidade U5)....	113
Figura 66 –	Traçado do canal de maior expressão e continuidade, observado nas unidades estuarinas que preenchem a baía de Sepetiba (neste caso um canal esculpido sobre a superfície S4, superfície-base da Unidade U5)....	114
Figura 67 –	Em A – Linha sísmica e localização do testemunho PRIMA 2 na plataforma continental à frente do trecho entre a baía de Guanabara e Cabo Frio (Poço, 2015). Em B-Trajeto de cruzamento entre a posição da superfície MIS 2 (datada em PRIMA 2) e sua correlação com a superfície S1 interpretada na base de dados sísmicos do presente trabalho (em C)..	118



Figura 68 – Perfil sísmico com orientação “strike, localizado na área de estudos, ilustrando as unidades sísmicas U1-U5 e as superfícies S1- S4.....	119
Figura 69 – Perfis sísmicos com paleocanais identificados na região da Baía de Sepetiba (A) correlacionados com os canais identificados na plataforma interna adjacente (B).....	120
Figura 70 – Mapa simplificado da rede de paleodrenagem fluvial formada durante a última regressão marinha MIS5e-MIS2 na região da atual baía de Sepetiba, correlacionável à rede de drenagem continental atual que converge para a baía de Sepetiba.....	121
Figura 71 – Mapa de isópacas totais das unidades sísmicas U2-U5 ilustrando a espessura da sedimentação idades U2-U5 revela que a sedimentação.....	122
Figura 72 – Correlação das unidades sísmicas U2-U3 com a curva de variação do nível do mar adotada para área de estudo.....	123
Figura 73 – Modelo simplificado demonstrando a distribuição da paleorrestinga soterrada, identificada a partir da interpretação dos dados sísmicos.....	125
Figura 74 – Modelo simplificado propondo a conexão entre baía e mar aberto, via canais de maré ainda existentes durante deposição de U3 e U4 cortando a paleorrestinga ainda em desenvolvimento.....	127
Figura 75 – Figura comparativa mostrando o canal paralelo a atual restinga da Marambaia neste estudo (A) e o mesmo canal identificado por Borges (1998) em outro local da área de estudo (B).....	126

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Fácies sísmicas características das unidades U1 a U5.....	85
Tabela 2 –	Fácies de preenchimento de canais e suas características.....	98

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	16
1	<b>OBJETIVOS</b> .....	18
2	<b>GEOLOGIA GERAL</b> .....	19
2.1	<b>Registro estratigráfico da plataforma continental Fluminense</b> .....	23
2.2	<b>Área de estudos: a Baía de Sepetiba</b> .....	29
2.2.1	<u>Caracterização oceanográfica e meteorológica da baía de Sepetiba</u> .....	34
2.2.2	<u>Rede Hidrográfica da Baía de Sepetiba</u> .....	38
2.2.3	<u>Registros estratigráficos da Baía de Sepetiba</u> .....	43
3	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	63
3.1	<b>Vales incisos e paleocanais</b> .....	63
3.2	<b>Sistemas fluviais</b> .....	71
4	<b>BASE DE DADOS E METODOLOGIA</b> .....	76
4.1	<b>Base de dados</b> .....	76
4.2	<b>Metodologia</b> .....	77
4.2.1	<u>Processamento da base de dados</u> .....	78
4.2.2	<u>Interpretação da base de dados</u> .....	82
4.2.3	<u>Geração dos mapas</u> .....	82
5	<b>RESULTADOS</b> .....	84
5.1	<b>Interpretação de fácies e unidades sísmicas</b> .....	84
5.2	<b>Representação cartográfica, geometria de entalhamento erosivo e fácies sísmicas de preenchimento paleocanais</b> .....	97
5.2.1	<u>Rede de Paleocanais fluviais</u> .....	100
5.2.2	<u>Identificação e características geomorfológicas de canais estuarinos</u> .....	112
6	<b>DISCUSSÃO</b> .....	115
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	129
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	130

## INTRODUÇÃO

A Baía de Sepetiba está situada na porção oeste do estado do Rio de Janeiro abrangendo uma área de cerca de 300 km<sup>2</sup>, correspondendo à porção oeste do Graben da Guanabara (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). O principal contato com o oceano se encontra a oeste devido ao fato de essa baía estar isolada do mar aberto por um cordão arenoso de aproximadamente 40 km de comprimento e de largura variável, denominado Restinga da Marambaia.

A evolução dos ambientes e a ciclicidade dos processos sedimentares, devido a variações do nível do mar durante o Quaternário, pode ser identificada através do uso da sísmica de alta resolução. Apesar da existência de estudos utilizando a sísmica de alta resolução na plataforma continental fluminense, estudos no interior da baía ainda são relativamente escassos. Borges (1998) associou a ocorrência de um paleovale escavado no topo da sucessão estratigráfica de preenchimento da Baía de Sepetiba ao período da última glaciação. Para a autora este vale não se conectaria à plataforma adjacente durante o Último Máximo Glacial, contornando paralelamente a Restinga da Marambaia (considerada em sua maior parte de idade Pleistoceno Superior pela autora) até desembocar na região do atual canal de conexão da baía ao mar aberto.

Mais recentemente, o grupo GEOMARGEM realizou pesquisas utilizando dados sísmicos de alta resolução, coletados com de um Sistema Boomer de 100-300J, tanto no interior da Baía de Sepetiba quanto na plataforma interna-média adjacente. Utilizando o imageamento sísmico na região de plataforma interna-média à frente da Baía de Sepetiba, Friederichs *et al.* (2013) revelaram nos primeiros 50-60 metros abaixo do fundo a existência de fácies sísmicas que demonstravam uma alternância de ambientes fluvio-estuarinos para estuarinos, lagunares e marinhos rasa região, até 30-40 km da costa. A análise destes dados também mostrou a presença de paleocanais fluviais à frente da Restinga da Marambaia, que foram interpretados como feições fluviais formadas durante a última regressão marinha, ocorrida entre os estágios isotópicos MIS5e-MIS2. Posteriormente, Mattosso (2014) e Amendola (2016), baseados na análise de apenas parte dos dados sísmicos disponíveis, verificaram a ocorrência dentro da Baía de Sepetiba de um sistema fluvial soterrado, formado por dois paleocanais, e sugeriram sua conexão ao sistema fluvial identificado na plataforma adjacente. Oliveira (2016), também a partir da análise de apenas parte dos dados sísmicos disponíveis, detalhou as características sísmicas das unidades sedimentares de preenchimento

da atual Baía de Sepetiba, apontando que suas diferenças em termos de fácies sísmicas refletiriam mudanças ambientais de um estuário progressivamente mais isolado em função da construção e do fechamento progressivo da Restinga da Marambaia. Só recentemente, foram realizados por Dadalto (2017) estudos mais detalhados na região da Restinga da Marambaia, a partir de dados geofísicos acoplados a dados de datação ( $^{14}\text{C}$  e LOI). Esse estudo permitiu a proposição de um primeiro modelo de correlação estratigráfica entre unidades deposicionais dos ambientes de plataforma rasa e dos ambientes dentro da Baía de Sepetiba, assim como das principais fases de construção da Restinga da Marambaia.

O presente estudo tem como objetivo revisitar a região da Baía de Sepetiba, através do reprocessamento e análise de toda a base de dados sísmicos disponíveis na região. Esse trabalho representa também a primeira abordagem da evolução estratigráfica das unidades de preenchimento da Baía de Sepetiba que conta com a correlação de informações arquiteturais e de idades das fases de formação da Restinga da Marambaia.

## 1 OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo é o detalhamento da evolução sedimentar e estratigráfica da região da Baía de Sepetiba, correlacionada ao esculpimento de redes de drenagem durante a última regressão marinha (130-20 ka). O estudo pretende investigar também o afogamento ao qual a região foi submetida desde a última deglaciação, iniciada globalmente por volta de 20 ka A.P.. O estudo se baseia fundamentalmente na análise sísmica de cerca de 800 km de dados sísmicos de alta resolução (Boomer de 100J).

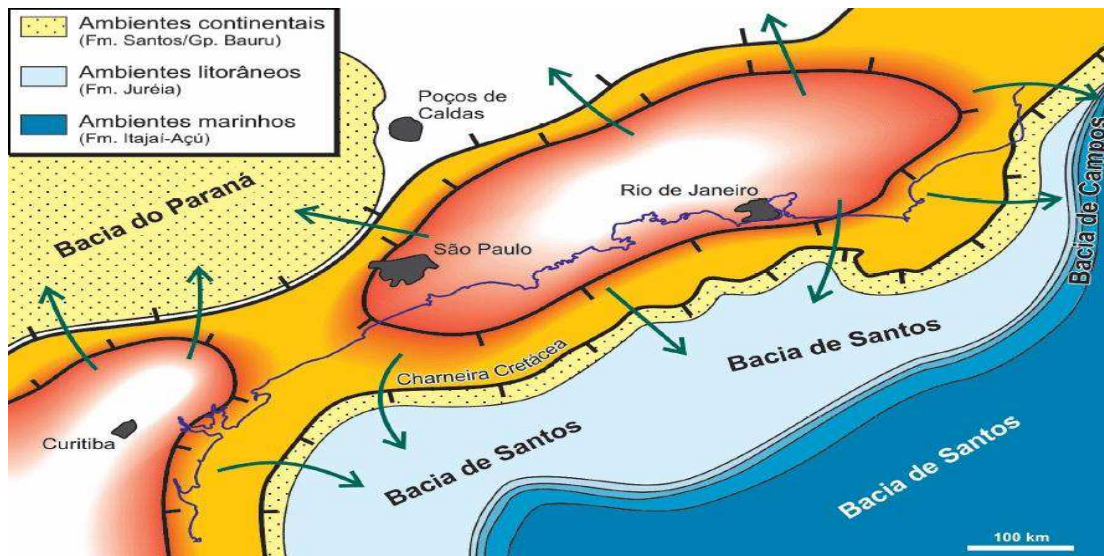
Os principais objetivos específicos do presente trabalho são:

- a) Identificar as principais unidades sísmicas e compreender seu significado paleoambiental no contexto da evolução paleogeográfica da Baía de Sepetiba;
- b) Identificar possíveis redes de paleodrenagem esculpidas durante a última regressão marinha;
- c) Compreender como a região respondeu ao afogamento da região pós-último máximo glacial (últimos ~20ka); e,
- d) Correlacionar as características de fácies sísmicas das unidades identificadas no interior da Baía de Sepetiba com as fases de desenvolvimento da Restinga da Marambaia definidas por Dadalto (2017).

## 2 GEOLOGIA GERAL

A margem continental do estado do Rio de Janeiro foi formada em um contexto tectônico particular da margem brasileira (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). A formação da margem continental brasileira começa durante a fragmentação do supercontinente Gondwana durante o Mesozoico, que culminou na abertura do oceano Atlântico. Nesta separação houve a reativação de inúmeras discontinuidades antigas em pulsos descontínuos que duraram do Cretáceo ao Terciário (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; HEILBRON *et al.*, 2000). Durante o Neocretáceo, após o rifteamento, a placa Sul-Americana, ao passar por uma anomalia térmica, sofreu um soerguimento de caráter epirogenético acompanhado de intenso magnetismo. Esse evento teve como resultado a formação de um megaplanalto com uma superfície de 300.000 km<sup>2</sup>, a Serra do Mar Cretácea (**Fig. II-1**), que domina a porção sudeste do Brasil (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Esse soerguimento durou até o limite entre o Cretáceo e Terciário e à medida que ocorria o soerguimento, a erosão nivelava o seu topo. Esse processo formou uma superfície de aplainamento, denominada Superfície Japi, que apresentava uma altura de 2000 metros em relação ao nível médio do mar atual e que possuía na sua borda oriental as áreas das bacias de Santos e de Campos (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). O grande volume de rochas e a sua altura em relação ao nível do mar fizeram com que esse megaplanalto ficasse isostaticamente instável durante o Cenozoico (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005), levando à geração de uma série de *Grábens* devido ao afundamento e falhamento da crosta continental (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005).

Figura -1: Ilustração da reconstituição da Serra do mar Cretácea (área em laranja)

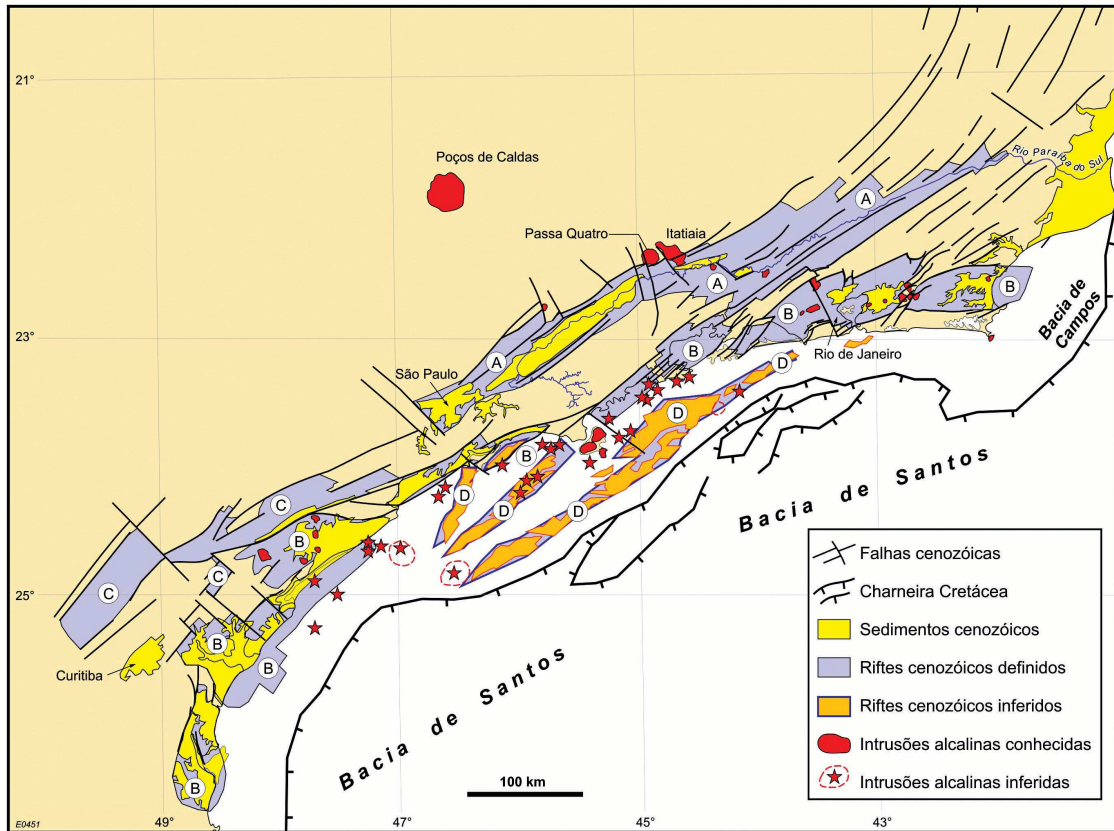


Nota: Proposta por Zalán & Oliveira (2005), onde a linha azul escura representa a atual linha de costa.  
 Fonte: Zalán & Oliveira (2005)

Atualmente as partes altas das serras do Mar e da Mantiqueira representam a topografia remanescente do antigo megaplanalto e o antigo limite oriental da Serra do Mar Cretácea coincide com a linha de charneira da bacia de Santos e da bacia de Campos (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). De acordo com Zalán e Oliveira (2005), as serras do Mar e da Mantiqueira associadas com os vales tectônicos intermitentes e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos e de Campos (zonas receptoras de sedimento), formariam o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, que pode ser subdividido em quatro riftes principais: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Fig. 2).



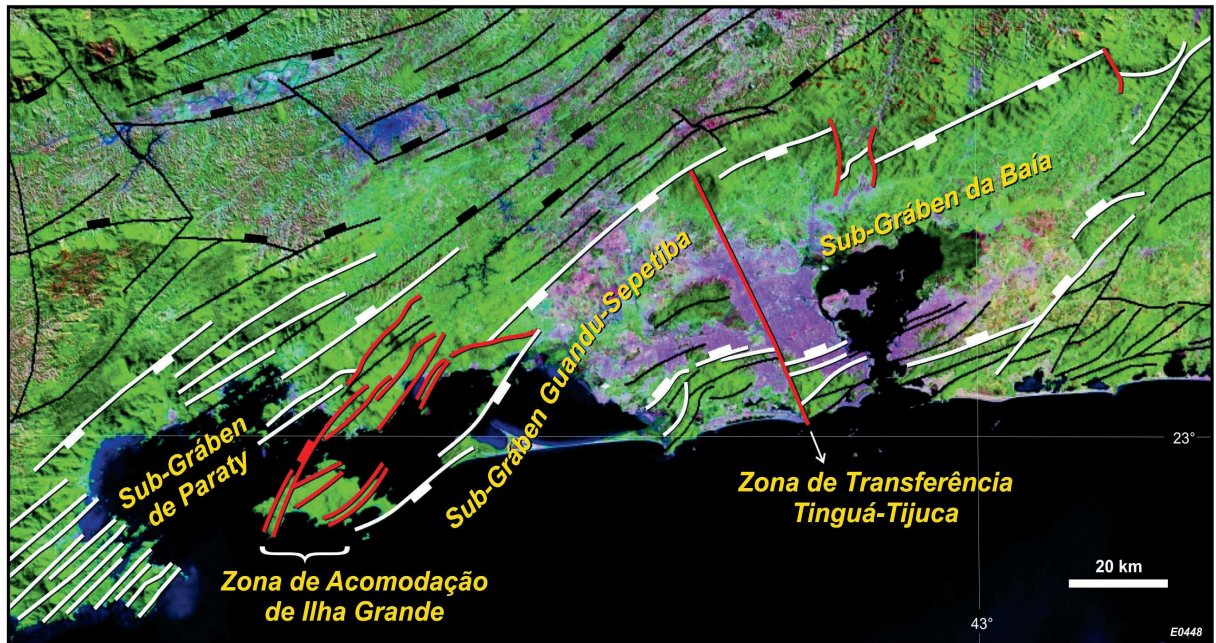
Figura 2 - Mapa com a localização dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e de suas falhas limitantes, sedimentos associados, intrusões e a charneira Cretácea.



Nota: Onde: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira e (D) Marítimo.  
 Fonte: Zalán & Oliveira (2005)

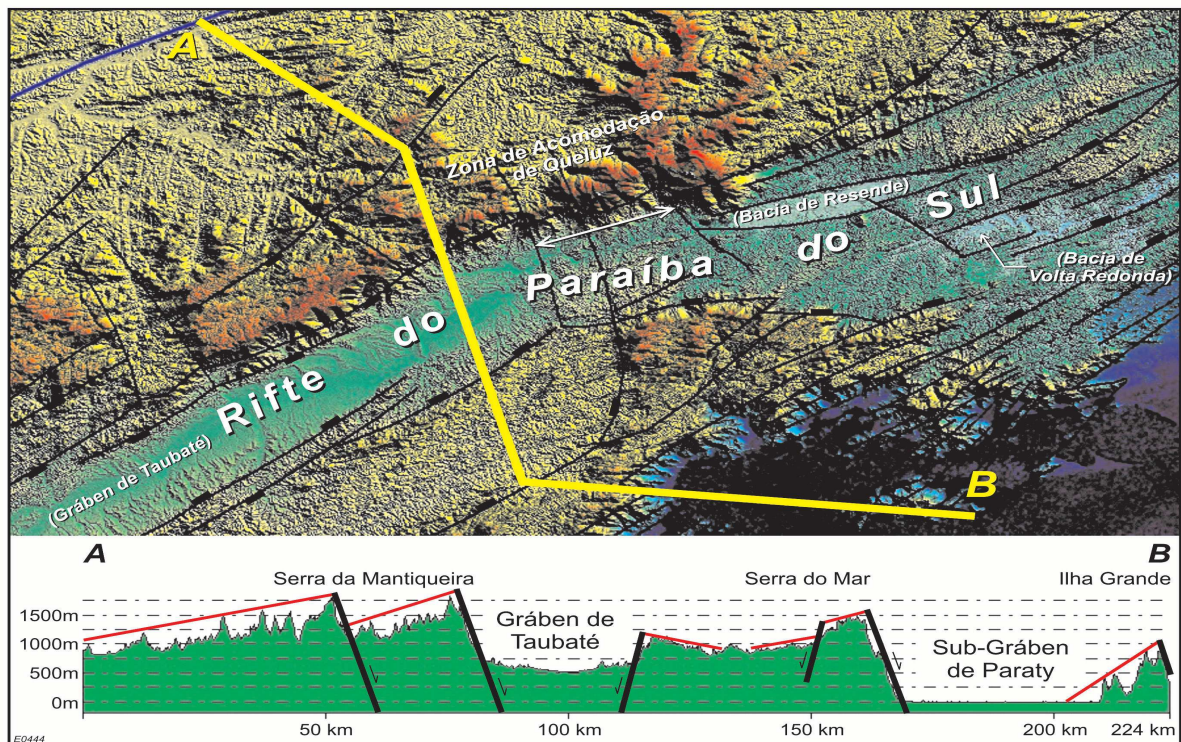
Dentro deste contexto de riftes, a Baía de Sepetiba estaria incluída dentro do Rifte Litorâneo, mas especificamente no *Gráben* da Guanabara (**Fig. II-3**) sendo este podendo ser subdividido em três *sub-grábens*: *Sub-gráben* da Baía, *Sub-gráben* Guandu-Sepetiba e *Sub-gráben* de Paraty. Esses *sub-grábens* seriam separados pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Um perfil topográfico passando pelo *Gráben* da Guanabara (**Fig. II-4**) ilustra os vários desníveis entre 1200 e 2200 metros sendo assimétrico, assim como a borda de falhas na base da Serra do Mar que configura o limite norte da baía de Sepetiba.

Figura 3 - Imagem de Satélite com a interpretação estrutural feita por Zalán & Oliveira (2005) com as subdivisões do Gráben da Guanabara e as respectivas zonas limitantes.



Fonte: Zalán & Oliveira (2005).

Figura 4 - Perfil morfo-estrutural, linha de A até B, interpretado mostrando a tectônica dominó, típica de um sistema de Grábens, com ambos apresentando assimetria.



Fonte: Zalán & Oliveira (2005).



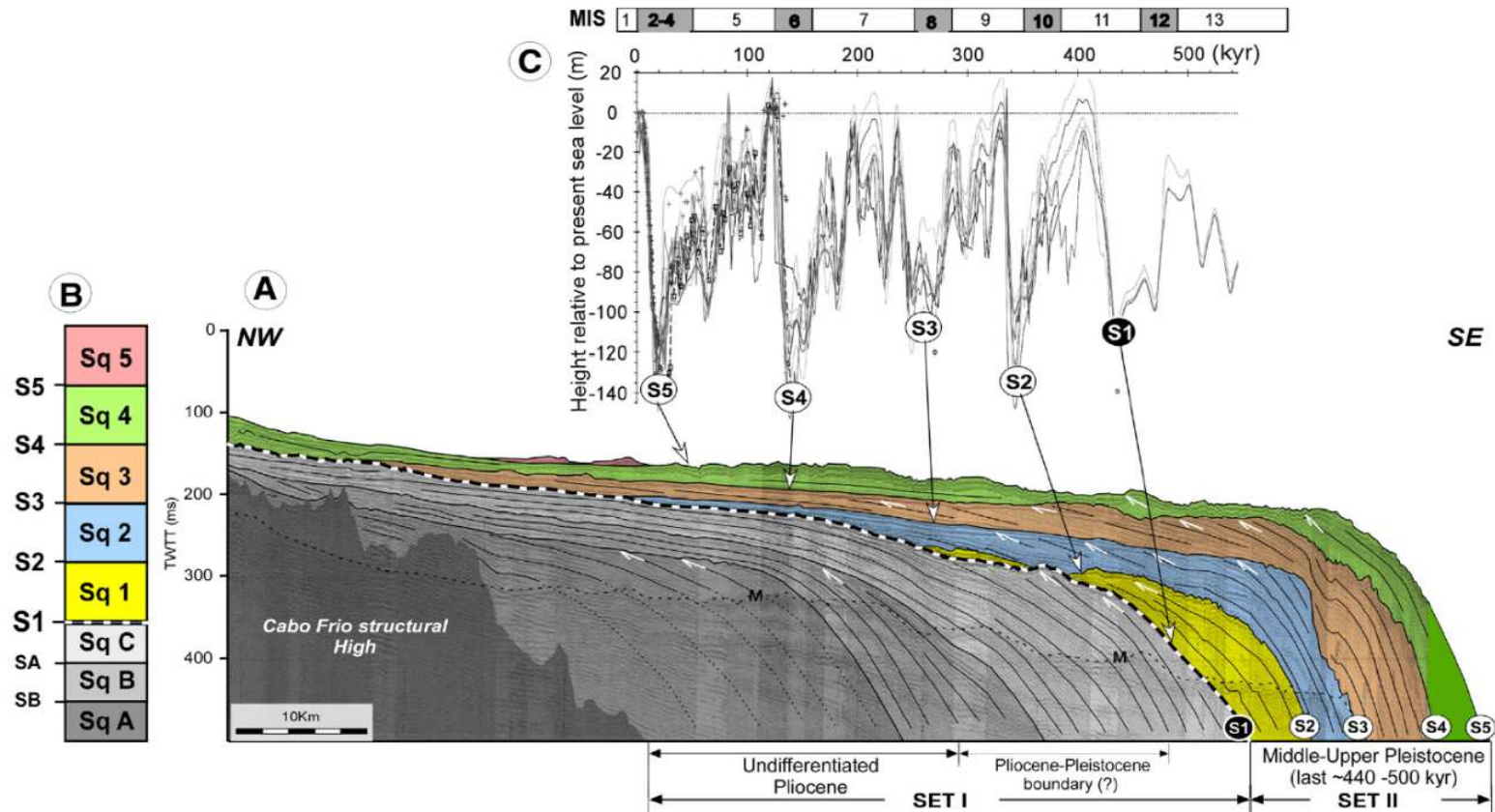
## 2.1 Registro estratigráfico da plataforma continental Fluminense

A plataforma adjacente à Baía de Sepetiba corresponde à parte norte e nordeste da bacia de Santos. Em termos morfológicos, a plataforma continental fluminense pode ser delimitada pela cota batimétrica de 100 metros, apresentando uma morfologia regular na porção acima desta cota e um relevo com morfologia irregular até a borda de plataforma abaixo desta (MAIA *et al.* 2010, REIS *et al.*, 2011). As variações eustáticas, associadas à variação das taxas de sedimentação, processos oceanográficos e ao tectonismo, resultaram na formação da arquitetura sedimentar da área (REIS *et al.*, 2011). Essas variações fizeram com que houvesse uma exposição lenta da plataforma continental durante as regressões marinhas e um afogamento mais rápido desta plataforma durante as transgressões marinhas (Rabinau, 2006).

Alguns trabalhos propõem cenários de evolução sedimentar da plataforma continental fluminense (e.g., FRIEDERICHS *et al.* 2013; MAIA *et al.* 2010; POÇO, 2015; REIS *et al.*, 2011; REIS *et al.*, 2013).

Maia *et al.* (2010) investigaram os primeiros 300 ms de espessura sedimentar da plataforma continental. Neste estudo, os autores identificaram cinco sequências associadas ao Quaternário (Sq1, Sq2, Sq3, Sq4, Sq5) separadas entre si por superfícies bastante irregulares (S1, S2, S3, S4, S5) (Fig. 5), associados a períodos de exposição da plataforma continental. A superfície erosiva basal S1, que serviu de base para a construção das cinco sequências e foi interpretada, a partir de correlações cronoestratigráficas, como sendo correspondente ao Marco “P” da bacia de Campos (500 ka A.P.; Silva,1992). Essa correlação permitiu uma estimativa da idade dessas sequências, estando compreendida entre o Pleistoceno Médio e o Holoceno. As sequências Sq1 a Sq4 foram caracterizadas como sendo clinofórmulas oblíquas e teriam sido depositadas durante condições de regressão forçada devido a queda do nível de base e a diminuição do espaço de acomodação sedimentar. Essas sequências seriam resultado dos ciclos glacio-eustáticos de 100-120 ka de duração, durante os últimos 440-500 ka. A sequência Sq5 apresentou uma ocorrência irregular, estando presente em alguns locais sobre a superfície S5 e foi interpretada por Maia *et al.* (2010) e Reis *et al.* (2011) como sendo depósitos transgressivos e de nível de mar alto durante o Holoceno, sendo construída após a última exposição da plataforma.

Figura 5 - (A) Linha sísmica dip monocanal interpretada (sparker 1000 J) que cruza a plataforma leste do Estado do Rio de Janeiro, ilustrando uma estratigrafia agradacional-progradacional dos conjuntos I e II (modificado de Maia et al., 2010; Conjunto II engloba a deposição do Pleistoceno Médio-Superior: últimos ~440-500 kyr). (B) Limites de sequência S1 a S5 sobrepondo sucessivas sequencias de 4ª ordem Sq1 a Sq4. Sq5 corresponde a deposição transgressiva e de mar alto do ciclo atual (pós-último máximo glacial). (C) Ciclicidade deposicional proposta baseada nas correlações com  $\delta^{18}O$  – curvas de variações globais de nível de mar compilados por Rabineau et al. (2006).



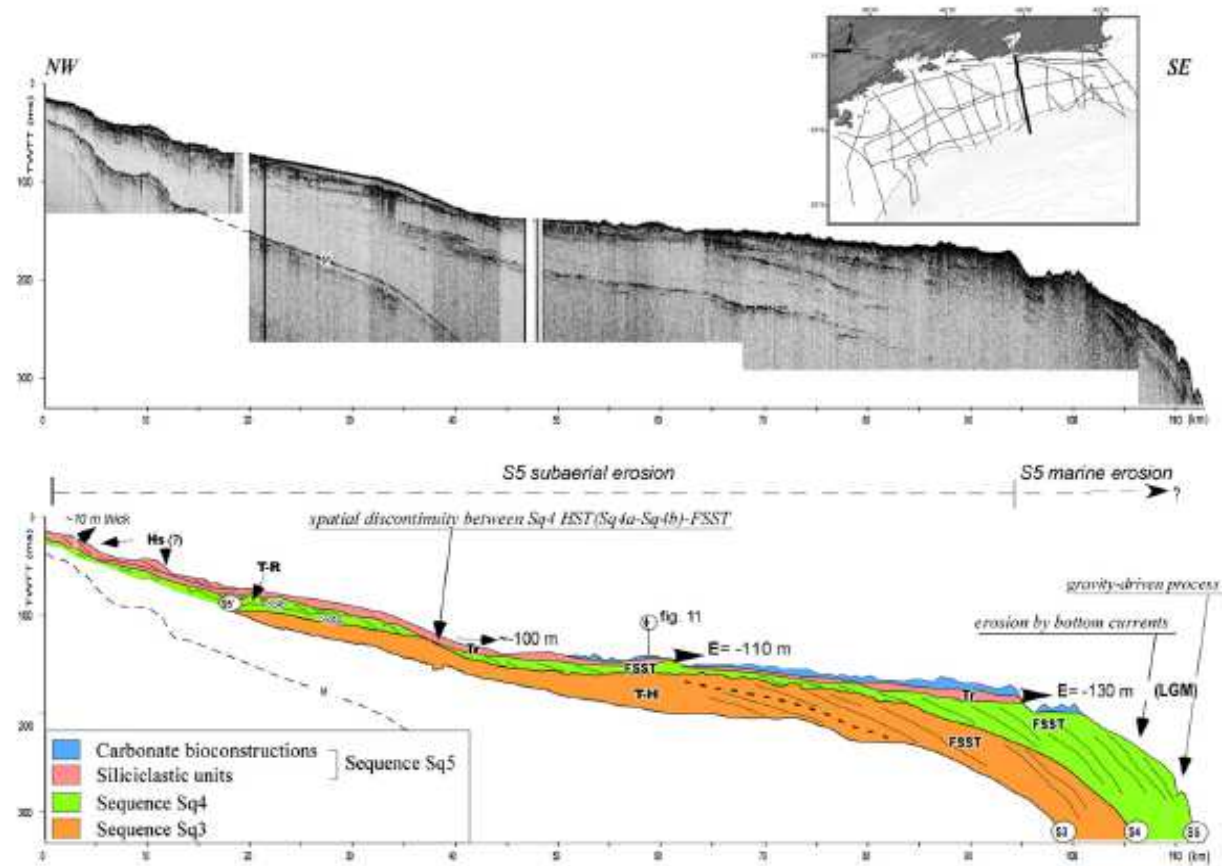
Fonte: Maia et al. (2010).

Posteriormente, Reis *et al.* (2013) propuseram uma nova interpretação para a sequência Sq5 de Maia *et al.* (2010). Utilizando dados de mais alta resolução, os autores redefiniram a sequência Sq5 como correspondendo a depósitos de idade Pleistoceno Tardio-Holoceno, resultado da deposição ocorrida desde a última deglaciação. Essa sequência apresentaria uma distribuição mais contínua na plataforma com espessuras variáveis, sendo mais espessa na porção oeste próximo à costa das baías de Ilha Grande e Sepetiba (**Fig. II-6**).

Friederichs *et al* (2013) identificaram uma sucessão sedimentar preservada de 15-25 m de espessura. A partir desses dados, os autores propuseram uma evolução de ambientes começando na parte basal por um ambiente fluvio-estuarino, identificado a partir da presença de paleocanais, passando para um ambiente marinho raso no topo da sucessão sedimentar (Fig. 7). A presença dos paleocanais evidenciou um paleossistema fluvial bem desenvolvido preservado na plataforma rasa, de idade provável Pleistoceno Tardio-Holoceno. Os autores também evidenciaram que esse paleossistema fluvial é correlato à atual bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba. Propuseram ainda que durante a última deglaciação a região de Sepetiba evoluiu de um sistema aberto para um sistema parcialmente protegido, evidenciado por canais de maré retrogradantes; e que a atual Restinga da Marambaia teria sido formada após o máximo transgressivo da região, sendo uma feição regressiva.

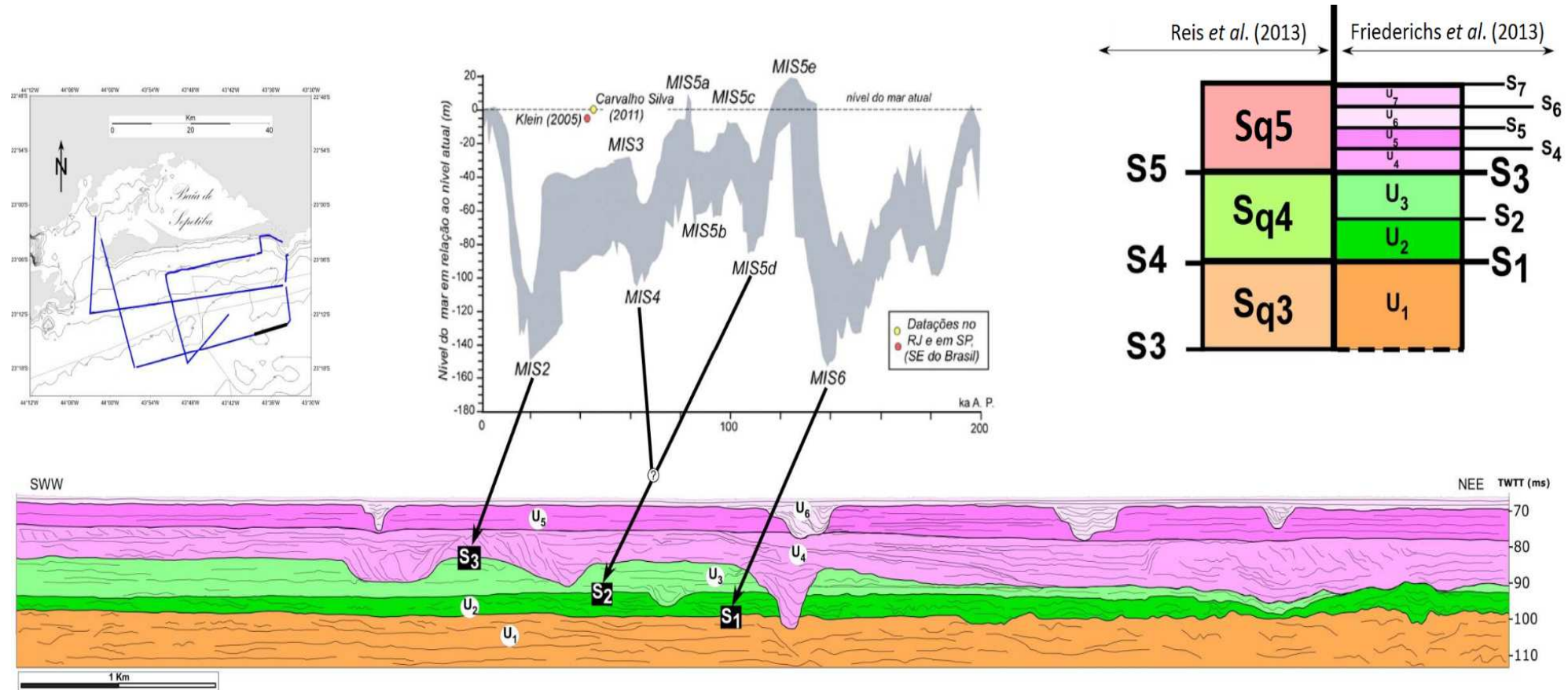
Poço (2015), utilizando resultados de datação ( $^{14}\text{C}$  AMS) e bioestratigrafia de testemunhos, propôs um novo cenário de evolução estratigráfica da plataforma continental sul fluminense. A análise dos dados sísmicos permitiu a identificação de uma série de incisões canalizadas na superfície erosiva S5 (limite do topo da sequência Sq4 e limite da base da sequência Sq5), correlacionáveis às bacias de drenagem atuais. A datação do testemunho Prima-2 coletado em uma região com feições erosivas (Fig. 8), onde a superfície erosiva S5 coincide com o atual fundo marinho, revelou uma idade dos sedimentos de fundo (estrato de 0-3 cm) de ~19,8 ka A.P. Deste modo, a superfície erosiva S5 teria sido formada durante o último máximo glacial MIS 2 (Topo do Pleistoceno Superior). De acordo com a autora, as sequências Sq1-Sq5, anteriormente identificadas como sendo sequências regressivas, seriam na verdade tratos de sistema transgressivos e regressivos, sequências Sq1 a Sq4, e a Sq5 seria composta por tratos de sistema transgressivo e de mar alto, representando a deposição pós-último máximo glacial.

Figura 6 - Perfil sísmico, Chirp (imagem superior) e perfil interpretado, revelando arquitetura deposicional das seqüências (Sq3 a Sq5), criadas em momentos de deposição marinha e erosão subaérea dos ciclos climáticos do quaternário. (T-R) cunha transgressiva-regressiva, (Tr) Unidades transgressivas, (Hs) Unidades de Mar alto, (FSST) Trato de sistema de mar descendente, (HST) Trato de sistema de mar alto, (S3-S5) discordâncias, (LGM) Último Máximo Glacial. A área de estudos está inserida na seqüência 5, em áreas proximais à costa.



Fonte: Reis et al., 2013.

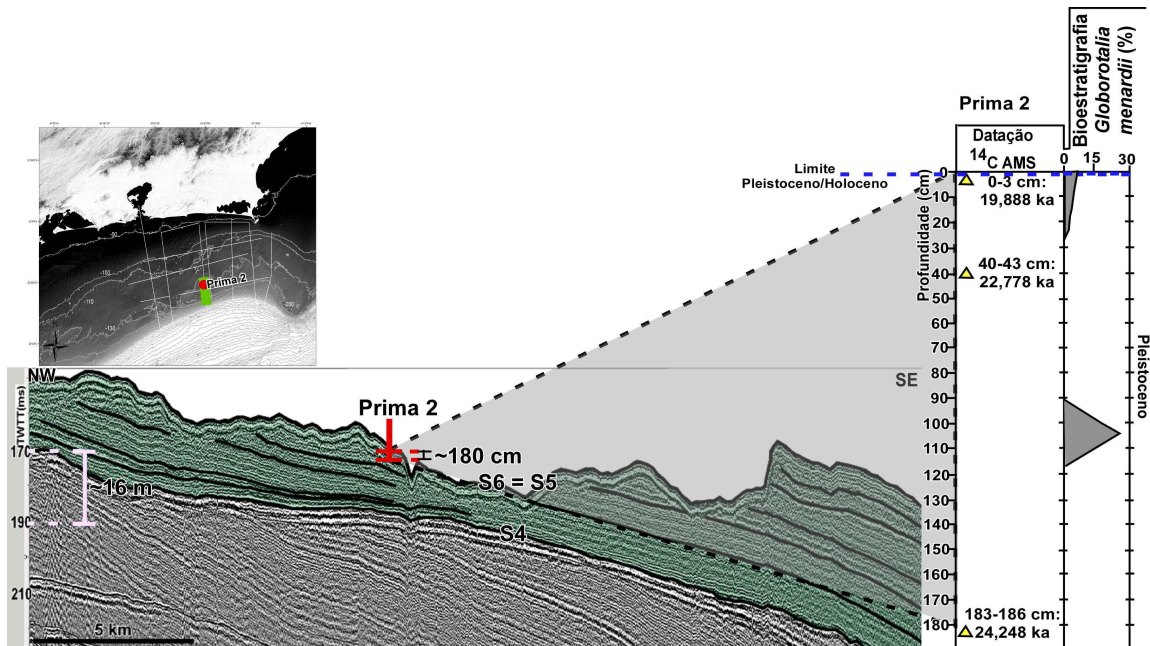
Figura 7 - Figura interpretativa de um perfil sísmico “strike” e a correlação com os estágios isotópicos marinhos compilados por RABINEAU et al. (2006).



Fonte: Modificado de Freiderichs et al., 2013.



Figura 8 - Correlação dos resultados das análises radiométricas e bioestratigráficas do testemunho Prima-2 e o seu dado sísmico correlato.



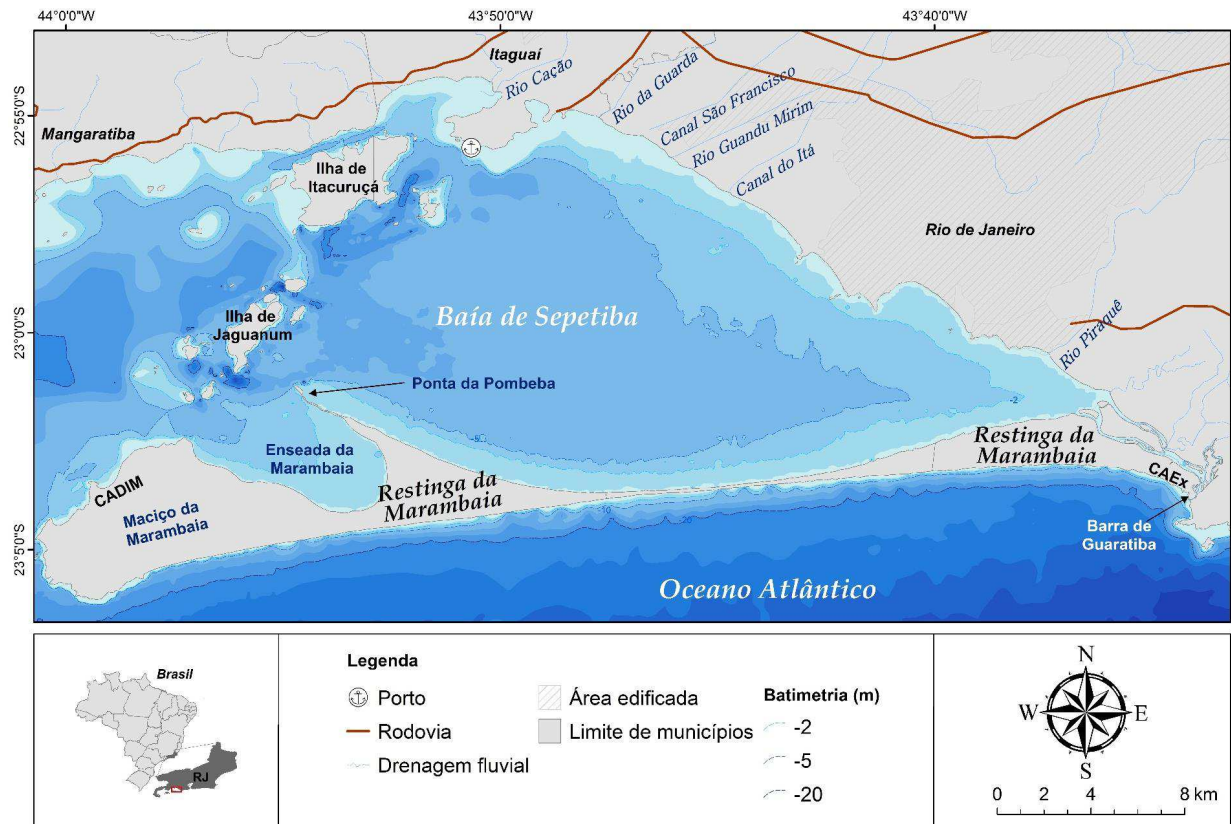
Fonte: Poço, 2015.

## 2.2 Área de estudos: a Baía de Sepetiba

A Baía de Sepetiba está localizada no litoral oeste do estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 22° 51' e 23° 8'S, inserida na bacia de Santos e compõe a porção oeste do *Gráben* da Guanabara (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Devido a sua configuração atual, a baía de Sepetiba é caracterizada como um estuário semiconfinado, isolada do oceano Atlântico por um extenso cordão arenoso, denominada Restinga da Marambaia, de aproximadamente 40 km de extensão, 5 km de largura máxima, totalizando uma área de  $\sim 79 \text{ km}^2$  (Fig. -9; BORGES, 1998; DIAS & KJERFVE, 2008; MOURA *et al.*, 1982; MUEHE & VALENTINI, 1998).



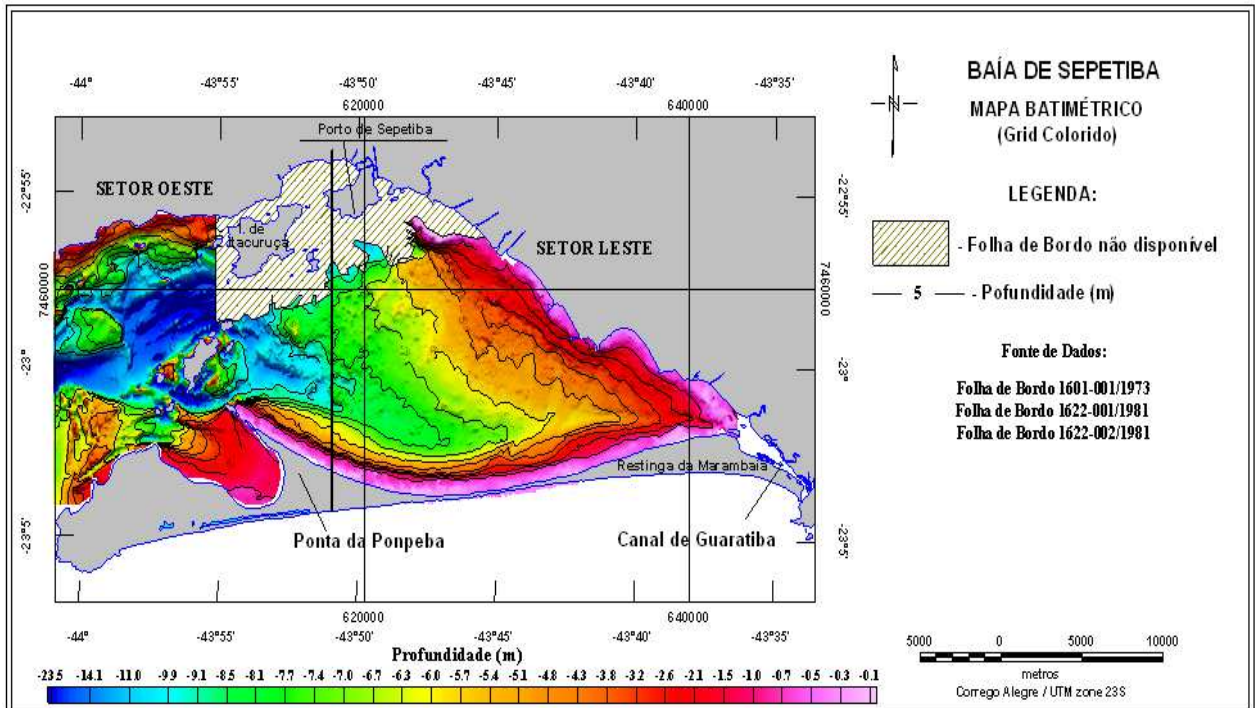
Figura 9 - Mapa mostrando a localização da Baía de Sepetiba e o extenso cordão arenoso que a isola, a Restinga da Marambaia.



Fonte: Dadalto, 2017.

A baía possui um formato elipsoidal e compreende uma área de 520 km<sup>2</sup>, um perímetro de 170,5 km, uma largura máxima de 12,5 km e o comprimento máximo de 25 km. A profundidade da baía varia de 2 a 12 m, sendo que aproximadamente 50 % da sua área apresenta profundidades menores que 6 m e as maiores profundidades são encontradas nos canais (RIO DE JANEIRO, 2001). A Baía de Sepetiba pode ser dividida em dois setores morfológicos, oeste e leste: o setor oeste apresenta um relevo mais acidentado com grandes inclinações e apresenta maiores profundidades, sendo controlado pela topografia do embasamento; já o setor leste tem o seu relevo controlado pelo aporte sedimentar, possuindo um relevo com menores inclinações e menores profundidades (Fig. 10) (VILLENA, 2007). A principal ligação com o oceano ocorre na porção oeste da baía, entre a ponta dos Castelhanos, na Ilha Grande, e a ponta Grossa, na Ilha da Marambaia, através de um canal. Na parte leste da baía a conexão com o oceano é feita a partir de pequenos canais pouco profundos e estreitos, localizados entre o continente e a extremidade da restinga localizada em Barra de Guaratiba (RIO DE JANEIRO, 2001).

Figura 10 - Mapa batimétrico da região da Baía de Sepetiba confeccionado a partir da digitalização de folhas de bordo.



Fonte: Villena, 2007.

A configuração atual da baía ocorre devido a presença da Restinga da Marambaia. Esse cordão arenoso possui aproximadamente 40 quilômetros de extensão no sentido leste-oeste, sendo na sua extremidade leste localizada em Barra de Guaratiba e sua extremidade oeste a Ilha da Marambaia (RONCARATI & MENEZES, 2005). A Restinga da Marambaia possui uma largura variável. As maiores larguras são encontradas nas suas extremidades, apresentando a sua largura máxima de 3400 metros na porção leste, afinando-se em direção a parte central onde possui a sua largura mínima de cerca de 120 metros (RONCARATI & BARROCAS, 1978). Na parte central da restinga ocorrem aberturas que fazem a comunicação entre a parte interna e externa da restinga, sendo a abertura mais conhecida denominada Pernambuco, onde durante eventos de tempestade ocorre a passagem de água. A parte interna da restinga apresenta uma série de escarpas que demonstram o processo de erosão causado pelas ondas. A porção leste da restinga apresenta canais de maré e ilhas rasas com vegetação de manguezal. Já a porção oeste apresenta dois cordões arenosos entre a Ilha da Marambaia e a Ponta do Pombeba: um cordão interno com, 7 metros de altura, e um cordão externo com altura variando entre 4 e 5 metros (RONCARATTI & BARROCAS, 1978).

No entorno da baía ocorre uma diversidade de ambientes formados tanto por processos continentais quanto marinhos, constituindo um grande complexo costeiro com a ocorrência de 55 praias continentais e 40 insulares (CARELLI *et al.*, 2007; RIO DE JANEIRO, 2001; SAMPAIO, 2009;). Nessa região ocorrem: a Baía de Sepetiba; uma ilha barreira (a Restinga da Marambaia); uma grande planície de inundação (na região de Barra de Guaratiba) onde há predominância de vegetação de manguezais, favorecida pela grande oscilação das marés e da baixa energia dentro da baía; um estuário, propriamente dito, na desembocadura do Rio Caçã; e, um delta dominado por processos fluviais na desembocadura do canal de São Francisco (Fig. 11) (CARELLI *et al.*, 2011; NASCIMENTO, 2006 ; RIO DE JANEIRO, 2001; SAMPAIO, 2009;).

Figura 11 - Imagem de satélite da Baía de Sepetiba, mostrando a diversidade de ambiente que a compõe e a localização dos principais elementos do complexo costeiro da área.

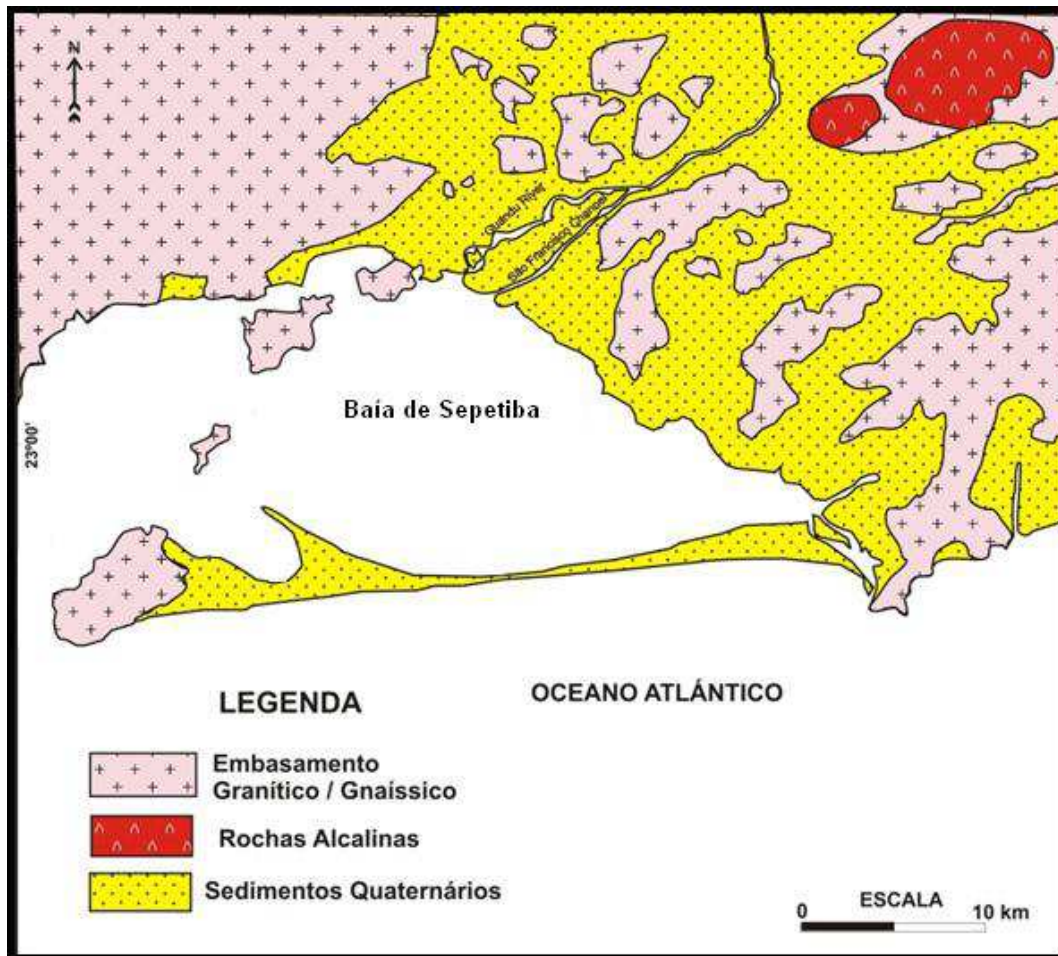


Fonte: Carelli et al., 2007.

O embasamento da Baía de Sepetiba é de idade Pré-Cambriana e Paleozóica, constituído por granitos, migmatitos e gnaisses (Fig. 12). A presença de rochas alcalinas e básicas é fruto de atividades tectônicas Mesozóicas e Terciárias (BORGES, 1998; PONÇANO *et al.*, 1979). A sedimentação Quaternária gerou manguezais, dunas, praias e planícies aluviais que compõe a planície costeira (BORGES, 1998).



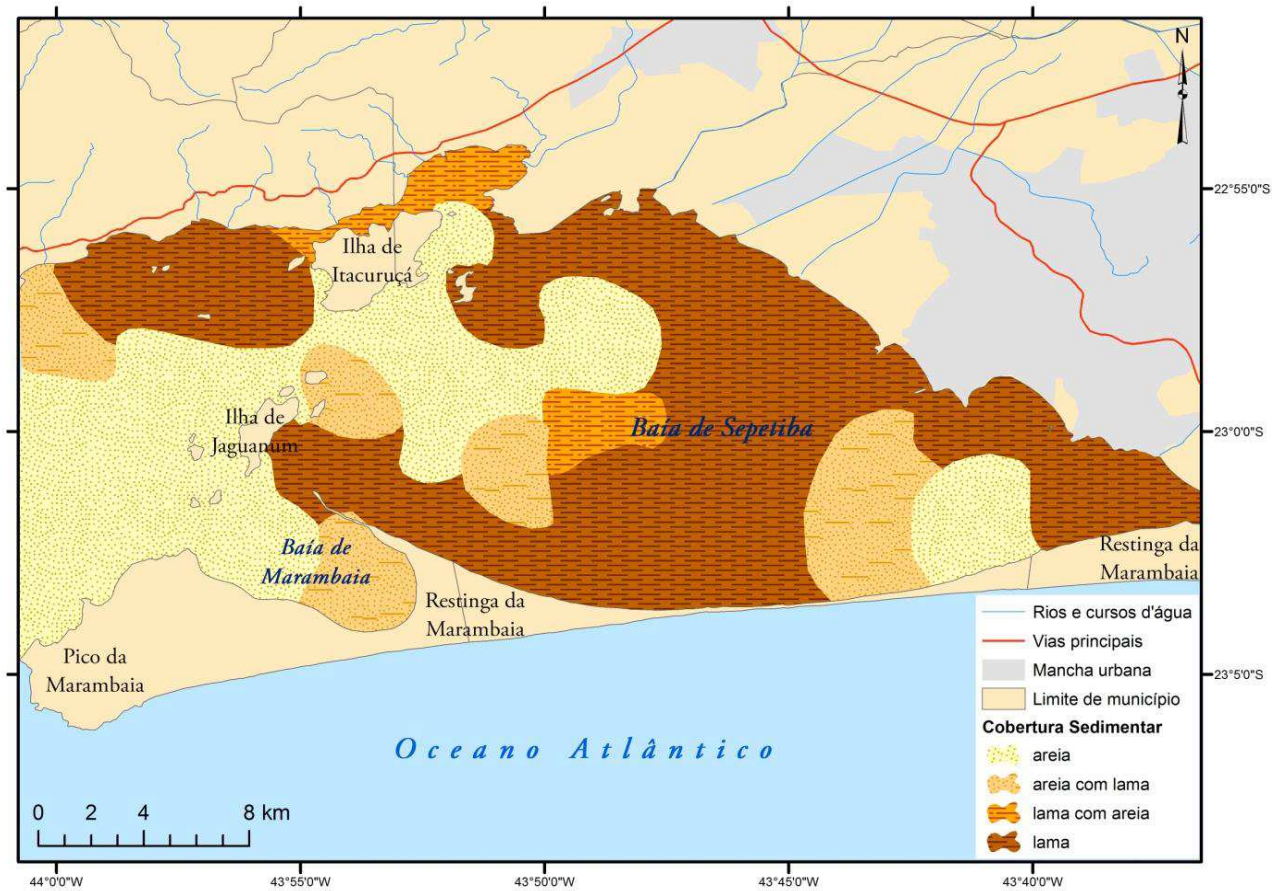
Figura 12 - Mapa ilustrativo com a caracterização geológica da baía de Sepetiba



Fonte: Villena et al., 2012.

Em termos da distribuição sedimentar da Baía de Sepetiba, Ponçano *et al.* (1979) analisaram amostras de sedimentos superficiais dentro da região da baía. Os autores verificaram uma predominância de sedimentos siltosos na porção central da Baía de Sepetiba e na Baía da Marambaia, com sedimentos argilosos perto da desembocadura dos canais fluviais. Os autores também identificaram a presença de areias grossas na porção oeste da baía, na principal ligação da baía com o oceano Atlântico, e de areias médias próximo a porção interna da Restinga da Marambaia. Em geral os sedimentos dentro da baía de Sepetiba seriam mal selecionados, apresentando um maior grau de seleção na região próxima a restinga e na região de ligação com o oceano (porção oeste da baía). Os dados utilizados por Ponçano *et al.* (1979) foram revisados por Carvalho (2014) (Fig. 13).

Figura 13- Mapa com a distribuição sedimentar dentro da Baía de Sepetiba.



Fonte: Pereira et al., 2009 modificado por Carvalho, 2014.

Pereira (1998) e Pereira *et al.* (2003) também verificaram sedimentos arenosos no canal central e na entrada da Baía de Sepetiba, em decorrência da forte intensidade das correntes de fundo. Os autores também encontraram sedimentos arenosos na parte sudeste da baía relacionados com dunas de restinga e a dinâmica eólica da região. Na parte intermediária da baía foram encontrados depósitos intermediários (areia com lama e lama com areia). Nas partes abrigadas e rasas do centro para o fundo da baía, os autores verificaram sedimentos lamosos, devido a menor intensidade das correntes.

### 2.2.1 Caracterização oceanográfica e meteorológica da Baía de Sepetiba

A região onde se localiza a Baía de Sepetiba apresenta um clima tropical quente e úmido, com uma média de precipitação anual situada entre 1000-2500 mm, com a maior

precipitação ocorrendo no período do verão (de dezembro a março) e menor precipitação durante o inverno (de junho a agosto) (RIO DE JANEIRO, 2001; WASSERMAN, 2005).

O volume de água na baía varia entre  $2,38 \times 10^9 \text{ m}^3$  e  $3,06 \times 10^9 \text{ m}^3$  tendo uma média de  $2,56 \times 10^9 \text{ m}^3$  (LACERDA *et al.*, 2001; RODRIGUES, 1990). Por ser uma região abrigada devido à ocorrência da restinga, há pouca influência de ação de ondas na baía, que apresenta então características de um estuário de águas rasas de micromaré, parcialmente misturado (LACERDA *et al.*, 2001; RIO DE JANEIRO, 2001). O regime de maré do local é do tipo semidiurno, com desigualdade diurna, apresentando duas preamares e duas baixa mares distintas (RIO DE JANEIRO, 2001). A amplitude média de maré de sizígia é da ordem de 110 cm e a amplitude média de maré de quadratura é da ordem de 30 cm (BORGES, 1990). As fortes correntes de maré ocorrem na baía devido a acentuados gradientes de elevação do nível do mar, resultados de uma defasagem da onda de maré entre a entrada e o fundo da baía (FRAGOSO, 1990; SIGNORI, 1980; CARVALHO, 2014).

Os ventos nessa região têm uma predominância nos quadrantes sul e oeste-sudoeste e segunda predominância nos quadrantes norte-nordeste e leste-nordeste (RIO DE JANEIRO, 2001). Nessa região, devido ao relevo local, principalmente os maciços costeiros, além da proximidade com o mar, ocorrem os fenômenos de brisas marinhas e terrestres. Nos períodos da madrugada e da manhã, os ventos sopram da terra para o mar na direção predominantemente nordeste; já nos períodos da tarde e da noite os ventos sopram do mar para a terra na direção predominante de sudeste, sendo que na parte da tarde, o vento possui uma forte componente nordeste (JOURDAN *et al.*, 2006; SOUZA & SANTOS, 2004; WALDHEIN & SANTOS, 2004).

A penetração de ondas oceânicas é pequena ou desprezível, já as ondas no interior da baía são geradas por ventos que provocam perturbações na superfície. As ondas possuem altura abaixo de 0,75 m com raros eventos com ondas de até 1,3 metros, com períodos que variam de 3 a 5 segundos (RIO DE JANEIRO, 2001). A circulação de água dentro da Baía de Sepetiba é resultado do fluxo e refluxo da maré (RIO DE JANEIRO, 2001). O principal agente gerador de correntes na baía é a maré, sendo esta estacionária, como a maioria das baías e estuários, não dependendo tanto da profundidade, mas sim de sua amplitude, morfologia de fundo e ventos (RIO DE JANEIRO, 2001; VILLENA *et al.*, 2012). O tempo de residência da água dentro da baía é de 4,17 dias, apresentando uma ausência de estratificação devido à grande mistura da coluna d'água (RIO DE JANEIRO, 2001).

Com relação à circulação da baía, alguns autores propõem modelos conceituais. Roncarati e Barrocas (1978) propõem um modelo (Fig. 14) no qual a corrente principal entra



pela principal ligação com o oceano Atlântico, à oeste, seguindo a linha de costa em direção ao norte. Essa corrente principal sofreria um desvio na região próxima a desembocadura dos principais rios, devido ao contato com uma corrente interna, fazendo com que esta siga para sul até a restinga. Na região próxima a restinga, a corrente principal se divide em duas sofrendo um desvio para oeste e outro para leste.

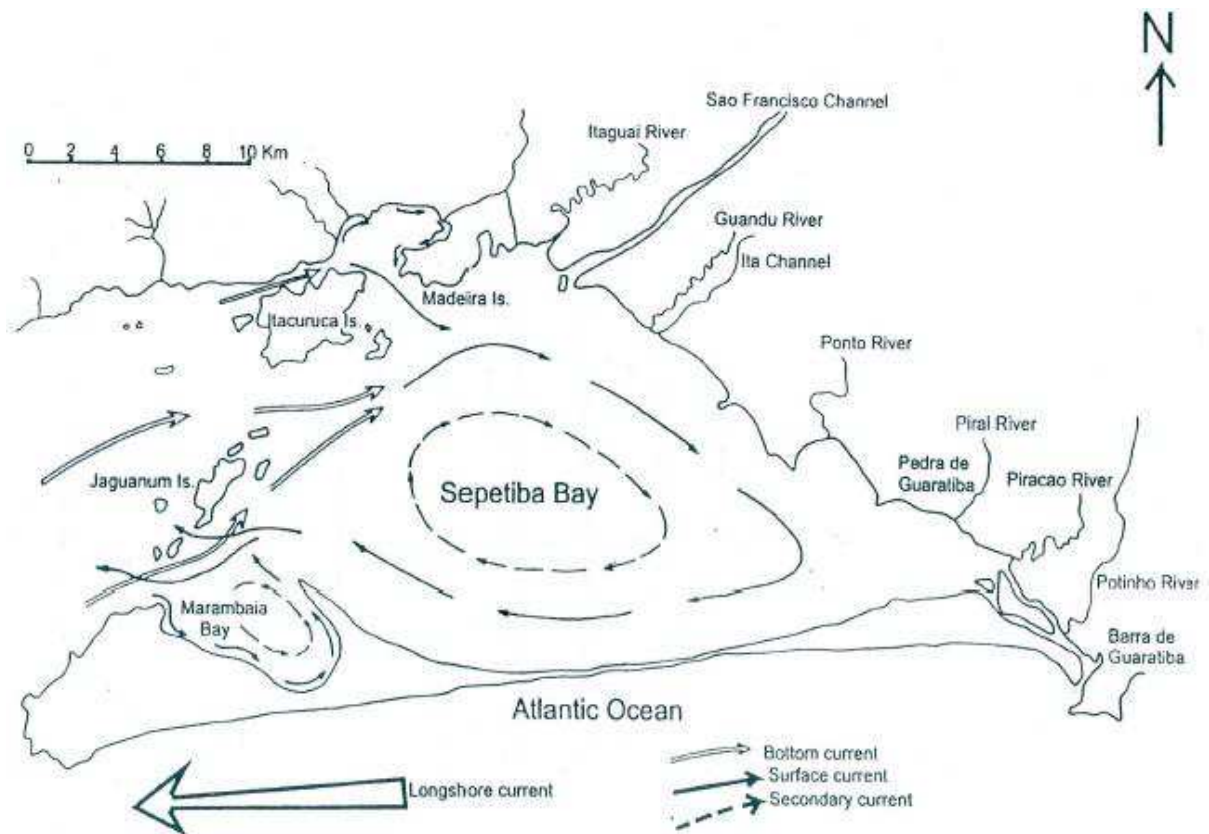
Figura 14 - Modelo de circulação dentro da Baía de Sepetiba proposto por Rocarati e Barrocas (1978).



Fonte: : Roncarati e Barrocas, 1978 modificado por Sampaio, 2009.

Bronnimann *et al.* (1981), a partir da distribuição de foraminíferos bentônicos, propõem a entrada de correntes frias pelas conexões na porção oeste da baía. Essas correntes frias entrariam por canais mais profundos e circundariam o interior da baía a partir do norte desta, no sentido horário (Fig.-15). Steverson *et al.* (1998), baseados na ocorrência de organismos bentônicos, propõem que as águas frias dentro da baía são derivadas da corrente subantártica e adentram preferencialmente no inverno.

Figura 15 - Modelo de circulação dentro da Baía de Sepetiba proposto por Bronnimann et al. (1981).



Fonte: Bronnimann et al., 1981 modificado por Borges, 1998.

Em seu estudo de modelagem bidimensional, Cunha et al. (2006) utilizaram dados coletados e dados de outros modelos e observaram variações de intensidades de correntes dentro da baía (Fig.-16). Os autores observaram que nos pontos de profundidades mais rasas as correntes eram mais fracas e em regiões com presença de canais naturais as correntes eram mais fortes. Os autores também observaram vórtices na região próxima as ilhas e que na porção oeste o existe uma corrente residual que segue o canal principal.

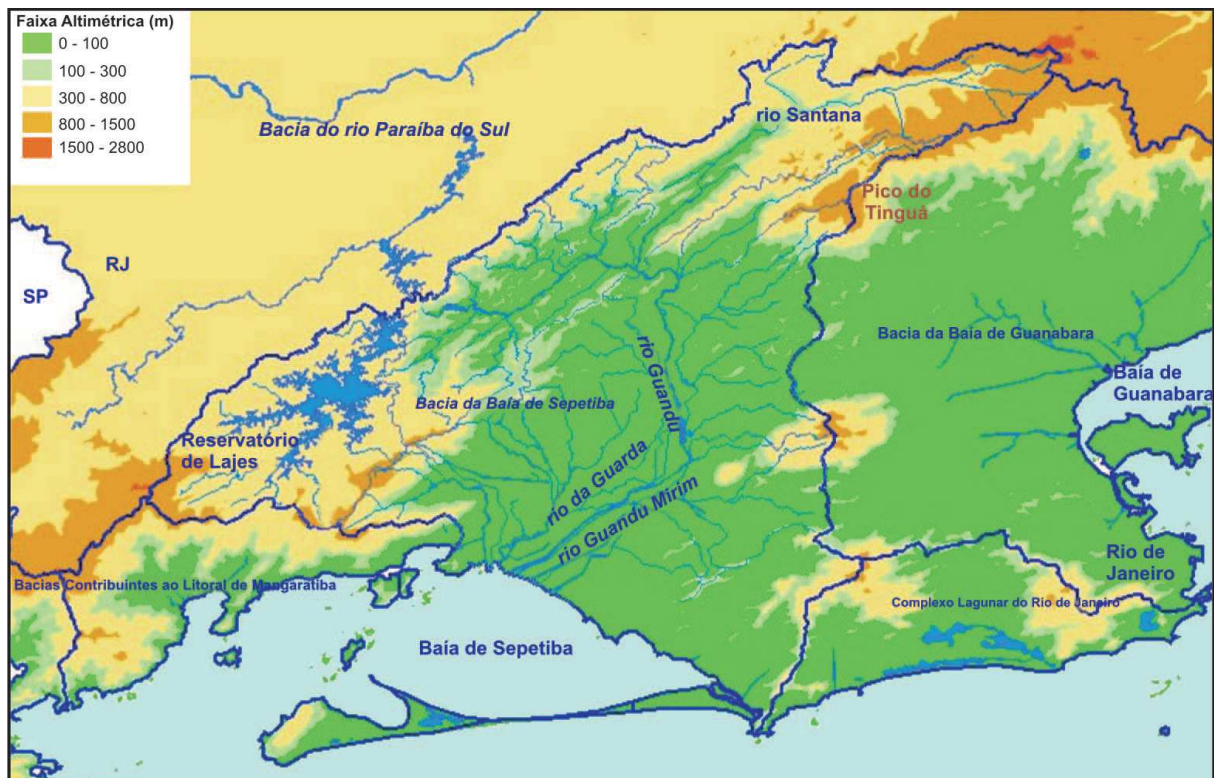




unidades principais, as colinas baixas e as planícies fluviais do rio Guandu e do rio da Guarda, possuindo alturas menores do que 60 metros.

Os limites da bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba (Fig. 17) começam a partir da Serra do Maciço da Pedra Branca, incluindo o Morro da Guaratiba, a Serra Geral da Guaratiba, a Serra do Rio da Prata, a Serra da Pedra Branca, a Serra do Viegas e do Lameirão; após a ocorrência de morros menores o limite se estende até a Serra do Quitungo, a Serra do Mendanha e a Serra de Madureira (SAMPAIO, 2009). O seu limite se estende seguindo para leste onde ocorre a Serra do Tinguá até os topos da Serra do Macuco e da Serra do Couto, ambas fazendo parte do complexo da Serra do Mar. Seguindo pela Serra do Mar o limite geográfico da bacia se estende passando por topos pertencentes ao complexo da Serra do Mar até topos pertencentes a Serra das Araras sendo o seu limite a oeste (SAMPAIO, 2009).

Figura 17: Mapa com os limites e a altimetria da bacia da Baía de Sepetiba

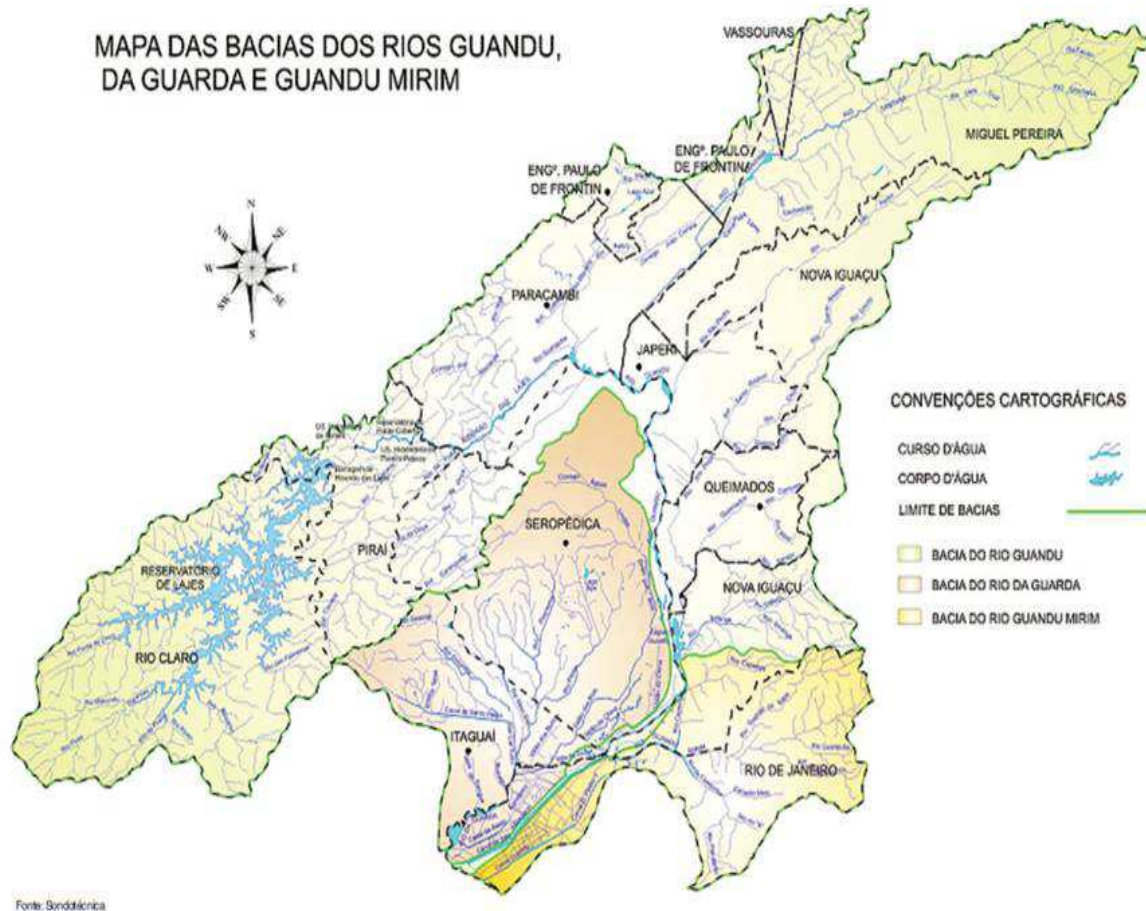


Fonte: ANA, 2006.

A bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba (Fig. 18) é composta no total por 35 rios, porém os seus três principais rios são responsáveis por quase a totalidade de aporte de sedimentos e de água doce, são eles os rios: Guandu, da Guarda e Gandu-Mirim (ANA, 2006; WASSERMAN, 2005). A bacia hidrográfica é denominada de Região Hidrográfica do

Guandu, que ocupa uma área total de aproximadamente 1.900 km<sup>2</sup> e uma área de drenagem de 3600 km<sup>2</sup>, abrangendo os municípios de Seropédica, Itaguaí, Paracambi, Japeri, Queimados, Miguel Pereira, Vassouras, Piraí, Rio Claro, Engenheiro Paulo de Frontin, Nova Iguaçu, Rio de Janeiro, Mendes, Mangaratiba e Barra do Piraí (TUBBS FILHO *et al.*;, 2012).

Figura 18 - Mapa com as principais bacias hidrográficas da região da Baía de Sepetiba.



Fonte: ANA, 2006.

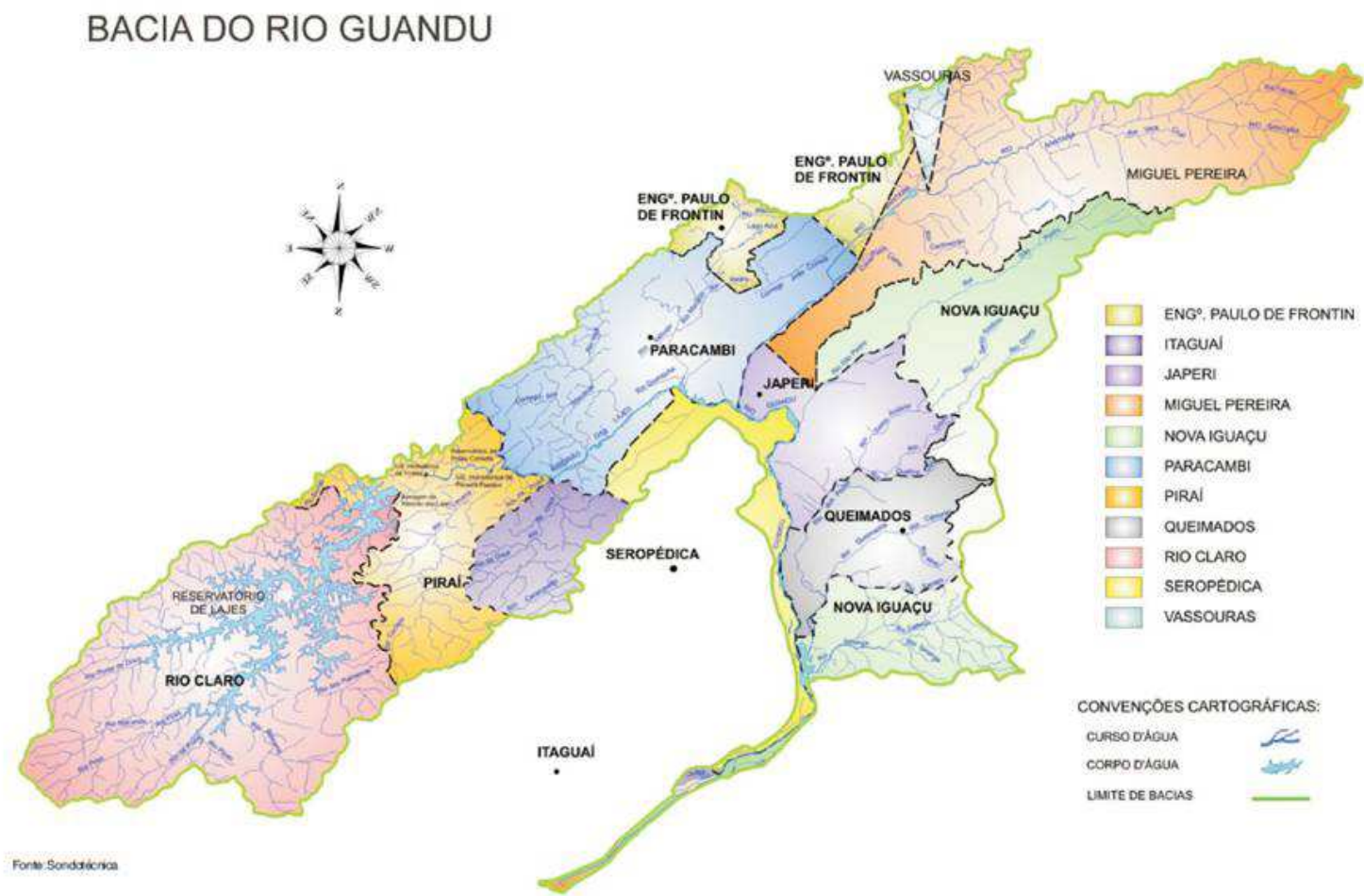
A região sofreu com uma série de alterações na sua bacia hidrográfica original (SEMADS, 2001; ANA, 2006). As primeiras alterações foram obras de saneamento básico feitas pelos padres jesuítas no início do processo de colonização da área (SEMADS, 2001). Nas década de 30 e 40 ocorreram outras obras de dragagem, abertura de canais e retificação de trechos dos rios com objetivos diferentes, como por exemplo obras de saneamento básico e eliminação pontos de alagamento (SEMADS, 2001; ANA, 2006). Em 1952 ocorreu o evento que alterou de forma significativa a bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba, a transposição do rio Paraíba do Sul para o rio Guandu. Essa obra teve como objetivo o aumento da capacidade



do rio Guandu para a geração de energia elétrica através da construção das Usinas Elevatórias de Santa Cecília e de Vigário pela LIGHT (SEMADS, 2001; ANA, 2006). Devido a essas obras, pouco se tem da configuração natural da bacia hidrográfica de Sepetiba.

As três bacias principais da rede hidrográfica, bacias dos rios Guandu, da Guarda e Guandu Mirim, formam uma área de drenagem de 1.921 km<sup>2</sup>, contribuindo com cerca de 70% da área total da bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba (SEMADS, 2001; ANA, 2006). O rio Guandu é o principal rio da bacia da baía de Sepetiba, com uma área de drenagem de 1.385 km<sup>2</sup> (Fig. 19), sendo formado pelo encontro entre o rio Ribeirão das Lages e o rio Santana na altitude de 30 metros (ANA, 2006). O seu trecho final de deságue foi retificado e passou a se chamar canal de São Francisco, percorrendo um total de 48 km desde a nascente. O rio da Guarda possui uma drenagem de 346 km<sup>2</sup>, sendo formado principalmente pela confluência do Valão dos Bois, que nasce na vertente nordeste da Serra da Cachoeira, com o rio Piloto (ANA, 2006). A bacia do rio da Guarda é vizinha a bacia do rio Guandu, desaguando na baía de Sepetiba à oeste do rio Guandú (ANA, 2006). O rio Guandu Mirim possui uma área de drenagem de aproximadamente 190 km<sup>2</sup>, tendo a sua nascente na Serra do Mendanha. Em sua nascente, este recebe o nome de Guandu-do-Sena, passando para rio da Prata do Mendanha até encontrar o rio Guandu Sapê, onde se torna o rio Guandu Mirim (ANA, 2006). O rio Guandu Mirim possui um percurso de 40,5 km até deságuar na Baía de Sepetiba.

Figura 19: Mapa mostrando a abrangência da bacia do rio Guandú nos municípios e seus limites



Fonte: ANA, 2006.

### 2.2.3 Registros estratigráficos da Baía de Sepetiba

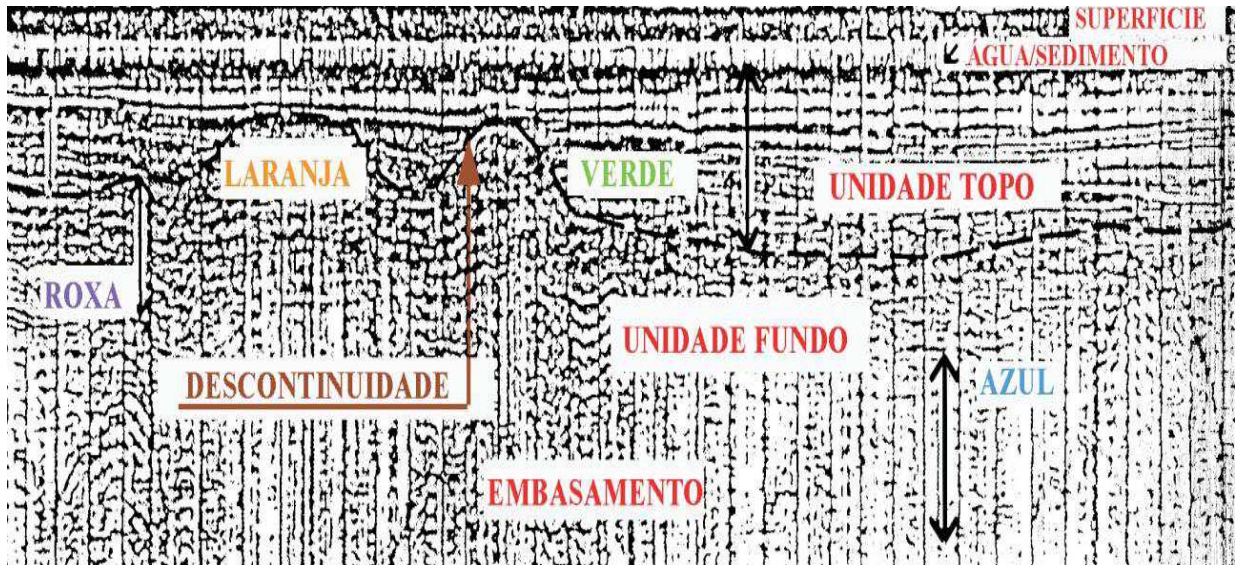
Por se tratar de um rifte de borda continental, os sedimentos que preenchem a Baía de Sepetiba são um misto de origem fluvial, de canais de maré, de manguezais e de sedimentos marinhos. Apesar desta característica, até o momento não há na literatura científica informações sobre a preservação ou a existência dos estratos sedimentares do Cenozóico, época da formação do rifte da Guanabara. Atualmente os trabalhos disponíveis apresentam apenas informações dos sedimentos mais superficiais do registro do Quaternário (FRIEDERICHS, 2012).

Ponçano *et al.* (1979) propõem que durante as fases glaciais, quando o nível do mar estava mais baixo, uma série de vales foram entalhados no embasamento cristalino da região. A direção da escavação desses vales seria condicionada principalmente pela formação estrutural do embasamento. Os autores também propuseram, a partir da análise do topo da coluna sedimentar, uma sequência sedimentar com ambientes de origem fluvial, estuarino e marinho. Essa sequência apresentava sedimentos de ambiente continental na sua base e na parte superior os sedimentos seriam de um ambiente misto. Esta sequência foi considerada como transgressiva, e foi interpretada com sendo o resultado da elevação do nível do mar durante a última transgressão marinha. De acordo com os autores, os resquícios da paleodrenagem que se estabeleceu durante o Quaternário estariam marcados no atual fundo da Baía de Sepetiba.

Figueiredo *et al.* (1989, *apud* BORGES, 1998), a partir da interpretação sismoestratigráfica dos levantamentos sísmicos feitos no final da década de 80, identificaram quatro unidades sísmica (unidades Azul, Roxa, Laranja e Verde respectivamente) na porção rasa da coluna sedimentar da Baía de Sepetiba (Fig. 20). A unidade mais basal seria a unidade Azul, sendo caracterizada por apresentar poucos refletores e limitada localmente pelo embasamento. A unidade Roxa seria a unidade sobreposta a unidade Azul e caracterizada por refletores internos, característicos de composição arenosa, e limitada no topo por uma superfície ondulada e contínua. A unidade Laranja apresentou uma alternância de areia com sedimentos finos vistas a partir de amostras de testemunho, com espessura de aproximadamente 5 metros, sendo separada da unidade acima por um refletor forte, irregular e contínuo. A unidade Verde seria a unidade mais próxima da superfície, apresentando refletores paralelos e contínuos, espessura variável, alcançando maiores espessuras na porção sorte em relação ao sul, podendo chegar até mais ou menos 8 metros. As análises dos

sedimentos indicaram uma composição de sedimentos finos. As três primeiras unidades (azul, roxa e laranja) foram interpretadas pelos autores como sendo resultado de deposição subaérea, quando o nível do mar estava mais baixo e a unidade mais próxima da superfície (unidade verde) teria sido depositada no final da última transgressão.

Figura 20 - Perfil sísmico interpretado por Figueiredo et al (1989; apud Borges, 1999 mostrando as unidades sismoestratigráficas verde, laranja, roxa e azul.



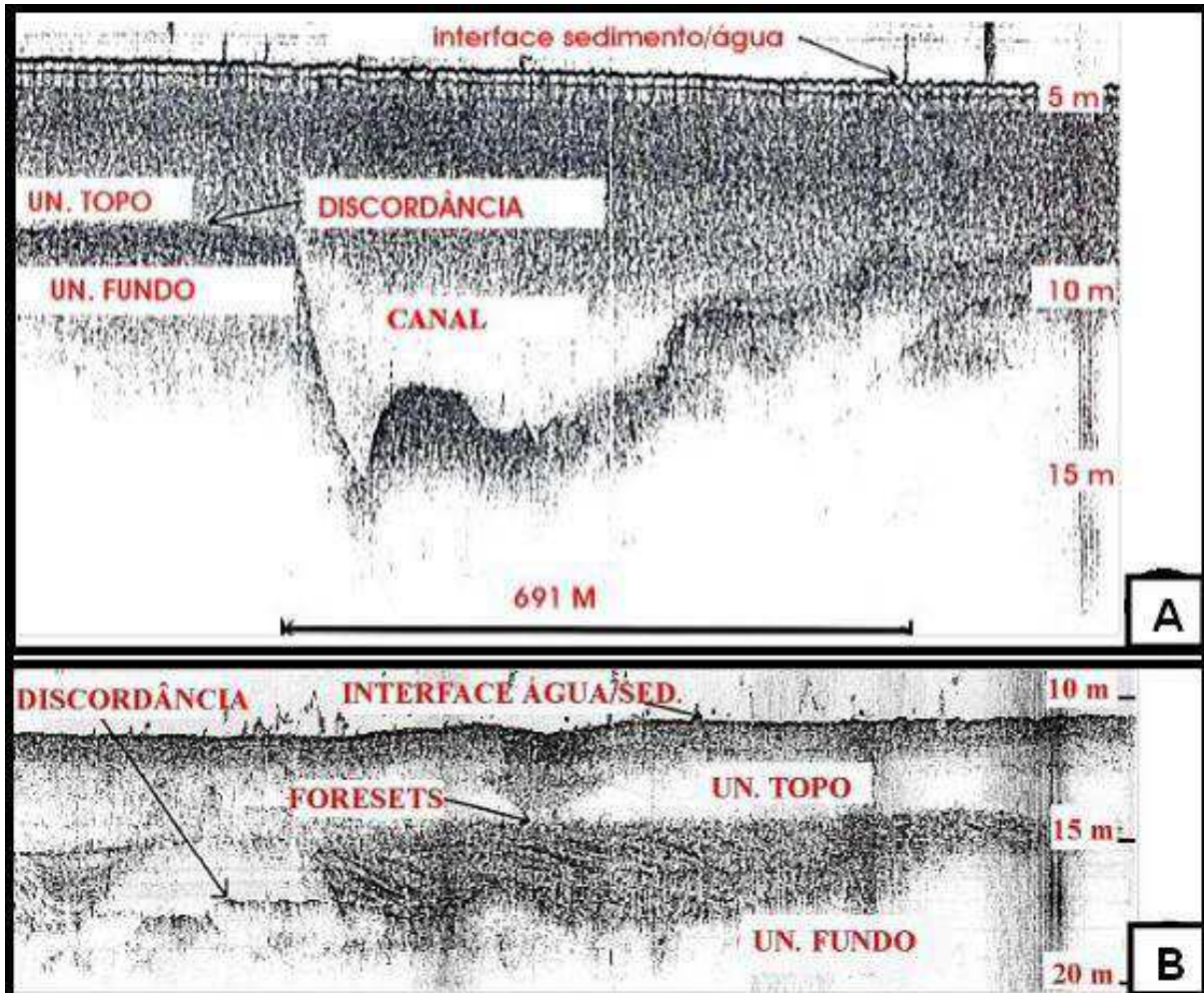
Nota: A localização deste perfil é identificada pela letra F na Figura - 22.

Fonte: Borges, 1998 modificado por Friederichs, 2012.

Borges (1998) e Borges *et al.* (2016) utilizaram 41 dados sísmicos de alta resolução, coletados em 1996 e 1997, para investigar o registro estratigráfico na região da Baía de Sepetiba. Na análise dos dados sísmicos, os autores identificaram duas unidades sismoestratigráficas no interior da Baía de Sepetiba (Unidades de Topo e de Fundo), separadas por uma discordância que foi encontrada em quase a totalidade dos dados analisados (Fig. 21).



Figura 21 - Perfis sísmicos na Baía de Sepetiba interpretadas por Borges (1998).



Legenda: Onde A, perfil B1, mostra em destaque a presença de canalização na superfície que separa a unidade Topo da unidade Fundo e B, perfil B2, que mostra a localização do antigo delta do rio Guandu, depositado sobre a superfície de discordância. A Localização de B1 e B2 está na figura 22.

Fonte: Borges, 1998 modificado por Friederichs, 2012.

A unidade Topo foi identificada em toda a área de estudo apresentando espessuras variáveis entre 9 e 11 metros na porção norte da baía, diminuindo gradativamente em direção a Restinga da Marambaia. Na porção norte, próximo a atual desembocadura do rio Guandu, os autores identificaram um lobo deltaico, com uma progradação bem definida, na base da unidade Topo. Os autores interpretaram esse lobo como o antigo delta do rio Guandu durante o Holoceno tardio. A unidade fundo apresentou espessuras variáveis ao longo da área de estudo, não possuindo um padrão bem definido. Essa unidade era limitada no topo por uma descontinuidade que foi interpretada como sendo a interface entre os sedimentos pré-holocênicos e os sedimentos holocênicos.

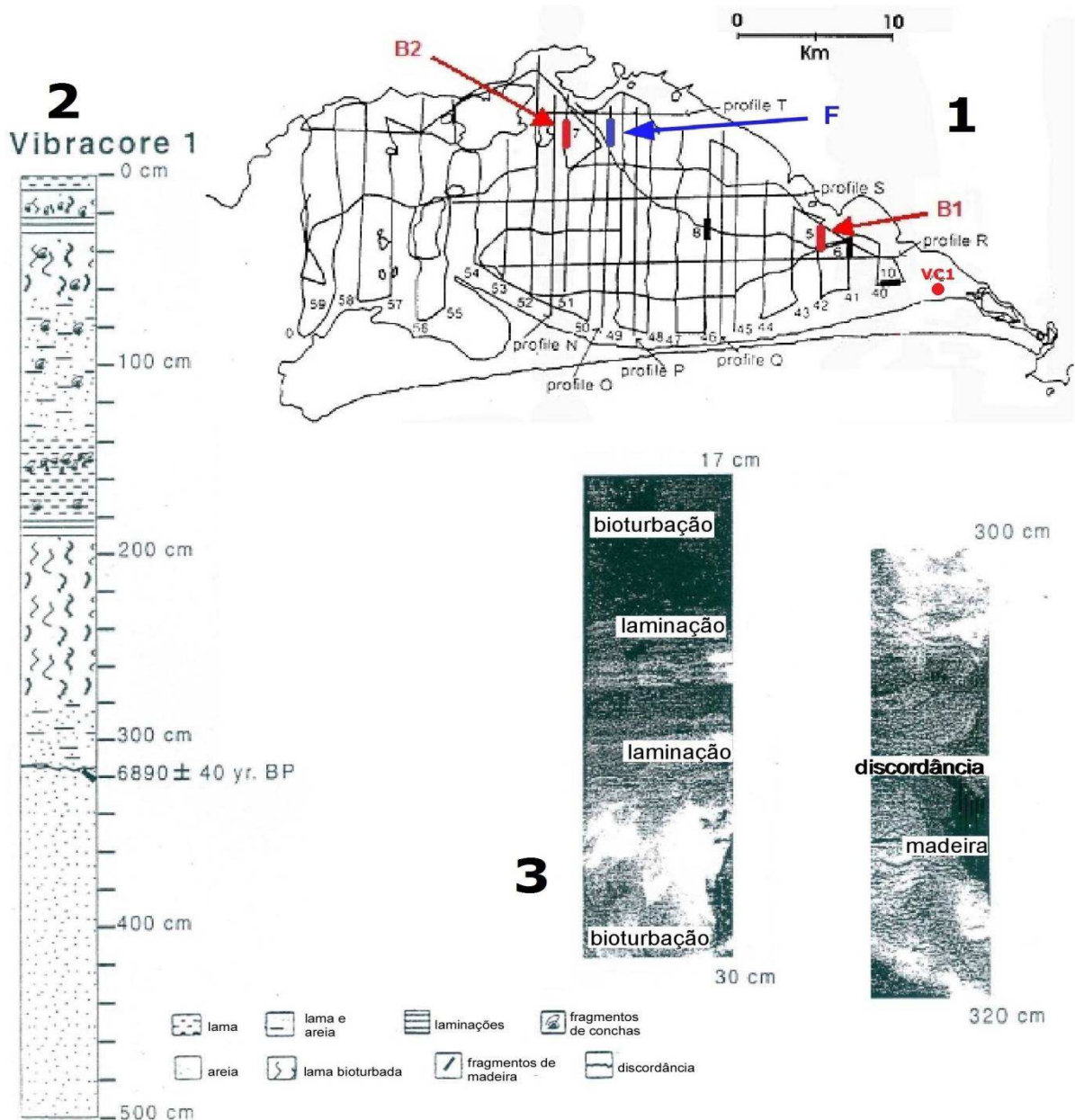


Borges (1998) e Borges *et al.* (2016) ainda utilizaram amostras coletadas a partir de testemunhagem do tipo vibracore (VC1). Os resultados mostraram que a unidade Topo apresentava diferentes ambientes sedimentares e era composta de lamas bioturbadas com fragmentos de conchas na parte superior, uma parte laminada típica de canal de maré na parte central e lama na base da unidade apresentando bioturbações, que foi interpretada como depósitos marinhos. Nas amostras retiradas da unidade Fundo foram encontrados sedimentos com uma composição de areia média, semiconsolidada com uma coloração marrom escura, que os autores interpretaram como sendo resultado de um depósito subaéreo.

Borges (1998) e Borges *et al.* (2016) em um dos seus testemunhos analisados (vibracore 1 - VC1) utilizaram a datação pelo método de análise de radiocarbono AMS em um fragmento de madeira encontrado neste testemunho. Esse testemunho foi coletado em uma região próxima a Restinga da Marambaia (Fig. 22), aonde a unidade topo apresentava uma espessura de 2,8 metros. O fragmento de madeira foi encontrado na profundidade de 317 centímetros, logo abaixo da superfície de discordância. A idade obtida foi de  $6890 \pm 40$  ka A.P, e de acordo com esse resultado, os autores inferiram que a superfície de discordância representaria a paleotopografia da Baía de Sepetiba antes da transgressão ocorrida no Holoceno e que a unidade Topo teria sido depositada durante a transgressão e no período de mar alto.

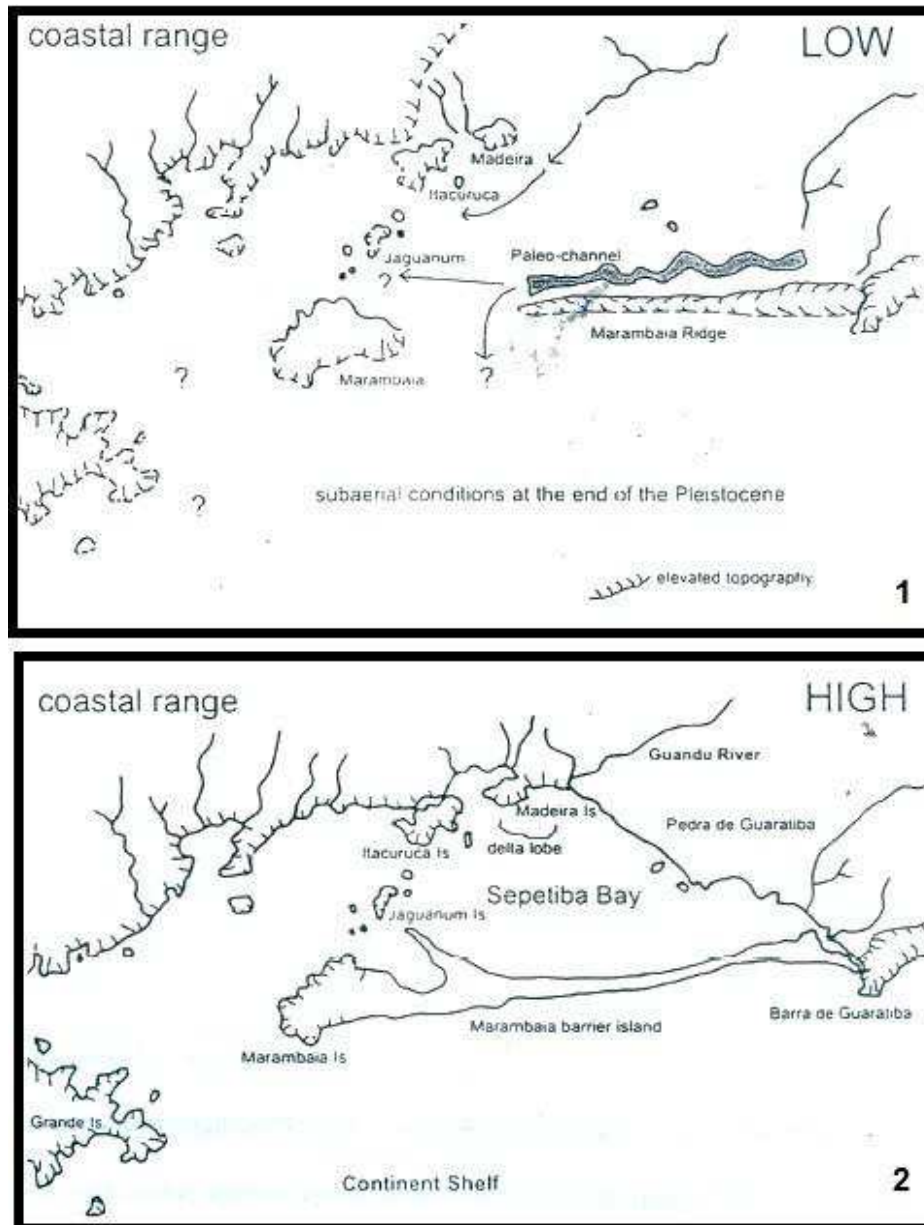
A partir da presença de um paleocanal, identificado próximo e paralelo à restinga da Marambaia em um de seus perfis sísmicos, Borges (1998) e Borges *et al.* (2016) propuseram a existência de um alto topográfico, se apresentando em forma de cunha no mesmo local onde se encontra a Restinga da Marambaia, e que essa feição teria impedido que a drenagem fluvial durante o Pleistoceno Superior progredisse para sul (Fig. 23), mas que essa hipótese deveria ser melhor estudada através de interpretação de perfis sísmicos na plataforma continental adjacente a Baía de Sepetiba. Os autores identificaram outras incisões canalizadas, mas não conseguiram correlacioná-las com a atual rede de drenagem da Baía de Sepetiba.

Figura 22 - (1) Mapa de localização das linhas sísmicas imageadas na Baía de Sepetiba, mostrando os perfis F de Figueiredo et al., (1989); B1 e B2 de Borges (1998). VC1 mostra a posição geográfica do testemunho vibracore 1. (2) Ambientes sedimentares identificados ao longo do testemunho vibracore 1. (3) Raio-X das seções mostrando laminações, bioturbação, fragmentos de conchas e fragmentos de madeira.



Fonte: Borges, 1998 modificado por Friederichs, 2012.

Figura 23 - Modelo paleogeográfico da possível evolução da região da Baía de Sepetiba



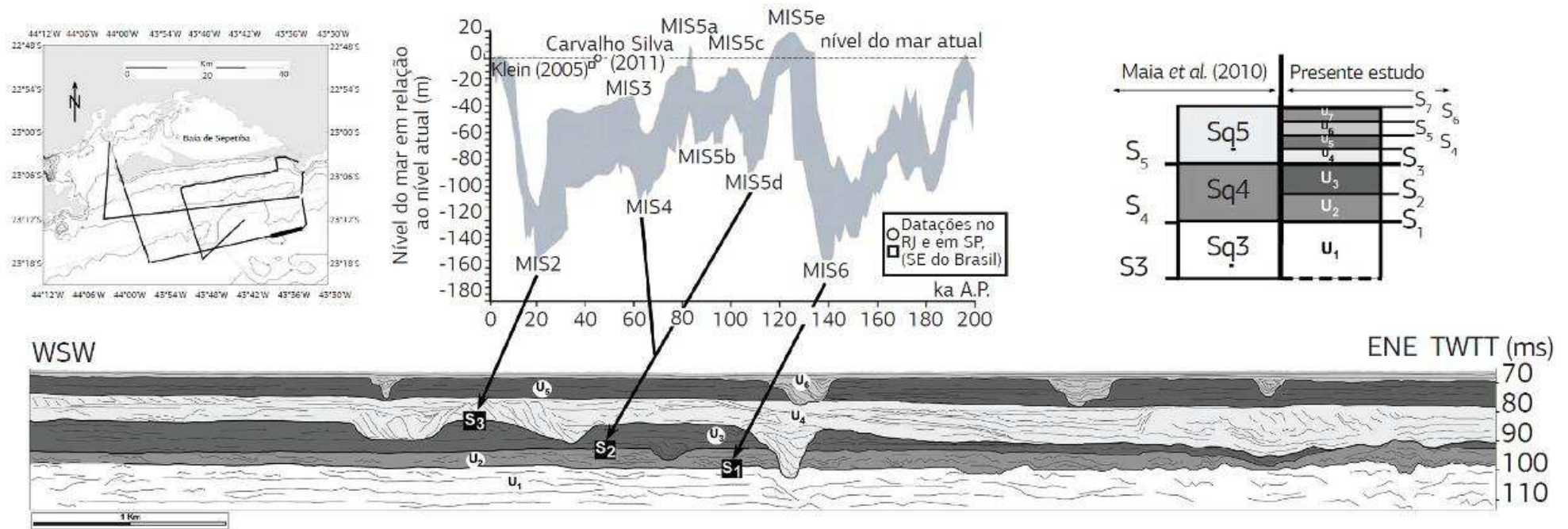
Legenda: De acordo com o trabalho de BORGES (1998). (1) Mostra a região durante a exposição subaérea no final do Pleistoceno Superior e a ocorrência de um alto topográfico, apresentando forma de cunha e o canal fluvial paralelo a ela. (2) Morfologia atual da Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia.

Fonte: Borges, 1998.

Friederichs (2012) e Friederichs *et al* (2013), com a utilização de dados sísmicos feitos à frente da Restinga da Marambaia, identificaram sete unidades sismoestratigráficas distintas na região marinha aberta à frente da restinga (unidades U1, U2, U3, U4, U5, U6 e U7) e as correlacionaram com as sequências encontradas por MAIA *et al* (2010) e REIS *et al* (2013), em seus trabalhos na plataforma continental fluminense (**Fig. II-24**). Friederichs (2012) e Friederichs *et al* (2013), a partir da interpretação de seus dados sísmicos, identificaram a

presença de uma rede de drenagem fluvial desenvolvida até o último máximo glacial, preservada na Unidade U3 correspondente ao topo da sequência Sq4 de MAIA et al (2010), a superfície S5, mostrando o período de pré-afogamento. Essa rede de canais preservados mostrou um sistema fluvial desenvolvido correlacionado à bacia de drenagem atual da Baía de Sepetiba. Friederichs (2012) e Friederichs *et al* (2013) evidenciaram também, diferentemente de Borges (1998), que apesar do alinhamento Ponta de Guaratiba-Restinga-Ilha da Marambaia representar a borda flexural do Graben da Guanabara, formador da Baía de Sepetiba (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005), o embasamento cristalino observado não possuía estruturas elevadas o suficiente para impedir que a rede fluvial alcançasse a plataforma rasa adjacente durante a glaciação do Pleistoceno Superior Pleistoceno Superior (~130 – 18 ka), quando houve a queda do nível de base.

Figura 24 - Esquema interpretativo de perfil sísmico com orientação paralela à costa interpretadas por Friederichs (2012)



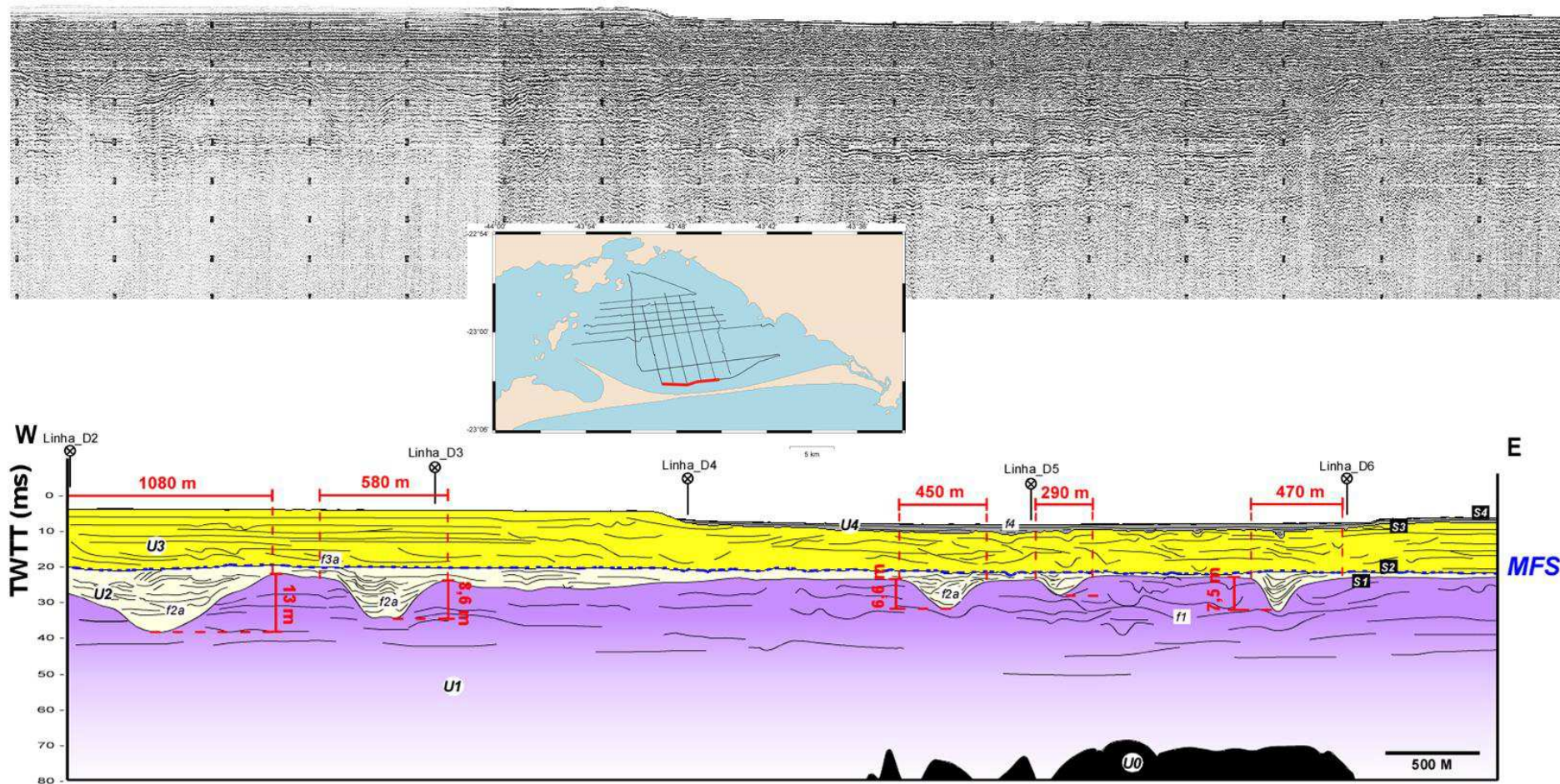
Legenda: Localizado no mapa, ilustrando as seqüências deposicionais Sq3–Sq5 reconhecidas, separadas pelas superfícies S1, S2 e S3, correlacionados com os estágios isotópicos marinhos. Na parte superior a direita se encontra um esquema com as unidades U1–U7 e suas superfícies limitantes S1–S7 de Friederichs (2012) e Friederichs et al (2013) correlacionadas com as seqüências Sq3–Sq5 de Maia et al. (2010). Onde U: unidade; S: superfície; MIS: Estágios Isotópicos Marinhos.

Fonte: Friederichs et al., 2013.

Mattoso (2014) em seu trabalho, a partir da análise de perfis sísmicos na região da Baía de Sepetiba, identificou quatro unidades distintas, U1, U2, U3 e U4, delimitadas respectivamente pelas superfícies S1, S2, S3 e S4 (Fig. 25). O autor também identificou três gerações principais de paleocanais: canais fluviais passando para fluvio-estuarino; canais de circulação de direções diversas; e um canal de circulação paralelo à Restinga da Marambaia. Estas três gerações de canais, de acordo com o autor, evidenciaram as variações ambientais e geográficas sofridas pela a Baía de Sepetiba entre a regressão do Pleistoceno Superior (entre ~130-20 ka) e a deglaciação do Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos 20 ka). Os paleocanais fluviais e fluvio-estuarianos que foram identificados pelo autor na unidade U2, reforçam a ideia de Friederichs (2012) e Friederichs *et al* (2013) de que a antiga rede de drenagem ultrapassou a posição da restinga atual. O autor mapeou os paleocanais fluviais e propôs uma possível configuração para a paleodrenagem da região e a correlacionou com a atual rede de drenagem da Baía de Sepetiba (Fig. 26). Os canais de circulação foram identificados pelo autor na unidade superfície S3 e foram correlacionados com a migração de ilhas barreiras descontínuas em direção ao continente, ocorrida durante a última deglaciação. O autor também identificou o paleocanal paralelo a Restinga da Marambaia identificado por Borges (1998) e Borges *et al.* (2016). De acordo com o autor, este canal seria estratigraficamente compatível com os últimos 5 ka e mostra o fechamento definitivo da restinga através da deposição de lamas com características lagunares, evidenciando um ambiente isolado dinamicamente e de baixa energia.

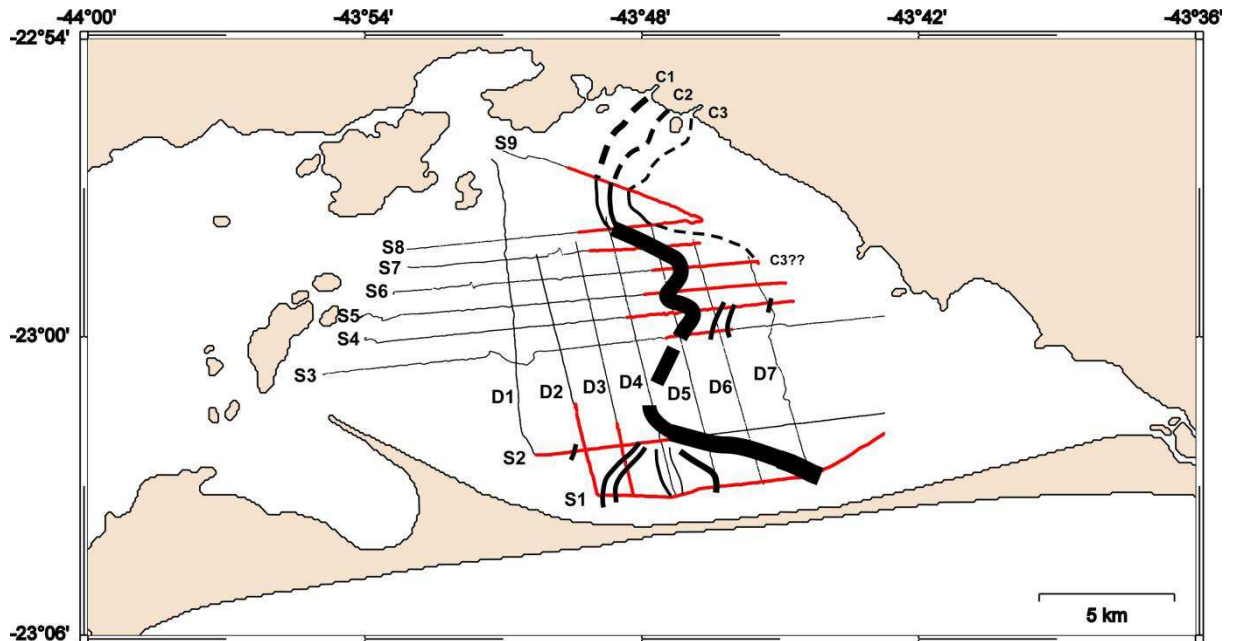


Figura 25 - Perfil paralelo à restinga interpretado por Mattoso (2014) mostrando canais de largura e profundidades variáveis.



Fonte: Mattoso, 2014.

Figura 26 - Esquema mostrando os paleocanais fluviais identificados por Mattoso (2014) e suas possíveis trajetórias.

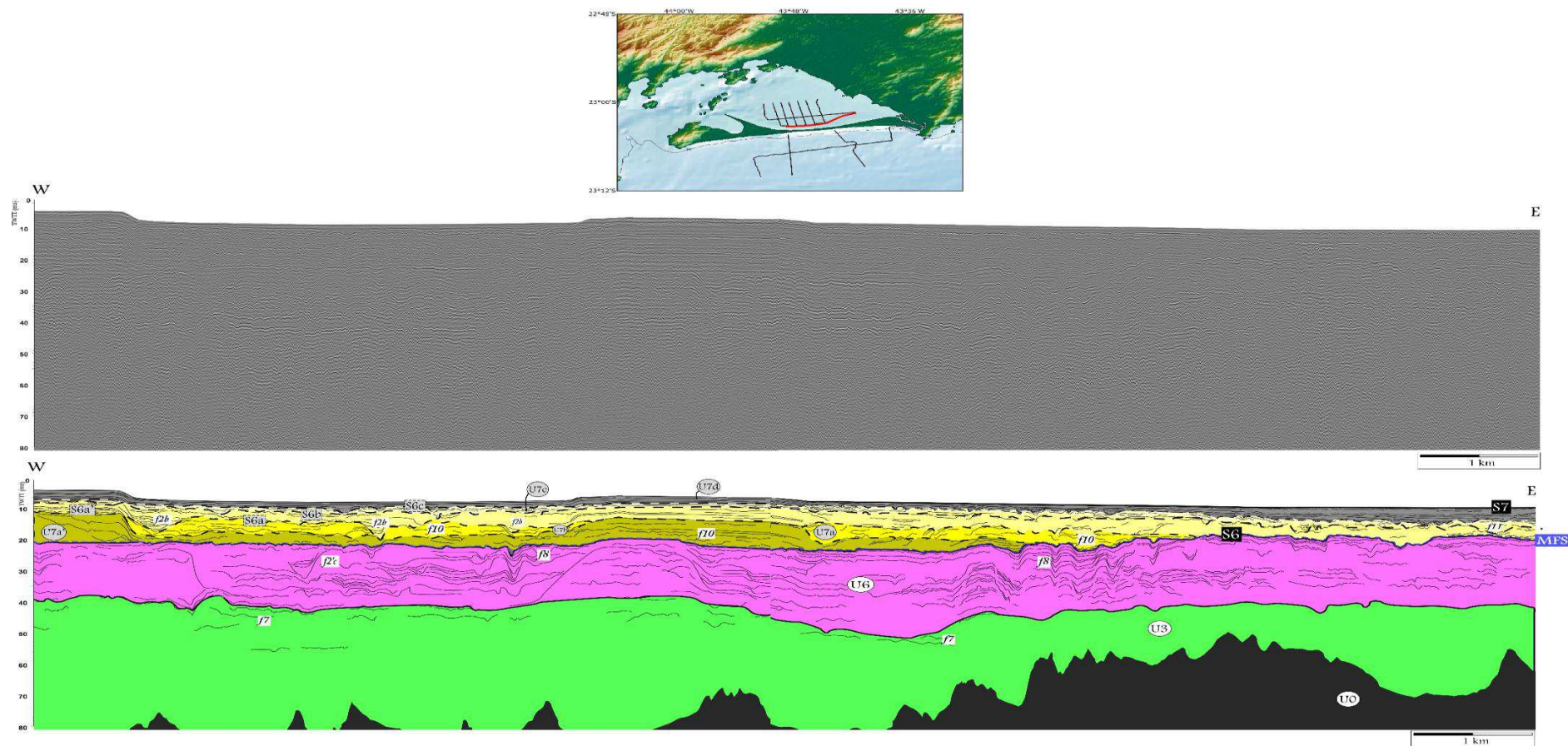


Fonte: Mattoso, 2014.

Oliveira (2016), em seu trabalho, utilizou dados sísmicos de alta resolução dentro da Baía de Sepetiba, na região próxima a Restinga da Marambaia, e na plataforma interna adjacente também próxima a Restinga da Marambaia. A autora identificou dentro da Baía de Sepetiba uma série de unidades deposicionais transgressivas e de mar alto, que atingem cerca de 40-50 m de espessura, relacionadas a distintos ambientes deposicionais fluvio-estuarinos e lagunares (denominadas unidades sísmicas U6, U7a, U7b, U7c e U7d; Fig. 27), desenvolvidos durante a última deglaciação do Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos 20 ka) que afogou a região.



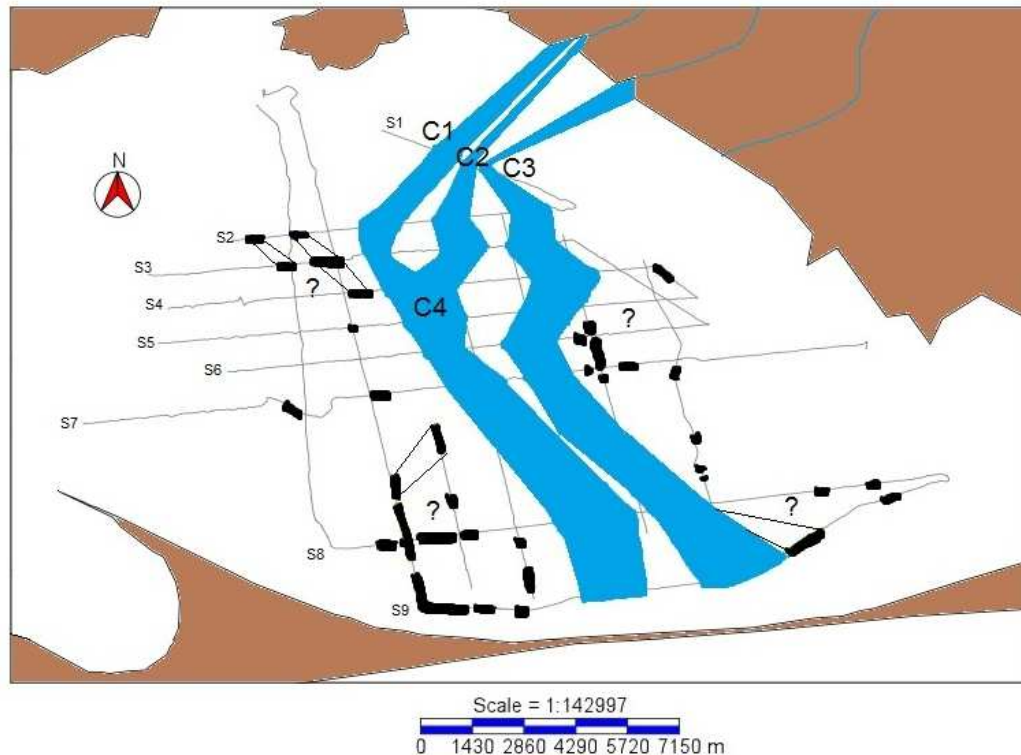
Figura 27 - Perfil sísmico com orientação “strike” próximo a Restinga da Marambaia interpretado por Oliveira (2016).



Fonte: Oliveira, 2016.

Amendola (2016) utilizou em seu trabalho a mesma base de dados sísmicos de Mattoso (2014) para revisitar a região. O autor identificou as mesmas unidades e superfícies identificadas por Mattoso (2014), conseguindo correlacionar essas unidades deposicionais com os diferentes estágios de evolução da Baía de Sepetiba desde a última deglaciação do Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos 20 ka). Através do reprocessamento dos dados sísmicos, e de melhoria de imageamento sísmicos, o autor conseguiu identificar a existência de diferentes redes de paleocanais fluvio-estuarinos compondo diferentes unidades deposicionais. Essas unidades testemunharam diferentes mudanças ambientais experimentadas pela região em função do fechamento progressivo da Restinga da Marambaia durante sua evolução deposicional. Em relação aos paleocanais fluviais, o autor propõe uma paleodrenagem mais complexa do que a proposta por Mattoso (2014), também correlacionável com a atual bacia de drenagem da Baía de Sepetiba (Fig. 28). Os resultados obtidos pelo autor também reforçam a ideia de que os paleocanais ultrapassaram a posição da atual restinga.

Figura 28 - Mapa com os paleocanais mapeados por Amendola (2016). Em preto são o canais que o autor não conseguiu assciação com am paleodrenagem identificada

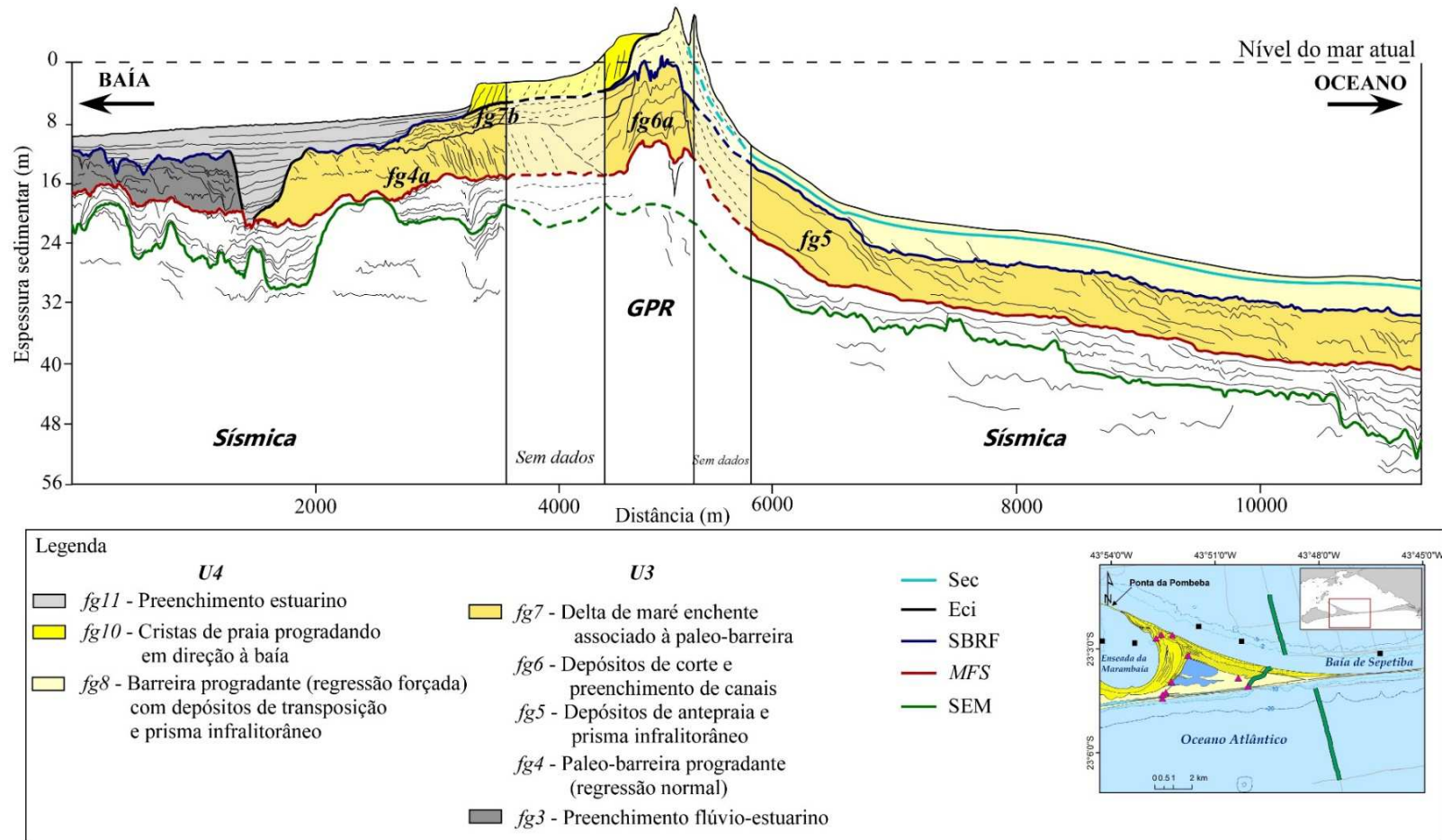


Fonte: Amendola, 2016.

Dadalto (2017) correlacionou as linhas sísmicas, adquiridas dentro da Baía de Sepetiba e na plataforma interna-média adjacente, com dados geofísicos de GPR (*Ground Penetrating Radar*) levantados na porção emersa da Restinga da Marambaía. Esse estudo permitiu a proposição de um primeiro modelo de correlação estratigráfica entre unidades deposicionais dos ambientes de plataforma rasa e dos ambientes dentro da baía de Sepetiba (Fig. 29). A correlação feita pela autora permitiu posicionar a formação da Restinga da Marambaia no topo da sucessão estratigráfica, evidenciando a deposição de uma espessa sucessão estratigráfica pós-glaciação dentro da baía, composta por depósitos transgressivos e regressivo a partir da sucessão de: depósitos pleistocênicos; preenchimento fluvio-estuarino transgressivo; paleobarreira progradante de regressão normal; barreira progradante de regressão forçada; e depósitos produtos do retrabalhamento da restinga. De acordo com a autora os depósitos marinhos de regressão normal teriam idade entre  $\sim 8 - 7,5$  ka A.P e  $\sim 5,8$  ka A.P, sendo limitados na base pela superfície de inundação máxima (MFS) e no topo pela Superfície Basal de Regressão Forçada; e os depósitos de regressão forçada teriam idade mais recente que 5,8 ka A.P. (Fig. 30).

Baseado na observação de canais de maré sobre os processos sedimentares no interior da Baía de Sepetiba e a ocorrência de diversos truncamentos nas diferentes gerações de cordões litorâneos que formam o esporão cuspidado do setor oeste da restinga, Dadalto, (2017) também propôs um modelo de evolução da Restinga da Marambaia, baseado na relação estratigráfica entre ação de canais de maré e a ocorrência de diversos truncamentos nas diferentes gerações de cordões litorâneos (datados). Truncamentos erosivos e esculpimento de canais de maré cortando a restinga foram interpretados como eventos e/ou períodos de intensificação da condição hidrodinâmica, que revelam que a restinga sofreu diferentes episódios de rompimento da barreira arenosa ao longo da sua evolução. A análise do conjunto de dados arquiteturais e de datação permitiu a proposição de um modelo de evolução estratigráfica, geomorfológica e paleo-geográfica da Restinga da Marambaia, que podem ser divididos em 5 fases principais (Fig. 28 e Fig. 29):

Figura 29 - Modelo de correlação estratigráfica de Dadalto (2017)

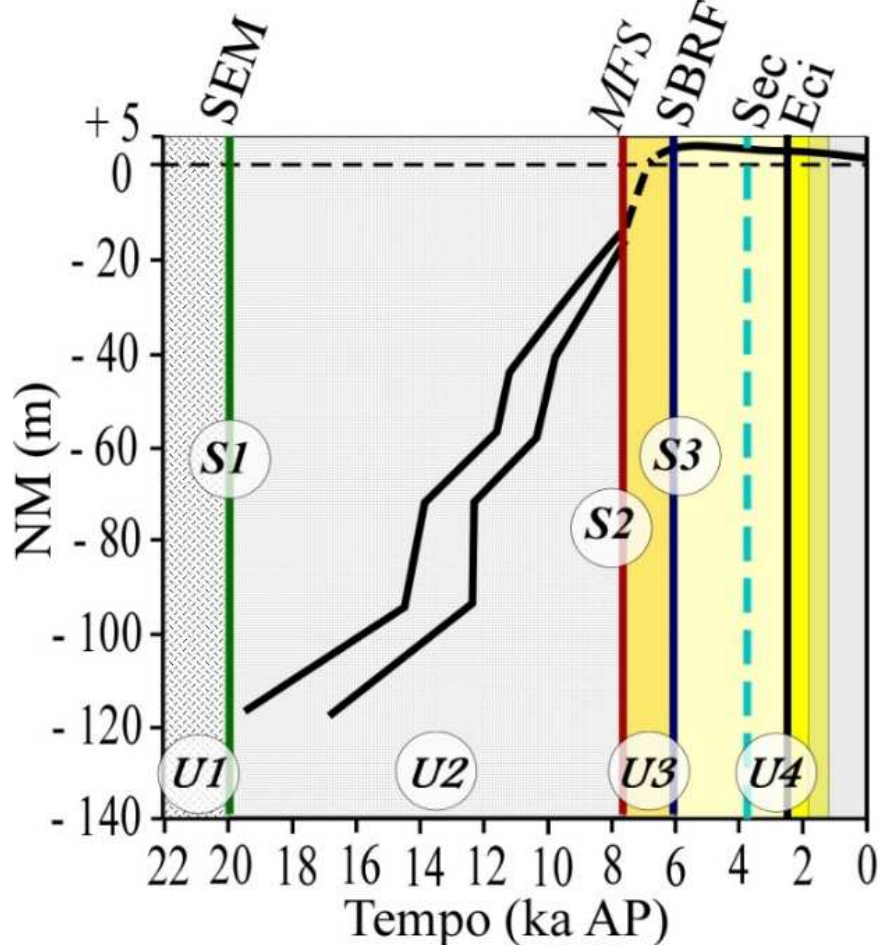


Nota: Integrando estratigraficamente unidades deposicionais da plataforma continental com as unidades e superfícies estratigráficas no interior da baía de Sepetiba. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.

Fonte: Dadalto, 2017.



Figura 30 - Unidades deposicionais U1 a U4 e superfícies estratigráficas (S1 a S3) de Dadalto (2017)



Legenda: Posicionadas em relação à curva do nível mar composta a partir dos dados de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006). Vale ressaltar que a unidade U3 de Dadalto (2017) corresponde às unidades sísmica U3 e U4 do presente trabalho; enquanto a unidade U4 da figura corresponde que a unidade U3 de Dadalto (2017) corresponde à unidade U5 ressaltar que a unidade U3 de Dadalto (2017) corresponde às unidades sísmica U3 e U4 do presente trabalho. Sec: superfície entrecordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima.

Fonte: Dadalto, 2017.

**Fase I** é marcada pela exposição subaérea da área de estudo, resultante da exposição da plataforma continental durante o Último Máximo Glacial (UMG) de cerca de 20 ka A.P.. Nessa fase, os depósitos pretéritos foram entalhados pela drenagem fluvial (Amendola, 2016), formando os canais mostrados no registro geofísico da área de estudo (Fig. 28). A Fase I se finaliza quando o nível do mar começa a subir;

A **Fase II** se desenvolveu em decorrência da elevação do nível do mar na área que ocorreu desde o UMG até cerca de 8-7,5 ka A.P., quando houve o preenchimento sedimentar dos canais esculpidos na fase anterior e a instalação do estuário aberto. A variação do nível do mar desta fase foi de aproximadamente -130 m para cerca de

-16 m. Resultou, portanto, no preenchimento sedimentar fluvio-estuarino, em decorrência da diminuição gradual do nível de base (Fig. 31). A Superfície de Inundação Máxima (MFS, em marrom na Fig. 31) limita o topo dessa deposição sedimentar, que representa o nível sedimentar associado à transgressão máxima na área de estudo;

A **Fase III** da evolução da Restinga da Marambaia é temporalmente atribuída ao período mais tardio da subida do nível do mar, entre cerca de 8-7,5 a 5,8 ka A.P., quando predominaram processos prográdantes de deposição de uma paleorrestinga, hoje soterrada, sob condições de regressão normal (RN). Nesta etapa evolutiva, ocorreu a formação de uma barreira prográdante com espessura entre 8 e 10 m na região onde hoje está estabelecida a Restinga da Marambaia. Essa geração de paleorrestingas já foi responsável pela limitação da circulação hidrodinâmica da área de retrobarreira e, logo, pela configuração de um ambiente estuarino mais isolado que deu início à formação da Baía de Sepetiba como hoje se conhece (Fig. 31 e Fig. 32). A Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF; representada em azul na Fig. 31) representa o final da Fase III de evolução geológica da Restinga da Marambaia, marcando o limite de deposição associado ao pico do nível do mar de 5,8 ka A.P.;

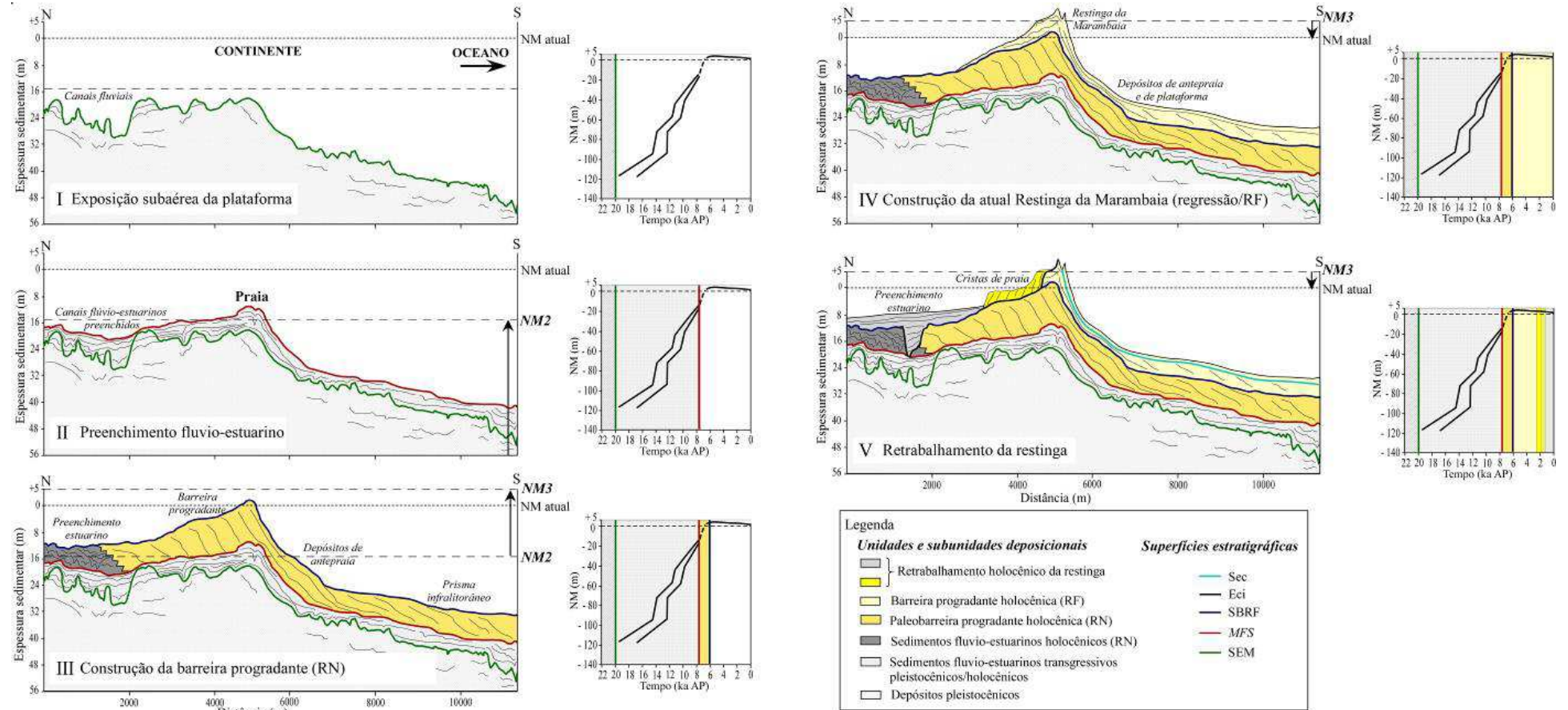
A **Fase IV** reflete a construção da atual Restinga da Marambaia e dos depósitos marinhos de recobrimento da antepraia e plataforma continental. Esta fase ocorreu sob condições de regressão forçada (RF), implantadas a partir de 5,8 ka A.P. (Fig. 30 e Fig. 31). Os depósitos desta barreira prográdante de regressão forçada recobrem a paleobarreira prográdante de regressão normal construída na Fase III anterior (Fig. II-31). A Fase IV compreende a fase de formação dos dois cordões da Restinga da Marambaia expressos na morfologia da área. Os cordões – também chamados na literatura como barreira interna e barreira externa – são separados pela laguna que apresentam altitude de até 7 m, condizente com o nível alcançado pelo mar nesta fase, de cerca de 5 m acima do nível atual (segundo curva de ANGULO et al., 2006; ver Fig. 31). Estratigraficamente, este limite entre-cordões foi observado através da superfície entre-cordões (Sec, em azul claro na Fig. 31); finalmente,

A **Fase V** da evolução da Restinga da Marambaia está associada ao processo de retrabalhamento da barreira regressiva formada na Fase IV e dos demais depósitos no interior da baía. Este reesculpimento foi suportado pelas mudanças hidrodinâmicas ocorridas no interior da Baía de Sepetiba que, por sua vez, foram sustentadas pelo gradual fechamento dos últimos canais de maré da ilha-barreira



(Fig. 32). Esta nova hidrodinâmica foi responsável por erodir o flanco lagunar da barreira, diminuindo sua largura, e formar importantes canais de circulação no interior da baía (Fig. 31). A superfície estratigráfica de Erosão pela Circulação Interna (Eci, em preto na Fig. 31 e Fig. 32), representa esta erosão. Com o fechamento total dos canais de maré da restinga, a fonte de sedimento para a formação dos novos depósitos dentro da Baía de Sepetiba passaram a ser os sedimentos da erosão da própria barreira (arenosos), o aporte dos rios (predominantemente lamoso) e sedimentos marinhos provenientes de canais esporádicos ativos durante eventos de tempestade (arenosos)

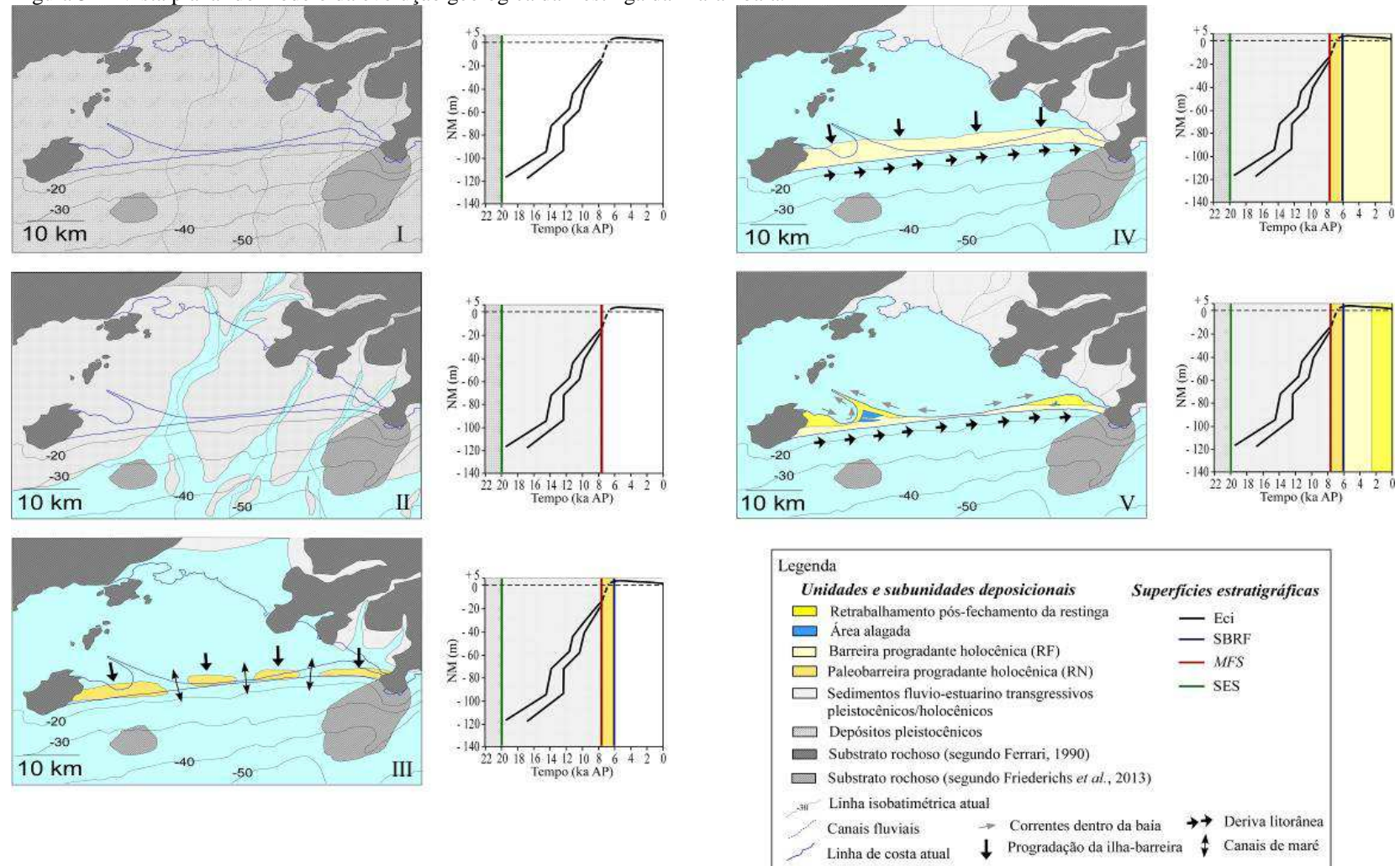
Figura 31: Modelo da evolução geológica da Restinga da Marambaia. A curva do nível do mar utilizada é uma interpolação entre as curvas de Duncan et al. (2000) e Angulo et al. (2006).



Legenda: Sec: superfície entre cordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima (Dadalto, 2017; Dadalto et al., submetido).

Fonte: Dadalto, 2017.

Figura 32 - Vista planar do modelo da evolução geológica da Restinga da Marambaia.



Legenda: A curva do nível do mar utilizada é uma interpolação entre as curvas de Duncan et al. (2000) e Angulo et al. (2006). Sec: superfície entre-cordões; Eci: superfície de erosão pela circulação interna; SBRF: superfície basal de regressão forçada; MFS: superfície de inundação máxima; SEM: superfície de exposição máxima (Dadalto, 2017).

Fonte: Dadalto, 2017.

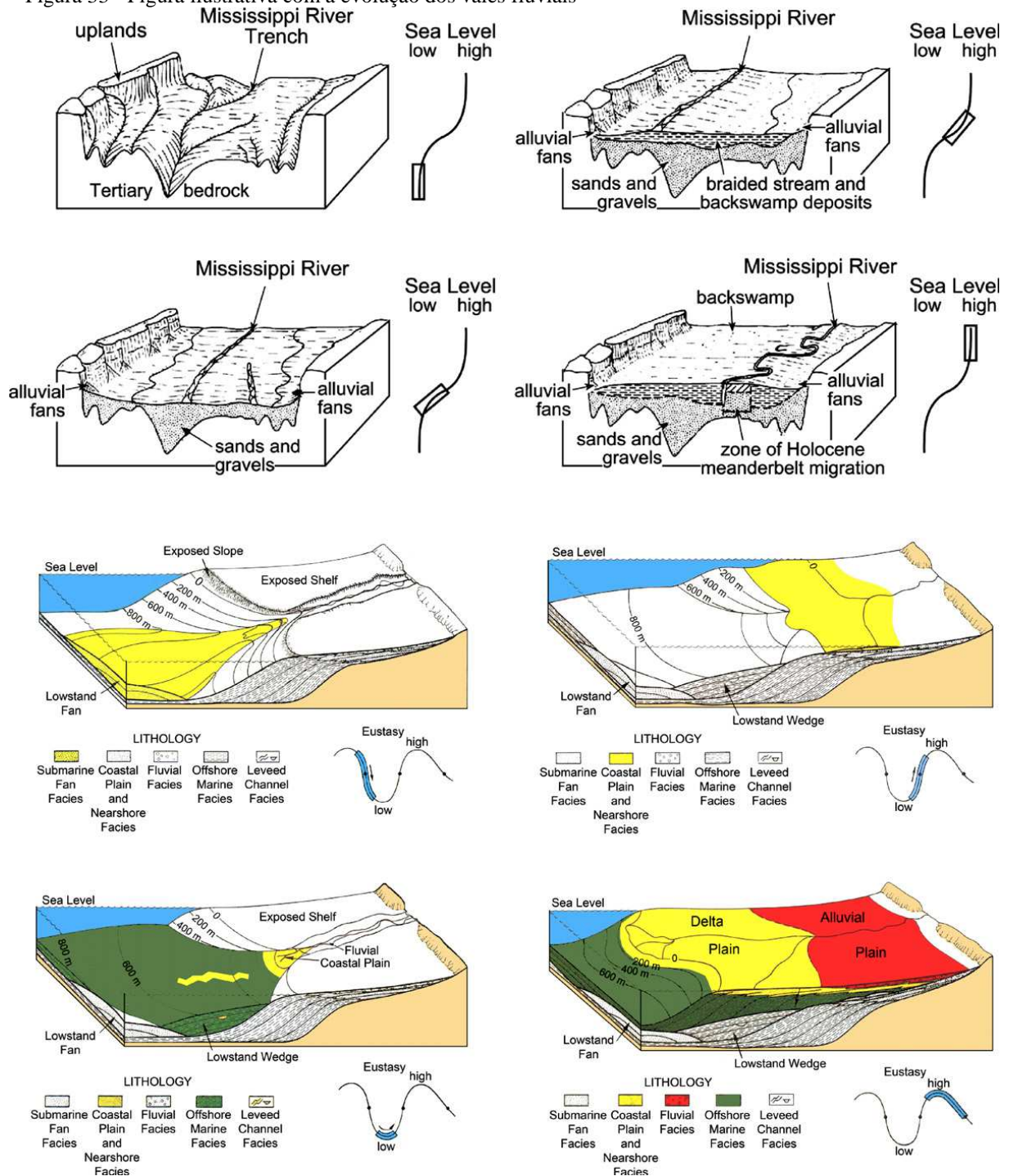
### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 Vales incisos e paleocanais

Os vales incisos ou canais incisos podem ser formados devido a flutuações do nível do mar, inclinação tectônica ou por um aumento significativo da descarga de água doce, apesar deste último ser raro (BLUM *et al.*, 2013; CHAUMILLON *et al.*, 2010; CHURCH, 2006; GREEN, 2009; SLATT, 2013). Entre os principais fatores que influenciam o desenvolvimento e a geometria dos vales incisos estão: a planície costeira da região, o gradiente da plataforma continental, clima, facilidade de erosão do substrato e da litologia, tempo de exposição ou da descarga para a estabilização do rio e eventos tectônicos (BLUM *et al.*, 2013; CHAUMILLON *et al.*, 2010; CHURCH, 2006; REIJENSTEIN, 2011). Os paleocanais também podem ser formados devido atuação da maré e das correntes durante um evento de transgressão marinha (RIEU *et al.*, 2005).



Figura 33 - Figura ilustrativa com a evolução dos vales fluviais



Legenda: Figura em resposta as variações glacio-eustáticas (A) e o modelo conceitual da evolução em resposta a eustasia (B).

Fonte: Blum et al., 2013.

Uma queda significativa do nível de base, durante uma regressão marinha, faz que a plataforma continental seja exposta propiciando o avanço da rede fluvial (BLUM *et al.*, 2013; CATUNEANU, 2006; CHAUMILLON *et al.*, 2010; CHURCH, 2006; POSAMENTIER & WALKER, 2006; REIJENSTEIN, 2011). Durante a escavação dos vales incisos, os

sedimentos são transportados para regiões mais distais da costa (CATUNEANU, 2006). A subida gradativa do nível de base, durante a transgressão marinha, faz com que os vales incisos sejam preenchidos gradativamente, fazendo com o rio perca paulatinamente a capacidade de transporte para regiões mais distais (BLUM *et al.*, 2013; CHAUMILLON *et al.*, 2010; POSAMENTIER & WALKER, 2006; REIJENSTEIN, 2011) . O preenchimento transgressivo dos vales incisos pode ser complexo tanto verticalmente quanto lateralmente (CATUNEANU, 2006; CHAUMILLON *et al.*, 2010; POSAMENTIER & WALKER, 2006). O preenchimento desses canais pode representar apenas um ciclo de deposição ou ser formado por múltiplos ciclos de deposição (CATUNEANU, 2006; POSAMENTIER & WALKER, 2006). Durante o preenchimento destes vales pode ocorrer o processo de meandramento do canal principal, devido a perda de força da ação fluvial (CHURCH, 2006; LORD *et al.*, 2009; REIJENSTEIN, 2011). Na porção próxima da costa, os vales incisos possuem uma predominância de depósitos fluviais, enquanto que nas porções mais distais a costa apresentam uma predominância de depósitos marinhos (CATUNEANU, 2006; CHAUMILLON *et al.*, 2010; HO BAE *et al.*, 2017; POSAMENTIER & WALKER, 2006; REIJENSTEIN, 2011). As sequências depositadas em um vale inciso, em geral, são caracterizadas por depósitos fluviais de alta energia com areias fluviais na base, seguidos da sequência de areias, lamas estuarinas e lamas marinhas (CATUNEANU, 2006; CHAUMILLON *et al.*, 2010; HO BAE *et al.*, 2017; POSAMENTIER & WALKER, 2006; REIJENSTEIN, 2011).

Os vales encontrados nas sequências do Holoceno têm como principal fator controlador a variação relativa do nível do mar (CHAUMILLON *et al.*, 2010). Grande parte do preenchimento destes canais é mais simples se comparados a paleocanais mais antigos, devido principalmente ao menor aporte de sedimentos, associado com a baixa taxa de subsidência e alta taxa de erosão, que retrabalham a sequência do Pleistoceno aonde esses canais foram escavados (CHAUMILLON *et al.*, 2010; POSAMENTIER & WALKER, 2006).

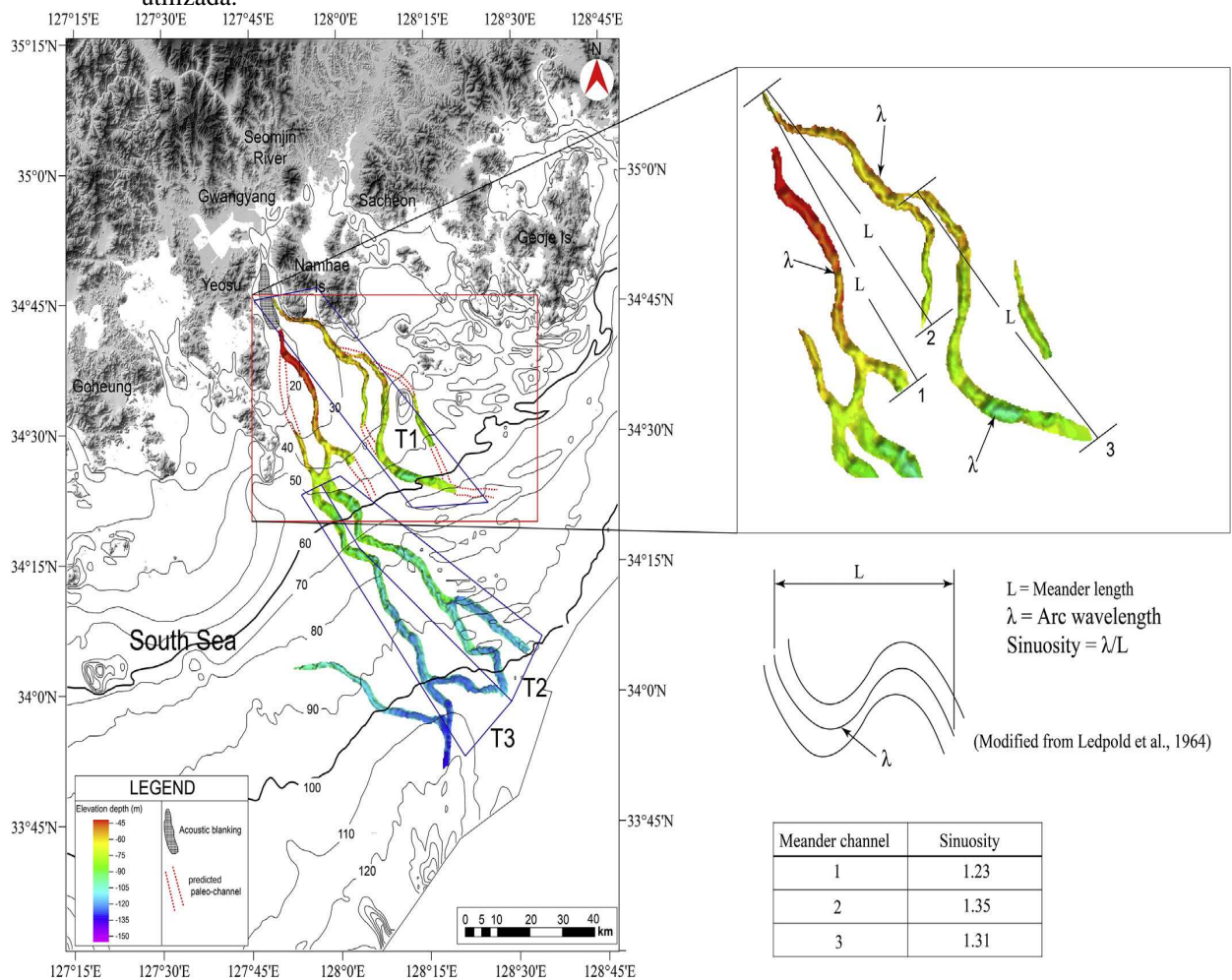
Como os vales incisos registram as variações do nível do mar, esses são importantes para o estudo de reconstrução paleobatimétrica, cronoestratigrafia e variações glacio-eustáticas (BLUM *et al.*, 2013; CHAUMILLON *et al.*, 2010; CHURCH, 2006; HO BAE *et al.*, 2017; NORDFJORD *et al.*, 2005; REIJENSTEIN, 2011). Diversos trabalhos utilizam perfis sísmicos e dados de poços para a identificação desses vales.

Ho Bae *et al.* (2017) utilizaram dados sísmicos de alta resolução para identificar e caracterizar os paleocanais do rio Seomjin, na plataforma continental da Coreia do Sul. Os autores identificaram um extenso sistema de paleocanais correlacionado com o último



máximo glacial. Esse sistema de canais identificado possui uma extensão de 109 km, se estendendo desde a plataforma interna até a plataforma externa, apresentando canais com larguras variando entre 800 e 5000 metros. O sistema de paleocanais altera a sua configuração ao longo de sua extensão, apresentando um padrão retilíneo e meandrante na porção interna, passando para um padrão entrelaçado na porção externa.







Figura 34 - Mapa mostrando os paleocanais identificados por Ho Bae et al (2017) com a análise morfológica utilizada.



Fonte: Ho Bae et al., 2017.

O sistema de paleocanais identificado pelos autores é caracterizado por canais de diferentes formas, tamanhos e preenchimentos. Os autores separaram os paleocanais encontrados com base na interpretação dos dados sísmicos, utilizando como base os diferentes tipos de preenchimento para a classificação destes. Com base neste critério, foram identificados 5 tipos de paleocanais distintos.

Figura 35 - Figura com as características, localização, dimensões e descrição dos paleocanais identificados por Ho Bae et al (2017).

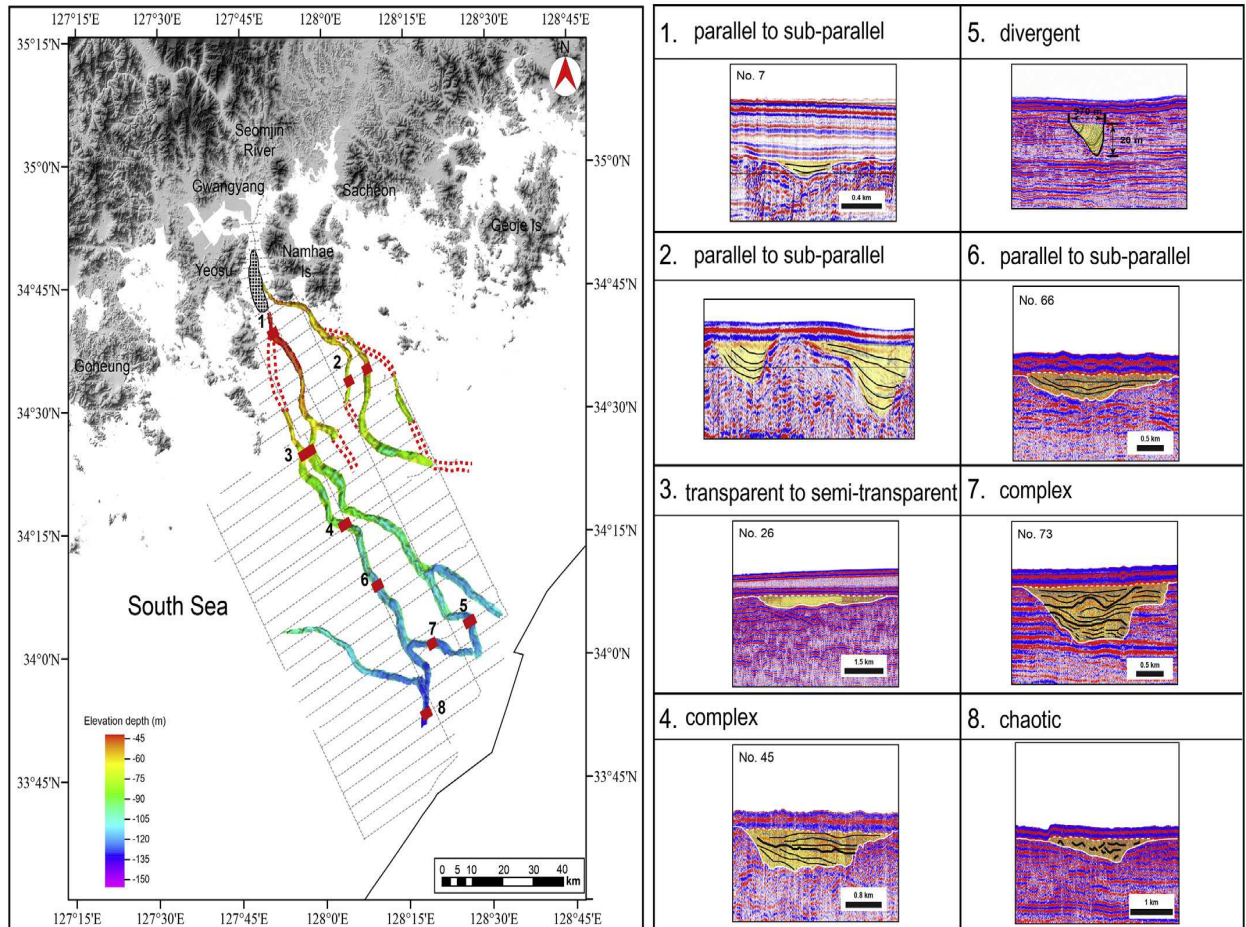
Channel fill type		Description	Width (m)	Depth (m)	Location
I		Transparent to semi-transparent	2,000–5,400	5–9	center of study area, 45–55 m water depth
II	a		600–2,200	9–14	inner shelf
	b		1,100–2,700	8–16	mid-shelf 60–90 m water depth
III		Complex (chaotic, inclined, parallel)	1,400–2,700	8–20	center of study area, 70–100 m water depth
IV		Divergent (inclined incised channel fill)	800–1,500	10–23	80 to 100 m water depth
V		Chaotic	1,000–1,700	8–12	95 to 115 m water depth

Fonte: Ho Bae et al., 2017.

O tipo I de preenchimento de paleocanais, em geral, apresentou uma espessura sedimentar inferior a 9 metros e uma largura variando entre 2000 e 5400 metros. Esse tipo de preenchimento de canais possui como característica refletores transparentes ou fracos de baixa amplitude, sub-horizontais e em onlap nos flancos dos canais. Esse preenchimento foi interpretado como depósitos de lama, resultado da deposição em um ambiente estuarino de baixa energia durante a transgressão do Holoceno (HO BAE *et al.*, 2017).

O tipo II foi identificado tanto na plataforma interna quanto na plataforma externa e foi caracterizado por refletores paralelos a subparalelos. A amplitude dos refletores e a forma desses paleocanais variaram de acordo com a sua localização na área de estudo. Os paleocanais mais proximais apresentavam canais mais estreitos, em formato de "U" ou "V", com refletores internos de baixa amplitude e alturas variando entre 6 e 14 metros. Nas porções mais distais os paleocanais apresentavam uma forma mais abaulada e refletores de alta amplitude (HO BAE *et al.*, 2017). Os autores acreditam que essa diferença na amplitude dos refletores ocorre devido a diferença na granulometria do preenchimento dos paleocanais. Os paleocanais mais distais teriam sido preenchidos com sedimentos mais grossos e os paleocanais mais proximais teriam sido preenchidos com sedimentos de menor granulometria. Os autores interpretaram esse tipo de preenchimento como um depósito marinho profundo, depositado em um ambiente dominado por estuário (HO BAE *et al.*, 2017).

Figura 36 - Localização dos diferentes tipos de preenchimentos identificados por Ho Bae et al (2017).



Fonte: Ho Bae et al., 2017.

O tipo III foi o preenchimento mais complexo identificado pelos autores, podendo apresentar duas ou três fácies predominantes distintas, com configuração interna caótica, paralela a subparalela e cliniformas. Esse tipo de preenchimento foi encontrado em profundidades entre 85 e 115 metros, sendo o preenchimento com duas fácies dominantes encontrado predominantemente em profundidades entre 80 e 90 metros, e o preenchimento com três fácies dominantes identificado nas profundidades maiores que 100 metros. Esses paleocanais apresentaram uma largura variando entre 1.000 e 1.500 metros e profundidade variando entre 8 e 20 metros (HO BAE *et al.*, 2017). O preenchimento foi dividido em duas partes de acordo com a sua configuração interna. Na porção inferior dos paleocanais houve a predominância de refletores caóticos de alta amplitude com porções sub-horizontais passando para fácies caóticas. A porção superior dos paleocanais foi caracterizada por refletores internos paralelos a subparalelos (HO BAE *et al.*, 2017). Os autores afirmaram que esse tipo de preenchimento reflete um ambiente de alta energia com grande influência de ondas e correntes, e teria ocorrido durante o período transgressivo.

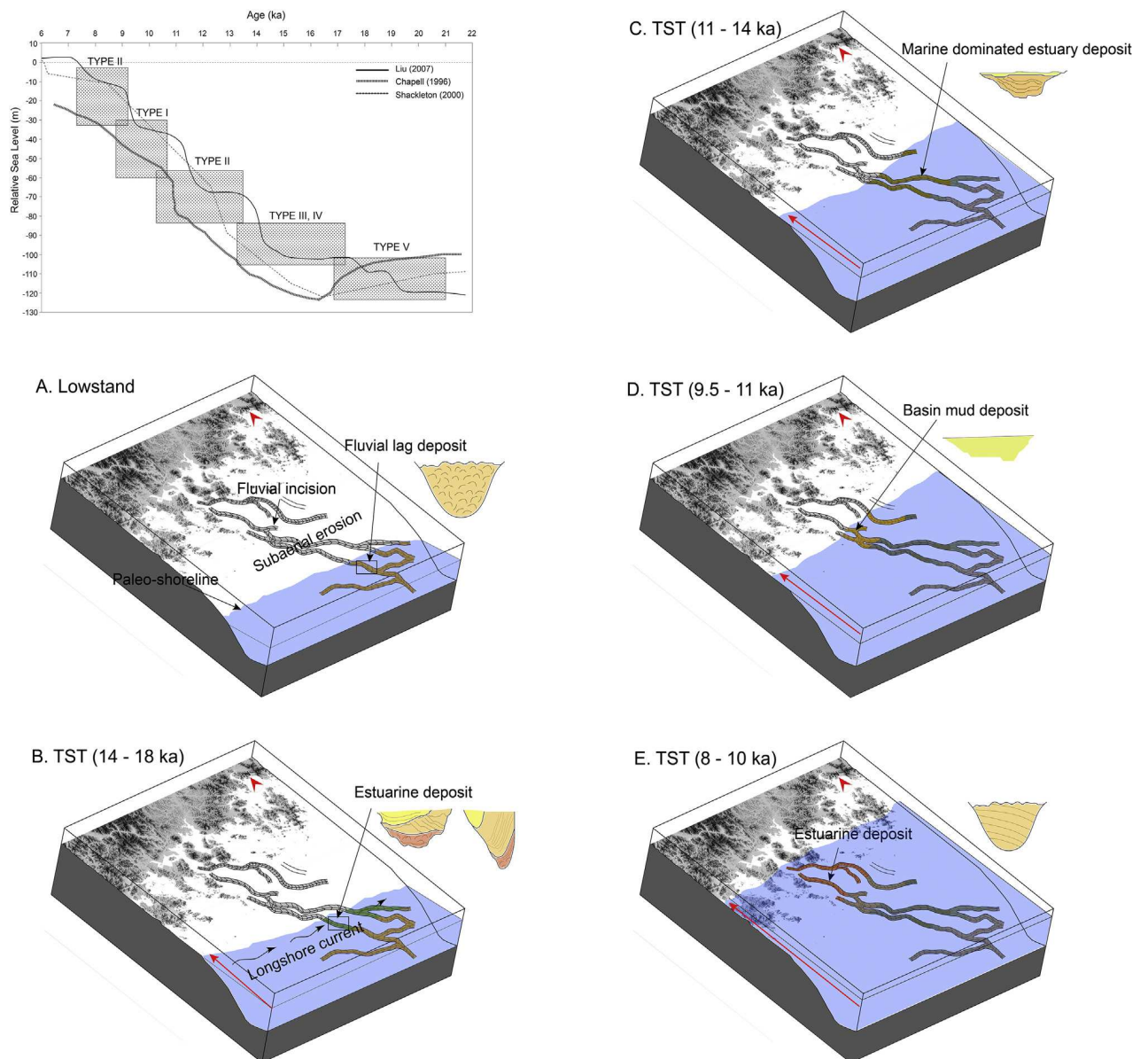
O tipo IV de preenchimento apresentou padrões divergentes ou progradantes, evidenciados por refletores inclinados ou refletores característicos de diferentes eventos de acreção (HO BAE *et al.*, 2017). Esse tipo de preenchimento de paleocanal foi encontrado pelos autores na plataforma externa da região de estudo, em profundidades variando entre 80 e 100 metros. Os paleocanais característicos desse tipo de preenchimento apresentaram larguras variando entre 800 e 1500 metros e profundidades maiores, variando entre 10 e 23 metros. Este preenchimento foi interpretado como sendo depositado em um ambiente estuarino (HO BAE *et al.*, 2017).

O tipo V de preenchimento de paleocanal apresentou uma predominância de fácies caóticas e numerosas reflexões hummocky, muitas vezes apresentando clinofórmias (HO BAE *et al.*, 2017). Os refletores identificados apresentavam alta amplitude, principalmente na porção inferior dos paleocanais. Esse tipo de preenchimento foi identificado predominantemente em profundidades entre 95 e 115 metros, com larguras variando entre 1.000 e 1.500 metros e altura variando entre 8 e 12 metros. Esse tipo de preenchimento foi interpretado pelos autores como sendo fácies fluviais depositadas durante o período de mar baixo.

A partir das características dos preenchimentos dos paleocanais identificados, os autores propuseram um modelo de evolução da região desde o último máximo glacial a 20 ka BP. De acordo com os autores, esses tipos de preenchimento de paleocanais serviriam como evidência para as variações do nível de base ocorridas na região desde o último máximo glacial até a transgressão do Holoceno (HO BAE *et al.*, 2017).



Figura 37 - Modelo esquemático feito por Ho Bae et al (2017)



Legenda: Mostra a evolução do paleossistema do rio Seomjin com as fácies sedimentares onde: (A) Incisão fluvial com sedimentação terrígena; (B) Agradação do sistema estuarino; (C) Predominância de um ambiente estuarino marinho; (D) Formação do preenchimento do tipo I durante o meio ao final do período transgressivo; (E) Preenchimento paralelo de baixa amplitude dos refletores durante o último estágio da transgressão.

Fonte: Ho Bae et al., 2017.

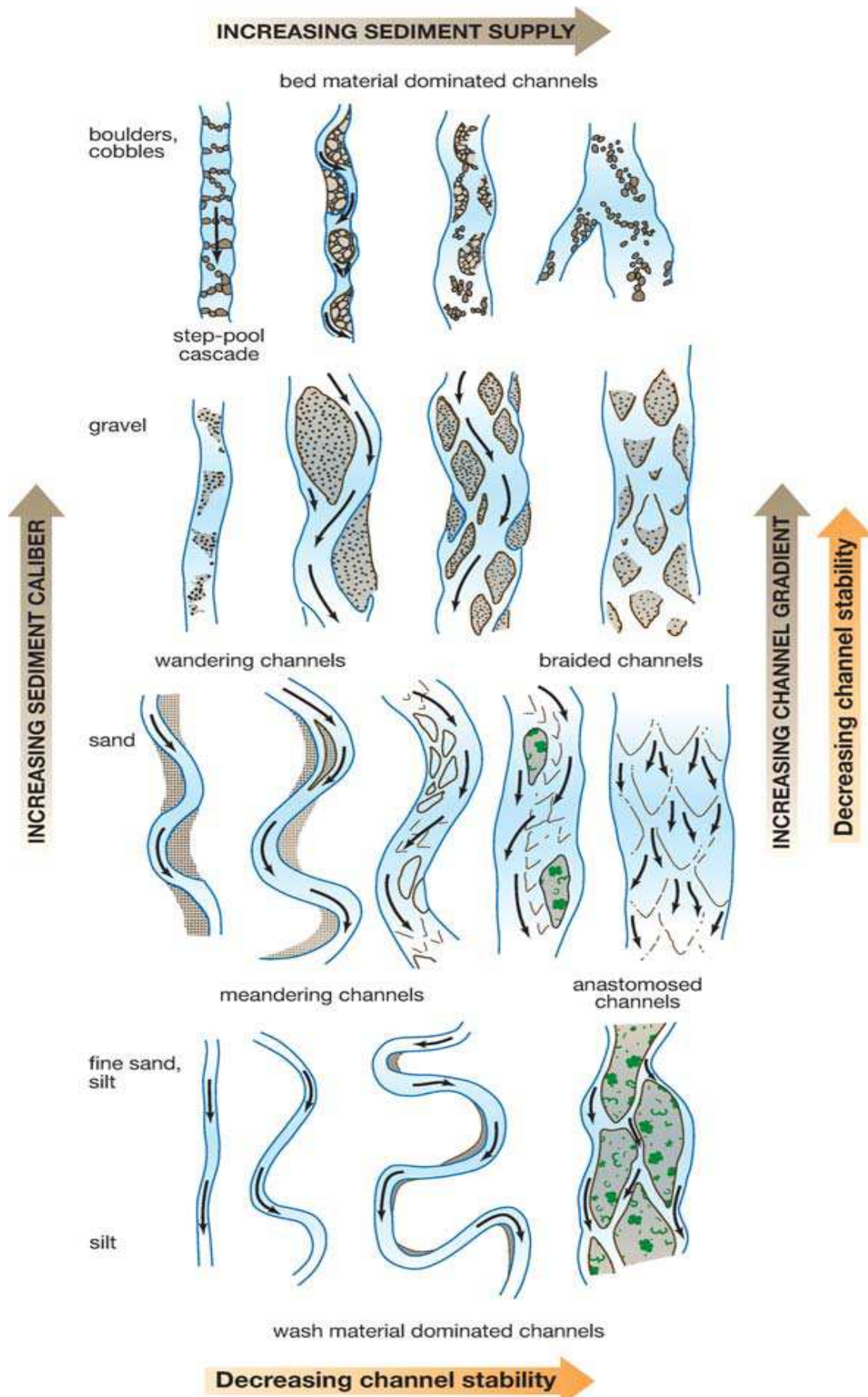
### 3.2 Sistemas fluviais

As características dos canais e dos sistemas fluviais dependem de uma série de fatores como: as taxas de elevação e subsidência da bacia, a escala do sistema fluvial, a taxa de transferência de sedimentos e deposição dentro dos canais que influenciam na migração lateral e na agradação, as variações relativas do nível do mar e dos processos marinhos em geral, clima, hidrologia da bacia, topografia e a geologia regional (BLUM *et al.*, 2013; LORD *et al.*, 2009). De uma forma geral os sistemas fluviais desenvolvem uma condição de equilíbrio com os fatores controladores externos (BLUM *et al.*, 2013; LORD *et al.*, 2009).

A classificação dos rios pode ser feita através da configuração dos seus canais (CHURCH, 2006; ROSEGEN, 1994; SCHUMM, 1977). A classificação tradicional divide as diferentes configurações em quatro padrões distintos. O padrão entrelaçado é caracterizado por um sistema de multicanais de mudança rápida (CHURCH, 2006; ROSEGEN, 1994; SCHUMM, 1977). Os padrões meandrante e retilíneo apresentam apenas um canal sendo diferenciados apenas pela sinuosidade dos canais (CHURCH, 2006; ROSEGEN, 1994; SCHUMM, 1977). O padrão anastomosado é caracterizado por um sistema de multicanais apresentando uma estabilidade em seu sistema fluvial, diferente do padrão entrelaçado (CHURCH, 2006; ROSEGEN, 1994; SCHUMM, 1977). Schumm (1977) propõe que os padrões de canais fluviais sejam agrupados em duas classes. A primeira classe apresentaria os canais que são controlados principalmente pelo embasamento, tendo a sua morfologia determinada pelos afloramentos; e a segunda classe seriam os rios que se ajustam de acordo com as condições de fluxo, se alterando de acordo com as condicionantes impostas ao longo do leito. Church (2006) propõe uma atualização na classificação tradicional dos rios, enquadrando-a em 16 padrões de rios diferentes. Essa nova classificação considera uma relação entre a estabilidade do canal, o gradiente do canal, o suprimento e a granulometria dos sedimentos.



Figura 38 - Classificação dos sistemas fluviais proposta por Church (2006)

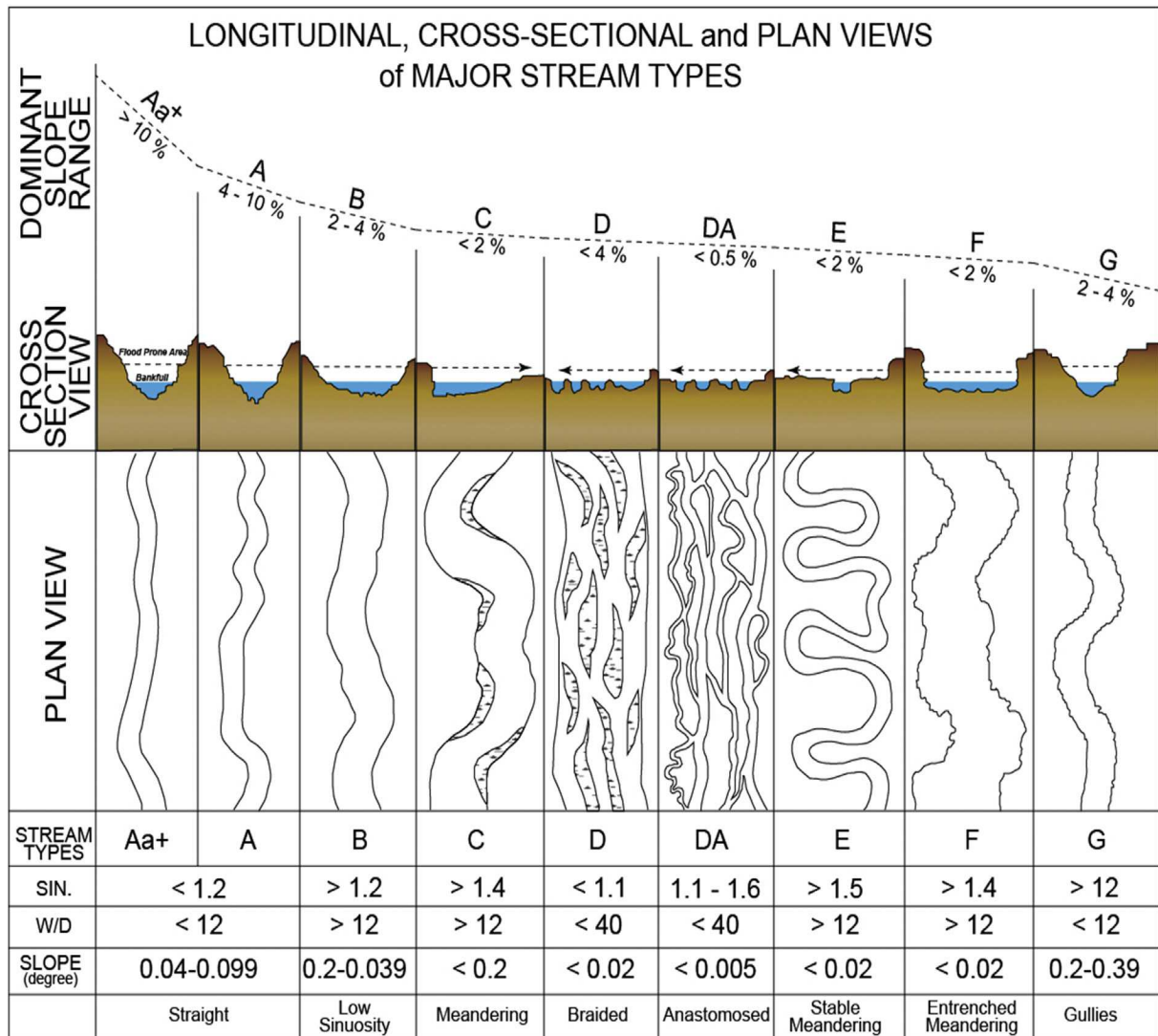


Fonte: Church, 2006.

A morfologia dos canais é controlada pelas leis da física, sendo determinada principalmente pela largura, profundidade e inclinação dos canais; velocidade do fluxo; rugosidade do material transportado; carga sedimentar; descarga e granulometria dos sedimentos (BLUM *et al.*, 2013; CATUNEANU, 2006; LORD *et al.*, 2009; NORDFJORD *et al.*, 2005). Essas características tendem a estar em equilíbrio, gerando uma estabilidade do canal. Alterações em um desses parâmetros fazem que o canal se ajuste as novas condições, levando a uma alteração do padrão geomorfológico do canal (BLUM *et al.*, 2013; LORD *et al.*, 2009). É importante resaltar que esses parâmetros podem ser alterados ao longo do curso do rio. O aumento vazão ao longo do curso do rio gera um aumento da velocidade de escoamento e das dimensões do canal (BLUM *et al.*, 2013; LORD *et al.*, 2009). Em regiões mais distais dos rios a perda de competência faz com que a granulometria dos sedimentos diminua, ocorrendo a deposição de sedimentos mais grossos nas porções proximais e mais finos nas porções distais (BLUM *et al.*, 2013; CATUNEANU, 2006; LORD *et al.*, 2009). De uma forma geral nas porções superiores dos rios, os canais apresentam um padrão retilíneo e tendem a se alargar, transportando sedimentos mais grossos (BLUM *et al.*, 2013; CATUNEANU, 2006; LORD *et al.*, 2009).. Na porção próxima da desembocadura, os canais tendem a gerar meandros devido a diminuição do fluxo dos rios, o comprimento dos canais diminui, ocorre um aumento da profundidade dos canais e há uma perda na competência do rio, passando a transportar sedimentos mais finos (BLUM *et al.*, 2013; CATUNEANU, 2006; LORD *et al.*, 2009)..

Uma propriedade importante de um canal é a sinuosidade (CHURCH, 2006; ROSGEN, 1994; WILLIAMS, 1986). Essa característica é o grau de curvatura de um determinado trecho do canal e é calculada utilizando a razão entre o comprimento do canal e uma seção reta entre o início e o final deste canal, ou seja, é a relação entre o comprimento do arco e o comprimento do meandro (ROSGEN, 1994). Rosgen (1994) utiliza a sinuosidade como um dos parâmetros para o seu sistema de classificação de canais. Esse sistema dá ênfase nos parâmetros hidráulicos como razão entre largura e comprimento, sinuosidade, inclinação do canal e a forma do canal para definir o sistema fluvial em que aquele canal está inserido (ROSGEN, 1994).

Figura 39 - Classificação dos sistemas fluviais proposta por Rosgen (1994)



Fonte: Rosgen, 2006 modificado por Ho Bae et al., 2017.

Em períodos de regressão marinha, a exposição da plataforma faz que as bacias de drenagem se estendam em direção da plataforma (BLUM, 2013; CATUNEANU, 2006; HO BAE *et al.*, 2017; REIJENSTEIN, 2011). Os rios com maiores fluxos e descargas de sedimentos tornam-se eixos para outros sistemas de drenagem menores. Os rios menores se tornam rios tributários do rio principal, fazendo com que a vazão aumente (BLUM, 2013; CATUNEANU, 2006; HO BAE *et al.*, 2017; NORDFJORD *et al.*, 2005; REIJENSTEIN, 2011). Esse tipo de configuração ocorre em regiões próximas a costa e são importantes para o transporte de sedimentos para regiões mais distais, sendo essenciais para o suprimento de areias para o oceano (BLUM, 2013; CATUNEANU, 2006; HO BAE *et al.*, 2017; NORDFJORD *et al.*, 2005; REIJENSTEIN, 2011). A formação de canais tributários ocorre principalmente na presença de grandes rios e plataformas extensas, podendo ocorrer também

em períodos de mar alto, porém em escala menor do que em períodos glaciais (BLUM, 2013; CATUNEANU, 2006; HO BAE *et al.*, 2017; NORDFJORD *et al.*, 2005; REIJENSTEIN, 2011).

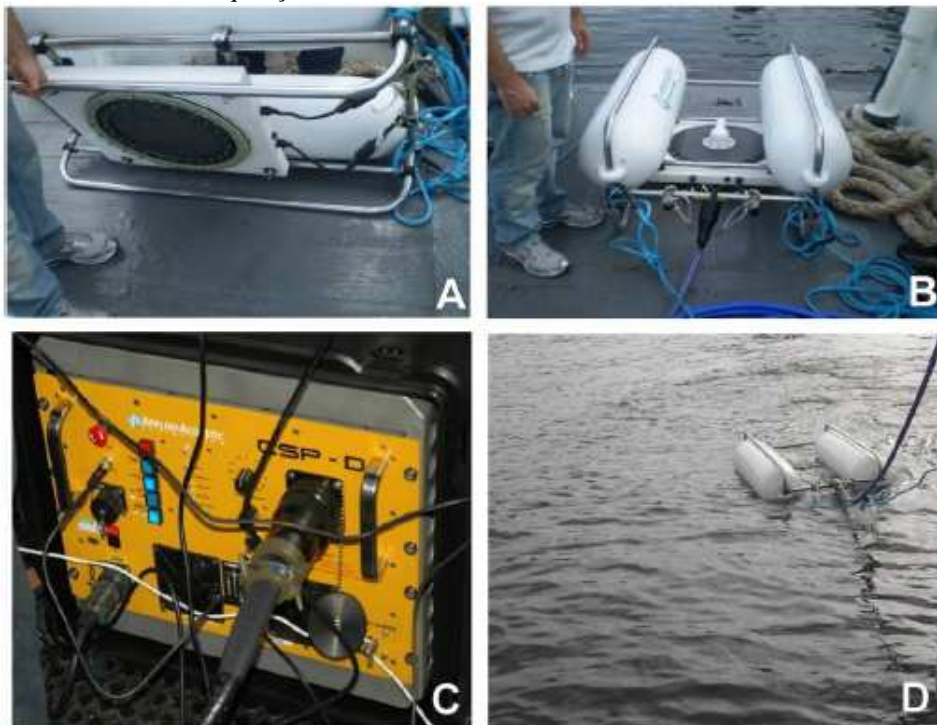
## 4 BASE DE DADOS E METODOLOGIA

### 4.1 Base de dados sísmicos

Os dados sísmicos utilizados neste trabalho foram coletados durante a missão Sepetiba I, que foi dividida em duas pernas: a perna 1 foi realizada em Setembro/Outubro de 2012; e a perna 2 foi realizada em Janeiro de 2013.

Essa base de dados sísmico conta com aproximadamente 800 km de perfis sísmicos de alta resolução, coletados utilizando o sistema Boomer AA301 (2-5kHz/ 100-200 J). O uso deste equipamento permitiu a investigação de dos estratos sedimentares até ~50-60 ms abaixo do fundo, ou seja, cerca de 40-50 m de coluna sedimentar, para uma velocidade sísmica intervalar considerada em 1600m/s.

Figura 40 - Sistema de aquisição dos dados sísmicos Boomer AA301 utilizados nesse trabalho

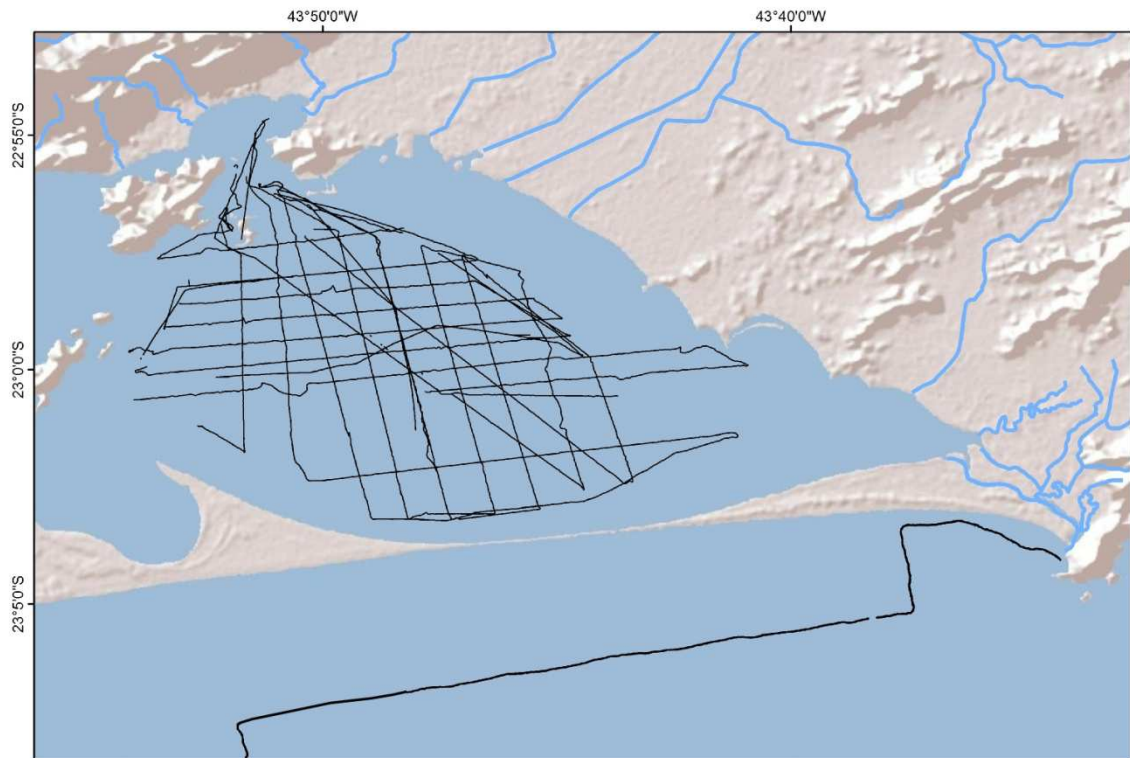


Legenda: Onde: a) Placa do Boomer; b) Catamarã preparado para lançamento e aquisição dos dados; c) Banco de capacitores; d) Boomer em operação sendo rebocado.

Fonte: Friederichs, 2012.



Figura 41 - Posicionamento da linhas sísmicas Boomer utilizadas no presente estudos



## 4.2 – Metodologia

A metodologia deste trabalho se divide três etapas principais; são elas:

- a) Processamento das linhas sísmicas;
- b) Interpretação dos perfis sísmicos baseados na Estratigrafia Sísmica e Estratigrafia de Sequências;
- c) Geração de mapas.

#### 4.2.1 Processamento da base de dados

Os dados sísmicos brutos apresentam originalmente uma série de ruídos provenientes de diversos fatores distintos, ocorridos durante as campanhas de aquisição destes. Muitos destes ruídos prejudicam ou até impossibilitam a visualização das fácies sísmicas, assim como a identificação e delimitação das unidades sísmicas. O processamento dos dados brutos faz com que a razão entre o sinal emitido e o ruído aumente, gerando um dado de melhor qualidade em relação ao dado bruto (GOMES *et al*, 2011).

O processamento dos dados sísmicos utilizados neste trabalho foi feito utilizando o *software* Seismic Unix (SU). Esse programa se baseia em uma série de etapas contidas em uma rotina de comandos (*scripts*), pré-determinadas para o processamento dos dados em função das características originais dos dados brutos disponíveis. Ao ser executada, essa rotina processa os dados brutos em etapas selecionadas e de forma sequencial. As etapas disponíveis podem ser realizadas de acordo com a ordem que o usuário determina.

A primeira etapa de processamento da rotina utilizada foi o comando *mute* que tem como objetivo a delimitação do fundo oceânico. A delimitação do fundo oceânico faz com que os ruídos provenientes da coluna d'água sejam retirados do dado sísmico, facilitando as etapas posteriores. Esse processo é feito de forma manual através da interpretação do fundo feita pelo usuário do *software*.

Após a retirada da coluna d'água, foi feita a aplicação do *swell filter*. Essa etapa tem como objetivo a atenuação do efeito de ondas nos dados sísmicos, gerado pelo movimento da embarcação durante a aquisição dos dados. A atenuação do fundo também auxilia na interpretação dos estratos inferiores, uma vez que o processo de atenuação ocorre de maneira vertical, interferindo assim na porção inferior dos dados.

Figura 42 - Comparativo entre o dado sísmico antes da aplicação do filtro mute (A) e após a aplicação deste (B).

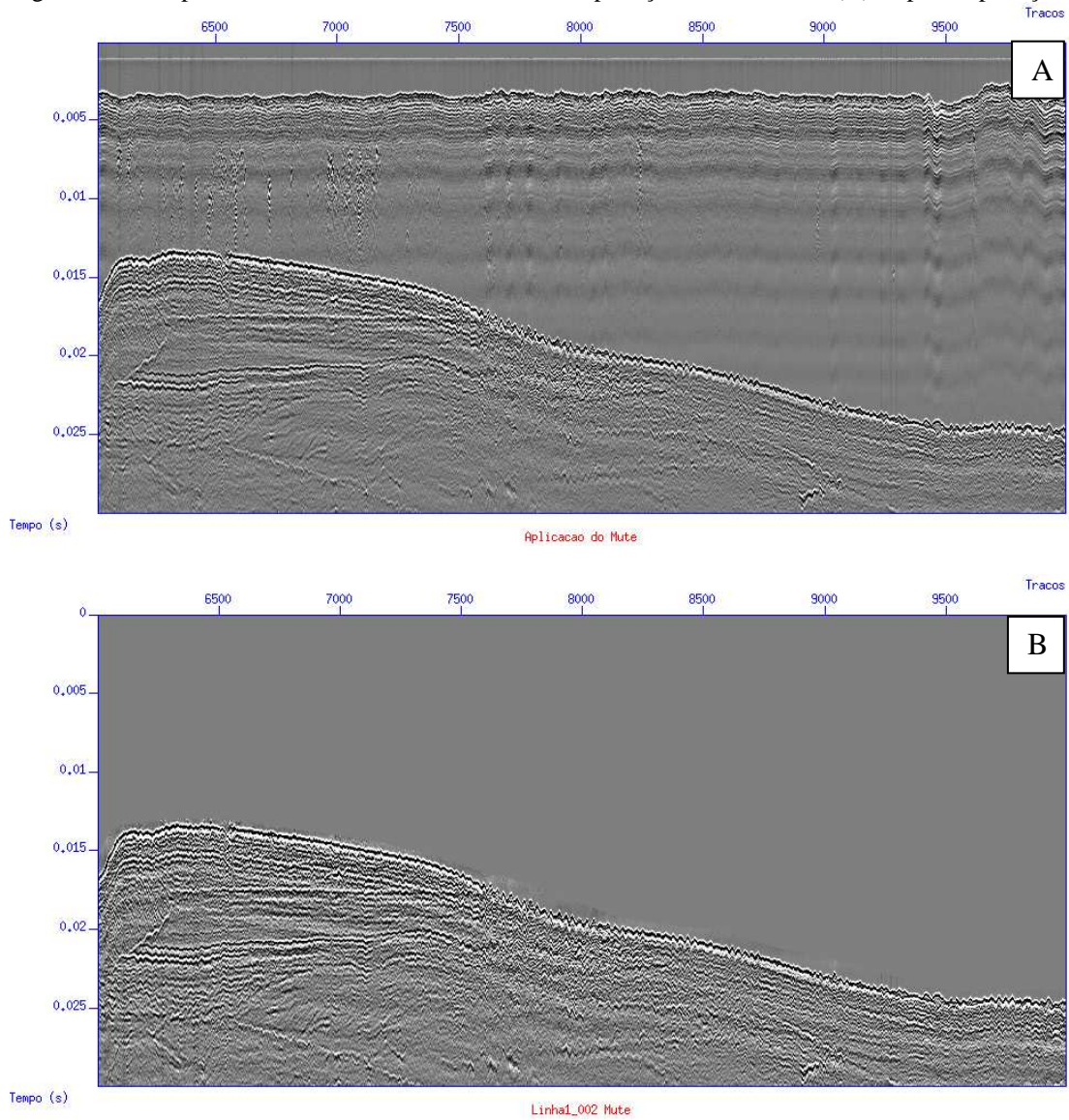
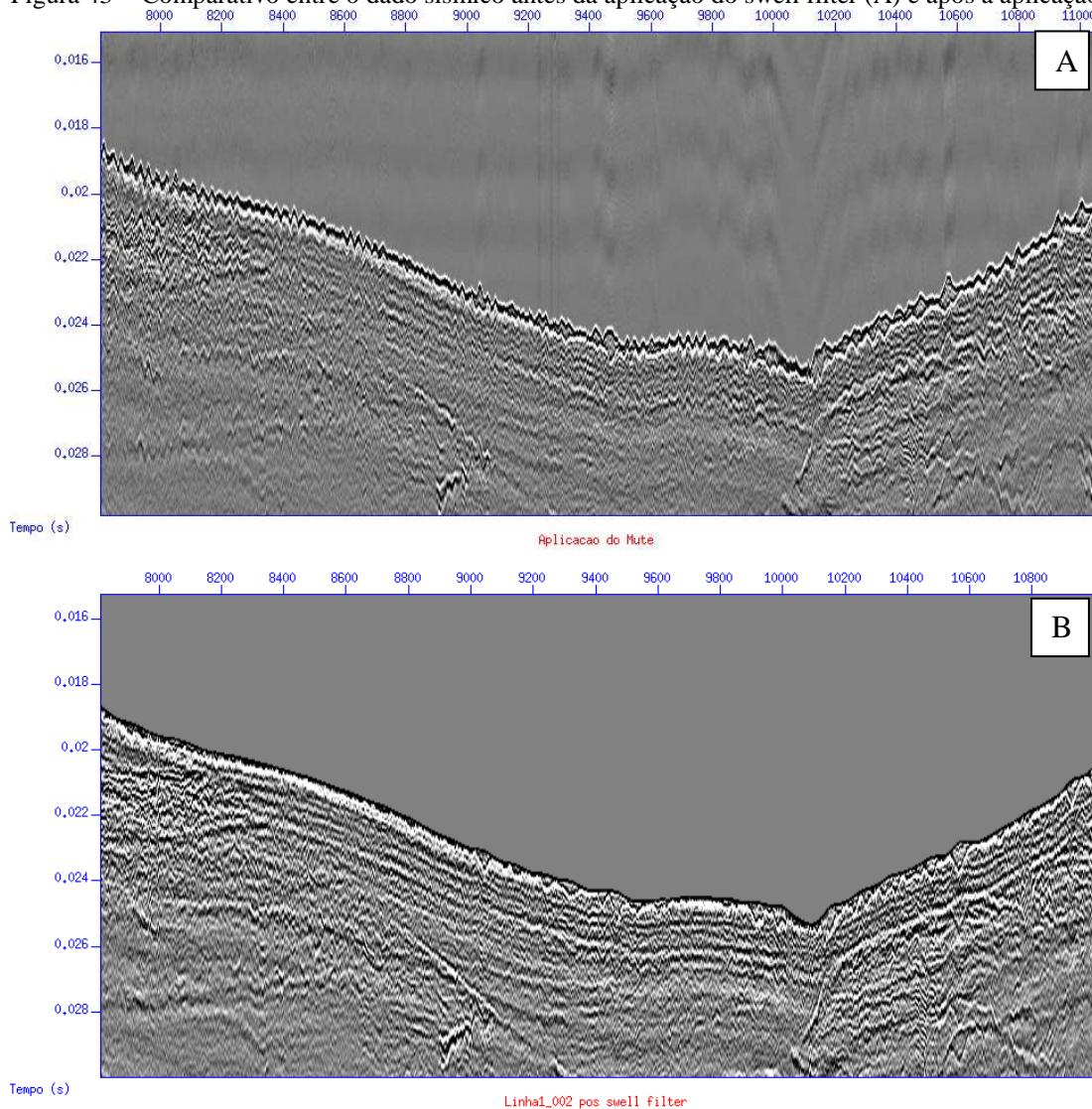


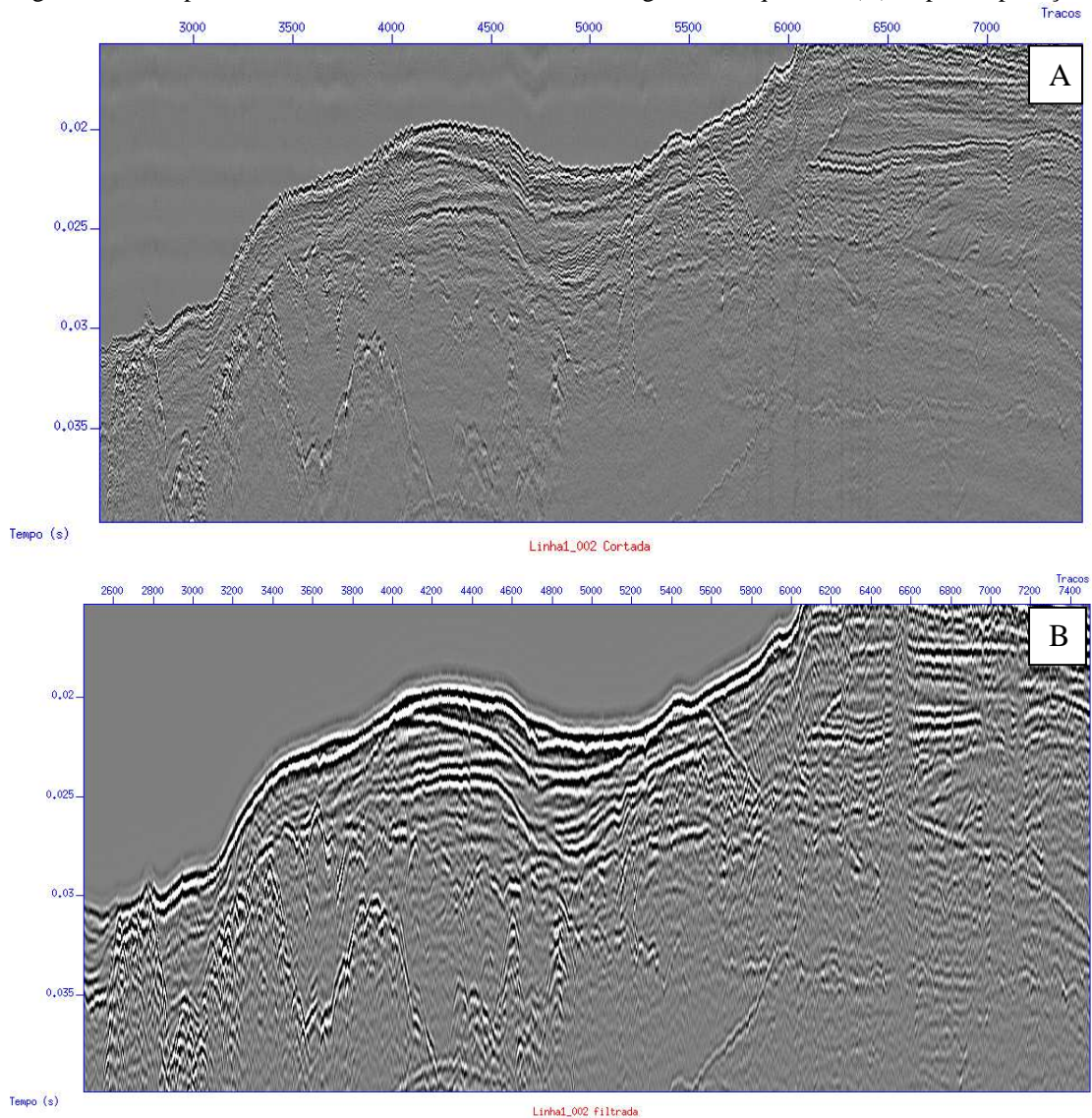
Figura 43 - Comparativo entre o dado sísmico antes da aplicação do swell filter (A) e após a aplicação deste (B)



A etapa seguinte consistiu na filtragem das frequências presentes nos dados sísmicos. A filtragem das frequências tem como objetivo a diminuição dos ruídos e a eliminação das frequências não pertencentes ao sinal emitido pelo equipamento de aquisição. Nessa etapa, o *software* Seismic Unix apresenta diferentes opções para a filtragem das frequências. Nos dados utilizados nesse trabalho foi aplicado o filtro passa-banda, que delimita uma banda de frequência para o processamento. Esse filtro consiste na aplicação de 4 filtros de frequências diferentes que delimitam as frequências excluídas, a saber: baixa de corte, baixa de passagem, alta de corte e alta de passagem (BRUNETTA, 2005). Esses quatro filtros de frequências, respectivamente  $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_3$  e  $f_4$ , foram aplicados a fim de se obter espectros de frequência com menos ruídos.



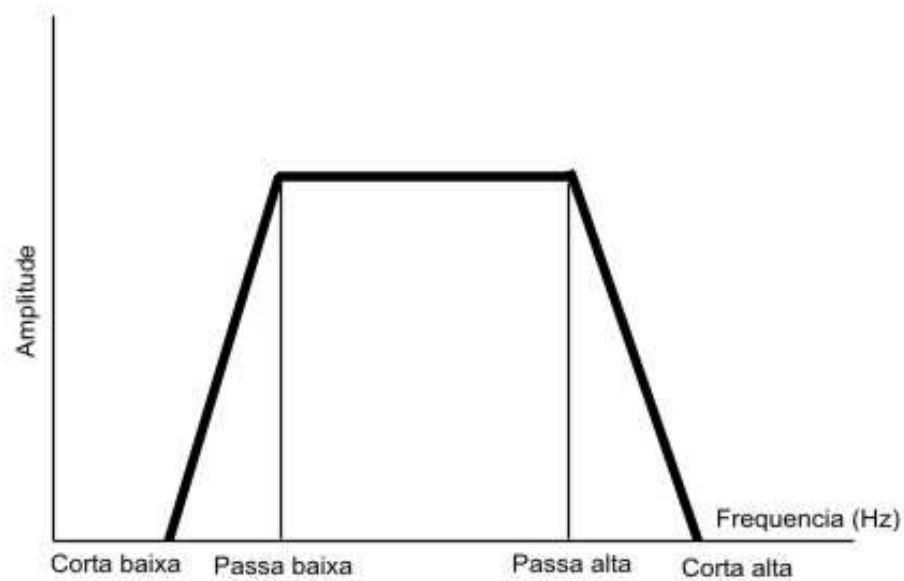
Figura 44 - Comparativo entre o dado sísmico antes da filtragem de frequências (A) e após a aplicação deste (B)



Após a utilização dos filtros passa-banda, foi feita a aplicação de ganho do sinal das frequências filtradas. Essa etapa tem como objetivo o aumento da amplitude das reflexões para uma melhor visualização do dado. Após o processamento, os dados sísmicos tratados foram salvos no formato SEG-Y e inseridos no *software* de interpretação sísmica SMT Kingdom Suite®.



Figura 45 - Modelo filtro passa-banda



Fonte: Brunetta, 2005.

#### 4.2.2 Interpretação da base de dados

A interpretação dos dados sísmicos foi feita a partir dos princípios da Sismoestratigrafia e da Estratigrafia de Sequências de alta resolução (CATUNEANU, 2006; MITCHUM *et al.*, 1977; VEIL *et al.*, 1997).

A malha de dados foi interpretada com o auxílio do *software* SMT Kingdom Suite®. Versão 8.2. Na interpretação foram identificadas as fácies sísmicas, as unidades sísmicas assim como as suas superfícies limitantes presentes na área de estudo.

#### 4.2.3 Geração dos mapas

Os mapas utilizados neste trabalho para o posicionamento dos dados sísmicos e geração dos mapas temáticos foram feitos com o uso dos *softwares* ARCGIS e Oasis Montaj (Geosoft). Estes programas permitiram a geração de mapas da área de estudo, que serviram como mapas-base para localização e identificação dos perfis sísmicos, geração de grids de

feições e espessura das unidades sísmicas interpretadas. Os dados completos para a geração dos mapas, como a linha de costa e batimetria, foram retirados da base de dados da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e do *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO).

A partir das superfícies identificadas foram gerados mapas em planta da distribuição espacial das unidades sísmicas em profundidade. A espessura das unidades foi obtida a partir dos mapas de isópacas, que foram confeccionados a partir da diferença entre a profundidade das superfícies limitantes (topo e base de unidades). Para a conversão da profundidade de tempo para metros foi considerada a velocidade do som no sedimento de 1.600 m/s, já utilizados por Friederichs et al. (2013) na região.

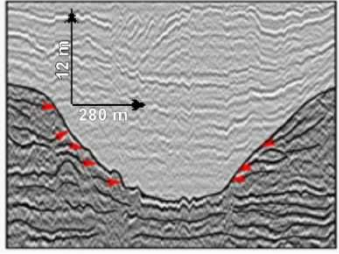
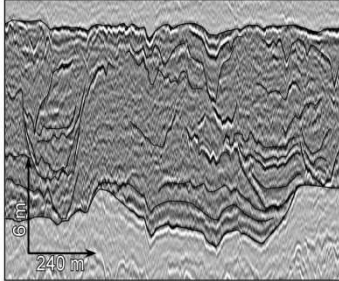
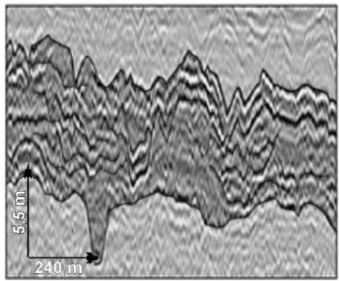
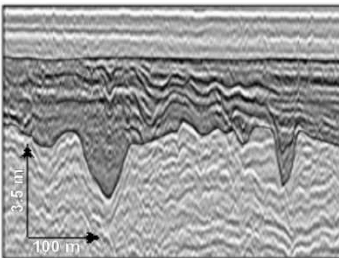
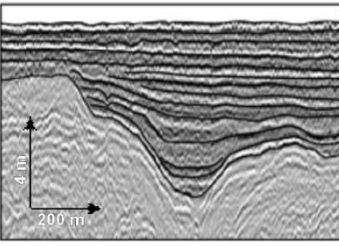
## 5 RESULTADOS

Os resultados apresentados a seguir se referem à investigação sísmica da seção sedimentar mais superficial (~ 30-60 ms; ou cerca de 24-48 m de espessura considerando uma velocidade sísmica intervalar de 1.600 m/s) da região da Baía de Sepetiba, região costeira oeste fluminense. A descrição dos resultados se organiza em torno de 2 subitens principais: 5.1 Interpretação de fácies e unidades sísmicas; 5.2 Representação cartográfica, geometria de entalhamento erosivo e fácies sísmicas de preenchimento paleocanais.

### 5.1 Interpretação de fácies e unidade sísmicas

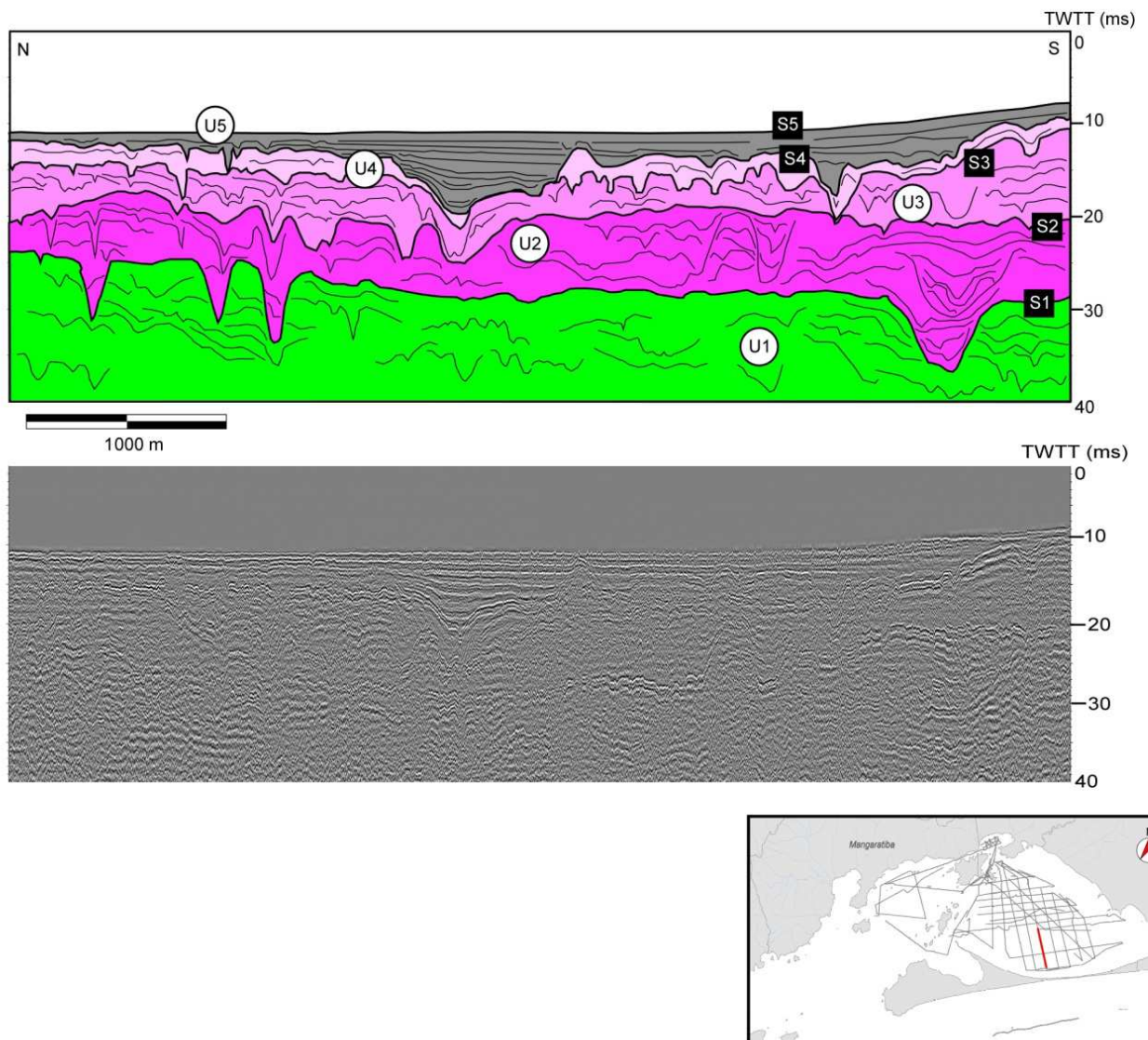
A análise e interpretação da base de dados sísmicos de alta resolução permitiu a identificação de cinco unidades sísmicas bem definidas: unidades U1, U2, U3, U4 e U5, limitadas por superfícies contínuas nos seus limites superior e inferior (superfícies S1 a S5). As unidades U1, U2, U3, U4 e U5 apresentam diferentes conjuntos de fácies sísmicas internas, indicando tratar-se de ambientes deposicionais com diferentes características oceanográficas, e que são lateralmente contínuos em toda a área de estudo. (**Tabela 1**). Para se calcular a espessura e dos pacotes sedimentares foi utilizada uma velocidade média de propagação do sinal acústico de 1600 m/s, já utilizada por Friederichs (2012) e Friederichs et al. (2013) na região de Sepetiba.

Tabela 1: Tabela de fácies sísmicas características das unidades U1 a U5

Fácies	Descrição	Interpretação	Ilustração das fácies sísmicas
<i>f1</i>	Refletores contínuos paralelos a subparalelos, contendo por vezes pequenas feições canalizadas. O topo da fácies é regionalmente definido por uma superfície altamente erosiva que trunca seus refletores internos.	Paleo-ambientes estuarinos a terrestres, erodidos no topo por superfície regional.	
<i>f2</i>	A fácies <i>f2</i> é representada por refletores ondulados contínuos a descontínuos levemente ondulados, inter-acamados com múltiplas feições canalizadas, formando uma unidade de espessura lateralmente contínua.	A fácies <i>f2</i> é interpretada como sendo um ambiente estuarino lateralmente distribuído, ou seja, fora de qualquer confinamento fluvial.	
<i>f3</i>	A fácies <i>f3</i> é representada por múltiplas feições canalizadas entrecortadas definidas por refletores de alta amplitude relativa, cujas larguras variam entre 50 m e 150 m e profundidades variam entre 1,6 m e 3,2 m	Deposição em ambiente estuarino de alta a média energia, desenvolvido sobre a fácies <i>f2</i> .	
<i>f4</i>	A fácies <i>f4</i> é representada por refletores contínuos a descontínuos, com tendência a transparentes, entrecortados por feições canalizadas em posições mais fixas na sucessão estratigráfica e mais espaçadamente distribuídas que na fácies <i>f3</i> , de larguras variando entre 50 m e 360 m e profundidades variando entre 1,6 m e 5,6 m. As feições canalizadas tendem também a ter preenchimento mais calmo (plano-paralelo) que o preenchimento dos canais da fácies <i>f3</i> .	Deposição em ambiente estuarino de média a baixa energia, desenvolvido sobre a fácies <i>f3</i> .	
<i>f5</i>	Refletores plano paralelos contínuos, formando uma unidade de ampla distribuição lateral por sobre a fácies <i>f4</i> , preenchendo a maioria dos canais estuarinos da unidade U4 sotoposta.	Deposição em um ambiente estuarino de baixa energia, isolado do mar aberto.	

Fonte: O autor, 2019.

Figura 46 - Linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba.



Fonte: O autor, 2019.

### Unidade U1

A unidade sísmica U1, unidade basal na área de estudos, é a mais profunda das observadas nos registros sísmicos. Esta unidade teve apenas o seu topo identificado na base de dados; limitado pela superfície S1. Essa superfície tem como a sua principal característica a sua irregularidade em toda a sua continuidade, apresentando feições erosivas e incisões canalizadas, características de regiões de queda do nível de base e exposição.



A atenuação do sinal sísmico e a presença recorrente da reflexão múltipla do fundo e subfundo dificultaram a identificação da superfície-base da unidade sísmica U1, assim como o reconhecimento de todos os seus elementos arquiteturais. Contudo, onde reconhecível, a unidade é constituída pela fácies sísmica *f1* (**Tabela 1**), caracterizada por refletores subparalelos contínuos à descontínuos, contendo por vezes pequenas feições canalizadas. Toda o topo da unidade U1 é erodida pela superfície S1, em relação de forte truncamento erosivo na região, bastante claro principalmente nas zonas de ocorrência das incisões canalizadas. A unidade sísmica U1 foi sísmicamente interpretada como sendo composta por paleoambientes estuarinos a terrestres (**Tabela 1**).

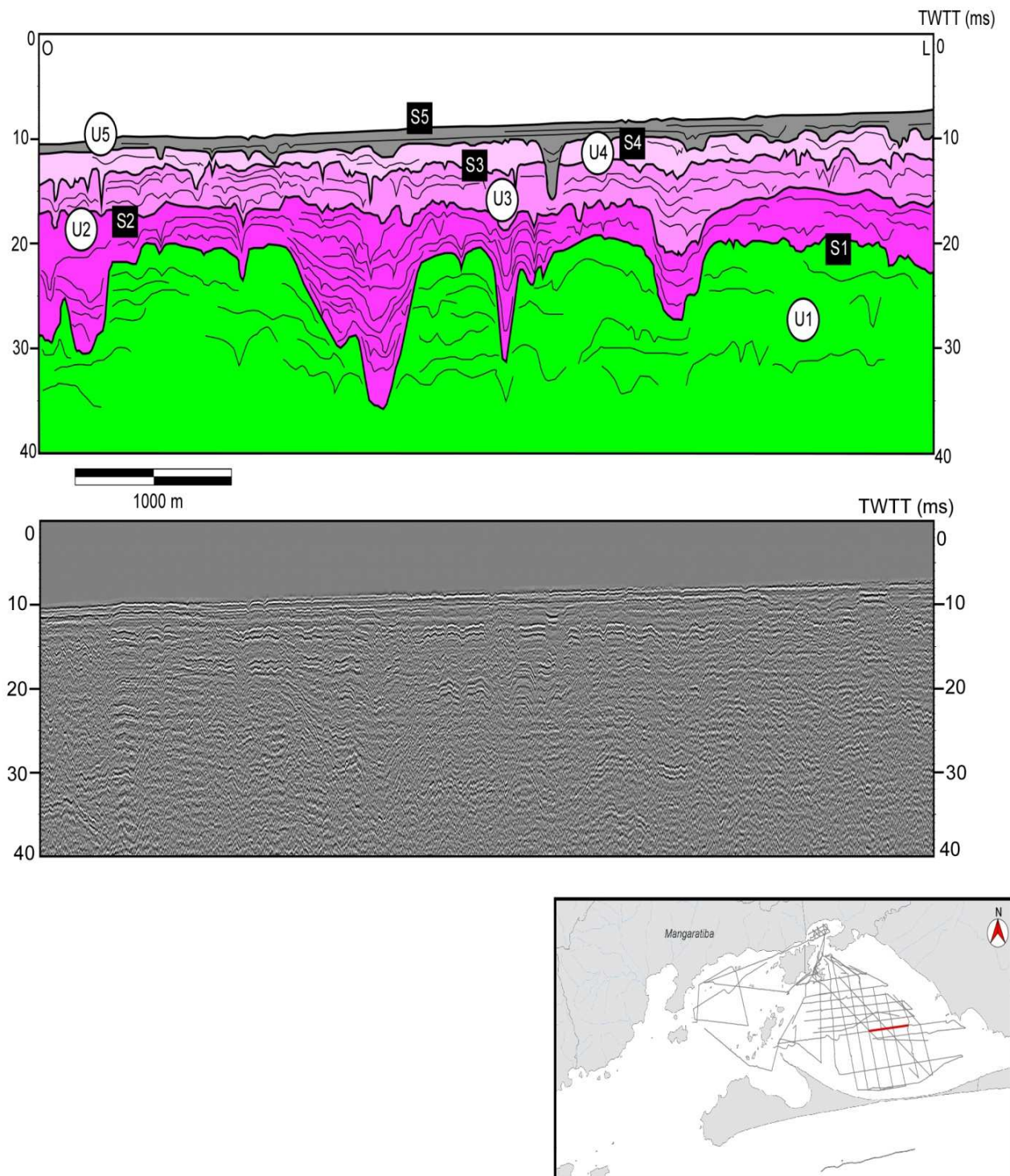
## Unidade U2

As unidades sísmicas U2, U3 e U4 apresentam semelhanças, por serem todas constituídas por fácies sísmicas cuja característica principal é a ocorrência de refletores plano-paralelos a ondulados, contínuos a descontínuos, intercalados com múltiplas feições canalizadas (fácies *f2*, *f3* e *f4*, **Tabela 1**). Contudo, as unidades U2, U3 e U4 apresentam diferenças nas características e dimensões das feições canalizadas, que representam ambientes fluvio-estuarinos energeticamente decrescente para o topo da sucessão estratigráfica U2—U4.

A unidade U2, por sua vez, é caracterizada por toda sua extensão pela fácies *f2* (**Tabela 1**). A fácies *f2* foi sísmicamente interpretada como representando ambientes estuarinos de alta energia, sendo um ambiente estuarino lateralmente distribuído, ou seja, fora de confinamento fluvial. O preenchimento dos canais foi interpretado como sendo um ambiente estuarino confinado no topo de preenchimento fluvial de canais e será discutido mais abaixo.

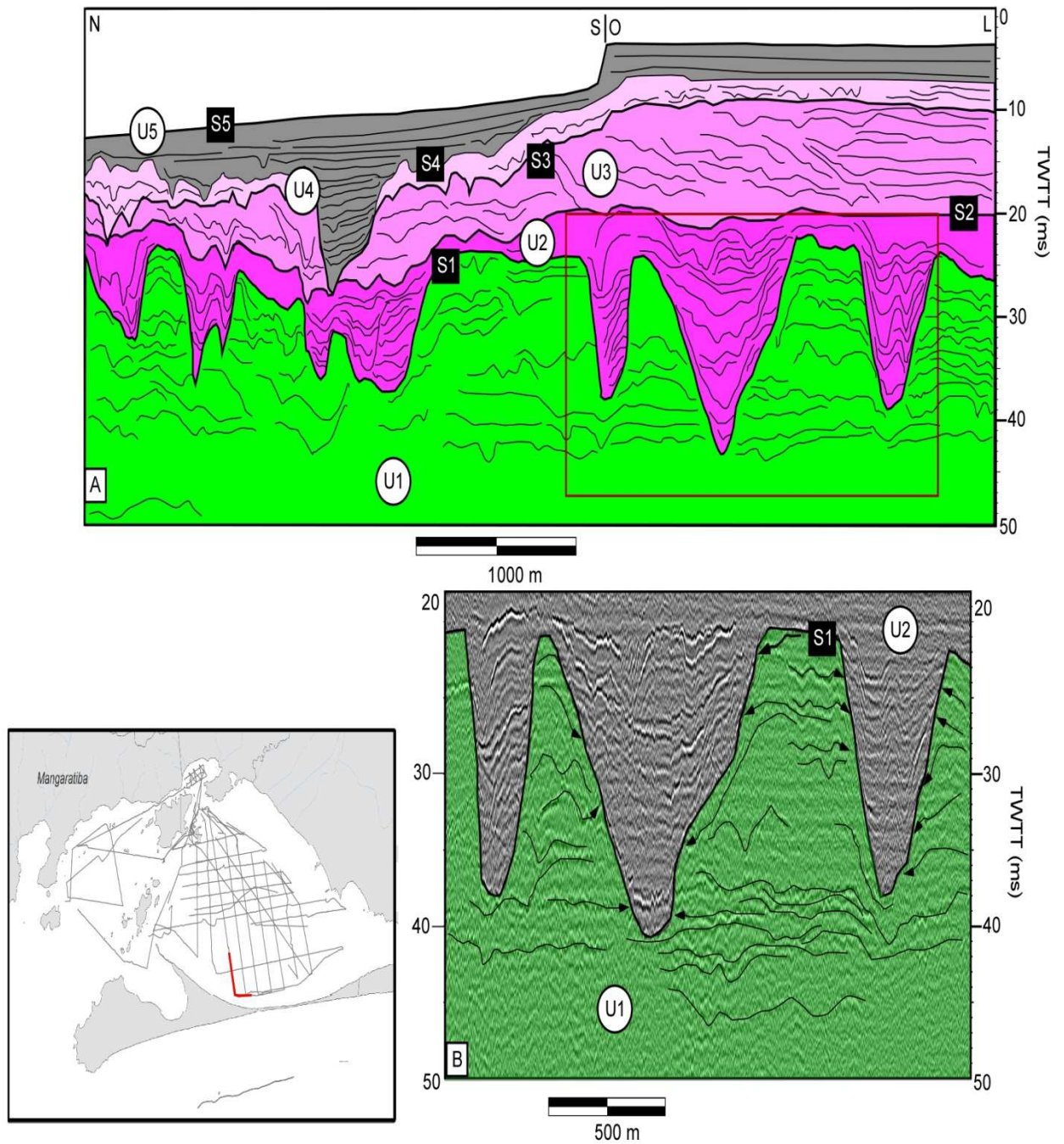
A unidade U2 possui continuidade lateral em toda a região, e apresenta espessura sedimentar variando entre 2 e 22 metros; as maiores espessuras correspondem às regiões de preenchimento de canais fluvio-estuarinos, objeto de discussão mais detalhada no item 5.2.1 abaixo.

Figura 47 - A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “strike”, situado no interior da Baía de Sepetiba.



Fonte: O autor, 2019.

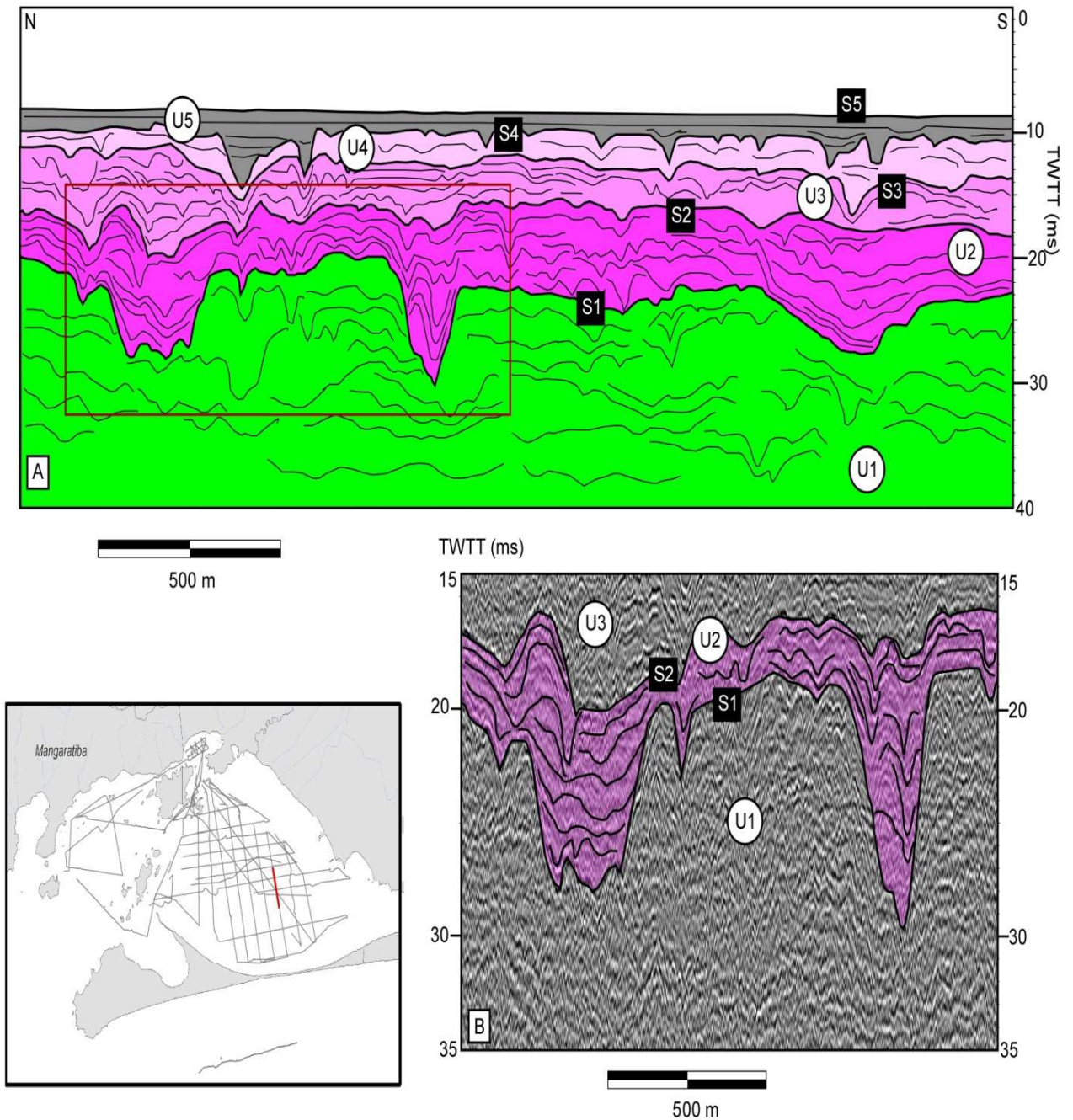
Figura 48 - A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais fluviais.



Fonte: O autor, 2019.

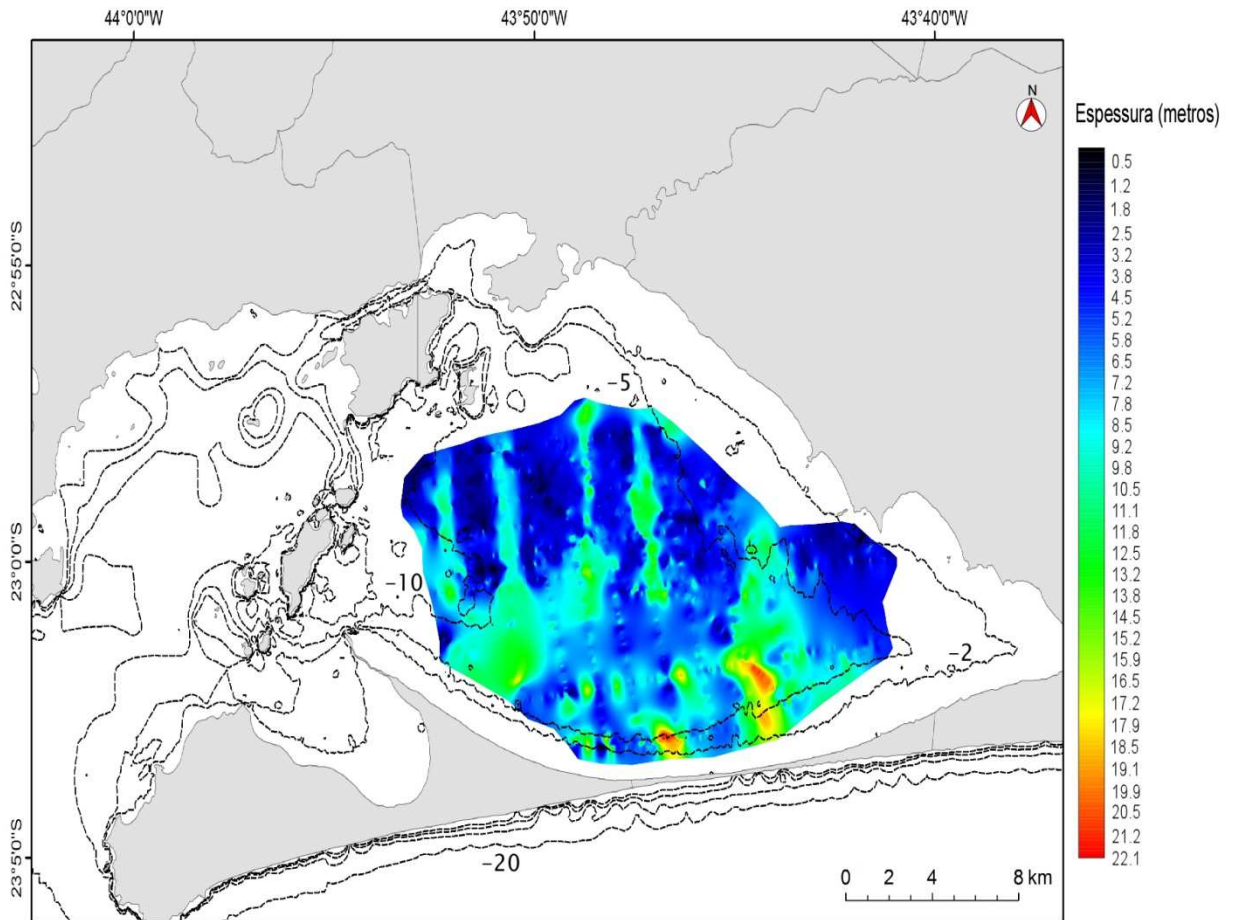


Figura 49 - A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos não confinados.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 50 - Mapa de isópacas da Unidade sísmica U2.



Fonte: O autor, 2019.

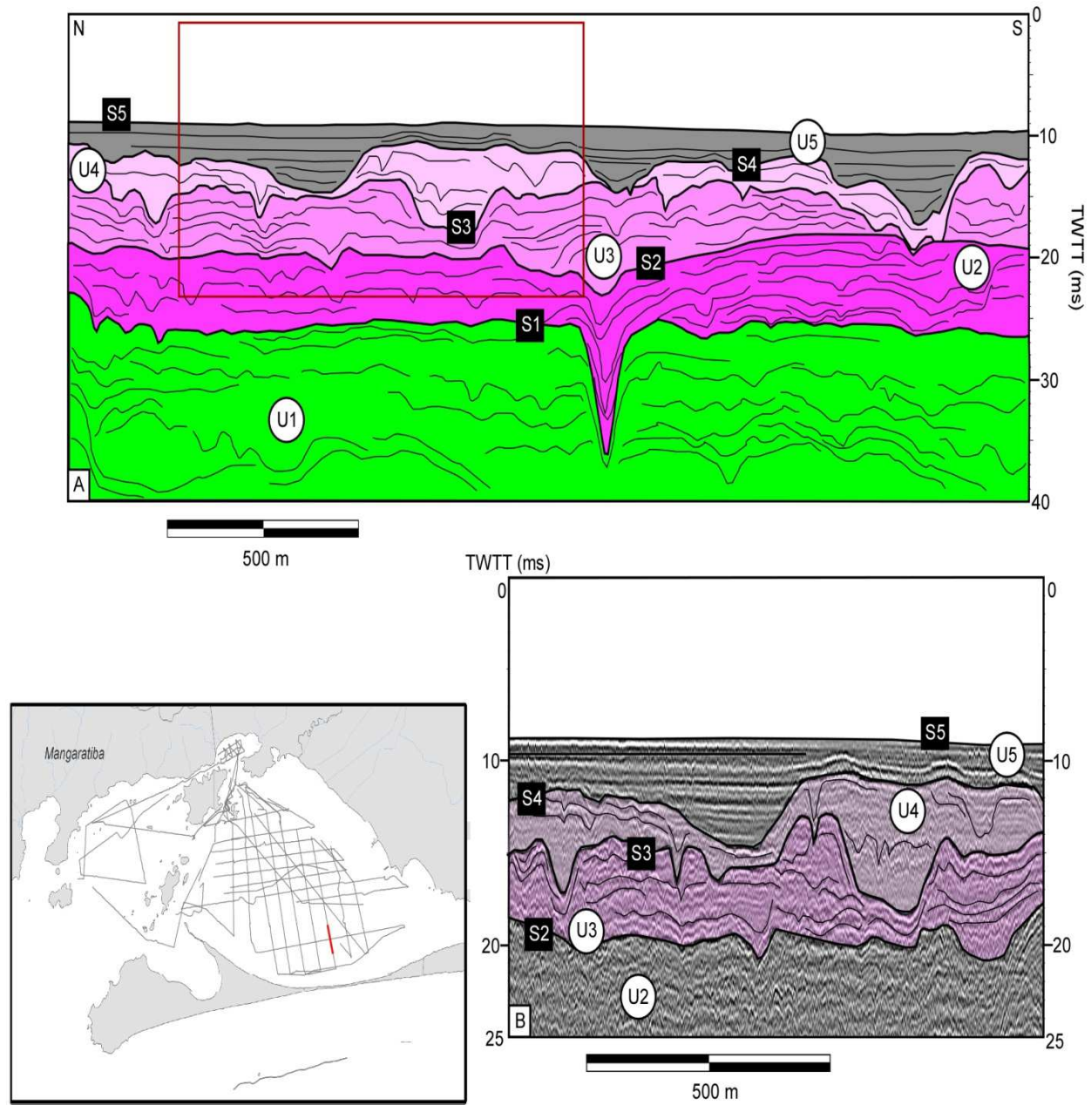
### Unidade U3

A unidade sísmica U3 é limitada pela superfície S2 em sua base, e o seu topo limitado pela superfície S3. A superfície-topo S3 tem como principal característica a sua irregularidade, apresentando muitas incisões canalizadas.

A unidade U3 é caracterizada por uma predominância de refletores subparalelos descontínuos e/ou caóticos de alta amplitude com a presença de múltiplas feições canalizadas de pequenas dimensões, definidas por refletores de alta amplitude relativa ( fácies *f3*; **Tabela 1**). A fácies *f3* foi interpretada como sendo uma deposição em ambiente estuarino aberto de alta a média energia, ou seja, fora do confinamento de canais fluviais, e desenvolvido sobre a fácies *f2*, com canais estuarinos de larguras variando entre 50 e 150 metros. e profundidade média de 2 metros.

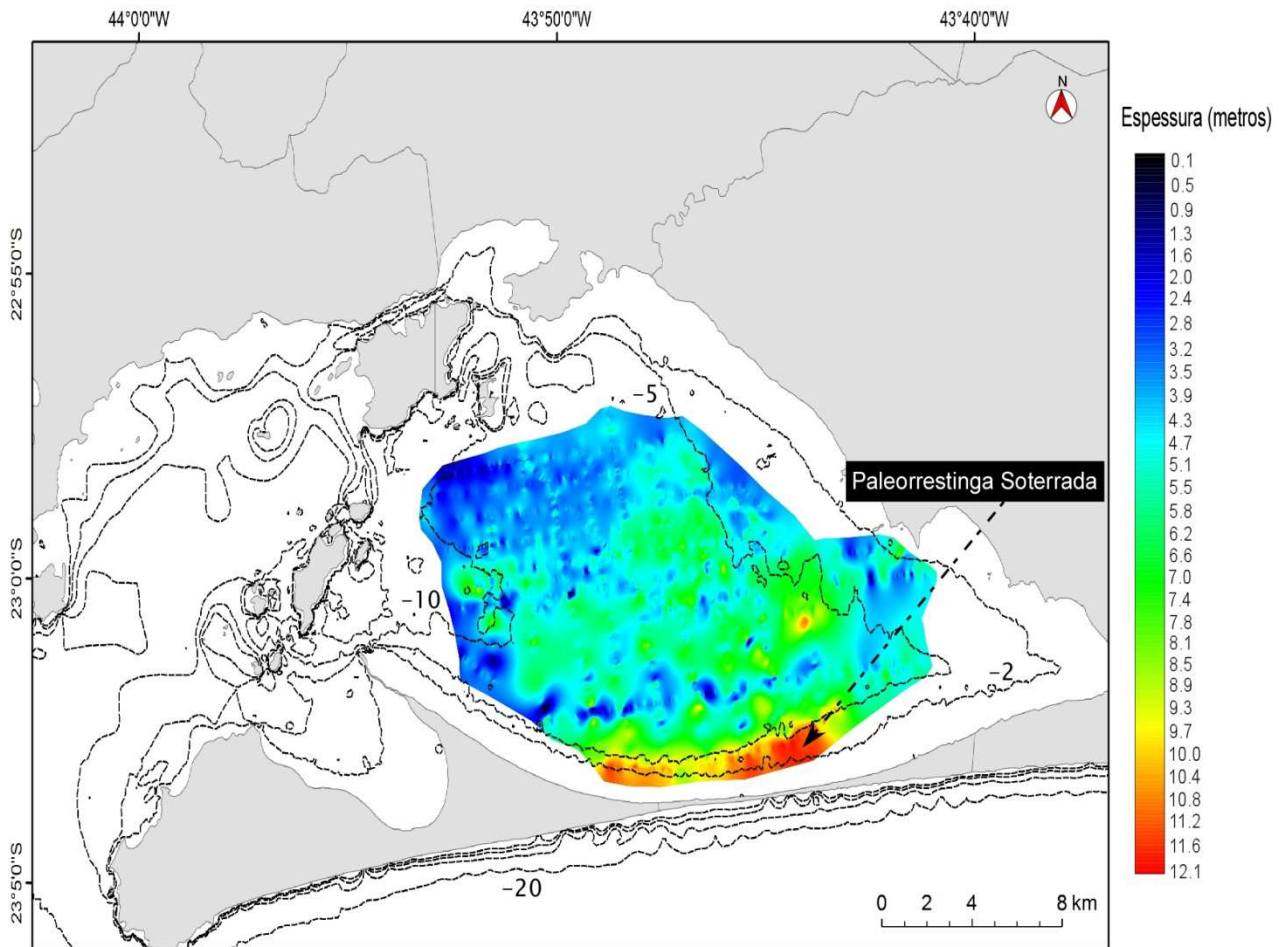


Figura 51 - A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos das unidades sísmicas U3 e U4.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 52 - Mapa de isópacas das Unidade sísmicas U3 e U4



Fonte: O autor, 2019.

A figura representa o mapa de isópacas conjugado das unidades sísmicas U3 mais U4. A pequena espessura individual das unidades U3 e U4, aliado à cobertura insuficiente dos dados, não permitiu a elaboração de mapas de isópacas em separado de cada unidade.

#### Unidade U4

A unidade sísmica U4 é limitada pela superfície S3 em sua base, e o seu topo limitado pela superfície S4 (figs. 1 e 2). A superfície-topo S4 também tem como principal característica a sua irregularidade, apresentando muitas incisões canalizadas.

Em termos de fácies sísmicas, a unidade U4 é representada por refletores contínuos a descontínuos, em alguns locais tendendo a transparentes (fácies **f4**; Tabela 1). Apresenta-se também entrecortada por feições canalizadas, sendo que as maiores feições canalizadas

presentes tendem a manter posições mais fixas na sucessão estratigráfica e mais espaçadamente distribuídas do que as feições canalizadas da fácies *f3*. Essas feições canalizadas tendem também a ter preenchimento mais calmo (plano-paralelo) que o preenchimento dos canais da fácies *f3* (**Tabela 1**), e foram interpretados como canais de maré de menor energia. A fácies *f4* foi assim interpretada como representando uma mudança gradativa na dinâmica da Baía de Sepetiba, passando de um estuário aberto de alta-média energia (unidade U3) para um estuário de media-baixa energia (unidade U4).

A figura 52 acima representa o mapa de isópacas conjugado das unidades U3 mais U4, onde é possível notar uma maior espessura sedimentar na região próxima a atual restinga, variando entre 10 e 12 metros. Essa estrutura sedimentar foi interpretada como sendo a paleorrestinga soterrada, proposta por Dadalto (2017).

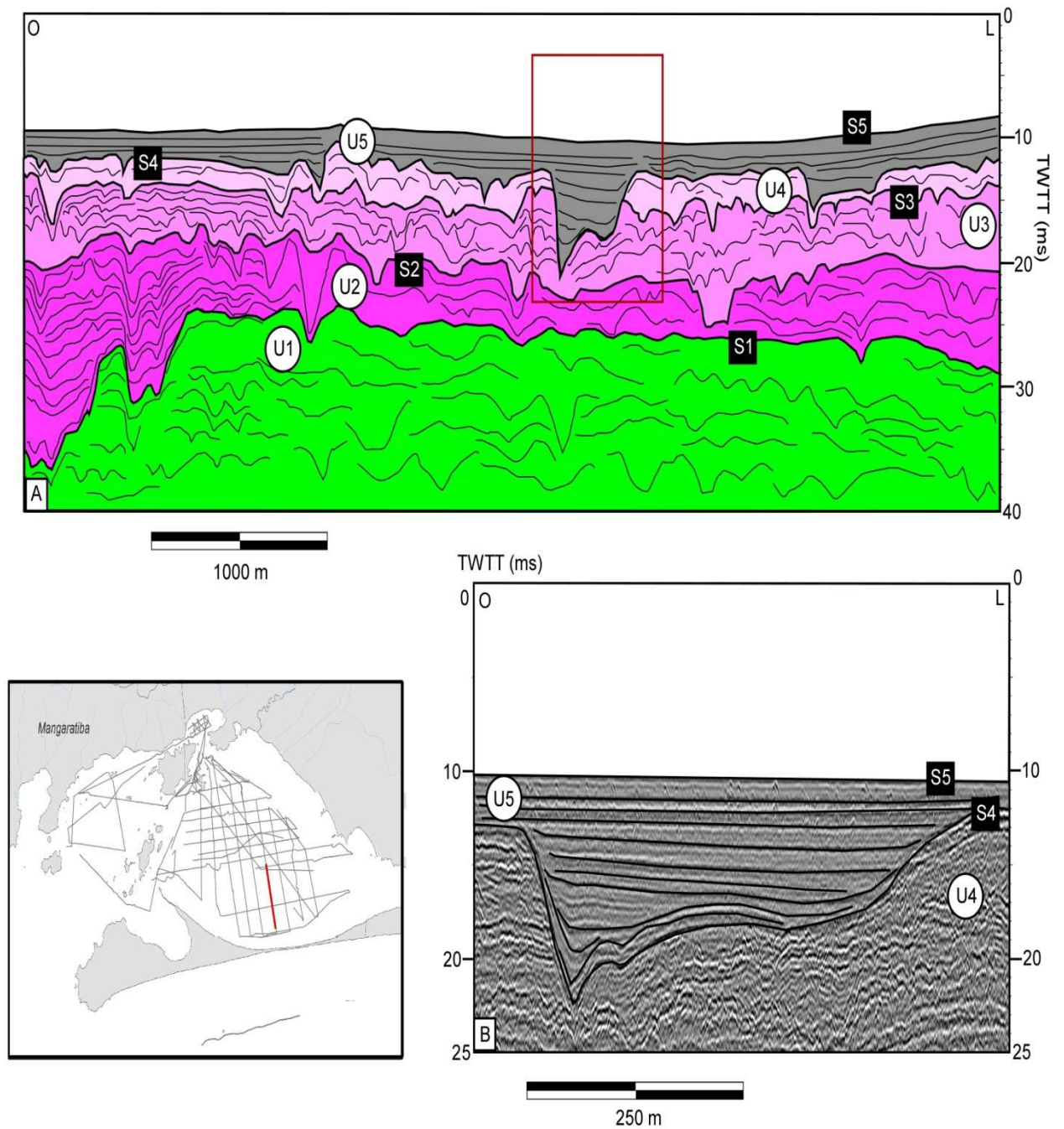
#### Unidade U5

A unidade U5 representa a unidade topo da sucessão estratigráfica definida na área de estudo, depositada sobre a superfície S4. Como as demais, essa unidade também representa uma unidade deposicional contínua dentro da baía de Sepetiba. A superfície S4 apresenta-se localmente esculpida por canais.

Os dados sísmicos permitem observar também notáveis variações entre as fácies sísmicas da unidade U5 em relação às fácies que caracterizam as unidades U2-U4 descritas acima. A unidade U5 é caracterizada pela fácies *f5*, constituída de refletores plano paralelos contínuos, formando uma unidade de ampla distribuição lateral por sobre a fácies *f4* (Tabela 1) Tais características de fácies sísmica permitem a interpretação da unidade U5 como sendo um ambiente deposicional substancialmente mais calmo, representando deposição de sedimentos finos em ambiente estuarino de baixa energia, levando a inativação de grande parte dos canais estuarinos, que colmata localmente canalizações isoladas esculpidas sobre a superfície limite da unidade U4 sotoposta. O canal estuarino inativado de maior dimensão será apresentado com mais detalhes no item 5.2.2 abaixo.

A unidade U5 exibe uma espessura sedimentar que varia entre cerca de 4-5 metros, espessando-se apenas nas regiões em que preenche canais isolados, onde pode atingir ~ 15 metros de espessura.

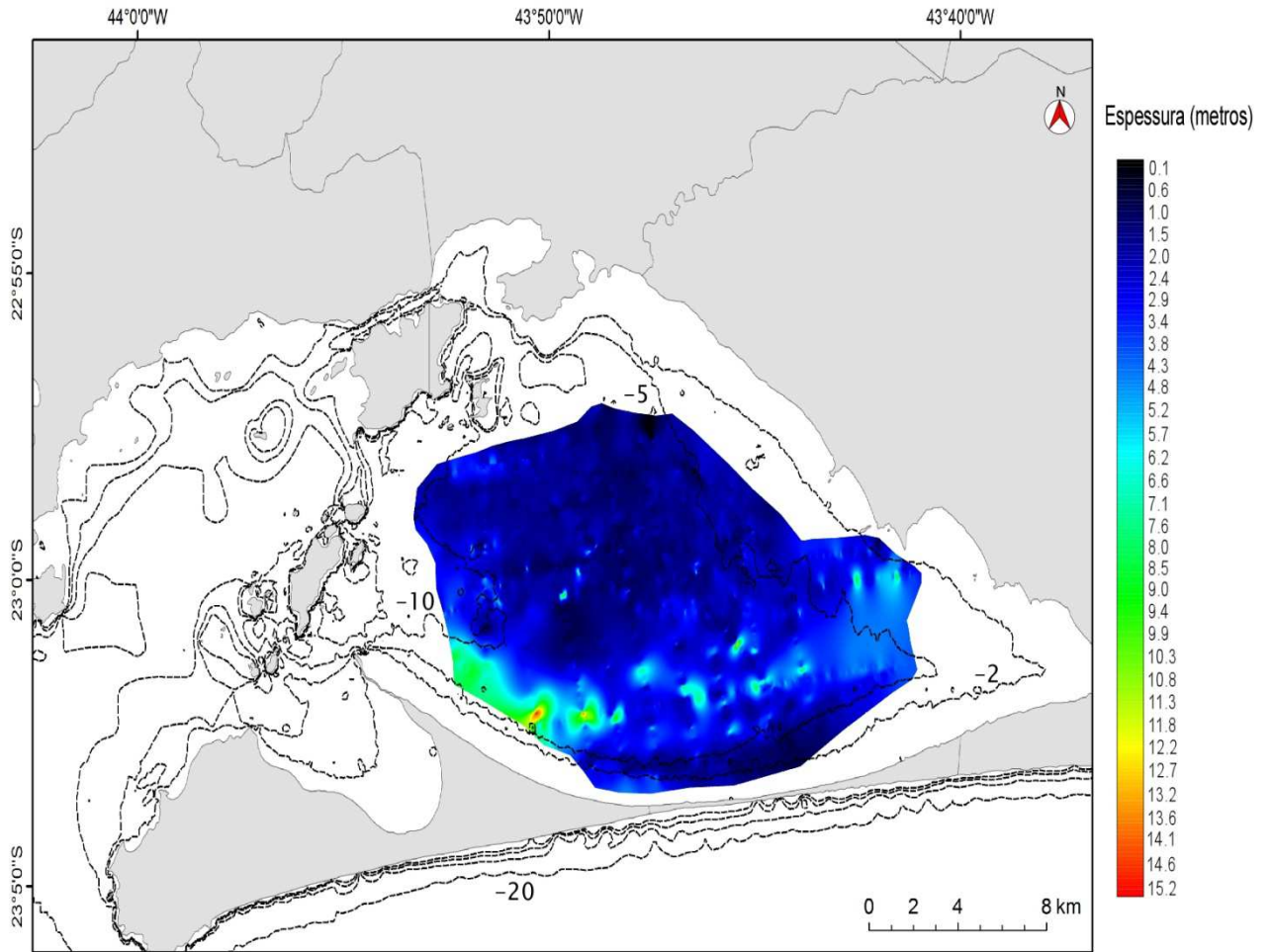
Figura 53 - A- linedrawing interpretativo, com indicação das unidades sísmicas identificadas, separadas por suas superfícies sísmicas. B. Zoom de perfil sísmico de alta resolução (Boomer 100 J) de orientação “dip”, situado no interior da Baía de Sepetiba, ilustrando a ocorrência de paleocanais estuarinos inativados na unidade sísmica U5.



Fonte: O autor, 2019.



Figura 54 - Mapa de isópacas da Unidade sísmica U5



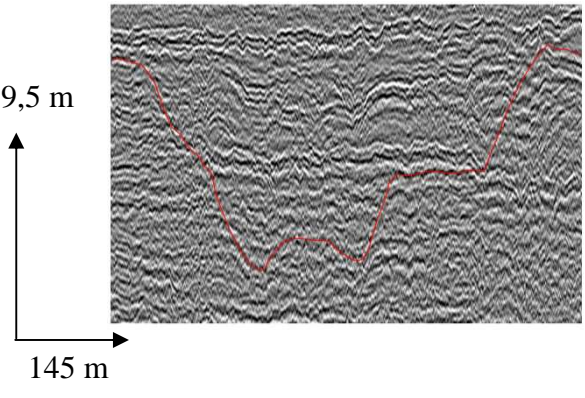
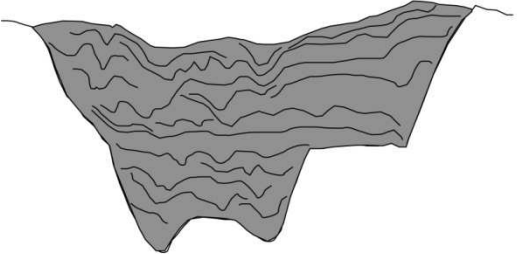
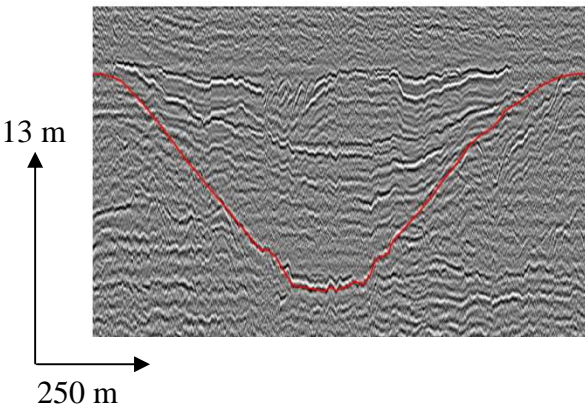
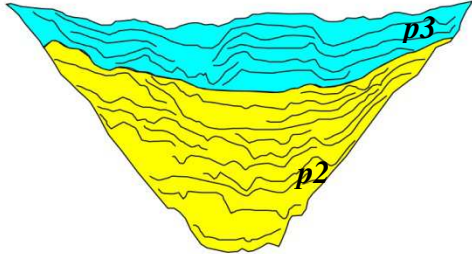
Fonte: O autor, 2019.

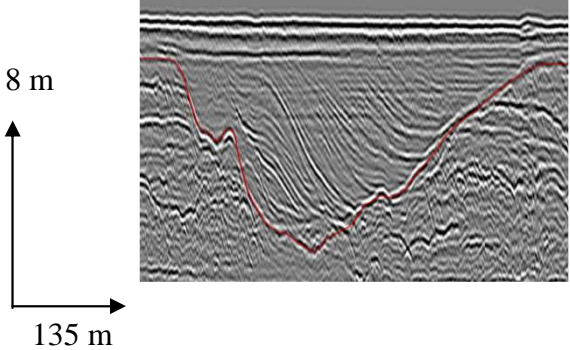
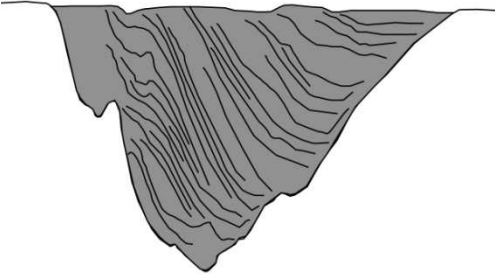
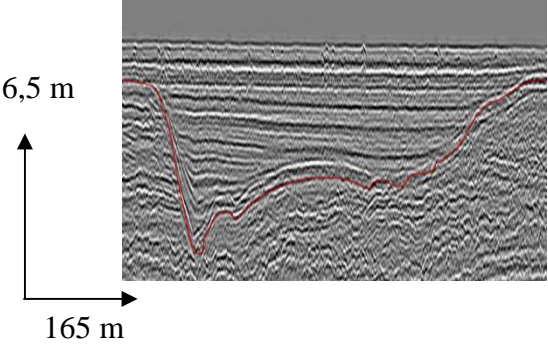
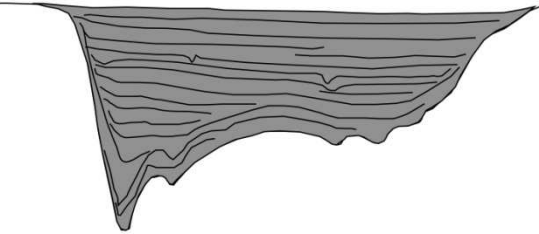
## 5.2 Representação cartográfica, geometria de entalhamento erosivo e fácies sísmicas de preenchimento paleocanais

A interpretação da base de dados sísmicos também permitiu a identificação de dois sistemas de paleocanais distintos. O primeiro sistema de paleocanais foi identificado esculpido na superfície erosiva S1. Suas características geomorfológicas, e de fácies sísmicas de preenchimento (**Tabela 2**), permitiram sua interpretação como sendo uma rede de paleocanais fluviais (item 5.2.1). Os demais canais identificados foram interpretados como sendo canais estuarinos (**Tabela 2**), indicativos de afogamento da região (item 5.2.2).



Tabela 2: Tabela de fácies de preenchimento de canais e suas características

Fácies	Ilustração das fácies sísmicas	Tipos de Preenchimento	Descrição	Interpretação
<i>p1</i>			<p><i>p1</i>: feições de corte e preenchimento, representando múltiplas canalizações</p>	Fácies de preenchimento fluvio-estuarino indistinto, indicando intensa migração de canal
<i>p2/ p3</i>			<p><i>p3</i>: refletores contínuos ou descontínuos ondulados, com presença de múltiplas canalizações de, compondo fácies ainda confinada</p> <p><i>p2</i>: refletores descontínuos ou com tendência a caóticos, e presença de feições de corte e preenchimento, confinados em incisão canalizada</p>	<p>Fácies de preenchimento de canal fluvial, representando a fase de afogamento da drenagem fluvial</p> <p>Fácies de preenchimento fluvial de canal de alta energia hidráulica, provavelmente arenoso.</p>

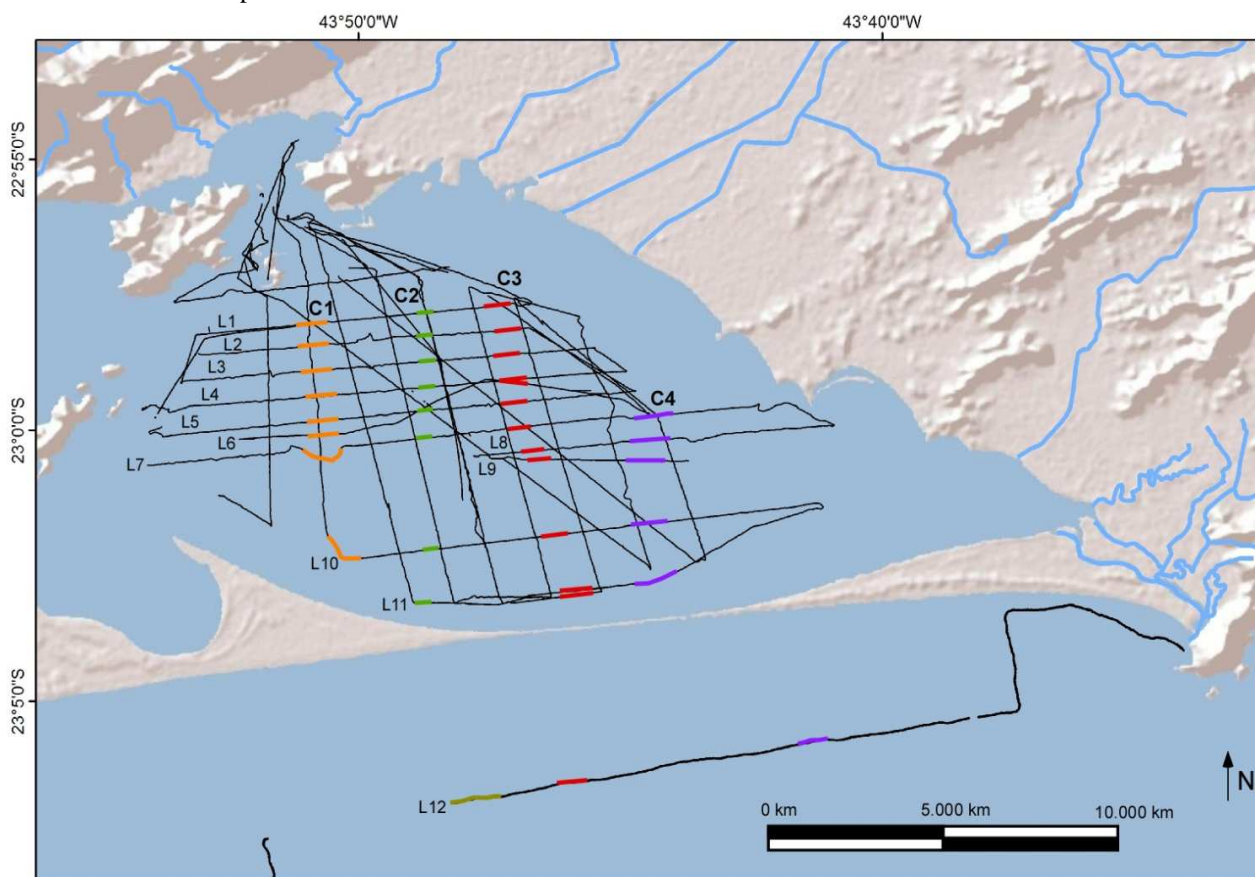
<i>p4</i>			<p><i>p4</i>: refletores contínuos plano paralelos inclinados, preenchendo canalizações da unidade U5, indicando atividades de migração lateral</p>	<p>Fácies de preenchimento estuarino, provavelmente lamosa, representando canais estuarinos em processo crescente de desativação</p>
<i>p5</i>			<p><i>p5</i>: refletores contínuos plano paralelos, preenchendo canalizações da unidade U5, com presença de poucos talwegues, indicando baixa energia hidrodinâmica</p>	<p>Fácies de preenchimento estuarino, provavelmente lamosa, representando ambiente estuarino bastante calmo, no qual os canais de circulação já aparecem como desativados</p>

Fonte: O autor, 2019.

### 5.2.1 Rede de Paleocanais fluviais

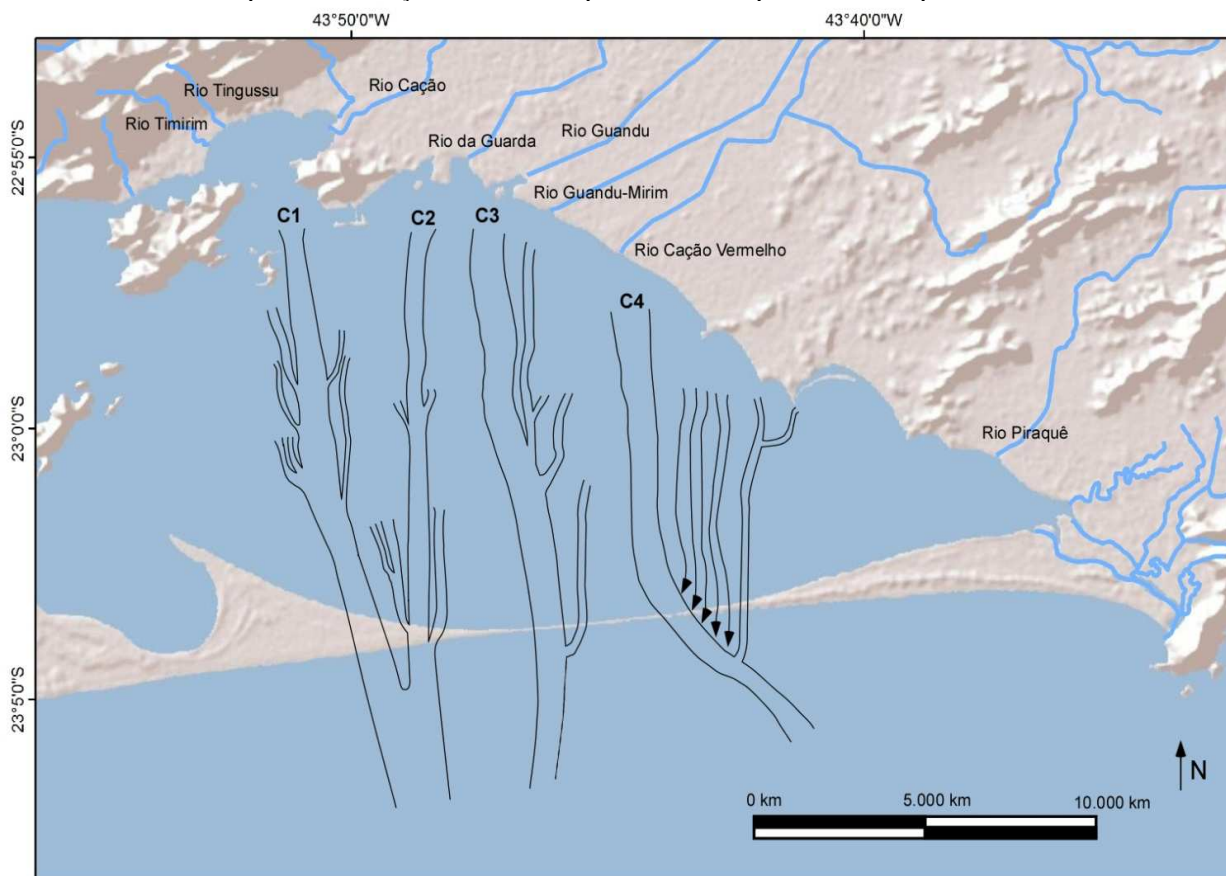
Os paleocanais fluviais reconhecidos no interior da Baía de Sepetiba formam uma rede de quatro paleocanais esculpidos sobre a superfície S1: paleocanais principais C1, C2, C3 e C4 e os seus tributários. A correlação das posições geográficas e das características geomorfológicas permitiu a proposição do traçado da última expressão de paleodrenagem fluvial cruzando a região da atual baía de Sepetiba em direção ao mar

Figura 55 - Mapa de trabalho, com a identificação (traços coloridos) da rede de paleocanais fluviais esculpidos sobre a superfície S1.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 56 - Mapa simplificado da rede da última expressão de paleodrenagem fluvial cruzando a região da atual Baía de Sepetiba em direção ao mar, esculpido sobre a superfície S1 – topo da unidade U1.



Fonte: O autor, 2019.

### Características geomorfológicas do Paleocanal C1

O paleocanal C1, localizado na porção oeste da Baía de Sepetiba, apresenta um comprimento mapeável de ~ 11 km, até convergir junto com o paleocanal C2, para formar um único canal na plataforma interna.

O paleocanal C1 apresenta ao longo de seu curso larguras variando entre 1100 e 1400 metros e profundidade variando entre 7 e 12 metros ao longo do qual foram mapeados um total de seis paleocanais tributários com larguras variando entre 100 e 200 metros e profundidades entre 3 e 6 metros. O talvegue do paleocanal C1 foi identificado na região próxima ao continente na profundidade de ~23,4 m (Linha L1) e na profundidade de ~36,3 metros na região interna da Baía de Sepetiba, próxima a Restinga da Marambaia (Linha L11).



Seu perfil de talvegue descreve assim uma zona proximal de gradiente mais suave, que aumenta em L5.

Figura 57 - Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C1, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.

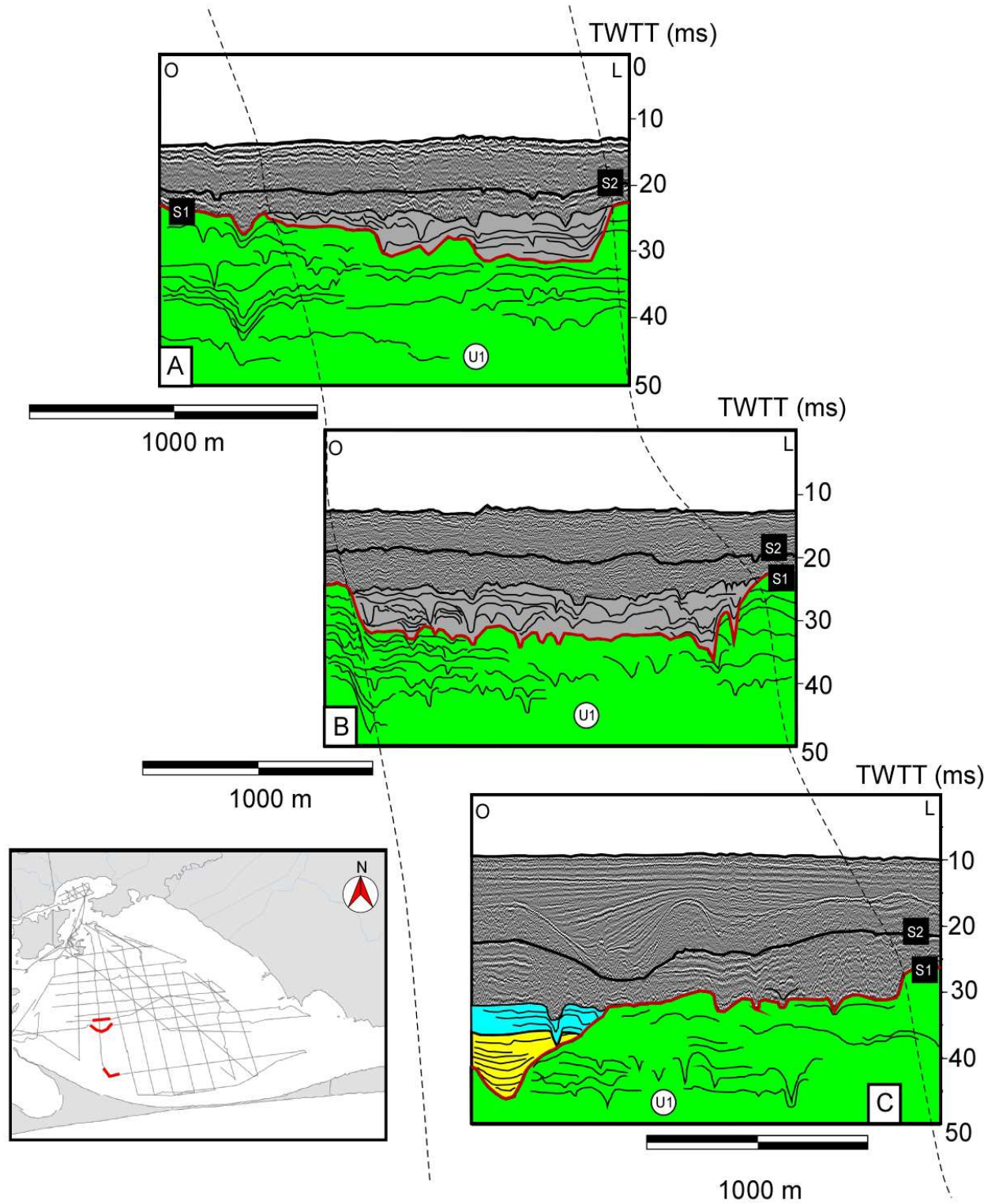
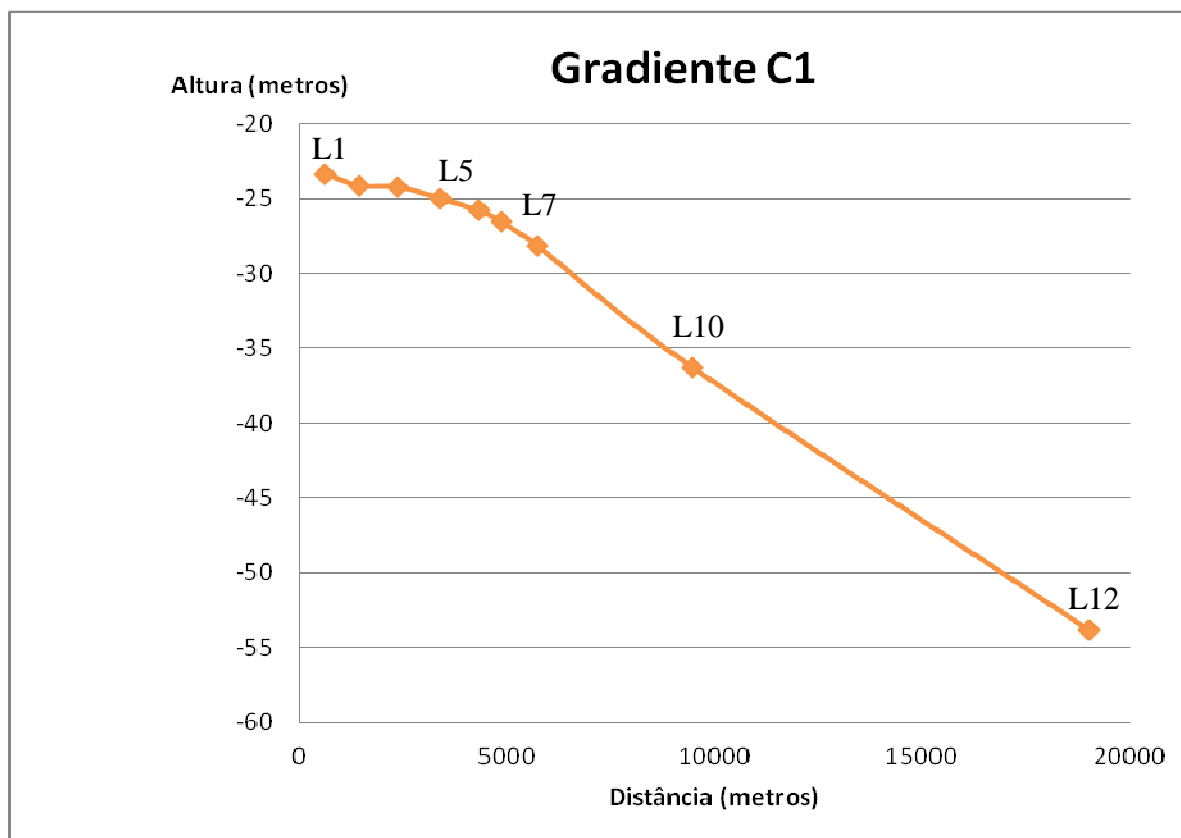




Figura 58 - Perfil de gradiente do paleocanal C1.



Fonte: O autor, 2019.

O padrão de preenchimento do paleocanal C1 é sísmicamente distinto de montante a jusante : (i) próximo do continente atual e no seu curso médio, o paleocanal C1 apresenta-se no registro sísmico como uma larga zona de incisão erosiva, de geometria geral em forma de "U", cujo preenchimento é dado pela fácies sísmica *p1*. A fácies *p1* é marcada por múltiplas feições de corte e preenchimento, indicando atividade de intensa migração (Tabela 2), sem padrão sísmico identificável como claramente fluvial ou claramente estuarina; (ii) mais distalmente, próximo à atual Restinga da Marambaia, o paleocanal C1 adquire configuração mais clara de vale inciso em forma de V. Seu padrão de preenchimento é mais claramente distinguível da base para o topo. A base do canal é marcada pela fácies sísmica de preenchimento *p2*, interpretada como sendo de preenchimento de canal fluvial ainda com alta energia hidráulica, ou seja, um ambiente tipicamente fluvial (Tabela 2). Já o topo do preenchimento do canal se dá em ambiente ainda confinado marcado pela fácies *p2*, caracterizada por refletores contínuos ou descontínuos ondulados, com presença de múltiplas canalizações estuarinas. Essa fácies de preenchimento foi interpretada sendo de canalizações

estuarinas confinadas ao canal fluvial, representando o início do afogamento marinho de canais fluviais - um ambiente estuarino confinado (Tabela 2).

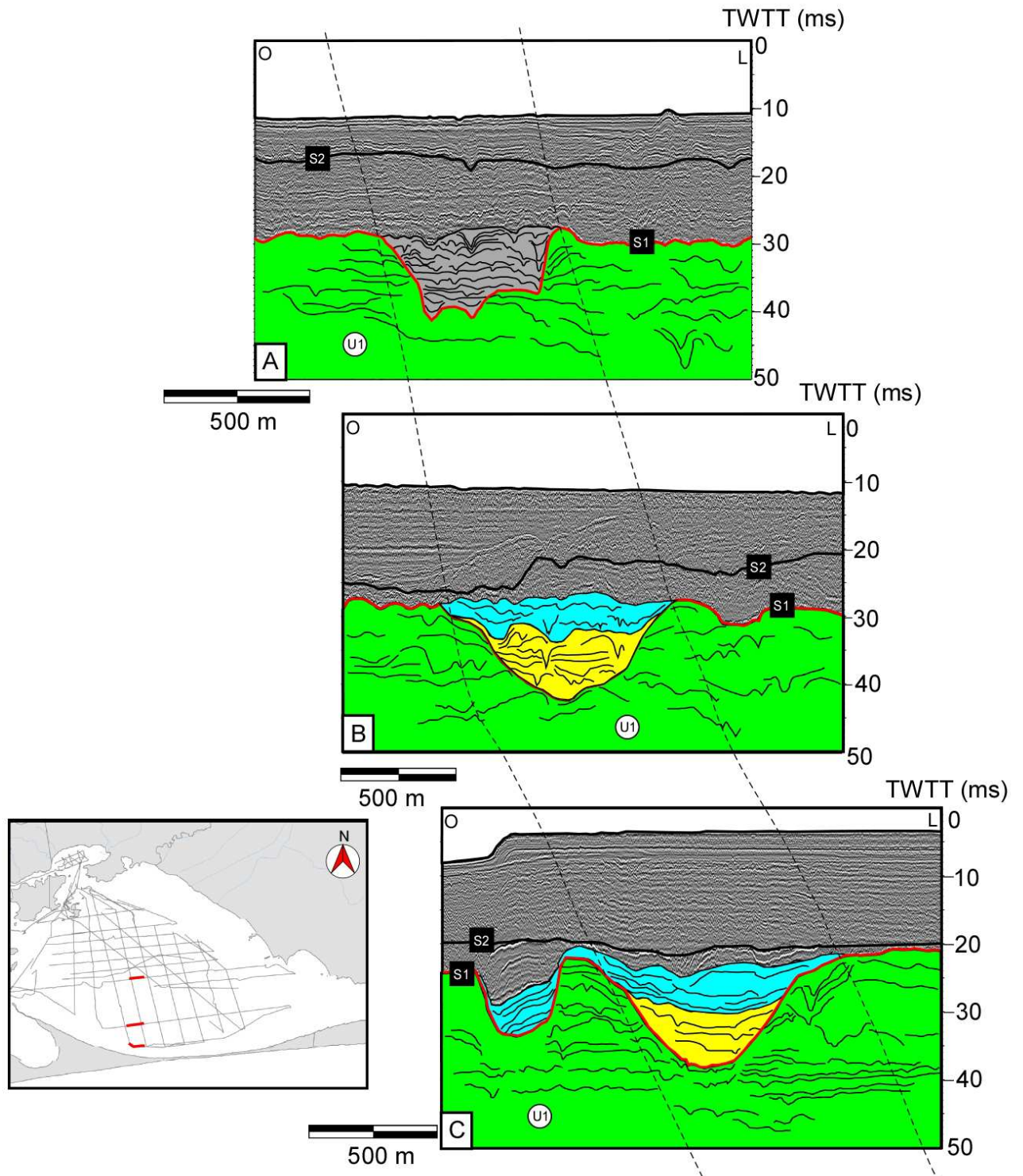
#### Características geomorfológicas do Paleocanal C2

O paleocanal C2, localizado à leste do paleocanal C1, apresenta um comprimento mapeável de ~ 11 km, até convergir junto com o paleocanal C1, para formar um único canal na plataforma interna atual. Apresenta ao longo de seu curso larguras variando entre 600 e 100 metros e profundidade variando entre 7 e 15 metros . Quatro paleocanais tributários. Este paleocanal apresenta ao longo de seu curso larguras variando entre 180 e 550 metros e profundidade variando entre 3 e 10 metros.

O talvegue do paleocanal C2 foi identificado na região próxima ao continente na profundidade de ~24,3 metros (Linha L1) e na profundidade de ~36,5 metros na região interna da Baía de Sepetiba, próximo a Restinga da Marambaia (Linha L11).

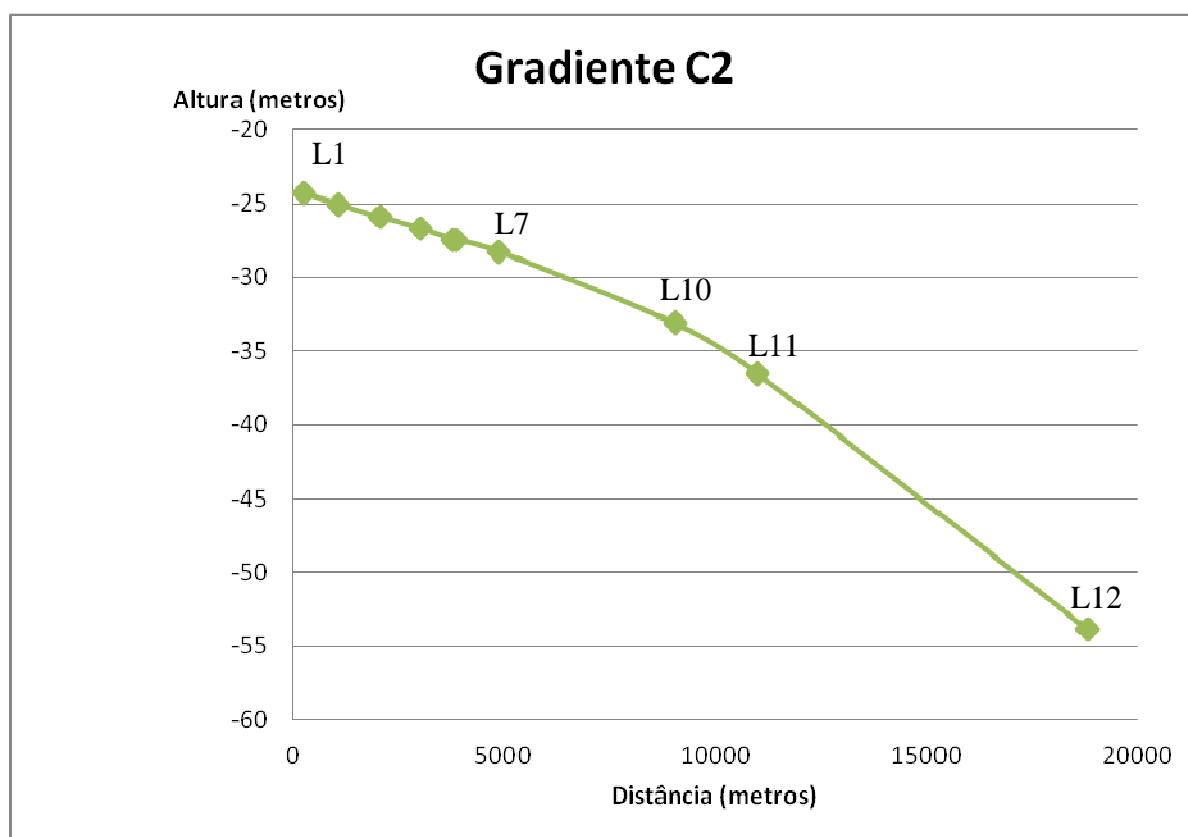
O paleocanal C2 apresenta-se distinto do paleocanal C1 no registro sísmico, pois se caracteriza por um paleocanal mais entalhado, adquirindo vale em formato em "V" pelo menos no seu segmento médio e distal, cujos talvegues descrevem um gradiente mais inclinado.

Figura 59 - Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C2, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 60 - Perfil de gradiente do paleocanal C2.



Fonte: O autor, 2019.

Ao longo de sua extensão, o paleocanal C2 também apresenta padrão de preenchimento sísmicamente distinto: (i) na sua porção mais à montante, próximo do continente atual, o paleocanal C2 apresenta claramente entalhado. No entanto, seu preenchimento é dado pela fácies sísmica *p1*, ou seja, não se observa um padrão sísmico de preenchimento claramente identificável como fluvial ou estuarino. O preenchimento do paleocanal foi deste modo interpretado como múltiplas feições de corte e preenchimento, indicando atividade de intensa migração fluvio-estuarina (Tabela 2); (ii) no seu curso médio e mais distal, o paleocanal C2 adquire configuração mais clara de vale inciso em forma de V. A base do canal é marcada pela presença da fácies sísmica de preenchimento *p2*, interpretada como sendo de preenchimento de canal fluvial, ou seja, um ambiente tipicamente fluvial (Tabela 2). O topo do preenchimento do canal é marcado pela fácies *p2*, interpretada como sendo canalizações estuarinas confinadas ao canal fluvial, representando o início do afogamento marinho de canal fluvial - um ambiente estuarino confinado (Tabela 2).

### Características geomorfológicas do Paleocanal C3

O paleocanal C3, localizado à leste do paleocanal C2, apresenta um comprimento mapeável de ~ 11,5 km. Apresenta ao longo de seu curso larguras variando entre 750 e 1400 metros, e profundidade variando entre 8 e 16 metros. Os tributários desse paleocanal foram identificados apenas no seu flanco direito. A largura desses tributários varia entre 150 e 400 metros e profundidades entre 5 e 10 metros.

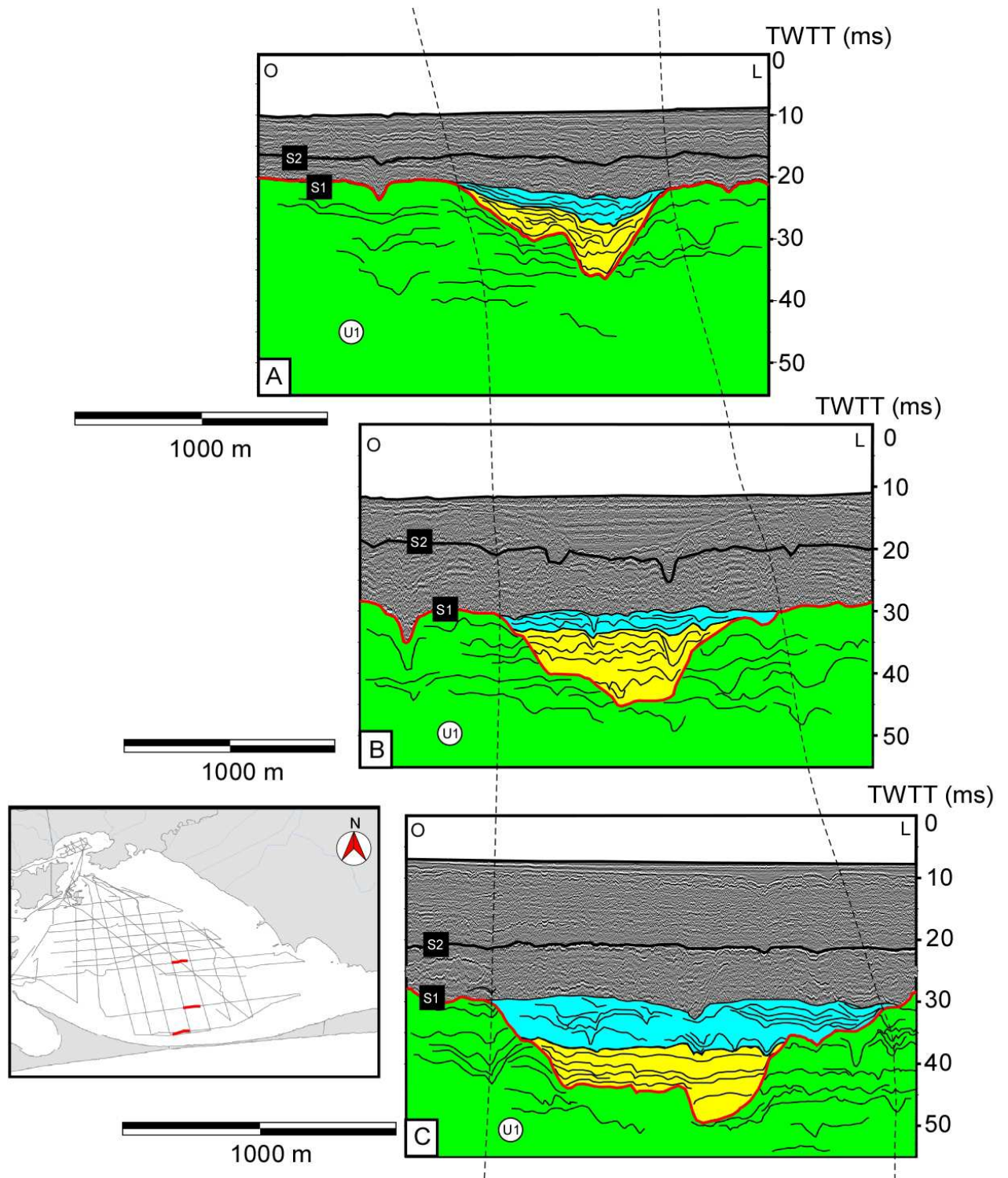
O talvegue do paleocanal C3 foi identificado na região próxima ao continente na profundidade de ~22 metros (Linha L1) e na profundidade de ~38 metros na região próxima à Restinga da Marambaia (Linha L11). Esse paleocanal apresentou a maior diferença na profundidade do talvegue entre a sua porção proximal e distal entre todos os paleocanais mapeados.

A geometria do paleocanal C3 apresenta-se distinta dos demais paleocanais no registro sísmico, pois apresenta uma morfologia em formato "V", ou próxima desse formato, ao longo de toda a extensão do canal.

Ao longo de toda a sua extensão, o paleocanal C3 apresenta padrão de preenchimento sísmicamente semelhante: (i) a base do canal é marcada pela fácies sísmica de preenchimento *p2*, interpretada como sendo de um ambiente tipicamente fluvial (Tabela 2); (ii) enquanto o topo do preenchimento do canal é marcado pela fácies *p2*, interpretada como representando o início do afogamento marinho de canal fluvial - um ambiente estuarino confinado (Tabela 2).

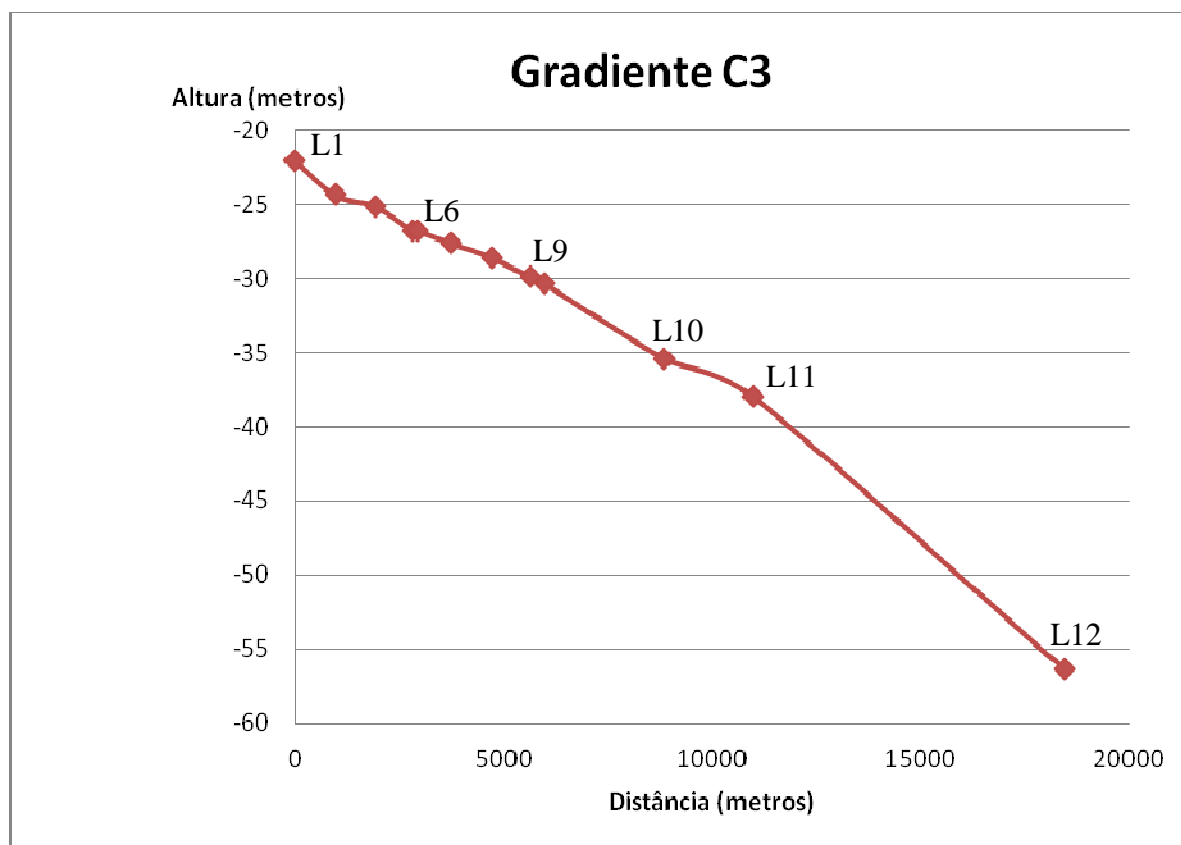


Figura 61 - Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C3, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 62 - Perfil de gradiente do paleocanal C3.



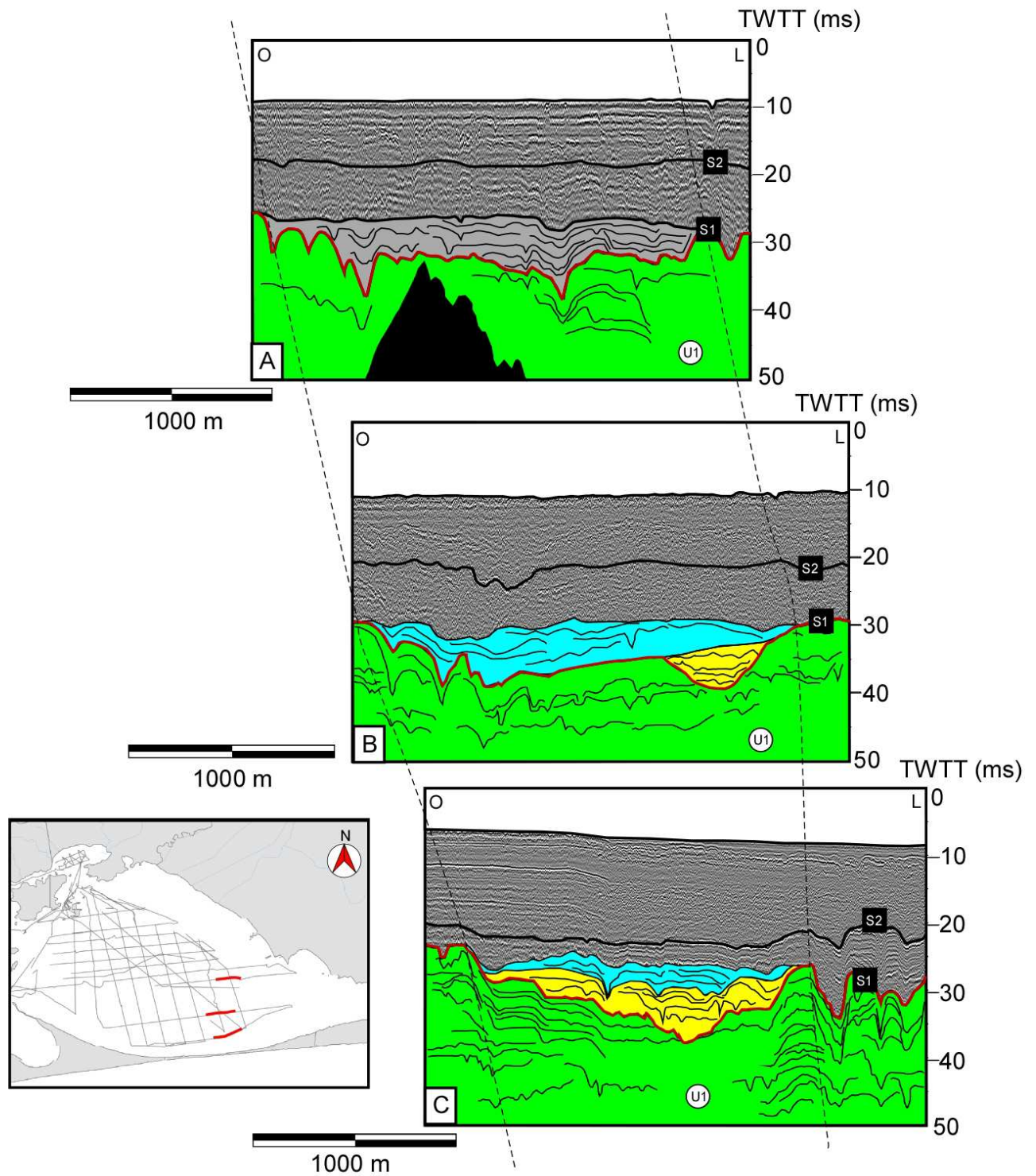
Fonte: O autor, 2019.

#### Características geomorfológicas do Paleocanal C4

O paleocanal C4 é o canal localizado mais a leste dentro da região da Baía de Sepetiba, e o menos extenso, com comprimento mapeável de ~ 6 km.

O paleocanal C4 se destaca como o paleocanal de mais difícil identificação no registro sísmico, sendo facilmente identificado como um paleocanal apenas no seu segmento mais distal, onde apresenta um formato em V. Mais a montante, sua identificação é mais difícil, apresentando-se como uma ampla zona de canalizações. Considerando as devidas limitações de seu mapeamento, o paleocanal C3 parece apresentar ao longo de seu curso larguras variando entre 1700 e 2100 metros, e profundidades variando entre 9 e 17 metros. Os seis tributários identificados localizados a leste deste paleocanal apresentam larguras variando aproximadamente entre 100 m e 400 metros e profundidades variando aproximadamente entre 3 e 9 metros.

Figura 63 - Extratos de perfil sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do paleocanal fluvial C4, que compõe a rede de paleocanais situados no interior da Baía de Sepetiba.

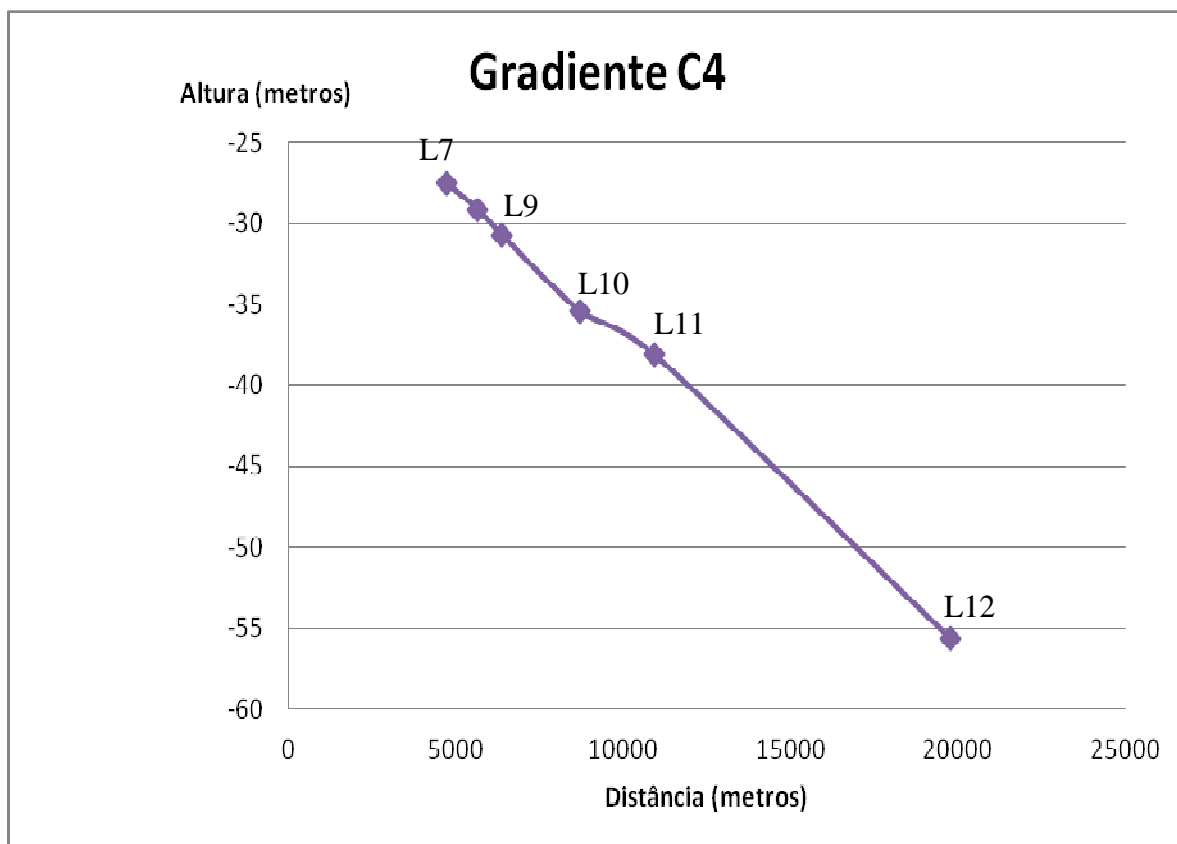


Fonte: O autor, 2019.

O talvegue do paleocanal C4 foi identificado na região próxima ao continente na profundidade de ~27,5 m (Linha L7; fig. 64) e na profundidade de ~38,1 m na região interna da Baía de Sepetiba, próxima a Restinga da Marambaia (Linha L11; fig. 64).

O paleocanal C4 também apresenta padrão de preenchimento sísmicamente distinto ao longo de seu curso (fig. 63): (i) na sua porção mais à montante, próximo do continente atual, o paleocanal C2 apresenta a fácies sísmica de preenchimento *p1*, ou seja, não se observa um padrão sísmico de preenchimento claramente identificável como fluvial ou estuarino, sendo assim interpretado como fluvio-estuarino (Tabela 2; fig. 63); (ii) no seu curso médio e mais distal, a base do paleocanal C4 é marcada pela presença da fácies sísmica de preenchimento *p2*, interpretada como sendo de preenchimento de canal fluvial (Tabela 2); (iii) o topo do preenchimento do canal é marcado pela fácies *p2*, interpretada como sendo canalizações estuarinas confinadas ao canal fluvial, representando o início do afogamento marinho de canal fluvial - um ambiente estuarino confinado (**Tabela 2**).

Figura 64 - Perfil de gradiente do paleocanal C4.



Fonte: O autor, 2019.

### 5.2.2 Identificação e características geomorfológicas de canais estuarinos

Nas unidades sísmicas U2-U5 foram identificados uma série de canalizações de diferentes dimensões – largas de 50 a 900 metros, e profundidades de 1 a de 10 metros (fácies *f2*, *f3* e *f4*; Tabela 1). Tais canais foram interpretados como canais estuarinos de padrão altamente dinâmico e complexo, e de dimensões que não permitem seu traçado cartográfico utilizando a atual base de dados sísmicos.

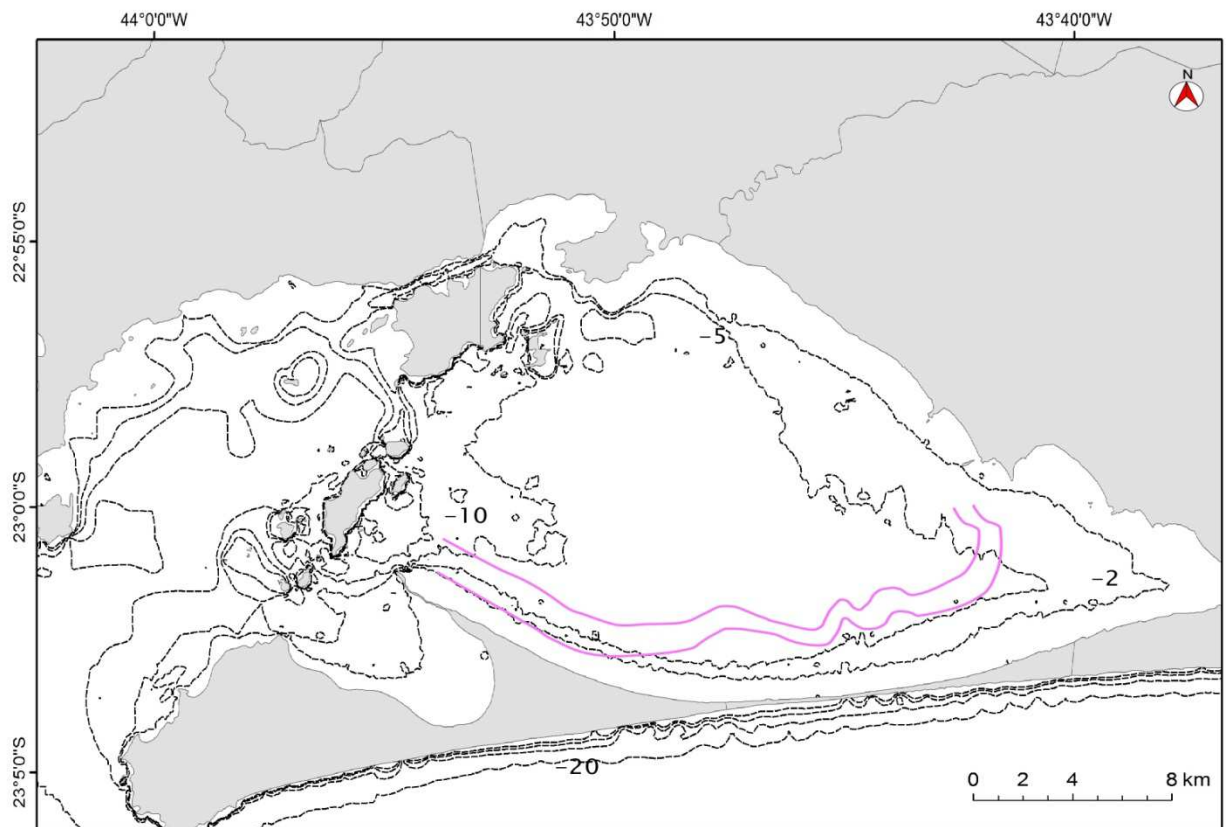
Na unidade sísmica U2 são identificados uma multiplicidade de canais estuarinos de dois tipos principais: (i) canalizações estuarinas presentes em fácies de preenchimento de canais fluviais, representando a fase de afogamento da paleodrenagem fluvial (fácies *p3*; Tabela 2) esculpida sobre a superfície S1, representada graficamente no mapa da figura 56; e (ii) redes complexas de canais estuarinos de ambiente estuarino não mais confinados a canais fluviais, representando a instalação de ambientes estuarinos amplamente distribuídos (fácies *f2* - Tabela 1) representando a fase de afogamento total da paleodrenagem fluvial.

Nas unidades sísmicas U3 e U4, canais estuarinos continuam presentes como as feições mais marcantes dessas unidades amplamente distribuídas na baía de Sepetiba. No entanto, enquanto na U3 os canais são em maior número, formando uma rede aparentemente mais complexa de um ambiente de mais alta energia (fácies *f3*, Tabela 1). Na unidade U4, os canais tendem a diminuir em número, entrecortando domínios de refletores mais contínuos e plano-paralelos, e parecem por vezes mais estáveis (em posição fixa), indicando um ambiente estuarino de mais baixa energia relativamente aos canais da unidade U2 e U3 (fácies *f3*, Tabela 1).

No entanto, os canais esculpidos sobre a superfície S4 (superfície-base da unidade U5) aparecem em menor número, e são caracterizados por canais de maior dimensão e profundidade. A grande maioria desses canais é preenchido pela fácies *p5* (Tabela 2), caracterizada por preenchimento plano-paralelo, provavelmente de natureza lamosa, indicando tratar-se de canais de circulação estuarina desativados ou de baixíssima circulação. Em alguns poucos locais, esses canais são preenchidos pela fácies *p4* (Tabela 2), indicando canais também inativos, mas que tiveram circulação ativa durante parte da deposição da unidade U5. Um dos canais esculpidos na superfície S4 base da Unidade 5, se destaca na área de estudos por suas dimensões e continuidade lateral, atributos que permitem seu traçado em mapa. Esse canal tem 26 km de comprimento, largura entre 400-700 metros e profundidade entre 3-10 metros, traçado levemente curvo e posição paralela à atual Restinga da Marambaia.

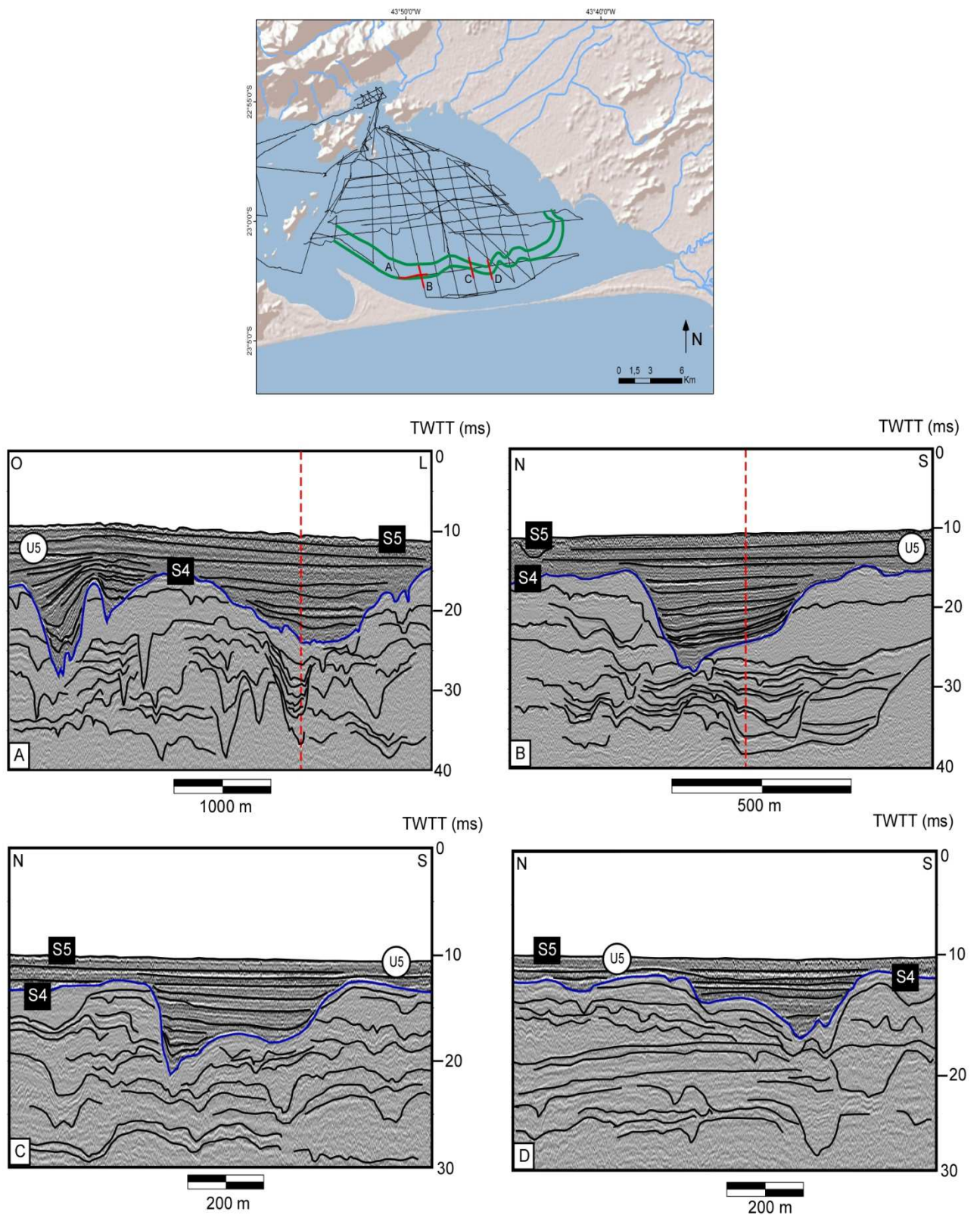


Figura 65 - Traçado do canal de maior expressão e continuidade, observado nas unidades estuarinas que preenchem a Baía de Sepetiba (neste caso um canal esculpido sobre a superfície S4, superfície-base da Unidade U5).



Fonte: O autor, 2019.

Figura 66 - Extratos de perfis sísmico de alta resolução (Boomer de 100 J) ilustrando as características sísmicas do principal paleocanal estuarino presente no interior da Baía de Setúbal.



Fonte: O autor, 2019.

## 6 DISCUSSÃO

A interpretação dos dados sísmicos permitiu identificar no interior da atual Baía de Sepetiba a presença de uma sucessão sedimentar (unidades U2-U5), depositada acima de uma superfície-basal S1.

A integração dos resultados da análise sísmica com informações de datação recentemente obtidos na área de estudos, ou próximo a ela (Poço, 2015; Dadalto, 2017) permitiu: (i) a proposição de um contexto cronoestratigráfico de deposição da sucessão estratigráfica U2-U5; (ii) O esculpimento de uma rede de paleodrenagem fluvial relacionada à última regressão marinha; (iii) a proposição do significado glacio-estático de deposição de cada unidade sísmica (U2 a U5) dentro de um contexto estratigráfico determinado pelas oscilações eustáticas; e (vi) Significado hidrodinâmico do grande canal de maré da unidade sísmica U5.

### Proposição de um contexto cronoestratigráfico de deposição da sucessão estratigráfica U2-U5

Para a proposição de um modelo de idade da sucessão estratigráfica composta pelas unidades U1-U5, foi feito o cruzamento da base de dados do presente trabalho com a base de dados de Poço (2015), que disponibiliza datação da última superfície de exposição da plataforma fluminense (MIS2). Essa correlação de dados permitiu identificar que:

- (1) a superfície erosiva S1 identificada no presente estudo corresponde estratigraficamente à superfície S5 de Poço (2015), datada em ~19,88 Ka e representando a expressão da última exposição subaérea da plataforma continental e região costeira fluminense, desenvolvida durante o último máximo glacial (MIS2);
- (2) as unidades sísmicas U2 a U5, depositadas acima da superfície S1, correspondem à deposição sedimentar desenvolvida desde a última transgressão marinha (últimos ~20ka). Nesse sentido, a sucessão estratigráfica U2-U5 compõe uma sequência ainda em construção, no sentido estratigráfico de Hunt e Tucker (1992), composta por unidades transgressivas e de mar alto; e,
- (3) a unidade U1 corresponde à deposição sedimentar pré-deglaciação, desenvolvida durante o penúltimo ciclo de transgressão e de ótimo climático (MIS6-MIS5), identificada por Maia et

al. (2010) ao longo de toda a plataforma rasa fluminense. Essa unidade não será tratada em detalhes nessa discussão.

O esculpimento de uma rede de paleodrenagem fluvial relacionada à última regressão marinha

Como visto no item anterior, a superfície-topo da unidade sísmica U1 - a superfície S1, representa o registro na área de estudos do último período de exposição quase total da plataforma continental. Deste modo, a rede de paleodrenagem fluvial formada pelos canais C1, C2, C3 e C4, esculpida na superfície S1, representa o registro estratigráfico da acentuada queda do nível de base (-130 m; Reis et al., 2013) ocorrida durante a última regressão marinha na escala de ~100 ka, que se desenvolveu entre os estágios MIS5-MIS2.

Como a superfície S1 representa a escavação ocorrida durante a última exposição da plataforma, a rede de paleo-canais identificados entalhados na superfície S1 revelam que:

(i) o embasamento cristalino na altura da Restinga da Marambaia não impediu que a rede fluvial de então ultrapassasse a região da atual restinga. Esse fato mostra que é possível se associar os canais fluviais encontrados neste trabalho, com os canais encontrados por Friederichs et al. (2013), esculpidos sobre a superfície estratigraficamente correlata na região da plataforma rasa (a superfície S3 de Friederichs et al. 2013). Esse fato confirma a afirmação de Friederichs (2012) que a antiga rede fluvial da Baía de Sepetiba ultrapassou a região onde hoje se encontra a atual restinga. A existência de uma rede de paleodrenagem associada a última regressão marinha na região já foi recentemente identificada por Amendola (2016) e Mattoso (2014), que trabalharam com parte da mesma base de dados sísmicos do presente trabalho. Contudo, o reprocessamento dos dados sísmicos e a interpretação de todo o conjunto de dados ocorrida no presente trabalho trouxe um detalhamento significativo dessa paleodrenagem, mostrando ser composta por quatro canais fluviais principais (Canais C1, C2, C3 e C4;), ao contrário de apenas dois canais como identificados nos trabalhos anteriores, assim como um maior detalhamento de seu traçado e da geomorfologia dos canais.

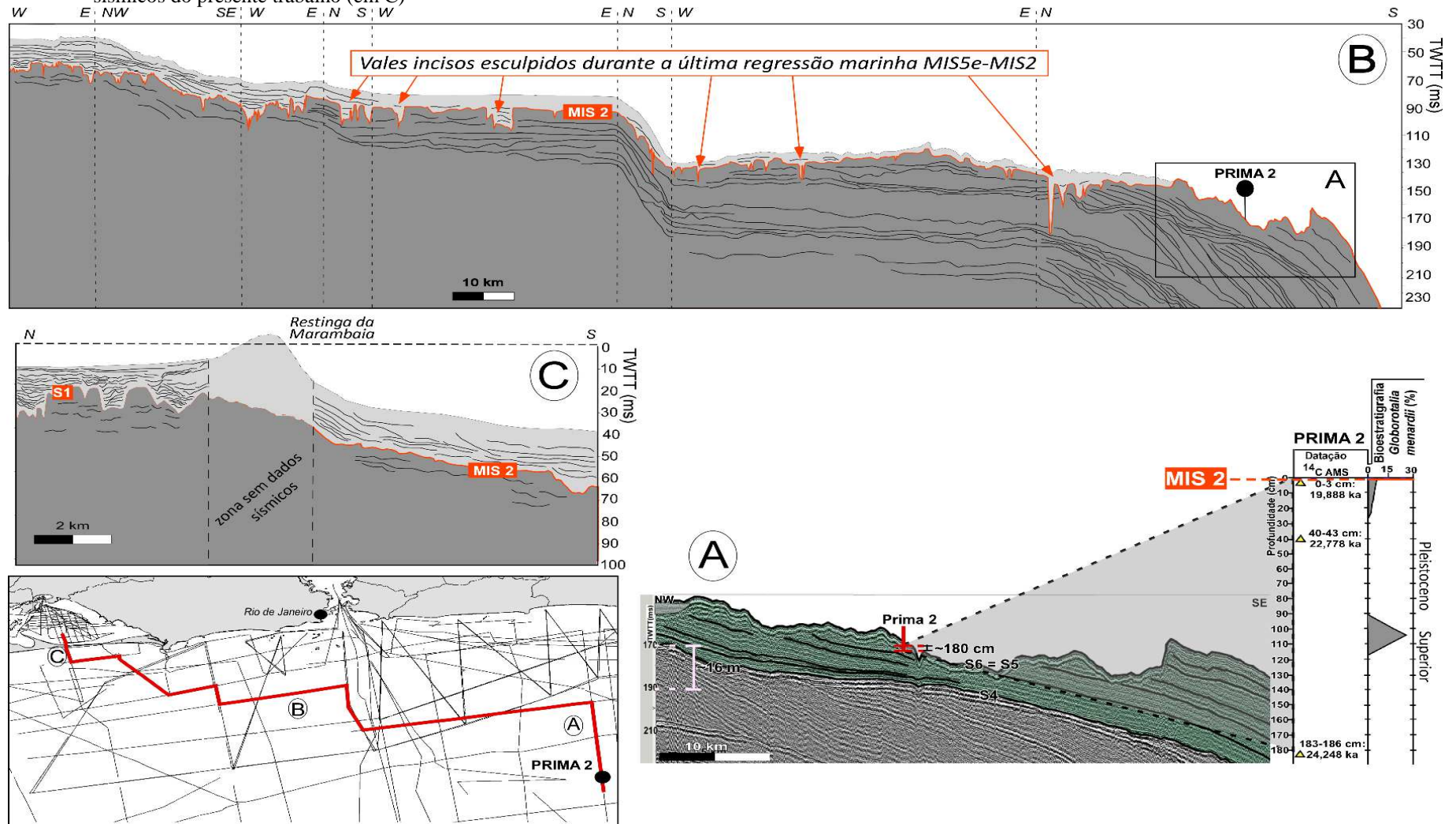
(ii) os quatro paleovales fluviais C1-C4 podem ser espacialmente correlacionados a rios da atual rede de drenagem que desemboca na Baía de Sepetiba. Apesar do grande número de obras de engenharia realizadas nas últimas décadas nos rios que compõem a bacia de drenagem de Sepetiba, que retificaram e deslocaram seus cursos, observa-se que o paleocanal fluvial C1 pode ser a expressão da convergência dos rios Timirim, Tingussu e Cação. O paleocanal fluvial C2 é espacialmente correlacionável ao atual rio da Guarda. O paleocanal

fluvial C3 pode ser a expressão da convergência dos rios Guandu e Guandú-Mirim. E finalmente o paleocanal fluvial C4 pode ser espacialmente correlacionável ao rio Cação Vermelho;

(iii) o presente estudo também pôde detalhar o padrão de preenchimento sedimentar dos paleocanais fluviais, identificando da base para o topo, fases de preenchimento fluvial, testemunhos de períodos de sistema fluvial ainda emerso já em situação de máximo glacial ou de início de elevação eustática ( fácies *p2* e *p3*; **Tabela 2**); seguidas de um preenchimento fluvio-estuarino no topo ( fácies *f2*; **Tabela 1**), testemunho do afagamento do sistema fluvial e da chegada da transgressão marinha Pleistoceno Tardio-Holoceno na região. A fase de preenchimento fluvio-estuarino circunscrita aos antigos vales fluviais revela características paleogeográficas da área, pois atesta estratigraficamente a ocorrência de um sistema estuarino inicialmente confinado na região – um ambiente de estuários alongado, apenas sugerido no modelo paleogeográfico de Friederichs et al. (2013).

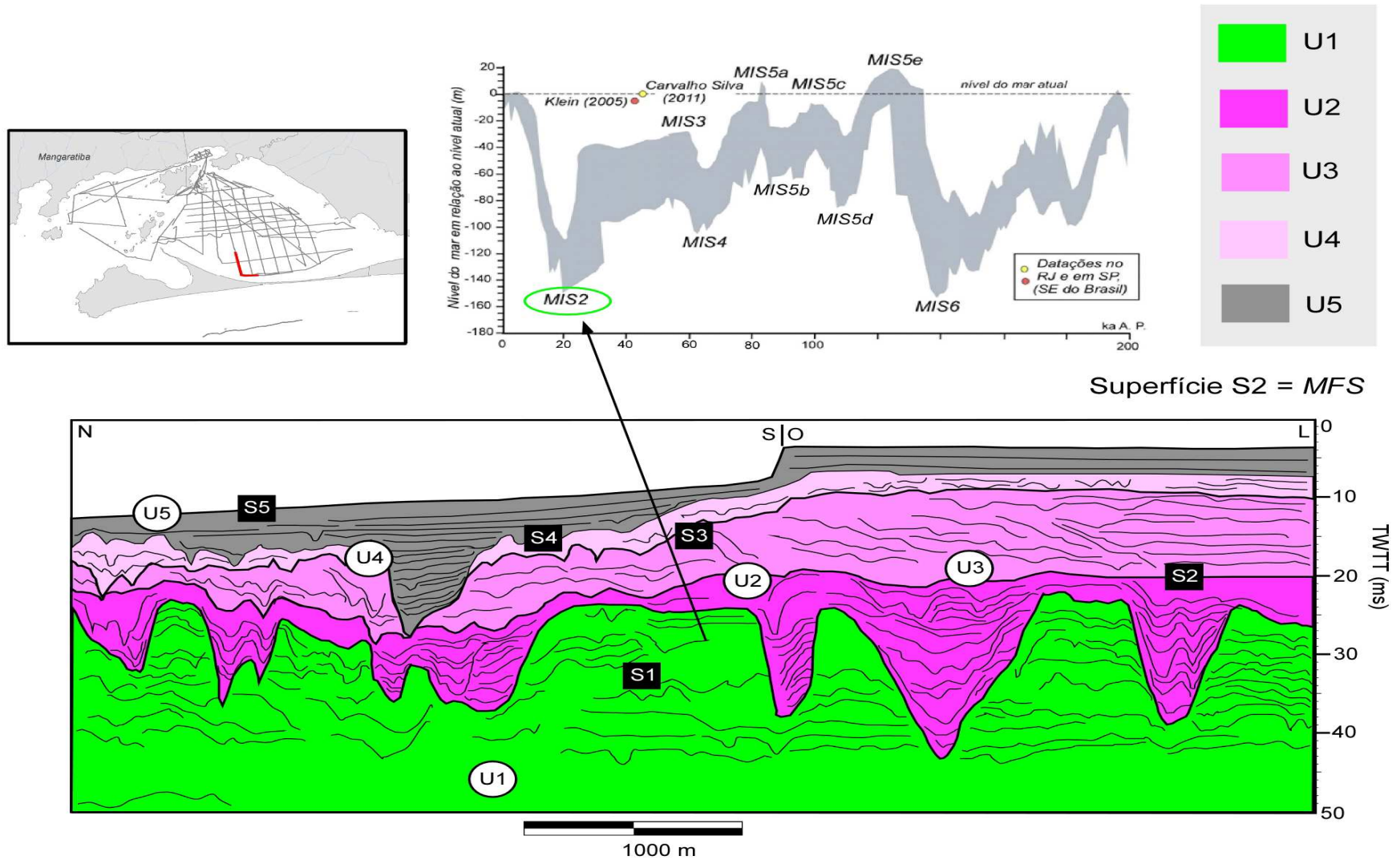


Figura 67 - Em A – Linha sísmica e localização do testemunho PRIMA 2 na plataforma continental à frente do trecho entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio (Poço, 2015).  
Em B-Trajeto de cruzamento entre a posição da superfície MIS 2 (datada em PRIMA 2) e sua correlação com a superfície S1 interpretada na base de dados sísmicos do presente trabalho (em C)



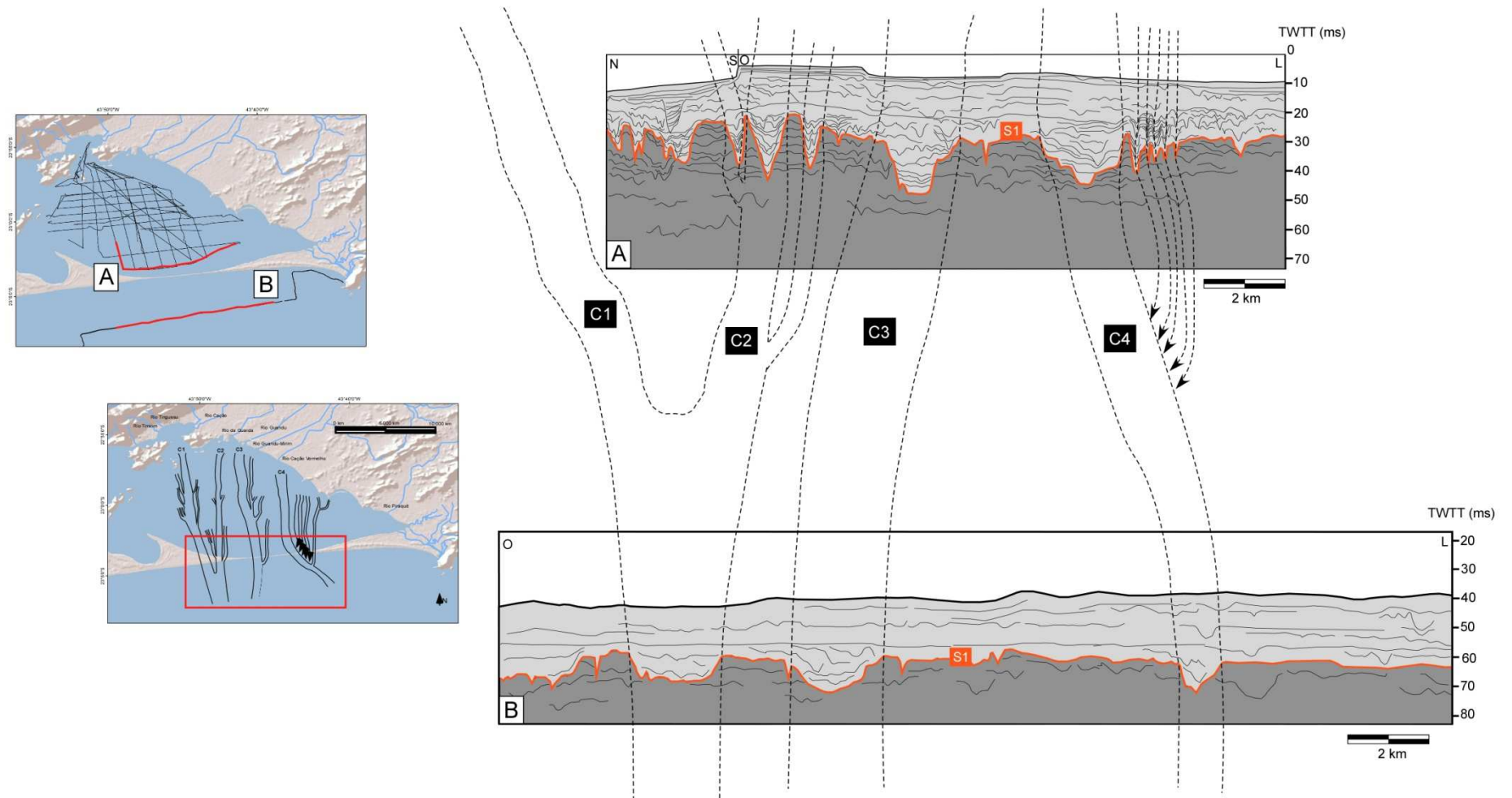
Fonte: O autor, 2019.

Figura 68 - Perfil sísmico com orientação “strike”, localizado na área de estudos, ilustrando as unidades sísmicas U1-U5 e as superfícies S1- S4, que as separam e, em destaque, a correlação da superfície S1 com o estágio isotópico marinho MIS2. MIS=Marine Isotope Stage.



Fonte: O autor, 2019.

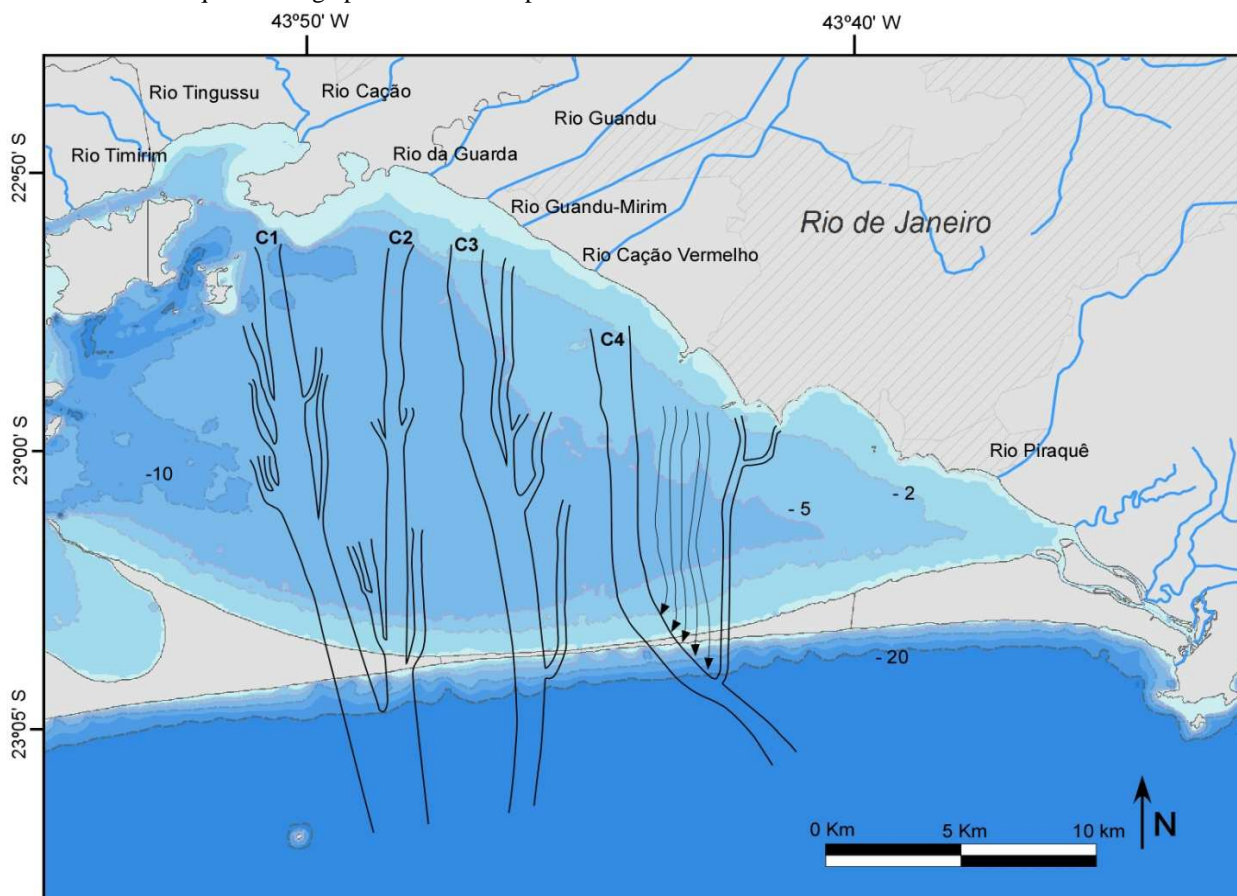
Figura 69 -Perfis sísmicos com paleocanais identificados na região da Baía de Sepetiba (A) correlacionados com os canais identificados na plataforma interna adjacente (B).



Fonte: O autor, 2019.



Figura 70 - Mapa simplificado da rede de paleodrenagem fluvial formada durante a última regressão marinha MIS5e-MIS2 na região da atual Baía de Sepetiba, correlacionável à rede de drenagem continental atual que converge para a baía de Sepetiba.

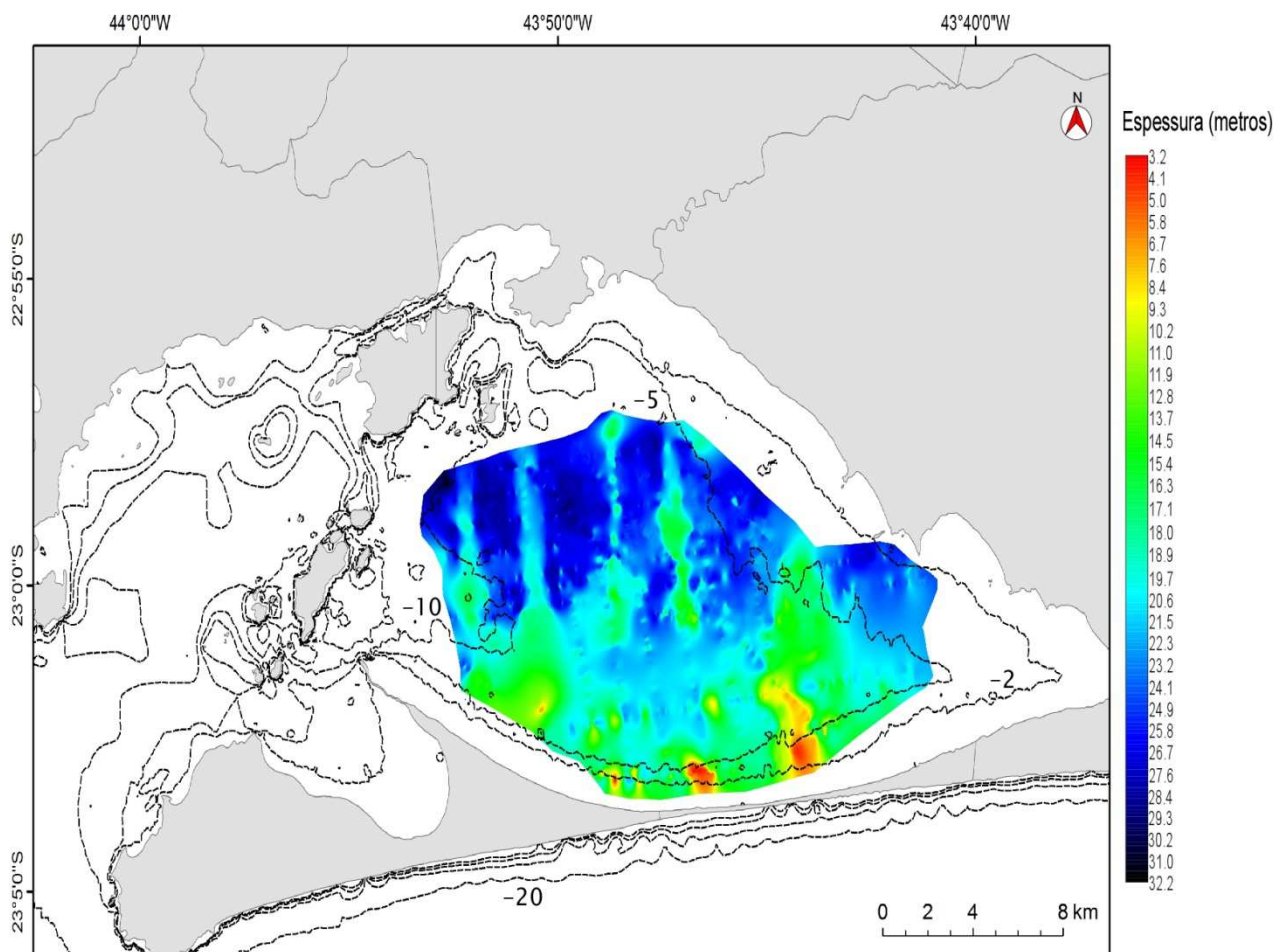


Fonte: O autor, 2019.

### Significado glacio-estático de deposição das unidades sísmicas U2-U5

As unidades sísmicas U2-U5, identificadas na área de estudos, representam as unidades sedimentares empilhadas logo acima da superfície de exposição S1 (MIS2), podendo assim serem interpretadas como unidades deposicionais transgressivas e de mar alto que testemunham a inundação progressiva da plataforma continental durante a última deglaciação, ocorrida globalmente a partir de ~20 ka A.P. O mapa de isópacas totais das unidades U2-U5 revela que a sedimentação pós-último glacial na região da baía de Sepetiba atinge espessuras consideráveis de até cerca de 30 m.

Figura 71 - Mapa de isópacas totais das unidades sísmicas U2-U5 ilustrando a espessura da sedimentação idades U2-U5 revela que a sedimentação.



Fonte: O autor, 2019.

Nesse contexto, pode-se propor um modelo glacio-eustático de deposição de cada uma das unidades sísmicas U2 a U5. Pode-se também correlacionar as diferentes condições de deposição estuarinas dessas unidades, como apontadas pela análise de suas fácies sísmicas (**Tabelas 1 e 2**), às fases de construção da Restinga da Marambaia como reveladas por Dadalto (2017).

### Unidade U2

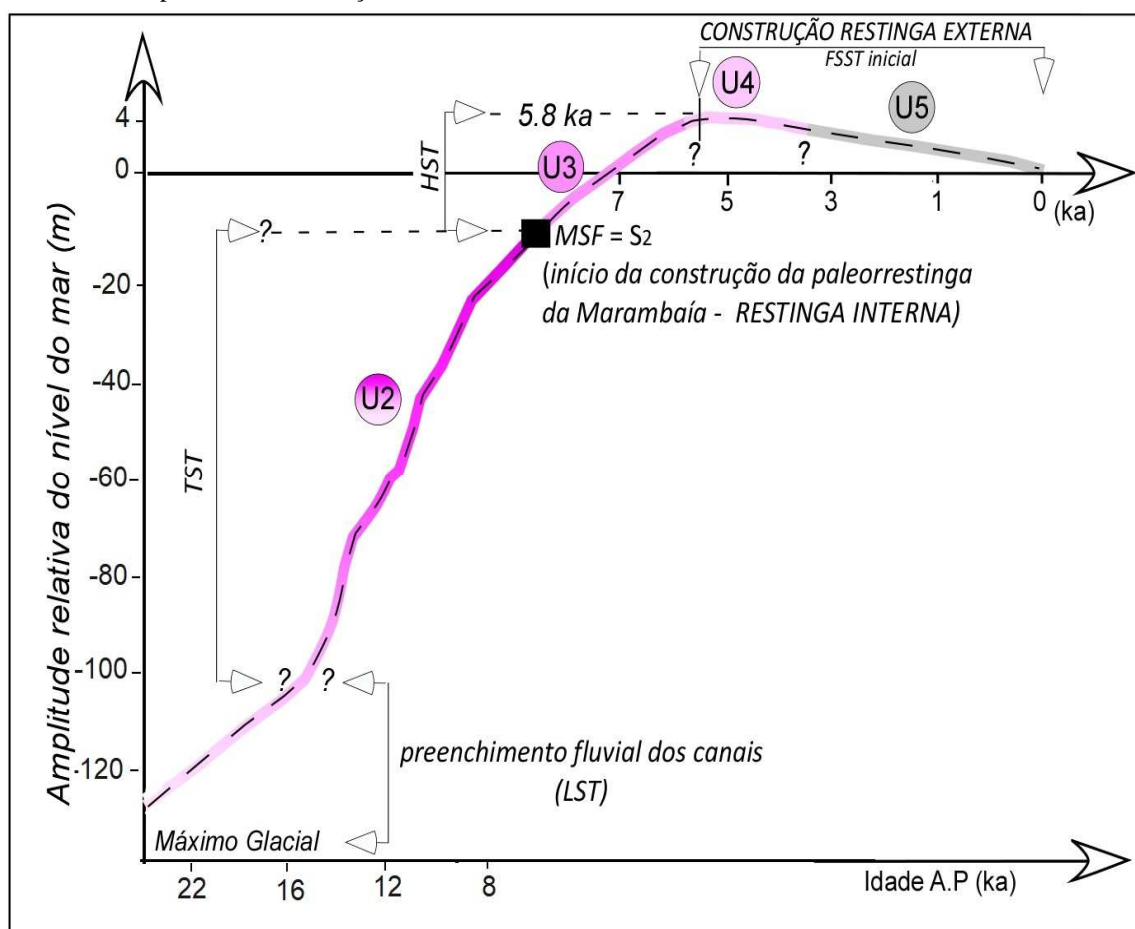
Como mostrado em RESULTADOS (item 5.1.2) a unidade sísmica U2 é caracterizada por canais fluviais com preenchimento fluvial na base e fluvio-estuarino confinado no topo dos canais (fácies *p2* e *p3*; **Tabela 2**), recobertos por fácies estuarinas de alta energia não



confinadas, amplamente distribuídas (fácies *p1* e *f2*; Tabela 1 e Tabela 2). Assim, a base da unidade U2 representa o registro de um ambiente que passa de fluvial na para um fluvio-estuarino no topo.

Além disso, a correlação com os resultados de Dadalto (2017) evidencia que a deposição da unidade U2 ocorreu antes do desenvolvimento da paleorrestinga da Marambaia (*Fase II*). As fácies que compõem a unidade U2 atestam fortes condições de dinâmica local, compatível com um modelo paleogeográfico de uma enseada, ou seja, condições estuarinas em conexão direta com o oceano – um estuário aberto. Deste modo, pode-se afirmar que a unidade U2 foi depositada durante a transgressão marinha na região, em ambiente estuarino aberto, sem nenhum confinamento, provavelmente até cerca de 8-7,5 ka A.P. – idade estimada de início da construção da paleorrestinga (a fase II de Dadalto, 2017).

Figura 72 - Correlação das unidades sísmicas U2-U3 com a curva de variação do nível do mar adotada para área de estudo, uma composição das curvas de Bard et al. (1990) e Angulo et al. (2006). MSF= Superfície de Inundação Máxima.



Fonte: O autor, 2019.

O topo da unidade U2, a superfície S2, pode assim ser designada como a Superfície de Inundação Máxima (*Maximum Flooding Surface – MFS*), que marca o limite superior do trato transgressivo na região, como já interpretada por Dadalto (2017).

#### Unidades U3 e U4

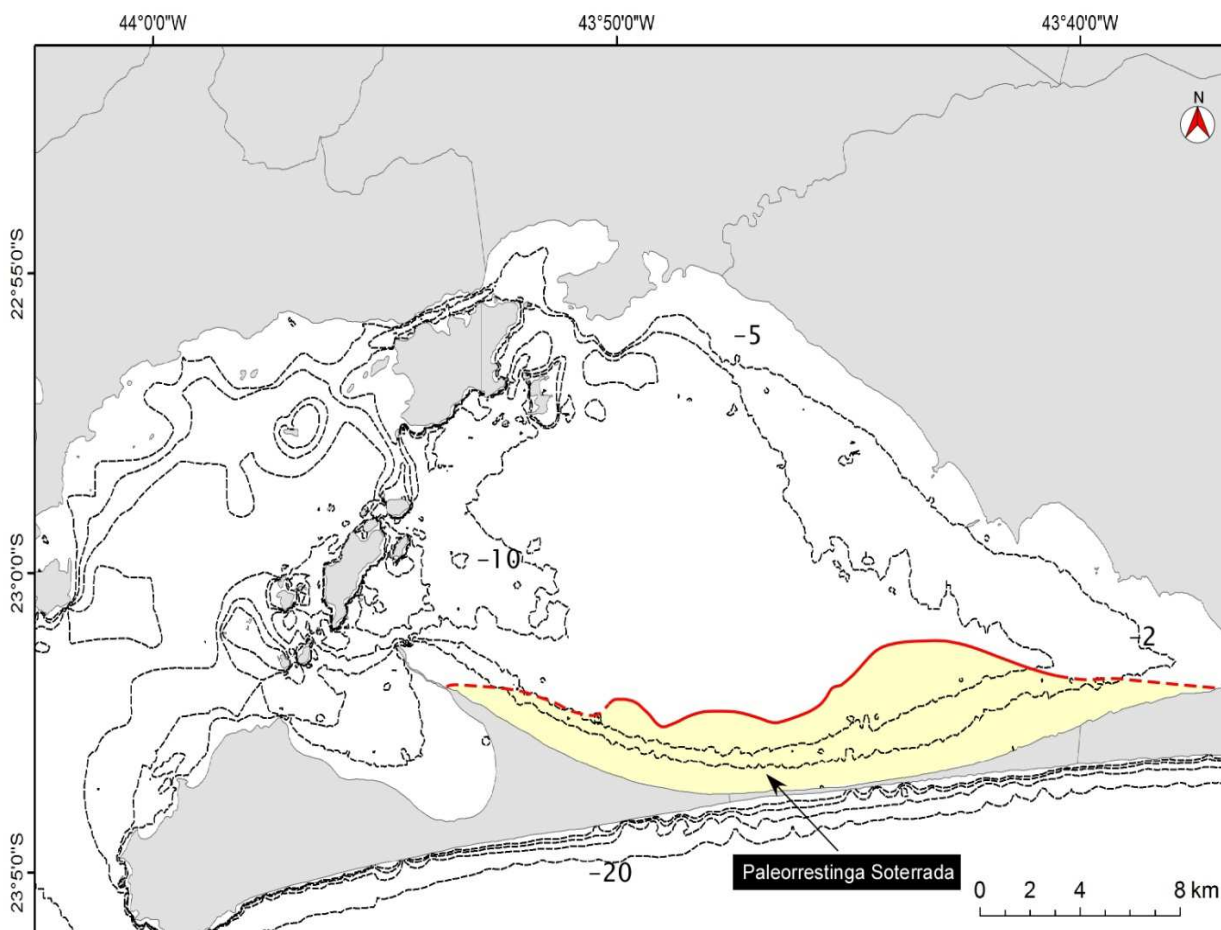
Como já apresentado em RESULTADOS (itens 5.1.3 e 5.1.4), as fácies sísmicas que compõem as unidades U3 e U4 (fácies *f3* e *f4*, Tabela 1), marcadas por canais de maré que se tornam gradativamente mais espaçado e mais fixos no espaço, apontam para um cenário de diminuição progressiva de circulação hidrodinâmica em relação ao estuário do tipo aberto implantado durante a tendência eminentemente transgressiva da região (deposição da unidade U2).

Espacial e temporalmente, as unidades sísmicas U3 e U4 correspondem à fase de construção e fechamento progressivo da paleorrestinga da Marambaia, atribuída por Dadalto (2017) a um período mais tardio da transgressão marinha, ocorrida entre cerca de 8-7,5 a 5,8 ka A.P. (*Fase III* de Dadalto, 2017). A diminuição progressiva de circulação hidrodinâmica revelada pelas unidades U3 e U4 indica uma fase de isolamento progressivo do ambiente estuarino, que pode ser associada à fase de deposição da paleorrestinga da Marambaia. Durante esse período predominaram os processos progradantes da paleorrestinga, hoje soterrada, sob condições de regressão normal (RN) mas induzidas por elevação eustática em desaceleração. Como decorrência, os ambientes estuarinos de deposição das unidades U3 e U4 desenvolveram-se ainda em contexto de transgressão marinha, porém em condições de energia progressivamente menor que durante a deposição da unidade U2, pois o crescimento da restinga levou ao fechamento progressivo de canais de maré que a cortavam e, logo, a um crescente isolamento dos ambientes estuarinos em uma posição de retro-barreira.

Deste modo, as características das fácies sísmicas estuarinas das unidades U3 e U4 podem assim ser explicadas: (i) a deposição dessas unidades ocorreu temporalmente associada à progradação da paleorrestinga da Marambaia, em condições de regressão normal, ocorridas entre a superfície *MFS* e o início da regressão marinha na região (Dadalto, 2017); (ii) desse modo a deposição dessas unidades constitui o Trato de Sistema de Mar Alto na região (Catuneanu, 2006), implantado ainda durante o afogamento do estuário, ou seja, a fase de transgressão marinha com tendência de taxas de elevação eustática em desaceleração, (iii) as condições de energia hidrodinâmica progressivamente menor são a resposta ao crescimento da paleorrestinga, que

como revelado por Dadalto (2017) foi acompanhado do fechamento progressivo dos canais de maré que a cortavam, resultando num crescente isolamento dos ambientes estuarinos em uma posição de retro-barreira

Figura 73 - Modelo simplificado demonstrando a distribuição da paleorrestinga soterrada, identificada a partir da interpretação dos dados sísmicos.



Fonte: O autor, 2019.

## Unidade U5

Finalmente, a unidade U5 é caracterizada em toda a região da Baía de Sepetiba por deposição estuarina mais calma, representada por refletores plano-paralelos contínuos, formando depósitos amplamente distribuídos por toda a baía ( fácies *f5*; Tabelas 1). Localmente, esta subunidade preenche canais de circulação que se tornam inativos. Por tais características, a unidade U5 é interpretada como um ambiente estuarino depositado em função do fechamento por completo da Restinga da Marambaia, provocando mudanças

significativas nas condições ambientais: inativação e preenchimento dos canais de circulação com sedimentos argilosos, típicos de ambientes fechados (correspondendo às *Fases IV e V* de Dadalto 2017) depositadas em contexto de regressão forçada a partir de ~5,8 Ka, como já indicado por Dadalto (2017).

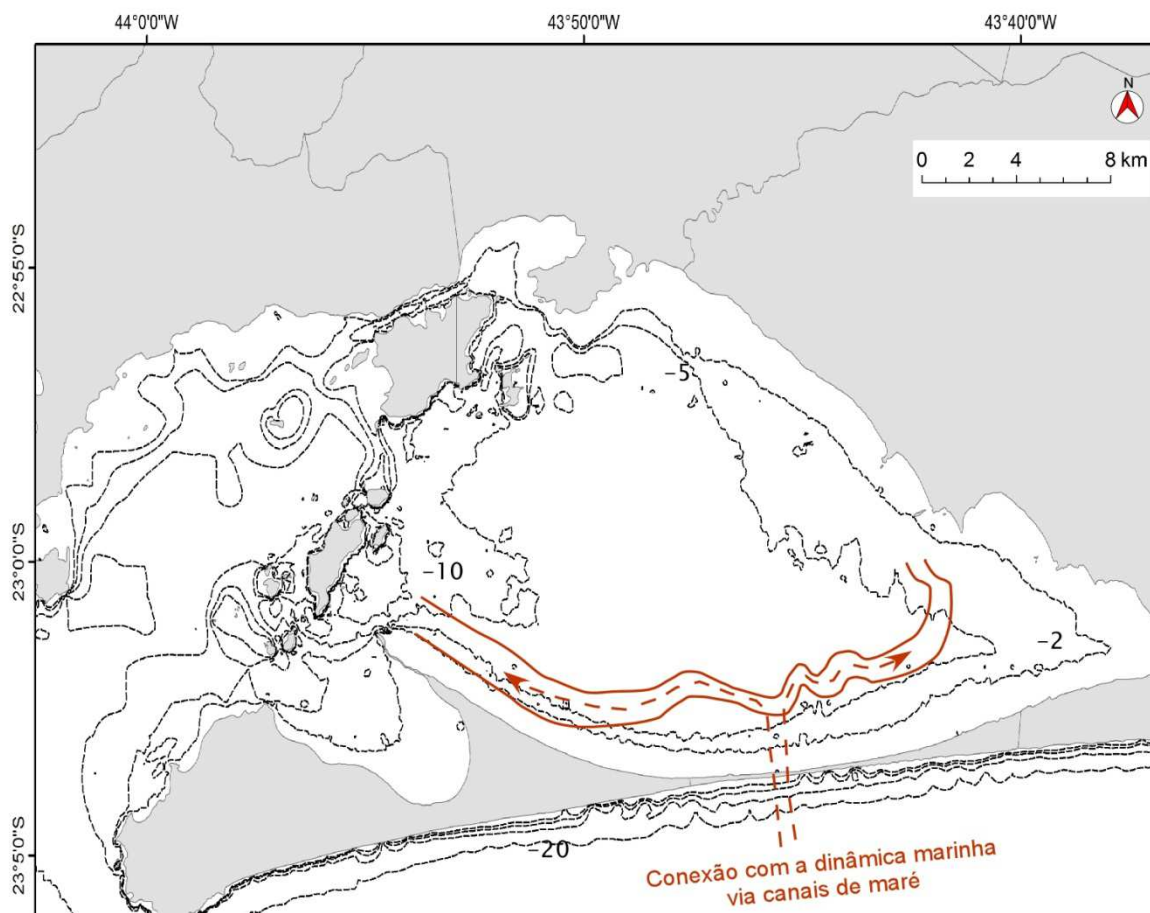
A *Fase IV* de Dadalto (2017) reflete a construção da atual Restinga da Marambaia sob condições de regressão forçada (RF). Os depósitos desta barreira progradante de regressão forçada recobrem a paleobarreira progradante de regressão normal construída na Fase III anterior.

#### Significado hidrodinâmico do grande canal de maré da unidade sísmica U5

Como já mostrado no Capítulo RESULTADOS (item 5.1.5), a unidade U5 é caracterizada por uma menor quantidade de canais estuarinos, esculpidos na sua superfície-base S4. Esses canais se caracterizam por um preenchimento predominantemente plano-paralelo, indicando circulação restrita e inativação da maior parte dos canais estuarinos no interior da Baía de Sepetiba, já isolada ( fácies *p5*; Tabela 2).

Dentre esses canais, destaca-se o grande canal encontrado na região próximo a restinga. Esse canal flui paralelo à restinga de forma meandrante e possui uma extensão regional de aproximadamente 26 km. O preenchimento desse canal é caracterizado por refletores plano-paralelos que indicam uma sedimentação em um ambiente de baixa energia. Esse canal foi primeiramente interpretado por Borges (1998) como sendo um canal fluvial, relacionado à última exposição da plataforma continental. Deste modo, segundo a autora, a área da atual restinga teria sido uma área topograficamente elevada a impedir a livre drenagem fluvial em direção à plataforma adjacente, causando logo o desvio do canal para oeste. Mais recentemente, esse mesmo canal foi reinterpretado já como um canal de circulação estuarina, inativado durante a deposição da unidade U5 (Mattosso, 2014; Amendola, 2016).

Figura 74 - Modelo simplificado propondo a conexão entre baía e mar aberto, via canais de maré ainda existentes durante deposição de U3 e U4 cortando a paleorrestinga ainda em desenvolvimento.

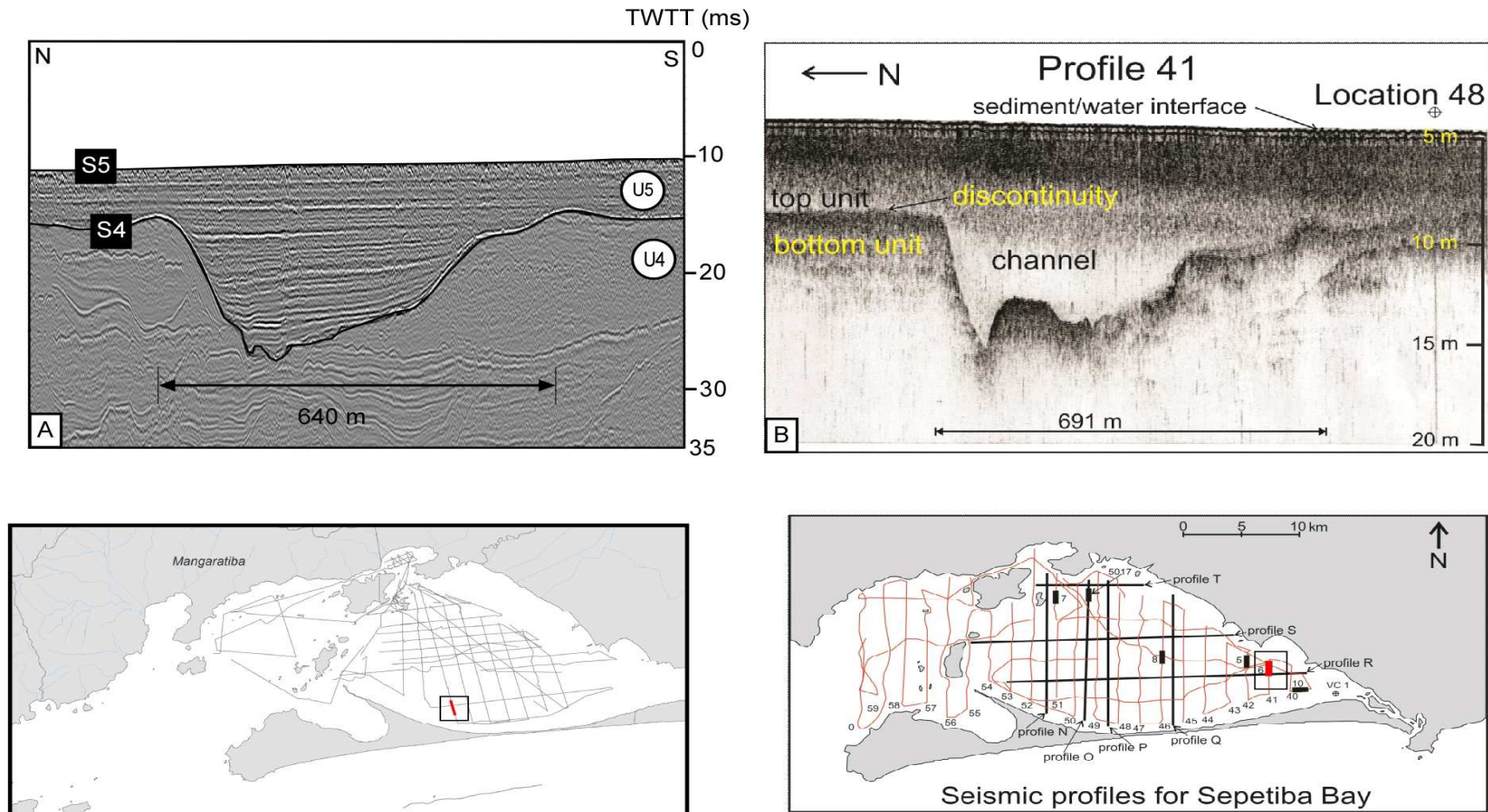


Fonte: O autor, 2019.

Contudo, a fácies de preenchimento bastante calma (fácies *p5*; **Tabela 2**), assim como as relações estratigráficas de corte do canal com as unidades deposicionais, indicam que ele esteve na verdade ativo antes da deposição da unidade U5, ou seja, durante a deposição da unidade U4, e possivelmente da unidade U3, tendo sido desativado durante a deposição da Unidade U5. Isso implica em que durante a fase de atividade desse canal, a paleorrestinga ainda possuía canais de conexão com o mar aberto (fases III e IV de Dadalto, 2017). Desse modo, pode-se especular que o canal representava a circulação de correntes induzidas por marés e ondas que entravam no paleoestuário e se distribuíam lateralmente, via canais de maré ainda ativos cortando a restinga.



Figura 75 - Figura comparativa mostrando o canal paralelo a atual Restinga da Marambaia neste estudo (A) e o mesmo canal identificado por Borges (1998) em outro local da área de estudo (B).



Fonte: O autor, 2019.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise das feições, das fácies e unidades sísmicas interpretadas no interior da atual Baía de Sepetiba revelou importantes informações paleogeográficas e de ambientes deposicionais que apontam para modificações ambientais sofridas pelo ambiente durante a última transgressão marinha Pleistoceno Tardio-Holoceno (últimos ~20 ka). As principais conclusões podem ser assim resumidas:

- (i) a última regressão marinha ocorrida entre MIS5e-MIS2 esculpiu uma rede de paleodrenagem fluvial, composta por quatro paleovales fluviais C1-C4, hoje fossilizada sob as unidades U2-U5, evidenciando que a atual rede de drenagem da região de Sepetiba já cruzou a região da atual Restinga da Marambaia em direção à plataforma interna-média adjacente;
- (ii) o padrão de preenchimento sedimentar dos paleocanais fluviais (preenchimento fluvial na base, seguido de um preenchimento fluvio-estuarino confinando no topo) atesta que o atual ambiente da Baía de Sepetiba, formado em função do afogamento da área durante a última transgressão marinha, evolui a partir de um sistema estuarino inicialmente confinado na região – ambientes estuarinos confinados aos canais fluviais;
- (iii) as características sísmicas internas das unidades transgressivas e de mar alto U2-U5 indicam que ambiente evoluiu da base para o topo de um ambiente estuarino aberto de alta energia (unidade U2), em forma de enseada diretamente conectada ao mar, para um ambiente progressivamente mais isolado e de energia mais baixa (unidades U3 e U4), influenciados pelas fases de construção, e progressivo fechamento, da restinga da Marambaia ocorridas entre ~ 8,0-7,5 ka a 5,8 ka. Finalmente, um ambiente estuarino como o atual, isolado por uma restinga continua começou a se desenvolver durante a deposição da Unidade U5, ocorrida nos últimos 5,8 ka.

## REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). Plano estratégico de recursos hídricos das bacias hidrográficas dos Rios Guandu, da Guarda e Guandu Mirrim: relatório gerencial. Agência Nacional de Águas, Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos; elaboração, Sondotécnica Engenharia de Solos S. A. Brasil: ANA, SPR,. 130 p. 2006
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p.135-150. 1998.
- AMENDOLA, G.. *Sistema de paleocanais da Baía de Sepetiba: significado estratigráfico e paleoambiental*. Monografia de conclusão de curso. Faculdades de Oceanografia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 89 p. 2016.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C.S. A critical review of mid-Late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*. 25, 5-6, 486-506. 2006.
- BARD, E.; HAMELIN, B.; FAIRBANK, R.G. (1990). U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, v. 346, p. 456–458.
- BARD, E.; HAMELIN, B.; ARNOLD, M.; MONTAGGIONI, L.; CABIOCH, G.; FAURE, G.; ROUGERIE, F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, v. 382, p. 241–244, 1996.
- BLUM, M.; MARTIN J.; MILLIKEN K.; GARVIN M. 2013. Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews* 116: 128–169.
- BORGES, H.V. Dinâmica Sedimentar da Marambaia e Baía de Sepetiba. 1990. 82p. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1990.
- BORGES, H.V. 1998. 145p. *Holocene Geological Evolution of Sepetiba Bay and Marambaia Barrier Island, Brazil*. Dissertation (PhD in Coastal Oceanography), Marine Sciences Research Center, State University of New York. New York. 1998.
- BORGES, H.V.; NITTRouer, C.A. Sediment accumulation in Sepetiba Bay (Brazil) during the Holocene: A reflex of the human influence. *Journal of Sedimentary Environments*, v.1, n. 1, p. 96-112, 2016.
- BRONIMANN, P.; MOURA, J.A. & DIAS BRITO, D. 1981. Ecologia dos Foraminíferos e microrganismos associados da área de Guaratiba/Sepetiba: Modelo ambiental e sua aplicação na pesquisa de hidrocarbonetos. Relatório 3549, PETROBRÁS. 81pp.
- BRUNETTA, R. *O processamento da sísmica de reflexão rasa – desafios encontrados no estudo de modelos análogos a reservatórios fraturados*. 2005. 97p. Tese (Mestrado em Geologia), Setor de Ciências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2005.

CARELLI, S.G. et al. Contribuição à evolução Cenozóica costeira da Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10, 2007, Diamantina. Anais... Diamantina, 2007.

CARELLI, S.G. et al. Síntese da evolução geológica Cenozóica da baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia, sul do estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13, ABEQUA, 2011, Búzios. Anais... Búzios, ABEQUA, 2011.

CARVALHO, B. C.. *Aplicação de múltiplas ferramentas no estudo do transporte de sedimentos na margem interna da restinga da Marambaia (baía de Sepetiba, RJ)*. 2014. 140p Dissertação (Mestre em oceanografia), Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 375p. 1 ed. Oxford, Elsevier, 2006.

CHAUMILLON, E.; TESSIER, B; REYNAUD, J. Y.. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2010, t. 181, no 2, pp. 75-85

CHURCH, M.. Bed material transport and the morphology of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325–354. 2006

CUNHA, C.L.N.; ROSMAN, P.C.C.; FERREIRA, T.C.N.M., Hydrodynamics and water quality models applied to Sepetiba Bay. *Continental Shelf Research*, v. 26, p. 1940–1953, 2006.

DADALTO, T (2017). *Arquitetura Estratigráfica e Evolução Geológica da Restinga da Marambaia (RJ)*. Tese de doutorado. Universidade Federal Fluminense. 275 p.

DIAS, G. T.M.; B. KJERFVE. Barrier and beach ridge systems of the Rio de Janeiro coast. In \_\_\_\_\_ *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. S. R. Berlin/Heidelberg, Dillenburg and P. A Hesp (eds), Springer-Verlag, 2008, Cap 7, p. 225-252.

FRAGOSO, M.R. *Estimativa do padrão de circulação da Baía de Sepetiba – RJ através de modelagem numérica*. 1995. 48p. Monografia (Bacharelado em Oceanografia), Departamento de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 1995.

FRIEDERICHS, Y.L. *O sistema fluvio-estuarino da baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma interna adjacente (RJ)*. 2012. 181p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2012.

FRIEDERICHS, Y.L. et al. Arquitetura sísmica do sistema fluvio-estuarino da baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma adjacente, Rio de Janeiro, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1), p.124-138. 2013.

GOMES, M. P.; VITAL, H.; MACEDO, J. W. P. Fluxo de processamento aplicado a dados de sísmica de alta resolução em ambiente de plataforma continental. Exemplo: Macau-RN. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, n. 1, p. 173-186. 2011.

GREEN, A.N.. Palaeo-drainage, incised valley fills and transgressive systems tract sedimentation of the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Marine Geology* 263 46–63. 2009

HEILBRON, M. et al. From collision to extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak W.U. & Talwani M. (eds.), *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, D. C., American Geophysical Union as part of the Geophysical Monograph Series, Volume 115, 1-32. 2000.

HO BAE, S.; Kong, G. S.; Lee, G. S.; Yoo, D. G.; Kim, D. C.. Incised channel morphology and depositional fill of the paleo-Seomjin River in the continental shelf of the South Sea, Korea. *Quaternary International* 468, 49-61. 2018.

HUNT, D., TUCKER, M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.

JOURDAN, P.; MARTON E.; PIMENTEL, L.C. Caracterização do regime de vento próximo à superfície na região metropolitana do Rio de Janeiro no período 2002-2006. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006, Florianópolis. Anais... Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006

LACERDA, L.D. et al. Mercury distribution and reactivity in waters of a subtropical coastal lagoon, Sepetiba Bay, SE Brasil. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, v. 12, n. 1, p. 93-98, 2001.

LORD, M.L.; GERMANOSKI, D.; ALLMENDINGER, N.E.. Fluvial geomorphology: Monitoring stream systems in response to a changing environment. Pages 69–103 in R. Young and L. Norby, editors. *Geological Monitoring*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA. 2009.

MAIA, R.M.C et al. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, n. 58 (special issue, IGCP526): p. 15–29, 2010.

MATTOSO, Y. M. Evolução do Sistema de Paleocanais da Baía de Sepetiba. Monografia (Bacharelado em oceanografia). Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2014

MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In \_\_\_\_\_ *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. v. 26. Tulsa, AAPG, 1977, p. 294-312.

MOURA, J.A.; DIAS-BRITO, D.; BRÖNNIMANN, P. 1982 Modelo ambiental de laguna costeira clástica - Baía de Sepetiba, RJ. IV SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 1982, 4, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: Simpósio do Quaternário no Brasil: 135-152.



MUEHE, D.; VALENTINI, E. *O litoral do estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental*. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998. 123p.

NASCIMENTO, D. N. *Condicionantes Geológicas Atuantes na Baía de Sepetiba/RJ – Estudo de Caso na Bacia do Rio Mazomba-Cação*. 2006. 55 p. Monografia (Bacharelado em Geologia) Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2006.

NORDFJORD, S., Goff, J.A., Austin, J.A.J. and Gulick, S.P.S. Seismic facies of incised-valley fills, New Jersey continental shelf: implications for erosion and preservation processes acting during latest Pleistocene-Holocene transgression. *J. Sed. Res.*, 76,1284–1303. 2006

OLIVEIRA, A. O.. *Arquitetura sísmica e paleogeografia da Restinga da Marambaia (RJ) no contexto estratigráfico da baía de Sepetiba e da plataforma rasa adjacente*. Monografia (Bacharelado em oceanografia). Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2015

PEREIRA, S.D. . *Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba - RJ*. 1998. 133 p. Tese (Doutorado em Geologia), Centro de Geologia Costeira e Oceânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1998

PEREIRA, S.D.; CHAVES, H.A.F.; COELHO, L.G. The little ice age in the region of Sepetiba Bay, Rio de Janeiro. Brazil. *Journal of Coastal Research*, v.1, p.252-256, 2009

POÇO, R.G.C.T. (2015). *Estratigrafia sísmica e paleodrenagem de sistemas deposicionais quaternários da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos*. 2015. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal Fluminense: Dinâmica dos Oceanos e da Terra; Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha. Rio de Janeiro. Niterói. 272p.

POÇO, R.G.C.T; Reis, A.T.; Silva, C.G., R. M. Maia (2016). Detalhamento arquitetural do arcabouço estratigráfico Quaternário da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2016. Resumo Expandido, 6 páginas.

PONÇANO, W.L.; FÚLFARO, V.J; GIMENEZ, A.F. Sobre a origem da Baía de Sepetiba e da Restinga da Marambaia, RJ. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Anais... Rio Claro, 1979 p. 291-304.

POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Facies Models Revisited. *SEPM (Society for Sedimentary Geology. SEPM Special Publication 84. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 2006*.

RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; ASLANIAN, D.; OLIVET, J. L.; JOSEPH, P.; GUILLOCHEAU, F.; BOURRILLET, J. F.; LEDREZEN, E.; GRANJEAN, D. 2006. Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: a record of 100,000 years climatic change. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, n. 6-7, p. 775-804.

REIJENSTEIN, H.M.; POSAMENTIER, H.W.; BHATTACHARYA, J.P. 2011. Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of : *AAPG Bulletin*, v. 95/11, p. 1959-1990.

REIS, A.T.R. et al. Feições geomorfológicas indicativas de variações eustáticas e de exposição sub-aérea da plataforma continental sul Fluminense durante o Pleistoceno superior-Holoceno. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.29, n.3, p. 1-24. 2011.

REIS A.T., MAIA R.M., SILVA C.G., RABINEAU M., GUERRA J.V., GORINI C., AYRES A., ARANTES-OLIVEIRA R., BENABDELLOUAHED M., SIMÕES I.V., TARDIN R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology, Drowned Landscape special volume*, 30 p. , Drowned Landscape special volume, 30 p. 2013

RIEU, R.; VAN HETEREN; SPEK, A.J.F.V.D.; BOER, P. L.. **Development and** Preservation of a Mid-Holocene Tidal-Channel Network Offshore the Western Netherlands. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, VOL. 75, NO. 3, P. 409–419. 2005.

RIO DE JANEIRO. Secretaria de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável, SEMADS. *Bacias hidrográficas e recursos hídricos da macrorregião 2 - BACIA DA BAÍA DE SEPETIBA*. Rio de Janeiro, RJ. 79 p. 2001.

RODRIGUES, P. P. G. W. *Aporte de Metais Pesados para a Baía de Sepetiba e seu Comportamento na Região Estuarina*. Tese (Doutorado em Geociências), Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1990. 161 p.

RONCARATI, H., BARROCAS, S.L.S. *Projeto Sepetiba: Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baía de Sepetiba, Município do Rio de Janeiro, Itaguaí e Mangaratiba, RJ*. Rio de Janeiro: CENPES-Petrobras. 83 p., 1978.

RONCARATI, H.; MENEZES, L.F.T. Marambaia, Rio de Janeiro: origem e evolução. In \_\_\_\_\_ *História Natural da Marambaia* (L.F.T. Menezes, A.L. Peixoto & D.S.D. Araujo, orgs.). Editora da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2005, p.15-38.

ROSGEN, D.L.. A classification of natural rivers. *Catena*, 22, 169–199. 1994

SAMPAIO, A.C. *O Controle dos Lineamentos Morfoestruturais na Evolução Recente da Baía de Sepetiba*. Tese (Doutorado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

SCHUMM, S.A.. *The Fluvial System*. Wiley, New York, 338 pp. 1977

SEMADS. *Bacias Hidrográficas e Recursos Hídricos da Macrorregião Ambiental 2 - Bacia da Baía de Sepetiba* Rio de Janeiro: SEMADS, 79 p.. 2001.

SIGNORINI, S.R. A study of the circulation in Bay of Ilha Grande and Bay of Sepetiba: part I. A survey of the circulation based on experimental field data. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 29, n. 1, p. 41-55, 1980.

SILVA, A. (1992). *Evolução sedimentar pós-miocênica na área nordeste da Bacia de Campos, Rio de Janeiro*. 1992. 57p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Rio de Janeiro.

SLATT, R.. Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists, and Engineers, Volume 61, 2nd Edition. 2013

SOUZA, O.N.P.; SANTOS, I.A. Estudo da Brisa e sua Influência na Dispersão de Poluentes em um Ambiente Costeiro Complexo Através de um Modelo de Trajetórias. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. Anais... Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

TUBBS FILHO, D.; ANTUNES, J. C. O.; VETTORAZZI, J. S. Bacia Hidrográfica dos Rios Guandu, da Guarda e Guandu-Mirim: Experiências para a gestão dos recursos hídricos. Comitê Guandu. INEA. Rio de Janeiro, 2012

VAIL P.R., MITCHUM Jr R.M., THOMPSON S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In \_\_\_\_\_ Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma. U.S.A. p. 83-96, 1977.

VILLENA, H.H. *Evolução sedimentar do cone de deposição do Rio Guandu, Baía de Sepetiba – RJ*. Tese (Doutorado em Geologia), Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2007. 170 p

VILLENA, H.H. et al. Índícios da variação do nível do mar na Baía de Sepetiba. In \_\_\_\_\_ *Baía de Sepetiba: Estado da Arte*. Rio de Janeiro, Corbã., 240 p., 2012

WALDHEIM, P.V.; SANTOS, I.A. Uma Caracterização dos Ventos em Santa Cruz para Aplicação em Poluição Atmosférica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. Anais... Fortaleza: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004

WASSERMAN, J. C. *O impacto da mobilização química de metais durante um serviço de dragagem na Baía de Sepetiba para o Terminal Marítimo da CSA*. Rio de Janeiro: CSA, 2005. 83p. Relatório de Dragagem da CSA.

WILLIAMS, G. P.. River Meanders and Channel Size. *Journal of Hydrology*, 88, 147-164. 1986.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.