

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EMBASAMENTO CRISTALINO AO LONGO DA PLATAFORMA RASA SUL  
FLUMINENSE CARACTERIZADO POR SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO**

**CONRADO RIZZO FRESCHI**

**ORIENTADOR:**

**PROF. ANTONIO TADEU REIS  
(DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA – UERJ)**

**JUNHO DE 2017**

EMBASAMENTO CRISTALINO AO LONGO DA PLATAFORMA RASA SUL  
FLUMINENSE CARACTERIZADO POR SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO

CONRADO RIZZO FRESCHI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA DA UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

SETOR: GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

ORIENTADOR: PROF. DR. ANTONIO TADEU REIS

APROVADA POR:

---

PROF. DR. CLEVERSON GUIZAN SILVA, LAGEMAR/ UFF

---

PROF<sup>a</sup>. DR<sup>a</sup>. NATASHA STANTON, FAOC/UERJ

---

PROF. DR. ANTONIO TADEU REIS, FAOC/UERJ

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG  
Gerada com informações fornecidas pelo autor

F884e Freschi, Conrado Rizzo  
Embasamento Cristalino ao Longo da Plataforma Rasa Sul  
Fluminense Caracterizado por Sísmica de Alta Resolução /  
Conrado Rizzo Freschi ; Antônio Tadeu Reis Reis, orientador.  
Niterói, 2017.  
109 f. : il.  
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,  
Niterói, 2017.  
DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2017.m.36897139866>  
1. Sísmica de alta resolução. 2. Plataforma fluminense.  
3. Embasamento. 4. Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do  
Brasil. 5. Produção intelectual. I. Reis, Antônio Tadeu  
Reis, orientador. II. Universidade Federal Fluminense.  
Instituto de Geociências. III. Título.  
CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

## **RESUMO**

O presente estudo é baseado na interpretação de cerca de 11000 km de perfilagem sísmica de alta resolução coletada na plataforma sul fluminense em vários níveis de resolução (dados sísmicos mono e multicanal adquiridas com fontes *boomer* de 300 – 1000 J e *sparker* de 700 – 1000 J). O objetivo central do trabalho buscou, essencialmente, correlacionar possíveis variações morfológicas e de profundidade do embasamento cristalino presente sob a plataforma continental, com o arcabouço estrutural conhecido no continente emerso. A metodologia empregada contemplou as técnicas clássicas de interpretação de fácies sísmicas e de reconhecimento de feições morfológicas do embasamento empregadas na etapa de interpretação, com dados geológicos continentais disponíveis na literatura, buscando a integração dos padrões sísmicos do embasamento marinho proximal com a geologia continental circundante. Entre os principais resultados destaca-se: (i) o imageamento de uma extensa faixa de cerca de 160 km de extensão de embasamento cristalino soterrado sob a plataforma continental permitiu a identificação de 6 (seis) domínios morfológicos principais, distribuídos na direção E-W entre Cabo Frio (à leste) e Baía de Sepetiba (à oeste); (ii) a correlação espacial desses domínios com as estruturas georeferenciadas do continente emerso, levou à correlação dos domínios morfológicos a unidades estruturais do embasamento cristalino submerso, revelando compartimentos estruturais limitados lateralmente pela extensão em direção ao oceano de estruturas dos orógenos do Ciclo Brasileiro ou do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Esses compartimentos estruturais foram denominados, de leste a oeste, como: Compartimento Cabo Frio; Compartimento Saquarema; Compartimento Jacaré; Compartimento Guanabara; Compartimento Jacarepaguá; e Compartimento Sepetiba; (iii) a expressão sísmica, e das formas das feições do embasamento, pode também ser, tentativamente, correlacionada a diferentes litologias e formas geomorfológicas das suítes rochosas que compõem as principais unidades tectônicas conhecidas no continente emerso, como os Terrenos Tectônicos Ocidental, Oriental e Cabo Frio.

**Palavras chave:** sísmica de alta resolução, plataforma continental, embasamento, Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil.

## **ABSTRACT**

This study is based on the analysis and interpretation of about 11000 km of high-resolution seismic survey, monochannel and multichannel seismic profiling acquired with 300 – 1000 J boomer and 700 – 1000 J sparker sources along the inner-mid continental shelf of Rio de Janeiro State. The major objective of the study is an attempt to correlate variations of the crystalline shelf basement morphology and depth with the structural framework mapped on land. The methodology employed relied on the classical techniques of seismic interpretation, focusing on: the identification of variable basement seismic facies and well as variable basement morphologies and depth, with the major structures of the continental framework, seeking the integration of the seismic patterns of the near shore basement with the surrounding continental geology. The analytical results first led to major results, such as: (i) the identification of the existence of six major morphological domains laterally distributed along ~160 km of continuous imaged crystalline basement between the Cape Frio (Cabo Frio), to east, and Sepetiba Bay (Baía de Sepetiba), located to the west; (ii) the spatial correlation of those morphological domains with the georeferenced continental structural framework allowed us to identify the basement morphological domains as individual structural units, bounded by the oceanward continuation either of structures of the Pan-African continental framework or from the Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil. These structural compartments were named in the present study from east to west as: Cabo Frio, Saquarema, Jacaré, Guanabara, Jacarepaguá and Sepetiba structural compartments; (iii) distinct identified basement seismic facies and geometrical forms were finally tentively correlated to the variable lithological suites which compose the main tectonic units mapped on-land like on Ocidental, Oriental and Cabo Frio Terrane.

**Key words:** high-resolution seismic, continental shelf, basement, Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b>	III
<b>ABSTRACT</b>	IV
<b>SUMÁRIO</b>	V
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	VII
<b>AGRADECIMENTOS</b>	XI
<b>1. INTRODUÇÃO</b>	12
<b>2. OBJETIVOS E METAS</b>	15
<b>3. ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA REGIONAL</b>	16
3.1 NATUREZA E ESTRUTURAÇÃO DO EMBASAMENTO CONTINENTAL E DA BACIA DE SANTOS	17
3.2 O SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL (SRCBS)	20
3.3 MORFOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUL FLUMINENSE	26
3.4 GEOMORFOLOGIA E FIOGRAFIA DA ZONA COSTEIRA EMERSA FLUMINENSE	27
3.5 COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DA COSTA SUL FLUMINENSE	29
3.6 ESTUDOS PRÉVIOS ENVOLVENDO O RECONHECIMENTO SÍSMICO DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA SUL FLUMINENSE	33
<b>4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE OS MÉTODOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO</b>	35
4.1 MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO MARINHA	35
4.2 CONCEITOS FUNDAMENTAIS DE SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO	37
4.3 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA	43
<b>5. BASE DE DADOS E METODOLOGIA</b>	46
5.1 BASE DE DADOS	46
5.2 PROCESSAMENTO DA BASE SÍSMICA MULTICANAL	49
<b>6. RESULTADOS</b>	64
6.1 CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA E TIPOS MORFOLÓGICOS DO EMBASAMENTO	64
6.1.1 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB1	64
6.1.2 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB2	65
6.1.3 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB3	70
6.1.4 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB4	72
6.1.5 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB5	72
6.1.6 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB6	75
6.2 CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA DO EMBASAMENTO AO LONGO PLATAFORMA RASA SUL FLUMINENSE	77

6.2.1	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO A</i>	79
6.2.2	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO B</i>	82
6.2.3	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO C</i>	85
6.2.4	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO D</i>	87
6.2.5	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO E</i>	90
6.2.6	<i>DOMÍNIO MORFOLÓGICO F</i>	93
<b>7.</b>	<b>DISCUSSÃO</b>	<b>94</b>
7.1	COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA PLATAFORMA INTERNA-MÉDIA SUL FLUMINENSE	94
7.1.1	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL CABO FRIO</i>	96
7.1.2	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL SAQUAREMA</i>	97
7.1.3	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL JACONÉ</i>	97
7.1.4	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL GUANABARA</i>	98
7.1.5	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL JACAREPAGUÁ</i>	100
7.1.6	<i>COMPARTIMENTO ESTRUTURAL SEPETIBA</i>	100
7.2	A CORRELAÇÃO ENTRE A COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA CONTINENTAL E OS TERRENOS TECTÔNICOS CONTINENTAIS DO CICLO BRASILIANO	101
<b>8.</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>104</b>
<b>9.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>106</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA SIMPLIFICADO DO ARCABOUCO ESTRUTURAL DA ÁREA EMERSA E DA PLATAFORMA CONTINENTAL NO SUDESTE DO BRASIL. A FIGURA ILUSTRA A DISTRIBUIÇÃO DOS QUATRO RIFTES DO SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL (SRCSB): (A) PARAÍBA DO SUL, (B) LITORÂNEO, (C) RIBEIRA, E (D) MARÍTIMO; E DAS SUAS PRINCIPAIS FALHAS LIMITANTES, PREENCHIMENTO SEDIMENTAR, INTRUSÕES/LAVAS ALCALINAS, CHARNEIRA CRETÁCEA DAS BACIAS DE SANTOS/CAMPOS E O RIO PARAÍBA DO SUL (MODIFICADO DE ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). EM LINHA PONTILHADA VERMELHA ESTÁ A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS. ....	12
FIGURA 2: SEÇÃO COMBINADA USANDO DADO SÍSMICO MARINHO DA BACIA DE SANTOS E UMA SEÇÃO TRANSVERSAL CONTINENTAL ATRAVÉS DA FAIXA RIBEIRA MOSTRANDO A JANELA DE DADOS DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA INTERNA-MÉDIA, COM MAPA DE LOCALIZAÇÃO COM A ÁREA DE ESTUDO (LEVEMENTE MODIFICADO DE ASHBY, 2013). ....	14
FIGURA 3: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (ISOBATAS EM METROS). ....	15
FIGURA 4: LOCALIZAÇÃO E OS LIMITES DA BACIA DE SANTOS, O ALTO DE FLORIANÓPOLIS E O ALTO DE CABO FRIO. O RETÂNGULO VERMELHO REPRESENTA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA ÁREA DE ESTUDO. (LEVEMENTE MODIFICADO DE MIO, 2005). ....	16
FIGURA 5: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO COM A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA ÁREA DE ESTUDO MOSTRANDO A FAIXA RIBEIRA CENTRAL COM O DOMÍNIO TECTÔNICO CABO FRIO E A MARGEM CONTINENTAL ADJACENTE. CFPCL - LINEAMENTO CABO FRIO - POÇOS DE CALDAS (MODIFICADO DE STANTON <i>ET AL.</i> , 2010). ....	18
FIGURA 6: IMAGEM DE SATÉLITE (LANDSAT 7) ILUSTRANDO A SUBCOMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO GRÁBEN DA GUANABARA (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). ....	21
FIGURA 7: PERFIL MORFO-ESTRUTURAL INTERPRETADO DO GRÁBEN DA GUANABARA. PERFIL TÍPICO DE TECTÔNICA DOMINÓ, COM GRÁBEN ASSIMÉTRICO COM BORDA FALHADA (SERRA DO MAR) E BORDA FLEXURAL (MACIÇO DA TIJUCA). LINHA VERMELHA NO PERFIL REPRESENTA UMA INTERPRETAÇÃO DA ATITUDE ATUAL DA SUPERFÍCIE DE APLAINAMENTO JAPI. (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). ....	22
FIGURA 8: MAPA CONJUGADO COM AS PRINCIPAIS FEIÇÕES TECTÔNICAS NA REGIÃO DE ESTUDO (SIMPLIFICADO E MODIFICADO DE ZALÁN & OLIVEIRA, 2005; STANTON <i>ET AL.</i> , 2014; STANTON & SCHMITT, 2015). ....	24
FIGURA 9: MAPA CONJUGADO DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS DA REGIÃO DE ESTUDO (MODIFICADO E SIMPLIFICADO DE ZALÁN & OLIVEIRA, 2005; STANTON, 2010; STANTON <i>ET AL.</i> , 2014; STANTON & SCHMITT, 2015). ....	25
FIGURA 10: BATIMETRIA CONJUGADA A MAPA DE GRADIENTE DO FUNDO MARINHO DO SUDESTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (REIS <i>ET AL.</i> , 2013). ....	27
FIGURA 11: RELEVO DO PLANALTO ATLÂNTICO FLUMINENSE, DESTACANDO AS ESCARPAS QUE DELIMITAM OS GRÁBENS LITORÂNEOS E CONTINENTAIS. GRÁBENS: GP – GRÁBEN DE PARATI, GGS – GRÁBENS GUANDU SEPETIBA, GBC – GRÁBEN DA BAIJA DA GUANABARA, GBSJ – GRÁBENS BARRA DE SÃO JOÃO. COMPARTIMENTOS: A – PARATI-BOCAINA-MURUQUI, B – ARARAS-TINGUÁ-COUTO, C – ÓRGÃOS-BOTIJA, D – MACAÉ-IMBÉ-DESENGANO. OS PERFIS TRANSVERSAIS RESSALTAM A GRANDE AMPLITUDE DO RELEVO E OS ABRUPTOS DESNIVELAMENTOS DA SUPERFÍCIE DE CIMEIRA SUL-AMERICANA (TRAÇOS ACIMA DO PERFIL TOPOGRÁFICO), E AS FALHAS INFERIDAS (TRAÇOS INCLINADOS) (HASUI, 2012). ....	29
FIGURA 12: MAPA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS DE CABO FRIO A SAQUAREMA (MUEHE <i>ET AL.</i> 2006). ....	30



FIGURA 13: MAPA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS DE SAQUAREMA A NITERÓI (MUEHE <i>ET AL.</i> 2006).....	31
FIGURA 14: MAPA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS DA BAÍA DA GUANABARA (MUEHE <i>ET AL.</i> 2006).....	31
FIGURA 15: MAPA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS DE IPANEMA E DA PEDRA DA GUARATIBA (MUEHE <i>ET AL.</i> 2006). ....	32
FIGURA 16: MAPA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS DE PEDRA DA GUARATIBA A ILHA DA MARAMBAIA (MUEHE <i>ET AL.</i> 2006). ....	32
FIGURA 17: EXEMPLO DE INTERPRETAÇÃO DO EMBASAMENTO, EM FRENTE A BAÍA DE SEPETIBA, REALIZADO POR ESTUDO PRETÉRITO NA ÁREA DE ESTUDO. (FRIEDERICHS <i>ET AL.</i> , 2013).....	33
FIGURA 18: EXEMPLO DE INTERPRETAÇÃO DO EMBASAMENTO, EM FRENTE A REIGÃO DE SAQUAREMA, REALIZADO POR ESTUDO PRETÉRITO NA ÁREA DE ESTUDO. (BITTENCOURT, 2014).....	34
FIGURA 19: ILUSTRAÇÕES DE ESQUEMAS DE AQUISIÇÃO SEMELHANTES AO LEVANTAMENTO RIO MAR 4 (BASEADO EM <i>APPLIED ACOUSTIC ENGINEERING</i> , 1998; E DUARTE, 2009) .....	39
FIGURA 20: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS LINHAS SÍSMICAS COM AS RESPECTIVAS CAMPANHAS DE AQUISIÇÃO COM A ÁREA DE ESTUDO NO RETÂNGULO VERMELHO PONTILHADO.....	47
FIGURA 21: FOTOS DA EMBARCAÇÃO ARMANDO ADAPTADA PARA LEVANTAMENTO SÍSMICOS (A E B), ENGUIAS DE HIDROFONE MONOCAL E MULTICANAL (VERDE) (B), CATAMARÃ COM FONTE SÍSMICA (C), BANCO DE CAPACITORES E SISTEMA DE AQUISIÇÃO (D), NAVEGAÇÃO DE POSICIONAMENTO (E), REBOQUE DA FONTE E ENGUIA DURANTE OPERAÇÃO (F). FOTOS: MARCELA CORONEL, 2014.....	48
FIGURA 22 FLUXOGRAMA DO PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS MULTICANAL DE ALTA RESOLUÇÃO DA CAMPANHA DE AQUISIÇÃO RIO MAR 4 NO SOFTWARE RADExPRO.....	50
FIGURA 23: ILUSTRAÇÃO DA ASSINATURA GEOMÉTRICA DA AQUISIÇÃO RIO MAR 4 MOSTRANDO UMA DISTÂNCIA DE 3 METROS ENTRE FONTE E RECEPTORES NO EIXO X, COM A FONTE A 15M DE DISTÂNCIA DO GPS E O PRIMEIRO RECEPTOR A 22M E UMA DISTÂNCIA DE 7M ENTRE FONTE E RECEPTOR NO EIXO Y, ALÉM DOS NÚMEROS DE RECEPTORES (12), A DISTÂNCIA ENTRE ELES E O TAMANHO DO BIN DE 1.5625M, COM A FORMA DA ENGUIA SEGUINDO A NAVEGAÇÃO DA EMBARCAÇÃO.....	51
FIGURA 24: IMAGEM COM TRÊS DIFERENTES FFID COM FILTRO PASSABANDA E ONDA DIRETA COM CALCULO DA QUEBRA TEÓRICA EM AMARELO.....	53
FIGURA 25: DIAGRAMA EM ESCALAS DIFERENTES MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DA FONTE (PONTOS AZUIS), RECEPTORES (PONTOS LARANJAS) E CDPs (PONTOS VERDES).....	53
FIGURA 26: EXEMPLO DE FILTRO ORMSBY. ESQUERDA ESPECTRO DE ONDA NO DOMÍNIO DO TEMPO E DIREITA NO DOMÍNIO DA FRENQUENCIA. (RYAN, 1994).....	54
FIGURA 27: IMAGEM DOS DADOS JÁ SELECIONADOS POR CDP EM MILISSEGUNDOS SEM FILTRO PASSABANDA E CORREÇÃO DE AMPLITUDE. ....	55
FIGURA 28: IMAGEM DOS DADOS SELECIONADOS POR CDP EM MILISSEGUNDOS DEPOIS DO FILTRO PASSABANDA E CORREÇÃO DE AMPLITUDE, MOSTRANDO UMA MELHORA NA RAZÃO SINAL RÚÍDO, COM AS REFLEXÕES MAIS CLARAS E DEFINIDAS. ....	55
FIGURA 29: EXEMPLO DE SUPER GATHER. ....	56
FIGURA 30: EXEMPLO DE SUPER GATHER COM FILTRO PASSA BANDA E CORREÇÃO DE AMPLITUDE, COM MENOS RÚÍDO E REFLETORES MELHOR DEFINIDOS. ....	57
FIGURA 31: CONFIGURAÇÃO DA INTERFACE DA ETAPA DE <i>VELOCITY ANALYSIS</i> NO MÓDULO <i>INTERACTIVE VELOCITY ANALYSIS</i> MOSTRANDO DA ESQUERDA PARA DIREITA A CONFIGURAÇÃO DE <i>SEMBLANCE</i> , <i>SUPER GATHER</i> , <i>DYNAMIC STACK</i> E <i>CONSTANT VELOCITY STACKS</i> .....	57
FIGURA 32: EXEMPLO DE DADO EMPILHADO SEM NMO. ....	58
FIGURA 33: EXEMPLO DE DADO EMPILHADO COM APLICAÇÃO DE NMO. ....	59

FIGURA 34: EXEMPLO DE DADO EMPILHADO COM NMO E <i>ENSEMBLE STACK</i> .....	59
FIGURA 35: IMAGEM DO DADO COM A CAPTURA DE ASSOALHO EM AMARELO. ....	60
FIGURA 36: EXEMPLO DO DADO PÓS DECONVOLUÇÃO PREDITIVA, FILTRO PASSABANDA E TOP MUTE. ....	61
FIGURA 37: IMAGEM DO DADO SÍSMICO PÓS MIGRAÇÃO KIRCHHOFF. ....	62
FIGURA 38: EXEMPLO DE DADO SÍSMICO PROCESSADO COM <i>F-K AMPLITUDE POWER</i> , <i>TOP MUTE</i> , MAS AINDA NÃO EXPORTADO PARA FORMATO SEG Y. ....	63
FIGURA 39: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 0 ROSA 2, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA. ....	66
FIGURA 40: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 0 ROSA 1, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA, COM POSSÍVEL VALE. ....	67
FIGURA 41: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA VERMELHO 2, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA. ....	68
FIGURA 42: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 3-005, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 3 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA. ....	69
FIGURA 43: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 0 ROSA 2, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA, COM TOPOS APLAINADOS. ....	71
FIGURA 44: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 3-002, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 3 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA, COM TOPOS APLAINADOS E GEOMETRIA DO CORPO VERTICAL. ....	73
FIGURA 45: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 1 LARANJA 1, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA, COM TOPO ARREDONDADO E GRANDE ESPESURA DE SEDIMENTOS.....	74
FIGURA 46: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 2-008, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 3 COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA, COM O TOPO DO EMBASAMENTO (LINHA ROXA) E AS DIMENSÕES DA MORFOLOGIA, COM TOPO ARREDONDADO E RESTRIÇÃO, ESPESURA MÉDIA DE SEDIMENTOS.....	76
FIGURA 47: MAPA DO TOPO DO EMBASAMENTO EM TEMPO (SEGUNDOS) DA ÁREA DE ESTUDO COM OS SEIS DOMÍNIOS MORFOLÓGICOS IDENTIFICADOS: A, B, C, D, E E F. ....	78
FIGURA 48: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 3-001, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 3, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	80
FIGURA 49: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA LD11, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 4, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	81
FIGURA 50: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 2-002, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 3, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	83

FIGURA 51: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA LD19, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 4, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	84
FIGURA 52: INTERPRETAÇÃO DE SEÇÕES SÍSMICAS MONOCANAL (MISSÃO RIO MAR 1, FONTE BOOMER AA301 DE 300J), ILUSTRANDO AS VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DO EMBASAMENTO (EM PRETO) CORRESPONDES AOS DOMÍNIO MORFOLÓGICOS B, C E D DEFINIDOS NO PRESENTE ESTUDO (DE BIITENCOURT, 2014). ....	85
FIGURA 53: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA LD23-3, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 4, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	86
FIGURA 54: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 0 ROSA 2, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	88
FIGURA 55: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 1 LARANJA 1, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	89
FIGURA 56: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA 0 ROSA 2, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 1, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	91
FIGURA 57: IMAGEM SUPERIOR: SEÇÃO SÍSMICA NÃO INTERPRETADA DA LINHA LD7, DO LEVANTAMENTO RIO MAR 4, COM FONTE BOOMER. IMAGEM INFERIOR: SEÇÃO SÍSMICA INTERPRETADA COM O TOPO DO EMBASAMENTO EM ROXO. ....	92
FIGURA 58: MAPA DO TOPO DO EMBASAMENTO COM OS DIFERENTES COMPARTIMENTOS PROPOSTOS. ....	95
FIGURA 59: PERFIL ESQUEMÁTICO DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS COMPARTIMENTOS ESTRUTURAIS CABO FRIO E SAQUAREMA. ....	96
FIGURA 60: PERFIL ESQUEMÁTICO DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS COMPARTIMENTOS ESTRUTURAIS SAQUAREMA, JACONÉ E GUANABARA. ....	98
FIGURA 61: PERFIL ESQUEMÁTICO DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS COMPARTIMENTOS ESTRUTURAIS GUANABARA E JACAREPAGUÁ. ....	99
FIGURA 62: PERFIL ESQUEMÁTICO DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS COMPARTIMENTOS ESTRUTURAIS JACAREPAGUÁ E SEPETIBA. ....	101
FIGURA 63: MAPA COM OS DIFERENTES COMPARTIMENTOS DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA RASA SUL FLUMINENSE, COM AS LITOLOGIAS INFERIDAS REFLETINDO AS DO CONTINENTE, COM A DIVISÃO DE TERRENOS PROPOSTA E ISOLINHAS. ....	103

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos os professores e funcionários da Universidade Federal Fluminense e da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, em especial ao Prof. Dr. Antonio Tadeu Reis pela oportunidade e orientação no desenvolvimento da dissertação, ao Prof. Dr. Cleverson Guizan no levantamento de dados sísmicos e pela disponibilização do software de processamento sísmico multicanal, e também a Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Josefa Varella pela oportunidade e apoio.

Aos colegas Marcela Coronel, Tatiana Dadalto, Glaucia Sakai, Igor Mazzano, Raiane Tardin, Breylla Carvalho, Yuri Dechiche, Yasmin Friederichs e Rodrigo Arantes, pelo apoio no desenvolvimento no projeto.

## 1. INTRODUÇÃO

As principais feições estruturais conhecidas na área emersa do Estado do Rio de Janeiro são de direção geral NE-SW decorrentes da tectônica colisional, ocorrida durante o Ciclo Orogenético Brasileiro (~600 – 550 Ma), e de estruturas extensionais, muitas delas reativações daquelas estruturas, ocorridas durante a formação Cenozóica do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (e.g., Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Ferrari, 2001; Heilbron *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005; Hasui *et al.*, 2012; Schmitt, 2015; Heilbron *et al.*, 2017) que resultou na formação de grandes corredores morfológicos como os grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Figura 1). No estado do Rio de Janeiro, o Gráben Litorâneo é ainda segmentado em sub-grábens por zonas de acomodação ou falhas de transferência.

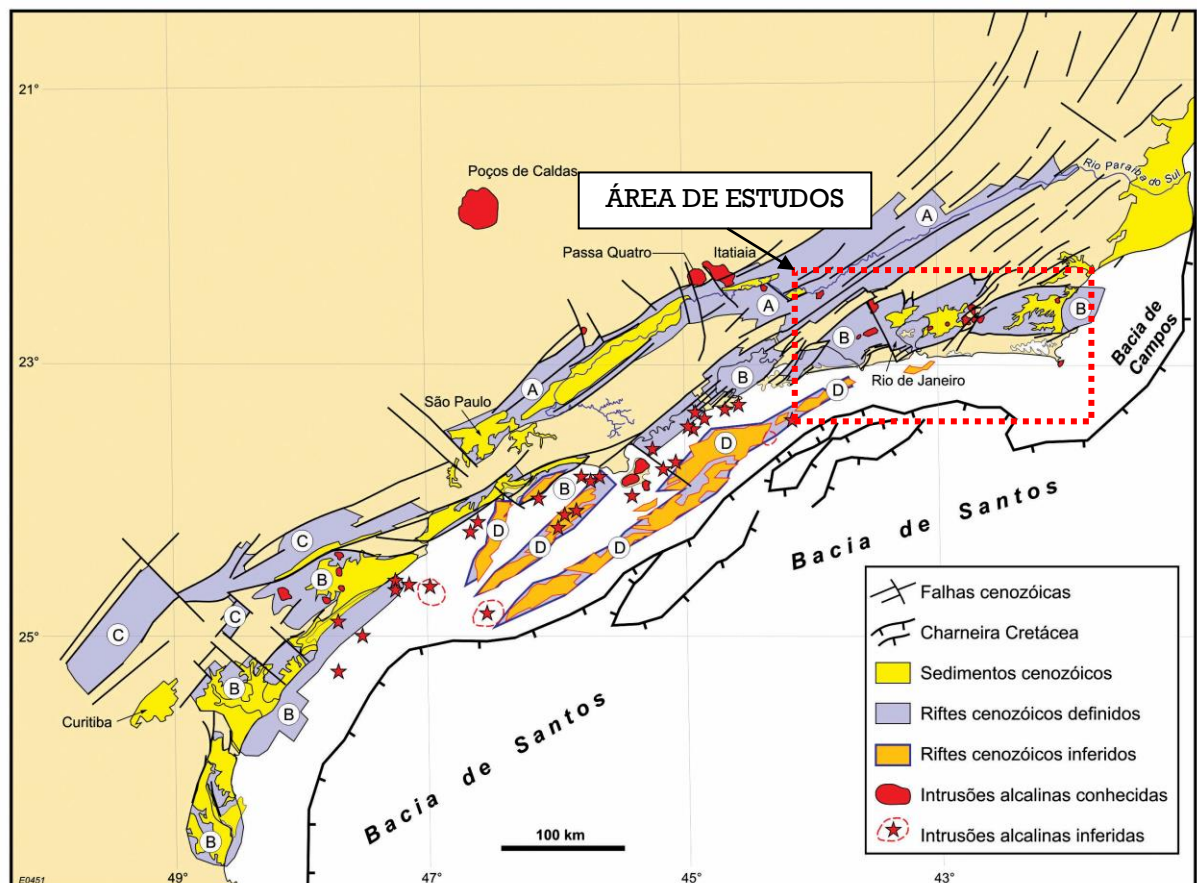


Figura 1: Mapa simplificado do arcabouço estrutural da área emersa e da plataforma continental no Sudeste do Brasil. A figura ilustra a distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB): (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; e das suas principais falhas limitantes, preenchimento sedimentar, intrusões/lavas alcalinas, charneira Cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul (Modificado de Zalán & Oliveira, 2005). Em linha pontilhada vermelha está a localização da área de estudos.

Há trabalhos que despontam para a extensão de feições continentais no domínio marinho, Zalán & Oliveira (2005), por exemplo, estendem os grábens continentais para o domínio marinho por correlação espacial; Stanton *et al.* (2010) e Stanton *et al.* (2014), propõem a existência de grábens e lineamentos estruturais em águas rasas da plataforma continental fluminense, e Mohriak *et al.* (1990) propõe o Gráben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio. No entanto a existência dessas feições foram propostas em maioria através da interpretação de dados geofísicos potenciais que normalmente englobam diferentes profundidades de fontes, como também não exclusivamente falhamentos.

Deste modo, o presente trabalho se baseia na interpretação do embasamento cristalino na plataforma rasa sul fluminense entre Cabo Frio e Ilha Grande, através do processamento e interpretação de uma série de campanhas de aquisição de dados sísmicos, realizadas pelo Grupo de Pesquisa GEOMARGEM (UERJ/UFF). Tais campanhas sísmicas coletaram dados de sísmica de reflexão de alta resolução (mono e multicanal) ao longo de toda a plataforma fluminense, permitindo assim a observação da morfologia e a definição da profundidade do topo do embasamento cristalino ao longo da área. Vale ressaltar a importância dessa base de dados aplicável a múltiplos fins de estudo, já que os dados sísmicos da plataforma fluminense disponíveis na base de dados da Agência Nacional de Petróleo (ANP) correspondem a linhas sísmicas que não imageam a plataforma interna-média. Na verdade, com poucas exceções, a perfilagem sísmica se estende da plataforma externa em direção à bacia. Assim, o objetivo central do trabalho é utilizar os cerca de 11000 km de perfilagem sísmica disponível, coletadas na plataforma interna-média sul fluminense, para tentar correlacionar espacialmente as principais feições rúpteis do arcabouço estrutural mapeadas no continente emerso com feições morfológicas do embasamento observadas na plataforma continental rasa.

Uma vez que, trabalhos de geologia estrutural e de neotectônica realizados no Estado do Rio de Janeiro se concentram preferencialmente na porção continental emersa da região e na porção mais distal e profunda da bacia. Logo, permanece pouco conhecido o arcabouço estrutural do embasamento na plataforma continental interna-média sul fluminense, área norte da Bacia de Santos (Figura 2).

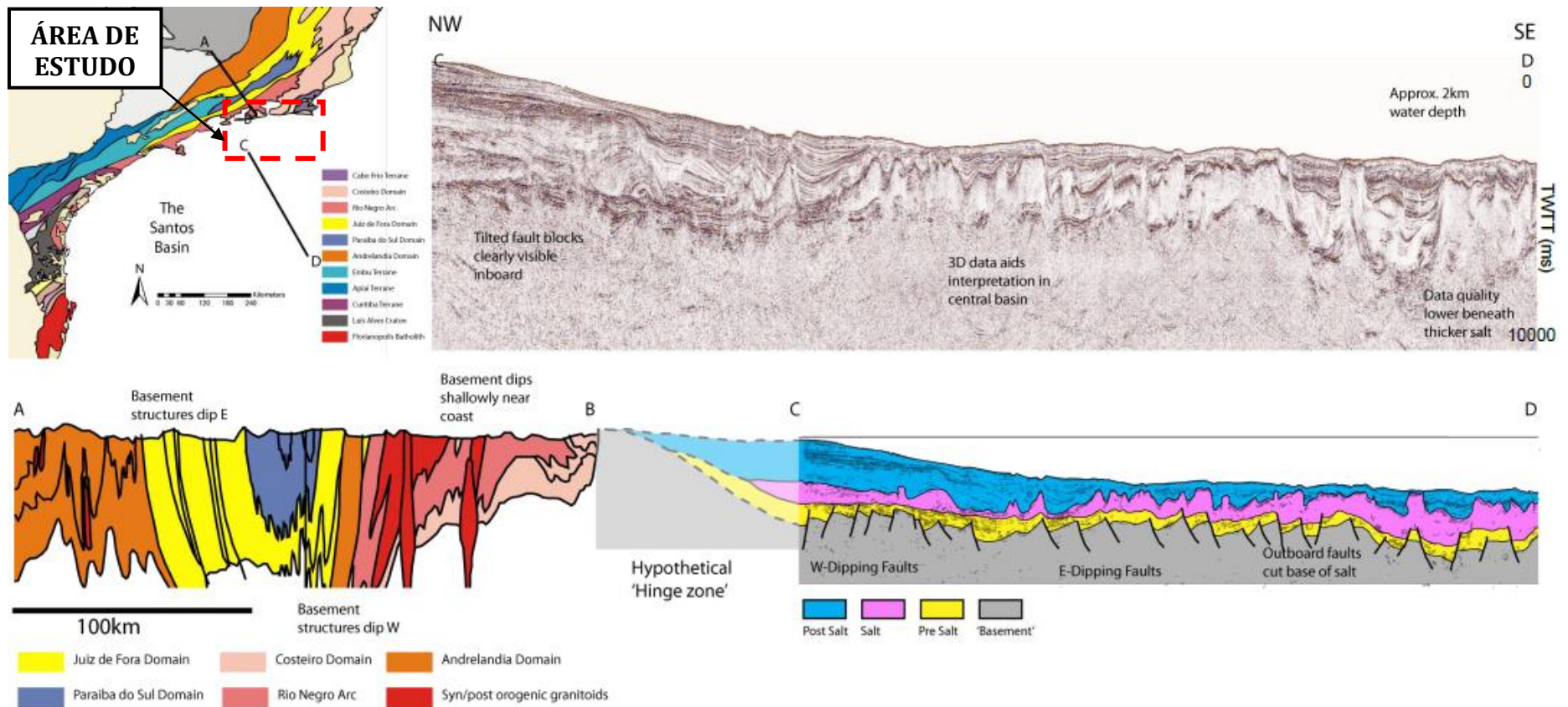


Figura 2: Seção combinada usando dado sísmico marinho da Bacia de Santos e uma seção transversal continental através da Faixa Ribeira mostrando a janela de dados do embasamento na plataforma interna-média, com mapa de localização com a área de estudo (Levemente modificado de Ashby, 2013).

## 2. OBJETIVOS E METAS

O objetivo da pesquisa é a identificação e a caracterização estrutural do embasamento cristalino e de suas feições estruturais na plataforma rasa sul fluminense (até cerca de 100 m de profundidade de lâmina d'água) entre Cabo Frio e Ilha Grande, a partir do processamento e interpretação de dados de sísmica de reflexão de alta resolução bidimensionais (mono e multicanal). Além disso, o projeto objetiva correlacionar as feições morfológicas e estruturais identificadas sísmicamente no embasamento da plataforma rasa, com as direções estruturais do arcabouço da área continental emersa. Pretende-se, dessa forma, identificar as principais feições e domínios tectônicos do arcabouço continental, que afetam e condicionam a morfologia do embasamento da plataforma continental rasa do litoral sul do Estado do Rio de Janeiro entre as regiões de Cabo Frio e Ilha Grande (Figura 3).



Figura 3: Mapa de localização da área de estudo (isobatas em metros).



### 3. ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA REGIONAL

A região de estudo está inserida no norte da Bacia de Santos, que está localizada na porção sudeste da margem brasileira. A Bacia de Santos é limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis (Figura 4). A bacia recobre a área de cerca de 350000 km<sup>2</sup>, dos quais 200000 km<sup>2</sup> encontram-se em laminais d'água de até 400 m e 150000 km<sup>2</sup> entre cota batimétrica de 400 e 3000 m (Mohriak, 2003).

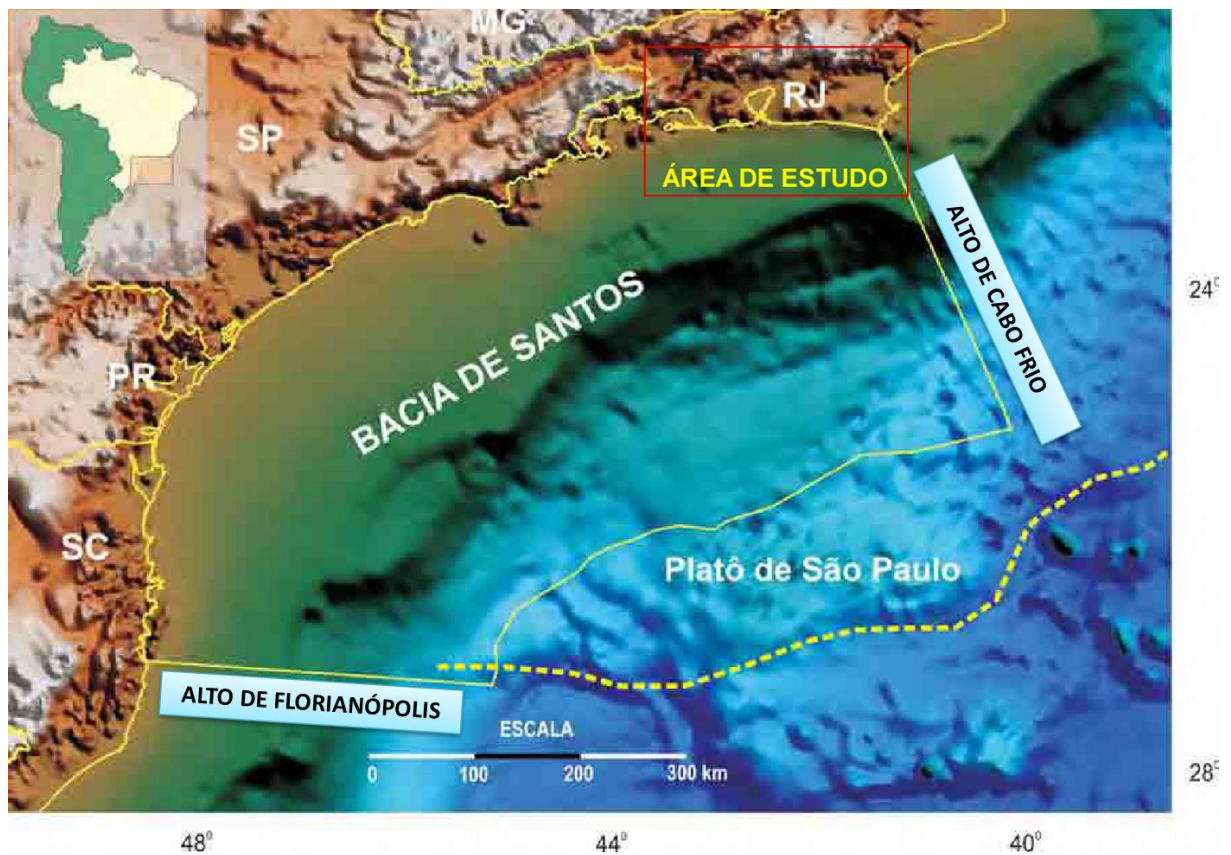


Figura 4: Localização e os limites da Bacia de Santos, o Alto de Florianópolis e o Alto de Cabo Frio. O retângulo vermelho representa a localização aproximada da área de estudo. (Levemente modificado de Mio, 2005).

A Bacia de Santos é de grande importância na exploração e produção de hidrocarbonetos. Assim, estudos de evolução, estruturação, estratigrafia e paleoambientes deposicionais atraem grande interesse da comunidade científica.

A Bacia de Santos vem atraindo estudos regionais de análise de bacias (e.g., Zalán & Oliveira, 2005; Mohriak, 2003; Pereira & Feijó, 1994; Stanton *et al.*, 2010, Stanton *et al.*, 2014, Stanton & Schmitt, 2015), assim como estudos sobre arquitetura e ciclicidade

deposicional na região de plataforma (e.g., Maia, 2009; Maia, 2014; Maia, *et al.*, 2010; Poço, 2013; Poço, 2015 e Reis, *et al.*, 2013).

A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva, de idade Cretácea, formada pelo processo de ruptura do paleocontinente Gondwana até a abertura total do Oceano Atlântico Sul. O arcabouço tectono-estratigráfico da bacia compreende três fases tectônicas e suas megassequências deposicionais relacionadas (Pereira & Macedo, 1990; Pereira & Feijó, 1994 *apud* Mohriak, 2003) que são as fases: rifte, de transição e pós-rifte (ou de margem passiva).

Segundo Mohriak (2003), a megassequência sinrifte, ou continental, é de idade Neocomiana/Barremiana. A megassequência transicional foi depositada acima da discordância *break-up* e é de idade Aptiana. Finalmente, a megassequência pós-rifte, ou marinha, de idade Albiano-Quaternário, é associada à fase de subsidência térmica.

### 3.1 NATUREZA E ESTRUTURAÇÃO DO EMBASAMENTO CONTINENTAL E DA BACIA DE SANTOS

A região continental do Estado do Rio de Janeiro está inserida no Sistema Orogênico Mantiqueira. A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico que se desenvolveu durante a orogenia Neoproterozóica Brasileiro - Pan Africana, que resultou na amalgamação do Paleocoincidente Gondwana Ocidental, situado nas regiões sul e sudeste do Brasil (Heilbron *et al.*, 2004). O Sistema Mantiqueira é formado essencialmente por rochas do pré-Siluriano (>450Ma). Tais rochas do pré-Siluriano estão presentes e cobertas por sedimentos em quase toda a extensão da área, uma vez que outras unidades litológicas são muito discretas, ocorrendo em pequenas extensões na forma de diques de diabásio e corpos alcalinos do Cretáceo e Paleógeno. A cobertura sedimentar é representada por depósitos Cretáceos e Paleogênicos, com discretas ocorrências de rochas vulcânicas. Além disso, ocorrem coberturas sedimentares Neogênico-Quaternárias, relacionadas com a neotectônica e com a evolução do relevo e da rede de drenagem atual (Heilbron *et al.*, 2004).

A Província Mantiqueira engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.*, 2004). O limite leste da Província Mantiqueira é com a Província Margem Continental Leste, onde se reconhece que o sistema orogênico continental tenha continuidade, contudo, encontra-se submerso (Hasui *et al.*, 2012).

O Orógeno Ribeira encontra-se localizado no segmento central da província, compreendendo a porção emersa da área de estudo (Figura 5). Esse Orógeno Ribeira pode ainda ser subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos, separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas (Heilbron *et al.*, 2004).

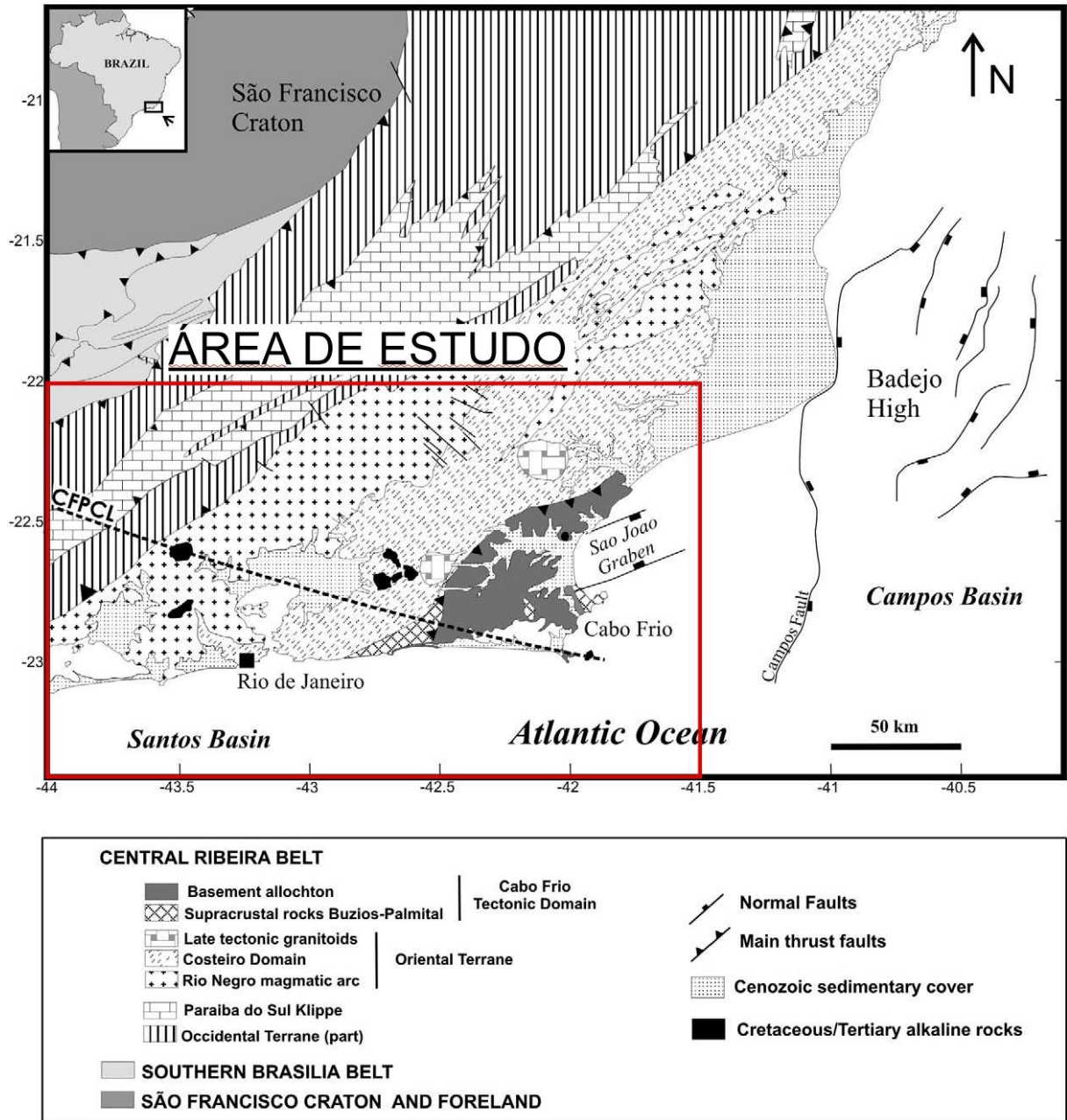


Figura 5: Mapa geológico simplificado com a localização aproximada da área de estudo mostrando a Faixa Ribeira Central com o Domínio Tectônico Cabo Frio e a margem continental adjacente. CFPCL - Lineamento Cabo Frio - Poços de Caldas (Modificado de Stanton *et al.*, 2010).

A zona mais interna do Orógeno Ribeira, o Terreno Ocidental, é contínuo com a Faixa Araçuaí (Heilbron *et al.*, 2017). Já o Terreno Oriental compreende os domínios Paraíba do

Sul, Rio Negro e Cabo Frio, e são separados pelo Limite Tectônico Central, que possui orientação NE-SW, do Terreno Ocidental (Hasui *et al.*, 2012).

O Terreno Oriental ocorre na região leste da Faixa Ribeira com orientação NE-SW através dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo. O terreno consiste principalmente de rochas metamórficas de alto grau (anfíbolito-granulito) intercaladas com metassedimentos e granitóides Neoproterozóicos ou mais novos (Heilbron e Machado, 2003 *apud* Ashby, 2013). O Domínio Costeiro representa rochas do embasamento do Arco Magmático Rio Negro (Heilbron *et al.*, 2008 *apud* Ashby, 2013).

O Arco Magmático Rio Negro (Domínio Costeiro) forma uma grande parte do Terreno Oriental e representa rochas formadas acima da zona de subducção, onde foram então acrecidas ao resto da Faixa Ribeira. O terreno consiste em maioria em ortognaisses, juntos com paragnaisses pelíticos.

O Domínio Tectônico Cabo Frio é o terreno mais oriental da faixa Ribeira, e não representa uma parte continua com a Faixa Ribeira, sendo mais relacionado com a margem africana (Schmitt *et al.* 2008). Embora seu contato com o Terreno Oriental tenha orientação NE-SW, as orientações estruturais do terreno diferem do resto da faixa Ribeira (Schmitt *et al.*, 2004 *apud* Ashby, 2013), conferindo uma unidade a parte, alóctone ao Terreno Oriental.

A litologia do Domínio Tectônico Cabo Frio consiste em seqüências de embasamento e cobertura altamente deformados compostos por ortognaisses félsiscos e paragnaisses metabásicos que parecem representar a margem passiva de um continente a leste do Arco Magmático Rio Negro (Ashby, 2013).

O Domínio Tectônico Cabo Frio colidiu com o resto da faixa Ribeira durante o último estágio do Orógeno Brasileiro no Cambirano. O Domínio Tectônico Cabo Frio foi empurrado em sentido a noroeste sobre o Terreno Oriental (Schmitt *et al.*, 2008). Devido a aparente relação ao longo da direção, similaridade na geologia e idade do Domínio Tectônico de Cabo Frio e o Terreno de Curitiba, Schmitt *et al.*, (2008) também sugerem que o Domínio Tectônico Cabo Frio pode ser contínuo com o Terreno de Curitiba implicando que os dois estão ligados sob a Bacia de Santos.

Em Hasui *et al.* (2012) é proposto que esses terrenos façam parte do Cinturão Araçuaí, uma vez que a compartimentação da Província Mantiqueira dificilmente alcança consenso devido à complexidade geológica e a falta de dados na região. Porém, aqui será adotado a classificação de Heilbron *et al.* (2004), segundo a qual a região sul do Estado do Rio de Janeiro pertence à Faixa Ribeira.

O embasamento cristalino da Bacia de Santos, que aflora na região do estado de São Paulo, pode ser caracterizado por granitos e gnaisses de idade pré-cambriana, pertencentes ao complexo costeiro, e metassedimentos da Faixa Ribeira (Moreira *et al.*, 2007). Uma importante feição do embasamento na região é a Charneira Cretácea, também chamada Charneira de Santos (Figura 1), que limita os mergulhos suaves do embasamento a oeste, dos mais acentuados a leste, enquanto a sedimentação Cretácea ocorre costa afora desta feição (Moreira *et al.*, 2007). Uma característica importante da parte norte da Bacia de Santos é a ocorrência de rochas vulcânicas do Cretáceo Superior e do Terciário junto ao Alto do Cabo Frio, formando cones vulcânicos e diversas fácies vulcanoclásticas (Mizusaki & Mohriak, 1992 *apud* Mohriak, 2003).

### 3.2 O SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL (SRCBS)

Durante o Cretáceo a crosta continental do Orógeno Ribeira formou um mega platô elevado, em resposta a anomalias térmicas na área (Zalán & Oliveira, 2005). Mais tarde, durante o Paleoceno Tardio – Base do Mioceno (58-20 Ma), o mega platô quebrou-se e colapsou termicamente, dando origem a uma série de grábens, que formaram corredores estruturais paralelos à atual linha de costa – o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Os remanescentes topográficos desse mega platô foram modificadas por rebote elástico e basculamento de blocos, e formam hoje em dia as partes altas da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar (Zalán & Oliviera, 2005).

O Sistema de Riftes Cenozóico do Sudeste do Brasil foram primeiramente definidos como Rifte Continental do Sudeste do Brasil por Riccomini (1989), posteriormente à denominação de Almeida (1976) de Sistema de Riftes da Serra do Mar. Essa feição estrutural é uma depressão alongada segundo direção ENE, paralela à linha de costa atual entre as cidades de Curitiba e Niterói (Riccomini, 1989).

De acordo com a sedimentação sin-tectônica associada, o sistema de riftes seria de idade Eocênica ou Paleocênica (Ferrari, 2001). O processo de formação dos riftes parece ter se superposto à aquele dos riftes precursores das bacias de Santos e Campos, com um diacronismo de no mínimo 25 Ma até no máximo 45 Ma (Ferrari, 2001). Contudo, somente mais recentemente, Zalán & Oliveira (2005) renomearam o Rifte Continental do Sudeste do Brasil como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCBS), em associação com

as Serras do Mar/Mantiqueira, com os vales tectônicos intervenientes, suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos, até suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos Cretáceos.

Na área de estudos o SRCSB é expresso pelas seguintes estruturas:

- (i) O rifte litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá. Entretanto, somente o Gráben de Guanabara está inserido na região de estudo, perfazendo o limite a leste com o Gráben de São João da Barra e a oeste com o Gráben de Ubatuba.
- (ii) O Gráben da Guanabara foi ainda subdividido por Zalán (2004a) *apud* Zalán & Oliveira (2005), de leste a oeste, em Sub-gráben da Baía, Sub-gráben Guandu-Setetiba (separados pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca) e o Sub-gráben Paraty, separado do anterior pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Setetiba (Figura 6).

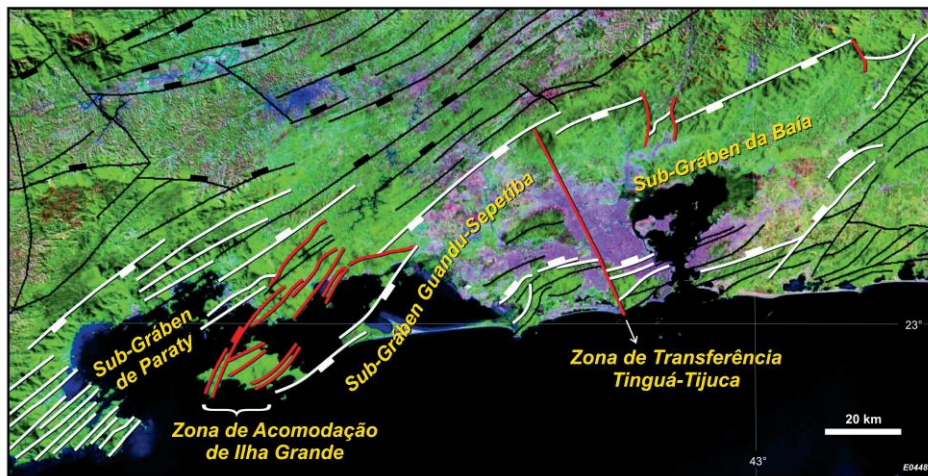


Figura 6: Imagem de satélite (Landsat 7) ilustrando a subcompartimentação estrutural do Gráben da Guanabara (Zalán & Oliveira, 2005).

Segundo Zalán & Oliveira (2005), as falhas delimitantes e as falhas transversais segmentadoras dos riftes foram, quase todas, nucleadas ao longo de antigas zonas de cisalhamento dúcteis subverticais do Ciclo Brasileiro, entre o Neo-Eoceno/Oligoceno/Eo-Mioceno (Zalán & Oliveira, 2005). Segundo esses autores, um estilo tectônico em dominó predomina nos perfis morfo-tectônicos transversais aos riftes Cenozóicos (Figura 7), modelando sua morfologia em varios degraus progressivamente mais baixos em direção ao oceano.

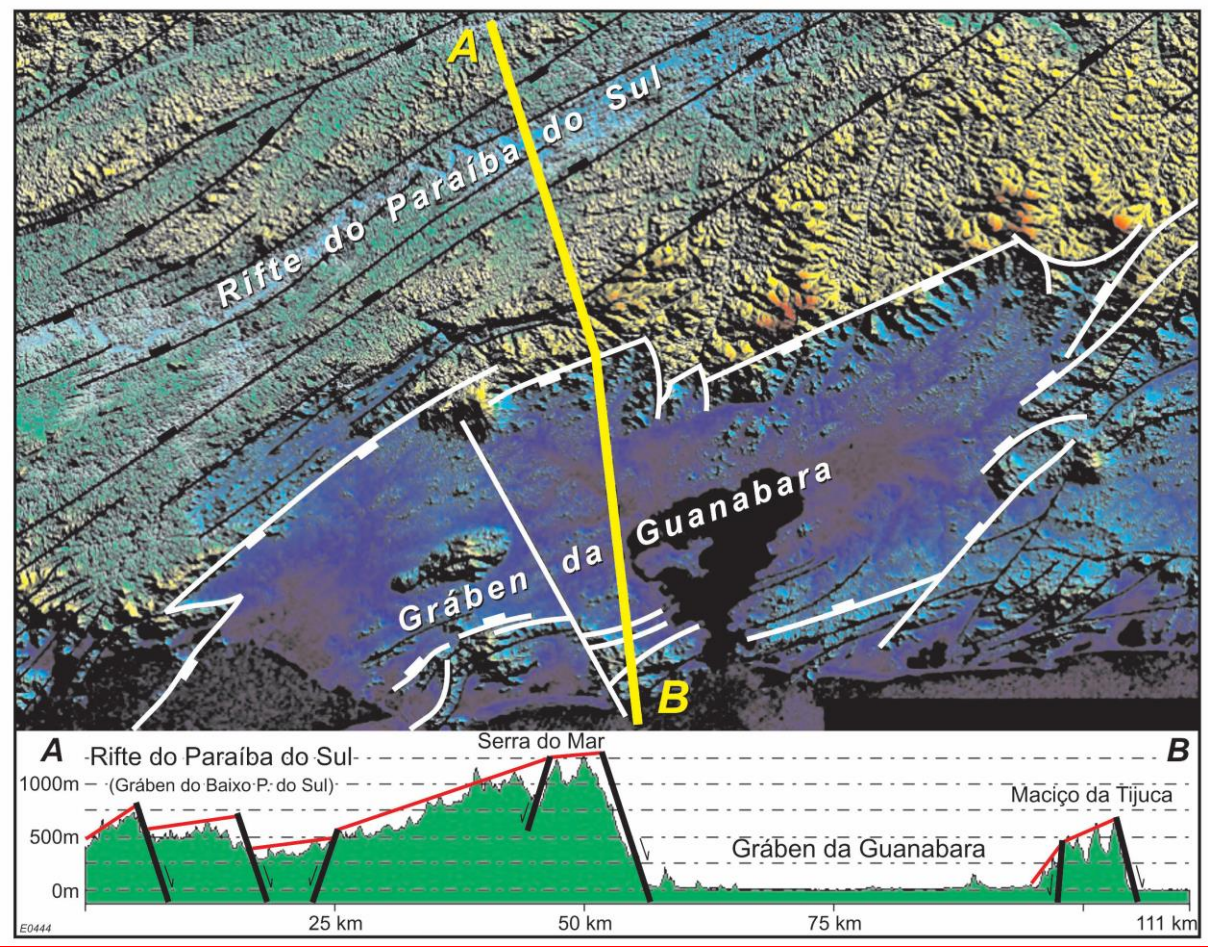


Figura 7: Perfil morfo-estrutural interpretado do Gráben da Guanabara. Perfil típico de tectônica dominó, com gráben assimétrico com borda falhada (Serra do Mar) e borda flexural (Maciço da Tijuca). Linha vermelha no perfil representa uma interpretação da atitude atual da Superfície de Aplainamento Japi. (Zalán & Oliveira, 2005).

Já segundo Riccomini (1989), as fases tectônicas deformadoras dos riftes envolveriam novas reativações ao longo de falhas pré-existentes e, em menor escala, a geração de novas estruturas. Os eventos deformadores compreenderiam quatro eventos principais: (1) Transcorrência Sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e, localmente compressão NE-SW de idade Neógena (Mioceno?); (2) Transcorrência Dextral, com compressão NW-SE de idade quaternária; e (3) Distensão WNW-ESE de idade Pleistoceno Superior a Holoceno; e finalmente (4) Compressão de idade holocênica. Portanto tem-se que:

- i. O primeiro evento deformacional (Neógeno) estaria relacionado às falhas transcorrentes sinistrais, e/ou falhas de empurrão, estas por vezes colocando blocos de rochas do embasamento sobre depósitos sedimentares, tais estruturas teriam

- controlado a instalação de bacias de *pull-apart* de pequenas dimensões (Riccomini, 1989);
- ii. Durante o segundo evento deformador (Quaternário), as falhas das bordas das bacias, ativas na fase de instalação do rifte, teriam sido reativadas em caráter transcorrente dextral, inverso e/ou de empurrão. Neste evento, teriam sido formados os altos estruturais que atualmente separam o registro sedimentar paleógeno em bacias isoladas;
  - iii. Já o terceiro evento deformador (Pleistoceno Superior a Holoceno) compreenderia a deformação num regime distensivo; e,
  - iv. O último e quarto evento deformador (Holoceno), de caráter compressivo, teria causado a reativação inversa de falhas de direções próximas a N-S e a geração de famílias de juntas conjugadas de cisalhamento (Salvador & Riccomini, 1995 *apud* Riccomini, 2004).

Ao longo do Cretáceo Superior e Cenozóico, múltiplas orientações de tensões foram inferidas no sudeste do Brasil; com base em análises de paleotensões e orientações de estruturas de idades conhecidas (Ferrari, 2001; Riccomini e Assumpção, 1999; Riccomini *et al.*, 1989, Ashby, 2013).

Segundo Ferrari (2001) quatro eventos tectônicos principais ocorreram na margem após a separação continental. Esses eventos tem diferenças cinemáticas, registrando mudanças no campo de tensões regional. O evento mais antigo cogitado é um evento transtensional sinistral Cretáceo tardio a Eoceno, que formou bacias continentais de orientação NE-SW. Esse evento foi seguido por duas fases extensionais NE-SW. O primeiro evento acredita-se que foi extensional durante o Eoceno e Oligoceno, enquanto o segundo mostrou-se cinemática dextral oblíqua durante o Pleistoceno (Ferrari, 2001). Os eventos mais recentes são classificados como neotectônicos, e exibem maior variação regional, variando de extensões E-W durante o Holoceno, a transpressões dextrais até o recente (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 1989; Saadi *et al.*, 2002 *apud* Ashby, 2013).

Por outro lado, a interpretação estrutural no domínio marinho apresenta maiores limitações, pois a análise do embasamento baseia-se exclusivamente em dados geofísicos indiretos. Além disso, nos dados específicos da plataforma continental sul fluminense, diante da escassez de dados de sísmica de reflexão na plataforma interna-média, a maioria dos estudos feitos na área propõem arcabouços estruturais na plataforma decorrentes



principalmente da análise de dados geofísicos de campo potencial. Essas bases de dados geralmente envolvem distintos níveis de resolução, e frequentemente revelam padrões crustais decorrentes da superposição de fontes a diferentes profundidades.

Trabalhos baseados em métodos potenciais na plataforma continental fluminense revelaram padrões estruturais *en échelon* caracterizando a parte próxima deste segmento da margem, interpretado como resultado de um padrão de rifteamento oblíquo ocorrido durante o Mesozóico (Stanton *et al.*, 2014) e ao soerguimento de Moho (Meisling *et al.*, 2001). A região marinha adjacente ao Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) compreende os altos magnéticos de Santos e Campos, que constituem as anomalias magnéticas mais proeminentes da margem Sudeste Brasileira (Stanton *et al.*, 2010; Stanton & Schmitt, 2015) que afetam o embasamento. O Alto Magnético de Santos (SMH – *Santos Magnetic High*) mostra claro prolongamento para porções marinhas do DTCF na Bacia de Santos (Figura 8).

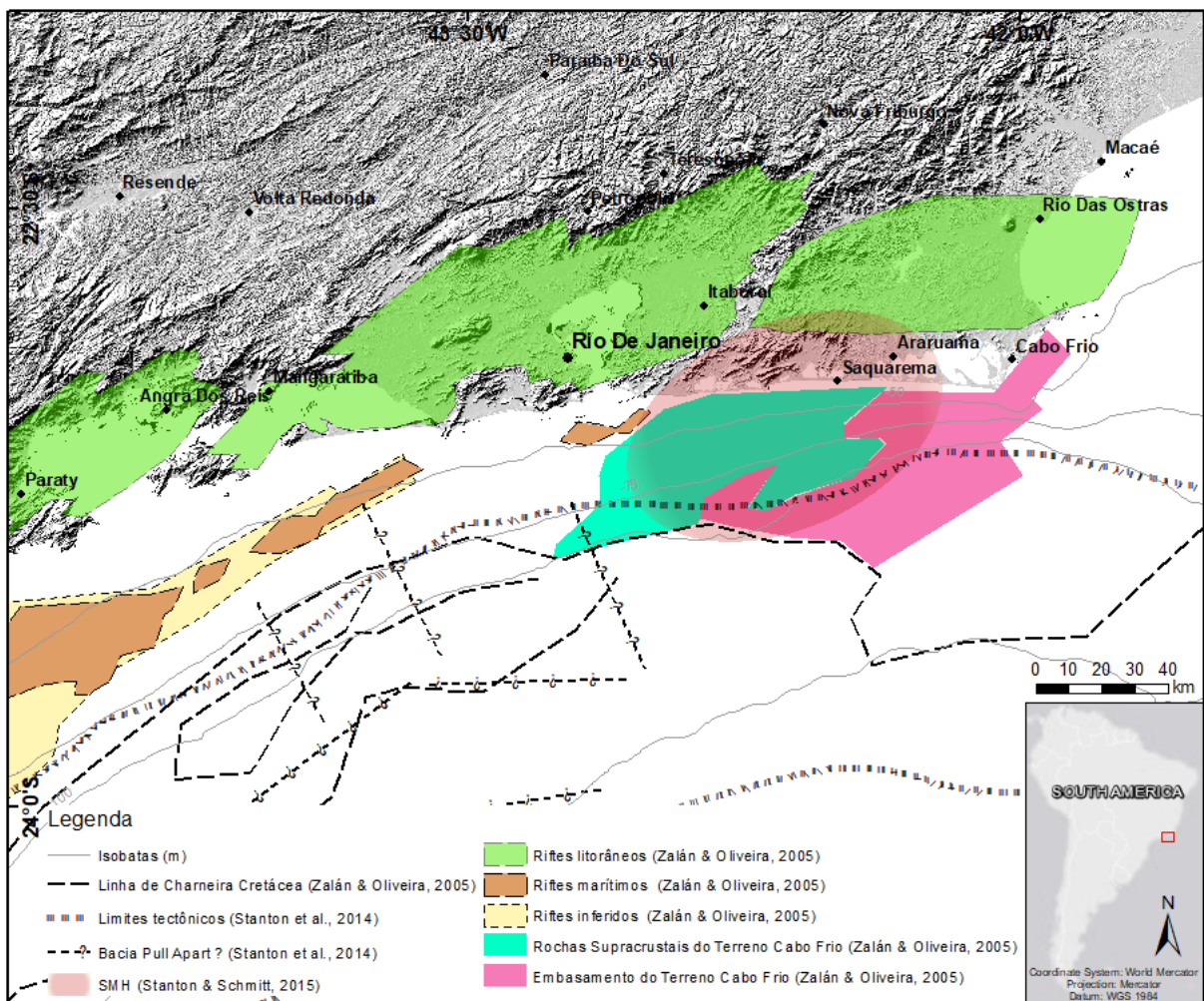


Figura 8: Mapa conjugado com as principais feições tectônicas na região de estudo (Simplificado e modificado de Zalán & Oliveira, 2005; Stanton *et al.*, 2014; Stanton & Schmitt, 2015).

Além disso, enquanto em terra a geometria e a relação de campo entre as anomalias magnéticas e estrias rúpteis sugere que essas anomalias estão associados com o Enxame de Diques da Serra do Mar (Stanton & Schmitt, 2015), o modelo marinho indica a correlação entre as anomalias magnéticas com a presença de intrusões magmáticas máficas e ultramáficas superficiais e profundas, provavelmente relacionadas com a fase rifte (Stanton *et al.*, 2010).

Stanton & Schmitt (2015) também propõem correlações entre os lineamentos magnéticos presentes na margem com os dados magnéticos indicativos de estruturas continentais já que esses lineamentos podem representar estruturas crustais, rochas máficas e contatos litológicos (Figura 9). Neste sentido, os blocos crustais na porção marinha, orientados na direção NE-SW, seriam separados por zonas de transferência de direção E-W e NW-SE (Stanton *et al.*, 2014), paralelas às linhas de fluxo das placas e ortogonais à direção principal estrutural de rifteamento respectivamente (Stanton & Schmitt, 2015).

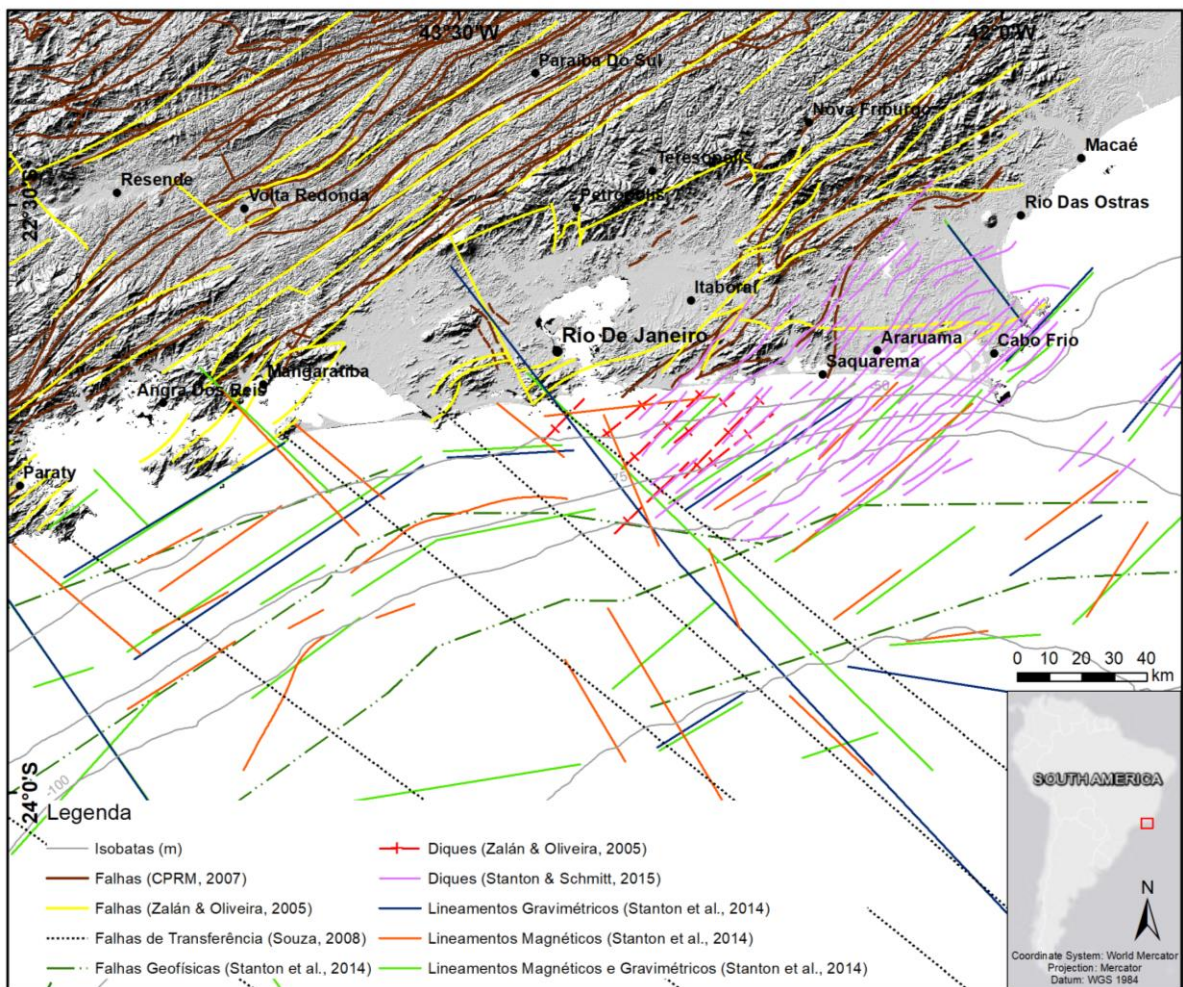


Figura 9: Mapa conjugado das principais feições estruturais da região de estudo (Modificado e simplificado de Zalán & Oliveira, 2005; Stanton, 2010; Stanton *et al.*, 2014; Stanton & Schmitt, 2015).

### 3.3 MORFOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUL FLUMINENSE

A fisiografia da plataforma continental sul fluminense revela um ambiente de morfologia suave, que à exceção de microrelevos irregulares locais (por exemplo, relevos carbonáticos entre a isóbata de 100 m e 200 m; Maia *et al.*, 2010; Reis *et al.*, 2013) não apresenta nenhuma feição de fundo claramente controlada pelo comportamento do embasamento cristalino.

No entanto, dois importantes aspectos geomorfológicos merecem destaque em mapas batimétricos da área:

- (1) a geomorfologia da zona costeira de plataforma rasa é bastante variável ao longo do estado do Rio de Janeiro (Fleming *et al.*, 2009). Planícies costeiras e sistemas lagunares associados dominam o setor entre Guaratiba e Cabo Frio (e.g. sistemas lagunares de Araruama e de Maricá). Por outro lado, ambientes costeiros afogados dominam o setor oeste. A Baía de Sepetiba é um embaiamento raso (de até ~20m de profundidade), parcialmente isolado por uma ilha barreira de ~40 km de comprimento (Restinga da Marambaia), no qual dominam condições estuarinas. Por outro lado, a Baía de Ilha Grande é um embaiamento aberto e preenchido por águas plataformais (Borges, 1998; Muehe & Valentini, 1998);
- (2) o mapa batimétrico da plataforma também revela diferenças morfológicas marcantes entre suas porções leste e oeste (Figura 10): a leste, na região próxima a Cabo Frio, a plataforma rasa apresenta maior gradiente (até ~0.375°) do fundo marinho ao longo de uma estreita faixa paralela à costa até a cota batimétrica de aproximadamente 100m; enquanto a oeste, na região adjacente à Baía de Sepetiba - Ilha Grande, a plataforma apresenta um gradiente menor (<0.250°) do fundo marinho ao longo de uma faixa mais larga paralela à costa até a batimetria de 100m aproximadamente.

Tais diferenças morfológicas, e a presença de distintos ambientes costeiros entre os setores oeste e leste, são indicativos de um potencial papel desempenhado pela estruturação crustal na interação sedimentação-estruturas e podem ser evidências de uma movimentação vertical diferenciada destes setores.

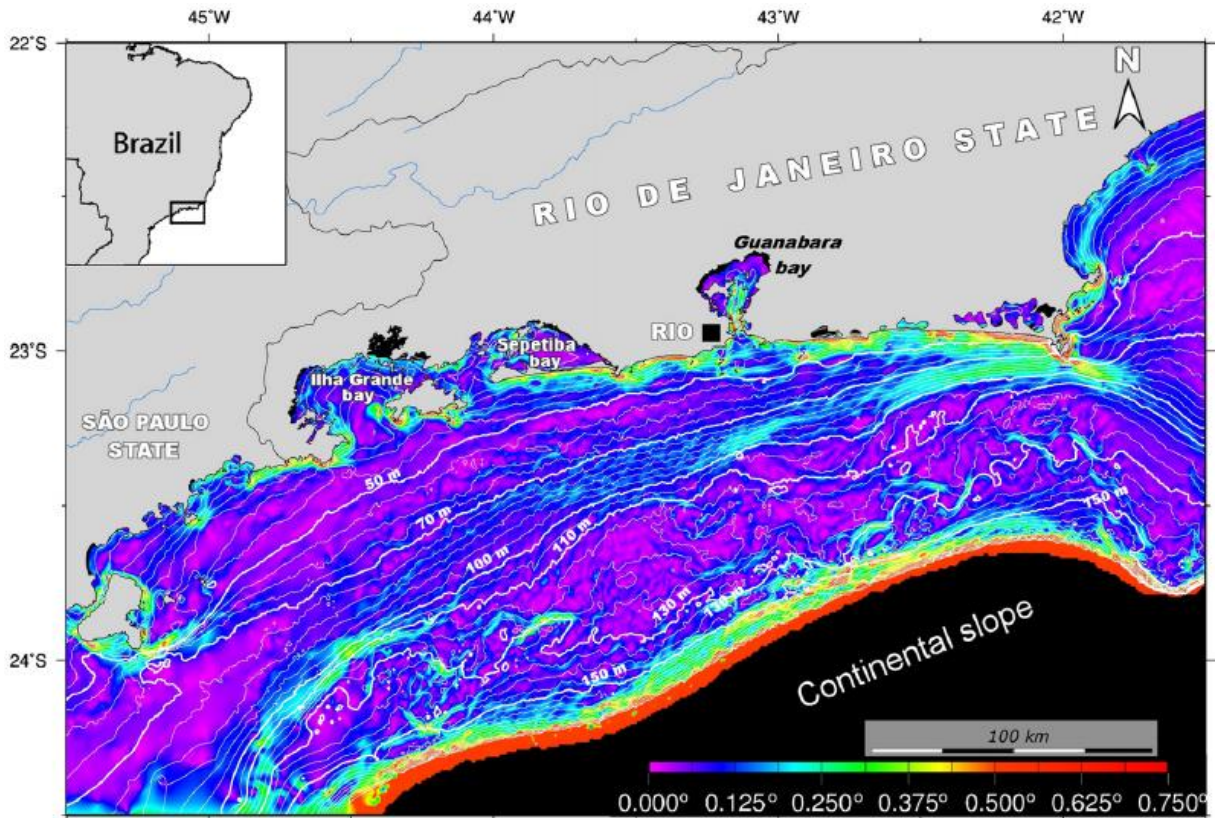


Figura 10: Batimetria conjugada a mapa de gradiente do fundo marinho do Sudeste do Estado do Rio de Janeiro (Reis *et al.*, 2013).

### 3.4 GEOMORFOLOGIA E FISIOGRAFIA DA ZONA COSTEIRA EMERSA FLUMINENSE

O relevo em níveis de patamares do Brasil oriental é consequência a longo termo de três episódios tectônicos distensivos: 1) O primeiro episódio começou com o desenvolvimento da margem continental passiva depois do *break up* do Gondwana; 2) o segundo é o Sistema de Riftes Cenozóico do Sudeste Brasileiro (Almeida *et al.*, 1981; Riccomini, 1989; Zalán & Oliveira, 2005) que desenvolveu-se a partir de uma tectônica distensiva no período Terciário; 3) e finalmente, o terceiro episódio no Quaternário no qual ocorreu a tectônica distensiva (Cherem, 2012). Além disso, a região experimentou também soergimento regional não orogênico desde o Terciário Tardio, reativando falhas do Terciário e do Quaternário (Riccomini & Assumpção, 1999; Saadi *et al.*, 2005).

Falhas normais de idades Mesozóicas-Cenozóicas abaixam e soerguem relativamente blocos tectônicos, fracionando a área topograficamente (Fernandes *et al.*, 2009; Gonzales *et al.*, 2016). Por exemplo, os escarpamentos da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar estão experimentando processos de denudação de baixa intensidade (Cherem, 2012).

Os escarpamentos nessas serras são controlados inicialmente por falhamentos, seguidos de soerguimentos regionais. Esse controle é refletido pela influência combinada do relevo e do talude nas taxas de denudação tanto nos escarpamentos como em terras altas (Cherem, 2012). Processos de reativação neotectônica são ainda atribuídos a fases de deformação do Sistema de Riftes Cenozóico do Sudeste Brasileiro gerando altos estruturais e acentuando as diferenças entre os vales do rifte e as unidades soerguidas adjacentes (Hiruma *et al.*, 2010).

A intensa erosão da borda continental estaria associada a um recuo erosivo das bordas do rift cretácico para Gallagher *et al.* (1994) e Sperle *et al.* (1997) *apud* Ferrari (2001). Uma vez que a Serra da Mantiqueira representaria a frente atual desse recuo erosivo e a Serra do Mar e os maciços litorâneos de Rio de Janeiro corresponderiam a um relevo residual, associado a litologias mais resistentes e/ou a áreas sem a atuação de drenagens importantes segundo Azevedo Júnior (1991) *apud* Ferrari (2001).

Além disso, a ocorrência de sedimentos Quaternários em algumas das bacias como a de Itaboraí e Macacu, indicam que a reativação de eventos tectônicos ainda está em curso. Esses eventos podem ter condicionado a canalização de feições nas áreas marinhas adjacentes das bacias (Oreiro *et al.*, 2008).

Estudos de blocos soerguidos tectonicamente (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2000; Hiruma *et al.*, 2013) e do vale do Rio Paraíba do Sul (Coelho Neto, 1999) demonstraram que há alternância de processos de degradação de talude e de relativa estabilidade (Salgado *et al.*, 2016). Essas variações na intensidade dos processos de escavação são relacionadas com as variações de condições bioclimáticas durante o Plesitoceno Tardio e Holoceno (Coelho Neto, 1999; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2000; Hiruma *et al.*, 2013 *apud* Salgado *et al.*, 2016). Em adição, a neotectônica afetou significativamente a morfogênese na área. Essa influência é expressa pelas feições presentes na região como vales assimétricos, capturas de drenagem, escarpamentos retilíneos e facetas triangulares (Gontijo, 1999; Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Santos, 2013 *apud* Salgado *et al.*, 2016).

Deste modo, o Sistema de Riftes Cenozóico do Sudeste Brasileiro na área emersa da área de estudos é formado por uma série de *horts* e *grábens* localizados próximos à costa, orientados na direção E-W, e sistematicamente segmentados por falhas de transferência direção geral NW-SE (Zalán & Oliveira, 2005). Ainda segundo esses autores, um estilo tectônico em dominó predomina nos perfis morfo-tectônicos transversais ao rifte costeiro, cujas estruturais podem ainda estar ativas (Figura 11).

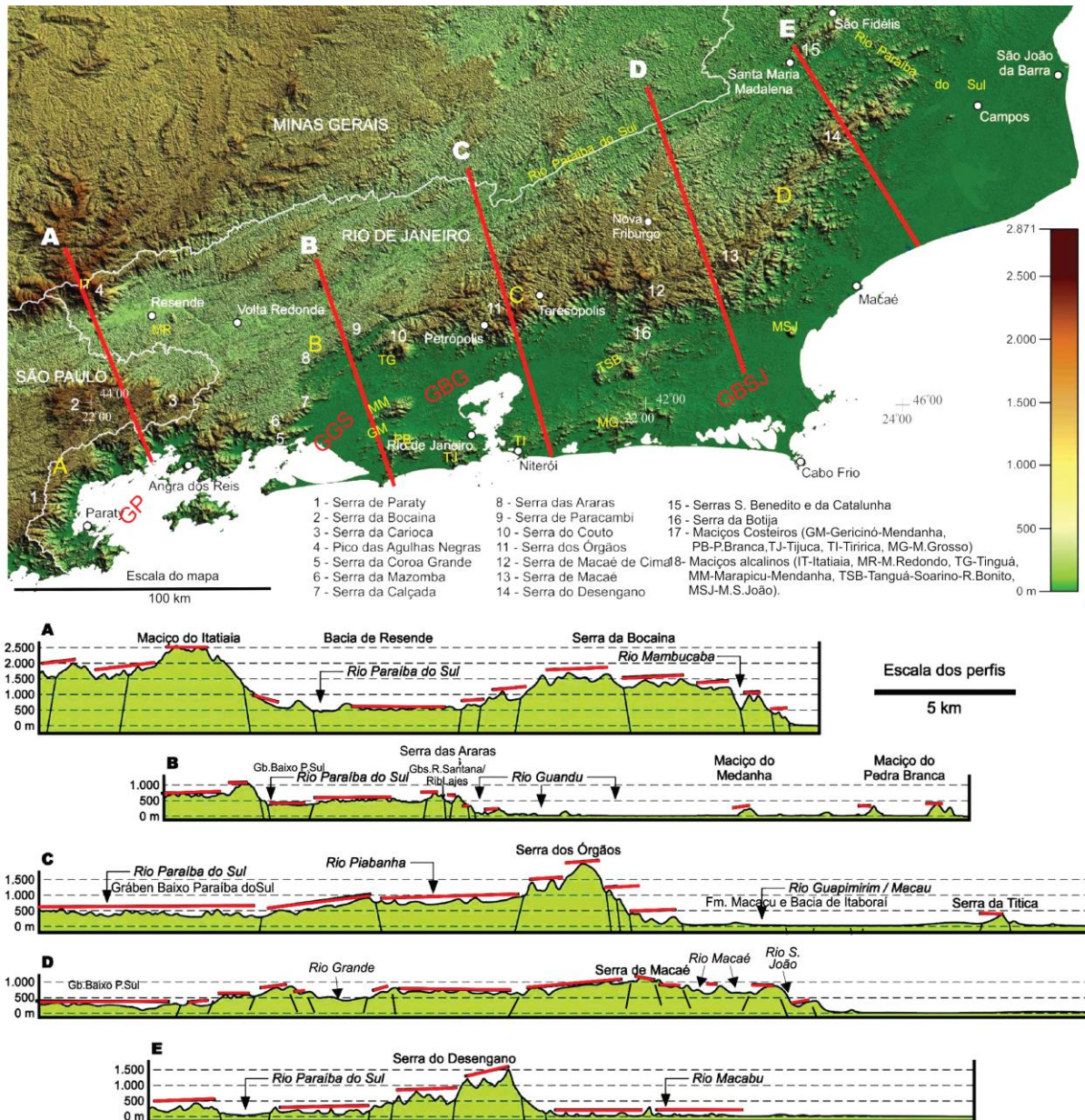


Figura 11: Relevo do Planalto Atlântico Fluminense, destacando as escarpas que delimitam os grábens litorâneos e continentais. Grábens: GP – Gráben de Parati, GGS – Grábens Guandu Sepetiba, GBC – Gráben da Baía da Guanabara, GBSJ – Grábens Barra de São João. Compartimentos: A – Parati-Bocaina-Muruqui, B – Araras-Tinguá-Couto, C – órgãos-Botija, D – Macaé-Imbé-Desengano. Os perfis transversais ressaltam a grande amplitude do relevo e os abruptos desnivelamentos da superfície de cimeira Sul-Americana (traços acima do perfil topográfico), e as falhas inferidas (traços inclinados) (Hasui, 2012).

### 3.5 COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DA COSTA SUL FLUMINENSE

De acordo com Muehe e Valentini (1998), o litoral do estado do Rio de Janeiro se caracteriza por dois alinhamentos distintos, sendo a região de Cabo Frio o vértice destes seguimentos, onde a norte encontra-se o macro compartimento Bacia de Campos (Muehe

1996, 1998a, *apud* Muehe & Valentini, 1998), ou litoral oriental, com linha de costa que tende a seguir uma direção NNE-SSW.

A oeste de Cabo Frio ocorre uma mudança brusca de orientação da linha de costa, que passa a assumir uma direção E-W, que parece estar associada a ocorrência de uma zona de fratura oceânica, denominada por Asmus (1977 *apud* Alvez 1981) de Zona de Fratura Rio de Janeiro, e corresponde ao macro-compartimento dos Cordões Litorâneos (Muehe 1996, 1998) ou litoral sul.

O aspecto afogado da extremidade ocidental do litoral Sul é, portanto, uma resposta às condicionantes tectono estruturais, segundo Martin & Suguio (1978, 1989) *apud* Muehe & Valentini (1998), por uma deformação flexural cujo eixo, por se localizar obliquio ao litoral, teve como efeito a subsidência ou afogamento.

Logo, a área de estudo aqui apresentada encontra-se no Litoral Sul (macro-compartimento dos Cordões Litorâneos), que é subdividido em: Compartimento Região dos Lagos - de Arraial do Cabo a Niterói (Figuras 12 e 13); Compartimento Baía de Guanabara (Figura 14), Compartimento de Jacarepaguá - de Ipanema à Pedra de Guaratiba (Figura 15); Compartimento Baía de Sepetiba – da Pedra de Guaratiba à Ilha de Marambaia (Figura 16) e Compartimento Baía de Ilha Grande – da Ilha da Marambaia à ponta do Juatinga.

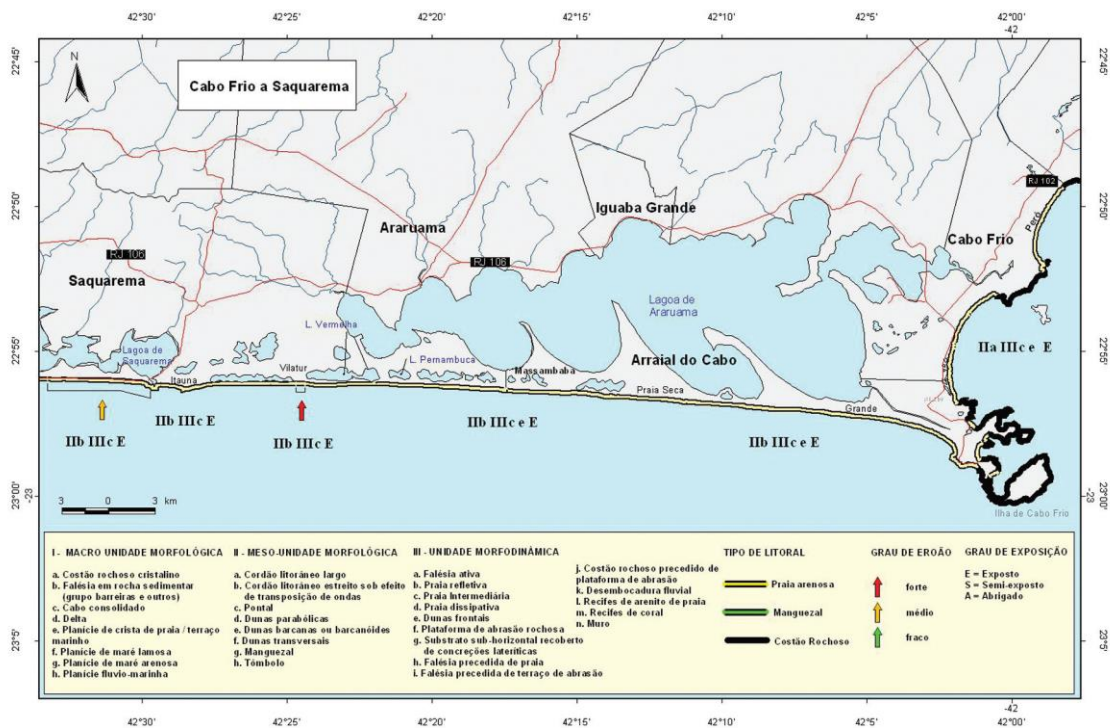


Figura 12: Mapa de unidades morfológicas e morfodinâmicas de Cabo Frio a Saquarema (Muehe *et al.* 2006).

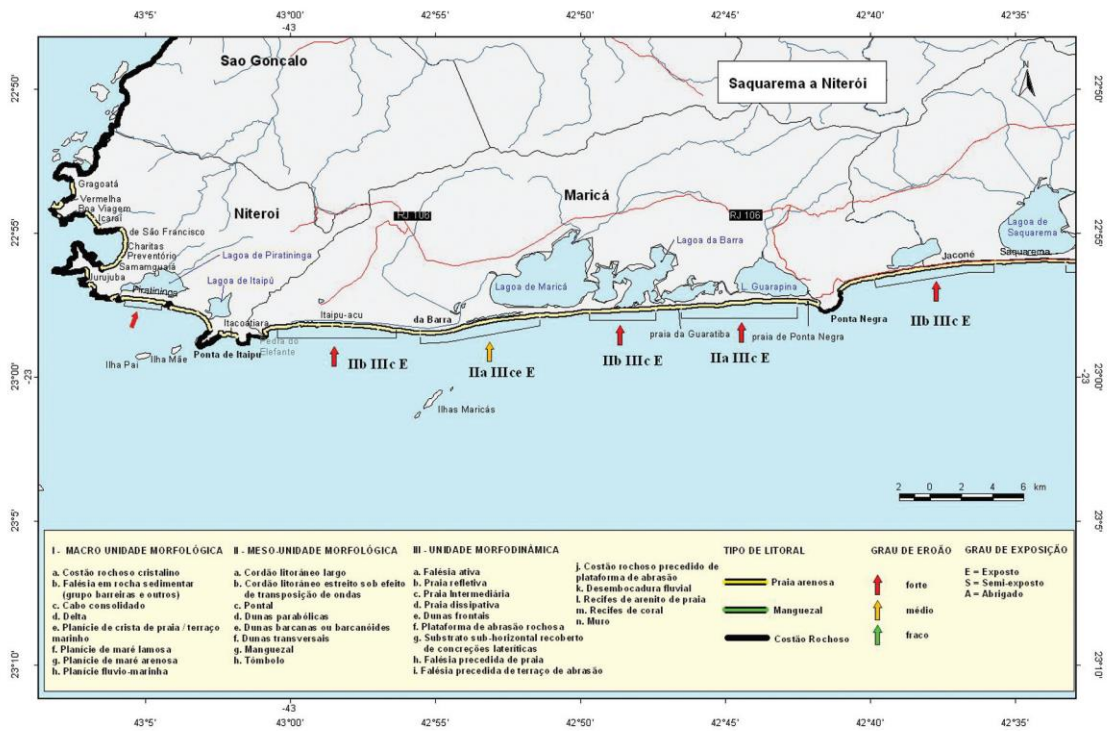


Figura 13: Mapa de unidades morfológicas e morfodinâmicas de Saquarema a Niterói (Muehe *et al.* 2006).

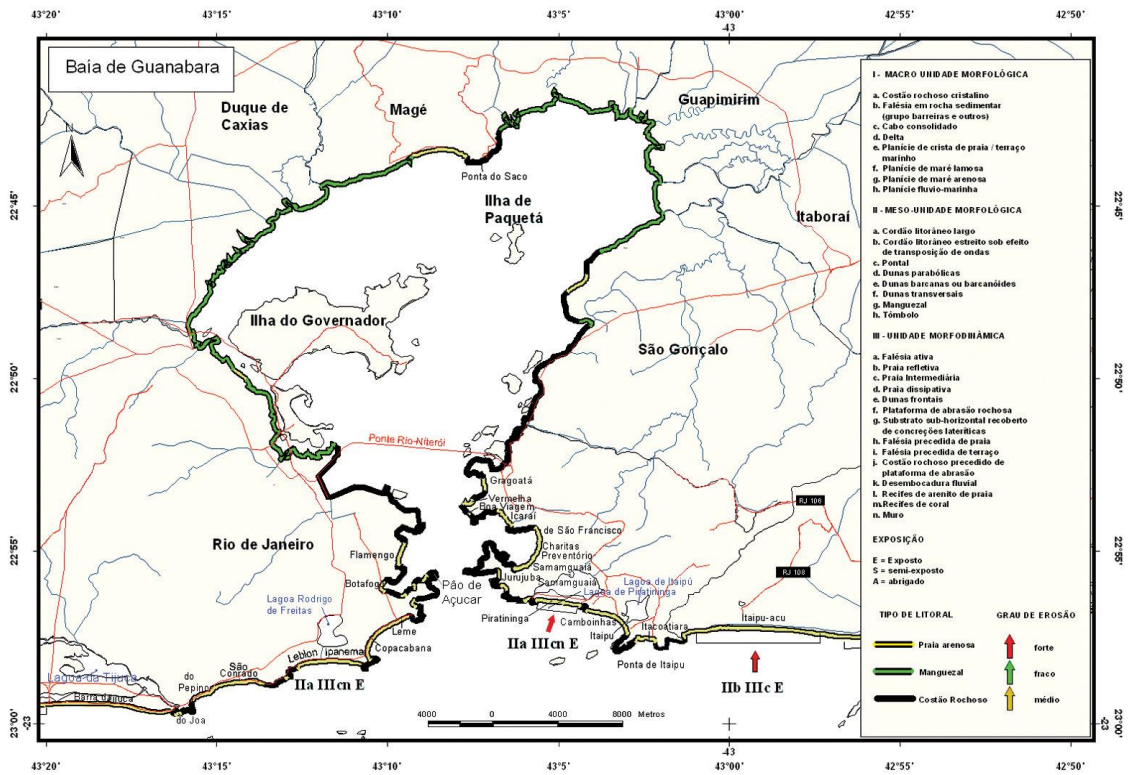


Figura 14: Mapa de unidades morfológicas e morfodinâmicas da Baía da Guanabara (Muehe *et al.* 2006).



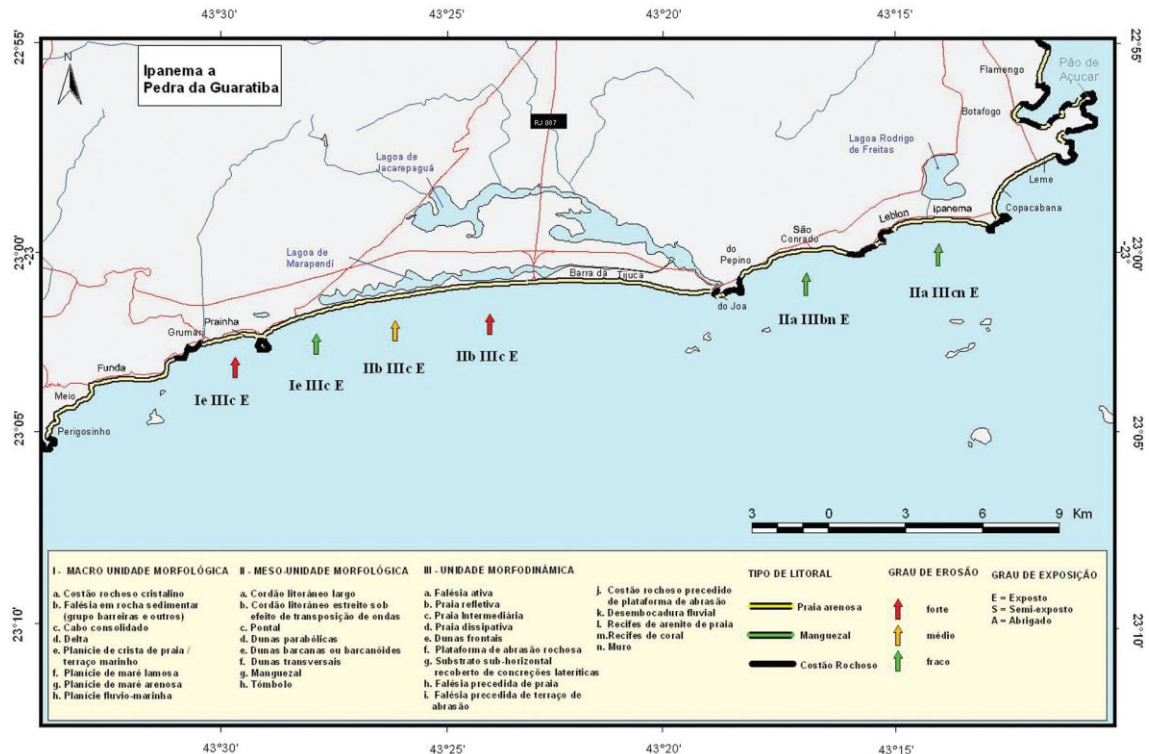


Figura 15: Mapa de unidades morfológicas e morfodinâmicas de Ipanema e da Pedra da Guaratiba (Muehe *et al.* 2006).

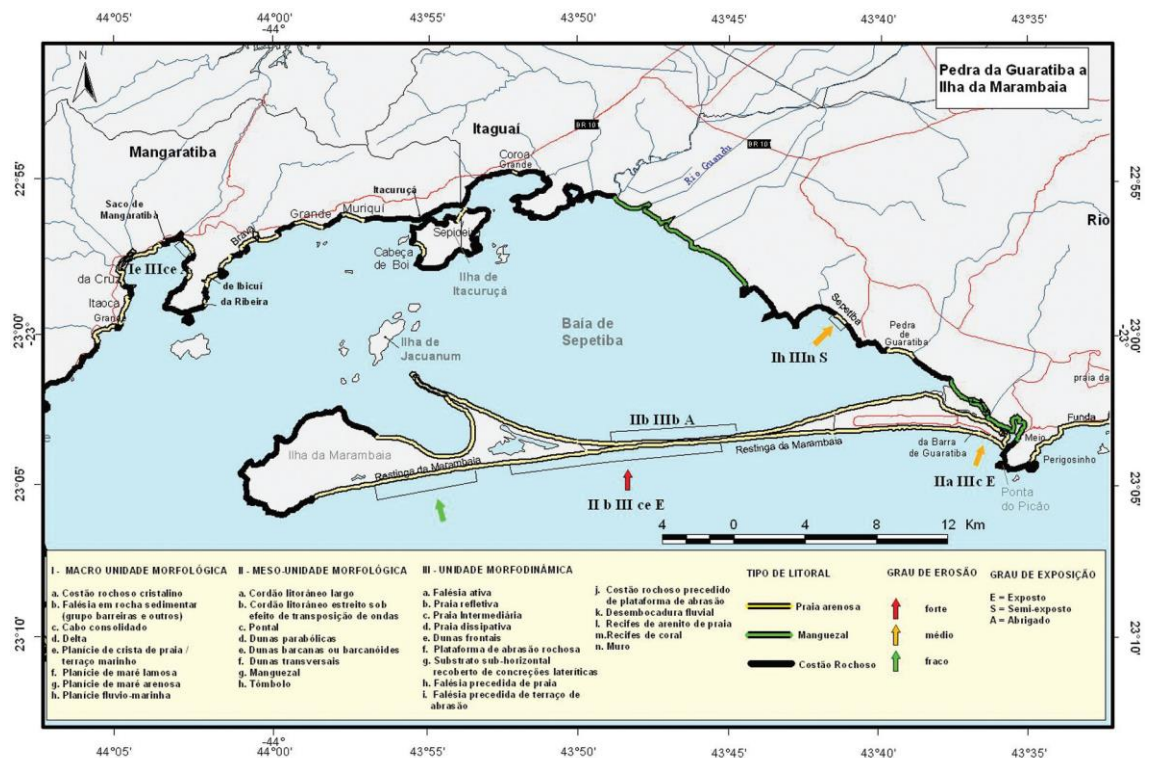


Figura 16: Mapa de unidades morfológicas e morfodinâmicas de Pedra da Guaratiba a Ilha da Marambaia (Muehe *et al.* 2006).

### 3.6 ESTUDOS PRÉVIOS ENVOLVENDO O RECONHECIMENTO SÍSMICO DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA SUL FLUMINENSE

Parte da base de dados sísmicos monocanal utilizada no presente estudo (boomer de 300 J) já foi utilizada anteriormente em trabalhos de pesquisa do Grupo GEOMARGEM (*e.g.*; Friederichs *et al.*, 2013; Campos, 2013; Bittencourt, 2014). Esses trabalhos tiveram como objetivo central a investigação da sucessão sedimentar rasa da plataforma continental (até ~40-50 m de espessura) com foco nas modificações de padrão de empilhamento estratigráfico dos últimos ~130 ka, induzidas principalmente pelas variações glacio-eustáticas do Pleistoceno Superior-Holoceno. Mesmo longe de qualquer objetivo estrutural, estes trabalhos foram capazes de identificar a ocorrência de embasamento rochoso (Figuras 17 e 18) em amplos setores da plataforma, principalmente rasa, que nos permite observar diferentes formas de relevo e profundidade de soterramento.

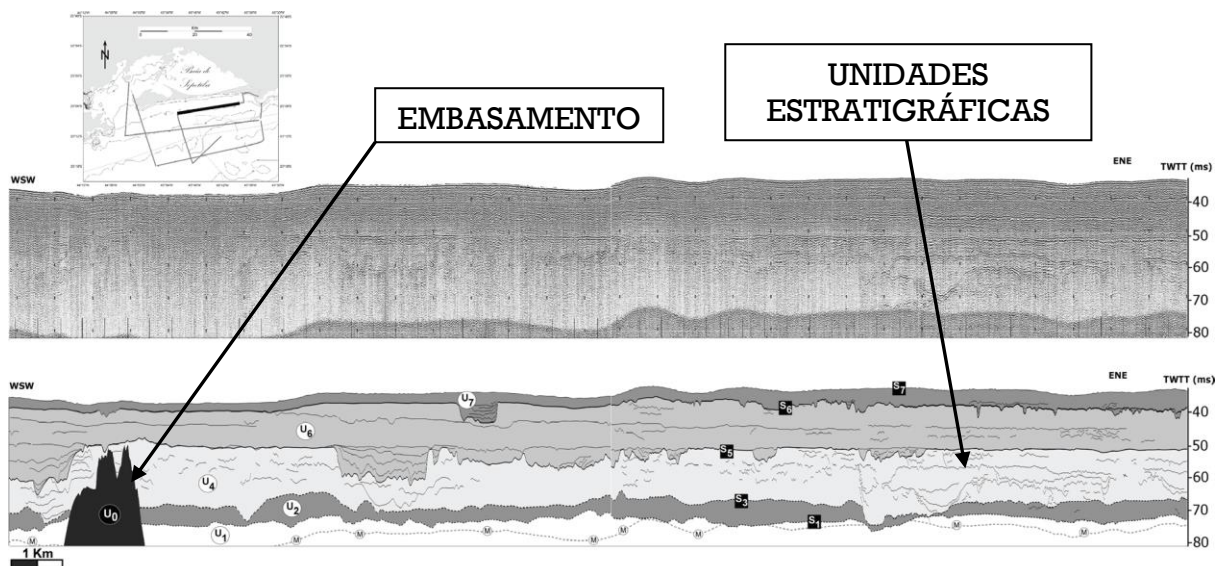


Figura 17: Exemplo de interpretação do embasamento, em frente a Baía de Sepetiba, realizado por estudo pretérito na área de estudo. (Friederichs *et al.*, 2013).

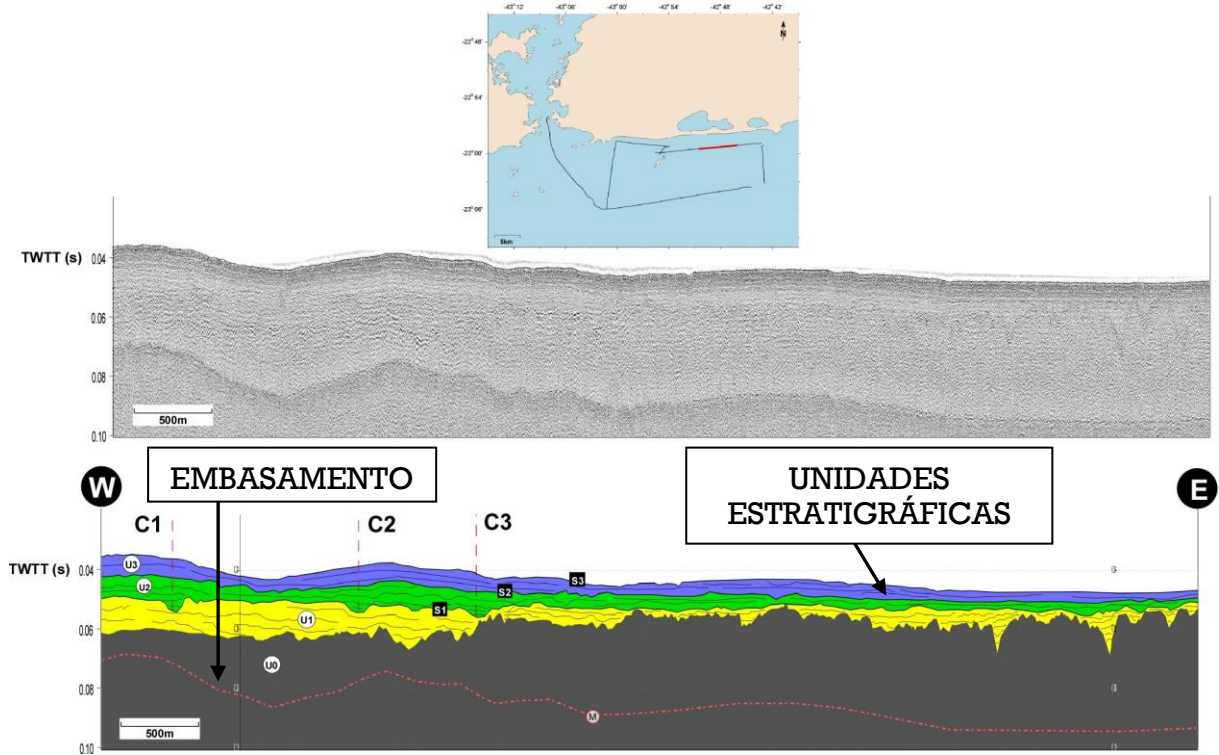


Figura 18: Exemplo de interpretação do embasamento, em frente a reigão de Saquarema, realizado por estudo pretérito na área de estudo. (Bittencourt, 2014).

## **4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE OS MÉTODOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO**

### **4.1 MÉTODO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO MARINHA**

O método sísmico de reflexão emprega alguns dos princípios da ótica geométrica que regem a reflexão de ondas planas incidentes em uma superfície refletora, e baseia-se no fenômeno da propagação de ondas elásticas nas rochas (Ribeiro, 2001). As rochas são então assumidas com o mesmo comportamento de materiais elásticos e homogêneos, tendo suas propriedades e constantes elásticas ligadas principalmente a mineralogia, porosidade, conteúdo de fluidos, cimentação, temperatura, compactação dentre outros. A velocidade de propagação da onda é então função da densidade e das constantes elásticas do meio. Assim observa-se que o fenômeno de propagação de ondas sísmicas compõe dois processos ondulatórios, como as ondas primárias (P), que são compressionais ou dilatacionais, e as ondas secundárias (S), cisalhantes ou transversais. Desta forma as fontes empregadas geram predominantemente ondas P logo os receptores são configurados para registrarem ondas P.

Portanto as fontes são responsáveis pela geração de uma frente de onda esférica, através da injeção brusca de energia no substrato. As discontinuidades entre as camadas rochosas são então caracterizadas por superfícies que limitam duas ou mais rochas com propriedades elásticas distintas e ocorre partição de energia nos pontos destas interfaces. Uma porção da energia incidente é refletida para o meio sobrejacente na forma de ondas refletidas, outra porção é refratada (transmitida) para o meio subjacente na forma de ondas refratadas ou transmitidas (Ribeiro, 2001).

Assim as leis de reflexão e refração são governadas pelo Princípio de Fermat conforme a lei de reflexão:

$$\theta_{ip} = \theta_{rp} \quad (1)$$

Onde:

$\theta_{ip}$  = ângulo de incidência da onda P incidente

$\theta_{rp}$  = ângulo de reflexão da onda P refletida.

E a lei de refração mais conhecida na ótica geométrica como lei de Snell, pode ser expressa por:

$$\frac{\sin\theta_{ip}}{V_{p1}} = \frac{\sin\theta_{tp}}{V_{p2}} \quad (2)$$

Onde:

$\theta_{tp}$  = ângulo de refração (transmissão)

$V_p$  = velocidade de propagação no meio

Uma vez que para fins práticos, geralmente assume-se que o meio subjacente tem velocidades maiores que o meio sobrejacente ( $V_{p2} > V_{p1}$ ).

A quantidade de energia que volta para o meio depende do contraste de impedância acústica (produto da densidade pela velocidade) dos dois meios e do ângulo de incidência. (Thomas *et al.*, 2004). As propriedades e características acústicas de uma rocha é definida então como impedância acústica (Badley, 1985), e pode ser definida como:

$$I = \rho V \quad (3)$$

Onde:

$I$  = impedância acústica

$\rho$  = densidade da rocha;

$V$  = velocidade das ondas P.

A velocidade é mais importante que a densidade no controle da impedância acústica e para tornar mais conveniente o conceito de impedância acústica Anstey (1977) *apud* Badley (1985) criou a dureza acústica, ou seja, rocha “dura” como granitos e carbonatos por exemplo tem alta impedância acústica, uma vez que, rocha “mole” como argilas por exemplo são maleáveis e tem baixa impedância acústica (Badley,1985).

As ondas diretas presentes nos registros são caracterizadas pela onda que se propaga diretamente da fonte até o receptor, e é definida como:

$$T_d = \frac{x}{V_1} \quad (4)$$

Onde:

$T_d$  = tempo de percurso da onda direta

$x$  = afastamento

$V_1$  = velocidade da onda P no meio

Por outro lado o tempo de percurso da fonte até um dado receptor será definido como:

$$T_r^2 = t_0^2 + \left(\frac{x}{V_1}\right)^2 \quad (5)$$

No qual:

$T_r$  = tempo de percurso da onda refletida

$t_0 = 2d/V_1$  é o tempo duplo para ângulo de incidência normal

$d$  = espessura da camada.

Continuando, o coeficiente de reflexão pode ser expressado por:

$$C_r = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (6)$$

Onde :

$I_1$  = impedância acústica da camada superior

$I_2$  = impedância acústica da camada inferior;

Portanto, se a velocidade da onda sísmica através da rocha é conhecida, ou pode ser estimada, o tempo duplo pode ser convertido para profundidade usando:

$$\text{Profundidade} = \text{tempo duplo versus velocidade}/2 \quad (7)$$

## 4.2 CONCEITOS FUNDAMENTAIS DE SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO

Os levantamentos sísmicos iniciam-se com a geração de ondas elásticas, através de fontes artificiais, que se propagam pelo interior da Terra, de onde são refletidas e refratadas

nas interfaces que separam as rochas de diferentes constituições petrofísicas, e retornam à superfície, onde são captadas por sofisticados equipamentos de registro. (Thomas *et al.*, 2004). Normalmente, o critério para definição do limite de resolução é de aproximadamente um quarto do comprimento de onda (Sheriff, 1982).

Aplicações típicas de sísmica de alta resolução incluem pesquisas de reconhecimento geológico, exploração mineral, estudos de fundação para plataformas marinhas, desenvolvimento de portos, emissários, dutos, cabos submarinos dentre outros. Os hidrofones utilizam geralmente cristais piezolétricos que geram uma corrente elétrica proporcional a variação de pressão produzida pelas ondas acústicas na água, e devem reproduzir o mais fiel possível as vibrações mecânicas na forma de oscilações elétricas, transmitidas até o sísmógrafo, digitalizadas e registradas (Thomas *et al.*, 2004), e geralmente os sistemas *Boomer* oferecem um excelente compromisso entre resolução e penetração (figura 19).

Sistemas acústicos que utilizam *Boomers* ou *Sparkers* como fontes acústicas constituem-se em ferramentas de investigação capacitadas para desvendar a história geológica recente dos complexos ambiente costeiros, produto das variações do nível do mar durante o quaternário (Souza, 2006).

Dados como a espessura de estratos sedimentares e dimensões dos corpos rochosos subjacentes, presença de estruturas geológicas, contatos geológicos, paleocanais, profundidade do embasamento rochoso e o contorno do substrato rochoso em subsuperfície são algumas das informações que em muito contribuem, e em muitos casos são fundamentais, para o estabelecimento das bases técnicas para o desenvolvimento de estudos geológicos que irão subsidiar não só a pesquisa, mas também projetos de engenharia costeira ou de reservatórios (Souza, 2006).

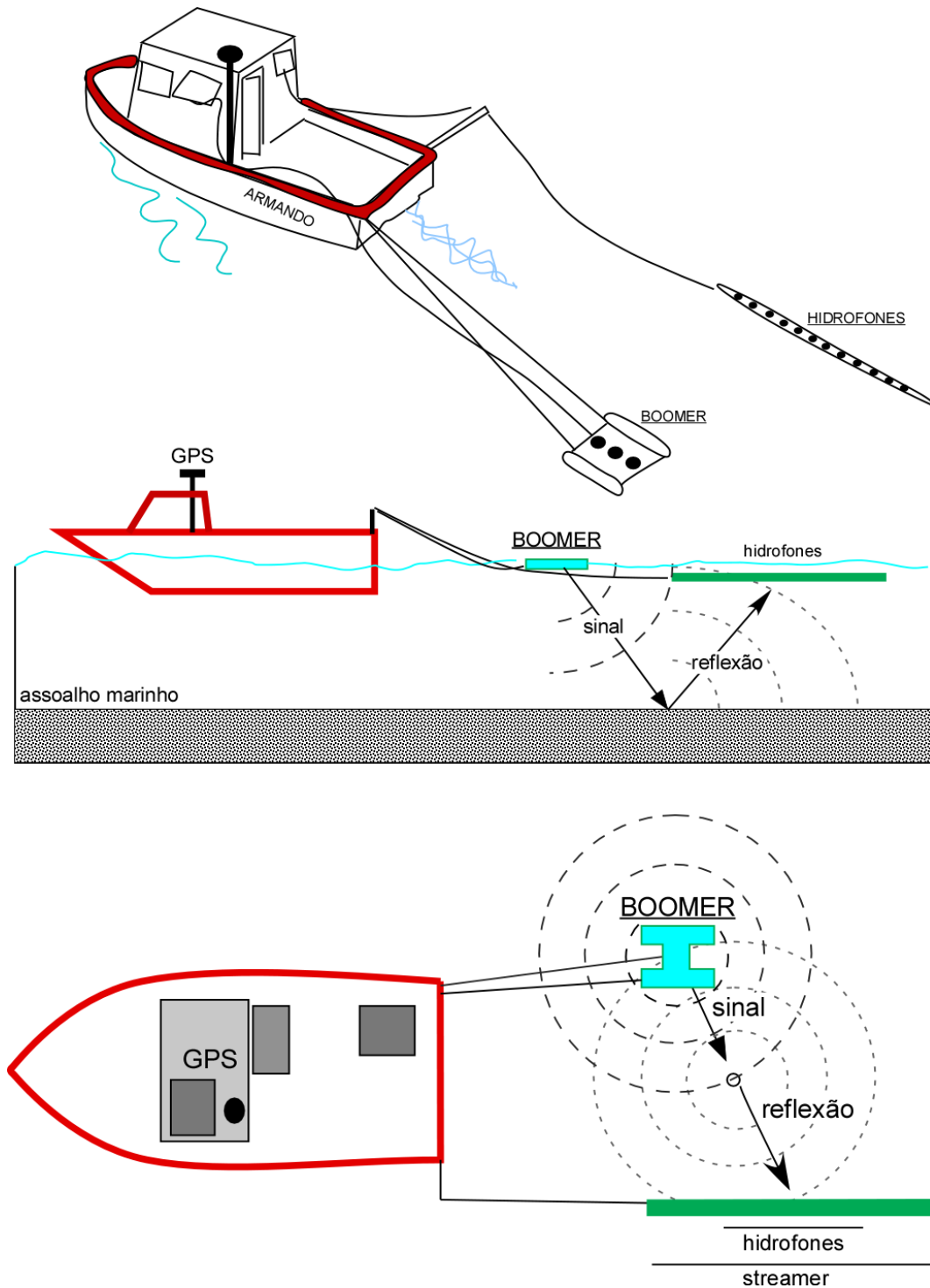


Figura 19: Ilustrações de esquemas de aquisição semelhantes ao levantamento Rio Mar 4 (Baseado em *Applied Acoustic Engineering*, 1998; e Duarte, 2009)

Para atingir o embasamento cristalino, ou no mínimo, para identificar as primeiras dezenas de metros da coluna sedimentar, é ideal a utilização de métodos sísmicos de sistemas de perfilagem contínua que empregam fontes acústicas do porte intermediário do tipo *Boomers* (maior potência e emite sinal acústico com espectro de frequência mais baixo,



inferior a 2kHz) ou *Sparkers*, onde equipamentos geofísicos deste porte possibilitam a identificação de características de extrema relevância em projetos de mapeamento de superfícies submersas (Souza, 2006).

A qualidade das gravações obtidas em estudos de sísmica de reflexão depende muito da presença de horizontes em subsuperfície que irão refletir a energia acústica. Diferenças em tipo de solo, densidade, conteúdo de água e grau de solidificação influenciam bem as propriedades de reflexão de camadas soterradas.

As limitações externas são aquelas que não podem ser controladas, como principalmente o clima, onde mares revoltos não só criam desconforto e dificuldades a bordo da embarcação, mas também causam um aumento de ruído de fundo e aerado, criado pela quebra das ondas e isso pode reduzir a qualidade das gravações, uma vez que o gelo pode ser também um problema prejudicando ou cancelando operações.

Limitações podem ocorrer quando mal avaliados os requerimentos da aquisição e por deixar de checar a capacidade da embarcação antes da aquisição. Em alguns casos, o problema generalizado na embarcação pode ser uma interferência elétrica ou mecânica entre os equipamentos do navio e os instrumentos sísmicos por exemplo.

Limitações instrumentais variam com sistemas individuais, mas no geral são inerentes a todas as estações de sísmica de reflexão: As gravações sísmicas mostram espessura da camada em função do tempo, assim a verdadeira espessura talvez só pode ser determinada se a velocidade do som através do material for conhecida. Sendo que uma velocidade acurada de propagação da onda é disponível em diversos exemplos, mas, no entanto, a espessura da camada deve ser considerada aproximada; a superfície de reflexão não representa sempre uma mudança no tipo de sedimento, mas pode ser apenas uma mudança física no caráter do solo como o tamanho dos grãos, porosidade, densidade e dureza. Assim um número de precauções devem ser tomadas quando as gravações são interpretadas.

Como o transdutor é uma fonte de som tridimensional, algum cuidado deve ser tomado para interpretação de seções sísmicas obtidas com gravadores gráficos convencionais bidimensionais. Vários fatores podem causar traços espúrios a serem introduzidos nas gravações, e uma análise criteriosa é geralmente requerida para separar o sinal espúrio do fundo verdadeiro ou do subfundo atravessado que continha anomalias e deformações consideráveis.

Existe um número de outros fatores que podem trazer o sucesso de uma aquisição sísmica de reflexão. Eles podem ser convencionalmente agrupados em três classes: limitação externa, da embarcação e de instrumentos.

Em geral, existem cinco tipos de sinais espúrios que podem causar confusão nas seções sísmicas, que são:

- Chegada direta – o sinal recebido diretamente da fonte;
- Múltipla refletida – o eco repetido de uma reflexão a partir do fundo ou subfundo;
- Reflexão da superfície da água;
- Ecos laterais – reflexões laterais do fundo irregular ou feições do subfundo e;
- Reflexões pontuais da fonte – reflexões de um único objeto pontual que radia a energia refletida.

Dados sísmicos de alta resolução contêm frequências mais altas que os dados de seções sísmicas convencionais. Quando estamos gravando dados de alta resolução, é difícil gravar as frequências baixas, ou geralmente não é feito. Porque os tamanhos dos raios são limitados, e o ruído de baixa frequência como o da onda superficial é geralmente atenuada usando filtros de frequência. Filtros corta baixa e ganho na amplificação são juntamente aplicados para trazer altas frequências com a precisão de amostragem dos instrumentos de gravação. Os dados sísmicos convencionais usam arranjos longos para remover a onda superficial, mas não é hábil para gravar as altas frequências porque os arranjos longos atenuam altas frequências.

Diferenças significativas são noticiadas entre seções de alta resolução e seções convencionais recordadas sobre estratos geológicos idênticos. Reflexões distintas em uma seção de alta resolução podem não serem noticiadas em dados de baixa resolução porque as camadas são muito finas para a detecção.

O comprimento de onda é igual a velocidade intervalar dividido pela frequência aparente. A frequência aparente é o inverso do tempo de intervalo de um ciclo (período aparente) da ondícula.

Dados de alta resolução, por conterem comprimentos de onda mais curtos do que os dados de resolução convencional, são mais sensíveis ao gradiente de impedância acústica vertical e rugosidade lateral difusa da superfície de reflexão (Knapp & Anderson, 1995).

Resolução vertical é uma medida de qual a espessura que um objeto precisa ter na ordem de ser visto na sísmica. A resolução vertical é derivada a partir do comprimento da

onda sonora e as camadas podem ser discernidas quando sua espessura é menor que um quarto do comprimento de onda. Além disso, é possível detectar camadas abaixo de um trinta e dois avos de comprimento de onda.

$$\lambda = \frac{V}{F} \quad (8)$$

Onde:

$\lambda$  = Comprimento de onda

V = Velocidade sísmica

F = Frequência sísmica

Na resolução horizontal a onda sonora emitida pela fonte se move em três dimensões e se espalha sobre uma área maior quanto mais longe estiver da fonte. A resolução horizontal é derivada a partir da zona de Fresnel, que é a parte de um refletor coberto pelo sinal sísmico em uma certa profundidade. Em um horizonte soterrado, todas as feições com uma extensão lateral na zona de Fresnel serão visíveis. A extensão de uma área produzindo reflexões é conhecida como Zona de Fresnel, e esta é a porção do refletor da qual a energia retorna para o receptor com meio ciclo (1/4 do comprimento de onda) depois da reação do refletor (Badley, 1985). A migração do dado sísmico foca a energia espalhada na zona de Fresnel, rearranja as reflexões deslocadas devido ao mergulho e remove reflexões de amostras pontuais e de patamares, e isso melhora a resolução horizontal

Assim a profundidade é normalmente medida em tempo duplo de percurso (*TWTT - Two Way Travel Time*) em segundos (s), significando o tempo que a onda sonora leva a partir de quando deixa a fonte até ela atingir o refletor e retornar ao receptor. Com o aumento da profundidade a frequência do sinal sonoro irá diminuir enquanto a velocidade e o comprimento de onda aumentam. Isso significa que aumentando a profundidade a resolução sísmica irá ficar mais pobre. As altas frequências são refletidas a partir de refletores relativamente rasos, enquanto as frequências baixas alcançam refletores mais profundos. Com o aumento de profundidade os sedimentos são gradualmente mais compactados e assim a velocidade do som aumenta com o a profundidade.

Vale ressaltar que a frequência afeta ambas as resoluções sísmicas vertical e horizontal nos dados. (Rafaelsen, 2006).

### 4.3 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

Os levantamentos bidimensionais são apresentados aos interpretes como seções sísmicas migradas e não migradas, com base na qual as informações geológicas são extraídas por meio de análises pertinentes do padrão de eventos de reflexão (Keary *et al.*, 2009).

A difração é muito usada em interpretação porque a crista da curva de difração indica a descontinuidade. Difrações são especialmente usadas em capturar falhas. O ponto onde a reflexão termina é geralmente não clara porque as reflexões se misturam dentro das difrações e reflexões são vistas na direção para baixo do mergulho melhor que a localização do refletor em uma seção não migrada. Mas a crista da difração localiza corretamente a falha.

Difrações também são geradas nos pontos onde os refletores do embasamento truncam contra uma falha. A reflexão que termina nestes pontos é tangencial a difração. As reflexões são contínuas com as difrações ambas em amplitude e em fase, então não é claro onde a mudança de reflexão ocorre dentro da difração.

Geralmente não são reconhecidas reflexões do plano de falha porque nós não as vemos no lugar certo. Geralmente a melhor maneira de localizar planos de falha é por curvas de difração. Comumente as únicas múltiplas importantes são aquelas envolvidas em refletores excepcionalmente fortes. Eventos adicionais como difrações refletidas, reflexões difratadas, difrações múltiplas, etc., existem, mas normalmente são fracas que elas não são identificadas e são meramente somadas ao ruído de fundo. (Sheriff, 1982)

Existem duas principais abordagens para a interpretação de seções sísmicas que são a análise estrutural e a análise estratigráfica. A análise estrutural é o estudo da geometria do refletor com base nos tempos de reflexão, e a análise estratigráfica é a análise das sequências de reflexão como expressão sísmica de sequências deposicionais diferentes (Sheriff, 1982).

Sendo assim, Sheriff (1982) considera evidências de falhamentos em linhas sísmicas:

- (a) Terminação abrupta das reflexões, especialmente depois da migração;
- (b) Difrações associadas com terminações de falha;
- (c) Mudanças no mergulho presente associado com a falha; algumas vezes suavizando, outras vezes formando degraus. Dependem da natureza da falha, mudanças na razão de mergulho ocorrem próximas as falhas e às vezes por distâncias longas da falha; como mudanças incluindo “*rollover*” e “*drag*”;
- (d) Mergulhos distorcidos parecem passar a falha;

- (e) O entalhe de eventos coerentes abaixo do plano de falha;
- (f) Deslocamento de correlações transversalmente a falha;
- (g) Reflexões do plano de falha;
- (h) “*Misties*”, que seria um erro de amarração na interpretação.

A interpretação de falhas requer o senso de estilo estrutural. O conceito de estilo estrutural dita os tipos de feições para se observar e o que as falhas provavelmente geram. Estilo estrutural envolve entender o sistema de forças que afetam as rochas que estamos investigando. A forma e a maneira de deformação diferem assim como o sistema de tensão e como a natureza da rocha difere (Sheriff, 1982).

Reflexões sísmicas em blocos soerguidos de falhas normais são, às vezes, observados dobrando para baixo através do plano de falha, mas devemos tomar cuidado pois podem ser: um *rollover* verdadeiro causado por arrasto reverso no plano de falha em falhas lítricas normais, uma porção de uma curva de difração, não removida inteiramente pela migração, ou um artefato de velocidade causado pelo andar de baixa velocidade acima do do plano de falha. (Badley, 1985).

A presença de camadas inclinadas e ou falhamentos provocam alterações na geometria dos eventos de reflexão; e um contraste local muito alto na impedância acústica pode provocar o desaparecimento de refletores subjacentes (zona de sombra) (Ribeiro, 2001).

Quando estamos tratando de interpretar o embasamento, podemos dizer que existem duas definições de rochas do embasamento, rochas cristalinas ígneas ou metamórficas, ou embasamento econômico, que são rochas endurecidas de baixa porosidade como rochas sedimentares sem potencial de reservatório. Nem um nem outro tipo de embasamento necessariamente tem um caráter único de reflexão. Abaixo da forte reflexão do topo do embasamento (coeficiente de reflexão positivo) a gravação sísmica é livre de reflexão e aparentemente morta, mas outro tipo é com fortes reflexões internas que são múltiplas (Badley, 1985).

O embasamento cristalino geralmente produz uma resposta sísmica amplamente livre de reflexão, e muito cuidado deve ser tomado para que o embasamento cristalino não seja confundido com outras litologias que podem produzir resposta similar, por exemplo, diápiros de sal e argila, derrames basálticos, intrusões ígneas, etc. Quando profundamente soterrado o embasamento se torna mais difícil de identificar. O topo do embasamento cristalino deve ter o coeficiente de reflexão positivo quando sobreposto por praticamente qualquer rocha

sedimentar, mas o intemperismo dos primeiros metros superiores pode não só reduzir o coeficiente de reflexão, mas também produzir propriedades de reservatório (Badley, 1985).

A presença de reflexões internas, no entanto não exclui a possibilidade da existência de embasamento cristalino. Por exemplo, o intemperismo pode produzir reflexões, como camadas internas. Assim, se boas reflexões internas são desenvolvidas, o embasamento cristalino pode possivelmente ser identificado pela sua velocidade interna alta (Badley, 1985).

O embasamento econômico é mais difícil de definir, porque sua definição é subjetiva. Em geral, rochas endurecidas de baixa porosidade serão caracterizadas por reflexões fracas descontínuas e qualidade de dado ruim. Reflexões fracas com pouca continuidade serão comuns porque, embora os valores de impedância acústica puderem ser altos, o contraste de impedância será pequeno.

Truncamentos estruturais envolvendo qualquer tipo de embasamento nunca pode ser imediatamente desconsiderado ou desclassificado.

Além disso, rochas ígneas e vulcânicas, incluindo intrusivas e extrusivas, quando sobrepostas por praticamente todas as rochas sedimentares, são caracterizadas por velocidades internas altas, coeficiente de reflexão positivo, e reflexões de alta amplitude. Dados gravimétricos e magnéticos podem ser inestimáveis ajudas para dados sísmicos identificar rochas ígneas e vulcânicas. Na base de suas geometrias, rochas ígneas intrusivas podem ser agrupadas em dois grupos principais. – por exemplo, lacólitos e batólitos, diques (intrusões próximas ao vertical), e sills (derrames amplamente espalhados).

Grandes corpos intrusivos geralmente produzem intervalos sísmicamente mortos. A natureza intrusiva do corpo pode ser evidente pelo soerguimento dos sedimentos adjacentes. Intrusivas ígneas não irão mostrar sinclinal da borda secundária característicos de diápiros de sal e lama.

Diques são mais difíceis de reconhecer, uma vez que a seção sísmica de reflexão é imprópria para imagear feições próximas ao vertical. Em adição, a extensão lateral dos diques geralmente não é grande ou pode estar abaixo da zona de Fresnel para a resolução horizontal em vários casos. Diques lineares são talvez mais facilmente reconhecidos em seções não migradas, onde podem possivelmente seguir o curso do dique mapeando difrações no seu topo através de uma grade sísmica e frequentemente diques e sills (soleiras) ocorrem juntos.

## 5. BASE DE DADOS E METODOLOGIA

### 5.1 BASE DE DADOS

As aquisições da base de sísmica de reflexão usada neste estudo foram realizadas através de várias campanhas sísmicas denominadas: Rio Mar 1, Rio Mar 3, Rio Mar 4, Geomar XX, Geomar XVI, Rio Costa 1 e Rio Costa 3. Estas campanhas utilizaram diferentes fontes sísmicas de diferentes níveis de resolução, assim como receptores mono ou multicanal (Tabela 1).

Tabela 1: Tabela com a base de dados sísmicos, com o nome das campanhas, tipos de embarcação, datas de aquisição, modelos de fonte sísmica, extensão da perfilagem sísmica em quilômetros e penetração média do sinal em milissegundos.

CAMPANHA	EMBARCAÇÃO	AQUISIÇÃO	EQUIPAMENTO	PERFILAGEM SÍSMICA (km)	PENETRAÇÃO MÉDIA (ms)
<b>RIO COSTA 1</b>	Navio Oceanográfico Cruzeiro do Sul (H38)	Agosto/2010	Chirp (Modelo Edgeteh X-Star, peixe de reboque modelo SB-0512i, opera com banda de frequência de 0,5-12kHz, pulso FM e WB)	1500	125
<b>RIO COSTA 3</b>	RV Ocean Stalwart	Março/2010	Chirp (SBP Knudsen 3260, com frequência na faixa de 3,5-12kHz)	1000	25
			Sparker (SQUID 2000, 700J) Boomer AA301 (1^5kHz/200-300J)	800 200	300 70
<b>GEOMAR</b>	Almirante Câmara (H41)	1969-1986	Sparker (500-1000J, com frequência na faixa de 0,1-1,4kHz)	5000	300-400
<b>RIO MAR 1</b>	Traineira "Mapalu"	Julho/2010	Boomer AA301 (1^5kHz/200-300J)	780	70
<b>RIO MAR 3</b>	Catamarã "São Luis"	Julho/2010	Boomer AA301 (1^5kHz/200-300J)	1000	70
<b>RIO MAR 4</b>	Traineira "Armando"	Março/2014	Boomer AA301 (1^5kHz/200-300J)	1000	100-400

Foram então adquiridos ao todo milhares de quilômetros de perfilagem sísmica totalizando aproximadamente 11280 quilômetros com penetração de sinal variável aproximada entre 25 e 400 metros. Todos os dados de sísmica monocal foram previamente processados por trabalhos anteriores. A exceção são os dados de sísmica multicanal da Campanha Rio Mar 4, que foram processados no presente trabalho e inseridos à base de dados pré-existentes já processados (figura 20).

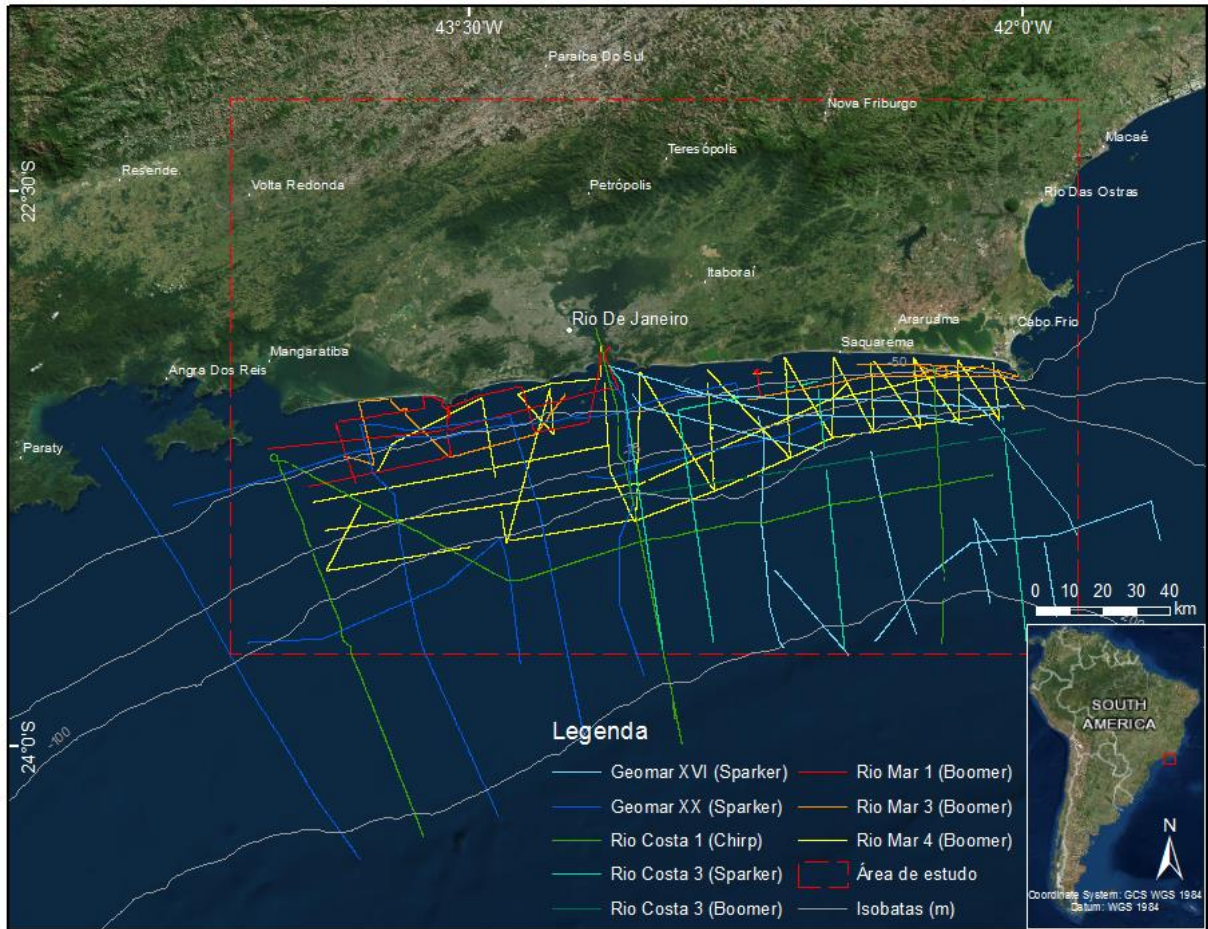


Figura 20: Mapa de localização das linhas sísmicas com as respectivas campanhas de aquisição com a área de estudo no retângulo vermelho pontilhado.

Assim, para o processamento dos dados sísmicos multicanal da Campanha Rio Mar 4 foi utilizado o software RadExPro® e para a confecção de mapas foram utilizados os softwares ArcGis® e Kingdom Suite®, sendo este último também utilizado para a interpretação sísmica.

O levantamento geofísico marinho do método da sísmica de reflexão Rio Mar 4 foi realizado com sistema sísmico de alta resolução multicanal. Nesta aquisição foi utilizada uma embarcação do tipo traineira de nome “Armando”, que foi adaptada para a operação do sistema sísmico com sismógrafo “*Geode Ultra Light Exploration*” e enguia “*MicroEel Analog Seismic Solid Streamer*” de 12 canais, ambos da marca Geometrics®, e com fonte sísmica Boomer, modelo S-Boom com fonte sísmica modelo AA301, com potência de 1000J da empresa Applied Acoustic Engineering Ltd®; e com guincho elétrico para reboque da fonte sísmica e com adaptações para o sistema de aquisição e posicionamento (figura 21).





Figura 21: Fotos da embarcação Armando adaptada para levantamento sísmicos (A e B), enguias de hidrofone monocal e multicanal (verde) (B), catamarã com fonte sísmica (C), banco de capacitores e sistema de aquisição (D), navegação de posicionamento (E), reboque da fonte e enguia durante operação (F). Fotos: Marcela Coronel, 2014.

A perfilagem sísmica Rio Mar 4 foi então de aproximadamente mil quilômetros. Os parâmetros de aquisição foram:

- (i) Velocidade do barco = 4 nós
- (ii) Intervalo entre tiros = 1 segundo (aproximadamente 3 m)
- (iii) Intervalo entre receptores: 3,125m
- (iv) Número de geofones: 12
- (v) Potência da fonte: 500 Joules
- (vi) Tipo de fonte: Boomer
- (vii) Intervalo de amostragem: 0,125 ms
- (viii) Janela de tempo: 500 ms (TWTT)

## 5.2 PROCESSAMENTO DA BASE SÍSMICA MULTICANAL

Para o processamento dos dados da campanha Rio Mar 4 foi utilizado o software RadExPro® com o auxílio do tutorial *Offshore High-Resolution Multichannel Seismic Data Processing* revisão 05.12.2013 encontrado no site [www.radepro.com](http://www.radepro.com), uma vez que muitos dos algoritmos são privados e padronizados. Portanto, neste subitem é apresentada e exemplificada a sequência e métodos adotados no fluxo de processamento dos dados sísmicos com o programa RadExPro®

Os dados geofísicos de sísmica de reflexão bidimensionais multicanal do levantamento Rio Mar 4 foram adquiridos em formato SegD e então processados no software RadExPro® e posteriormente gerados arquivos de saída no formato SegY para então posteriormente carregar e interpretar o embasamento cristalino nas linhas sísmicas no software Kingdom Suite®. Antes do processamento, porém, vale ressaltar que os dados SegD foram previamente editados e selecionados de acordo com suas navegações em linhas, excluindo os vértices e dados corrompidos.

De maneira geral o fluxo de processamento pode ser dividido nas seguintes etapas, processos e módulos (Figura 22).



Figura 22 Fluxograma do processamento de dados sísmicos multicanal de alta resolução da campanha de aquisição Rio Mar 4 no software RadExPro.

Na etapa de *Quality Control* (controle de qualidade) o processo é feito através dos módulos de *GeoAssign* (assinatura geométrica), onde a geometria de aquisição foi georeferenciada (Figura 23) a partir de uma tabela de coordenadas X e Y para cada FFID (*Field File Identification Number*, sinônimo de *Shot ID/Shot point*).

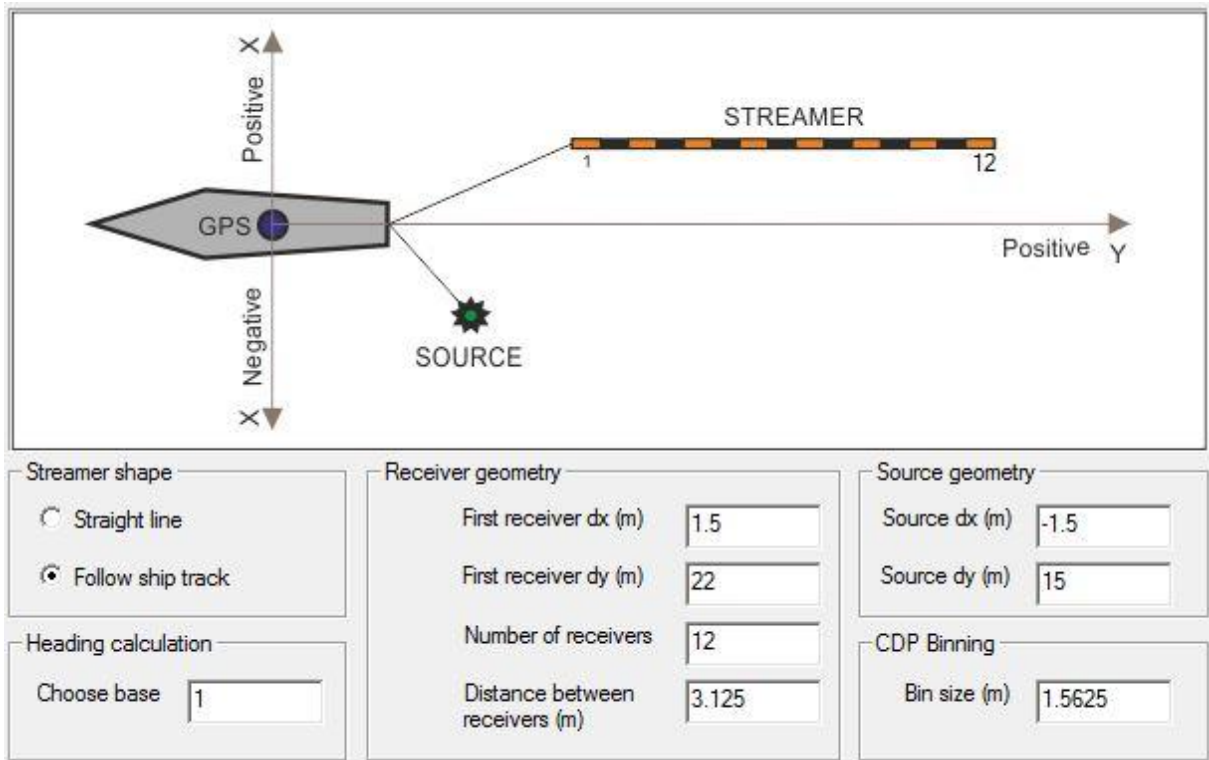


Figura 23: Ilustração da assinatura geométrica da aquisição Rio Mar 4 mostrando uma distância de 3 metros entre fonte e receptores no eixo X, com a fonte a 15m de distância do GPS e o primeiro receptor a 22m e uma distância de 7m entre fonte e receptor no eixo Y, além dos números de receptores (12), a distância entre eles e o tamanho do bin de 1.5625m, com a forma da enguia seguindo a navegação da embarcação.

Assim são então calculadas as posições de cada FFID,  $SOU\_X$  e  $SOU\_Y$  – coordenadas da fonte;  $REC\_X$  e  $REC\_Y$  – coordenadas de cada receptor, CDP (*common depth point*), TRACENO (*trace number*) e OFFSET (Tabela 2).

Logo, a técnica em que alguns pontos de um refletor em subsuperfície são amostrados mais de uma vez, devido diferentes posições de fonte e receptores, é conhecida como geometria de aquisição de cobertura múltipla CDP (Thomas *et al.*, 2004), onde cada um desses pontos encontra-se na mediana entre a fonte e o receptor, conhecido também como CMP (*common midpoint*). As principais vantagens da técnica CDP é a melhoria da razão sinal-ruído. (Ribeiro, 2001).

Tabela 2: Exemplo de tabela gerada após a assinatura geométrica da aquisição através dos dados FFID e suas coordenadas X e Y.

FFID	CHAN	SOU_X	SOU_Y	REC_X	REC_Y	CDP	CDP_X	CDP_Y	TRACENO	OFFSET
285818	1	-4802801	-2610270	-4802802	-2610262	5459	-4802802	-2610266	1	7.66795
285818	2	-4802801	-2610270	-4802801	-2610259	5458	-4802801	-2610264	2	10.57883
285818	3	-4802801	-2610270	-4802800	-2610256	5457	-4802801	-2610263	3	13.58315
285818	4	-4802801	-2610270	-4802799	-2610253	5456	-4802800	-2610261	4	16.65781
285818	5	-4802801	-2610270	-4802798	-2610250	5455	-4802800	-2610260	5	19.74347
285818	6	-4802801	-2610270	-4802797	-2610247	5454	-4802799	-2610258	6	22.79146
285818	7	-4802801	-2610270	-4802796	-2610244	5453	-4802799	-2610257	7	25.9321
285818	8	-4802801	-2610270	-4802795	-2610241	5452	-4802798	-2610255	8	29.0542
285818	9	-4802801	-2610270	-4802794	-2610238	5451	-4802798	-2610254	9	32.12247
285818	10	-4802801	-2610270	-4802793	-2610235	5450	-4802797	-2610252	10	35.26991
285818	11	-4802801	-2610270	-4802792	-2610232	5449	-4802797	-2610251	11	38.42797
285818	12	-4802801	-2610270	-4802791	-2610229	5448	-4802796	-2610249	12	41.51081

Em seguida, é utilizado o módulo *GeoCheck* (checagem do georeferenciamento) onde são calculadas as primeiras quebras teóricas da onda direta (*First Breaks*) baseado em *offsets* (distâncias) assinalados e com velocidade do som na água igual a 1500m/s, através do módulo *Trace Header Math*. As quebras teóricas são calculadas no *header* do arquivo através da operação matemática  $FBPICK=[OFFSET]/1.5$ , e então visualizadas no topo dos dados sísmicos (linhas amarelas, Figura 24), em escala de tempo para checar se elas se encontram com a onda direta observada ou não, uma vez que pode se verificar a correta assinatura geométrica.

Por fim, é gerado um *crossplot* com a localização da fonte, receptores e CDPs para checar a geometria novamente (Figura 25), confirmando a correta assinatura.

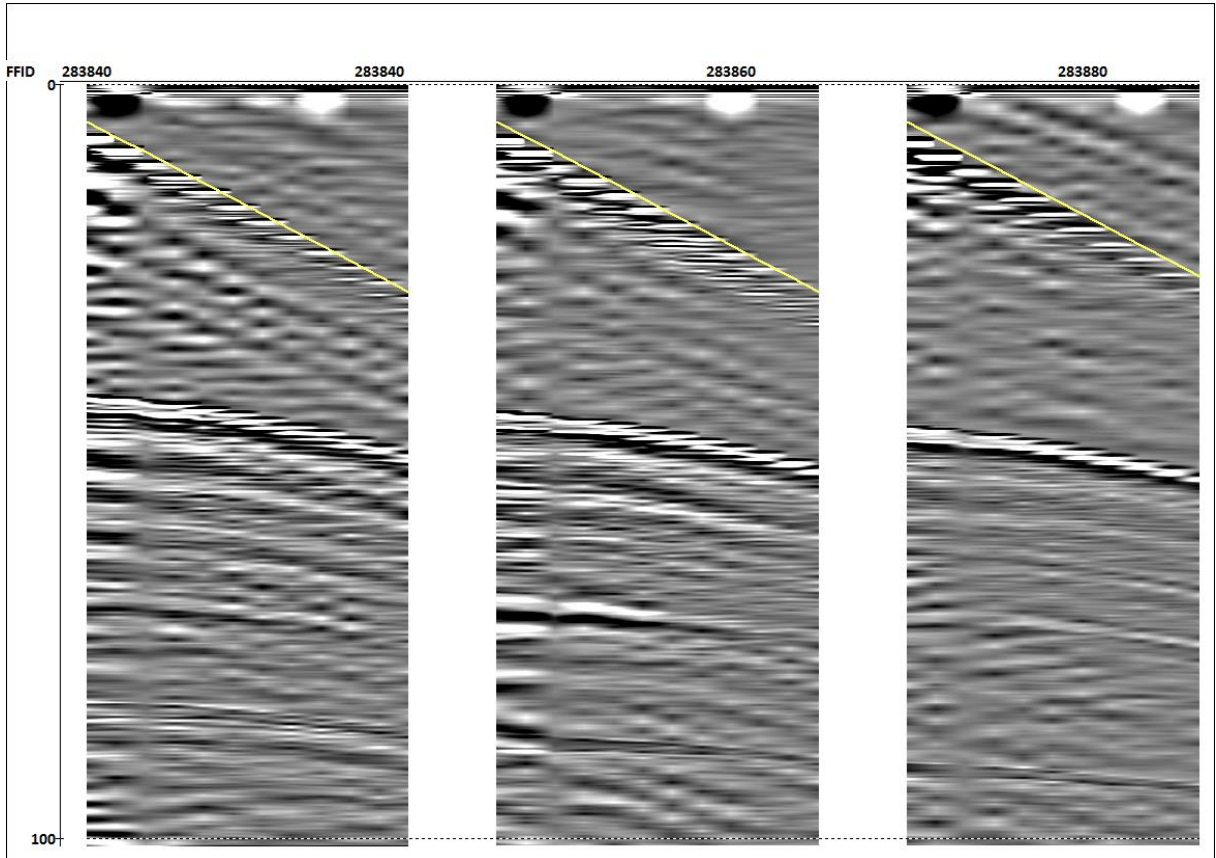


Figura 24: Imagem com três diferentes FFID com filtro passabanda e onda direta com calculo da quebra teórica em amarelo.

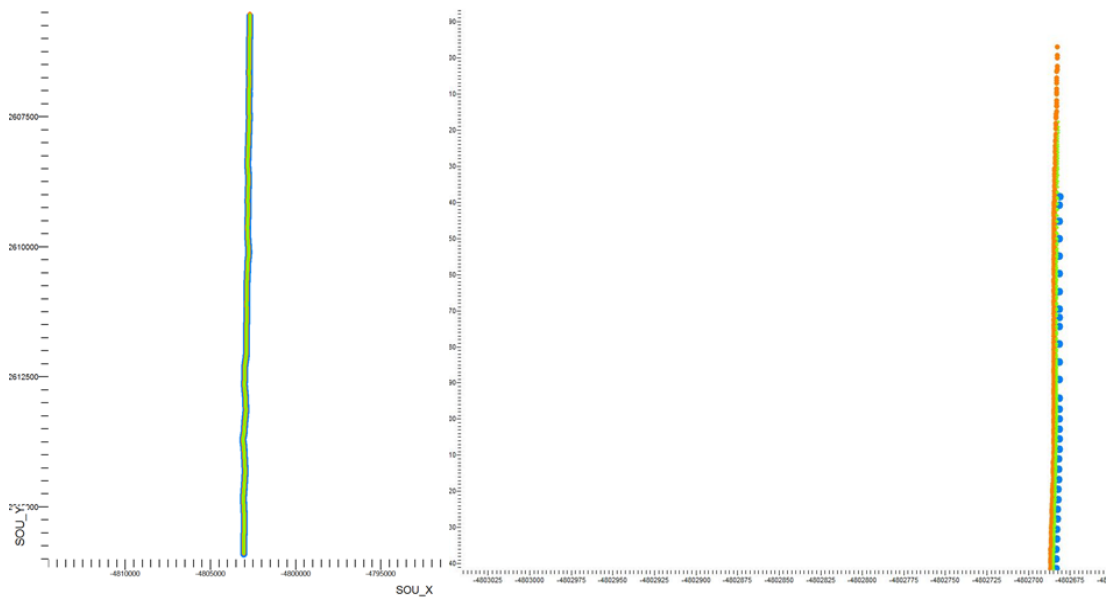


Figura 25: Diagrama em escalas diferentes mostrando a localização da fonte (pontos azuis), receptores (pontos laranjas) e CDPs (pontos verdes).

Na etapa de *Pre Process* (pré-processamento) são realizados os módulos que visam melhorar a razão sinal/ruído como o uso do *Bandpass Filter* (filtro passa banda), objetivando a retirada de frequências ruidosas. Aplica-se também a *Amplitude Correction* (correção de amplitude) para compensação de atenuação da amplitude através da correção esférica divergente. Um número de fatores pode influenciar as amplitudes das reflexões em uma gravação sísmica.

Neste trabalho o filtro passa banda utilizado foi o de Ormsby (Figura 26) que tem uma forma típica trapezoidal definida por quatro vertices de frequências: truncamento baixo, corte baixo, corte alto e truncamento alto (Duschesne & Bellefleur, 2007).

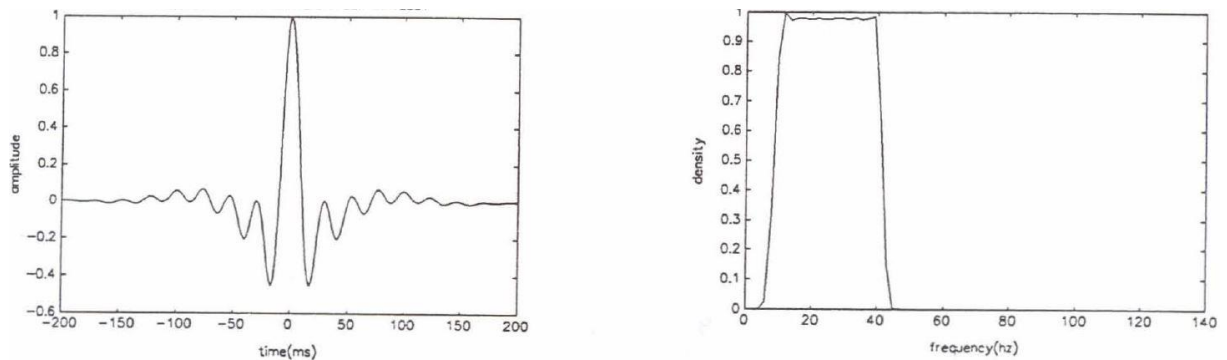


Figura 26: Exemplo de filtro Ormsby. Esquerda espectro de onda no domínio do tempo e direita no domínio da frequência. (Ryan, 1994).

Os dados são então selecionados por CDPs e realizados efetivamente os primeiros módulos de processamento (Figuras 27 e 28).

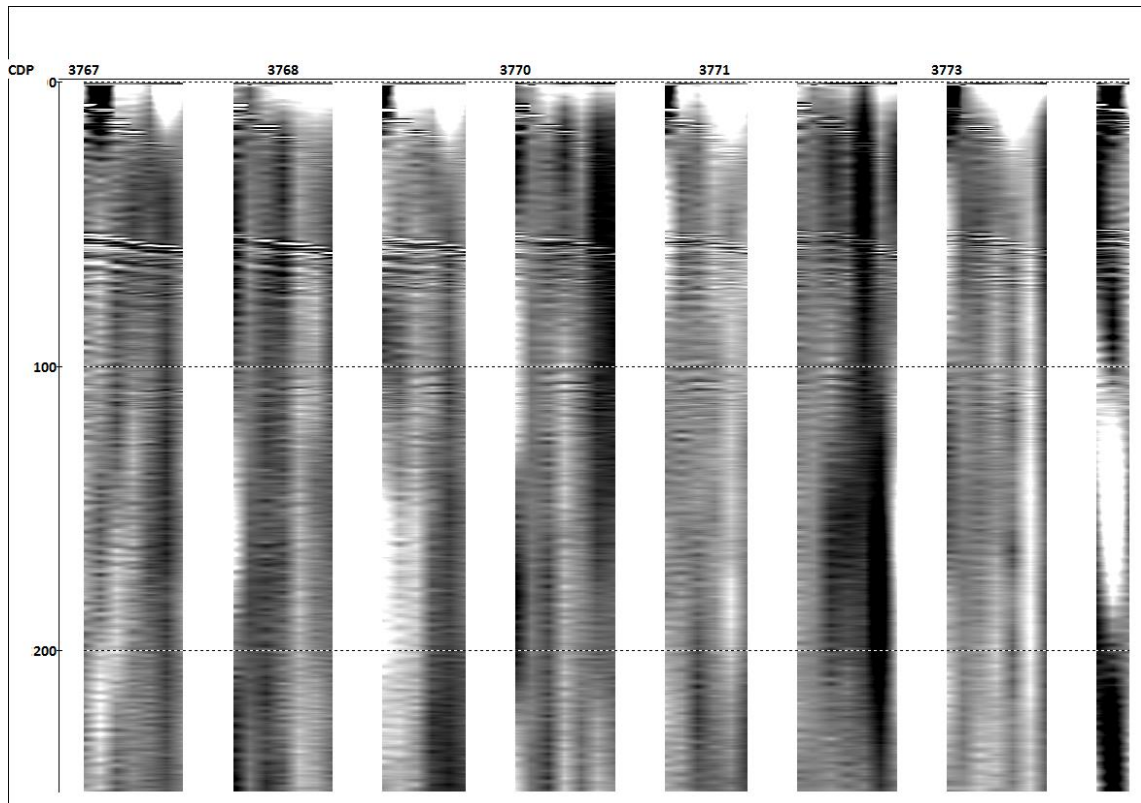


Figura 27: Imagem dos dados já selecionados por CDP em milissegundos sem filtro passabanda e correção de amplitude.

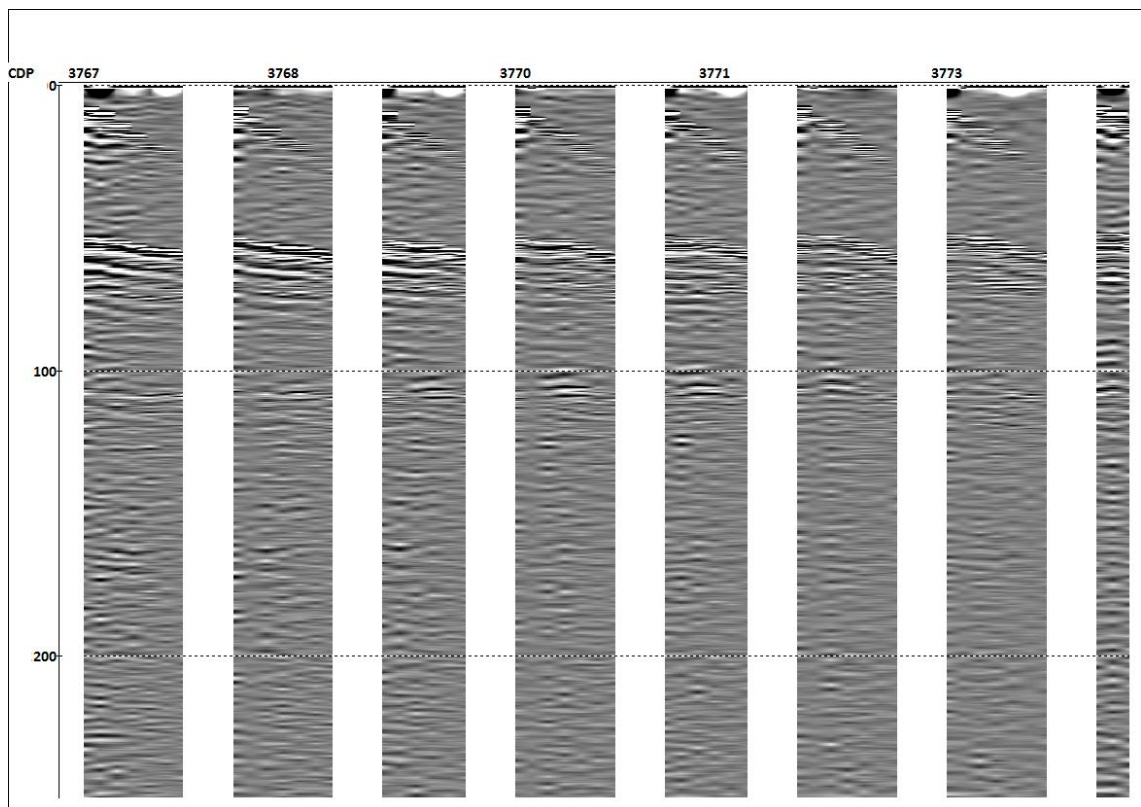


Figura 28: Imagem dos dados selecionados por CDP em milissegundos depois do filtro passabanda e correção de amplitude, mostrando uma melhora na razão sinal ruído, com as reflexões mais claras e definidas.



Na etapa de *Velocity Analysis* (análise de velocidade) busca-se obter um espectro de velocidade intervalar mais coerente. Esta etapa é formada pelos módulos de *Super Gather* que contém famílias de CDPs adjacentes em assembléias (Figura 29). Aplicando-se ainda *Bandpass Filter*, *Amplitude Correction*, neste caso utilizando o *Automatic Gain Control* (Controle automático de ganho) com operador com comprimento de 10 milissegundos, com escalar médio centralizado para melhorar a coerência e visibilidade de reflexões tardias (Duchesne & Bellefleur, 2007; Figura 30). Aplica-se então o módulo de *Interactive Velocity Analysis* (análise de velocidade interativa) onde são capturados os picos de energia para determinados refletores e estabelecem-se velocidades para cada profundidade em tempo (Figura 31).

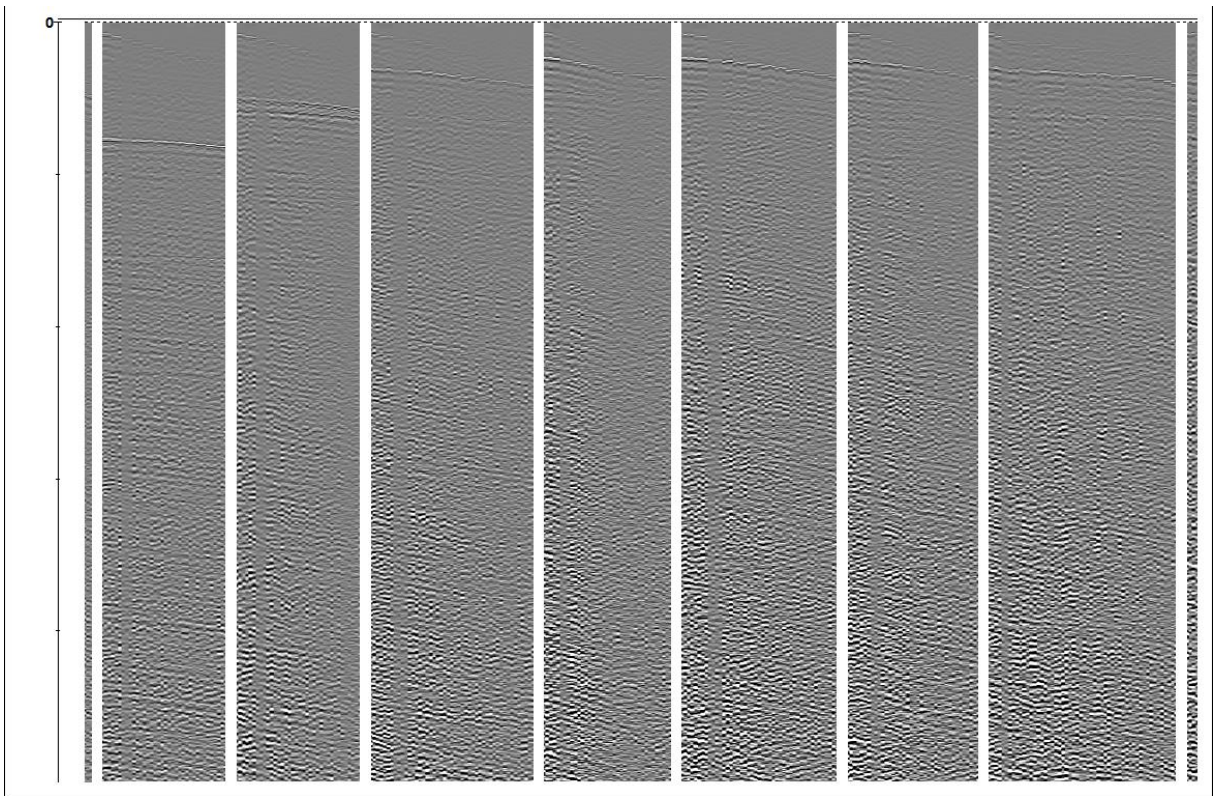


Figura 29: Exemplo de super gather.

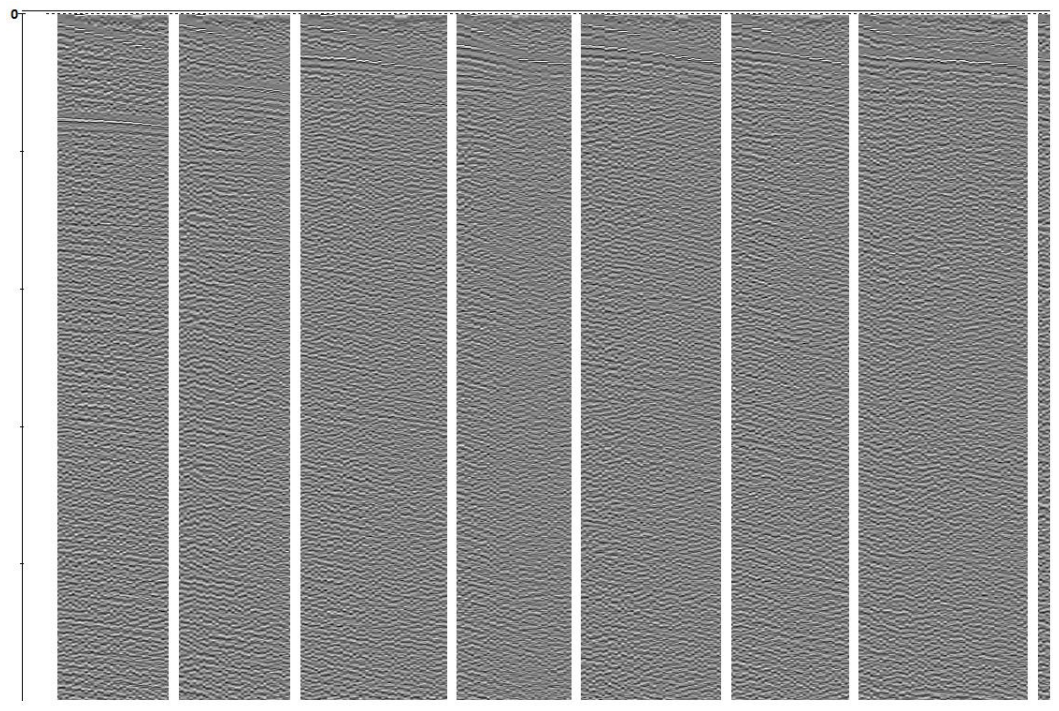


Figura 30: Exemplo de super gather com filtro passa banda e correção de amplitude, com menos ruído e refletores melhor definidos.

Ainda nessa etapa utilizou-se de um módulo de *Velocity Analysis Precomputed* (análise de velocidade pré-computada) para tornar mais rápida e segura a análise interativa de velocidade uma vez que ele pré-computa a configuração de interface do software.

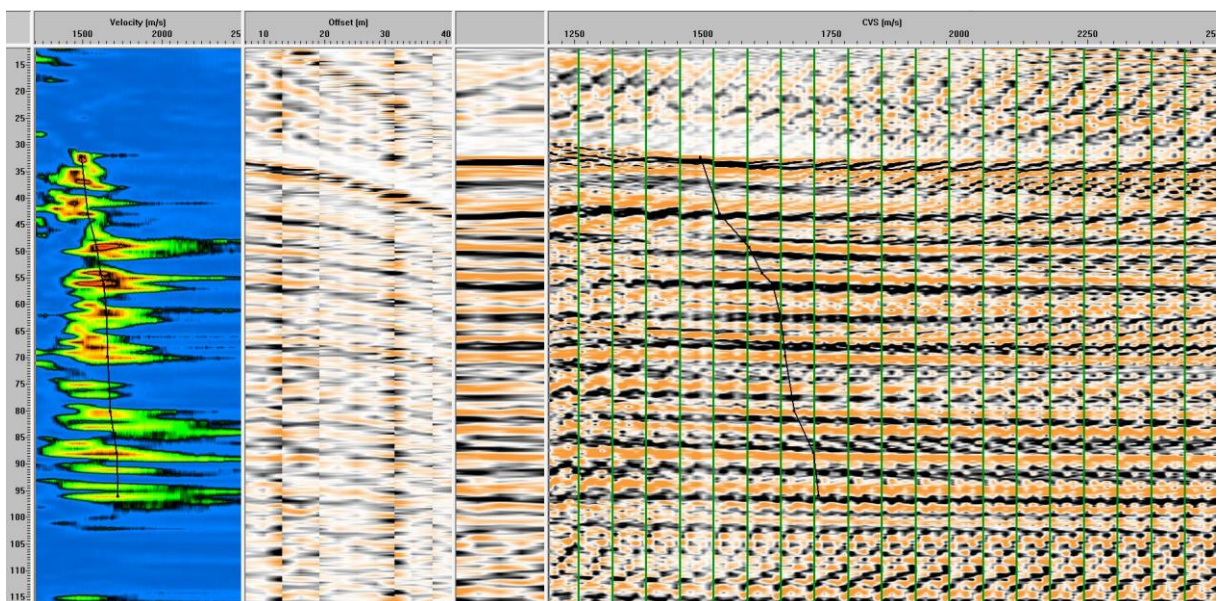


Figura 31: Configuração da interface da etapa de *Velocity Analysis* no módulo *Interactive Velocity Analysis* mostrando da esquerda para direita a configuração de *Semblance*, *Super Gather*, *Dynamic Stack* e *Constant Velocity Stacks*.

A etapa de *Stack* (empilhamento; Figura 32) é feita através da aplicação da correção *Normal Move Out* (NMO, sobretempo normal, Figura 33), onde cada reflexão é levada para o mesmo tempo em cada traço de uma família CDP (Badley, 1985), sendo que a velocidade de correção utilizada foi a computada para cada linha, onde a diferença entre o tempo de viagem em um afastamento conhecido e em um afastamento nulo é chamado de *Normal Move Out* (NMO) (Yilmaz, 2001).

E depois então é utilizado o módulo de *Ensemble Stack* para unir os *Super Gathers* (Figura 34).

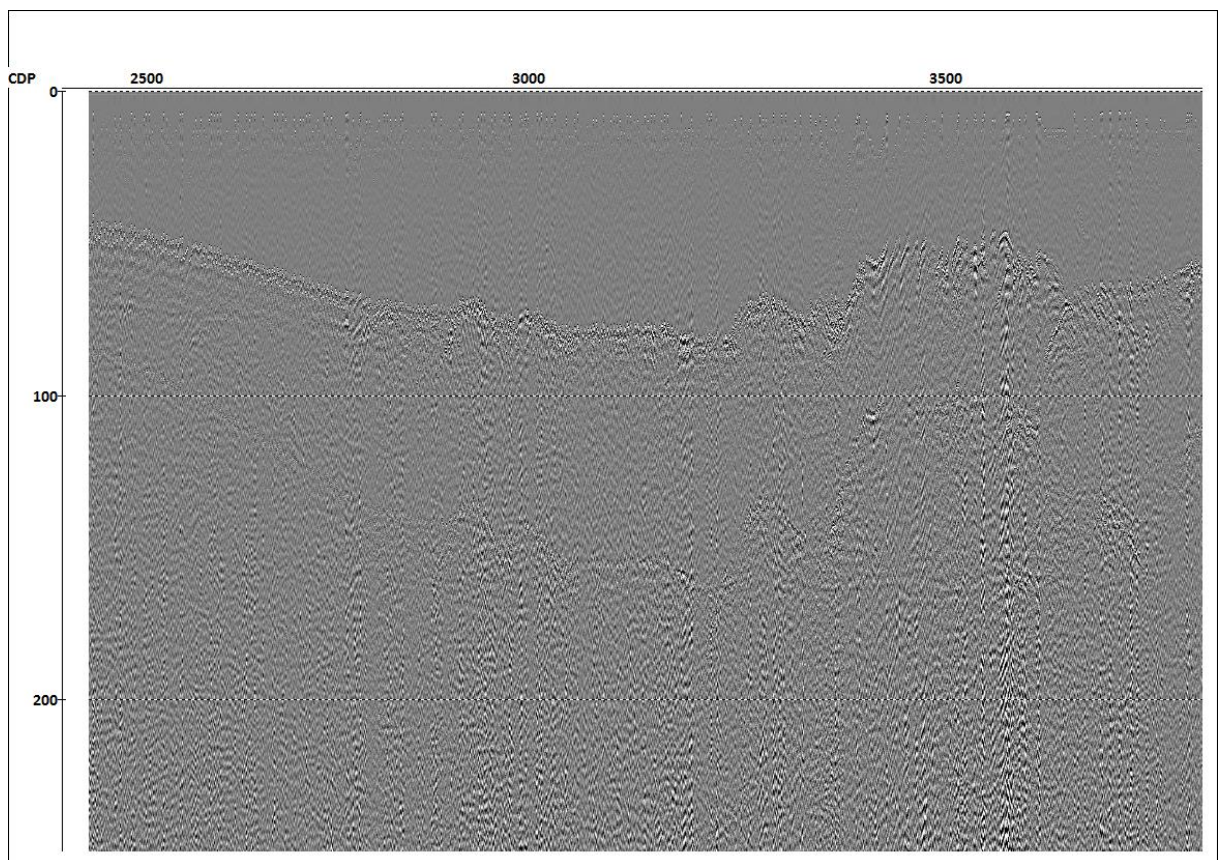


Figura 32: Exemplo de dado empilhado sem NMO.

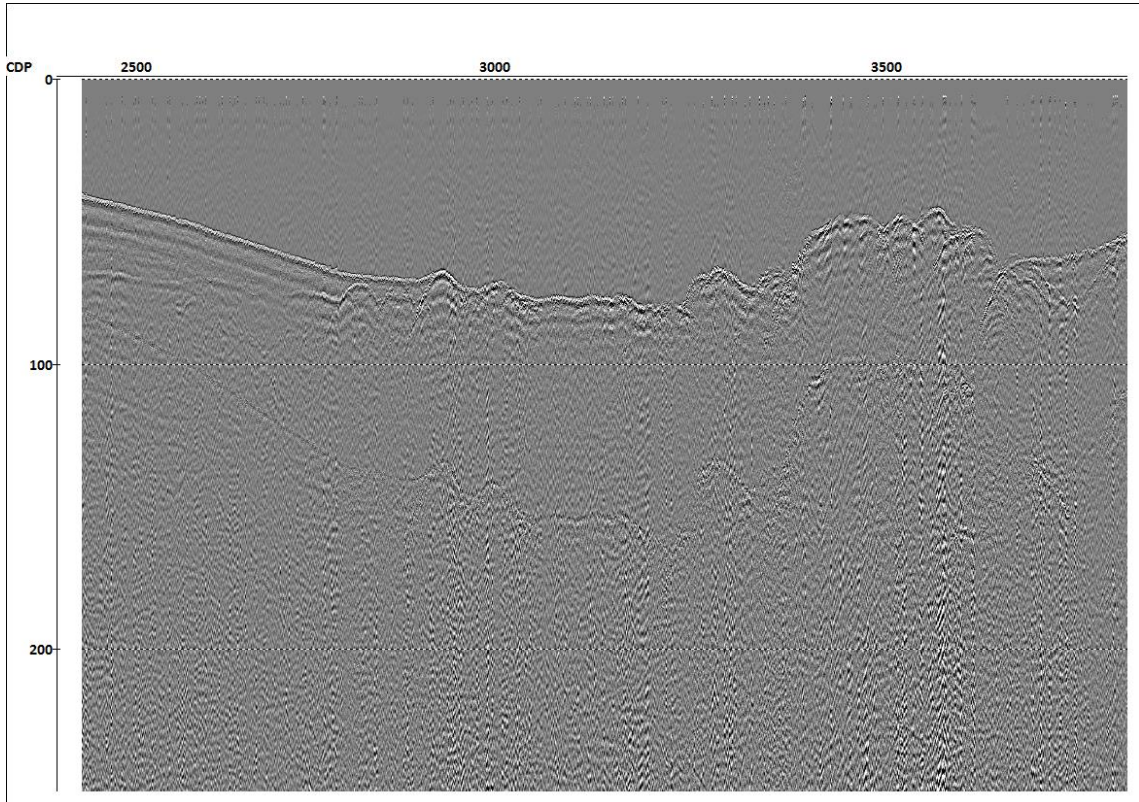


Figura 33: Exemplo de dado empilhado com aplicação de NMO.

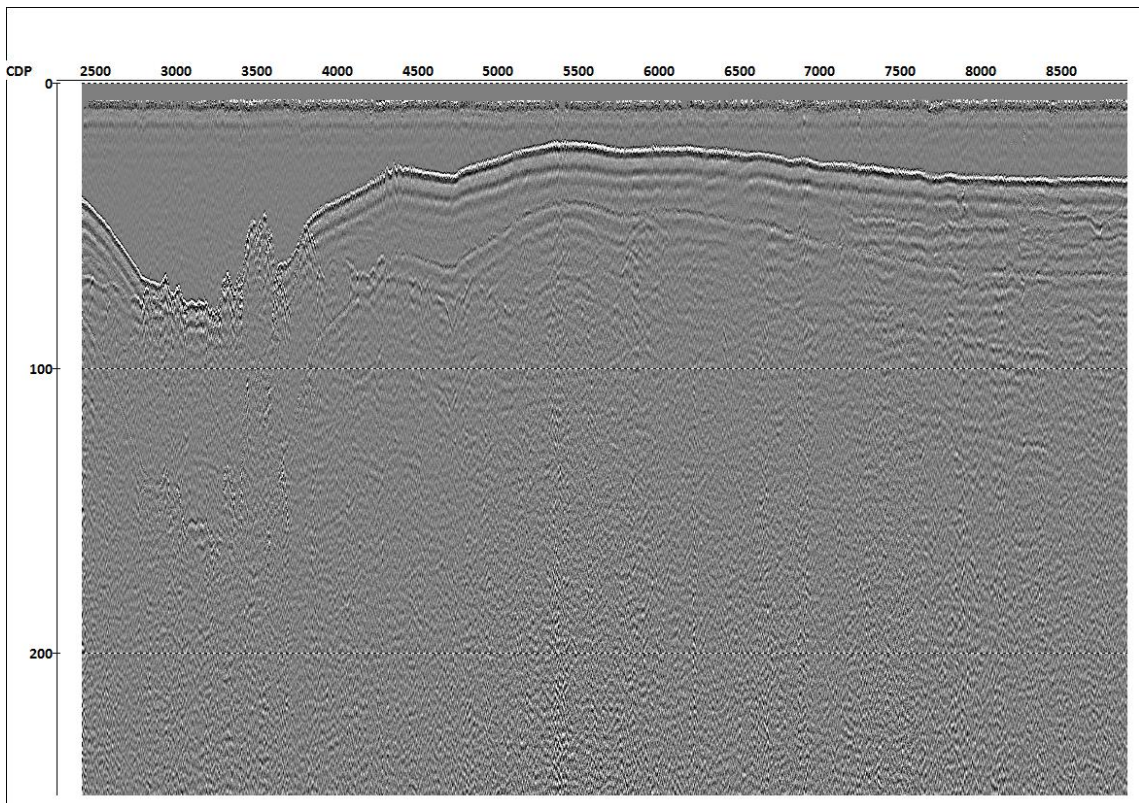


Figura 34: Exemplo de dado empilhado com NMO e *Ensemble Stack*.

Na etapa *Sea Floor Pick* (captura do assoalho marinho) a delimitação do topo do assoalho marinho é feita de forma automática, bastando apenas definir uma profundidade em tempo no módulo *Trace Header Math* do horizonte mais próximo anterior ao assoalho e uma janela dele para baixo com um limite através dos dados contidos nos *headers* FBPICK e PREAMP e uma janela de amplitude usada para a detecção do assoalho marinho no módulo *First Breaks Picks*. Em seguida é utilizado o módulo *Header Averager* com o algoritmo *alpha-trimmed* que rejeita primeiramente uma certa porcentagem de máximos e mínimos e então a média do resto suficientemente bom para propósitos de mudar o topo. Logo após, a captura é movida 1.3 milissegundos para cima através do módulo *Trace Header Math* para maior segurança e então são salvos e transferidos do *header* FBPICK para os CDPs do arquivo, gerando uma imagem (Figura 35).

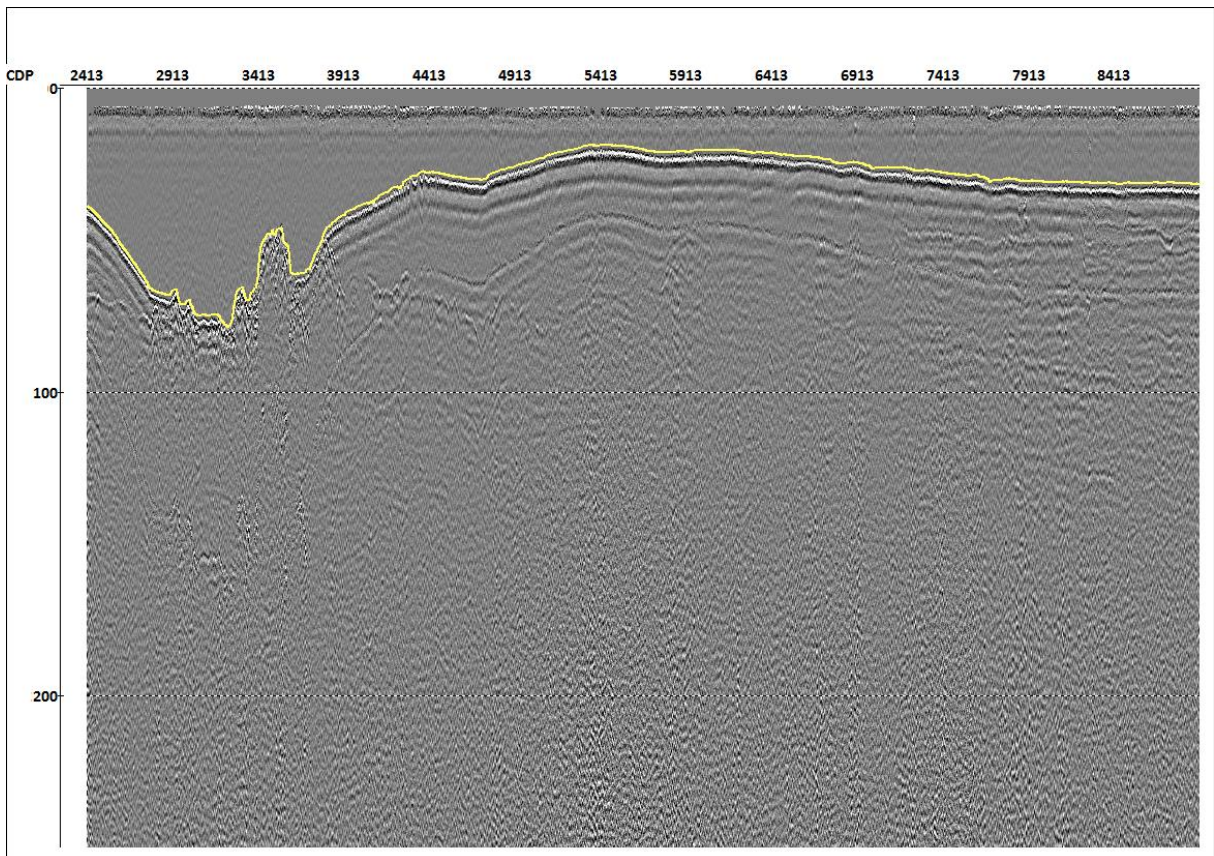


Figura 35: Imagem do dado com a captura de assoalho em amarelo.

Na etapa de *Deghosting* é utilizado o módulo de *Predictive Deconvolution* (deconvolução preditiva), que usa análises estatísticas para tentar prever formas e ocorrências de eventos no traço sísmico usando conhecimento prévio (Badley, 1985), como uma forma

avançada no tempo de algum dado de entrada, podendo ser as múltiplas de um traço sísmico, por exemplo (Ylmaz, 2001), com a janela de predição igual a 2, comprimento do operador de deconvolução de 50 e nível de “White Noise” de 0.1% além do *Bandpass Filter* e *Trace Editing* para realizar o *top mute*, que é a eliminação do sinais da coluna de água (Figura 36).

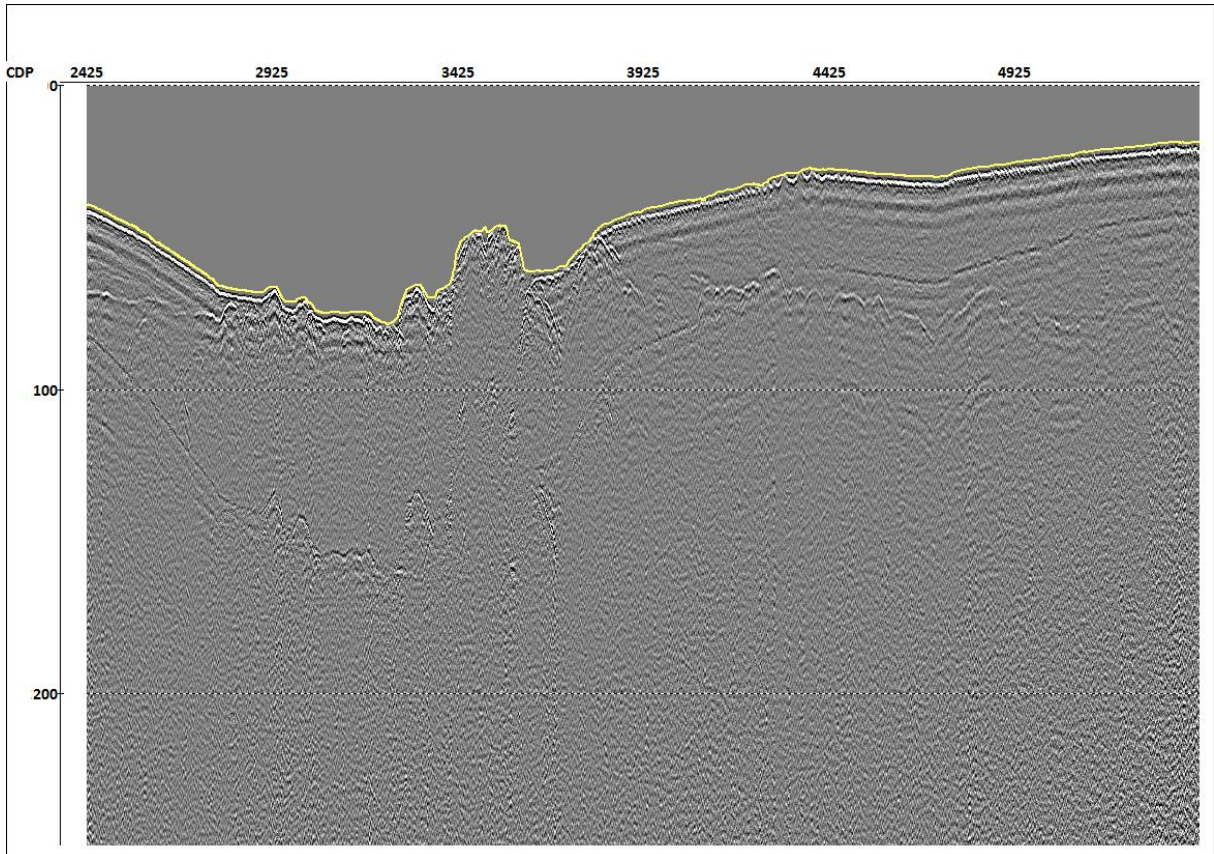


Figura 36: Exemplo do dado pós deconvolução preditiva, filtro passabanda e top mute.

Na etapa de *Kirchhoff Migration* (Migração Kirchhoff) é utilizada uma técnica de migração Kirchhoff onde, a “migração” é o nome dado para as técnicas de correção de distorções geométricas, que envolvem reposição de elementos dos dados e mudanças a partir de um sistema referenciado para a observação de pontos para um sistema referenciado para a localização dos refletores. Hoje em dia chamamos geralmente de migração método Kirchhoff porque usamos a equação de difração de Kirchhoff. São métodos que envolvem a pesquisa por difrações, movendo toda a energia ao longo da curva de difração para a crista da curva. A técnica envolve pesquisar ao longo de todas as curvas de difração possíveis e é uma maneira bastante custosa de migrar automaticamente o dado.

Para isso acontecer é como se nós efetivamente abaixássemos os geofones para baixo da superfície da terra em um plano que coincide aproximadamente com o topo da feição mais rasa. Fazendo isso, afinamos as porções de eventos que são próximos do plano de observação (Figura 37).

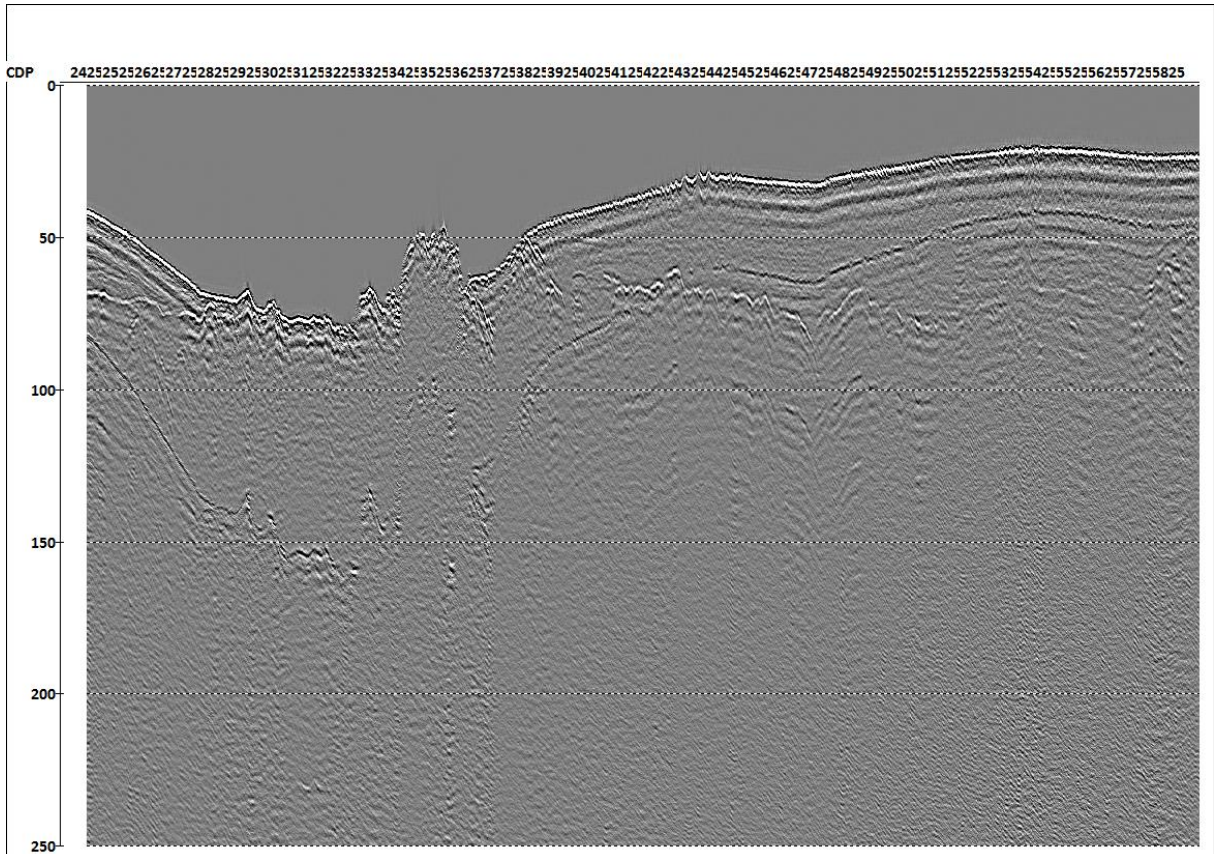


Figura 37: Imagem do dado sísmico pós migração Kirchhoff.

A migração corrige as distorções de amplitude produzidas por efeitos geométricos. Isto também reloca eventos. A migração assume que tudo nos dados são reflexões ou difrações primárias. Isto simplifica as distorções geométricas para tornar a interpretação mais fácil. A importância da migração é aprimorar feições, especialmente feições estratigráficas, em maioria aquelas que envolvem angularidades em dados da sísmica. Uma migração é correta para feições perpendiculares a da linha. A sinforma que é perpendicular à linha sísmica é migrada corretamente. A aparência de uma sinforma paralela com a linha sísmica não é mudada. Dada a aceitação de que feições devem ser perpendiculares à linha, as feições têm seus efeitos espalhadas fora de uma pequena região em uma seção migrada do que uma seção não migrada. Essa é uma das grandes virtudes da migração: ela geralmente nos dá uma imagem que é mais próxima geologicamente que a imagem de antes, mesmo onde a assunção

da migração é violada. A migração quase sempre torna a interpretação geológica mais fácil mesmo que a solução correta não fora alcançada (Sheriff, 1982).

Na etapa de Pos Process (pós-processamento) são utilizados os módulos de *F-K Amplitude Power* (força de amplitude F-K) e *trace editing* para *top mute* que geram no fim uma linha sísmica empilhada (figura 38).

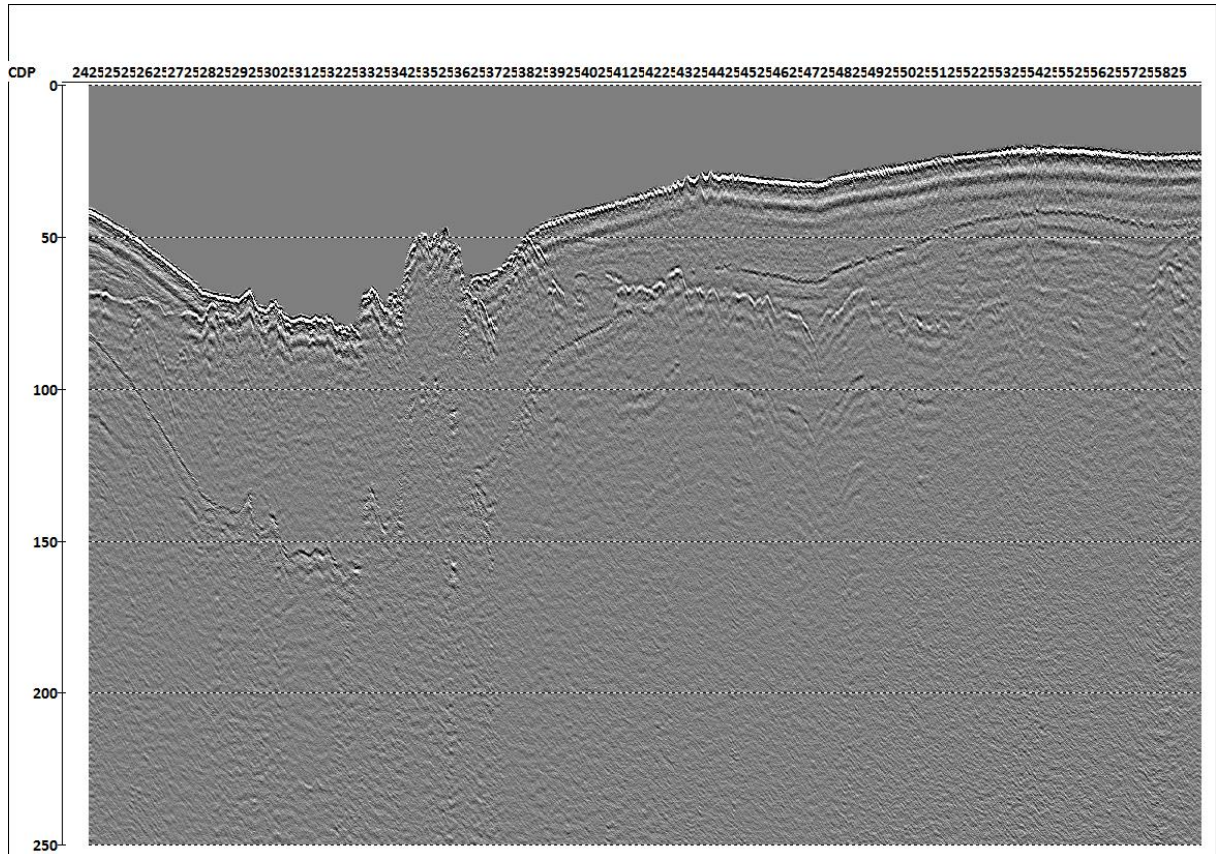


Figura 38: Exemplo de dado sísmico processado com *F-K Amplitude Power*, *top mute*, mas ainda não exportado para formato SegY.

Por fim os dados foram então exportados para o formato SegY e carregados no software Kingdom Suite para interpretação sísmica.



## **6. RESULTADOS**

Os resultados abaixo são apresentados em dois itens principais: (6.1) CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA E TIPOS MORFOLÓGICOS DO EMBASAMENTO, e (6.2) DOMÍNIOS MORFOLÓGICOS DO EMBASAMENTO AO LONGO DA PLATAFORMA RASA SUL FLUMINENSE.

### **6.1 CARACTERIZAÇÃO SÍSMICA E TIPOS MORFOLÓGICOS DO EMBASAMENTO**

O processamento e interpretação das linhas sísmicas mono e multicanal, segundo fluxos sistematizados, permitiu a associação de diferentes padrões de reflexões sísmicas do embasamento, juntamente com diferentes formas geométricas, a distintas classes de morfologias-tipo do embasamento, em sua maior parte soterrado, ao longo plataforma interna-média fluminense. Uma vez que os diferentes tipos sísmicos e morfológicos do embasamento foram identificados, eles foram classificados em seis diferentes morfologias-tipo. São elas as morfologias-tipo: **Eb1, Eb2, Eb3, Eb4, Eb5 e Eb6**, exemplificados a seguir.

#### **6.1.1 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO *EB1***

Este tipo de embasamento produz reflexão sísmica marcada por sinal discreto (de curta duração), indicando alto coeficiente de refletividade. O refletor-topo do embasamento é bastante irregular, descrevendo formas abauladas amplas, superpostas por múltiplas e sucessivas hipérbolas, de comprimentos de onda da ordem de poucas centenas de metros, geralmente pouco superpostas (Figuras 39 e 40).

Em termos morfológicos, este tipo de embasamento apresenta elevações de forma geral arredondada (Figuras 39 e 40), formando por vezes feições com tendência mediamente cônica. Essa forma constitui elevações de algumas dezenas de metros de altura vertical (~30 – 50 m), com diâmetro de seção basal circular na ordem de poucos quilômetros (~2 – 5 km) e diâmetro do topo de 0,5 – 2 km de largura. A presença de suas hipérbolas revela ainda a presença de microrelevos (~5 – 8 m de relevo / ~300 – 400 m de diâmetro). O carácter de pouca superposição destas feições de difração é indicativo de formas de relevo geometricamente próximas à das próprias hipérbolas relevos, apontando para a presença de

microrelevos corrugados superpostos à forma geral abaulada do embasamento (Figuras 39 e 40). Estas formas de relevo estão geralmente soterradas, mas podem também aflorar localmente no fundo submarino (Figura 39).

### **6.1.2 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB2**

O topo do embasamento do tipo **Eb2** reflete sinais sísmicos mais longos, e geralmente menos definidos que os do tipo **Eb1**, constituindo uma reflexão substancialmente mais duradoura, composta por sinais mais irregulares e descontínuos (Figuras 41 e 42). A grande duração da reflexão e seu caráter caótico, pode sugerir certo grau de penetração do sinal sísmico abaixo da superfície topo e logo, menor índice de dureza e densidade do topo do embasamento (Figuras 41 e 42).

A geometria geral da morfologia tipo **Eb2** descreve um topo de embasamento bastante irregular e mais variável na forma e nos desníveis topográficos: (1) pode ser representado por formas levemente abauladas com diâmetro de ~1,5 – 2 km (**ab**), contudo com relevo suave de ~10 – 15 m, mas sempre marcado pela forte presença de microtopografia serrilhada e pontiaguda (**sr**) (com diâmetro de 100 – 300 m / 3 – 8 m de relevo; figuras 41 e 42); (2) é observada também a presença de feições de embasamento de topo localmente mais plano (**tp**), formando pequenos platôs locais (Figura 41); (3) por vezes, as feições abauladas do tipo (**ab**) se sucedem lateralmente em desníveis, mostrando um relevo geral de diferentes planos morfológicos (Figura 41). Onde detectadas, as formas **Eb2** estão frequentemente aflorantes ou pouco soterradas (apenas poucos metros de sedimentos).

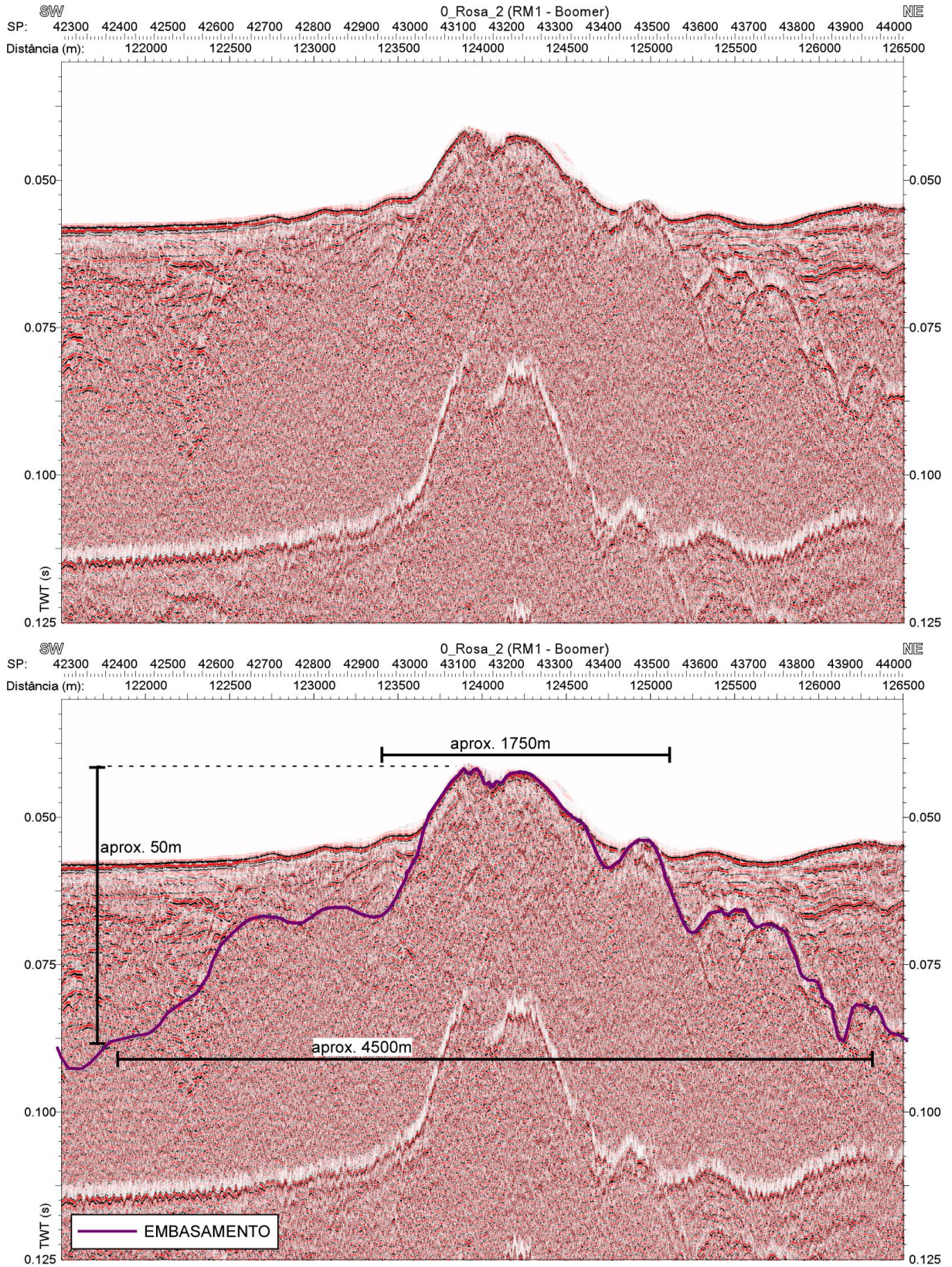


Figura 39: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 0 Rosa 2, do levantamento Rio Mar 1 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia.

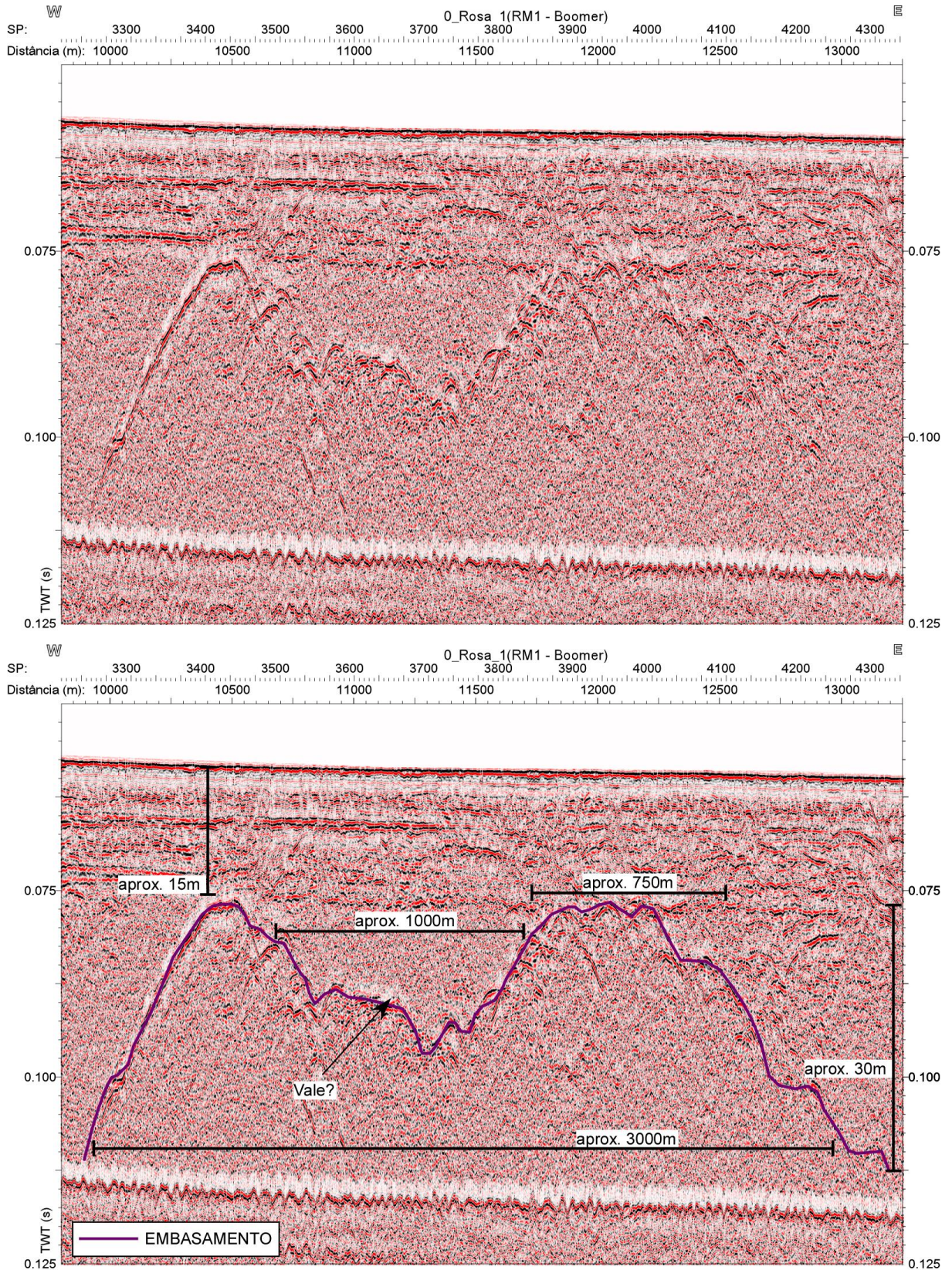


Figura 40: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 0 Rosa 1, do levantamento Rio Mar 1 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia, com possível vale.

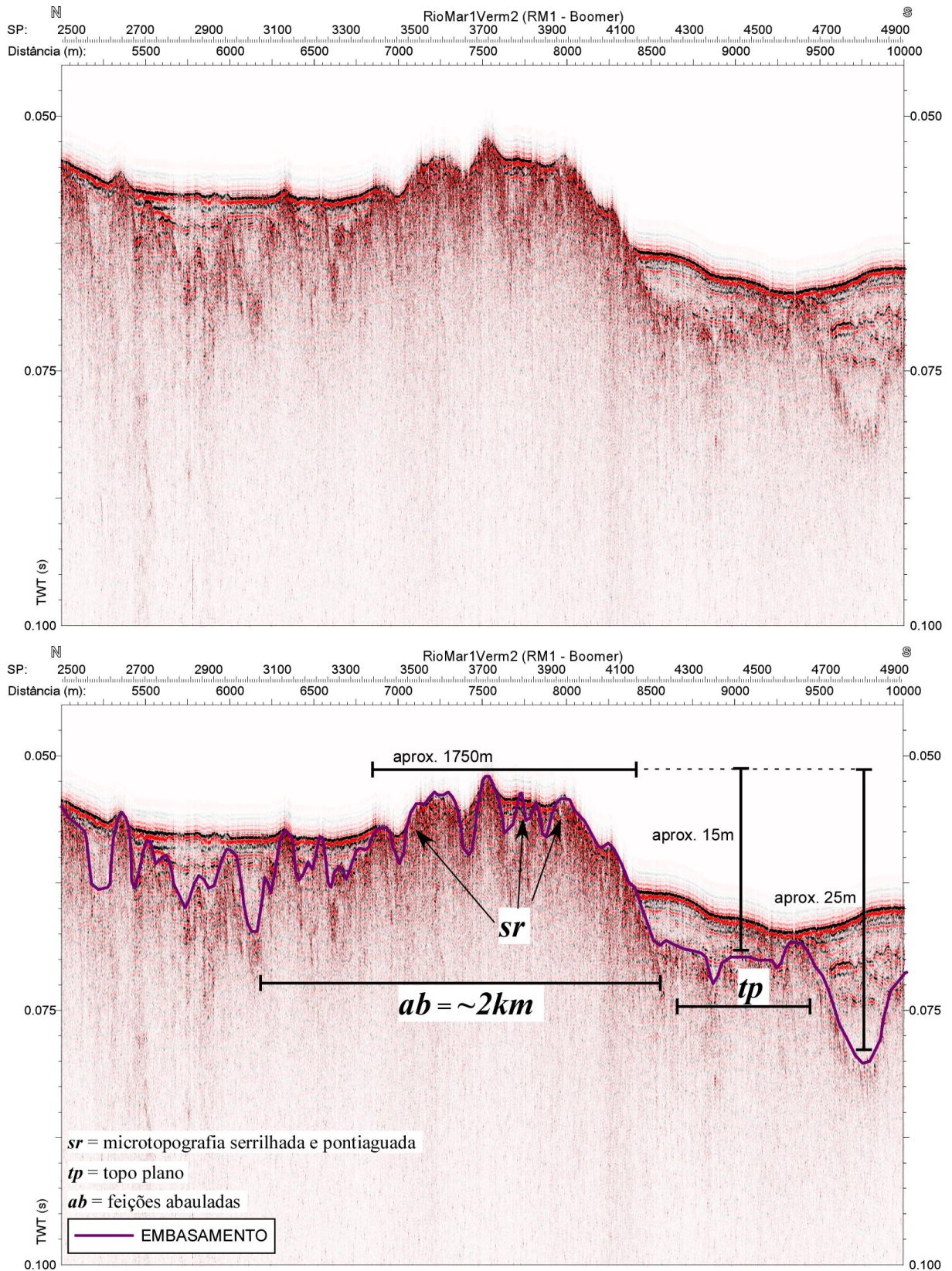


Figura 41: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha Vermelho 2, do levantamento Rio Mar 1 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia.

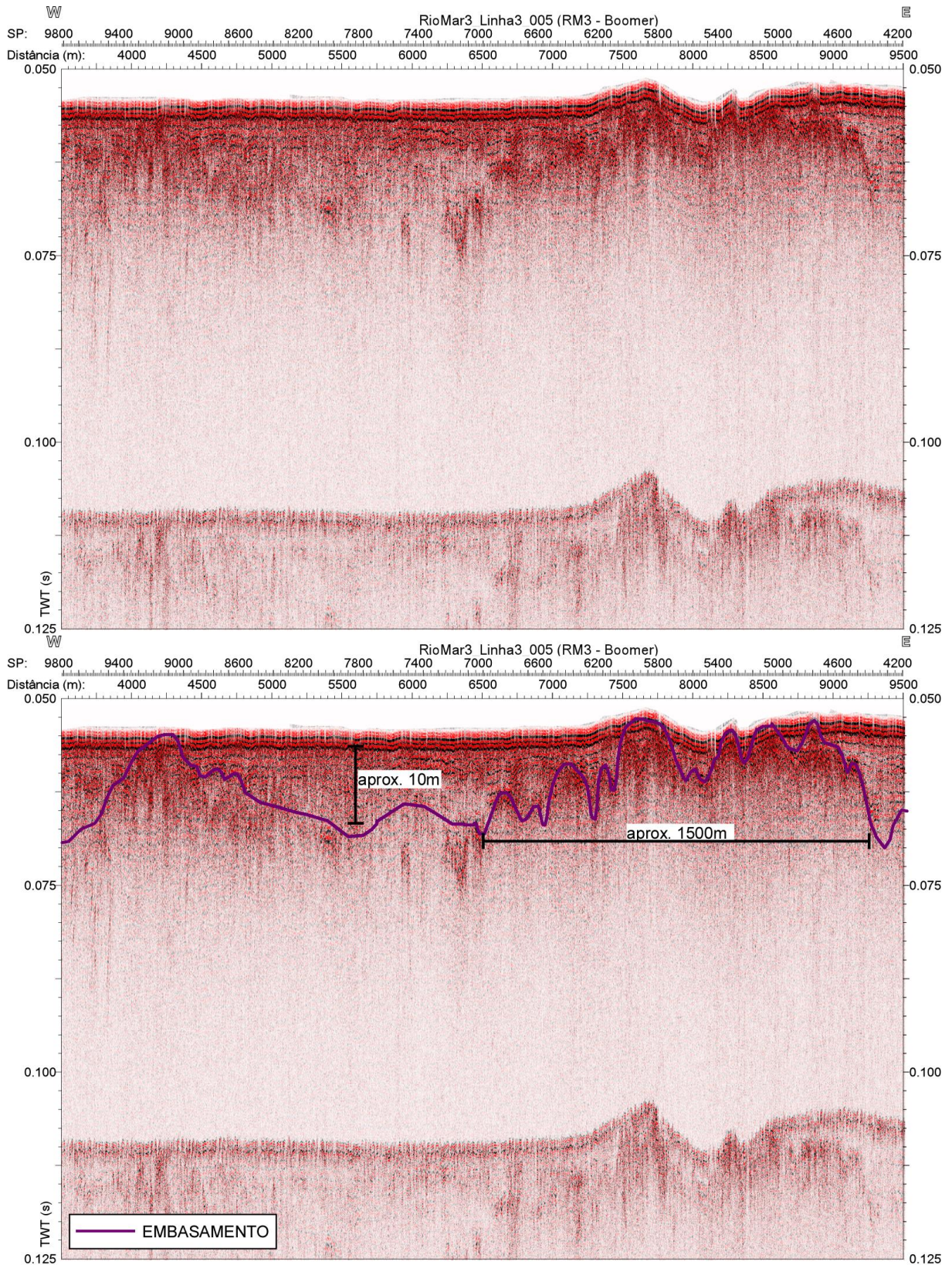


Figura 42: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 3-005, do levantamento Rio Mar 3 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia.

### **6.1.3 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB3**

A morfologia do tipo **Eb3** produz um padrão de reflexão sísmica muito semelhante à reflexão sísmica da forma de embasamento tipo **Eb1**: sinal bastante visível de curta duração. O refletor-topo do embasamento é também bastante irregular (Figura 42). Contudo a reflexão da morfologia **Eb3** descreve um refletor mais irregular, com forma geral mais pontiaguda. A essa reflexão estão também superpostas múltiplas hipérboles, de comprimentos de onda da ordem de poucas centenas de metros, mas tais hipérboles não se apresentam superpostas (Figura 43).

Em termos morfológicos, o embasamento do tipo **Eb3** representa elevações bastante sinuosas e de forma geral cônicas (*sc*; figura 42), à exceção da presença de alguns topos com tendência achatada (*tch*). Esta forma constitui elevações de algumas dezenas de metros de elevação (~25 – 35 m), com diâmetro de seção basal na ordem de poucos quilômetros (~1,5 – 2 km) e relevo da ordem de 20 – 40 m de altura (*sc*; figura 42). A presença de suas hipérboles revela ainda a presença de microrelevos (~5 – 8 m de relevo / ~300 – 400 m de diâmetro). O caráter de pouca superposição destas feições de difração é indicativo de formas de relevo geometricamente próximas à das próprias hipérboles relevos, apontando para a presença de micro relevos corrugados superpostos à forma geral abaulada do embasamento. Estas formas de relevo foram encontradas na área sempre soterradas abaixo de ~15 m de sedimentos (Figura 43).

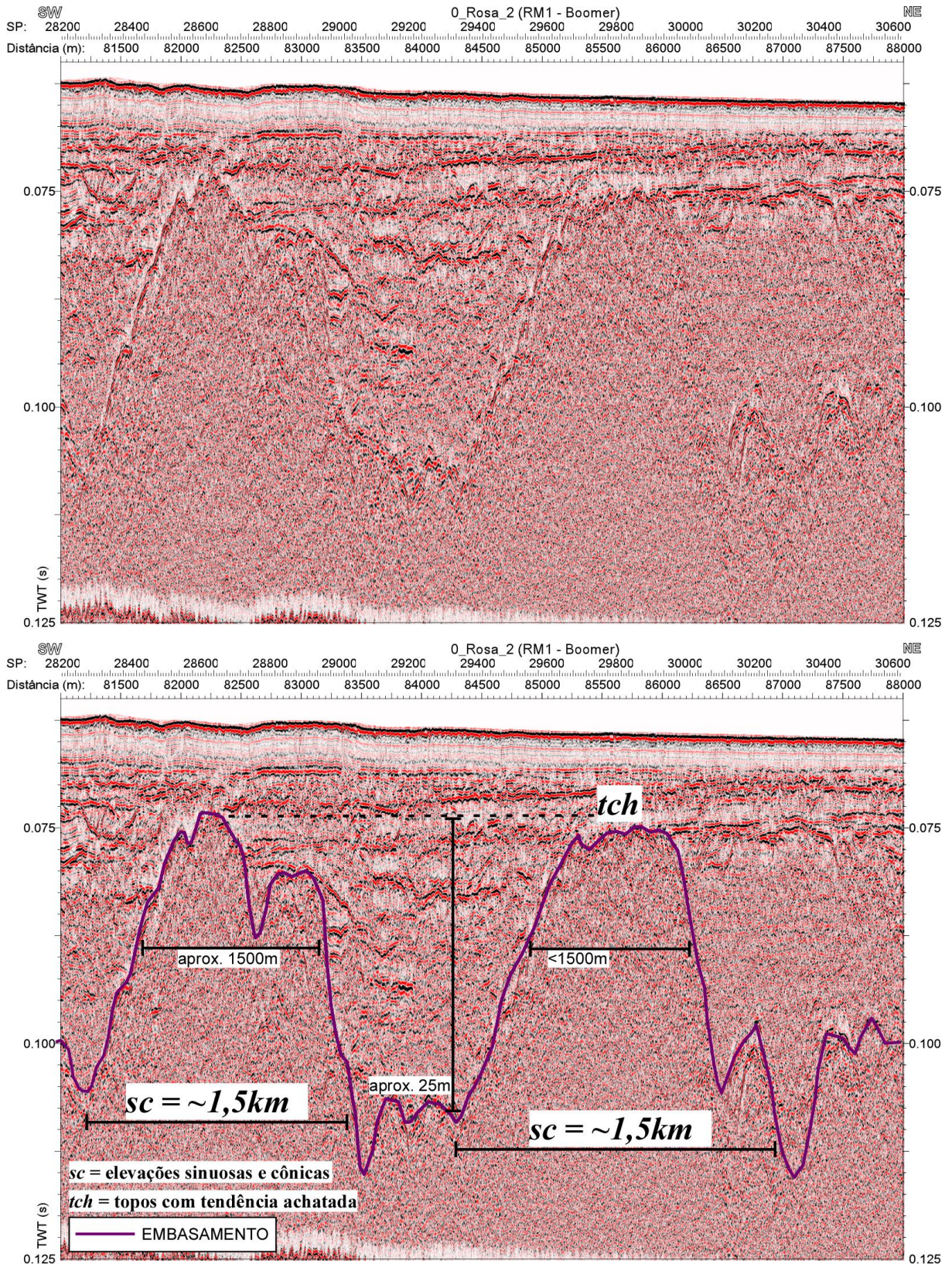


Figura 43: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 0 Rosa 2, do levantamento Rio Mar 1 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia, com topos aplanados.



#### **6.1.4 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB4**

O topo do embasamento tipo de **Eb4** reflete sinais sísmicos semelhantes aos refletidos pela morfologia do tipo **Eb2**: sinal de reflexão de maior duração, resultando num refletor alongado e pouco definido (Figura 44). Contudo, a forma do refletor é substancialmente distinta, exibindo irregularidades com ângulos retos (Figura 44).

A geometria geral do refletor **Eb4** é a mais abaulada encontrada na área de estudo, formando patamares de paredes bem íngremes, desniveis da ordem de 30-40m e topo chato (Figura 43). Suas larguras são variáveis: (1) podem formar patamares mais amplos (*pat*) de ~1 - 1,5 km de largura; ou (2) podem formar corpos com tendência mais tabular (*ct*), com larguras de até ~500 m (Figura 43). Ambas as formas de embasamento são frequentemente aflorantes.

#### **6.1.5 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB5**

O topo do embasamento do tipo **Eb5** também reflete sinais sísmicos semelhantes aos refletidos pela morfologia do tipo **Eb2**: sinal de reflexão de maior duração, resultando num refletor alongado e pouco definido. Contudo, a forma abaulada desse refletor apresenta-se em forma de contornos bastante suaves, sem a presença de irregularidades locais marcantes (Figura 45).

A geometria geral do refletor **Eb5** descreve um embasamento sinuoso, simétrico e mais arredondado, inclusive no topo da forma, configurando amplas elevações de relevo marcante (~100 m de desnível), e de morfologia bastante suave (Figura 44). A porção mais elevada destas formas morfológicas podem: aflorar, estar próxima do fundo, ou soterrada por espessa cobertura sedimentar.

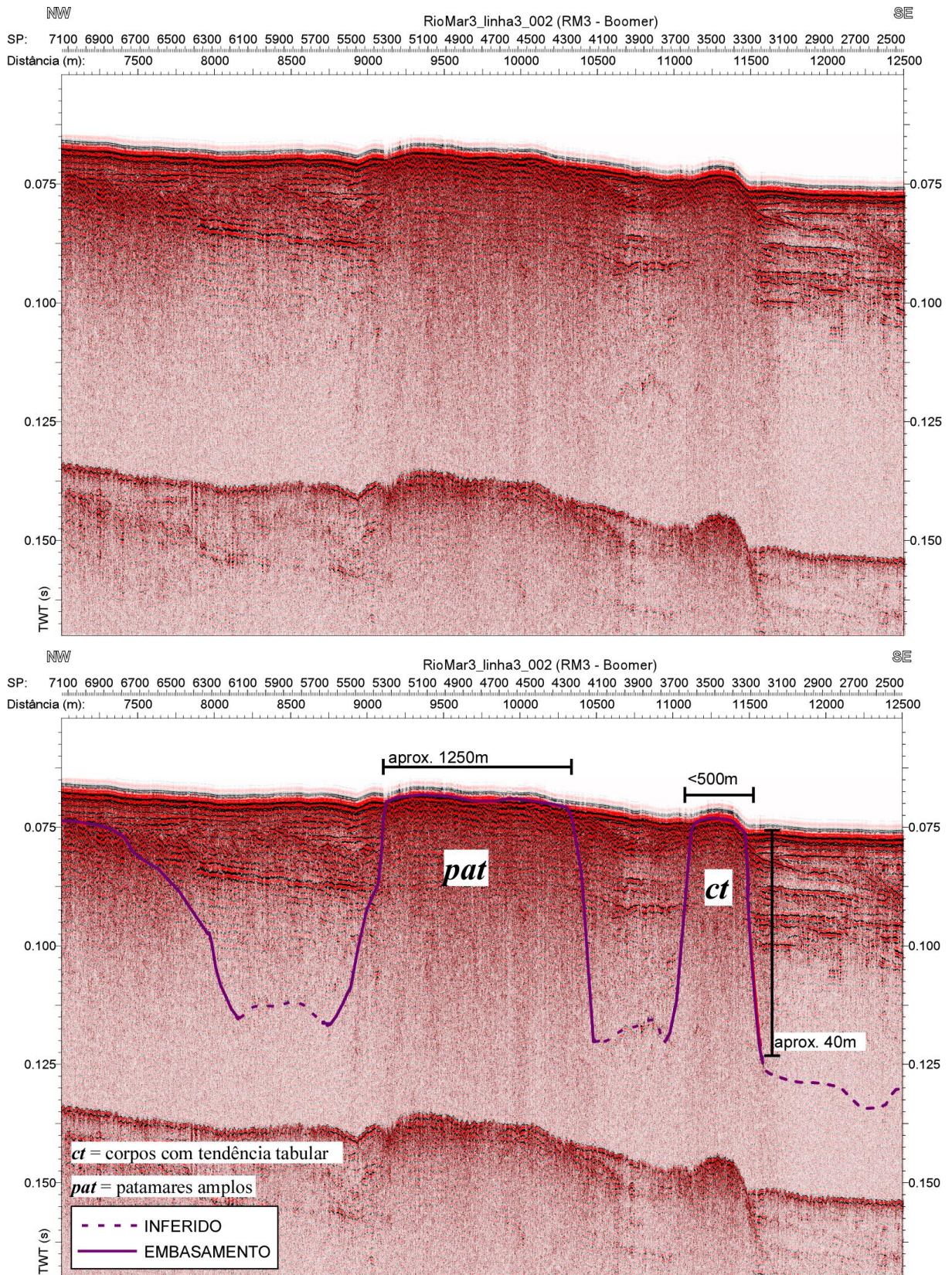


Figura 44: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 3-002, do levantamento Rio Mar 3 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia, com topos aplanados e geometria do corpo vertical.

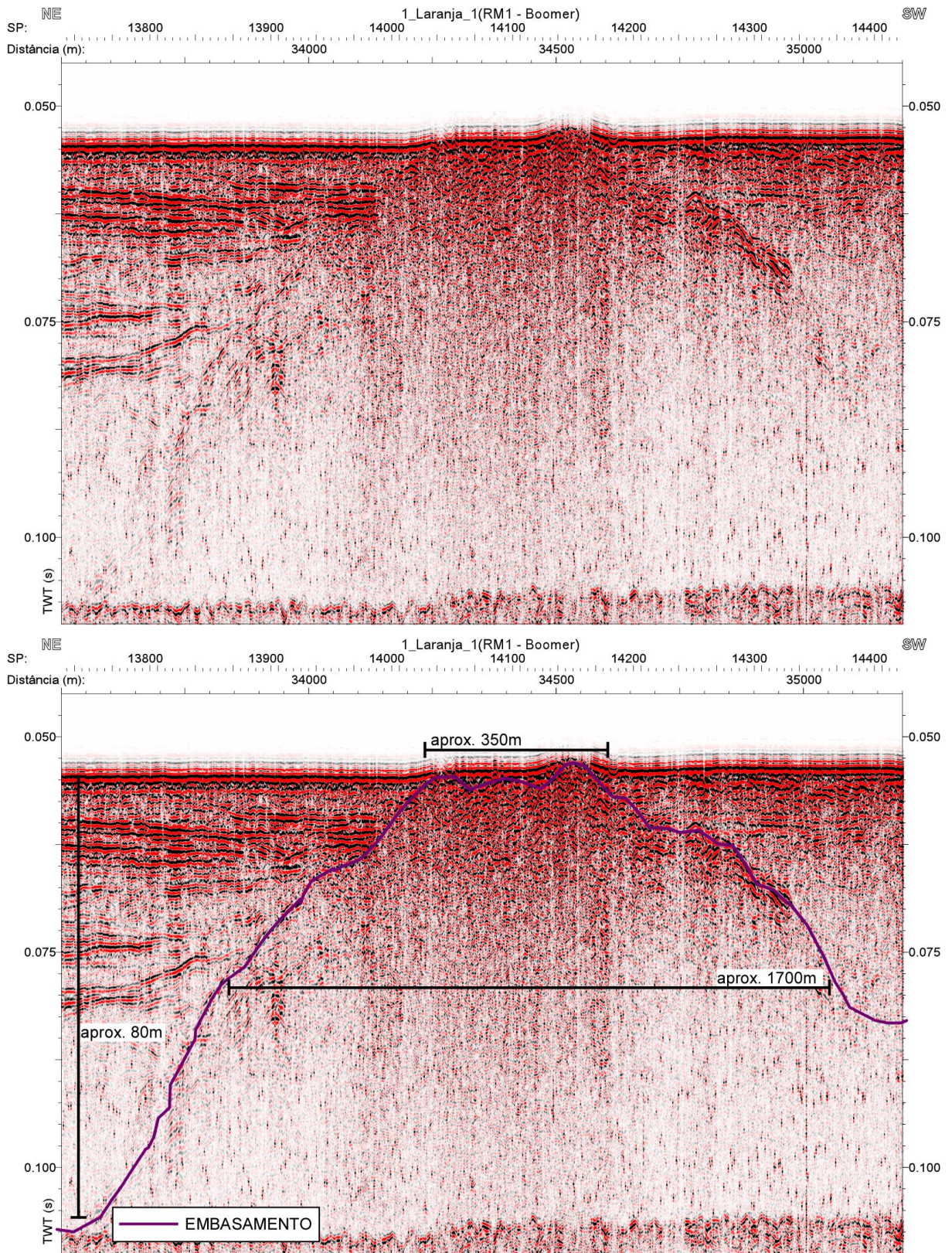


Figura 45: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 1 Laranja 1, do levantamento Rio Mar 1 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia, com topo arredondado e grande espessura de sedimentos.

### *6.1.6 MORFOLOGIA DO EMBASAMENTO TIPO EB6*

O topo do embasamento tipo de **EB6** também reflete sinal de longa duração. Contudo a reflexão tende a ser claramente definida e acompanhada de refletores plano-paralelos, principalmente no topo (Figura 46).

A geometria geral do refletor **EB6** descreve um embasamento simétrico e íngreme, formando elevações marcantes e pontiagudas (~100 m de desnível). Esta forma, e sua reflexão longa, acompanhada de refletores plano-paralelos, somente foi encontrada na região de Cabo Frio. Desta forma, foi diretamente relacionada ao Alto Vulcânico de Cabo Frio (Figura 46).

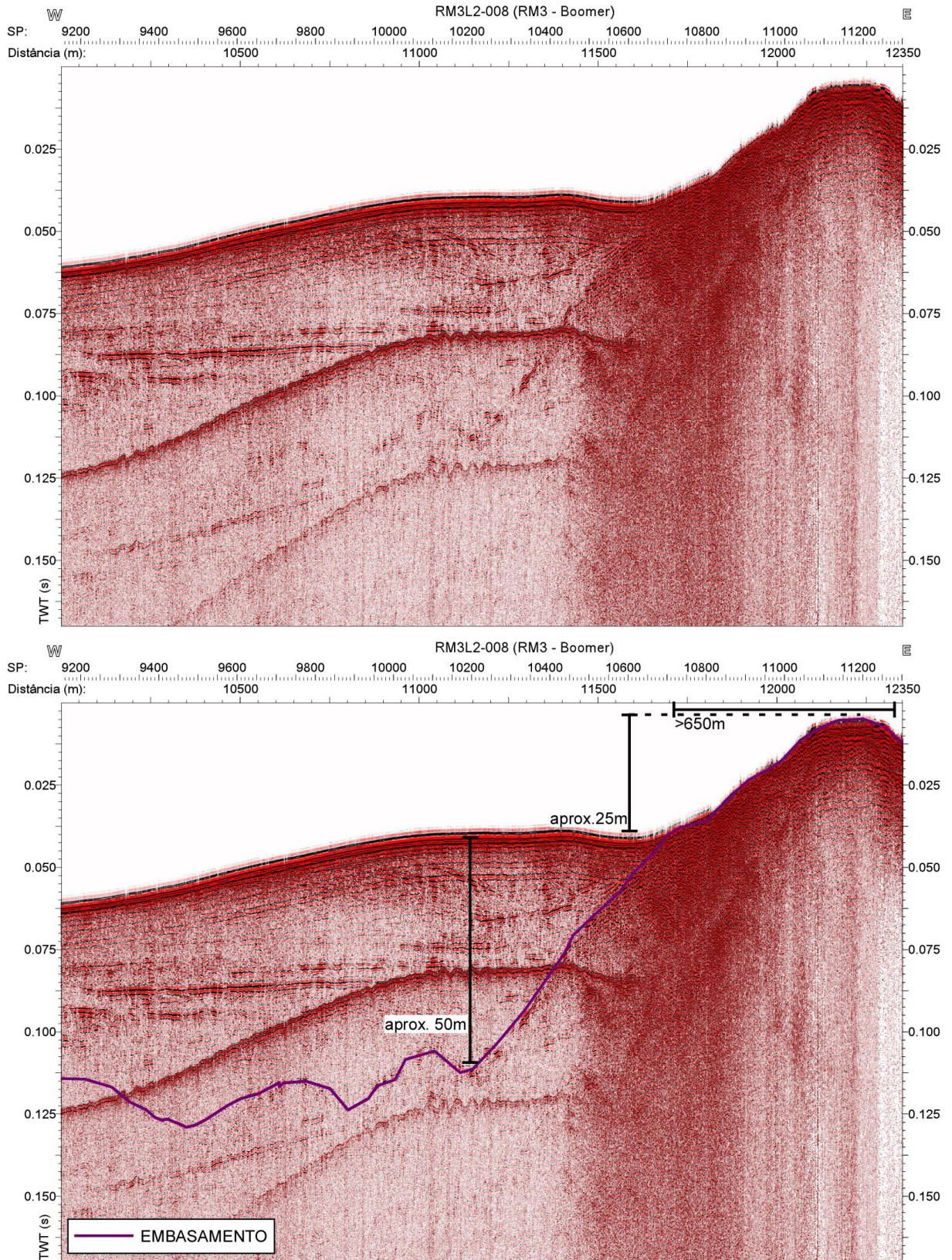


Figura 46: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 2-008, do levantamento Rio Mar 3 com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada, com o topo do embasamento (linha roxa) e as dimensões da morfologia, com topo arredondado e restrito, espessura média de sedimentos.

## 6.2 CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA DO EMBASAMENTO AO LONGO PLATAFORMA RASA SUL FLUMINENSE

A análise de cerca de 11000 km de perfilagem sísmica, mono e multicanal, coletada pelo Grupo GEOMARGEM, permitiu a elaboração de mapas de contorno e de profundidade do topo do embasamento cristalino (representado em tempo) na área de estudos – a plataforma interna-média sul fluminense até a profundidade de lâmina d'água entre 60-100 m. Vale ressaltar, no entanto, que essa base de dados sísmicos, relativamente extensa, não se distribuiu homogeneamente na área de estudos. Há locais da plataforma sub-amostrados onde nem sempre foi possível interpretar em totalidade o topo do embasamento ao longo de toda a sua ocorrência. Aliado a isto, há o fato de que muitas vezes o embasamento pode ser bastante profundo e não detectável na janela de tempo registrada pela perfilagem sísmica.

Mesmo assim, a análise conjunta da profundidade do topo do embasamento e de seus contornos morfológicos, detectados nas seções sísmicas possibilitou a setorização morfológica do embasamento no sentido E-W da plataforma estudada. Diferentes domínios morfológicos puderam ser identificados, com feições que variam tanto no sentido longitudinal (E-W) ao longo da costa, como no sentido continente – oceano (N-S).

Deste modo, a análise de toda a perfilagem sísmica disponível, processada e interpretada no presente estudo, revelou uma compartimentação morfológica do embasamento cristalino submerso em seis domínios morfológicos principais, assim como a proposição de seus limites costeiros aproximados: os Domínios Morfológicos A, B, C, D, E e F (Figura 47).

A seguir são apresentadas as características morfológicas principais do embasamento, e sua profundidade, em cada um dos seis domínios morfológicos identificados, através da apresentação de seções sísmicas de orientação tanto *strike* quanto *dip*.

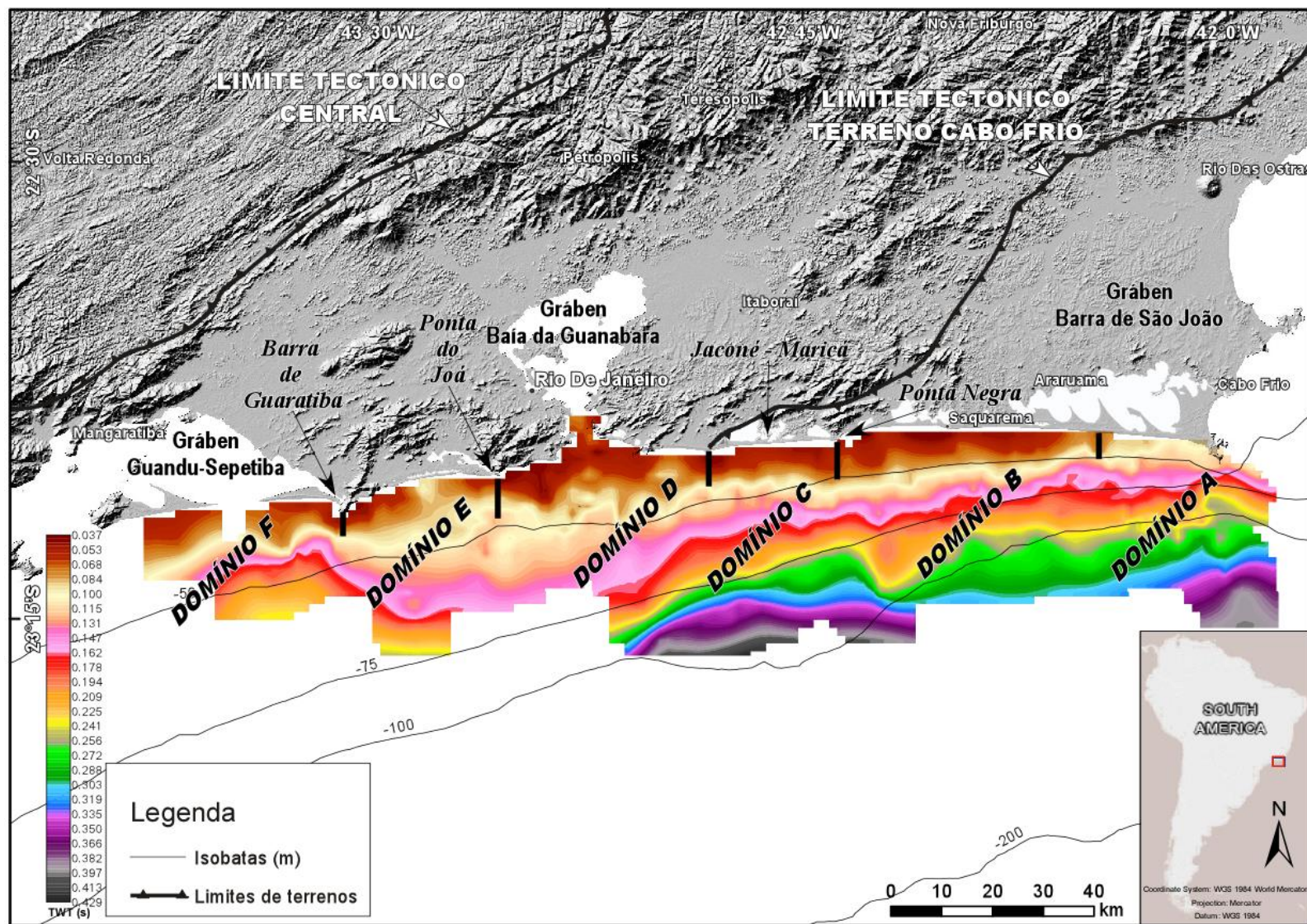


Figura 47: Mapa do topo do embasamento em tempo (segundos) da área de estudo com os seis domínios morfológicos identificados: A, B, C, D, E e F.

A seguir são apresentados perfis sísmicos que revelam as características morfológicas de cada um destes domínios ao longo de linhas *strike* e *dip*.

### **6.2.1 DOMÍNIO MORFOLÓGICO A**

De forma geral, o embasamento do Domínio A ocupa o extremo leste da plataforma estudada, englobando parte do arco da Praia da Massambaba à frente da porção leste do Sistema Lagunar de Araruama e do promontório do Cabo Frio (Figura 47). Neste domínio, o embasamento cristalino está soterrado abaixo do fundo, por espessura sedimentar média de poucas dezenas de metros (Figuras 47 e 48).

Em perfis de orientação *strike*, esse domínio é caracterizado por apresentar topo do embasamento relativamente mais baixo do que no Domínio B adjacente a oeste (Figura 47). O embasamento apresenta microrelevo, mas a envoltória de seu topo descreve uma superfície de embasamento relativamente plana, exceto de pela presença de irregularidades localizadas de relevo vertical e tabular, que se elevam poucas dezenas de metro acima da envoltória (Figura 48).

Em perfis de orientação *dip*, o Domínio A é caracterizado por um aumento contínuo de profundidade de soterramento, evidenciando um embasamento de morfologia suave, que mergulha em ângulo alto e relativamente constante em direção ao mar, resultando numa morfologia geral de “rampa”. Localmente são observadas irregularidades morfológicas (elevações) e alguns desníveis negativos mais notáveis que, contudo, não modificam de forma marcante a morfologia suave do embasamento (Figura 49).



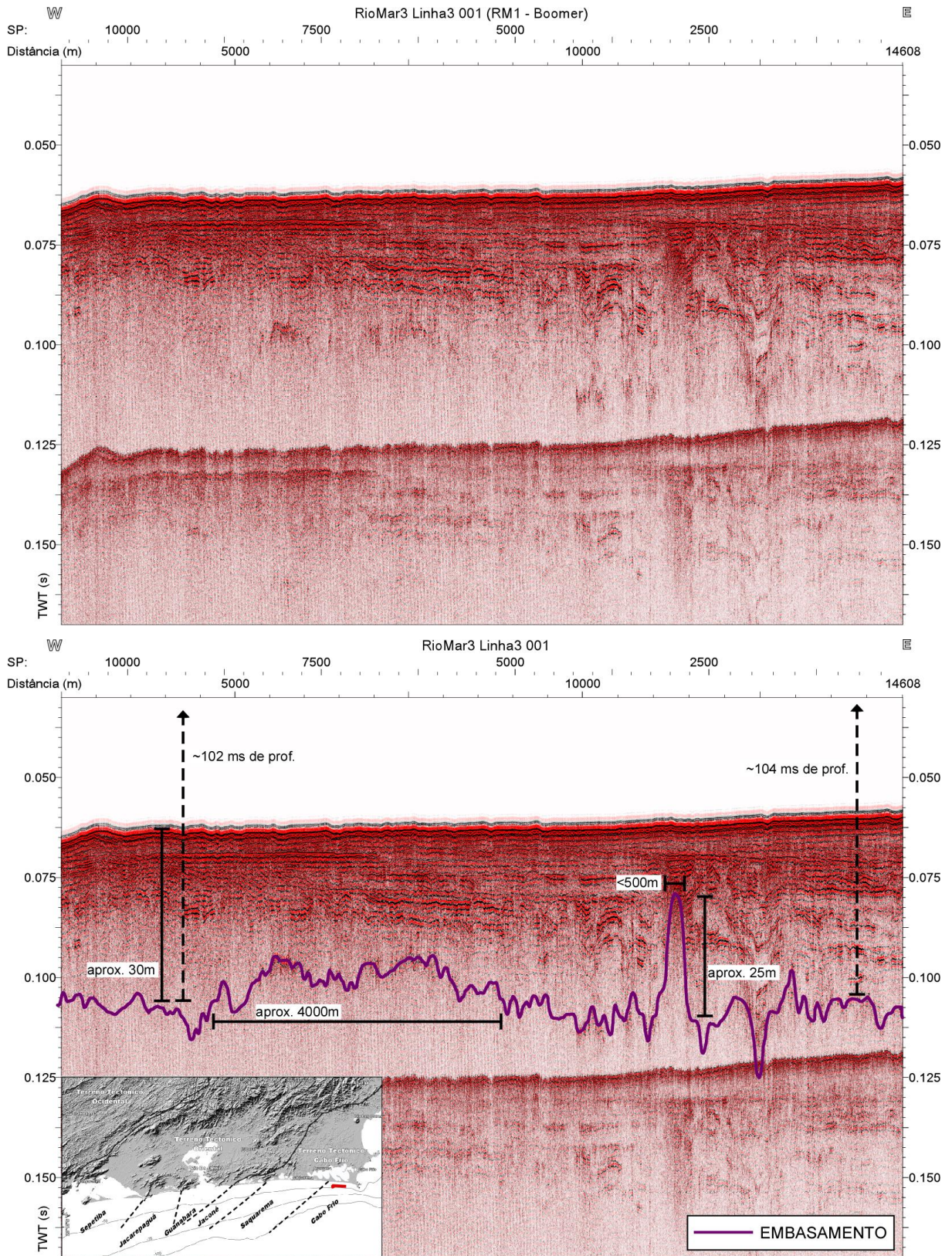


Figura 48: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 3-001, do levantamento Rio Mar 3, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

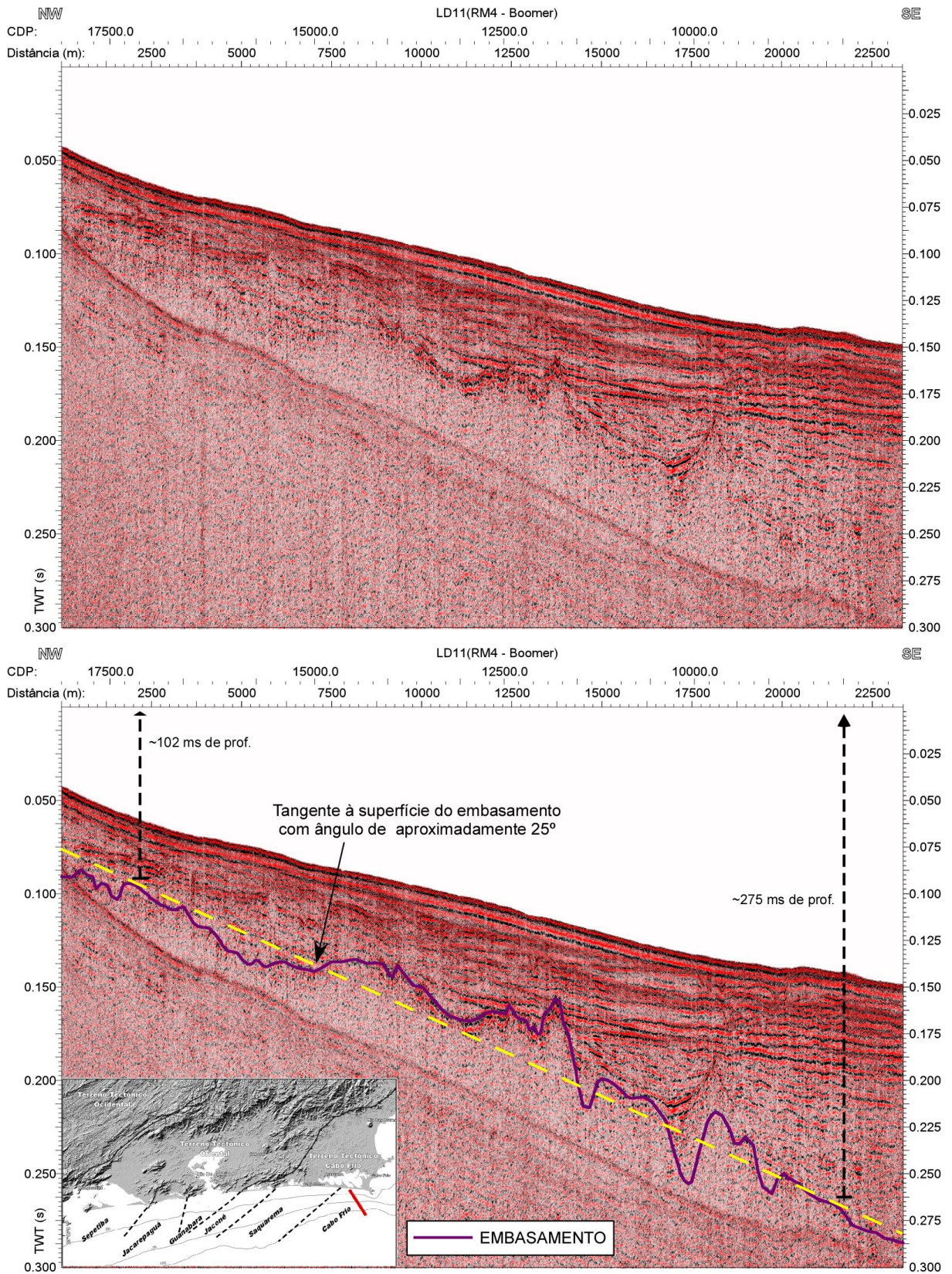


Figura 49: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da linha LD11, do levantamento Rio Mar 4, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

### 6.2.2 DOMÍNIO MORFOLÓGICO B

O Domínio B localiza-se contiguamente à esquerda do Domínio A, à frente da porção oeste do Sistema Lagunar de Araruama e à frente do Sistema Lagunar de Saquarema até Ponta Negra localizada à oeste e que define o seu limite. Corresponde assim ao restante do arco de praia da Massambada (Figura 47). Trata-se do maior domínio aqui definido, quando considerada sua extensão ao longo da costa (~50 km). Neste domínio o embasamento também se encontra soterrado, embora em direção ao continente ele seja quase aflorante (Figuras 50 e 51).

Em perfis de orientação *strike*, o Domínio B pode ser caracterizado por apresentar uma morfologia de topo do embasamento bastante irregular e heterogênea na forma e nos desníveis de relevo. Essa heterogeneidade não possibilita a identificação de padrões morfológicos definidos. Resulta também em níveis de soterramentos bastante variáveis no sentido E-W (Figura 50).

Apesar das variações morfológicas marcantes do sentido E-W, em perfis de orientação *dip* o Domínio B apresenta um micro relevo bastante irregular, mas de maneira geral com poucos desníveis abruptos. Até uma distância de cerca de 15 km da linha de costa, o topo de embasamento descreve uma superfície envoltória suave e com tendência convexa, sendo também mais raso. Já em direção mais *offshore*, para além da distância de 15 km da costa há um aumento progressivo do ângulo de mergulho do topo do embasamento, ao mesmo tempo que sua morfologia tende a ser mais suave (Figura 51).

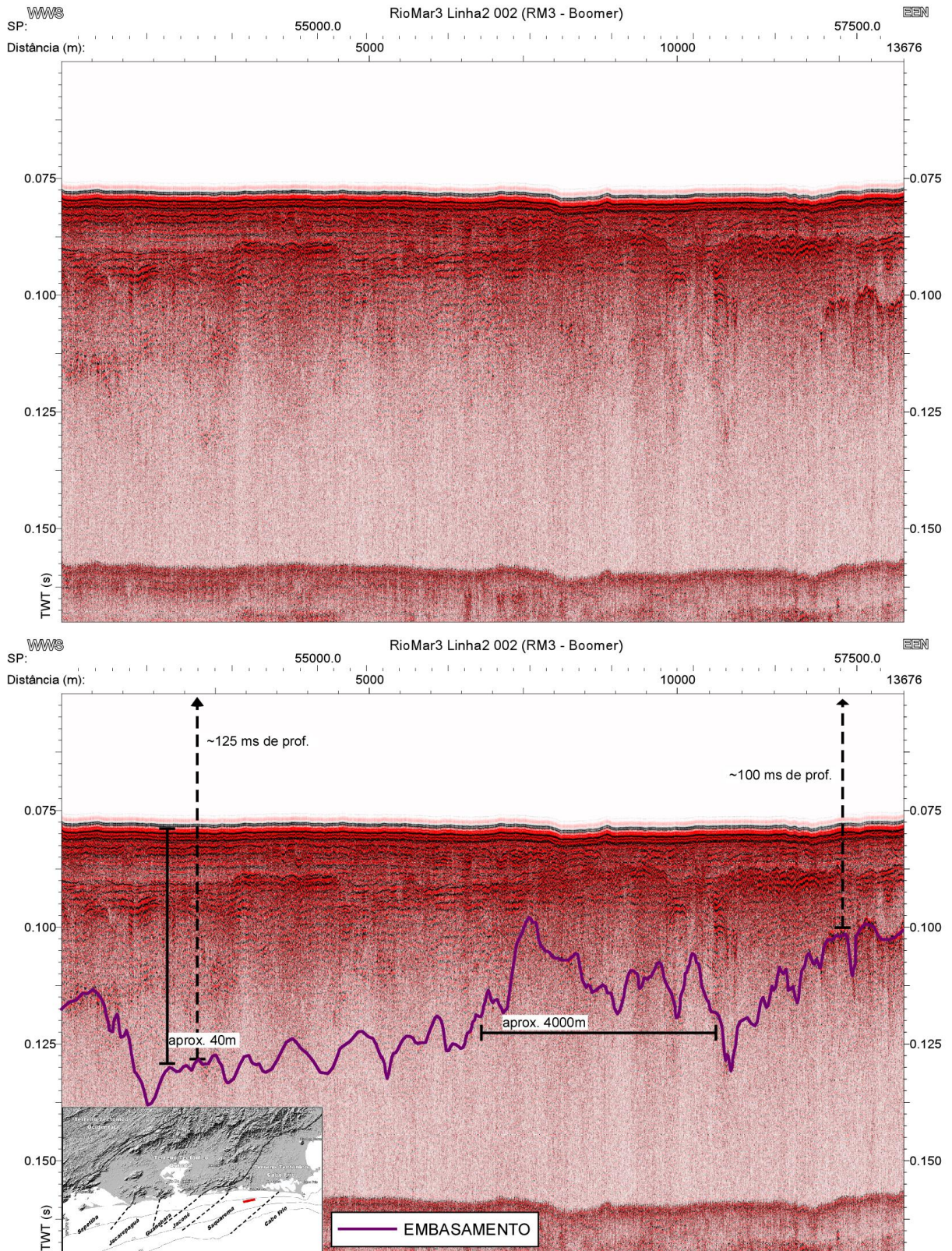


Figura 50: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 2-002, do levantamento Rio Mar 3, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

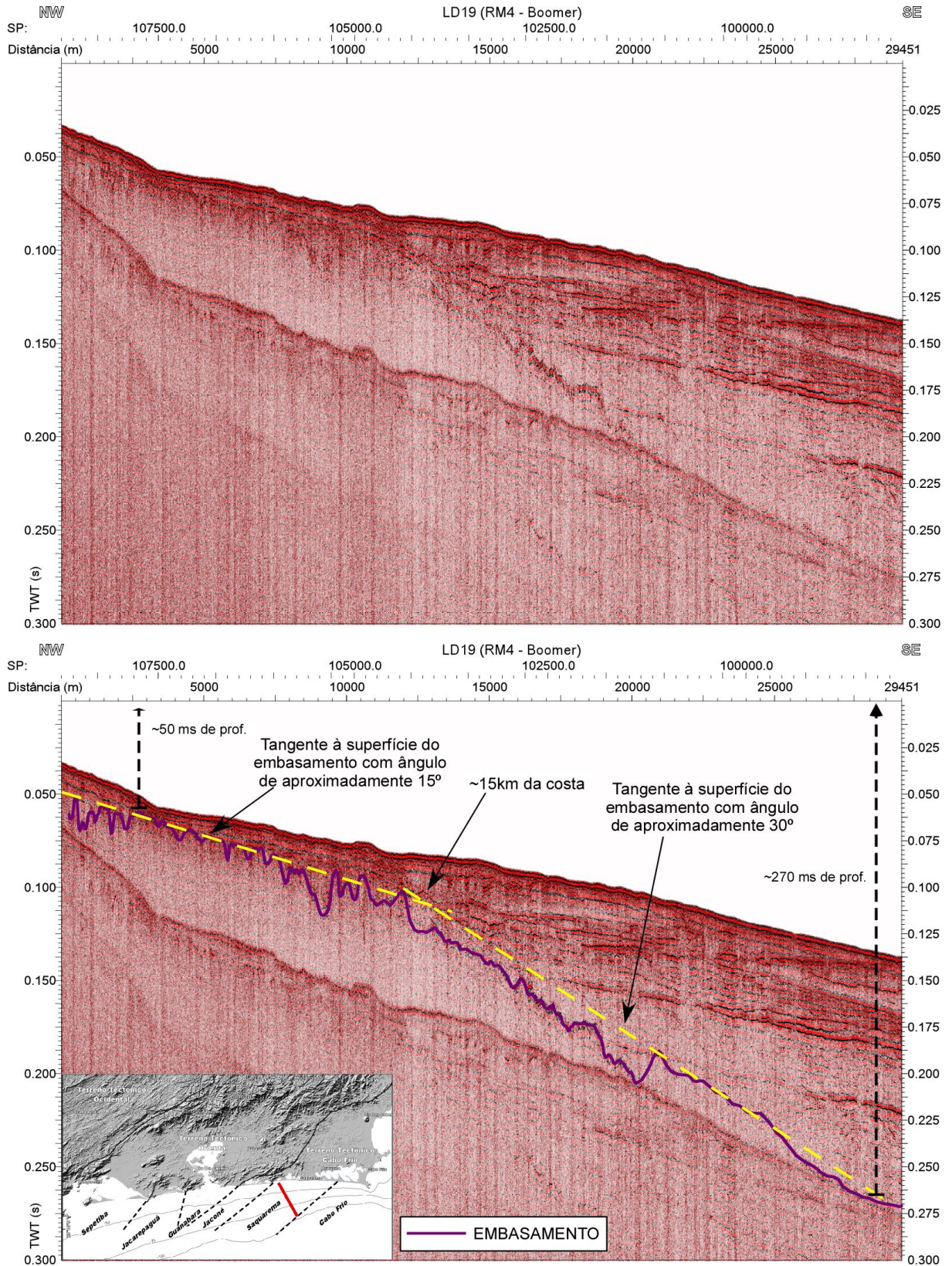


Figura 51: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da linha LD19, do levantamento Rio Mar 4, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

### 6.2.3 DOMÍNIO MORFOLÓGICO C

O Domínio morfológico C localiza-se contigualmente, e à esquerda, do Domínio B, ocupando a plataforma interna-média à frente do Sistema Lagunar de Jaconé-Maricá, correspondendo em termos de feição costeira à todo o arco de praia da Praia de Maricá (Figura 46). Este domínio morfológico do embasamento, de cerca de 15 km de largura ao longo da costa, encontra-se lateralmente limitado pelos promontório rochosos de Ponta Negra, à direita, e o final da Praia de Maricá, à esquerda (Figura 46).

Em perfis de orientação *strike*, a morfologia do topo do embasamento se caracteriza por apresentar uma superfície envoltória relativamente plana, com o topo de embasamento relativamente raso. Contudo, apesar de raso próximo à costa, este domínio morfológico do embasamento apresenta-se topograficamente mais aprofundado que os limites morfológicos B e D, contíguos (Figura 52).

Em perfis sísmicos de orientação *dip*, a morfologia do embasamento do Domínio C se assemelha bastante à do Domínio B (Figura 53): até uma certa distância da linha de costa curva e com microrelevo irregular, mas com envoltória de forma geral convexa, sendo também raso. Já em direção mais *offshore*, para além da distância de 10 km da costa, há um aumento progressivo do ângulo de mergulho do topo do embasamento, ao mesmo tempo que sua morfologia tende a ser mais suave (Figura 53).

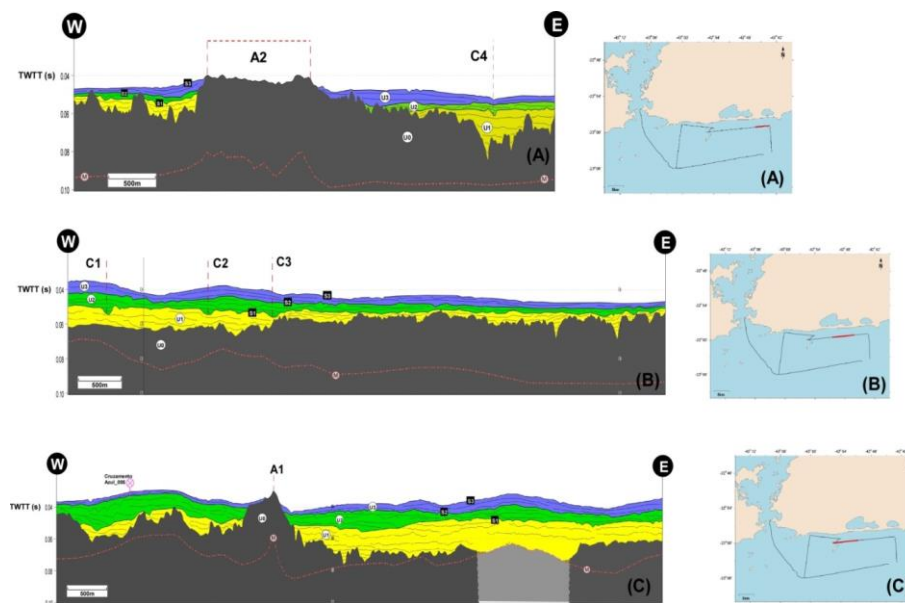


Figura 52: Interpretação de seções sísmicas monocanal (Missão RIO MAR 1, fonte Boomer AA301 de 300J), ilustrando as variações morfológicas do embasamento (em preto) correspondes aos Domínio morfológicos B, C e D definidos no presente estudo (de Biitencourt, 2014).

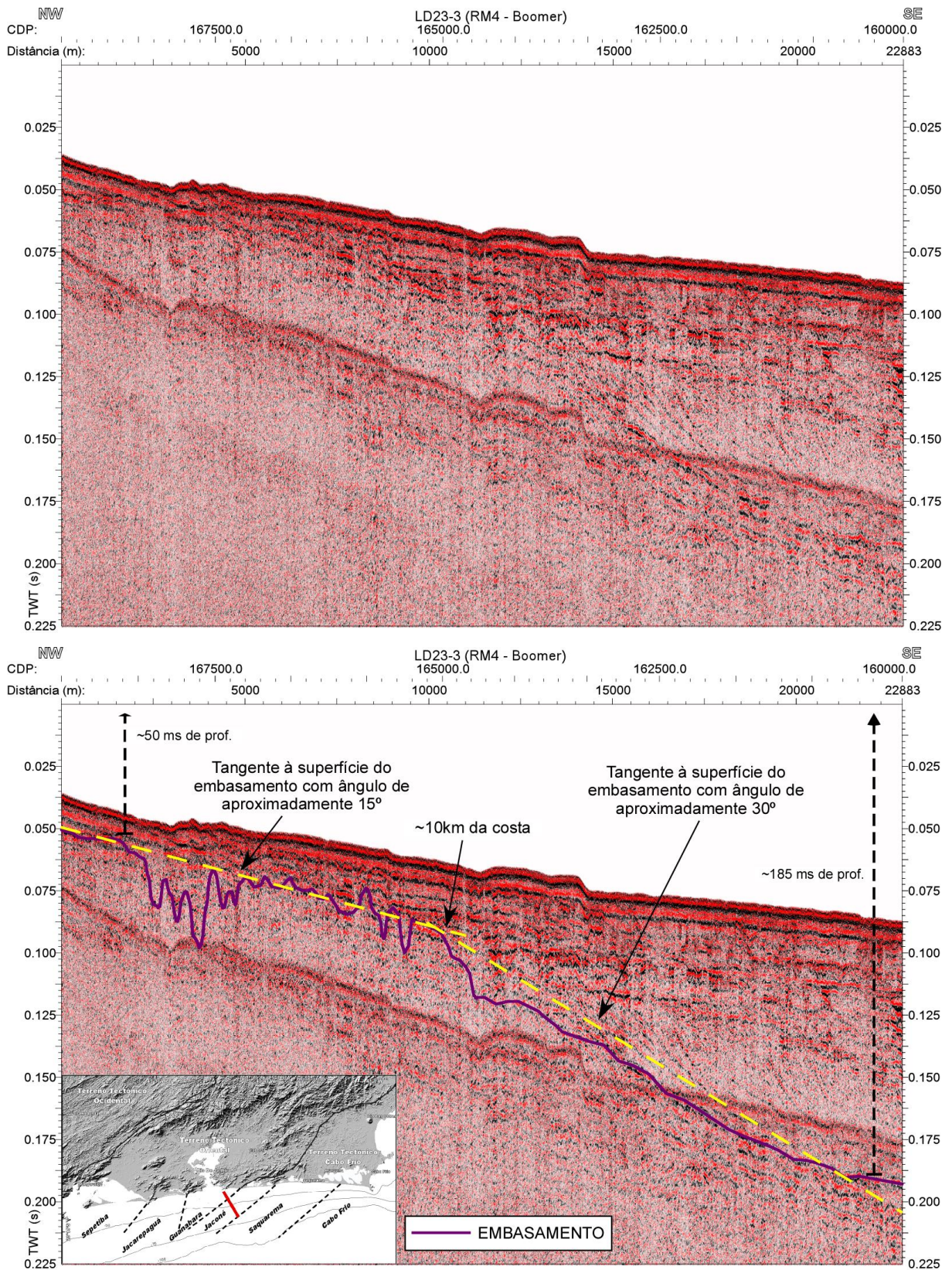


Figura 53: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da linha LD23-3, do levantamento Rio Mar 4, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

#### 6.2.4 DOMÍNIO MORFOLÓGICO D

O Domínio D localiza-se contiguamente e à esquerda do Domínio C. Corresponde à porção geográfica da plataforma interna-média que se estende do início da Praia de Itaipuaçu (à direita) até a Ponta do Joá (à esquerda). Deste modo, corresponde e engloba distintos domínios geomorfológicos praias como: Itacoatira e o complexo das praias de Copacabana-Ipanema-Leblon (Figura 46). Trata-se de um domínio do embasamento, relativamente amplo, com largura ao longo da costa de ~40 km, englobando grande parte da região costeira da cidade do Rio de Janeiro, incluindo a região de saída da baía de Guanabara. Esta região caracteriza-se também pela presença de múltiplas porções aflorantes do embasamento, responsáveis pela formação da série de ilhas costeiras existente na região.

Em perfis de orientação *strike* (Figura 54), a morfologia do embasamento do Domínio D é caracterizada por superfície bastante irregular, cujas feições elevam-se a diferentes posições e apresentam diferentes formas geométricas. Apresenta-se no geral bastante raso, mas com desníveis topográficos acentuados do embasamento.

Em perfis de orientação *dip*, o Domínio D possui relevo irregular, heterogêneo na forma e com distintos níveis de elevação topográfica. Mas desconsiderando sua microtopografia, o embasamento mergulha progressivamente em direção offshore com ângulo de mergulho alto e regular (vide tangente do embasamento na figura 55).



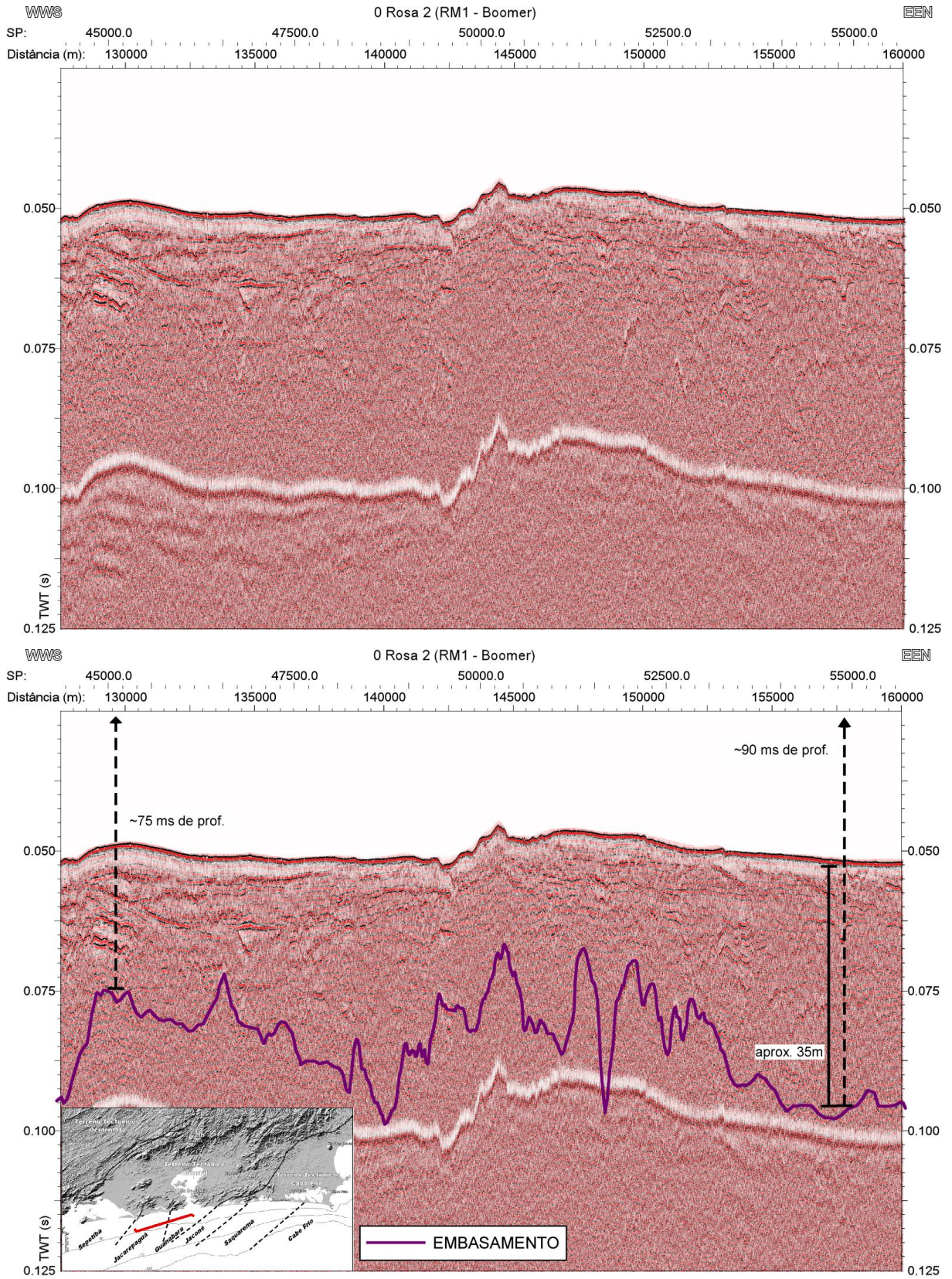


Figura 54: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 0 Rosa 2, do levantamento Rio Mar 1, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

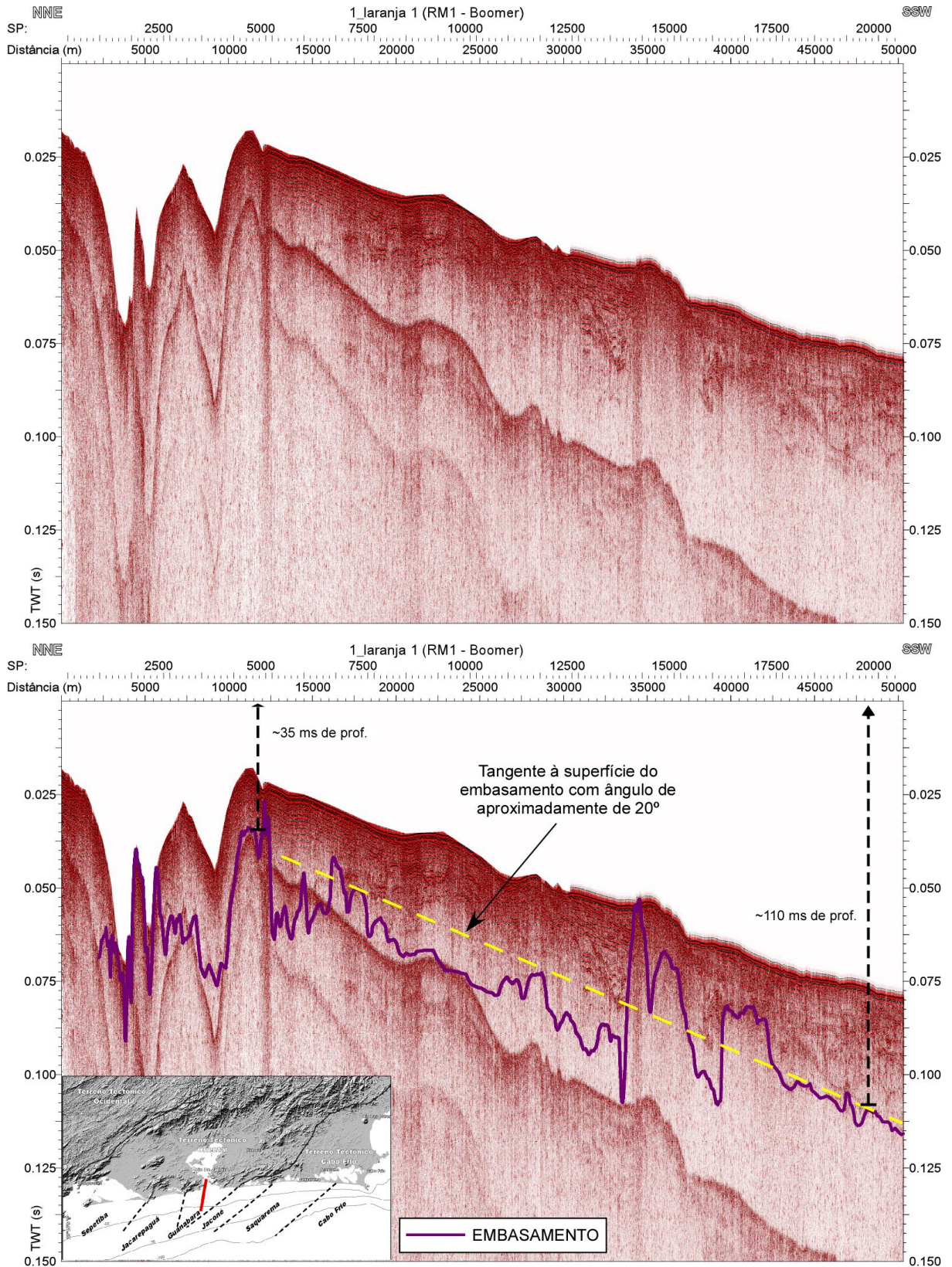


Figura 55: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da linha 1 Laranja 1, do levantamento Rio Mar 1, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

### **6.2.5 DOMÍNIO MORFOLÓGICO E**

O Domínio morfológico E localiza-se contiguamente e à esquerda do Domínio D. Corresponde à porção geográfica da plataforma interna-média que se estende da Ponta do Joá ao pontal rochoso de Barra de Guaratiba. Em termos de domínio geomorfológicos correspondem ao extenso arco de Praia da Barra e do Recreio, desenvolvido à frente do Sistema Lagunar de Jacarepaguá, com extensão de cerca de 30 km ao longo da costa (Figura 46).

Em perfis de orientação *strike*, o Domínio E é caracterizado por apresentar uma profundidade do topo do embasamento relativamente rasa até porções mais distais da plataforma. Apresenta de maneira geral um topo de embasamento com superfície bastante irregular, cujas feições elevam-se a diferentes posições e apresentam diferentes formas geométricas (Figura 56).

Em perfis de orientação *dip*, este domínio é caracterizado por uma superfície com poucas irregularidades morfológicas, podendo ser definida por uma envoltória relativamente plana, com poucos desníveis topográficos marcantes. Em termos de mergulho, o topo do embasamento apresenta inicialmente baixo ângulo de mergulho relativo até cerca de 20 km de distância da costa, após o qual o mergulho aumenta consideravelmente (Figura 57).

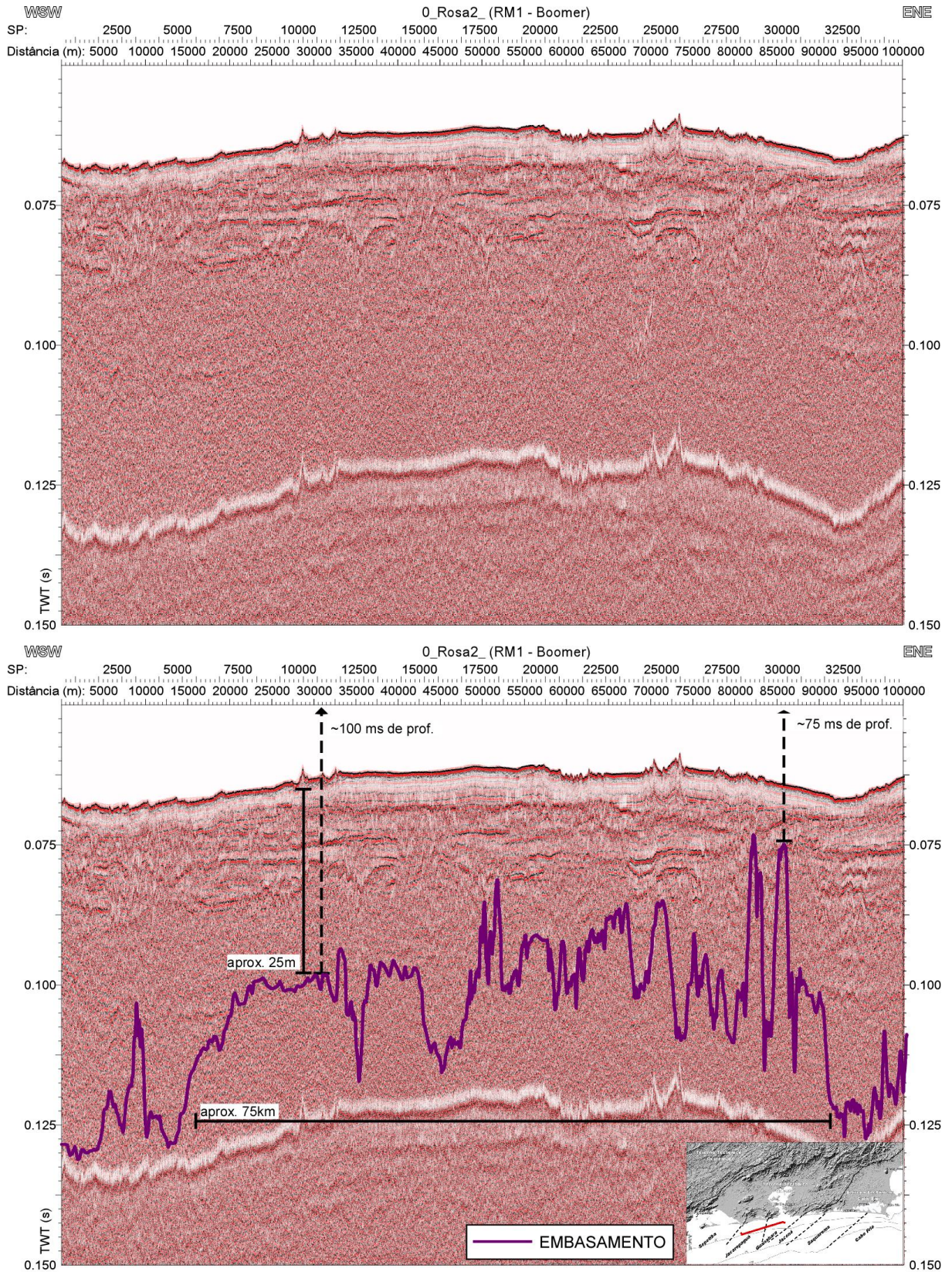


Figura 56: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da Linha 0 Rosa 2, do levantamento Rio Mar 1, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

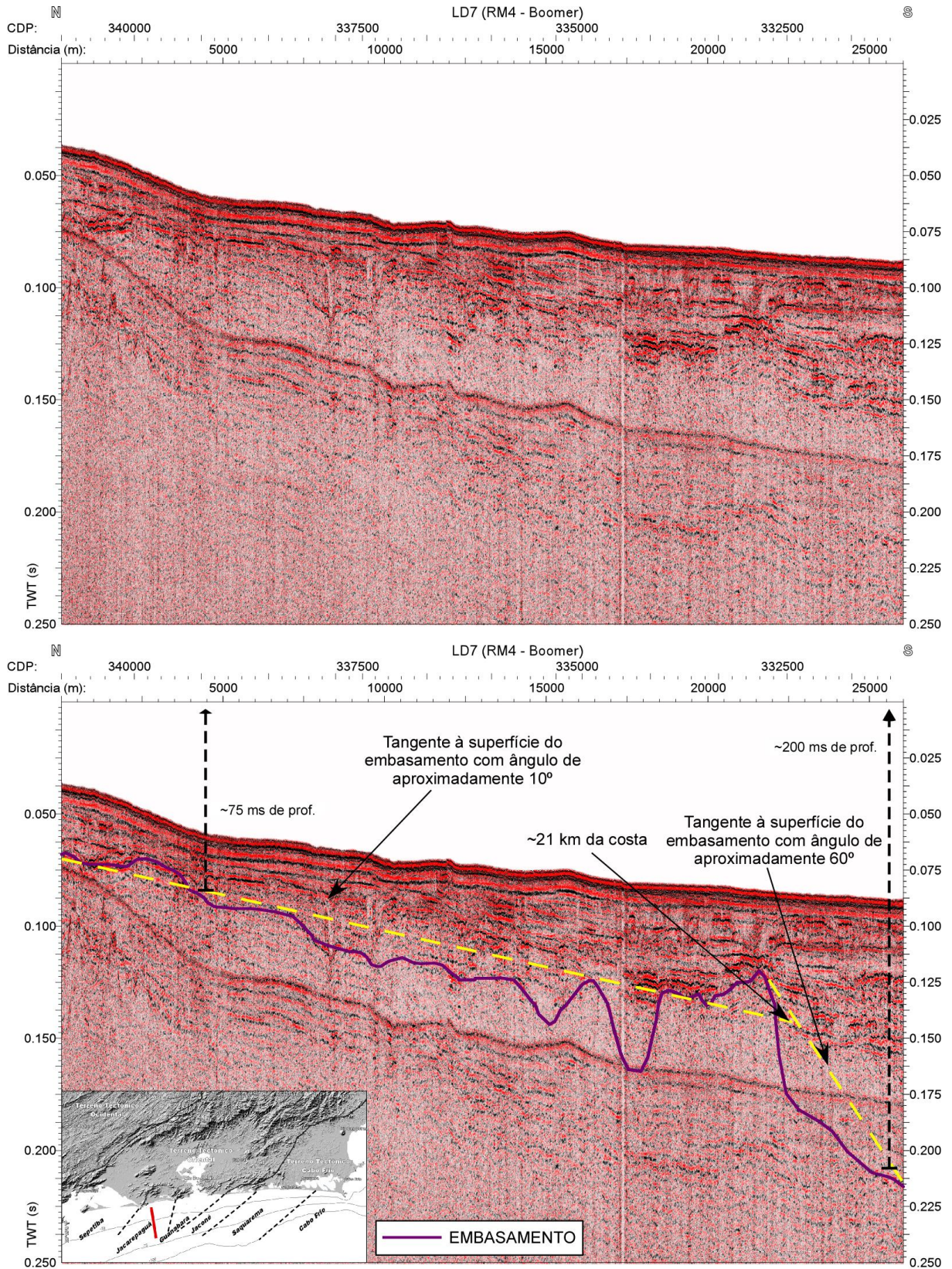


Figura 57: Imagem superior: Seção sísmica não interpretada da linha LD7, do levantamento Rio Mar 4, com fonte Boomer. Imagem inferior: Seção sísmica interpretada com o topo do embasamento em roxo.

### 6.2.6 DOMÍNIO MORFOLÓGICO F

O Domínio morfológico F, contíguo e à esquerda do Domínio E, corresponde ao domínio de embasamento mais a oeste da área de estudo, englobando a porção da plataforma interna-média que se estende do pontal rochoso de Barra de Guaratiba (à direita) até aproximadamente a altura da Ilha da Marambaia, embora seu limite oeste não tenha podido ser identificado pela escassez de dados sísmicos no extremo oeste da região de estudo (figura 20). De qualquer modo, em termos de domínio geomorfológico costeiro, este domínio do embasamento relaciona-se geograficamente ao extenso corpo arenoso da Restinga da Marambaia, de cerca de 40 km de extensão, que isola parcialmente o ambiente lagunar-estuarino da Baía de Sepetiba (figura 47).

Em perfis de orientação *strike*, o domínio F distingue-se bastante dos Domínios Morfológicos A, B, C, D e E do embasamento cristalino da região, anteriormente apresentados. Isto porque ele corresponde à região da área de estudo onde o embasamento encontra-se substancialmente mais profundo e mais soterrado, uma vez que ele é raramente, e apenas localmente, identificado na base de dados sísmicos que se distribui a distâncias semelhantes da costa ao longo de toda a plataforma interna-média sul fluminense em engloba os demais domínios morfológicos (até cerca de ~50 km da costa). Ao longo da costa, observa-se a presença do embasamento em pontos localizados, como por exemplo: a região de Barra de Guaratiba, onde o embasamento na plataforma é quase aflorante (figura 17); da mesma forma, a presença do embasamento para oeste é restrita à presença de um corpo pontiagudo e de forma cônica, soterrado à frente e em continuação ao Pico da Marambaia que representa o ancoramento oeste da Restinga da Marambaia (Figura 17).

## 7. DISCUSSÃO

A integração dos resultados apresentados no capítulo anterior, que evidenciam a existência de vários domínios morfológicos ao longo da plataforma interna-média sul fluminense, com as feições estruturais mapeadas por vários autores na porção continental emersa permitiu a proposição da existência de uma compartimentação estrutural do embasamento cristalino submerso e soterrado sob a plataforma fluminense.

Além disso, é proposta aqui tentativamente uma correlação entre os vários tipos sísmicos e morfológicos do embasamento reconhecidos na base de dados sísmicos com as formas geomorfológicas de distintas litologias presentes no continente emerso.

### 7.1 COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA PLATAFORMA INTERNA-MÉDIA SUL FLUMINENSE

A correlação espacial dos limites que separam os domínios morfológicos A, B, C, D, E e F, propostos no capítulo de resultados (Figura 47), com as feições do arcabouço estrutural mapeadas por vários autores na porção continental emersa, evidencia que os limites dos domínios morfológicos do embasamento sob a plataforma continental localizam-se em continuação a feições estruturais do arcabouço tectônico do Brasileiro e a fase de extensão do Cenozóico mapeados por vários autores na porção continental emersa (*e.g.*, Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Ferrari, 2001; Heilbron et al., 2004; Zalán & Oliveira, 2005; Hasui *et al.*, 2012; Schmitt, 2015; Heilbron *et al.*, 2017). Neste contexto, os domínios morfológicos A, B, C, D, E e F representados na figura 47, correspondem a uma compartimentação estrutural do embasamento soterrado sob os sedimentos quaternários plataformais.

Assim, os seguintes compartimentos estruturais são propostos, como condicionantes das diferenças altimétricas e das feições morfológicas e litológicas do embasamento cristalino submerso. Esses compartimentos estruturais foram nomeados de leste para oeste de (figura 58): **Compartimento Cabo Frio** (Domínio Morfológico A); **Compartimento Saquarema** (Domínio Morfológico B); **Compartimento Jacaré-Maricá** (Domínio Morfológico C); **Compartimento Guanabara** (Domínio Morfológico D); **Compartimento Jacarepaguá** (Domínio Morfológico E); e, **Compartimento Sepetiba** (Domínio Morfológico F).

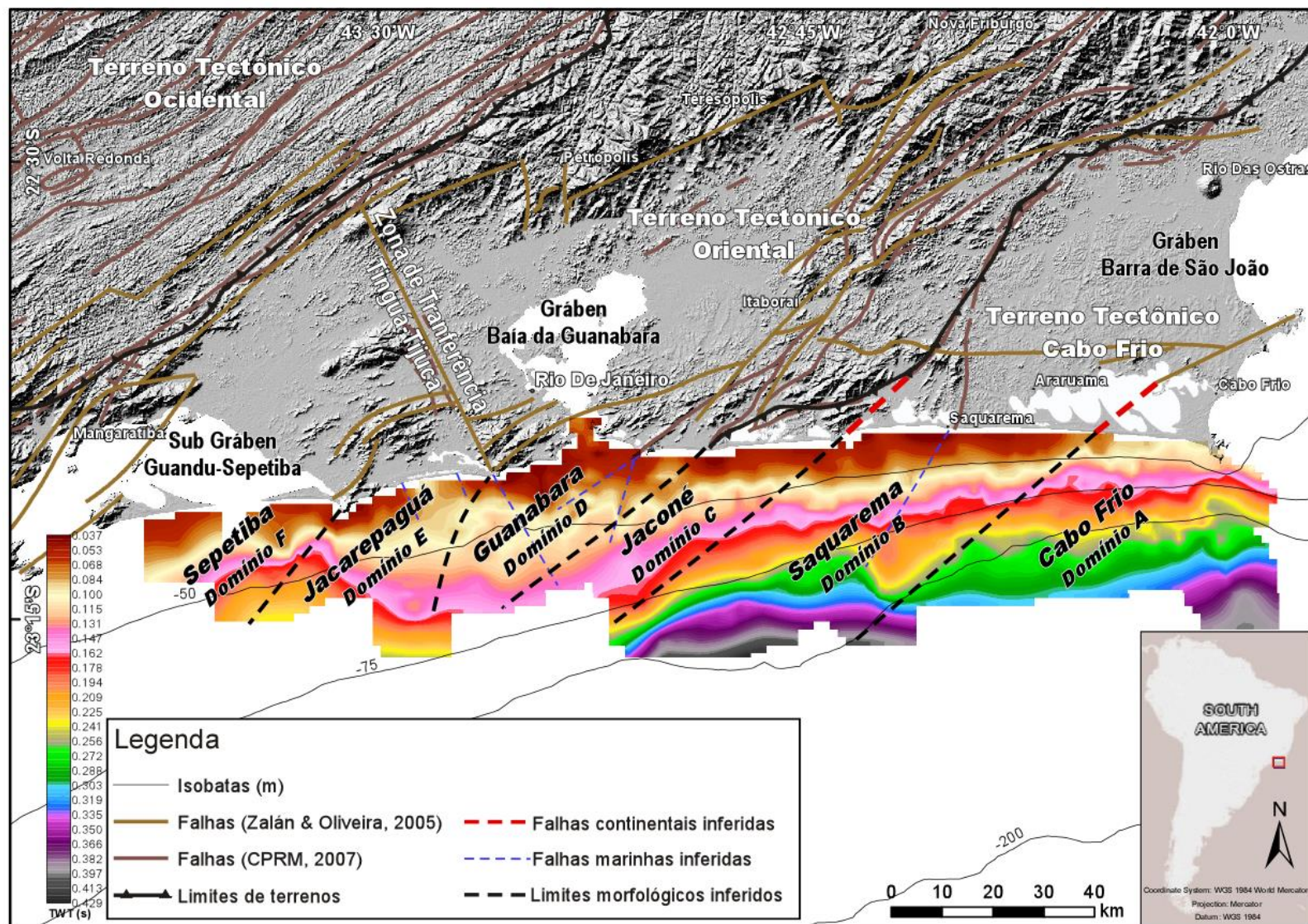


Figura 58: Mapa do topo do embasamento com os diferentes compartimentos propostos.



### 7.1.1 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL CABO FRIO

O **Compartimento Estrutural Cabo Frio** tem seu limite oeste definido por uma falha do arcabouço brasileiro (?), de direção NE-SW que se estende da região de Búzios a NE, passando pela porção oriental da atual Lagoa de Araruama, e seccionando o embasamento submerso na plataforma segundo uma direção também NE-SW (Figura 58). No domínio marinho, a continuação *offshore* do lineamento estrutural continental através do embasamento submerso foi traçada ao longo de um dos contornos da feição protuberante do topo do embasamento (representada pelas cores amarelo e verde no mapa da figura 58).

O mapa do topo do embasamento revela ainda que o Compartimento Cabo Frio é, no geral, topograficamente rebaixado em relação ao contíguo Compartimento Saquarema (figura 59). A morfologia do topo do embasamento também evidencia que o embasamento cristalino neste compartimento apresenta mergulho de alto ângulo, descrevendo uma superfície de inclinação constante já a partir da atual costa, com inclinação geral na direção SSE e SSW (Figura 59).

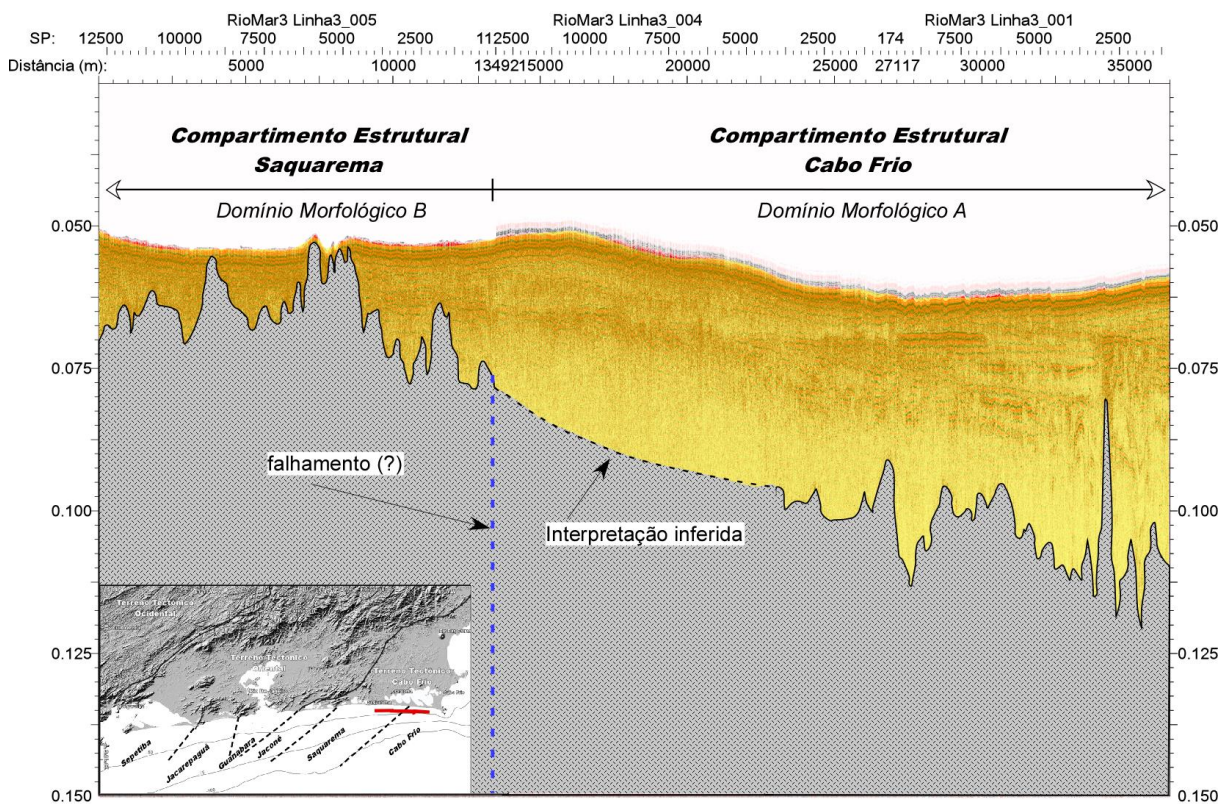


Figura 59: Perfil esquemático da zona de transição entre os compartimentos estruturais Cabo Frio e Saquarema.

### 7.1.2 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL SAQUAREMA

O **Compartimento Estrutural Saquarema** localiza-se entre o Compartimento Cabo Frio, localizado a leste, e seu limite oeste definido pela extensão de uma falha regional de contorno ondulado e direção geral NE-SW (originalmente uma falha de empurrão), que separa o *Domínio Tectônico Cabo Frio* e o *Terreno Oriental*, que são as principais unidades tectônicas do *Ciclo Orogenético Brasileiro* presentes na maior parte da área continental emersa, e passa a separar o *Terreno Oriental* do domínio de rochas supracrustais, ainda fora do *Terreno Oriental*, segundo mapeamento de Heilbron *et al.* (2004). Já no domínio marinho, a estrutura se estende em direção *offshore* atravessando o promontório rochoso da Ponta Negra, que separa a Massambaba, a leste, da Praia de Maricá, a oeste (Figura 58) No domínio marinho, a continuação *offshore* do lineamento estrutural continental através do embasamento submerso foi traçada ao longo da uma outra feição de contorno protuberante do topo do embasamento (representada pelas cores bege e rosa no mapa da Figura 58).

Topograficamente, o Compartimento Saquarema é, no geral, mais raso e mais protuberante que o Compartimento Cabo Frio. O mapa de contorno morfológico evidencia um topo de embasamento de forma abaulada e de baixo ângulo de inclinação até às atuais isóbatas de ~75 m, a partir de onde o embasamento mergulha abruptamente em ângulo mais acentuado em direções que variam entre SSE a SSW (Figura 58). Os contornos do topo do embasamento também evidenciam que a superfície do embasamento cristalino neste compartimento apresenta mergulho de alto ângulo para SSE e SSW (Figura 58).

### 7.1.3 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL JACONÉ

O **Compartimento Estrutural Jaconé** tem seu limite à leste marcado pelo Compartimento Saquarema. Já seu limite à oeste foi relacionado a falha do Ciclo Brasileiro, o Limite Tectônico do Cabo Frio segundo Schmitt (2014), que neste caso separa o Terreno Oriental do Terreno Cabo Frio em toda a área continental, segundo mapeamento de outros autores (e.g. Hasui 2012, Heilbron *et al.* 2004) (Figura 58). No domínio marinho, a continuação *offshore* continental através do embasamento submerso foi traçada ao longo da mesma feição de contorno protuberante do topo do embasamento, contudo em porções mais

elevadas dessa feição (representada pelo limite entre as cores bege e rosa no mapa da Figura 58).

O mapa de contorno do topo do embasamento nesta região também evidencia que o Compartimento Jaconé-Maricá corresponde ao flanco NE-SW da grande feição de protuberância do embasamento que passa a dominar a área para oeste (Figura 60). Deste modo, o embasamento neste compartimento mergulha para *offshore* na direção dominante SE (Figura 58).

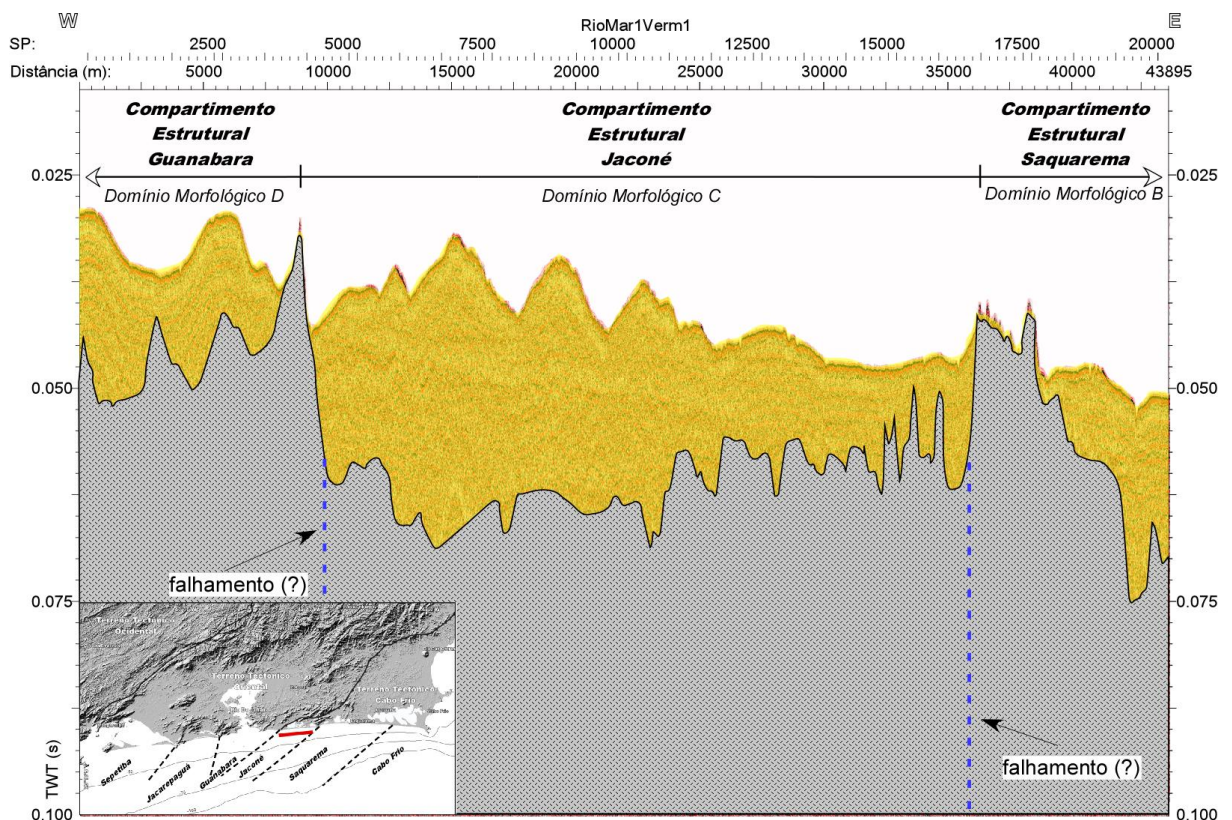


Figura 60: Perfil esquemático da zona de transição entre os compartimentos estruturais Saquarema, Jaconé e Guanabara.

#### 7.1.4 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL GUANABARA

O *Compartimento Estrutural Guanabara* tem seu limite leste delimitado pelo Compartimento Jaconé; enquanto seu limite, à oeste, foi relacionado à extensão para o domínio de embasamento submerso e soterrado na plataforma de uma falha relacionada à formação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro, segundo por exemplo mapeamento de Zalán & Oliveira (2005). Essa falha, de direção geral ENE-SSW, cruza a

saída da Baía de Guanabara ao longo de sua região de estrangulamento, passa pela Ponta do Joá na região costeira e se estende em direção *offshore* seguindo um traçado levemente curvo, de orientação geral NE-SW (figura 58).

Em termos de morfologia, este compartimento apresenta as profundidades do embasamento mais rasas próximo à costa, de toda a área de estudo, até a isóbata de 40 – 50 m (Figura 58). Na verdade, o mapa de contorno morfológico evidencia que o topo de embasamento neste compartimento mantém-se relativamente raso até aproximadamente a isóbata de 60 m (Figura 61). Esta configuração é condicionada pela forma abaulada e de baixo ângulo de mergulho da porção notavelmente mais protuberante de todo o embasamento cristalino submerso na plataforma continental. Somente a partir da posição da atual isóbata de ~60 m, o topo do embasamento passa a apresentar maior mergulho até desaparecer em direção *offshore* (Figura 58). Esta configuração morfológica explica a grande presença de ilhas na plataforma continental rasa da região

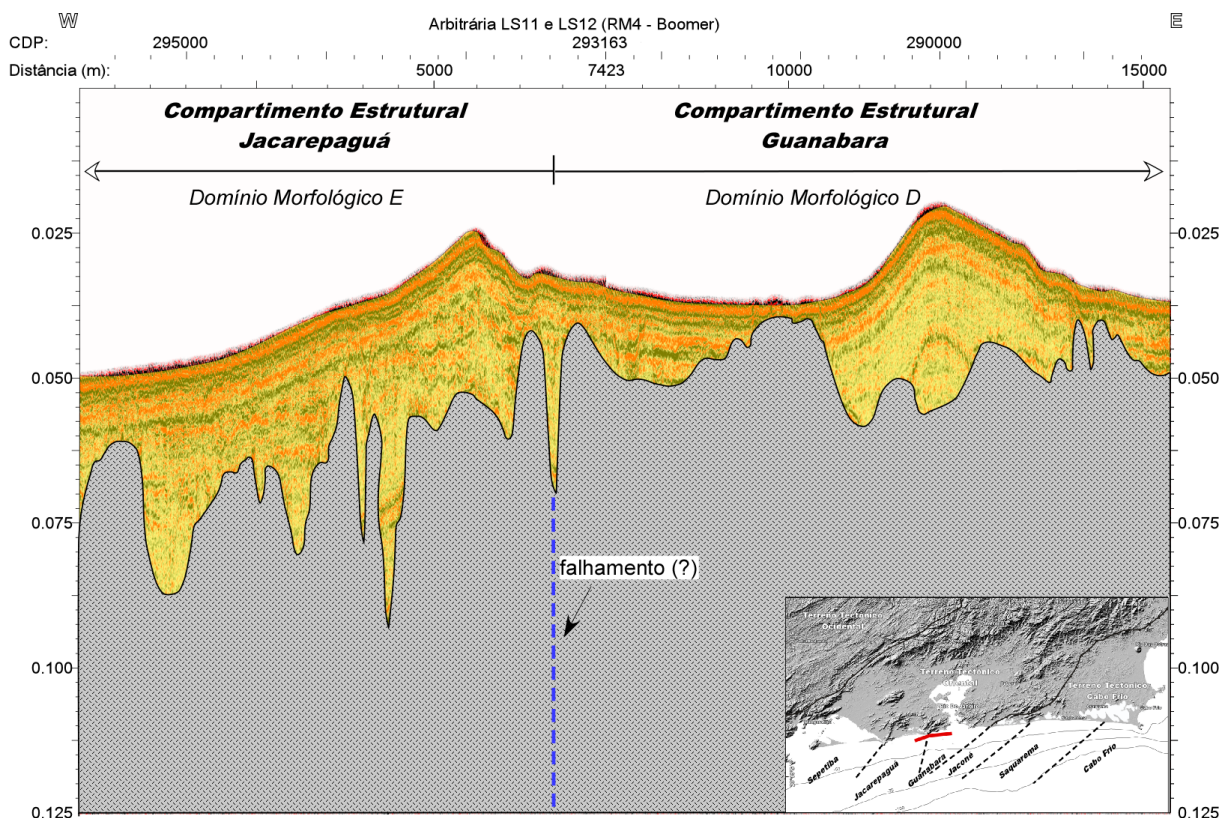


Figura 61: Perfil esquemático da zona de transição entre os compartimentos estruturais Guanabara e Jacarepaguá.

### 7.1.5 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL JACAREPAGUÁ

O *Compartimento Estrutural Jacarepaguá* tem seu limite leste definido pelo Compartimento Guanabara. Seu limite à oeste foi relacionado à extensão para o oceano da mesma família de falhas que o separa do Compartimento Guanabara relacionadas à formação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro (Almeida, 1976; Riccomini, 1989; Ferrari, 2001; Zalán & Oliveira, 2005). Neste caso, trata-se de falhas deslocadas para NE pelo movimento sinistral da Zona de Transferência Tinguá-Tijuca (Zalán & Oliveira, 2005). Estas falhas, de direção geral ENE-SSW na porção continental costeira, parecem se estender para *offshore* seguindo um traçado levemente curvo, de orientação geral NE-SW (figura 58).

Em termos de morfologia, o Compartimento Estrutural Jacarepaguá corresponde à porção oeste da grande protuberância *offshore* revelada pelo mapa do topo do embasamento que envolve os Compartimentos Jaconé e Guanabara. O embasamento nesse compartimento também se revela relativamente raso e com mergulho dominante para *offshore* na direção SW (Figura 58). Mas a morfologia do embasamento ainda apresentam porções topograficamente mais baixas próximo à região costeira, que pode corresponder eventualmente a uma “depressão estrutural” delimitada por falhas locais extensionais (representadas pelas linhas pontilhadas em azul na Figura 58).

### 7.1.6 COMPARTIMENTO ESTRUTURAL SEPETIBA

O *Compartimento Estrutural Sepetiba* refere-se ao menor compartimento imageado sísmicamente dentro de toda a região de estudo. Isto se deve à menor concentração de linhas sísmicas e, nessas, a localização do topo de embasamento quase sempre em profundidades maiores que a de penetração do sinal sísmico na base de dados de alta resolução (Figura 20). Seu limite à leste é definido pelas estruturas que o separa do Compartimento Jacarepaguá descrito acima. Seu limite à oeste, no entanto não pode ser definido (Figura 58).

No entanto, vários aspectos notáveis tornam o Compartimento Sepetiba um dos mais bem definidos na área de estudos. Embora o embasamento desse compartimento só seja detectado em porções localizadas, é evidente que seu limite à leste, com o Compartimento Jacarepaguá, é definido por expressivo abatimento do embasamento do compartimento à esquerda de Barra de Guaratiba, de pelo menos 40 m de altura (considerando um a velocidade

sísmica intervalar na sucessão sedimentar de 1800m/s; figura 62). A relação de tal desnível topográfico com as estruturas do embasamento na área continental emersa aponta para a possibilidade de que o Compartimento Sepetiba pode representar à extensão para o oceano do Sub-Graben Guandú-Sepetiba, parte do grande Gráben da Guanabara desenvolvido durante o Cenozóico (Figura 58) - extensão já sugerida nos mapas de Zalán & Oliveira (2005)

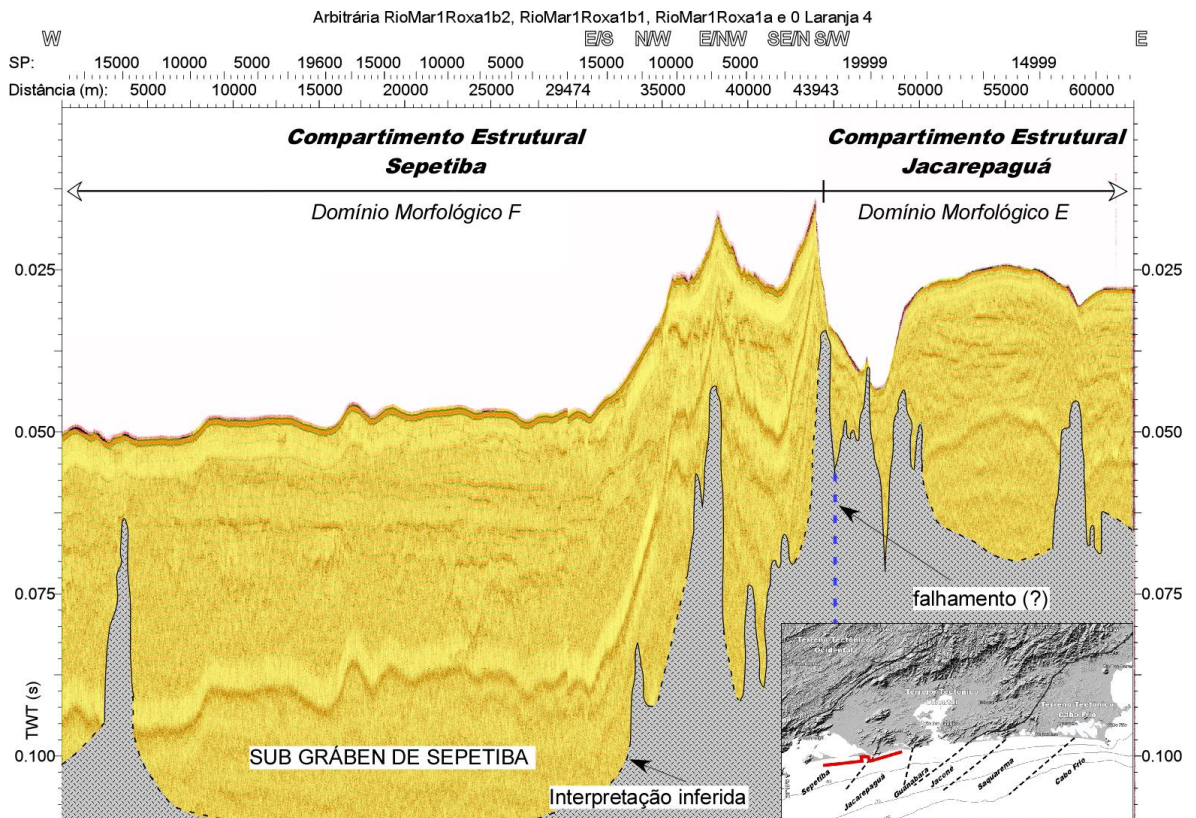


Figura 62: Perfil esquemático da zona de transição entre os compartimentos estruturais Jacarepaguá e Sepetiba

## 7.2 A CORRELAÇÃO ENTRE A COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO NA PLATAFORMA CONTINENTAL E OS TERRENOS TECTÔNICOS CONTINENTAIS DO CICLO BRASILIANO

A definição dos compartimentos estruturais, e de seus limites, localizados ao longo da plataforma sul fluminense também permitiu correlacioná-los aos principais terrenos tectônicos conhecidos e mapeados no continente emerso, formados durante o Ciclo Orogenético Brasileiro: o *Terreno Tectônico Cabo Frio* e o *Terreno Tectônico Oriental* (Heilbron *et al.*, 2004, Hasui *et al.*, 2012; Heilbron *et al.*, 2014; Heilbron *et al.*, 2017). Esta correlação é

principalmente importante, pois ela aponta e esclarece quais, ou qual, suítes litológicas presentes em diferentes porções dos terrenos tectônicos poderiam se estender para a região dos seis compartimentos estruturais do embasamento no domínio marinho, ou seja, os compartimentos estruturais *Cabo Frio*, *Saquarema*, *Jaconé*, *Guanabara*, *Jacarepaguá*, e *Sepetiba* (Figura 58).

Os compartimentos estruturais Cabo Frio, Saquarema e Jaconé podem ser a extensão para a porção marinha do Domínio Tectônico Cabo Frio (Figura 63). Nos compartimentos Cabo Frio e Saquarema, a expressão sísmica e morfológica do embasamento local é expressa predominantemente por formas bastante irregulares do embasamento, refletidas por sobreposição de hipérbolos de difrações (formas do embasamento do tipo **Eb2;**), podem representar uma maior e mais ativa complexidade estrutural de granitos deformados ou gnaisses, migmatitos, granulitos e anfibolitos que compõem o Domínio Tectônico Cabo Frio. A presença das morfologias de embasamento do tipo **Eb4** e **Eb6** nestes compartimentos são provavelmente indicativas das rochas máficas e ultramáficas, intrusivas e extrusivas, em formas de diques e cones vulcânicos que afetaram o Domínio Tectônico Cabo Frio no Mesozóico e o Complexo Vulcânico do Alto de Cabo (presente no extremo leste do Compartimento Cabo Frio). Já a correlação espacial do Compartimento Jaconé com a distribuição das diferentes litologias do Domínio Tectônico Cabo Frio no continente adjacente, indica representar a extensão para o oceano de rochas supracrustais e gnaisses (Figura 63).

A correlação do embasamento submerso e demais compartimentos estruturais localizados à oeste (compartimentos Guanabara, Jacarepaguá e Sepetiba) com a geografia do terrenos tectônicos do continente emerso, evidência que o embasamento cristalino desses compartimentos, marcado por corpos massivos do embasamento de forte reflexão sísmica do topo e de formas arredondadas (formas do embasamento do tipo **Eb1;**, correspondem à expressão sísmica dos complexos granitoides (deformados e indeformados) que compõem o Terreno Oriental, posteriormente falhados e deslocados localmente pela reativação em extensão de estruturas crustais durante o Cenozóico, associadas à formação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro.

Já feições do tipo **Eb3** apresentam uma superfície envoltória relativamente plana e poderiam representar rochas mais antigas que sofreram algum grau de aplainamento devido a processos de intemperismo por exemplo. Outro tipo identificado foi o **Eb5**, com topos bem arredondados típicos de morfologia de granitos (meia laranja).

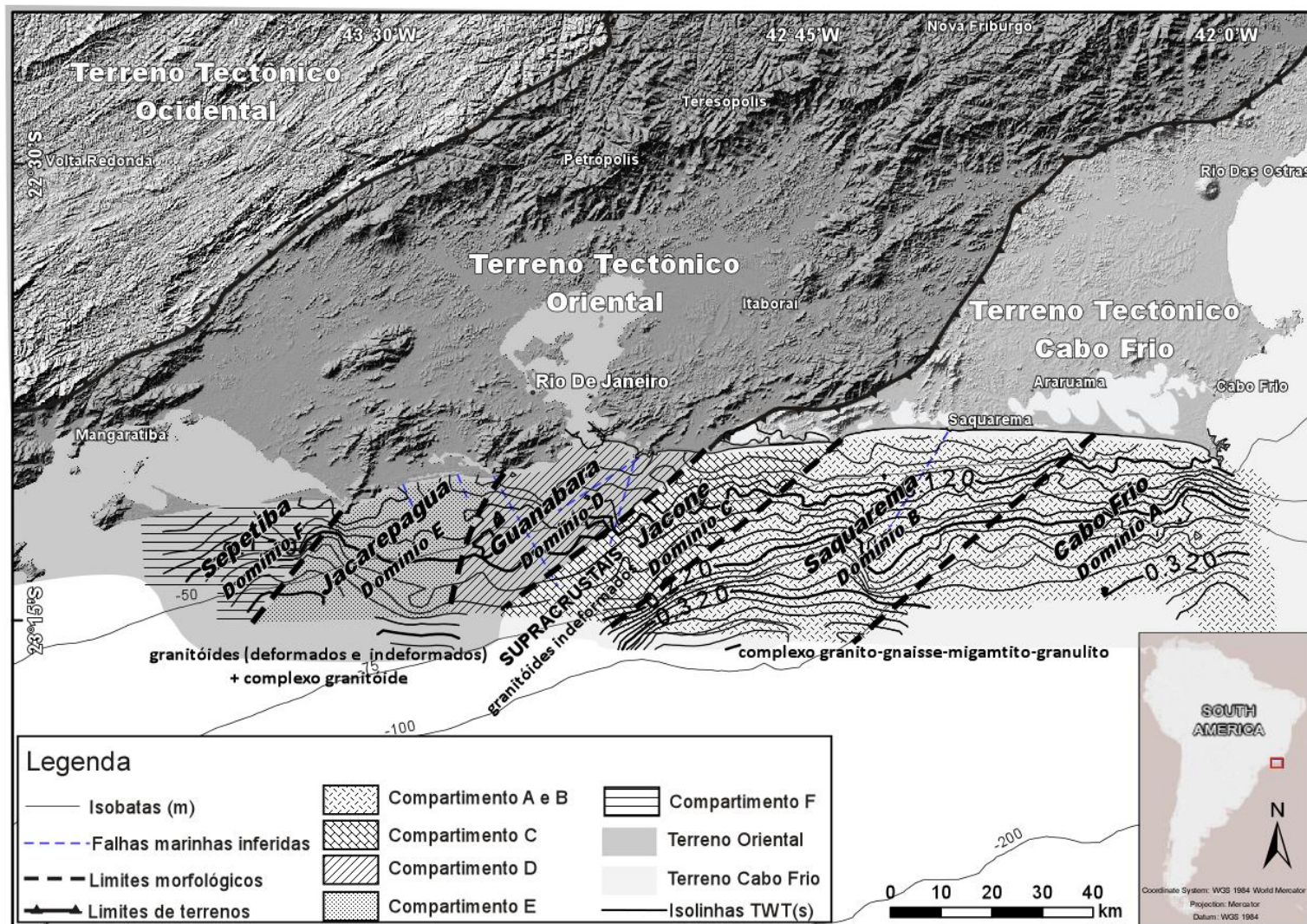


Figura 63: Mapa com os diferentes compartimentos do embasamento na plataforma rasa sul fluminense, com as litologias inferidas refletindo as do continente, com a divisão de terrenos proposta e isolinhas.



## 8. CONCLUSÕES

A interpretação dos cerca de 11000 km de perfilagem sísmica de alta resolução na plataforma sul fluminense, disponíveis para o estudo, possibilitou pela primeira vez o imageamento sísmico do embasamento cristalino até cerca de 60-100 m de profundidade.

A interpretação dessa base de dados traz à luz uma série de novas informações, com múltiplas implicações para a compreensão da interrelação entre os ambientes geológicos continentais e emersos do sul fluminense, como destaque, por exemplo, para:

- i. A base de dados imageou sísmicamente uma faixa do embasamento sob a plataforma continental que varia entre, aproximadamente, 30-50 km de largura continuamente entre a Baía de Sepetiba e Cabo Frio;
- ii. A interpretação da base de dados sísmicos indentificou, pela primeira vez por métodos de imageamento, notáveis variações fisiográficas na área do embasamento cristalino submerso que ocorren tanto no sentido E-W, como continente – oceano;
- iii. A confecção de mapas de morfologia e profundidade do topo do embasamento levou à identificação de 6 (seis) domínios morfológicos principais distribuídos no sentido E-W entre os pontos extremos da área de estudos – Cabo Frio (à leste) e Baía de Sepetiba (à oeste);
- iv. A integração entre dados estruturais do continente emerso com os 6 (seis) domínios morfológicos principais identificados, permitiu individualizá-los também como unidades estruturais do embasamento cristalino submerso, limitadas lateralmente pela extensão em direção ao oceano de estruturas dos orógenos do Ciclo Brasileiro ou do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Esses compartimentos estruturais foram denominados, de leste a oeste, como: *Compartimento Cabo Frio*; *Compartimento Saquarema*; *Compartimento Jacaré*; *Compartimento Guanabara*; *Compartimento Jacarepaguá*; e *Compartimento Sepetiba*;
- v. A expressão sísmica e das formas dominantes de feições do embasamento pode também ser, tentativamente, correlacionada a diferentes litologias e formas geomorfológicas, dos terrenos que compõem as principais unidades tectônicas conhecidas no continente emerso, como os chamados: *Domínio Tectônico Cabo Frio* e o *Terreno Oriental*;

- vi. A segmentação do embasamento cristalino submerso da plataforma sul fluminense em compartimentos estruturais, evidenciados neste estudo por diferentes níveis topográficos e de perfil de mergulho na direção *offshore*, é bastante promissor para a análise de possíveis condicionantes estruturais na origem das variações de espessura da sucessão estratigráfica Pleistoceno-Holoceno na região. Esses aspectos estruturais do embasamento na plataforma poderão explicar possível implicação estrutural na criação de espaço de acomodação diferenciado para as sequências sedimentares marinhas na plataforma no sentido leste-oeste.
- vii. A orientação principal NE-SW das unidades estruturais do embasamento cristalino submerso individualizadas neste trabalho parecem concordar com algumas das principais feições tectônicas da região de estudo como os Riftes Litorâneos, os Riftes Marinhos e Inferidos, as rochas Supracrustais do Terreno Cabo Frio e o Embasamento do Terreno Cabo Frio propostos por Zalán & Oliveira, (2005); além do Alto Magnético de Santos (SMH) proposto por Stanton & Schmitt, (2015).
- viii. A orientação principal NE-SW das unidades estruturais do embasamento cristalino submerso individualizadas neste trabalho parecem concordar também com algumas das principais feições estruturais da região de estudo, como por exemplo, as falhas continentais de Zalán & Oliveira (2005), e também da CPRM (2007), os diques propostos por Zalán & Oliveira (2005) e Stanton & Schmitt (2015), e os lineamentos magnéticos e gravimétricos propostos por Stanton *et al.* (2014).
- ix. A Linha de Charneira Cretácea de Zalán & Oliveira (2005) e os Limites Tectônicos proximal e de estrangulamento de Stanton *et al.* (2014), parecem concordar com os dados obtidos uma vez que após esses limites não foi possível interpretar o embasamento que provavelmente se encontra mais profundo que a penetração sísmica do trabalho.
- x. O compartimento Sepetiba se mostrou com o embasamento mais profundo no estudo, o que corrobora para a subcompartimentação estrutural do Gráben da Guanabara, podendo ser interpretado como o Sub-gráben Guandu-Sepetiba de Zalán & Oliveira (2005).

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. D. (1976). *System of continental rifts bordering Santos Basin, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48, 15-26 p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). *Brazilian structural provinces: an introduction*. *Earth-Science Reviews*, 17 (1-2), 1-29 p.
- Applied Acoustic Engineering Limited. (1998). *Fundamentals of High Resolution Seismic Surveying Rev. A October*.
- Ashby, D. (2013). *Influences on continental margin development: a case study from the Santos Basin, Southeastern Brazil*. Tese de Doutorado. Durham University.
- Badley, M. E. (1985). *Practical Seismic Interpretation*. 266 p.
- Bittencourt, H. M. (2013). Análise sísmica dos paleoambientes sedimentares preservados na plataforma continental interna-média entre Niterói e Maricá (RJ). Monografia de conclusão de curso. Faculdades de Oceanografia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 40 p.
- Campos, N.S. (2013). Evolução estratigráfica da plataforma continental rasa adjacente ao complexo lagunar de Jacarepaguá- Rio de Janeiro – Brasil. Monografia de conclusão de curso. Faculdades de Oceanografia - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 65 p.
- Cherem, L. F. S., Varajão, C. A. C., Braucher, R., Bourlés, D., Salgado, A. A. R., & Varajão, A. C. (2012). *Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil*. *Geomorphology*, 173, 118-127 p.
- Coelho Netto, A. L. (1999). *Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes*. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 3(3), 21-48 p.
- Duarte, H. C., & Guerreiro, C. (2009). *High-resolution seismic reflection investigation of gas accumulation and seepage in the tidal channels of the Ria of Aveiro barrier lagoon (Portugal)*.
- Duchesne, M. J., & Bellefleur, G. (2007). *Processing of single-channel high-resolution seismic data collected in the St. Lawrence Estuary*. *Current Research*, D1.
- Ferrari, A. L. (2001). Evolução tectônica deo Graben da Guanabara. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Fernandes, N. F., Tupinambá, M., Mello, C. L., & de Peixoto, M. N. O. (2009). *Rio de Janeiro: a metropolis between granite-gneiss massifs*. In *Geomorphological Landscapes of the World* (pp. 89-100). Springer Netherlands.
- Fleming, F. P., Maia, R. M. C., Reis, A. T., Alves, E. C., Gorini, C., Silva, C. G., & Guerra, J. V. (2009). *Variability and Evolution of Shallow Continental Shelf Systems off Rio de Janeiro State, Santos Basin—Brazil*. *Journal of Coastal Research*, 617-621.
- Friederichs, Y.L., Reis, A.T., Silva, C.G., Toulemonde, B., Guerra, J.V. (2013). Arquitetura Sísmica do Sistema Fluvio-estuarino da Baía de Sepetiba Preservado na Estratigrafia Rasa da Plataforma Interna Adjacente, Rio de Janeiro. *Braz Jour of Geology*, 43, 1, 124-138.
- Gonzalez, V. S., Bierman, P. R., Fernandes, N. F., & Rood, D. H. (2016). *Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic <sup>10</sup>Be*. *Geomorphology*, 268, 54-63.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. D., & Bartorelli, A. (2012). *Geologia do Brasil. São Paulo, SP: Beca*.
- Heilbron, M., Eirado, L. G., & Almeida, J. (2014). Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1 :400.000. Programa Geologia do Brasil (PGB),

- Mapas Geológicos Estaduais. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte
- Heilbron, M., Ribeiro, A., Valeriano, C. M., Paciullo, F. V., Almeida, J. C. H., Trouw, R. J. A., & Silva, L. E. (2017). *The Ribeira Belt. In São Francisco Craton, Eastern Brazil* (pp. 277-302). Springer International Publishing.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. D. A. (2004). Província Mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 203-235.
- Hiruma, S. T., Modenesi-Gauttieri, M. C. & Riccomini, C. (2013). *Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences. Boreas*, Vol. 42, pp.
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., & Modenesi-Gauttieri, M. C. (2001). Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 375-384.
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M. C., Hackspacher, P. C., Neto, J. C. H., & Franco-Magalhaes, A. O. (2010). *Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. Gondwana Research*, 18(4), 674-687.
- Kearey, P. Brooks, M. Hill, I. (2002). Geofísica de exploração. Tradução: Coelho, M. C. M. 2009. São Paulo. p. 91-181
- Knapp, R. W. & Anderson, N. L. (1995). *Comparison of High-resolution and Conventional-resolution Seismic Data-Application to Cyclothem. BULLETIN-KANSAS GEOLOGICAL SURVEY*, 39-42.
- Maia, R. M. (2009). Arcabouço Estratigráfico e Ciclicidade Depositional dos Sistemas Sedimentares Plataformais ao Largo do Estado do Rio de Janeiro - Bacia de Santos. *Dissertação de Mestrado*, 144. Niterói, Rio de Janeiro, Brasil.
- Maia, R. M. (2014). Evolução Estratigráfica Cenozóica da Porção Norte da Bacia de Santos: Quantificação do Fluxo Sedimentar e da Subsidência Através da Análise Sísmica e de Modelagem Estratigráfica. *Tese de Doutorado em Cotutela*, 232. Niterói, Rio de Janeiro, Brasil.
- Maia, R., Reis, A., Alves, E., Silva, C., Guerra, J., Gorini, C., et al. (2010). *Architecture and Stratigraphic Framework of Shelf Sedimentary Systems Off Rio de Janeiro State, Northern Santos Basin-Brazil. Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 15-29.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., & Mount, V. S. (2001). *Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG bulletin*, 85(11), 1903-1924.
- Mio, E. D. (2005). Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos.
- Modenesi-Gauttieri, M. C., Hiruma, S. T., & Riccomini, C. (2002). *Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. Geomorphology*, 43(3), 257-271.
- Mohriak, U. W. (2003). Bacias Sedimentares da margem continental brasileira. In: A. Bizzi, C. Shobbenhaus, R. Vidotti, & J. Gonçalves, *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (pp. 150-152). Brasília: CPRM.
- Mohriak, U. W. & De Barros, A. Z. N. (1990). Novas evidências de tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4), 187 – 196 p.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 15(2), 531-549.
- Muehe, D., & Valentini, E. (1998). O Litoral do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-química. FEMAR, Rio de Janeiro, 123.

- Muehe, D., Lima, C., & Lins-De-Barros, F. M. (2006). Erosão e Progradação no litoral Brasileiro: Estado do Rio de Janeiro.
- Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., & Thomaz Filho, A. (2008). *Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. Journal of South American Earth Sciences, 25(1), 116-131.*
- Pereira, M. J., & Feijó, F. J. (1994). Bacia de Santos. Boletim de Geociências Petrobras, 8, 1, 219-234. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil: Petrobras.
- Poço, R. G. (2013). Estratigrafia Sísmica de Alta Resolução da Plataforma Sul Fluminense, Bacia de Santos (Últimos ~130 Ka). Monografia de Bacharelado. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Poço, R. G. (2015). Estratigrafia sísmica e paleodrenagem de sistemas deposicionais quaternários da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal Fluminense: Dinâmica dos Oceanos e da Terra. 277p.
- Rafaelsen, B. (2006). *Seismic resolution and frequency filtering. Univ. Tromso Lecture Series, Tromso, Norway.*
- Reis, A. T., Maia, R. M. C., Silva, C. G., Rabineau, M., Guerra, J. V., Gorini, C., ... & Tardin, R. (2013). *Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. Geomorphology, 203, 25-45.*
- Ribeiro, H. J. P. (2001). Estratigrafia de Sequencias: Fundamentos e aplicações. São Leopoldo. p. 43-70.
- Riccomini, C. (1989). O rift continental do sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C., & Assumpção, M. (1999). *Quaternary tectonics in Brazil. Episodes, 22, 221-225.*
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. Geologia do continente Sul-Americana: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 383-405.
- Ryan, H. (1994). *Ricker, Ormsby; Klander, Bntterwo-A Choice of Wavelets.*
- Saadi, A., Bezerra, F. H. R., Costa, R. D., Igreja, H. L. S., & Franzinelli, E. (2005). Neotectônica da plataforma brasileira. Quaternário do Brasil. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário/Holos Editora, 211-234.
- Salgado, A. A. A., Garcia, R.A., Boulès, D., Braucjer, R., Silva, J. R. (2016) *Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced <sup>10</sup>Be concentrations in river-borne sediments. Journal of South America Earth Sciences 67 89-99p*
- Santos, M. (2013). *Morphotectonics and Cenozoic sedimentation on Aiuroca Region – Mantiqueira Range (MG), Brazil. In: 8th International Conference on Geomorphology. Abstracts volume, Paris, p.208.*
- Salvador, E. D., & Riccomini, C. (1995). Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). Revista Brasileira de Geociências, 25(3), 151-164.
- Schmitt, R. D. S., Trouw, R., Van Schmus, W. R., Armstrong, R., & Stanton, N. S. G. (2016). *The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. Brazilian Journal of Geology, 46, 37-66.*
- Schmitt, R. D. S., Trouw, R. A. J., Van Schmus, W. R., & Passchier, C. W. (2008). *Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. Geological Society, London, Special Publications, 294 (1) , 279 – 296 p.*

- Sheriff, R. E. (1982). *Structural Interpretation of Seismic Data*. AAPG Continuing Education Course note Series No. 23. 73 p.
- Souza, I. A. D. (2008). Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista.
- Souza, L. A. P. (2006). Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Stanton, N., & Schmitt, R. (2015) *Onshore-offshore prolongation of structures between Campos and Santos Basins from aeromagnetic data*. 14th International Congresso f the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro.
- Stanton, N., Ponte-Neto, C., Bijani, R., Masini, E., Fontes, S., & Flexor, J. M. (2014). A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 141-154.
- Stanton, N., Schmitt, R., Galdeano, A., Maia, M., & Mane, M. (2010). *Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints*. *Tectonophysics*, 490(1), 15-27.
- Thomas, J., Triggia, A., Correia, C., Verotti, C., Xavier, J., Machado, J., ... & Pitombo, N. (2004). ES; GOUVÊA, PCVM; CARVALHO, RS e BARRAGAN, RV Fundamentos de Engenharia de Petróleo, Rio de Janeiro. *Interciência*.
- Zalán, P., & Oliveira, J. (2005). Origem e Evolução Estrutural do *Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil*. *Boletim de Geociências da Petrobras.*, 1, 269-300. Petrobras.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.