



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E ANÁLISE DE DADOS DE SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO NA PLATAFORMA CONTINENTAL NORTE DO RIO GRANDE DO NORTE: VALE INCISO DO RIO AÇU

Autor:

MOAB PRAXEDES GOMES

Orientadora:

**Dra. HELENICE VITAL
(PPGG/DG/UFRN)**

Co-orientador:

**Dr. JOSÉ WILSON DE PAIVA MACEDO
(PPGG/DFTE/UFRN)**

Dissertação n.º 72/PPGG

NATAL-RN, fevereiro de 2009.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E ANÁLISE DE DADOS DE SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO NA PLATAFORMA CONTINENTAL NORTE DO RIO GRANDE DO NORTE: VALE INCISO DO RIO AÇU

Autor:

MOAB PRAXEDES GOMES

Dissertação apresentada à
Universidade Federal do Rio
Grande do Norte como requisito
à obtenção do grau de Mestre em
Ciências da Terra.

Comissão Examinadora:

PROF. DR. HELENICE VITAL (*Orientador*)

PROF. DR. JOSÉ WILSON DE PAIVA MACEDO (*Co-orientador*)

DR. PEDRO XAVIER NETO (*PETROBRAS*)

Natal/RN, fevereiro de 2009.

***“A Jesus de Nazaré, meu melhor amigo, que
continua a me amar incondicionalmente”.***

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii

Capítulo 1 Introdução

1.1 Apresentação e Objetivos	1
1.2 Localização da Área de Estudo	3
1.3 Desenvolvimento dos Trabalhos	4

Capítulo 2 A Plataforma Continental no Cenozóico

2.1 Introdução	5
2.2 Geomorfologia da Plataforma Continental	5
2.2.1 Rochas Praiais (<i>beachrocks</i>)	7
2.2.2 Corpo Arenoso Marinho Raso Isolado	8
2.2.3 Sistema de Vales Incisos	9
2.3 O Cenozóico da Plataforma Continental	12
2.3.1 Terciário (Formação Tibau)	14
2.3.2 Tércio-Quaternário (Formação Barreiras)	14
2.3.3 Quaternário (Formação Potengi)	15
2.3.4 Sedimentologia da Plataforma Continental	15
2.3.5 Evolução Tectono-Sedimentar Cenozóica	17

Capítulo 3 Base de Dados

3.1 Introdução	20
3.2 Base de Dados	20
3.2.1 Dados Batimétricos	20
3.2.2 Dados de Sísmica Rasa	22
3.2.3 Imagens de Satélite	23
3.3 Dados Integralizados	24

Capítulo 4 Levantamento de Sísmica Rasa

4.1 Fundamentos	25
4.1.1 Propagação das Ondas Acústicas	26
4.1.1.1 Tipos de Onda	27
4.1.1.2 Interação das Ondas Sísmicas	29
4.1.2 Sismoestratigrafia em Sísmica Rasa	36
4.2 Equipamentos	38
4.2.1 Embarcação	38
4.2.2 Sistema de Posicionamento Global (GPS)	39
4.2.3 Sistema de Perfilagem de Subfundo	41
4.3 Levantamento Sísmico	46
4.3.1 Plano de Navegação	46
4.3.2 Testes de Equipamento	48
4.3.3 Operações de Aquisição	49

Capítulo 5 Fluxo de Processamento de Dados de Sísmica Rasa

5.1 Introdução	56
5.2 Fluxo de Processamento	57
5.2.1 Leitura dos Dados	59
5.2.2 Geometria do Dado	60
5.2.3 Análise Espectral do Dado	63
5.2.4 Ganho e Filtros	65
5.2.5 Deconvolução	72
5.2.6 Interpretação da Seção Sísmica	73
5.3 Conclusões	74

Capítulo 6 Análise dos Dados Sísmicos

6.1 Introdução	76
6.2 Morfologia de Superfície	77
6.3 Morfologia de Sub-Superfície	82
6.3.1 Seções de Plataforma Interna	83
6.3.2 Seções de Plataforma Média e Externa	87
6.4 Conclusões	92

Referências

Anexos

SUMÁRIO DAS FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo sobre a Bacia Potiguar no norte do RN, com detalhe nas isolinhas batimétricas sobre o paleovale do Rio Açu.	3
Figura 1.2 – Fluxograma dos trabalhos desenvolvidos na presente dissertação.	4
Figura 2.1 - Imagem <i>LandSat</i> 7 processada (Gomes, 2007), destacando as principais feições geomorfológicas (modificado de Vital <i>et al.</i> , 2008) sobre a Plataforma Continental norte do RN. A) Campos de Dunas longitudinais; B) Dunas subaquosas longitudinais paralelos a costa como em A; C) Paleocanais do Rio Açu (leste) e Rio Mossoró (oeste); D) Campos de Dunas transversais; E) Linhas de rochas praias (<i>beachrocks</i>); F) Corpo arenoso isolado.	6
Figura 2.2 – A) MDT/Imagem da linha de rochas praias localizado próximo a quebra da plataforma. B) Fotografia das rochas praias acima do nível do mar atual. (Foto: I. Cabral Neto). Modificado de Gomes (2007).	7
Figura 2.3 – A) Corpo arenoso submerso isolado – Alto da Croa; B) Campo de dunas transversais frente a Galinhos (Gomes, 2007).	9
Figura 2.4 – MDT da região do Rio Apodi e do seu paleovale sobre a plataforma, indicando possíveis sentidos dos rios que alimentavam o antigo vale.	10
Figura 2.5 – Imagem com batimetria e MDT da região do paleovale do Rio Açu sobre a plataforma.	11
Figura 2.6 – Carta estratigráfica do Neógeno proposta por Pessoa Neto (2003).	13
Figura 2.7 – Formação Potengi no topo, Fm. Barreiras e Fm. Tibau na base.	13
Figura 2.8 – Mapa Sedimentológico da Plataforma Continental. Área do paleovale do Rio Açu (Modificado de Vital <i>et al.</i> , 2008).	17
Figura 3.1 – Mapa de localização das estações batimétricas disponibilizado pelo GGEMMA com isolinhas batimétricas em escala de cores.	21
Figura 3.2 – Mapa de localização dos perfis sísmicos levantados pelo GGEMMA.	22
Figura 3.3 – Corte da cena 215/64 do sensor <i>ETM+/LandSat-7</i> . Composição colorida RGB_321 para porção terrestre e R1G2B2/1 mar.	23

Figura 4.1 – Métodos de Sísmica Rasa: Ecobatímetro, Multifeixe, Sonar de Varredura Lateral e Perfilador de Subfundo.	25
Figura 4.2 – Componentes do movimento de uma onda com propagação longitudinal.	26
Figura 4.3 – Espectro de Frequência das Ondas Sonoras.	27
Figura 4.4 – Tipos de ondas sísmicas: ondas de corpo (a) Ondas <i>P</i> e (b) Ondas <i>S</i> ; ondas superficiais (c) Ondas <i>Rayleigh</i> e (d) Ondas <i>Love</i> (Bolt, 1976).	28
Figura 4.5 – Demonstração da Lei de <i>Snell</i> para uma onda <i>P</i> incidente numa interface.	31
Figura 4.6 – Refletores sísmicos de um registro sísmico raso obtidos na Plataforma Continental Note do RN, área: Macau, com o perfilador de subfundo (0,5-6KHz).	33
Figura 4.7 – Seção sísmica com detalhe dos traços sísmicos no retângulo vermelho (<i>wigglemode</i>). A direita um traço selecionado mostrando a atenuação das amplitudes com a profundidade.	34
Figura 4.8 – Convolução entre o pulso sísmico e camadas com impedâncias distintas, resultando no traço sísmico sintético (Modificado de Gerhardt, 1998).	35
Figura 4.9 – Comparação dos níveis de detalhamento com a estratigrafia de seqüências.	36
Figura 4.10 – Foto do Navio Balizador Comandante Manhães - <i>H 20</i> .	39
Figura 4.11 – GPS portátil eTrex da Garmin com capa e cabo serial de comunicação de dados.	40
Figura 4.12 – GPS GP-31 da marca Furuno com antena externa, cabo de dados e de alimentação e adaptador AC/DC.	40
Figura 4.13 – Imagem do <i>software Discovery 3.33</i> .	41
Figura 4.14 – Estação de trabalho (amplificador/computador) <i>3200 XS Topside Processor</i> .	41
Figura 4.15 - Perfilador de sub-fundo do tipo <i>chirp</i> modelo <i>SB-512i (X-Star)</i> .	42
Figura 4.16 – Perfilador <i>X-Star</i> com hidrofone, projetor, capacitores e cabo de comunicação sensor/aplicador (<i>Towcable</i>) destacados.	44

Figura 4.17 – Correlação entre: tipo de fontes sísmicas, espectro de frequências emitido, energia da fonte acústica (kJ), profundidade de investigação. Modificado de Sousa (2006).	45
Figura 4.18 – Interface da área de trabalho do <i>GPS Track Maker</i> , programa utilizado para fazer as rotas e a navegação.	46
Figura 4.19 – Plano de rotas sobre o paleovale do Rio Açu para a perfilagem sísmica. Em vermelho o 1º dia; em azul o 2º dia de campanha.	47
Figura 4.20 – Teste dos flutuadores e verificação do registro.	49
Figura 4.21 – Esquema de montagem dos equipamentos de aquisição de sísmica rasa para o sistema <i>3200-XS</i> .	50
Figura 4.22 – GPS e repetidora do <i>LapTop</i> da navegação instalados no passadiço.	50
Figura 4.23 – Espaço disponibilizado para os trabalhos de pesquisa.	51
Figura 4.24 – Ferramenta <i>Sonar Control</i> para seleção do pulso e sua repetição por segundo.	52
Figura 4.25 – Planta do Navio utilizada para cálculo do <i>offset</i> . A distância entre a posição da antena, fixada no passadiço, até a popa foi de 26,6 metros.	53
Figura 4.26 - Pórtico de popa utilizado para içar o <i>X-Star</i> .	54
Figura 4.27 – (a) Flutuador danificado pela pressão contra a água quando rebocado. (b) Registro com forte ruído provocado por danos no <i>Spider</i> , componente interno do <i>X-Star</i> .	55
Figura 4.28 – Localização das linhas sísmicas levantadas durante a campanha SISPLAT.	55
Figura 5.1 - Área do trabalho, com isolinhas batimétricas do paleovale do Rio Açu, apresentando por linhas verdes os perfis sísmicos disponíveis e em vermelho o Perfil 16 selecionado para validar a proposta do fluxo de processamento.	57
Figura 5.2 – Fluxograma de Processamento geral e com operações suplementares para os dados sísmicos de alta resolução.	58
Figura 5.3 – Interface do programa mostrando a direção para importar e converter dados no formato interno do <i>ReflexW</i> .	59
Figura 5.4 – Opções para melhor visualização da primeira entrada de dados no <i>ReflexW</i> .	60

Figura 5.5 – Correção (geométrica) da localização dos traços sísmicos.	61
Figura 5.6 – Exemplo de seção sísmica com a remoção dos sinais da porção da lâmina d'água.	62
Figura 5.7 – Pulso sísmico de frequência modulada. Uma determinada faixa de frequências é emitido em um único pulso.	63
Figura 5.8 – Imagem do espectro de distribuição no domínio FK (frequência/nº de onda) mostrando a concentração das amplitudes significativas nas frequências entre 3 e 5 KHz.	64
Figura 5.9 – (a) Seção Sísmica; Histograma de frequências; Espectro Tempo vs. Frequência. (b) Seção Sísmica após o balanceamento espectral; Espectro Tempo vs. Frequência da seção balanceada; Histogramas de amplitude e de frequências.	65
Figura 5.10 – Detalhe da porção da seção sísmica do Perfil 8 escolhido para o processamento.	66
Figura 5.11 – Janela de entrada de parâmetros para o filtro de frequências passa-banda; demonstração no trecho sísmico de zonas de baixa e alta frequência; Esquema de filtros de frequência passa-baixa, passa-alta, passa-banda e <i>notch</i> .	67
Figura 5.12 – Comparação entre uma seção não filtrada e outra com a aplicação do filtro de frequências passa-banda (<i>Bandpassfrequency</i>).	67
Figura 5.13 – Comparação entre uma seção com ruído de alta frequência e outra filtrada com Passa-Baixa.	68
Figura 5.14 – Comparação entre a seção filtrada (Passa-Banda e Passa-Baixa) e outra sob o filtro <i>running average</i> (média entre três traços).	69
Figura 5.15 – Filtro de ganho que realça a amplitude de determinadas frequências.	70
Figura 5.16 - Comparação entre a seção sem aplicação de ganho e outra sob o filtro <i>AGC</i> .	71
Figura 5.17 – Atenuação da múltipla de fundo do mar através da deconvolução preditiva.	72
Figura 5.18 – Seção com a interpretação do Horizonte I, incisão holocênica/pleistocênica?.	73
Figura 6.1 – Mapa de Localização dos Perfis sísmicos levantados pelo GGEMMA.	76
Figura 6.2 – MDT/Imagem da região do paleovale do Rio Açu.	78

Figura 6.3 – Perfis batimétricos transversais ao paleovale do Rio Açu.	79
Figura 6.4 – Perfis batimétricos longitudinais ao paleovale do Rio Açu.	80
Figura 6.5 – Imagens <i>LandSat</i> destacando a suspensão de sedimentos sobre o paleovale do Rio Açu (resposta espectral clara) e na foz dos rios da região (resposta espectral escura).	81
Figura 6.6 - Seção longitudinal dos perfis 23, 24, e 25 na plataforma interna.	84
Figura 6.7 – Seção transversal dos perfis 20 e 21 na plataforma interna.	86
Figura 6.8 – Seção sísmica dos perfis longitudinais 27, 28, 29, 30 e 31.	88
Figura 6.9 – Seção Transversal do perfil 13 na plataforma média.	90
Figura 6.10 – Imageamento por Sonografia e Perfilagem de Subfundo e recifes de corais, confirmados por mergulho e filmagem submarina na borda oeste do paleovale.	91
Figura 6.11 – Bordas do vale inciso do Rio Açu.	93

RESUMO

Sobre a Plataforma Continental a norte do Estado do Rio Grande do Norte (NE do Brasil) está localizado um paleovale submerso durante o último glacial, que marca a continuação do rio mais importante desta área: o Rio Açu. Apesar do elevado nível de atividades de exploração da indústria petrolífera nessa região, existe pouca informação sobre sua estratigrafia rasa. Visando suprir esta lacuna, situada acima do Neógeno, realizou-se o levantamento sísmico de alta resolução com o perfilador de subfundo *X-Star* (*chirp*), o desenvolvimento de um fluxo de processamento para os dados levantados, e o reconhecimento da paleogeomorfologia da principal feição da área de estudo: o vale inciso do Rio Açu.

A aquisição dos dados sísmicos de alta resolução foi realizada em conjunto com o laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental – GGEMMA, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, atendendo ao projeto SISPLAT, onde a estrutura geomorfológica do paleovale do Rio Açu foi o alvo das investigações do levantamento. A aquisição dos dados geofísicos deu-se ao longo de seções longitudinais e transversais, que posteriormente foram submetidos ao processamento, até então pouco utilizado e/ou pouco abordado na literatura, o qual forneceu um resultado com qualidade muito superior ao dado bruto. Assim o fluxo proposto para dados foi desenvolvido e aplicado aos dados de *X-Star* (sensor acústico) utilizando os recursos disponíveis do programa *ReflexW 4.5*.

A arquitetura da superfície fluvial foi reproduzida a partir da integração de dados batimétricos (pré-existent) e imagens *LandSat 7*, gerando um Modelo Digital do Terreno para visualização tridimensional (3D), o qual foi utilizado para se fazer análises geométricas e correlacioná-las com a morfologia em subsuperfície.

Os resultados são expressos na análise das seções sísmicas que se estendem sobre a região do Vale Inciso do Rio Açu em toda a plataforma continental, fornecendo a identificação/quantificação de aspectos geométricos como profundidade, espessura, superfícies limítrofes e unidades sismoestratigráficas, que descrevem uma palaeomorfologia controlada por elementos estruturais e marcada pela influência da variação do nível do mar e do regime fluvial do antigo Rio Açu. A interpretação da evolução desse vale inciso traz informações que permitam descrições e interpretações mais precisas e forneçam subsídios para a compreensão de análogos de reservatórios.

ABSTRACT

On the modern Continental Shelf to the north of Rio Grande do Norte state (NE Brazil) is located a paleo-valley, submerged during the last glacial sea-level lowstand, that marks continuation of the most important river of this area (Açu River). Despite the high level of exploration activity of oil industry, there is few information about shallow stratigraphy. Aiming to fill this gap, situated on the Neogene, was worked a marine seismic investigation, the development of a processing flow for high resolution data seismic, and the recognition of the main feature morphology of the study area: the incised valley of the River Açu.

The acquisition of shallow seismic data was undertaken in conjunction with the laboratory of Marine Geology/Geophysics and Environmental Monitoring - GGEMMA of Federal University of Rio Grande do Norte – UFRN, in SISPLAT project, where the geomorphological structure of the Rio paleovale Açu was the target of the investigation survey. The acquisition of geophysical data has been over the longitudinal and transverse sections, which were subsequently submitted to the processing, hitherto little-used and / or few addressed in the literature, which provided a much higher quality result with the raw data. Once proposed for the flow data was developed and applied to the data of X-Star (acoustic sensor), using available resources of the program ReflexW 4.5

A surface fluvial architecture has been constructed from the bathymetric data and remote sensing image fused and draped over Digital Elevation Models to create three-dimensional (3D) perspective views that are used to analyze the 3D geometry geological features and provide the mapping morphologically defined.

The results are expressed in the analysis of seismic sections that extend over the region of the continental shelf and upper slope from mouth of the Açu River to the shelf edge, providing the identification / quantification of geometrical features such as depth, thickness, horizons and units seismic stratigraphic area, with emphasis has been placed on the palaeoenvironmental interpretation of discordance limit and fill sediment of the incised valley, control by structural elements, and marked by the influence of changes in the sea level. The interpretation of the evolution of this river is worth can bring information to enable more precise descriptions and interpretations, which describes the palaeoenvironmental controls influencing incised valley evolution and preservation to provide a better comprehensive understanding of this reservoir analog system.

AGRADECIMENTOS

Expresso minha gratidão a Profa. Dra. Helenice Vital e ao Prof. Dr. José Wilson de Paiva Macedo pela oportunidade e pelas contribuições ao desenvolvimento desta Dissertação de Mestrado. Ao Geofísico Pedro Xavier (Petrobras) pelo direcionamento no processamento dos dados. A esses por seus ensinamentos e vivência concedidos, pela confiança e amizade dedicada.

A todos os professores e funcionários da UFRN integrados ao Departamento de Geologia e ao Programa de Pós-Graduação e Geodinâmica e Geofísica, por participarem diretamente ou indiretamente da formação acadêmica de seus discentes. Agradeço aos meus amigos de curso pelas experiências acrescentadas, em especial aos amigos do GGEMMA, que são verdadeiros adjutores nas responsabilidades assumidas.

Agradeço a ANP-PRH22 pela bolsa de mestrado a mim concedida; à tripulação do Navio Balizador Comandante Manhães (SSN-3) e equipe do GGEMMA pela ajuda durante o levantamento de dados em campo. Esta pesquisa foi realizada com suporte financeiro dos projetos SISPLAT e POTMAR (REDE 05 FINEP-CTPETRO-PETROBRAS) e grant CNPq numero 312275_2006-4.

Estendo agradecimentos aos meus familiares, amigos, e aos meus numerosos irmãos, aos quais eu tanto amo. Em particular, ao meu querido pai Maurício e minha amada mãe Amilre. Obrigado pela concessão de recursos infindos na minha vida e pelos valiosos momentos fraternais proporcionados, em demasia, no total apoio emotivo fornecido. A Renata Arnaud por sua agradável presença e constante incentivo, em todos os momentos, inclusive na elaboração desta Dissertação. Eles são canais de felicidade para minha vida, verdadeiramente um presente de Deus, sinceramente eu os amo.

Finalmente, a Aquele que me amou com a própria vida, mesmo eu sendo tão imperfeito, pela viva esperança, a minha mais profunda gratidão. Ao meu amigo JESUS pela paz que excede a todo entendimento.

Moab Praxedes Gomes

1 Introdução

1.1 Apresentação e Objetivos

A margem continental é uma região propícia para a acumulação de recursos minerais energéticos. As bacias marginais brasileiras apresentam-se com grande potencial gerador e acumulador de petróleo, tendo sido formadas em sua grande maioria durante o processo de abertura do Oceano Atlântico Sul e Equatorial. O conhecimento técnico-científico do potencial mineral do fundo dos oceanos, incluindo o mapeamento das ocorrências e o desenvolvimento das técnicas de exploração e exploração mineral em áreas submersas determinam quais os países detêm tal valor. O Brasil como um país costeiro tem uma enorme responsabilidade de colocar-se na vanguarda deste conhecimento (Política Nacional para os Recursos do Mar - PSRM 2006). Devido ao crescente interesse por áreas plataformais, muitos estudos têm utilizado os métodos de geofísica rasa ou de alta resolução. Entre as diversas aplicações deste tipo de estudos destaca-se a caracterização da estratigrafia rasa desse ambiente (*e.g.* Schwarzer *et al.*, 2006; Souza, 2006; Gomes *et al.*, 2008, 2008b; Vital *et al.*; 2008), sendo a sísmica de alta resolução um dos principais métodos empregados.

Esta Dissertação consiste em um conjunto de atividades desenvolvidas para a realização de um levantamento sísmico de alta resolução, utilizando a técnica de perfilagem de subfundo. Tem como objetivo geral a caracterização geológico-geomorfológica sistemática da plataforma continental direcionada a uma melhor compreensão dos análogos de reservatórios de hidrocarbonetos, e como objetivos específicos: i) o levantamento sísmico de alta resolução com o perfilador de subfundo *X-Star*; ii) o desenvolvimento de um fluxo de processamento para os dados levantados; iii) e o reconhecimento da paleogeomorfologia da principal feição da área de estudo: o vale inciso do Rio Açu.

A aplicação de um fluxo de processamento aos dados de sísmica rasa baseou-se em critérios fundamentais (comportamento de uma onda de alta frequência, impedância acústica do meio, funcionamento dos filtros, tipo de ganho, etc), os quais possibilitaram a obtenção de um resultado com qualidade muito superior ao dado bruto. O processamento desses dados, até então pouco utilizado como prática comum de utilização dos dados, ou

pouco abordado na literatura, diferencia-se em muitos aspectos do processamento utilizado na sísmica convencional, assim o fluxo proposto foi aplicado aos dados de perfilagem de subfundo, utilizando os recursos disponíveis do programa *ReflexW 4.5*, para se obter a parametrização do processamento, contando com etapas básicas necessárias para um fluxo geral e alguns processos suplementares que podem ser utilizados a fim de melhorar a performance do processamento (tempo de máquina) e/ou da qualidade dos dados. Além dos fins da interpretação dos dados também é possível fazer avanços significativos na configuração da aquisição, melhorando, por exemplo, a frequência de aquisição, o intervalo entre os traços, o tempo de registro, etc.

Esta pesquisa esta inserida nos objetivos do Projeto SISPLAT (REDE 05/FINEP/CTPETRO/PETROBRAS/MB-SSN3). Os resultados obtidos darão suporte ao monitoramento ambiental da atividade de exploração de petróleo e gás, bem como ao desenvolvimento de modelos deposicionais marinhos rasos tropicais e de alta energia. Neste sentido o estudo de análogos recentes constitui-se em uma das ferramentas empregadas para caracterização deposicional dos campos de petróleo.

1.2 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está inserida no arcabouço geológico da Bacia Potiguar imersa de idade Meso-Cenozóica, que repousa discordantemente sobre um embasamento Proterozóico. A principal feição geomorfológica de interesse é o paleovale do Rio Açu, um vale inciso sobre a Plataforma Continental entre a foz do Rio Açu e a quebra da plataforma (Pessoa Neto, 2003; Gomes *et al.*, 2008; Vital *et al.*, 2008), onde foi realizado o levantamento sísmico. Geograficamente a área encontra-se no litoral setentrional do Rio Grande do Norte no extremo leste da margem equatorial brasileira, adjacente ao município de Macau (Figura 1.1).

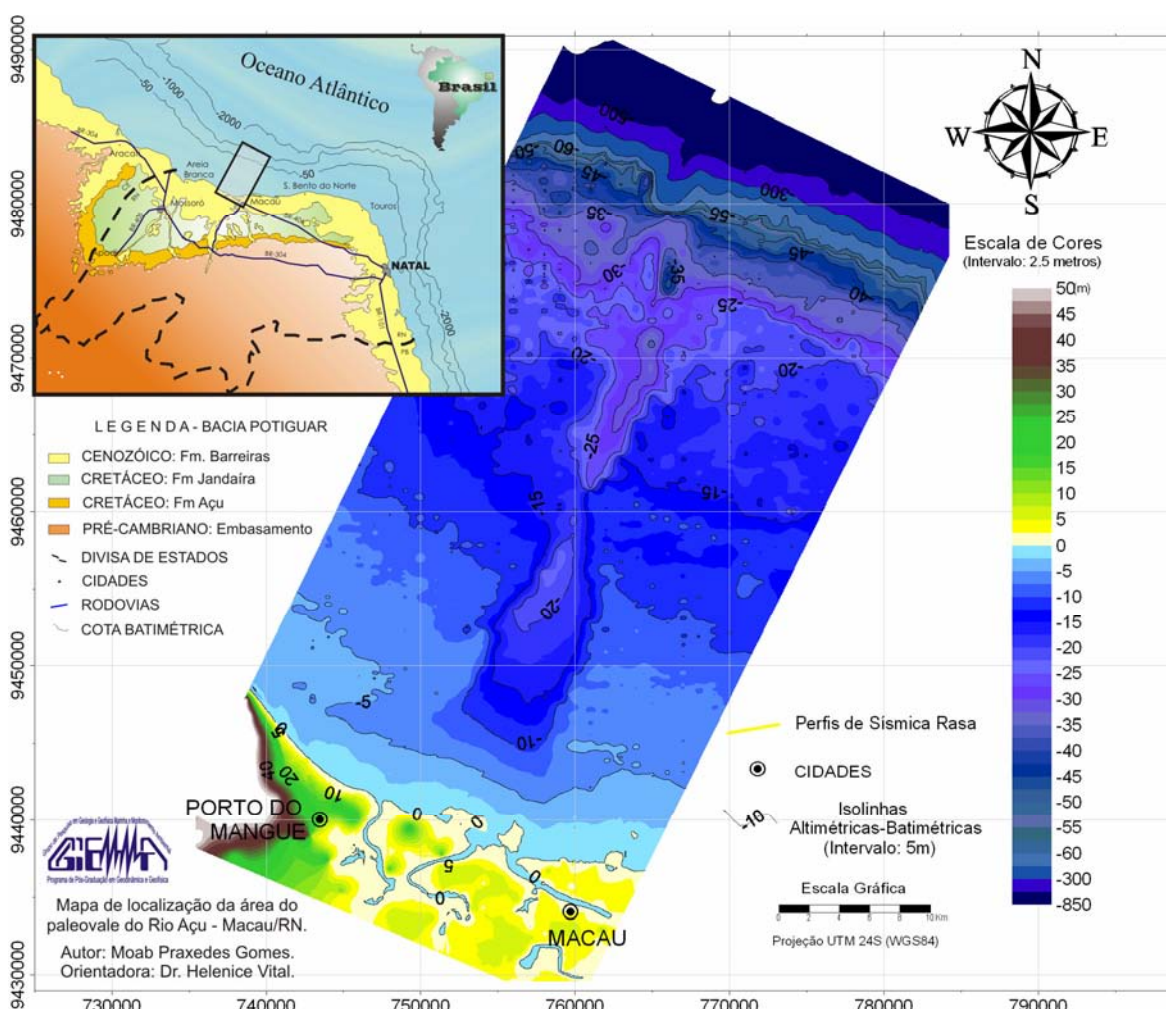


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo sobre a Bacia Potiguar no norte do RN com detalhe nas isolinhas batimétricas sobre o paleovale do Rio Açu.

1.3 Desenvolvimento dos Trabalhos

O desenvolvimento do trabalho pode ser descrito em seis etapas (Figura 1.2): Etapa 1 – Revisão Bibliográfica; Etapa 2 – Planejamento de Campo; Etapa 3 – Atividades de Campo; Etapa 4 – Processamento de Dados; Etapa 5 – Análise dos Dados; Etapa 6 – Conclusões. Em síntese, as etapas são descritas como: Planejamento de aquisição dos dados geofísicos ao longo de seções longitudinais e transversais na área de estudo; compreensão das rotinas do processamento aplicado na sísmica convencional e GPR, adaptando-as à sísmica rasa; a interpretação de linhas sísmicas de alta resolução visando identificar/quantificar aspectos geométricos como profundidade, espessura e superfície das interfaces; e fornecer uma síntese paleogeomorfológica das seções sísmicas interpretadas.

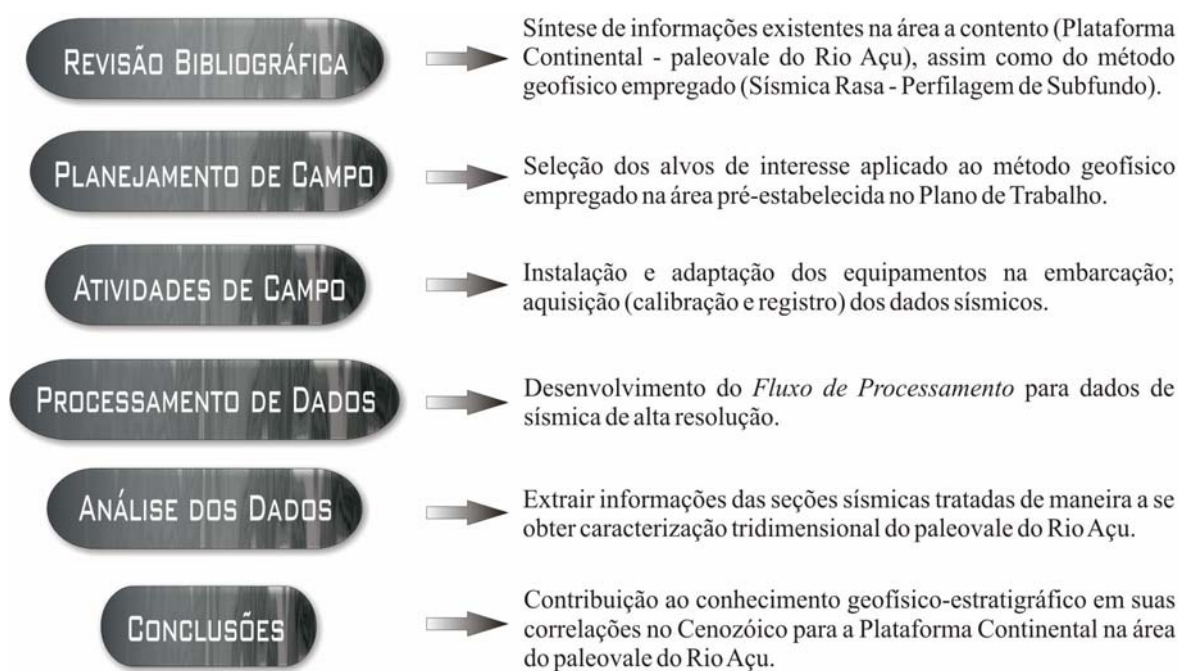


Figura 1.2 – Fluxograma dos trabalhos desenvolvidos na presente dissertação.

2 A Plataforma Continental no Cenozóico

2.1 Introdução

A Plataforma Continental norte do Rio Grande do Norte compreende a extensão imersa da Bacia Potiguar e é caracterizada como uma plataforma mista composta por uma cobertura de sedimentos siliciclásticos, biosiliciclásticos e carbonáticos (Vital *et al.*, 2005), que abriga diversos compartimentos de relevo como dunas submersas, bancos de recifes de corais e rochas praias (*beachrocks*), vales incisos, dentre outros que configuram a atual exposição da bacia (Costa Neto, 1997; Testa e Bosence, 1998, 1999; Gomes, 2007; Vital *et al.*, 2008). Apresenta rochas sedimentares do Neógeno, composta por três unidades litoestratigráficas denominadas Formação Tibau (arenitos e conglomerados), Formação Guamaré (calcários) e Formação Ubarana (folhelhos marinhos). Estas unidades compõem um grande ciclo regressivo iniciado no Neocampaniano, estendendo-se até o Holoceno, formando um sistema costeiro-plataforma-talude-bacia (Pessoa Neto, 2003).

O intervalo cronoestratigráfico estudado preenche a lacuna existente entre os trabalhos acima citados, onde foram observados horizontes de incisão do vale do Rio Açu, seu preenchimento e uma relíquia superficial. Os itens a seguir utilizam dados pré-existentes e são complementados pelos dados adquiridos e analisados nesta pesquisa.

2.2 Geomorfologia da Plataforma Continental

A visualização e interpretação das principais feições da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte baseia-se na caracterização geomorfológica obtida na literatura (Vital *et al.*, 2005, 2008; Lima e Vital, 2006; Tabosa, 2006; Tabosa e Vital, 2006; Tabosa *et al.*, 2007), sintetizada por Gomes (2007) através da integração de dados batimétricos e imagens orbitais na geração de Modelos Digitais de Terreno e complementadas com resultados deste trabalho.

O ambiente marinho estudado apresenta fisiografia de plataforma continental e talude, com um máximo de 43 km de largura entre Areia Branca e São Bento do Norte, limitada pela linha de costa e estendendo-se em direção ao talude, com transição em profundidades entre de 40 e 60 m. A Plataforma pode ser dividida em plataforma interna, média e externa com base na caracterização geomorfológica e sedimentológica (ver

Figuras 2.1; 2.5 e 2.9). A plataforma interna é limitada pela isóbata de 15 m com relevo suave envolvendo extensos campos de dunas longitudinais, com predominância de sedimentos siliciclásticos; a plataforma média está limitada entre as isóbatas de 15 m e 25 m, caracterizada pela ocorrência mista de sedimentos e dunas transversais; a plataforma externa é estreita com declividade superior a plataforma média e limita-se entre as isóbatas de 25 até 40 m de profundidade. Essa região apresenta predominância de sedimentos bioclásticos. Do limite externo da plataforma ao início da planície abissal, ocorre gradualmente um desnível superior a 2000 m sobre o talude e o sopé continental.

As principais feições submarinas observadas sobre a plataforma continental são: região de dunas subaquosas (a oeste da área, campos de dunas de Galinhos e dunas longitudinais frente a Diogo Lopes); campo de dunas longitudinais na plataforma interna; os vales incisos do Rio Açú e do Rio Apodi-Mossoró (os rios mais importantes da região); dunas transversais na plataforma média; rochas praias (*beachrocks*); e corpo arenoso marinho raso isolado (Coroa das Lavadeiras a leste da área) (Figura 2.1).

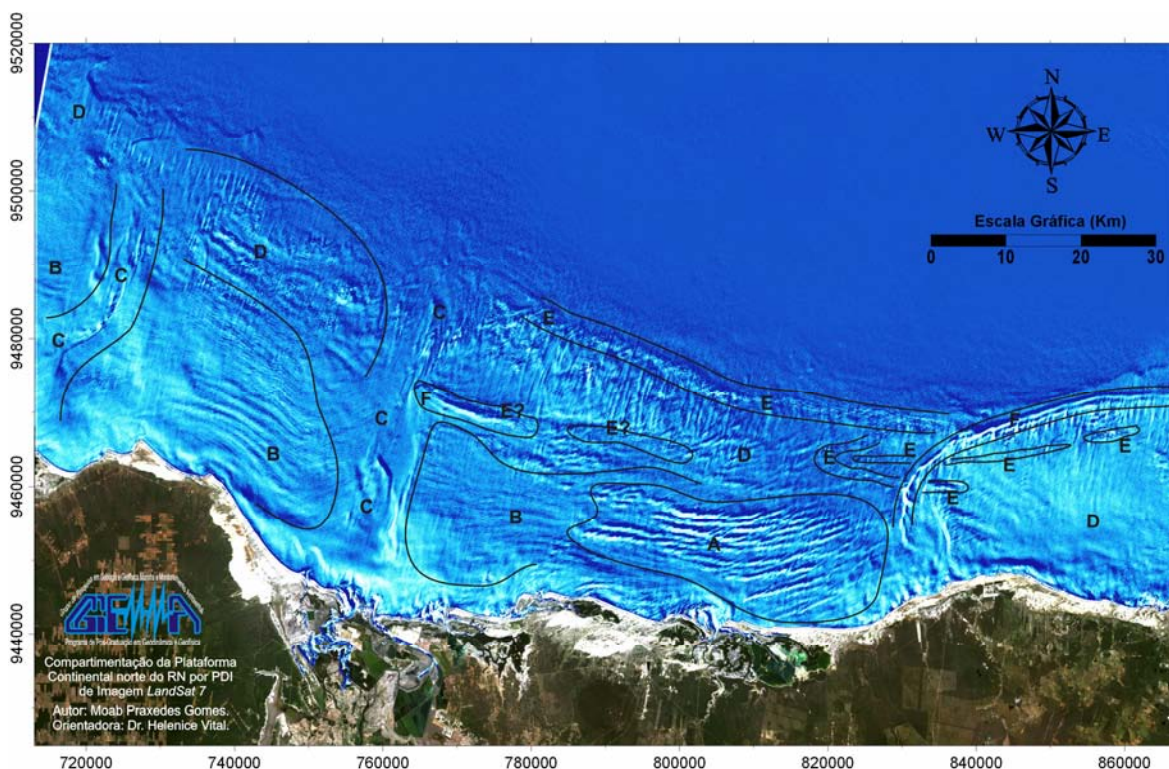


Figura 2.1 - Imagem *LandSat7* processada (Gomes, 2007), destacando as principais feições geomorfológicas (modificado de Vital *et al.*, 2008) sobre a Plataforma Continental norte do RN. A) Campos de Dunas longitudinais; B) Dunas subaquosas longitudinais paralelos a costa como em A; C) Paleocanais do Rio Açú (leste) e Rio Mossoró (oeste); D) Campos de Dunas transversais; E) Linhas de rochas praias (*beachrocks*); F) Corpos arenosos isolados.

2.2.1 Rochas Praiais (*beachrocks*)

A identificação das rochas praias (*beachrocks*) na plataforma é de grande importância na correlação entre a variação do nível do mar e a incisão do paleovale, pois representam antigas linhas de costa (originadas nas zonas de intermaré). A cimentação das rochas praias é feita por carbonato de cálcio e ocorre num processo rápido em períodos de 10 a 15 anos, preservando a evidência da posição do nível relativo do mar para a sua formação.

As linhas de rochas praias (Figura 2.1-E e 2.2) identificadas, em geral estão dispostas na direção E-W. Alguns destes afloramentos submarinos são interceptados e cobertos pela deposição sedimentar na região ao longo da Coroa das Lavadeiras (Figura 2.1-F e 2.3) e seguem em direção ao Alto de Touros. Alguns afloramentos com mesma resposta espectral são identificados em frente a Diogo Lopes distando cerca de 17 km da linha de costa atual. Devido à inclinação (basculamento) e a cobertura por sedimentos dos blocos das rochas praias, estes se apresentam na imagem de satélite mais estreitos do que em sua largura real, o que pode ser comprovado com fotografias subaquáticas e registro batimétrico. O lineamento mais extenso localiza-se próximo a quebra da plataforma, com expressão contínua entre a Coroa das Lavadeiras, em frente à região de São Bento do Norte, e o vale inciso do Rio Açú. Este lineamento apresenta um desnível batimétrico na sua região a leste, próximo a Coroa das Lavadeiras (Minhoto), podendo ser de origem neotectônica, chegando a aflorar acima do nível relativo do mar atual (Figura 2.2-B).

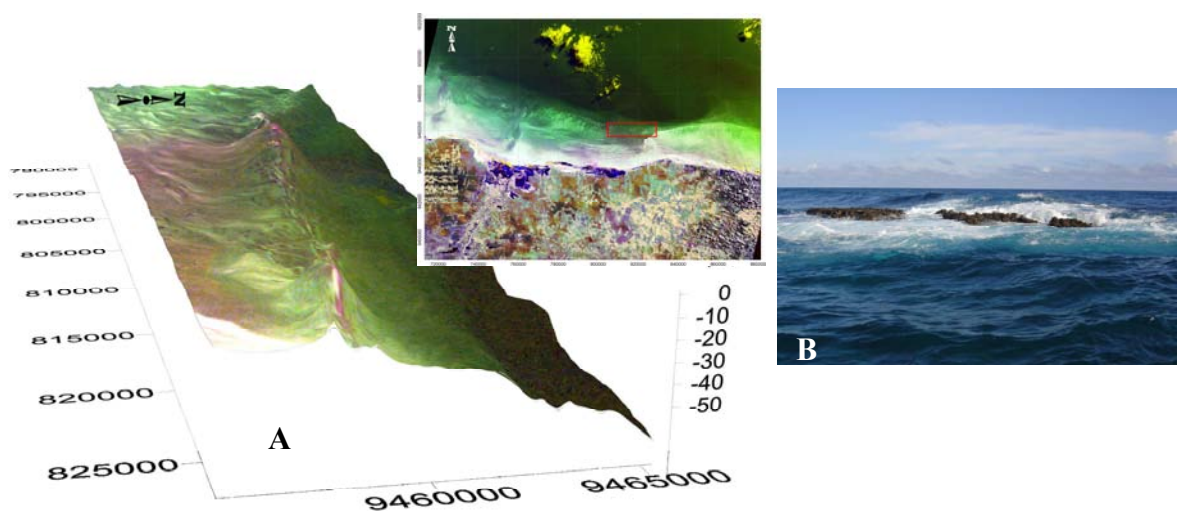


Figura 2.2 – A) MDT/Imagem da linha das rochas praias localizadas próximo a quebra da plataforma. B) Fotografia das rochas praias acima do atual nível do mar. (Foto: I. Cabral Neto). Modificado de Gomes (2007).

2.2.2 Corpo Arenoso Marinho Raso Isolado

No trecho da plataforma localizado próximo a São Bento do Norte e a Ponta dos Três Irmãos é observado na morfologia de fundo uma feição conhecida localmente como “Coroa das Lavadeiras” (Figura 2.1-F e 2.3). Esta feição pode ser geomorfologicamente caracterizada como um corpo arenoso marinho raso isolado (Tabosa, 2006; Tabosa e Vital, 2006; Vital *et al.*, 2008). Apresenta-se como um alto em forma curva posicionado paralelamente a linha da costa com mudança de direção do seu contorno para sudoeste, por vezes se sobrepondo a linhas de rochas praias.

As estruturas sedimentares observáveis através de imagens de satélite são interpretadas como o retrabalhamento dos sedimentos através das correntes, provocando deposição ou erosão, deixando a água turva. As diversas formas de feições submarinas são modeladas pela ação de correntes indicando que os tipos de feições e suas formas (transversais e longitudinais) dependem da velocidade do fluxo e do tipo de sedimento recobrimo a plataforma. No entanto, a Coroa das Lavadeiras, formada na extremidade oeste do Alto de Touros, resulta numa barreira para o transporte sedimentar (Tabosa e Vital, 2006). Esse obstáculo, juntamente com a fraca contribuição de sedimentos pelos rios, proporciona a pequena quantidade de sedimentos em suspensão na plataforma. A não-deposição desses sedimentos e a atenuação da força das correntes oriundas do atlântico contribuem para uma melhor preservação das paleofeições e uma melhor visualização por imagens orbitais.

É observado um campo de dunas subaquosas que se desenvolvem a oeste da Coroa das Lavadeiras, porém com menor amplitude batimétrica (Figura 2.1-A e 2.3). Essas dunas apresentam-se orientadas longitudinalmente na direção NE-SW, sendo formas de leito simétricas e assimétricas de grande comprimento de onda, que indicariam sentido das correntes sobre a plataforma para NW. Segundo dados de três estações oceanográficas (sensores tipo S4) instaladas sobre a plataforma, somente a estação próxima a Coroa das Lavadeiras apresentou, no ano de 2004, correntes predominantes na direção NE, as outras duas estações localizadas frente à Guamaré indicaram direções predominantes no sentido W e NW (Vital *et al.*, 2008). As dunas simétricas apresentam comprimento variando de 100-500 m e altura entre 0,5-3 m, as assimétricas apresentam comprimento variando de 60-190 m e altura entre 0,5-1m, e distância máxima entre cristas é de 1,5 Km (Gomes, 2007).

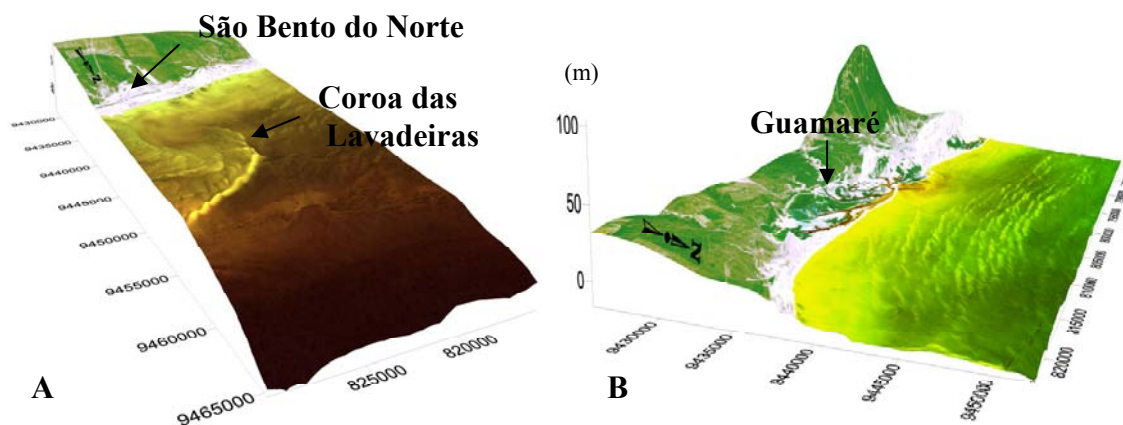


Figura 2.3 – A) Corpo arenoso submerso isolado – Coroa das Lavadeiras; B) Campo de dunas transversais frente a Galinhos (Modificado de Gomes, 2007)

Lateralmente a esse campo de dunas e a borda leste e oeste do paleovale do Rio Açú, na extensão da plataforma interna, ocorre dunas longitudinais (Figura 2.1-B), que apresentam uma extensão contínua e paralela à linha de costa, estendendo-se desde a profundidades de 2 m até o início da plataforma média. A morfologia de cristas e cavas com larguras variando 300 e 800 m, alturas entre 1 e 3 m e comprimento entre 300 e 1500m.

Na plataforma média observa-se um padrão de dunas transversais perpendiculares a linha de costa (Figura 2.1-D), diferindo dos demais padrões já citados. Essas dunas também podem ser observadas através de imagens de satélite sobre a plataforma adjacente, a Plataforma de Aracati (Oliveira, 2008), e sobre o Alto de touros (Viana *et al.*, 1991; Testa, 1998). Sua origem ainda é pouco discutida, mas pode estar ligada a correntes mais profundas que atingem a borda da plataforma.

2.2.3 Sistema de Vales Incisos

Sobre esta porção da plataforma são identificados dois expressivos vales incisos, que recebem o nome dos dois principais rios da estrutura hidrográfica da planície costeira meio-norte do RN: Rio Piranhas-Açú e Rio Apodi-Mossoró. Estão situados perpendicularmente à costa em áreas de baixo gradiente em direção ao mar, onde formam superfícies de inundação planas a suavemente inclinadas (planície de maré e fluvio/estuarina).

O Rio Apodi-Mossoró é o segundo rio de maior importância do Estado, devido à sua extensão. Com nascente localizada na serra de Luís Gomes (RN), passa pelos municípios localizados na chapada do Apodi e pela cidade de Mossoró, despeja suas águas no Oceano Atlântico, entre os municípios de Grossos e Areia Branca.

O paleovale do rio Apodi-Mossoró sobre a plataforma (Figura 2.1-C e 2.4) esteve ligado, em situação de nível de mar baixo, a pelo menos três rios. Provavelmente o arrasamento das isóbatas das extremidades desses canais foi causado por aumento de espaço de acomodação e, conseqüentemente, deposição de sedimentos fluviais, retrabalhados na costa por agentes marinhos constituindo deltas costeiros. Lima (2006) e Lima e Vital (2006) descreve as características morfológicas do paleocanal, onde indica duas direções para o canal (NW-SE e NE-SE) e profundidades máximas de 30 m, e afirma que apresenta as mesmas direções das principais feições estruturais observadas no continente.

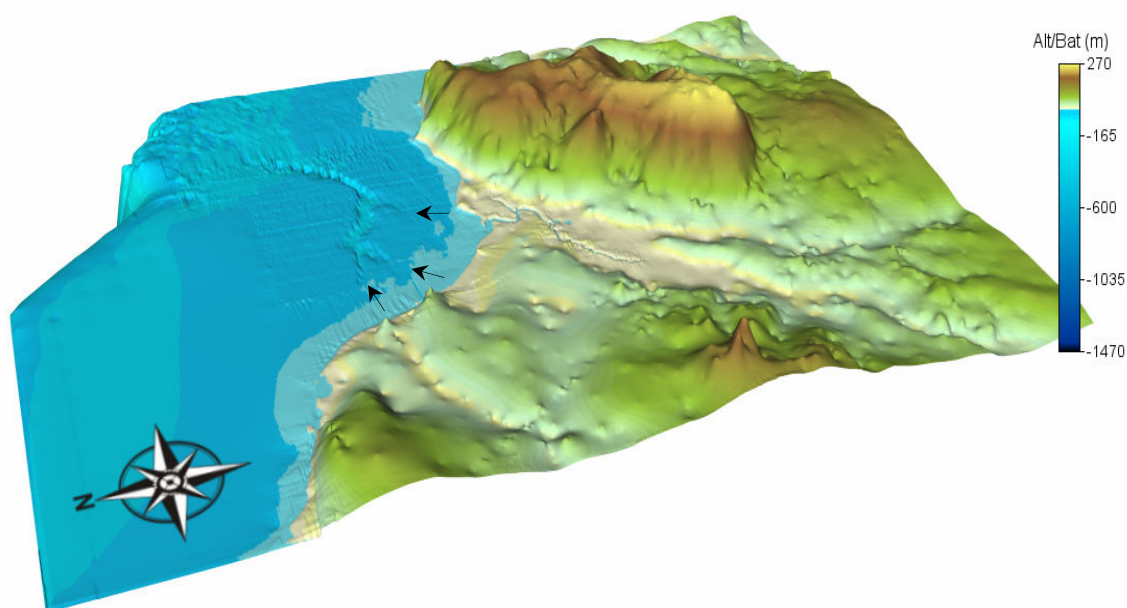


Figura 2.4 – MDT da região do Rio Apodi e do seu paleovale sobre a plataforma, indicando os possíveis sentidos dos rios que alimentavam o antigo vale.

O Rio Piranhas-Açu nasce na Serra do Bongá (PB), com o nome de Piranhas, recebendo águas dos rios Piancó e Peixe. Entra no RN pelo município de Jardim de Piranhas, passando a receber as águas de todos os rios que formam a bacia da região do Seridó. O rio Piranhas é o mais importante do Estado, represado pela Barragem Engenheiro Armando Ribeiro Gonçalves, o rio continua o seu curso exorréico, agora com

o nome Piranhas-Açu, indo desaguar no Oceano Atlântico, nas imediações da cidade de Macau.

A depressão deste grande rio moderno, o Rio Açu, estende-se desde a foz até a borda da plataforma, onde é identificado um canal imerso (Figura 2.5), atingindo profundidades máximas de 32 m ainda em plataforma, sua continuidade também escava o talude, nesse ponto distando 35 km da foz e mantendo a mesma orientação NNE do atual.

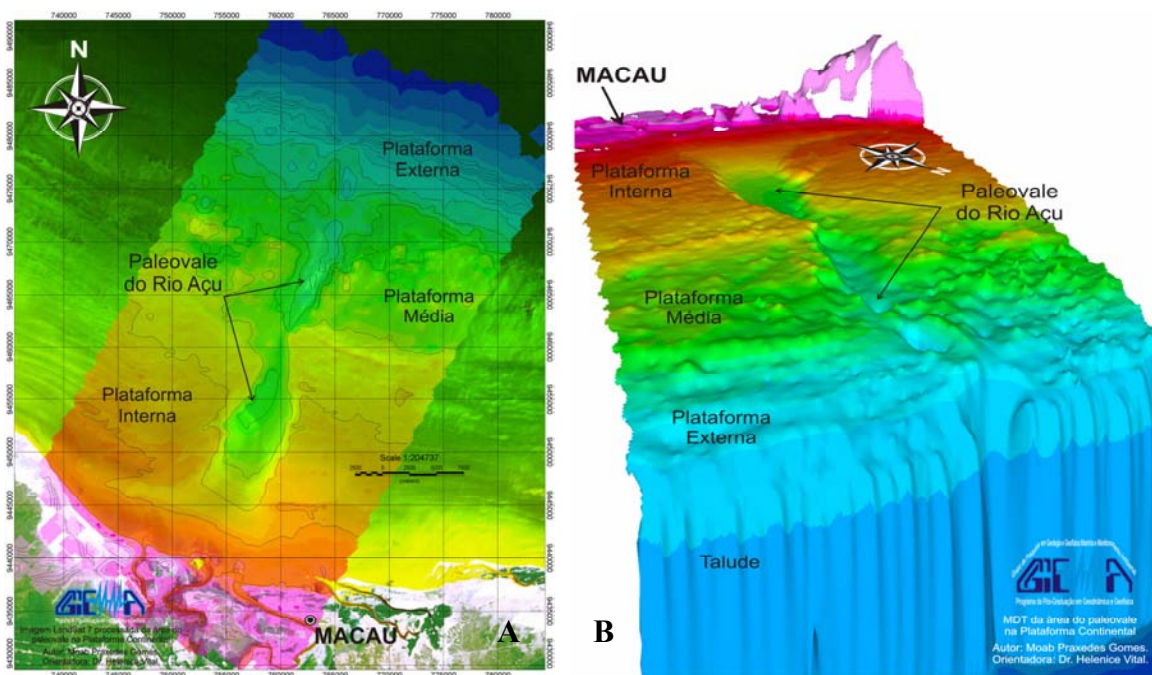


Figura 2.5 – (A) Imagem com batimetria e (B) MDT da região do paleovale do Rio Açu sobre a plataforma interna (tons vermelho-amarelados), média (tons verdes) e externa (tons azuis).

Esses dois grandes rios são interpretados como vales incisos formados em situação de queda do nível do mar, e posteriormente preenchidos por sedimentos pleistocênicos e holocênicos (Schwarzer *et al.*, 2006; Lima, 2006; Lima e Vital 2006; Vital *et al.*, 2008), que na superfície do interior do vale do Açu são compostos por lama terrígena (proximal) e mudam para lama carbonática nas porções mais distais da plataforma (Vital *et al.*, 2005, 2008). Uma abordagem mais detalhada sobre a morfogenese do paleocanal do Rio Açu sobre a plataforma, a correlação com eventos de rebaixamento relativo do nível do mar (regressão marinha), e comentários sobre o sistema deposicional encontram-se no capítulo de “Análise dos Dados Sísmicos”.

2.3 O Cenozóico na Plataforma Continental

A região litorânea e de plataforma no norte do RN conformam a atual exposição da Bacia Potiguar imersa e emersa, que constitui um espaço caracterizado por coberturas sedimentares cenozóicas, de planície de maré, lagunas, restingas, dunas, praias, etc. A área de estudo abrange unidades da Era Cenozóica da plataforma continental, seu substrato é constituído pelas formações terciárias presentes na zona costeira, e também a cobertura sedimentar quaternária que corresponde à porção superficial da plataforma continental.

O conhecimento das unidades presentes na estratigrafia rasa da Bacia Potiguar revela sua importância ao considerar o caráter evolutivo no Cenozóico sobre o ambiente plataformal em termos de aporte sedimentar, sistemas deposicionais, variação do nível do mar, neotectônica, etc. A correlação cronoestratigráfica entre a profundidade de investigação do método aplicado neste trabalho e as seqüências subseqüentes foi inferida/continuada do escopo dos trabalhos apresentados por Vital *et al.* (2005) e Pessoa Neto (1999). Pessoa Neto propôs um modelo deposicional para a plataforma mista no arcabouço estratigráfico entre o Mioceno Inferior e Superior utilizando dados de sísmica convencional e de poço vinculados a perfis litológicos de poços, resultando na carta estratigráfica para o neógeno (Figura 2.6). No entanto, tal caracterização não compreendeu unidades tercio-quaternárias e quaternárias, onde são identificadas interfaces que preenchem a lacuna de informação posterior ao Mioceno. Tais unidades são provavelmente encontradas nos registros de sísmica rasa, que alcança profundidades entre 20 e 200m; na área de estudo esses valores chegam a 60m de profundidade.

As principais unidades cenozóicas que se espera encontrar pela sísmica rasa no substrato plataformal são conhecidas em ambiente costeiro: Formação Potengi, Formação Barreiras e Formações do Grupo Agulha (p. 14), além de sedimentos superficiais. As rochas da Formação Barreiras correspondem a um arenito grosso, com porções mais argilosas e com alguns níveis conglomeráticos. Em contato com a Formação Potengi sotoposto está marcado por uma porção lateritizada, e com a Formação Tibau (principal formação do Grupo Agulha para o cenozóico), o contato é marcado, macroscopicamente, pela mudança de coloração: do esbranquiçado da Formação Tibau para uma coloração amarelada da Formação Barreiras (Figura 2.7).

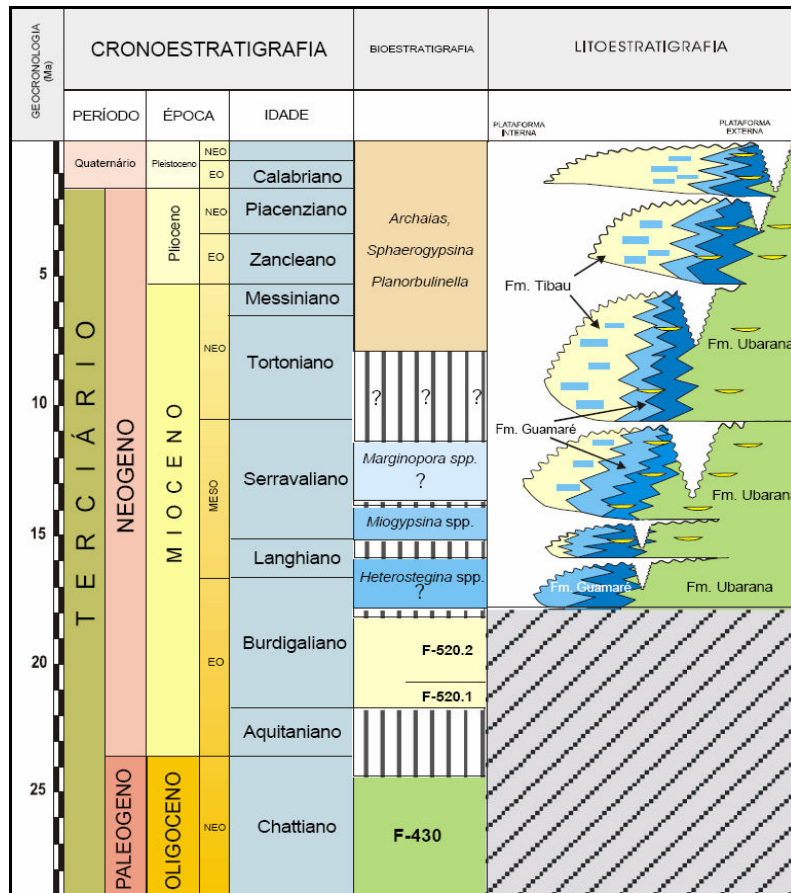


Figura 2.6 – Carta estratigráfica do Neógeno proposta por Pessoa Neto (2003).



Figura 2.7 – Formação Potengi no topo, Fm. Barreiras e Fm. Tibau na base.

2.3.1 Terciário (Formação Tibau)

Este período envolve rochas sedimentares clásticas e carbonatadas do Grupo Agulha (Araripe e Feijó, 1994) depositadas sob ambiente de alta a baixa energia, constituída pelas Formações Ubarana, Guamaré e Tibau. Sua idade está compreendida entre o Neocampaniano (fim do Mesozóico, a partir de 83 Ma) e o Holoceno, encontrando-se lateralmente interdigitado com o Grupo Apodi e com a Formação Barreiras. A Formação Ubarana constitui-se de folhelhos e argilitos, intercalados por camadas delgadas de arenito muito fino a grosso, siltitos e calcarenitos fino. A Formação Guamaré constitui-se por calcarenitos bioclásticos e calcilutitos depositados em plataforma e talude carbonáticos. A Formação Tibau caracteriza-se por arenitos grossos e conglomerados, derivados dos sistemas de leques costeiros e que preenchem os vales incisos.

A Formação Tibau (Figura 2.7) é composta por arenitos calcíferos grossos, que podem estar interdigitadas lateralmente com rochas das formações Guamaré e Barreiras. De acordo com Farias (1997) a Formação Tibau encontra-se topograficamente sobreposta aos basaltos e diabásios que compõem o Magmatismo Macau (vulcanismo do Oligoceno ao Mioceno). Miranda (1983) descreveu que nas porções topograficamente mais baixas acumularam-se seixos deste conglomerado, transportados por gravidade por águas superficiais, formando extensas cascalheiras, as quais também podem formar-se em locais relativamente planos pelo carreamento da matriz fina do conglomerado pelas águas de drenagem pluvial, deixando os seixos livres.

2.3.2 Tércio-Quaternário (Formação Barreiras)

A Formação Barreiras (Figura 2.7) foi descrita inicialmente por Branner (1902) como uma faixa contínua de sedimentos que ocorrem na porção litorânea desde o Estado do Rio de Janeiro até o Estado do Pará, com características geomorfológicas próprias formando tabuleiros que, no litoral nordestino, suportam falésias bordejando o continente.

No contexto da Bacia Potiguar para a região o topo estratigráfico é caracterizado pelos litotipos da Formação Barreiras (tercio-quaternária), sedimentos de praia e aluviões (quaternária). Nessa formação, predominam sedimentos areno-argilosos de coloração avermelhada a esbranquiçada, com intercalações sílticas e conglomeráticas, identificadas como fácies fluviais ligadas a leques aluviais, e planícies flúvio-lagunares. A espessura

desse pacote sedimentar varia entre alguns metros a dezenas de metros, com ampla correlação estratigráfica lateral. A idade de deposição desses sedimentos é atribuída ao Plioceno/Pleistoceno (5,3 Ma) (Alheiros e Lima Filho, 1991).

2.3.3 Quaternário (Formação Potengi)

As unidades litoestratigráficas do quaternário correspondem, da base para o topo, a Formação Potengi, colúvios, cascalheiras e dunas fixas, além dos sedimentos de planície de maré, pisos de dunas, dunas móveis, aluviões e sedimentos de praias.

A Formação Potengi (Figura 2.7) corresponde à seqüência proposta por Campos e Silva (1973) caracterizada como sedimentos alojados estratigraficamente acima da Formação Barreiras e aparentemente abaixo das dunas. Vilaça *et al.*, (1985) descreve como sedimentos quartzosos com pouca argila e apresentando grânulos de limonita, de coloração avermelhada, tornando-se mais escuras em direção ao litoral. Apresentam-se litificados sobrepostos as rochas da Formação Barreiras, com uma coloração amarelo-avermelhado e com o sedimento inconsolidado mostrando uma coloração que muda lateralmente de avermelhado para amarelada.

2.3.4 Sedimentologia da Plataforma Continental

A sedimentação, o transporte e a deposição moderna dos sedimentos assumem, sobre o ambiente plataformal, a dependência direta do regime hidráulico e suprimento sedimentar. Em condições pretéritas, de exposição da plataforma (regressão marinha), eram gerados depósitos de planície costeira. Atualmente, com o nível do mar elevado, os sedimentos (reliquias de planície costeira) são retrabalhados *in situ* (plataforma autóctone) pelo regime hidrodinâmico, recebendo fraco suprimento sedimentar de rios com pouca capacidade de transporte (atualmente represados), o que proporciona a presença de material lamoso em suspensão.

Os sedimentos na plataforma interna são predominantemente siliciciclásticos e mudam gradualmente para um sistema de sedimentos carbonático em direção a plataforma externa, conformando uma plataforma mista. Muitos desses sedimentos podem constituir-se reliquias e a sua composição sugere que, no Pleistoceno, o clima foi muito similar ao atual (Vital *et al.*, 2005).

Segundo Pessoa Neto (1999) a sedimentação na plataforma da Bacia Potiguar iniciou a partir do Neocampaniano com a coexistência de sistemas deposicionais siliciclásticos (porção proximal da bacia) e carbonáticos (borda da plataforma). No trecho da plataforma continental compreendido entre Guimarães e Macau, é caracterizada por diversos fácies sedimentares descritos por Vital *et al.* (2005) (Figura 2.8).

A fácies areia siliciclástica ocorre ao longo da costa, na região entre Guimarães e foz do rio Açu (Macau), em áreas de fundo submarino onde as formas de fundo são bem desenvolvidas, formando dunas longitudinais que tendem a concentrar areia siliciclástica nas porções mais altas (crista); enquanto areias silici-bioclásticas com grânulo e cascalho e areias biosiliciclásticas com grânulo e cascalho concentram-se nas partes mais profundas entre as dunas de areia (calhas).

A fácies lama terrígena está limitada às áreas próximas a desembocadura dos rios e/ou braços de mar existentes na região, sendo mais proeminente na porção a leste do rio Açu, cujos sedimentos em suspensão são levados pela deriva litorânea ao atingirem o mar.

A fácies marga arenosa, lama calcária e marga calcária ocorrem preenchendo o paleovale submerso, resquício do antigo vale do rio Açu, aumentando o conteúdo de carbonato à medida que se distancia da costa.

A fácies areia biosiliciclástica ocorre de forma aproximadamente elíptica, na região entre o a foz do rio Açu e a Ponta do Tubarão em fundo plano. Ocorre ainda na forma de uma faixa contínua na isóbata de 10 m, após o término das areias siliciclásticas.

A fácies areia silicibioclástica ocorre preferencialmente circundando a fácies areia biosiliciclástica, próximo à foz do rio Açu. As areias bioclásticas ocorrem preferencialmente como uma faixa contínua após a areia biosiliciclástica, diferenciando-se da mesma apenas pela maior profundidade; ocorrem ainda após a foz do rio Açu, onde desenvolvem formas de fundo aproximadamente paralelas a costa (dunas longitudinais). Estas formas de fundo tendem a concentrar areia bioclástica nas porções mais altas (crista); enquanto areias bioclásticas com grânulo e cascalhos concentram-se nas partes mais profundas entre as formas de fundo.

O cascalho bioclástico ocorre preferencialmente em profundidades maiores de 25 metros, acompanhando esta isóbata. O cascalho siliciclástico e em menor proporção o cascalho bioclástico, ocorre na forma de bolsões em áreas mais rasas, onde o fundo submarino é plano. Neste último caso poderiam estar associados a depósitos residuais formados por correntes de marés de alta velocidade. Os cascalhos do fundo provavelmente

são relíquias de uma superfície erosional mais antiga que foi formada durante nível de mar baixo no Pleistoceno.

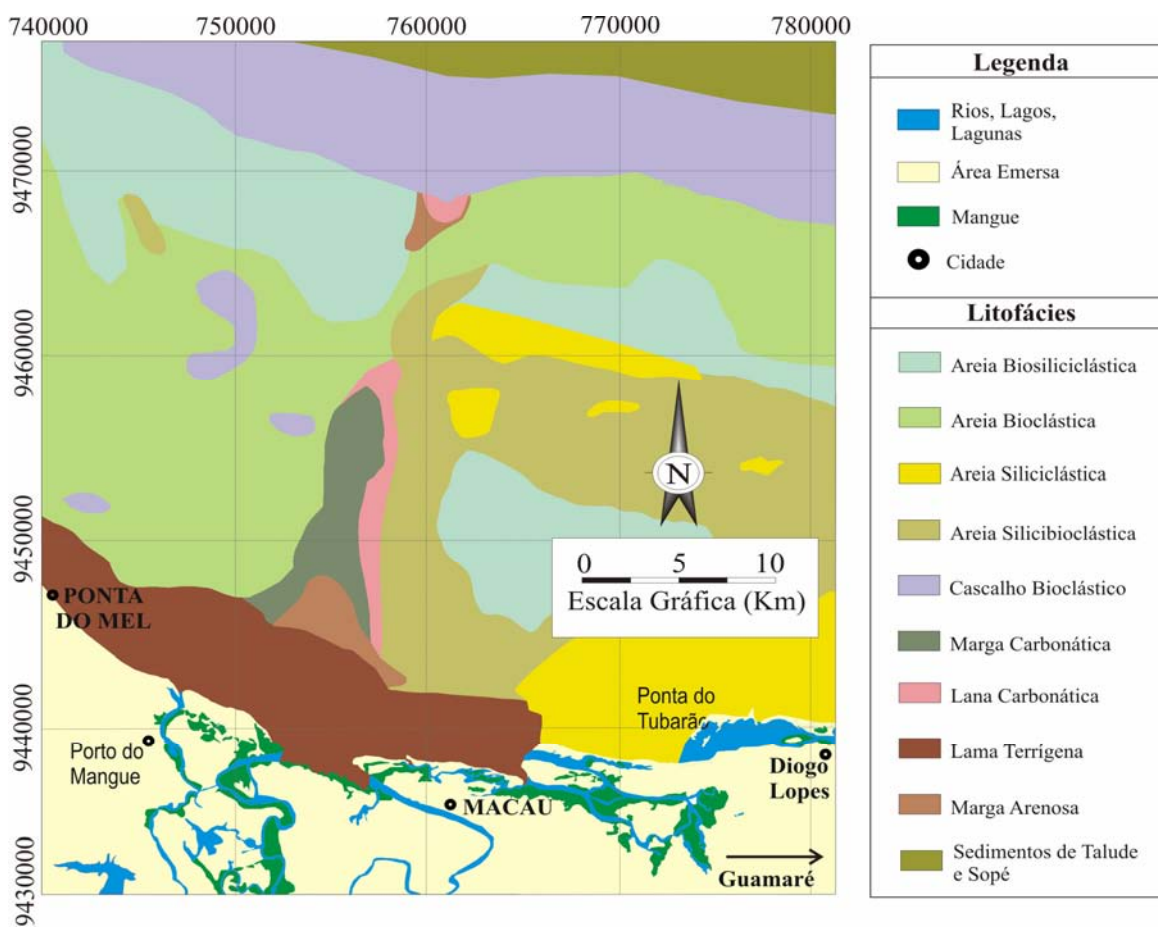


Figura 2.8 – Mapa Sedimentológico da Plataforma Continental. Área do paleovale do Rio Açu (Modificado de Vital *et al.*, 2008).

2.3.5 Evolução Tectono-Sedimentar Cenozóica

A Bacia Potiguar, na era Cenozóica é marcada por um tectonismo de menor expressividade regional, ou seja, não determina o surgimento de riftes e bacias sedimentares como no Mesozóico. Entretanto, eventos tectônicos de menores magnitudes são marcados, sobretudo, pela reativação de importantes falhamentos – como os sistemas de Falhas Afonso Bezerra e Carnaubais que interceptam o Litoral Setentrional, dobramentos de grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de grandes esforços compressivos E-W aos quais esteve a Bacia Potiguar submetida no Terciário, e reativações tectônicas associadas a intrusões básicas relacionadas à Formação Macau. Essa ascensão de magmas relacionados aos litotipos da

Formação Macau seria resultante do alívio de pressão no Terciário de regiões arqueadas durante o Mesozóico, devido a ajustes internos da Placa Sul-Americana (Sial, 1976).

No Quaternário, uma nova reativação atingiu ambos os sistemas aos quais estiveram subordinados a uma compressão WNW – SSE, ocasionando que o Sistema de Falhas de Carnaubais apresentasse uma cinemática oblíqua normal dextral, enquanto o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra obedecesse a uma cinemática normal com componente sinistral. Além das estruturas de direção NE-SW, Hackspacher *et al.* (1985) observou outras importantes estruturas de direção NW-SE, como produto de reativações pós-campanianas. Matos (1992) interpretou estas estruturas como sendo falhas de transferência durante a fase *rift* inicial. Cremonini *et al.* (1996) caracterizaram como sendo produto de superposição de fase de rifteamento.

Para Fonseca (1996), a porção central do litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte, entre os Municípios de São Bento do Norte e Areia Branca, configura-se como uma grande reentrância, segundo a qual ocorre um expressivo aporte de sedimentos continentais e plataformais, onde os elementos morfológicos da paisagem costeira estão representados principalmente por (a) praias arenosas; (b) uma linha de falésias esculpidas sobre rochas da Fm. Barreiras, desde a Ponta do Mel até as proximidades de Porto do Mangue, que possui orientação NW – SE e outra linha de falésia nas proximidades de São Bento do Norte – Caiçara, relacionadas à Ponta dos Três Irmãos, que são suportadas por arenitas praias, que apresentam orientação ENE – WSW; e (c) rio Açu, que em seu baixo curso corre nitidamente em um canal controlado segundo orientação NNE – SSW. Esse conjunto de elementos morfológicos, entre outros, são condicionados pelos elementos morfoestruturais, que são perfeitamente compatíveis com as orientações de estruturas Mesozóicas previamente reconhecidas e mapeadas na Bacia Potiguar. A orientação ENE – WSW, segundo Matos (1992b), corresponde ao sistema de Falhas de Carnaubais e a orientação NW – SE corresponde, segundo Hackspacher *et al.* (1985), ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, instalado no Cretáceo Superior (Cremonini, 1995).

Deste modo, Fonseca (1996) afirma que a existência de feições deformativas nos registros Holocênicos (Barreiras, seqüências deltaicas da foz do rio Açu, rochas de praia e paleodunas, além de abundantes exemplos de estruturas relacionadas à paleossismicidade nos terraços aluvionares) e sua associação a elementos morfoestruturais (deflexão de cursos fluviais, quebra de terraços lagunares, alinhamento de drenagens e falésias, principalmente) indicam que esses dois sistemas de falhas controlam a costa pré-

holocênica. Torres (1994) reconhece, na Bacia Potiguar, estruturas que documentam deformações recentes em unidades terciárias e quaternárias. Estas estruturas, muitas vezes, constituem-se nos principais gerenciadores do contexto morfo-neotectônico regional.

A última fase de instalação da Bacia Potiguar, a fase *Drifte* ou *Pós-Rifte* corresponde à deriva continental entre o albio e o holoceno, caracterizada por influência marinha, onde os sedimentos foram depositados de maneira discordante, as modificações estruturais consistiram em falhas normais ao longo de lineamentos antigos (Vasconcelos, 1995). O regime tectônico controlador desta fase é o de subsidência termal e compensação isostática (Chang & Kowsmann, 1987; Chang *et al.*, 1992), típico de margem passiva.

O preenchimento sedimentar da bacia durante a deriva pode ser dividido em duas fases: transgressiva e regressiva. A fase transgressiva, que se estende do Albiano ao Eocampaniano, é representada por sistemas fluviais, costeiros, plataformais, até marinho profundo, passando por sistemas carbonáticos de plataforma, implantados entre o Albiano e o Eocampaniano. Estas seqüências englobam rochas das formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, cujo máximo transgressivo corresponde aos folhelhos neocenomanianos, conhecidos como Membro Porto do Mangue, da Formação Quebradas. A fase regressiva é representada por sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia, sistemas de leques costeiros e bancos carbonáticos progradantes instalados a partir do Neocampaniano, estendendo-se até o Holoceno (Pessoa Neto, 2003).

A evolução tectono-sedimentar Cenozóica teria início a partir da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras e Tibal, quando começou a se instalar um processo de transgressão e posteriormente regressão marinha, evidenciados por paleo-praias e paleo-planícies de maré. Toda a área estaria, atualmente, submetida a um processo de progradação, controlada pela cinemática distensiva das falhas NW. Costa Neto (1985 apud Souto, 2002), através de estudos numa área a sul de Macau, reconheceu e sugeriu a existência de um processo de progradação que seria controlado pelas reativações de falhas NW/SE. Também considera que a intrusão de magma básico, relacionado à Formação Macau, ocorreu durante esta reativação, no Oligoceno.

3 Base de Dados

3.1 Introdução

A Base de Dados utilizada constitui-se de dados pré-existentes de batimetria, sísmica rasa e imagens *LandSat 7*, devidamente georreferenciados. Esses dados foram disponibilizados pelo Grupo de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA-PPGG-UFRN) para caracterização de fundo e subfundo marinho da Plataforma Continental da Bacia Potiguar na área Macau, com ênfase estratigráfica rasa e geomorfologia marinha.

Integrando os dados existentes, foram cedidos os dados hidroacústicos (sísmicos e sonográficos) levantados no período de 11 a 18 de março de 2008, por meio da Operação SISPLAT I atendendo ao Projeto “Mapeamento geológico/sedimentológico e caracterização geofísica da Plataforma Continental adjacente a Bacia potiguar – Área Galinhos a Macau”, integrante da Carteira de Projetos REDE PETROMAR e desenvolvido numa parceria entre a UFRN - Marinha do Brasil (SECIRM e SSN-3) - PETROBRAS.

3.2 Base de Dados

3.2.1 Dados Batimétricos

Os dados batimétricos foram levantados pelo GGEMMA (Vital e Frazão, 2005), abrangendo áreas da plataforma continental interna até o talude, e processados por Gomes *et al.* (2007; 2007c). Neste trabalho, os dados foram selecionados para a área de interesse (Figura 3.1) e re-processados pelas análises geoestatísticas. Tais dados serviram para caracterização do relevo marinho no paleovale do Rio Açu na plataforma continental da Bacia Potiguar através da modelagem tridimensional.

Os perfis batimétricos são perpendiculares a costa, adquiridos com o ecobatímetro da marca *Odom Hydrographic Systems* modelo *Hydrotrac*, na frequência de 200 kHz, com registro digital e analógico geoposicionado com DGPS (pertencente ao GGEMMA).

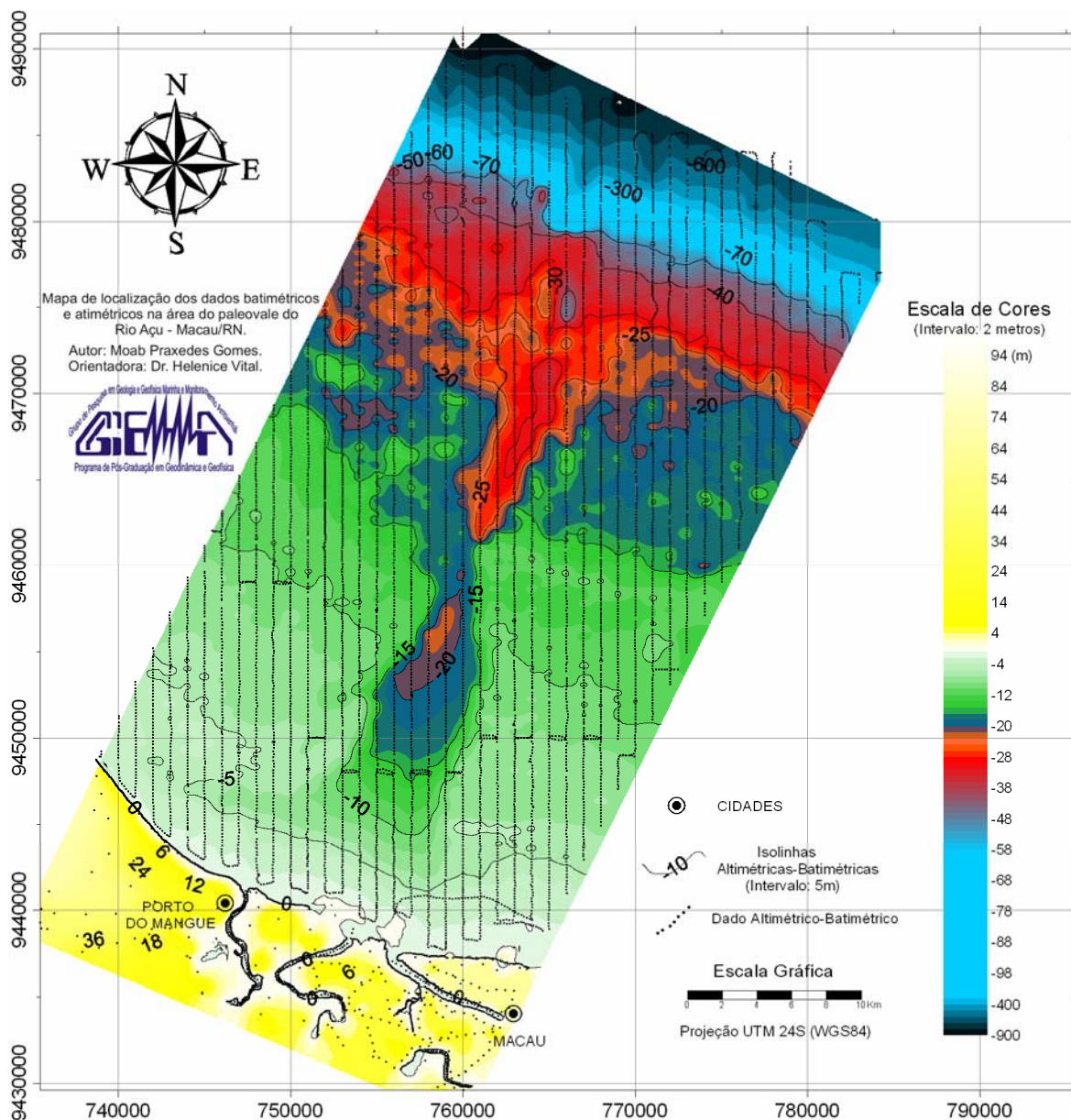


Figura 3.1 – Mapa de localização das estações batimétricas disponibilizado pelo GGEMMA com isolinhas batimétricas em escala de cores.

O conjunto de dados tratados é ordenado numa planilha (no formato *.dat ou *.txt) composto pelo espaço de três colunas (X,Y,Z) como mostrado na Tabela 3.1:

Tabela 3.1 – Modelo de planilha dos dados de Batimetria (Gomes *et al.*, 2007c).

Longitude	Latitude	UTMX	UTMY	Batimetria
-36.6801	-5.1271	757191.35	9432818.79	-10,35
-36.7027	-5.1184	754687.95	9433790.27	-15,56
-36.7114	-5.1145	753724.46	9434225.16	-14,12
-36.7146	-5.1111	753370.84	9434602.56	-13,07

3.2.2 Dados de Sísmica Rasa

Os dados sísmicos foram coletados pelo perfilador de subfundo *X-Star* da marca *Edgetech*, variando as bandas de frequência dos pulsos entre 0.5-8KHz, 0.5-7.2KHz e 0,5-6KHz, com 8 repetições por segundo (8 Hz) do sinal emitido, sendo rebocado pelo Navio Balizador Comandante Manhães numa velocidade de aproximadamente 5 nós, e gravado no formato original da *EdgeTech* (*.jsf). Os dados utilizados possuem duas origens: Projeto POTMAR e Projeto SISPLAT, totalizando cerca de 200Km de linhas sísmicas perpendiculares e paralelas ao paleovale do Rio Açu (Figura 3.2), compreendendo 46 arquivos de 200Mb aproximadamente.

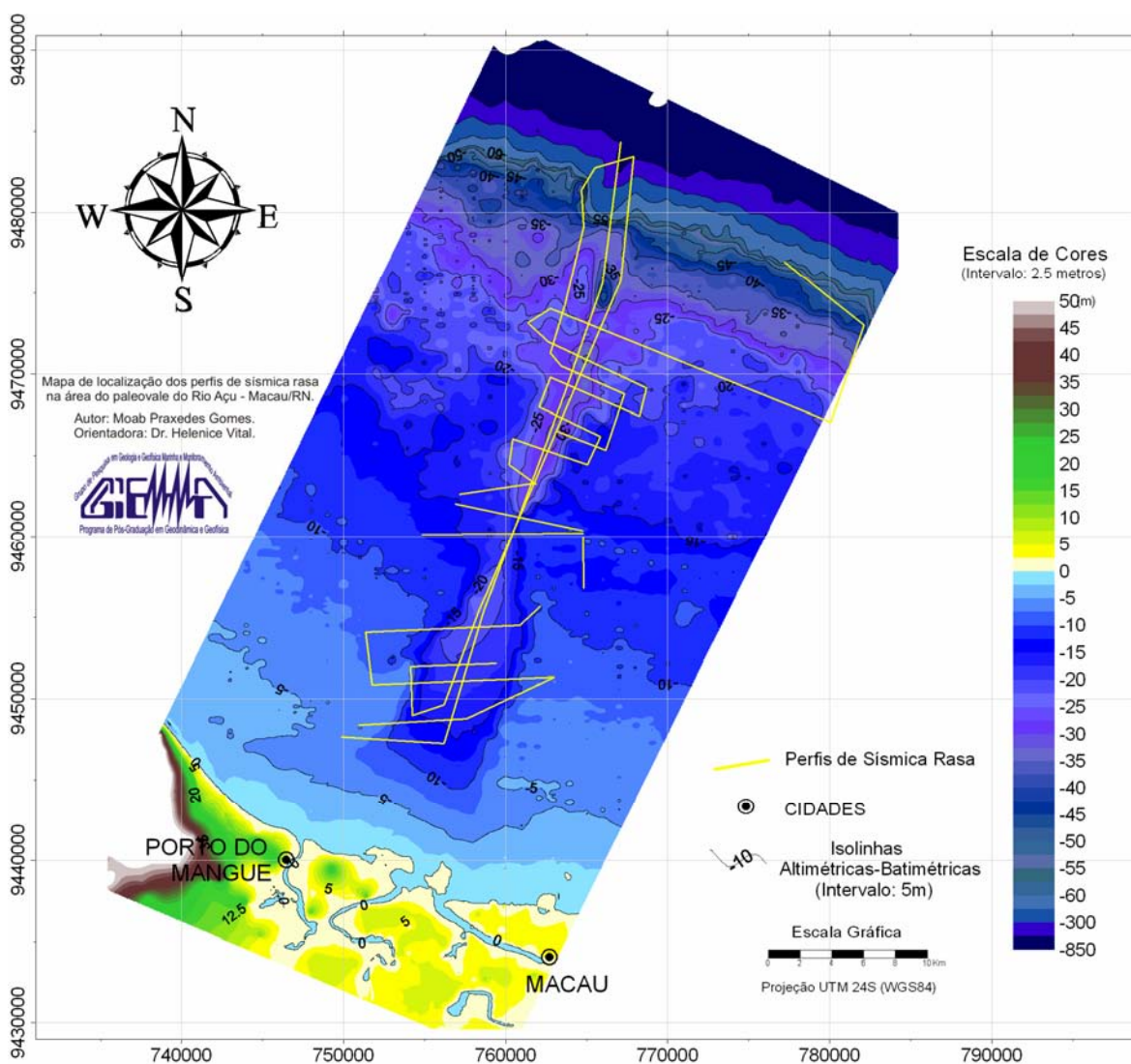


Figura 3.2 – Mapa de localização dos perfis sísmicos levantados pelo GGEMMA.

3.2.3 Dados de Sensoriamento Remoto

A imagem utilizada foi adquirida pelo sensor *LandSat7 ETM+* (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), correspondente a órbita 215/64 deslocada a 130Km para norte do imageamento datada de 11/06/2002 (Figura 3.3), foi disponibilizada pelo Laboratório de Geoprocessamento/PPGG, com todas as bandas do visível e infravermelho. Esta imagem foi convenientemente delimitada na área de interesse e tratada no ambiente do *ERMapper 6.4* por Gomes (2007b), permitindo a integração com os demais dados e sua utilização em diversas etapas deste trabalho.

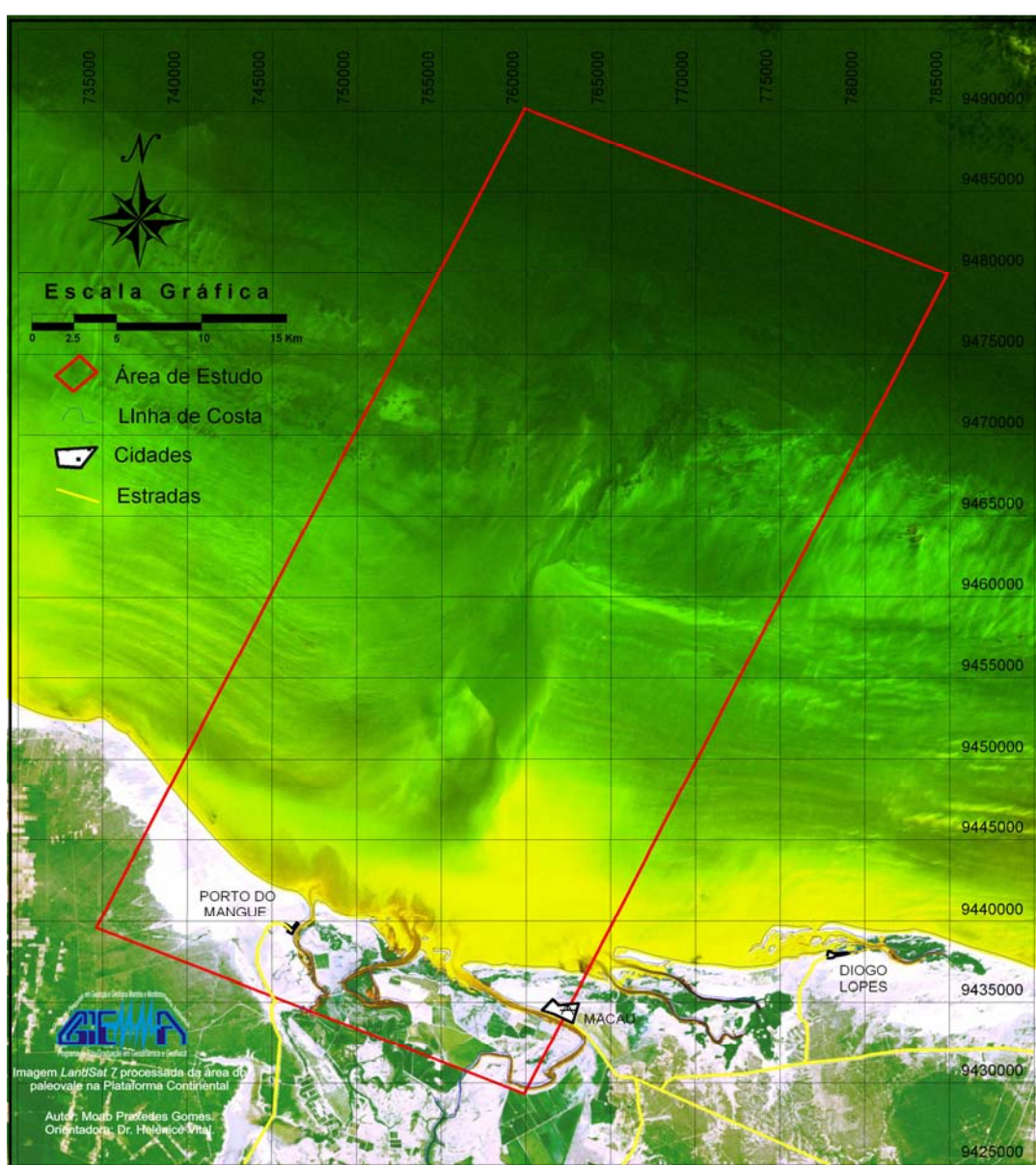


Figura 3.3 – Corte da cena 215/64 do sensor *ETM+/LandSat-7*. Composição colorida RGB_321 para porção terrestre e R1G2B2/1 mar.

3.3 Dados Integralizados

Os dados supracitados detêm sua importância no desenvolvimento e execução do trabalho em distintas etapas. Complementando esses dados utilizou-se, como base para planejamento e para as interpretações, dados de sedimentologia (Costa Neto, 1997; Pessoa Neto, 2003; Vital, 2005), um mosaico de imagens do sonar de varredura lateral coletados sobre o *canyon* coletados em outras campanhas do SISPLAT, imagens multiespectrais e multitemporais disponíveis gratuitamente no *website* do INPE, úteis para se fazer comparações sazonais e identificação/confirmação de formas de fundo, planejamento da navegação, etc.

Os dados de sedimentologia auxiliaram na estimativa (extrapolação) do preenchimento sedimentar do paleovale, uma vez que ainda não existe amostragem de perfis de poços na área para os primeiros 200 metros. Tal informação seria útil na etapa do processamento de análise de velocidades para determinação e amarração das espessuras das camadas onde o pulso acústico se propaga.

4 Levantamento de Sísmica Rasa

4.1 Fundamentos

A sísmica rasa ou de alta resolução compreende métodos geofísicos que investigam meios ou interfaces geológicas de baixos contrastes de impedância acústica (geralmente), baixa relação sinal/ruído, além de se constituírem em fortes atenuadores de sinais de alta frequência. Tanto a sísmica convencional como a sísmica rasa empregam os mesmos princípios de reflexão sísmica, porém são diferentes os seus sistemas de aquisição de dados, as fontes acústicas, os espectros de frequências emitidos, os receptores, os sistemas de processamento e até mesmo as formas de apresentação dos dados. Atualmente tem sido intensamente utilizada para o mapeamento de feições geológicas pequenas e de pouca profundidade, como do Quaternário, na investigação dos processos sedimentares, na engenharia costeira, na exploração mineral e nos estudos de *habitats* subaquáticos dentre outros temas (Souza, 2006).

Os levantamentos de sísmica rasa em áreas submersas visam compreender a propagação das ondas acústicas na água, na interface água-fundo marinho e nos estratos subjacentes, utilizando-se de sinais acústicos com espectros de maior frequência que a sísmica convencional. O ecobatímetro, o multifeixe, o sonar de varredura lateral e o perfilador de subfundo são equipamentos de sísmica rasa e se diferenciam basicamente pela frequência e potência de emissão dos sinais (Souza, 2006) (Figura 4.1).

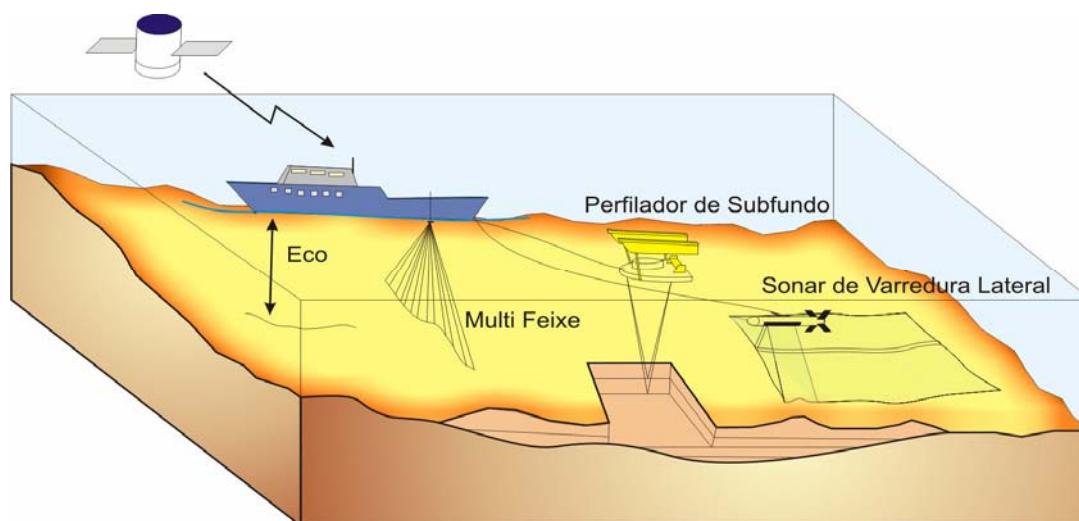


Figura 4.1 – Métodos de Sísmica Rasa: Ecobatímetro, Multifeixe, Sonar de Varredura Lateral e Perfilador de Subfundo.

O produto da sísmica rasa é um dado com grande precisão e resolução, obtido por fontes acústicas que não produzem danos ou restrições ambientais, utilizando-se embarcações de pequeno e médio porte. Geralmente é visualizado e interpretado em tempo real sem a necessidade de complexos processamentos, possibilitando que decisões sejam tomadas durante a própria aquisição de dados.

A teoria aqui descrita está baseada particularmente no capítulo 4 do livro *Applied Geophysics*, segunda edição, de W. M. Telford, L. P. Geldart e R. E. Sheriff. (1990).

4.1.1 Propagação das Ondas Acústicas

A onda acústica ou sonora é uma forma de energia mecânica, que se propaga pelo movimento de partículas em um meio elástico, sem transportar matéria, apenas energia cinética e potencial. As ondas sísmicas também são chamadas de ondas elásticas ou mecânicas. O vetor normal à frente de onda é a direção de propagação, a qual ocorre de forma esférica, ou seja, tridimensional, composta por frentes de onda (esferas de energia que a partir da fonte expandem-se ao longo do tempo), raios (linhas perpendiculares às frentes de ondas), e de regiões de compressão e rarefação (cujo grau é a pressão), na medida em que oscila em direção a suas posições extremas (Figura 4.2). As partículas comprimidas agem sucessivamente sobre as camadas adjacentes propagando esse efeito distanciando a frente de onda da fonte de perturbação. Segundo o Princípio de Huygens cada ponto localizado na frente de onda se comporta como uma nova fonte pontual de emissão de novas ondas esféricas, que ao se somarem formarão uma nova frente de onda e assim consecutivamente (Gadallah, 1994).

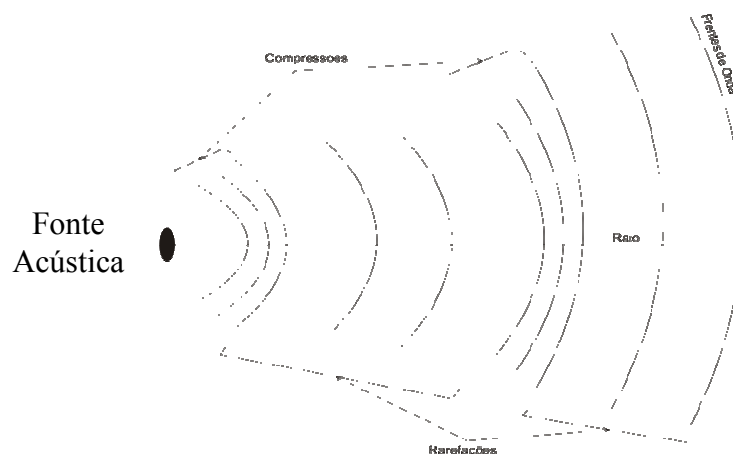


Figura 4.2 – Componentes do movimento de uma onda com propagação longitudinal.

As regiões de frequência que as ondas sonoras ocupam podem ser classificadas como infra-sônico, sônico e ultra-sônico: infra-sônica é a região de 0–20 Hz; de 20–20.000 Hz tem-se a região sônica; acima de 20.000 Hz, a região ultra-sônica (Figura 4.3). As frequências que o ouvido humano pode detectar são as da região sônica, porém dificilmente ele pode alcançar qualquer dos extremos dessa faixa.

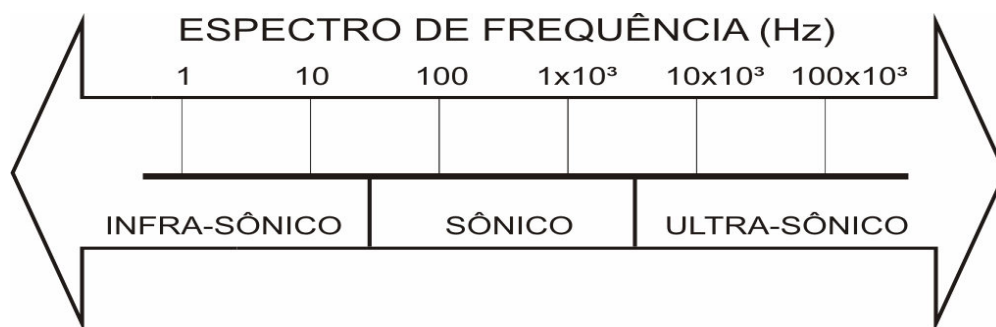


Figura 4.3 – Espectro de Frequência das Ondas Sonoras.

4.1.1.1 Tipos de Onda

Para o estudo da sísmica de reflexão as ondas de corpo ou de volume (ondas P e S - Figura 4.4) são particularmente importantes. Elas propagam-se através do interior dos meios com percursos radiais deformados devido às variações de densidade e composição dos materiais. As ondas P (primárias) são ondas longitudinais ou compressivas e referem-se à vibração das partículas na direção da propagação da onda (Figura 4.2). As ondas S (secundárias) são ondas transversais ou de cisalhamento, possuem movimento transversal às ondas P, e não há movimento vibratório resultante na direção de propagação das ondas, apenas o efeito e a energia se propagam.

As ondas P possuem velocidade de propagação maior que as ondas S (inferior ao dobro daquela) e diferencia-se para meio líquidos, secos e saturados. As ondas S propagam-se apenas em corpos sólidos, uma vez que os fluidos (gases e líquidos) não suportam forças de cisalhamento. No dado sísmico, as ondas P são prioritárias para se observar mudanças nas velocidades dos meios, sendo aplicável os preceitos da *Lei de Snell*. As ondas P impõem aos corpos sólidos elásticos alterações de volume sem alterar a forma. Não são tão destrutivas quanto as ondas S ou as ondas de superfície que se lhes seguem. As ondas S polarizam horizontalmente e alteram a morfologia sem alterar o volume com amplitude várias vezes maior que a das ondas P.

Existem, também, as ondas de superfície ou de interface que são ondas sísmicas que se propagam imediatamente abaixo da superfície do meio, ou seja, paralelamente à superfície do terreno, sem transmitir energia para o seu interior e a sua amplitude decresce exponencialmente com a profundidade, limitando-se a propagação energética a uma camada superficial equivalente a cerca de um comprimento de onda. Propagam-se pela superfície a partir da fonte com velocidades mais baixas que as ondas de corpo, possuem baixa frequência, longa duração e grande amplitude. Existem dois tipos de ondas de superfície: ondas de *Rayleigh* e ondas de *Love* (Figura 4.4) (Sheriff & Geldart, 1995).

As ondas de *Rayleigh* (R), tal como as ondas S são transversais, porém mais lentas que as ondas de corpo. Resultam da interferência de ondas P e S provocando vibração no sentido contrário à propagação da onda, ou seja, um movimento de rolamento (descrevem uma órbita elíptica), e a sua amplitude diminui rapidamente com a profundidade. As ondas *Love* (L) produzem cisalhamento horizontal e a sua energia é confinada nas camadas superiores do meio por ocorrer reflexão interna total. São ligeiramente mais rápidas que as ondas de *Rayleigh*. Essas ondas são o resultado da interferência de duas ondas S. Os ensaios sísmicos, que se baseiam na propagação das ondas superficiais, têm sido muito utilizados na caracterização geotécnica da dinâmica de solos.

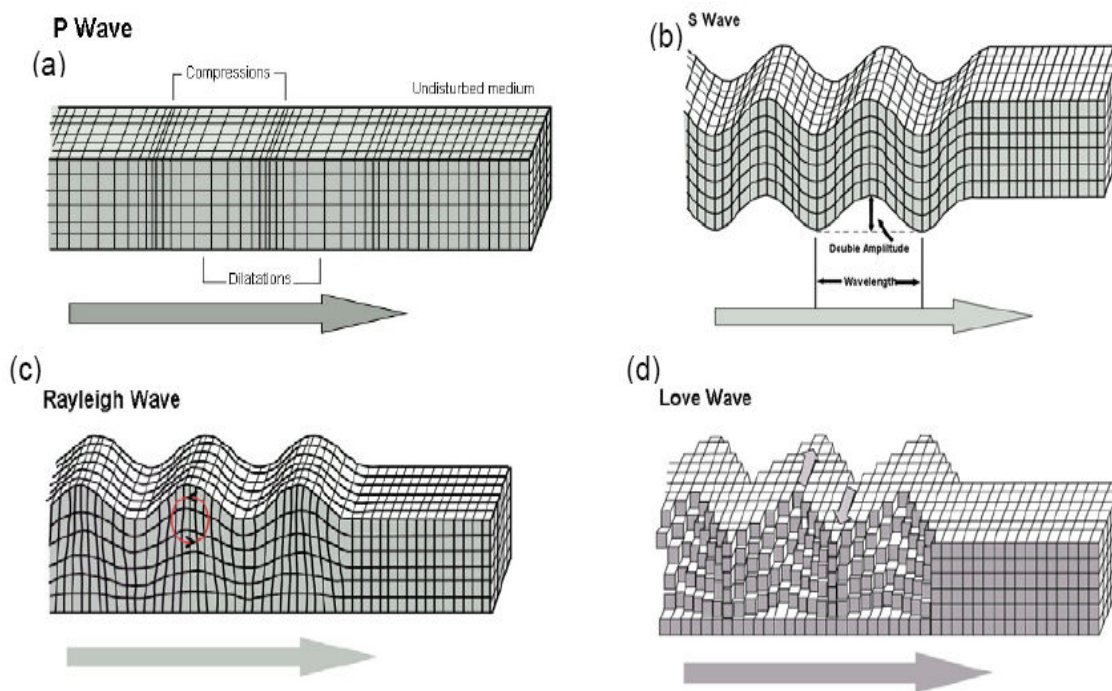


Figura 4.4 – Tipos de ondas sísmicas: ondas de corpo (a) Ondas P e (b) Ondas S; ondas superficiais (c) Ondas *Rayleigh* e (d) Ondas *Love* (Bolt, 1976).

4.1.1.2 Interação das Ondas Sísmicas

Os meios em que as ondas se propagam podem ser homogêneos, quando a velocidade de propagação é constante na mesma direção, ou heterogêneos, quando varia na mesma direção. Também podem ser isotrópicos, quando suas propriedades físicas são iguais em qualquer direção, ou anisotrópicos, quando suas propriedades físicas variam, podendo ser evidenciada pela variação da velocidade sísmica, na direção que são medidas (Sherrif & Geldart, 1995).

Considerando o subsolo terrestre como o meio de propagação das ondas sísmicas, a forma e o volume desse meio podem ser alteradas pelo sinal acústico emitido. Segundo a teoria da elasticidade, há uma resistência a essa força externa que, ao extingui-la, promove o retorno do meio ao seu estado original. Um meio perfeitamente elástico é aquele que retorna ao seu estado normal após sofrer uma deformação. A força aplicada pode ser definida como tensão (*stress*), que é a razão entre a força e a área onde está sendo aplicada a força. Caso essa força seja perpendicular à área, dá-se o nome de tensão normal, ou de pressão. Se a força for tangencial à área, nomeia-se de tensão de cisalhamento. Num gás ou líquido (meio fluido), somente ondas longitudinais podem ser transmitidas. Para ondas transversais o meio deve se comportar de maneira elástica, quando sofrer tensões de cisalhamento, originando assim uma força restauradora.

Quando o equilíbrio estático é rompido ocorre a propagação da tensão e da deformação sobre forma de ondas elásticas. Num meio elástico a velocidade de propagação da onda é influenciada pela porosidade, composição mineral, conteúdo de fluidos, densidade, pressão e temperatura, ou seja, a propagação da onda é função da elasticidade do meio. A velocidade das ondas sísmicas (P e S) pode ser calculada a partir das seguintes expressões (Schön, 1996):

$$V_P = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\delta}} \quad \text{e} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Onde: $V_P \rightarrow$ Velocidade das Ondas P; $V_S \rightarrow$ Velocidade das Ondas S; $K \rightarrow$ Módulo de compressibilidade; $\mu \rightarrow$ Rigidez do meio (para líquidos, $\mu = 0$) (propriedade elástica); $\delta \rightarrow$ Densidade do meio atravessado (propriedade inercial).

A velocidade de uma onda mecânica, longitudinal ou transversal, depende das propriedades inerciais (para armazenar energia cinética) e elásticas (para armazenar energia potencial) do meio. A velocidade do som varia ao atravessar diferentes meios (no ar é de 330 m/s, na água é de 1500 m/s e em metais é de 5060 m/s); assim a principal informação que o método sísmico interpreta, para sondar estratos terrestres, é a variação dos tempos de retorno do sinal acústico.

O sinal emitido por uma fonte acústica viaja através do meio, segundo o Princípio de *Fermat* no percurso de tempo mínimo, e ao atingir uma interface entre dois meios de diferentes propriedades físicas, alguns fenômenos podem ocorrer: reflexão, refração, absorção, espalhamento, etc.

Os fenômenos de reflexão e refração são descritos pela lei de *Snell*, que relaciona as propriedades de dois meios e o ângulo de incidência. Uma onda P incidente, quando encontra uma interface divide-se em duas componentes: uma onda refletida com velocidade V_1 no mesmo ângulo θ_1 da onda incidente e uma onda refratada, com velocidade modificada $V_1 \neq V_2$, e ângulo θ_2 que obedece a relação:

$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Sendo $V_2 < V_1$, então $\theta_2 < \theta_1$. Quando $V_2 > V_1$, θ_2 será 90° quando $\theta_1 = \sin^{-1}(V_1 / V_2)$. Nessa condição, a onda refratada irá se propagar ao longo da interface. O ângulo incidente $\theta_1 = 90^\circ$ é chamado de ângulo crítico (θ_C). Para ângulos superiores ao θ_C não se aplica a lei de *Snell*, pois ocorre reflexão total, ou seja, a onda não sofrerá refração.

Numa incidência oblíqua pode haver uma conversão do modo de vibração da onda (Figura 4.5), assim um raio incidente originará duas ondas refletidas (uma transversal S e uma longitudinal P) e duas transmitidas (S' e P').

As propriedades dos dois meios e o ângulo de incidência determinam a quantidade de energia refletida pela superfície, refratada pelo material adjacente, transformada em calor ou convertida em outros tipos de ondas. O registro sísmico é gerado a partir do tempo de percurso das ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas nas interfaces físicas das camadas, compreendendo o tempo de percurso da onda entre a fonte e o receptor. No caso do perfilador *X-Star*, a distância fonte-receptor é mínima (afastamento), então se registra o **tempo duplo** da incidência normal. O fenômeno de

maior interesse a se observar é a reflexão, a qual só ocorre quando existem contrastes representativos de impedância acústica nas interfaces entre os meios.

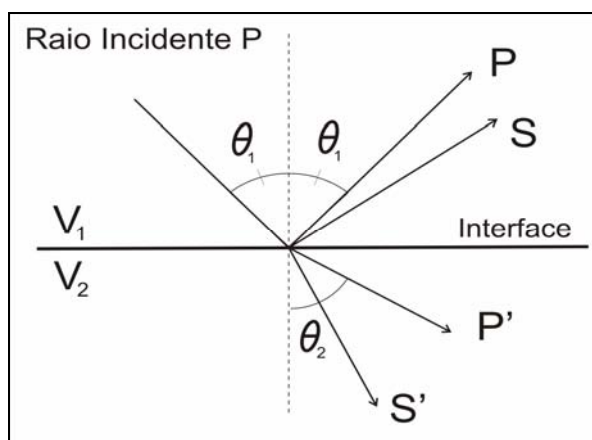


Figura 4.5 – Demonstração da Lei de Snell para uma onda P incidente numa interface.

A impedância acústica de um meio (I_1) de propagação (ou sistema vibratório), é a resistência que este oferece à passagem da onda sonora, em função da velocidade de propagação do som num meio (V_1) e da densidade deste meio (δ_1). Expressa por:

$$I_1 = V_1 * \delta_1$$

O contraste de impedância acústica entre meios distintos é denominado de coeficiente de reflexão. O coeficiente de reflexão é a razão entre a amplitude da onda refletida (A_1) pela incidente (A_0): $R = A_1 / A_0$. Para um raio de incidência normal tem-se a equação:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{\delta_2 V_2 - \delta_1 V_1}{\delta_2 V_2 + \delta_1 V_1}$$

O coeficiente de reflexão limita-se entre $-1 \leq R \leq +1$. Quando R é positivo ($I_2 > I_1$) significa que a onda incidente está em fase com a refletida. A situação contrária (R negativo) implica na defasagem da onda refletida em relação a incidente (Sharma, 1997).

Da mesma forma define-se o coeficiente de transmissão pela razão entre a amplitude da onda transmitida (A_2) e o raio incidente (A_0): $T = A_2 / A_0$. Para um raio de incidência normal tem-se a equação:

$$T = \frac{2 I_1}{I_2 + I_1} = \frac{2 \delta_1 V_1}{\delta_2 V_2 + \delta_1 V_1}$$

A maior parte dos coeficientes de reflexão para interfaces de diferentes tipos de rochas são inferiores a ± 0.5 , proporcionando apenas uma pequena porção de energia refletida. Isso permite aos métodos sísmicos sondar profundidades maiores, porém limitando-se pela atenuação do retorno do sinal.

Utilizando os valores da Tabela 4.1 segue a aplicação da equação do coeficiente de reflexão:

Tabela 4.1 – Velocidades (m/s) e densidades (g/cm³) dos meios relacionados nas interfaces para o cálculo do Coeficiente de Reflexão (modificado de Telford *et al.*, 1990).

Interfaces	Camada Superior		Camada Inferior	
	V	δ	V	δ
Arenito/ Folhelho	2000	2,4	2500	2,5
Folhelho/Arenito	2500	2,5	2000	2,4
Superfície do Mar/Ar	1500	1,0	360	0,0012

Interface Arenito/ Folhelho:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{\delta_2 V_2 - \delta_1 V_1}{\delta_2 V_2 + \delta_1 V_1} = \frac{2500*2,5 - 2000*2,4}{2500*2,5 + 2000*2,4} = \mathbf{0,13}$$

Interface Folhelho/Arenito:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{\delta_2 V_2 - \delta_1 V_1}{\delta_2 V_2 + \delta_1 V_1} = \frac{2000*2,4 - 2500*2,5}{2000*2,4 + 2500*2,5} = \mathbf{-0,13}$$

Superfície do Mar/Ar:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{\delta_2 V_2 - \delta_1 V_1}{\delta_2 V_2 + \delta_1 V_1} = \frac{360*0,0012 - 1500*1,0}{360*0,0012 + 1500*1,0} = \mathbf{-0,99}$$

Nota-se que meios mais similares em suas propriedades físicas tendem a menor reflexão das ondas acústicas (interface arenito/folhelho), enquanto meios extremamente distintos tendem a reflexão total quando o sinal acústico atinge sua superfície (interface água/ar). Quanto maior o contraste de impedância acústica maior a proporção de energia refletida e melhor demarcação do fenômeno de reflexão das ondas nas interfaces entre meios com variação de densidade e velocidade de propagação. Se não houver contraste de

impedância, $R = 0$, toda a energia será transmitida. No dado sísmico a interface ou superfície, que marca o contato entre dois meios acusticamente distintos, é representada por uma linha com certa continuidade denominada de refletor sísmico (Figura 4.6).

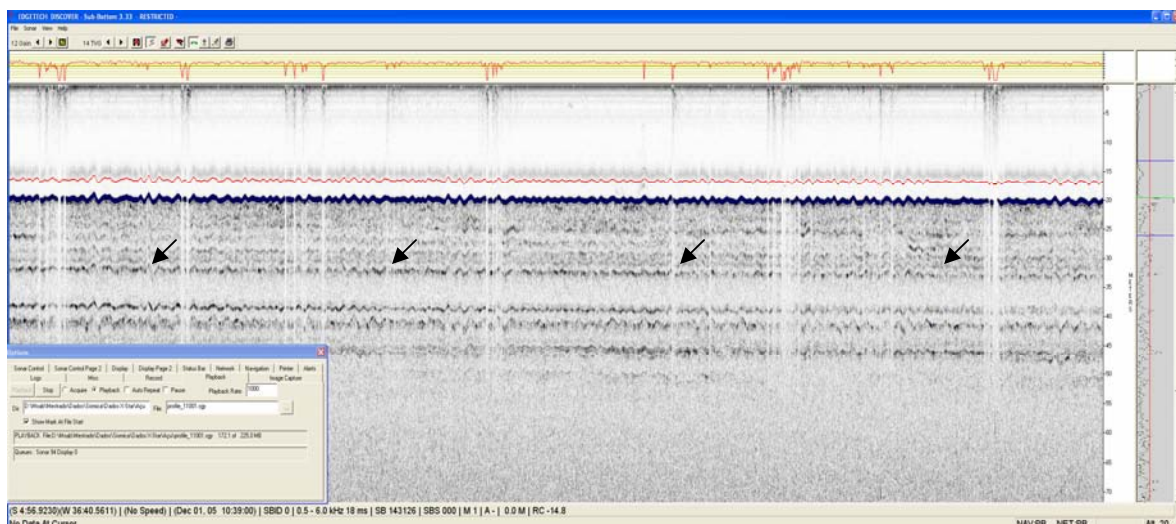


Figura 4.6 – Refletores sísmicos de um registro sísmico raso obtidos na Plataforma Continental Norte do RN, área: Macau, com o perfilador de subfundo (0,5-6KHz).

Interfaces com baixo contraste de impedância promovem uma pequena porção da energia refletida. Quando grande parte da energia é refletida, como no fundo oceânico, na superfície do oceano e na base do manto de alteração, são gerados ruídos coerentes, como múltiplas e outros. A inversão de sinais de R indica uma defasagem de 180° da onda incidente, isso ocorre quando a impedância da camada superior excede a impedância da camada inferior.

A propagação da onda pode ser atenuada por duas formas: por dispersão e por absorção. Observando isoladamente a dispersão, onde ocorre o decaimento de energia com a distância percorrida pela onda, a energia é distribuída na frente de onda que se espalha radialmente (espalhamento geométrico ou divergência esférica) numa área sempre maior; isso significa que a amplitude do pulso sísmico na frente de onda decresce à medida que ela se espalha. A frequência utilizada pelos equipamentos de sísmica rasa torna a rugosidade das superfícies, ou das interfaces, propriedades físicas relevantes, pois contribuem na análise do espalhamento do sinal acústico.

Considerando o subsolo como um meio elástico imperfeito, as perdas também são causadas pela absorção de potência nas partículas do meio. A energia absorvida é dissipada na forma de calor devido ao comportamento inelástico irreversível do meio. Esse meio

funciona como um filtro variável sobre a fonte sísmica, absorvendo seletivamente as frequências mais altas antes das frequências mais baixas. Quanto menor a frequência, menor a absorção, assim o equipamento terá maior penetração, ou seja, operando em baixa frequência se obtém maior alcance em profundidade, razão pela qual a sísmica de alta resolução ou sísmica rasa consiste de métodos que utilizam altas frequências.

Também pode ocorrer a difração na chegada da onda numa interface ou obstáculo, como por exemplo, um leito rugoso ou vegetação. Quando uma onda atinge uma feição com raio menor que seu comprimento, essa superfície irregular se comportará como um ponto, propagando a onda em várias direções. Ao sofrer a difração, as ondas resultantes terão a mesma velocidade de propagação e a amplitude da onda difratada diminui rapidamente com a distância do ponto de difração.

O resultado da atenuação do pulso sísmico é observado no sismograma ou seção sísmica (Figura 4.7), que é o emparelhamento de traços sísmicos lado a lado. O traço sísmico ou traço ondulado (*wiggle trace*) é o registro das amplitudes na forma de sucessão de picos (positivo) e depressões (negativo), que representam a convolução do pulso sísmico refletido e refratado, vertical e unidimensional, ao atravessar os meios com contrastes de impedância (Figura 4.8). Para melhor caracterização de padrões entre refletores, convencionou-se que os picos à direita sejam preenchidos com uma cor determinada pelo usuário.

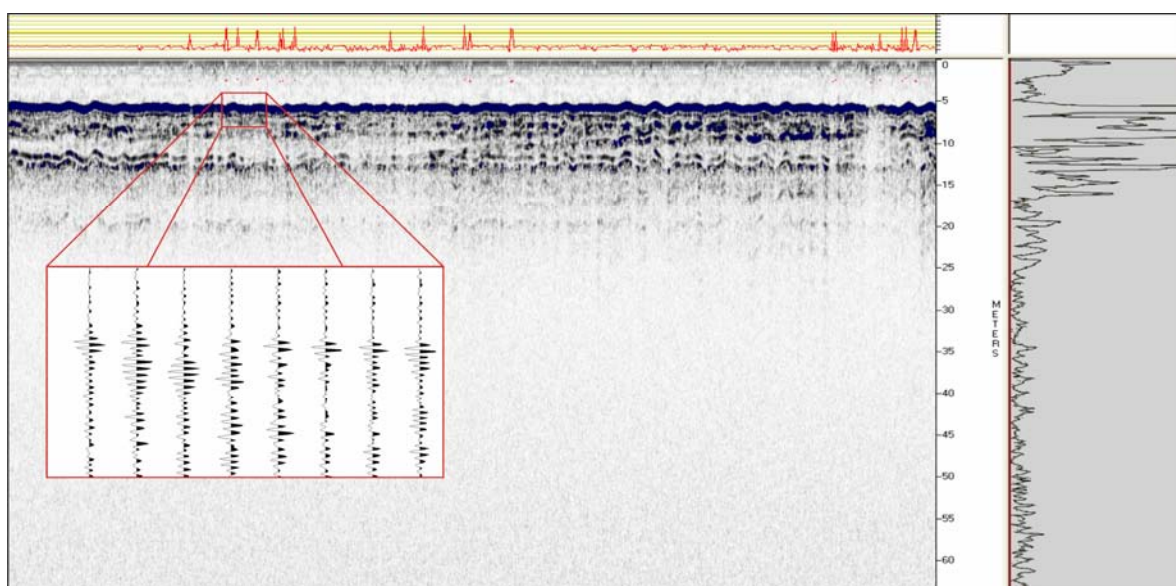


Figura 4.7 – Seção sísmica com detalhe dos traços sísmicos no retângulo vermelho (*wiggle mode*). A direita um traço selecionado mostrando a atenuação das amplitudes com a profundidade.

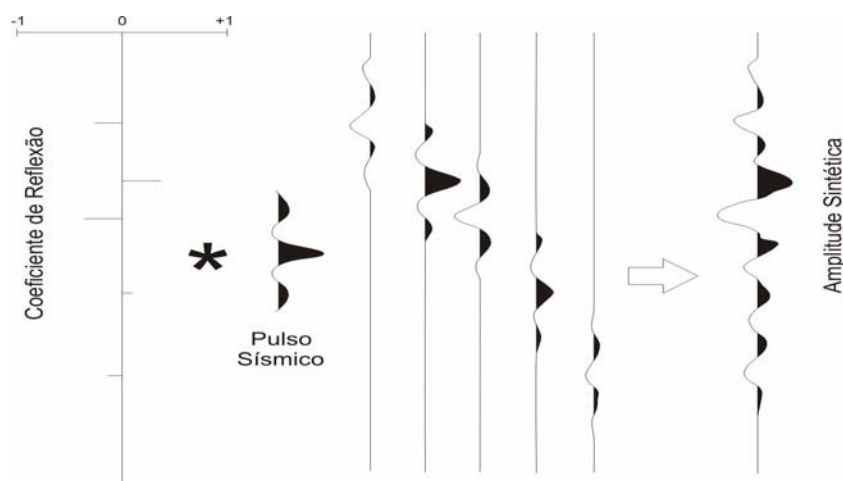


Figura 4.8 – Convolução entre o pulso sísmico e camadas com impedâncias distintas, resultando no traço sísmico sintético (Modificado de Gerhardt, 1998).

A proximidade dos sinais sísmicos em traços sísmicos define a resolução sísmica. O sinal sísmico é o registro da informação de interesse para identificar as feições em subsuperfície. Duas resoluções dependem da frequência: a vertical e a lateral (Yilmaz, 1987). A resolução vertical é a menor distância entre os picos de dois refletos, no caso do *X-Star* é diretamente influenciada pelo tipo de pulso FM. A resolução lateral é relativa a distância horizontal entre dois sinais (entre traços).

Adicionados aos sinais nos traços sísmicos se encontram os ruídos (registro indesejável). Os ruídos podem ser coerentes ou aleatórios (critério de coerência), e relacionados ou não ao levantamento (critério genético) (Yilmaz, 1987). Especificamente para transdutores subaquáticos têm-se ruídos produzidos por fontes ambientais ou instrumentais como a chuva, motor do barco, bolhas dos flutuadores do equipamento, etc. Também pode ocorrer a distorções no sinal devido a características do meio e da onda.

A Razão Sinal-Ruído (*SNR/Signal-to-Noise Ratio*) é definida como a razão da potência de um sinal e a potência do ruído sobreposto ao sinal, ou seja, compara o nível de um sinal (desejado) com o nível do ruído de fundo (Yilmaz, 1987):

$$SNR = \frac{P_{sinal}}{P_{ruído}} = \frac{A_{sinal}^2}{A_{ruído}^2}$$

Onde P é a potência média e A é o valor quadrático médio (RMS) da amplitude. Quanto mais alto for a relação sinal-ruído, menor é o efeito do ruído de fundo sobre a detecção ou medição do sinal.

4.1.2 Sismoestratigrafia em Sísmica Rasa

Os levantamentos sísmicos de alta resolução, que utilizam o método de perfilagem de subsuperfície em ambiente marinho, incluem em sua área operacional a coluna d'água e as primeiras dezenas de metros como sendo os meios investigados. Portanto, comparando-se à escala de trabalho dos métodos sísmicos, o primeiro refletor registrado pela sísmica convencional representaria toda a espessura investigada na sísmica rasa. Essa distinção orientará a observação da hierarquia das unidades definidas pela estratigrafia de sequência (Figura 4.9).

Unidades Estratais	Definição	Espessura Média (m)	Tempo de Formação (anos)	Resolução
Sequência	Sucessão de estratos relativamente concordantes, geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou por conformidades correlatas (Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	10-1000	$10^6 - 10^5$	Paleontologia
Conjunto de Parassequência	Sucessão de parassequências geneticamente relacionadas que formam um padrão de empilhamento característico, e em geral limitada por superfície de inundação marinha de maior expressão e superfícies correlatas.	10-300	$10^4 - 10^5$	Sísmica Convencional
Parassequência	sucessão de camadas ou grupos de camadas arranjadas em um padrão progradacional, limitadas no topo e na base por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlativas.	2-50	$10^2 - 10^4$	Sísmica Convencional Sísmica Rasa
Conjunto de Camadas	Sucessão de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de erosão, não-deposição ou outras conformidades correlatas.	0,5-20	$1 - >10^3$	Sísmica Rasa Perfis Geofísicos de Poços
Camadas	Sucessão de lâminas ou conjunto de lâminas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de erosão, não-deposição ou outras conformidades correlatas.	0,01-10	$<10^3 - <1$	Sísmica Rasa Perfis Geofísicos de Poços
Conjunto de Lâminas	Sucessão de lâminas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de erosão, não-deposição ou outras conformidades correlatas.	0,001-1	<1	Testemunho e Afloramentos
Lâminas	Menor unidade distinguível macroscopicamente.	0,001-0,10	<1	Testemunho e Afloramentos

Figura 4.9 – Comparação dos níveis de detalhamento com a estratigrafia de seqüências (Modificado de Maill, 1996).

Para a cronoestratigrafia, as reflexões sísmicas possuem o significado de superfícies estratais ou discordâncias. Os contrastes de impedância acústica são interfaces de tempo das litologias, porém as reflexões não se constituem necessariamente em contatos litológicos; por vezes as reflexões constituem-se em diácronos (linhas de tempo síncronas).

Uma seqüência deposicional é uma unidade composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitados por concordâncias ou discordâncias. Enquanto que a seqüência sísmica, ou sismoseqüência, é uma subdivisão de uma seção sísmica em pacotes

de reflexões concordantes que representam estratos geneticamente relacionados com significado cronoestratigráfico. A fácies sísmica é a unidade tridimensional de reflexões cujos parâmetros diferem das adjacentes dentro de uma sismosequência, como resultado de processos sedimentares registrados em reflexões sísmicas. A análise das sísmofácies visa o identificar padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas, interpretando os seus significados geológicos (Vail *et al.*, 1977).

Padrões de terminações dos refletores (*onlap*, *downlap*, *toplap*, concordante e truncamento erosivo) (Mitchum *et al.*, 1977), geometria externa da fácies (lençol, cunha, banco, lente, montiforma, etc) e a configuração interna das reflexões (paralela, divergente, caótica, transparente, progradante, etc) podem ser observadas em dados de sísmica rasa, dependendo exclusivamente do material presente na coluna sedimentar. Para a escala de alta resolução é pouco comum se observar de unidades superiores as parassequências, e inferiores a conjunto de lâminas, mas apenas o registro camadas e conjunto de camadas.

Comumente são observados os hiatos e as lacunas. Hiato é o tempo não registrado geologicamente na coluna sedimentar (gera discordância). Lacuna é a ausência de volume de rocha (erosão) no intervalo cronoestratigráfico da coluna sedimentar (Della Fávera, 2001). Essas duas definições contribuem para se compreender a formação do vale inciso do Rio Açu sobre a plataforma continental, suas discordâncias (superfície de erosão ou não deposição) e as superfícies estratais encontradas preenchendo o canal (níveis de acamamento).

A confirmação da existência de um vale inciso pode ser feita através da identificação das discordâncias erosivas. A estimativa total de erosão, assim como fases de erosão, podem ser quantificadas e interpretadas através da perfilagem sísmica, disparidades entre fácies entre o preenchimento e a borda do canal, e diferenças no interior do canal, assim como feições geomorfológicas fluviais, podem ser identificadas por imagens de sonografia. Certamente a busca por evidências, que corroborem com a descrição da gênese do paleovale, podem correlacionar a feição com variações eustáticas e/ou neotectônica.

Os métodos de sísmica rasa vêm implementar a aplicação da estratigrafia de sequência e da sismoestratigrafia na interpretação geológica de subsuperfície, através de uma escala de tempo menor e mais recente na coluna cronoestratigráfica, portanto, as limitações supracitadas da aplicação das sismoestratigrafia em sísmica rasa são compensadas pela informação ausente na sísmica convencional.

4.2 Equipamentos

Todos os equipamentos utilizados para a aquisição de dados de sísmica rasa e posicionamento geográfico foram disponibilizados pelo Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA-PPGG-UFRN), contando com apoio da Marinha do Brasil para a navegação durante os trabalhos de campo na Plataforma Continental na área Macau.

4.2.1 Embarcação

O levantamento hidroacústico utilizou como meio flutuante uma embarcação da Marinha do Brasil. A embarcação utilizada foi o Navio Balizador Comandante Manhães (Figura 4.10), pertencente à Marinha do Brasil, pela direção do Serviço de Sinalização do Nordeste (SSN-3), sob comando do tenente hidrógrafo Paulo Roberto **Costa Júnior**. O navio possui acomodações satisfatórias para os serviços de gabinete da aquisição dos dados e equipamentos como o pórtico de popa e o pau de carga, os quais foram fundamentais para rebocar o transdutor (*X-Star*).

O NB Comte Manhães - *H 20* utiliza esse nome em homenagem ao Capitão-de-Corveta Antônio Manhães de Mattos, um renomado hidrógrafo e oficial da Marinha do Brasil. Foi construído pelo Estaleiro São João S.A., em Manaus-AM, financiado com recursos da SUNAMAM - Superintendência Nacional da Marinha Mercante e sua construção foi concluída nos Estaleiros da Amazônia S/A (ESTANAVE), sendo o terceiro de uma série de quatro unidades da mesma classe. O Batimento de Quilha aconteceu em 18 de outubro de 1983 e foi submetido a Mostra de Armamento e incorporado a Armada em 15 de agosto de 1984.

O Serviço de Sinalização Náutica do Nordeste (SSN-3) foi oficializado em 1955 na cidade de Recife-PE para atender a necessidade de apoio rápido e eficiente aos diversos sinais náuticos distribuídos ao longo do litoral brasileiro e nas principais vias navegáveis interiores. O NB Comte Manhães teve a sua subordinação transferida em 1986 para o Serviço de Sinalização Náutica do Nordeste - SSN-3, sendo a sua nova base de operações o porto de Recife, em Pernambuco. No ano de 2000 foi transferido para para Natal no Rio

Grande do Norte, a nova sede do Serviço de Sinalização Náutica do Nordeste – SSN 3, passando a operar a partir da Base Naval de Natal.

O Navio-Balizador além da manutenção dos sinais náuticos, ainda presta apoio a Estação Científica do Arquipélago de São Pedro e São Paulo.

A primeira fase do projeto (Operação SISPLAT I) foi realizada no mês de março de 2008. Nesta operação SISPLAT I foi programada a navegação em isóbatas acima de 10 metros, visto que as dimensões da embarcação (especificações em Anexo) exigem maior margem de segurança, navegando na região de Macau, em frente a foz do rio Açu até a quebra da plataforma continental.



Figura 4.10 – Foto do Navio Balizador Comandante Manhães - H 20.

4.2.2 Sistema de Posicionamento Global (GPS)

A recepção do sinal GPS teve por finalidade a navegação e a integração ao registro do dado sísmico e para tal foram utilizados dois aparelhos GPS: o eTrex da Garmin e o GP-31 da FURUNO, ambos com interface compatível de entrada/saída NMEA0183.

O GPS eTrex da Garmin (Figura 4.11) foi utilizado para a navegação. Trata-se de um GPS portátil, resistente a água (especificações em Anexo) com 12 canais paralelos de recepção e com autonomia de funcionamento de cerca de 20 horas com duas pilhas alcalinas AA. Juntamente com o GPS utilizou-se uma capa protetora (flutuante) e um cabo

serial de saída de dados para comunicação com o software de navegação. Eventualmente, em caso de ausência de portas seriais no laptop, torna-se útil ter disponíveis adaptadores Serial-USB ou placas PCMCIA com porta serial.



Figura 4.11 – GPS portátil eTrex da Garmin com capa e cabo serial de comunicação de dados.

A aquisição do dado sísmico inclui necessariamente o georreferenciamento em tempo real de cada traço sísmico registrado. Considerando a disponibilidade de GPS, optou-se pelo GPS GP-31 da marca Furuno por ser um receptor mais estável, possuir cabo de comunicação de dados com saída serial, antena externa (10 metros) e sua alimentação é de 12 V, podendo ser ligado por terminal “jacaré” em bateria automotivas ou por adaptador AC/DC (Figura 4.12).



Figura 4.12 – GPS GP-31 da marca Furuno com antena externa, cabo de dados e de alimentação e adaptador AC/DC.

4.2.2 Sistema de Perfilar de Subfundo

O sistema de aquisição sísmica utilizado foi o Sistema de Perfilador de Subfundo 3200-XS fabricado pela empresa americana *Edgetech*, composto por dois componentes: uma plataforma integrada de computado/amplificador (*Topside Processor*) e o veículo hidrodinâmico de sensores (*Towfish*).

O computador é utilizado exclusivamente para aquisição na visualização, armazenamento e pré-processamento dos dados (especificações em Anexo). O software incluído no computador foi o *Discovery Sub-Botton 3.33* (Figura 4.13), trata-se de um módulo para aquisição e processamento (ganho, TVG, seleção de frequências, etc) do dado sísmico em tempo real. Integrado ao computador tem-se o amplificador/transformador do sinal sísmico modelo 3200-XS (Figura 4.14) (especificações em Anexo).

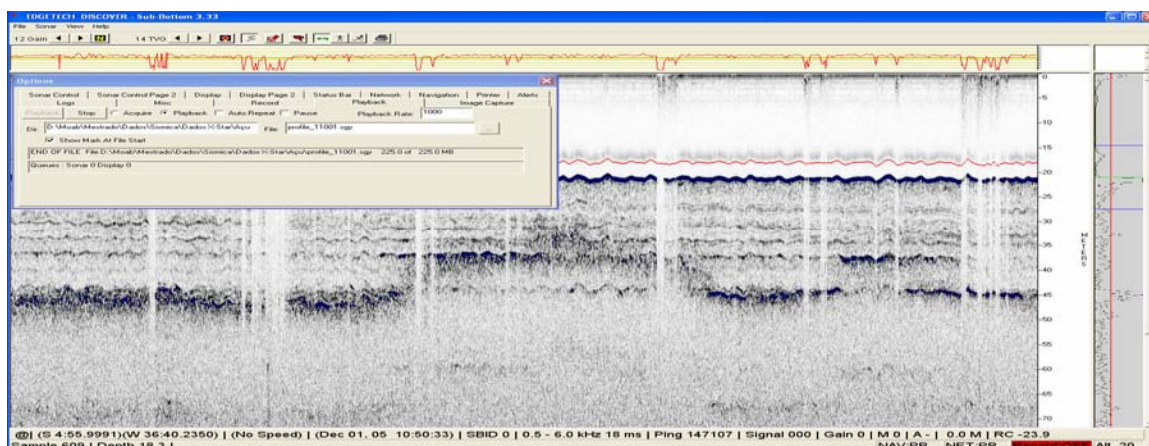


Figura 4.13 – Imagem do software *Discovery 3.33*.



Figura 4.14 – Estação de trabalho (amplificador/computador) 3200 XS *Topside Processor*.

O veículo rebocado (peixe) foi o perfilador de subfundo do tipo *chirp* modelo *SB-512i*, equipado com um estabilizador hidrodinâmico e um flutuador (Figura 4.15), podendo ser acoplado corpos de chumbo para adaptar-se a velocidade e profundidade. Suas dimensões e peso requerem um arranjo logístico mais complexo. Trata-se de projetores e hidrofones montados abaixo de um defletor acústico de fibra de vidro, com capacidade operacional no espectro de frequência de 0.5-12 kHz em pulsos FM e WB, baixa potência, penetração entre 20-200m e resolução vertical 8-20 cm (especificações em Anexo).

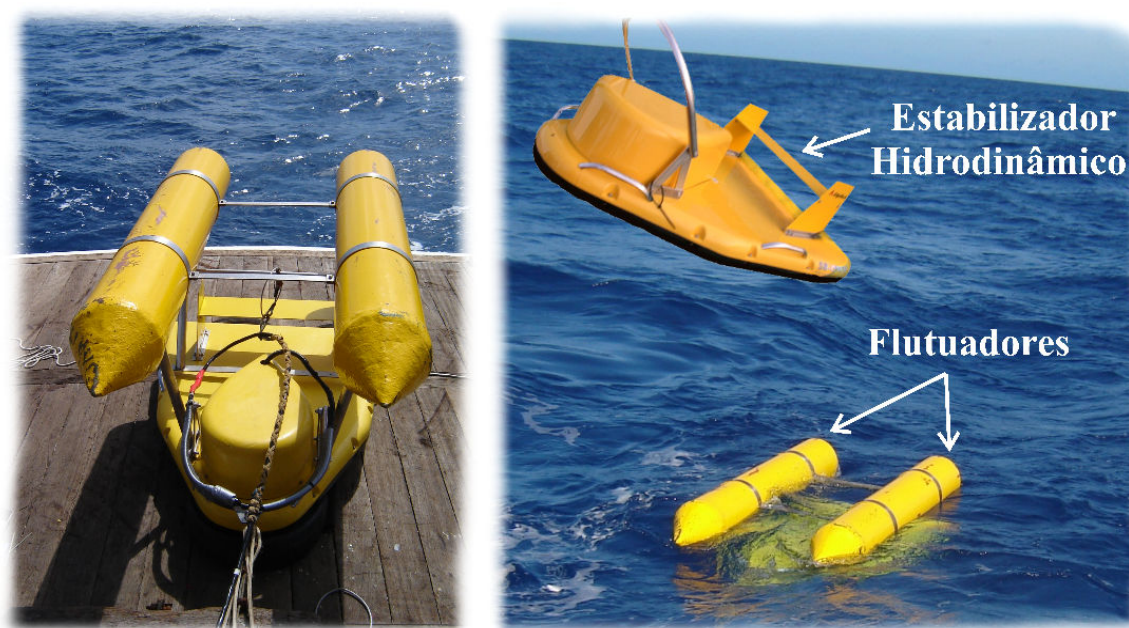


Figura 4.15 - Perfilador de subfundo do tipo *chirp* modelo *SB-512i* (*X-Star*).

Existem dois tipos principais de fontes acústicas: aquelas que emitem um amplo espectro de frequências num menor tempo possível (*sparkers*, *air-guns*, *waterguns*), e aquelas que emitem um determinado espectro de frequências ao longo de um intervalo de tempo pré-definido (*chirp*, vibradores). Essas fontes determinarão o compromisso entre as necessidades de maior penetração (fontes de baixas frequências), e de maior resolução, (largas bandas de frequências e altas frequências). Segundo McGee (1995) as fontes acústicas desenvolvidos para atuar na investigação de áreas submersas basicamente são classificadas em dois tipos: **impulsivas** e **ressonantes**.

As fontes acústicas **impulsivas** são aquelas que liberam grande quantidade de energia num intervalo de tempo que idealmente é próximo de zero. Mosher & Simpkin (1999) subdividem este tipo de fonte em: (1) fonte de aceleração de massa; (2) implosivas; e (3) explosivas.

1. Os *Boomers e Air-guns* são do tipo de aceleração de massa, que provocam rápido deslocamento de massa d'água quando a energia elétrica armazenada em um capacitor é descarregada sobre uma mola plana conectada a uma placa vibradora. Podendo absorver até 1 KJ de energia e emitir sinais em um amplo espectro de frequências (500 - 20.000 Hz) com alta potência.

2. Os *Vaporchoc, flexichoc e waterguns* são fontes do tipo implosivas, que utilizam a implosão de uma bolha para criar uma onda de pressão na coluna d'água. Estes sistemas empregam ar comprimido para deslocar subitamente um pistão encapsulado, que se choça em alta velocidade com a massa de água ao redor, gerando uma cavidade na coluna d'água preenchida pelo vácuo.

3. O *Sparker* é a principal fonte explosiva. Ele gera uma descarga elétrica no meio condutor e cria uma bolha de vapor de alta potência e grande poder de emissão de amplos espectros de frequências (baixas e altas frequências). Destaca-se por apresentar baixo custo, porém com pobre repetitividade, e limitada diretividade, além de restrições ambientais. Outros sistemas utilizam-se de dinamites, espoletas elétricas, gás, para gerar ondas acústicas na coluna d'água.

As fontes **ressonantes** produzem um sinal acústico com forma conhecida, altamente repetitivo, e origina-se a partir da frequência de ressonância de pastilhas (cristais) piezelétricas. Este sistema é utilizado por ecobatímetros de alta frequência (50 kHz, 200 kHz), sonar de varredura lateral, e as fontes denominadas *chirp*, que emitem amplos espectros de frequências num determinado intervalo de tempo (0.5 a 12 kHz; 5 a 50 ms). A potência de emissão de sinais acústicos nessas fontes é limitada, pois com o aumento da energia aplicada sobre o transdutor são produzidos efeitos do tipo cavitação (vaporização da água no contato com o transdutor devido à rápida contração dos transdutores), gerando ruídos indesejáveis (Souza, 2006).

O sistema *X-Star* se enquadra nesse tipo de fonte ressonante denominada de *chirp*. Constitui-se num único módulo e funciona como um transdutor, que converte um pulso de energia elétrica em energia sonora transmitida através da água, e converte o eco recebido em energia elétrica. É composto por projetores (ou oscilador), que transmite uma onda acústica (transforma energia elétrica em energia sonora), e o receptor (hidrofonos), que é passivo (transforma energia sonora em energia elétrica, exclusivo para recepção), ligados pelo cabo (*towcable*) ao pré-amplificador (*3200 XS Topside Processor*) (Figura 4.16).



Figura 4.16 – Perfilador *X-Star* com hidrofone, projetor, capacitores e cabo de comunicação sensor/aplicador (*Towcable*) destacados.

A transformação de energia elétrica em energia sonora, e vice-versa, é obtida por **piezoelectricidade**. Baseia-se no princípio de que um campo elétrico aplicado sobre uma pastilha piezelétrica resulta na produção de um trabalho mecânico proporcional à intensidade do campo elétrico aplicado. Se a frequência do campo elétrico aplicado é próxima da frequência de ressonância do material do transdutor, a energia elétrica é convertida em energia mecânica e, por conseguinte, em movimento de vibração da

pastilha, que é transmitido à massa de água existente ao redor da fonte. Este processo é reversível, ou seja, a pressão da água sobre o transdutor gera um sinal elétrico que no receptor indica o retorno do sinal emitido. Utiliza-se da propriedade de certos materiais cerâmicos que variam suas dimensões quando é aplicada uma diferença de potencial entre seus extremos.

As principais vantagens das fontes ressonantes na investigação de áreas submersas são: a facilidade operacional, baixo custo de manutenção, alta taxa de repetibilidade, eficiência. As desvantagens na utilização destas fontes residem principalmente no fato da baixa penetração, dependendo do tipo de fundo estudado (areia grossa).

Trabant (1984) citado por Sousa (2006) apresenta uma comparação entre diferentes tipos de fontes acústicas com suas principais propriedades específicas (energia x espectro de frequências emitidas) e o alcance em profundidade da investigação (Figura 4.17). Conclui-se que fontes de maior potência emitem frequência mais baixas e possibilitam maior penetração. Observa-se ainda, diferenças entre a profundidade de investigação de cada equipamento devido a muitas variáveis que define o poder de penetração de uma fonte acústica.

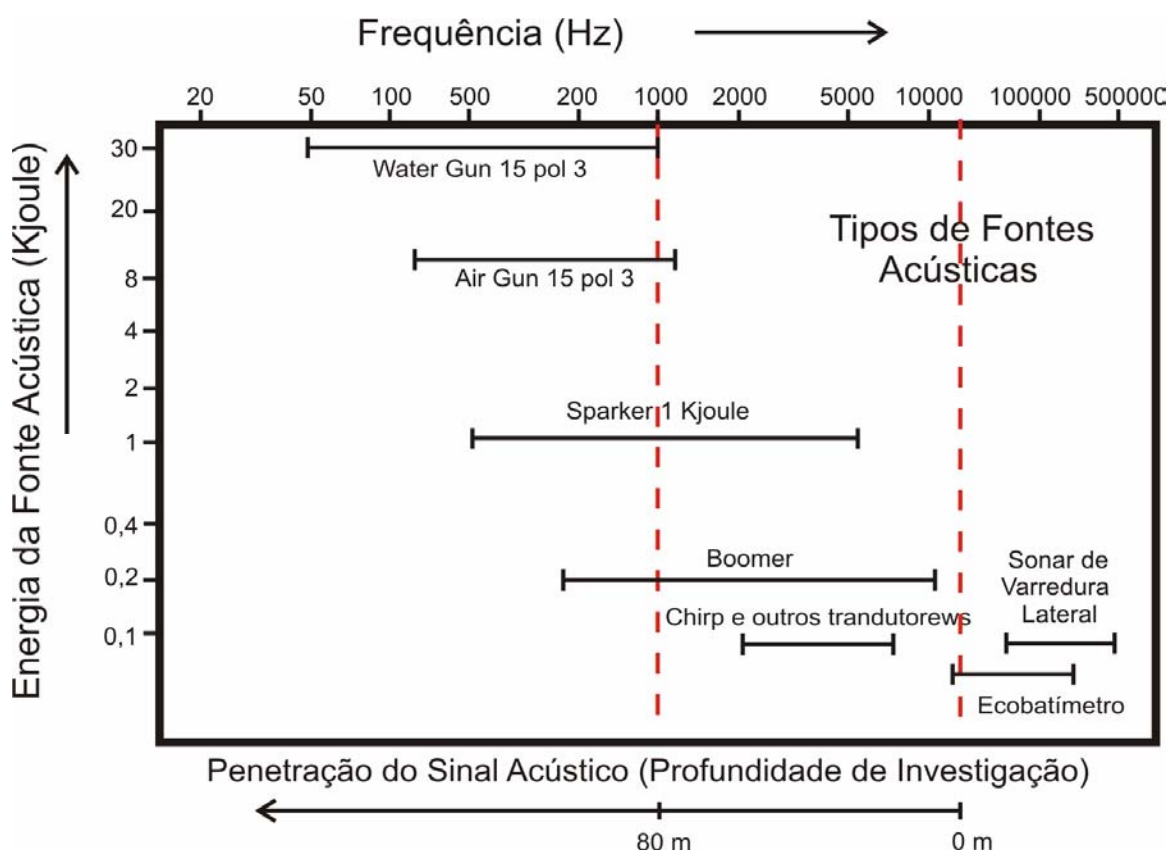


Figura 4.17 – Correlação entre: tipo de fontes sísmicas, espectro de frequências emitido, energia da fonte acústica (kJ), profundidade de investigação. Modificado de Sousa (2006).

4.3 Levantamento Sísmico

4.3.1 Plano de Navegação

As rotas de navegação para aquisição sísmica foram traçadas visando o maior recobrimento possível do paleovale do rio Açu e suas principais feições internas. Para tal, tomou-se por base a análise de imagens de satélite (Gomes, 2007b), do mapa batimétrico e modelo 3D (Gomes, 2007), a localização e a resposta dos dados sísmicos pretéritos.

O programa utilizado para se fazer o plano de rotas e a navegação em tempo real foi o *GPS Track Maker* (Figura 4.18), o qual é compatível com a maioria dos receptores GPS disponíveis atualmente no mercado, permite criar mapas vetoriais simples, inportar e exportar diversas extensões, cálculo de áreas e etc.

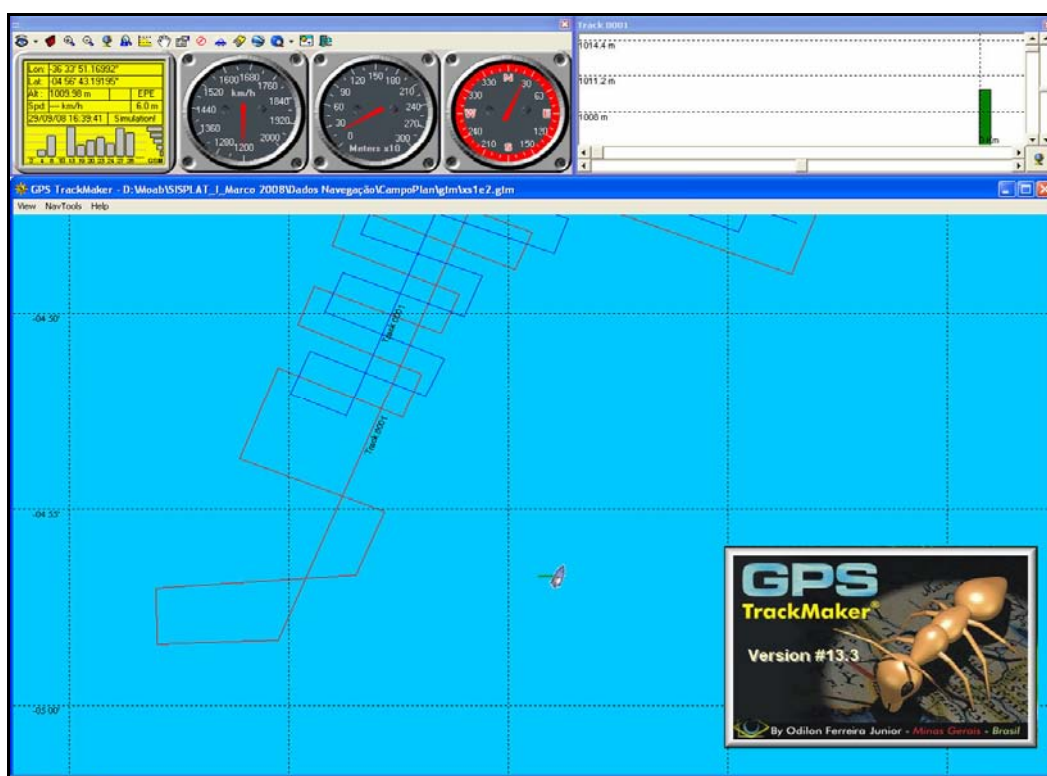


Figura 4.18 – Interface da área de trabalho do *GPS Track Maker*, programa utilizado para fazer as rotas e a navegação.

Atendendo o comando do navio, a navegação limitou-se acima da isóbara de 10 metros, por questões de segurança, nem se navegou no período noturno, devido a grande quantidade de redes de pesca na área. Administrando o tempo de mar disponível (dois dias)

para o levantamento foram traçados perfis longitudinais e perpendiculares ao paleovale, estimando-se uma velocidade entorno de 5,5 nós ou 10 km/h (1 nó = 1.82 Km/h). Cada dia da campanha foram programados 140 Km de perfilagem com o X-Star (Figura 4.19).

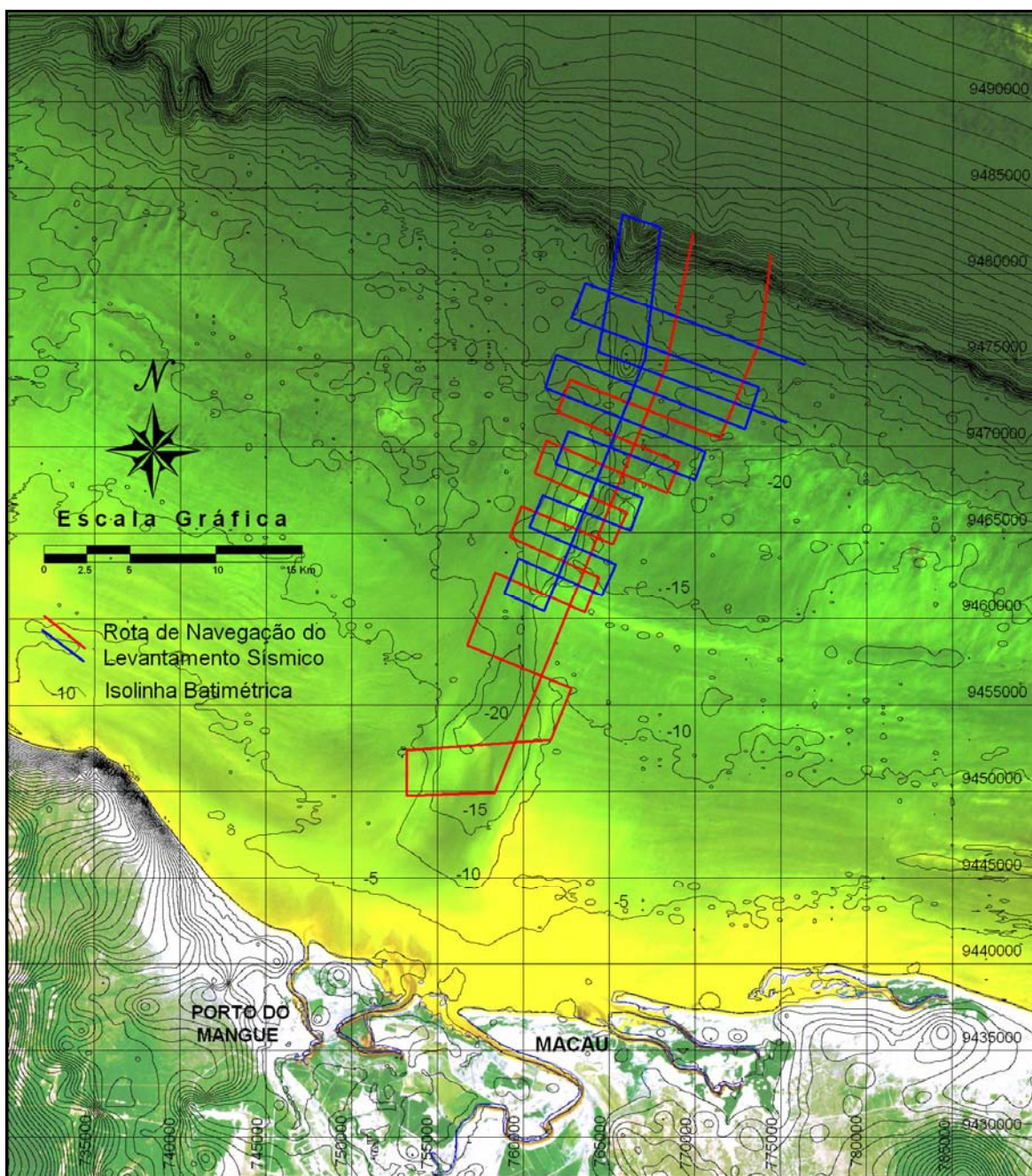


Figura 4.19 – Plano de rotas sobre o paleovale do Rio Açu para a perfilagem sísmica. Em vermelho o 1º dia; em azul o 2º dia de campanha.

4.3.2 Teste do Equipamento

O arranjo de sistemas integrados (Antena-GPS-PC-Amplificador-Sensor) foi completamente montado em laboratório para “teste de bancada”. Eventualmente, identificam-se falhas que comprometem o bom funcionamento nessa interligação: compatibilidade entre programas e equipamentos, adaptadores de conexões, *drivers*, componentes do computador, fusíveis, lista de equipamentos incompleta, e principalmente, cabos. Uma grande quantidade de diversos tipos de cabos são necessários para comunicação entre os equipamentos, os quais são dispostos no interior e exterior da embarcação. Comumente os cabos expostos a tensão do vento, da água e do manuseio estão mais susceptíveis a serem danificados, como é o caso do *Pig Tail*, que liga o sistema de sensor *X-Star* ao *Topside Processor* pelo *Tow Cable*; ele fica submerso e quando rebocado é submetido a um grande esforço de vibração na água. Um teste de continuidade com um multímetro é feito para identificar tais problemas.

Devido a não disponibilidade nesse trabalho de um DGPS compatível com o modelo de GPS utilizado, buscamos conferir a precisão especificada nos manuais dos equipamentos através de um teste de precisão. As dificuldades de navegação pelas condições de mar, o ângulo de deriva do veículo rebocado e suas influências sobre o *offset*, invariavelmente, provocam erros sistemáticos de posicionamento, nos quais se somam a imprecisão do GPS. O conhecimento de cada variável permitirá correções e/ou tolerâncias na interpretação de localização das informações contidas no dado sísmico.

O teste foi realizado próximo ao Departamento de Geologia num local sem obstáculos para recepção do sinal GPS. Foram monitoradas as variações de posicionamento e de altitude do GPS GP-31 da FURUNO, o qual integra o posicionamento ao dado sísmico. Durante um período de 2 horas (10:00 as 12:00h) verificou-se variação da velocidade, direção e posição. A variação máxima de posicionamento anotada foi 12 m com área de abrangência de 40 m², atendendo as especificações do equipamento e ao nível de levantamento a ser realizado.

Após concluída a etapa de testes de comunicação, teste precisão e reparos, fez-se um teste operacional no Rio Potengi, com finalidade de se verificar a flutuabilidade e a qualidade do registro (Figura 4.20).

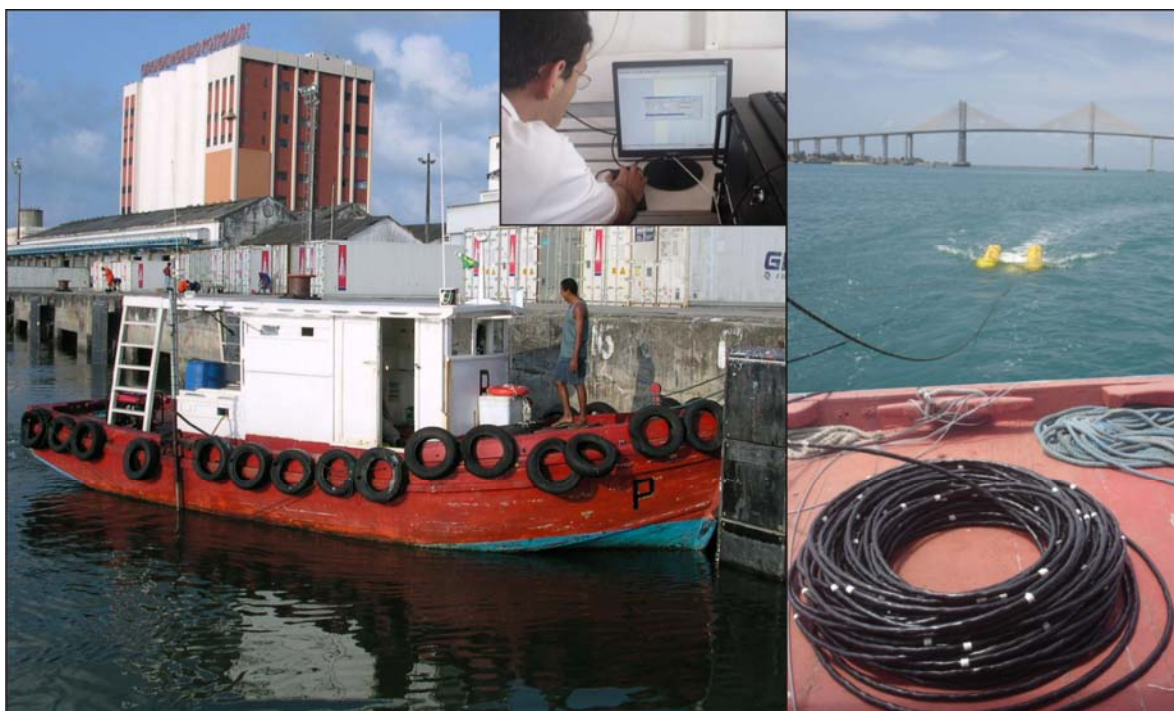


Figura 4.20 – Teste dos flutuadores e verificação do registro.

4.3.3 Operações de Aquisição

O embarque foi realizado no cais da Base Naval da Marinha as margens do Rio Potengi no dia 11 de março de 2008. O deslocamento até a área de estudo (proximidades de Macau) custou cerca de 24 horas de navegação, assim os trabalhos de campo foram executados nos dias 12 e 13. A instalação dos equipamentos para a realização das operações de aquisição sísmica realizou-se no dia anterior ao embarque, apenas o sensor *X-Star* foi armazenado no convés do navio.

A Figura 4.21 apresenta um esquema simplificado da instalação dos equipamentos utilizados na aquisição de dados sísmicos com o *X-Star*.

O GPS FURUNO foi utilizado para integrar as coordenadas geográficas no dado sísmico. A antena do GPS FURUNO foi instalada acima da cabine de comando (passadiço) do NB Manhães, o local mais alto do navio, portanto não houve nenhuma obstrução na embarcação ou na área de estudo (mar) que pudesse provocar perda de sinal para o receptor de GPS, dependendo apenas da disponibilidade da constelação de satélites. O GPS foi instalado no passadiço, devido a limitação da extensão do cabo da antena (10 m), ligado a uma fonte 12V (bateria do navio) e conectado ao amplificador/processador por uma extensão de cabos Serial DB9.



Figura 4.21 – Esquema de montagem dos equipamentos de aquisição de sísmica rasa para o sistema 3200-XS.

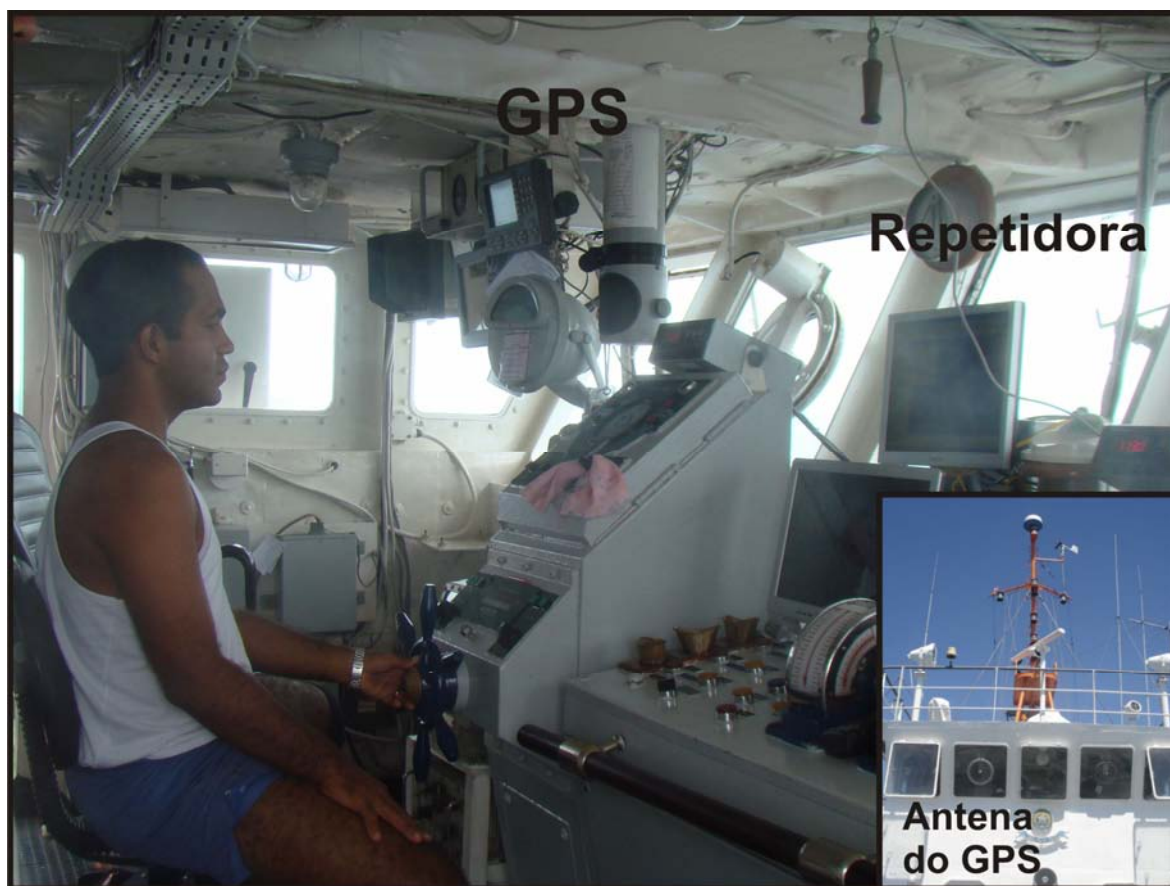


Figura 4.22 – GPS e repetidora do Laptop da navegação instalados no passadiço.

O GPS portátil eTrex da Garmin foi utilizado para a navegação, instalado acima do passadiço, conectado a um *LapTop* separado para navegação por cabos Serial DB9. No passadiço foi adaptada uma repetidora (monitor LCD) para a navegação como auxílio ao timoneiro (Figura 4.22), ligada ao *LapTop* da navegação por uma extensão de cabos VGA.

No sistema geodésico de coordenadas se utilizou as unidades de latitude/longitude em graus e minutos decimais, com o referencial planimétrico (datum horizontal), correspondente ao elipsóide de referência *WGS-84* (*World Geodetic System - 84*).

O Amplificador/Processador de sinal (*3200 XS Topside Processor*) e o *LapTop* da navegação foram instalados numa cabine disponibilizada no interior do navio (Figura 4.23), a qual permitiu melhor acomodação para o trabalho dos operadores.

O retorno do sinal sísmico foi amplificado e registrado digitalmente através do Amplificador/Processador, sendo visualizado e pré-processado em tempo real utilizando-se o programa *Discovery SB 3100*, onde foi selecionados pulsos com espectro de frequência entre 0.5 e 8 KHz, variando a repetição da emissão do pulso (em Hz) de acordo com a resposta da penetração do sinal (em metros), na ferramenta *Sonar Control* (Figura 4.24).

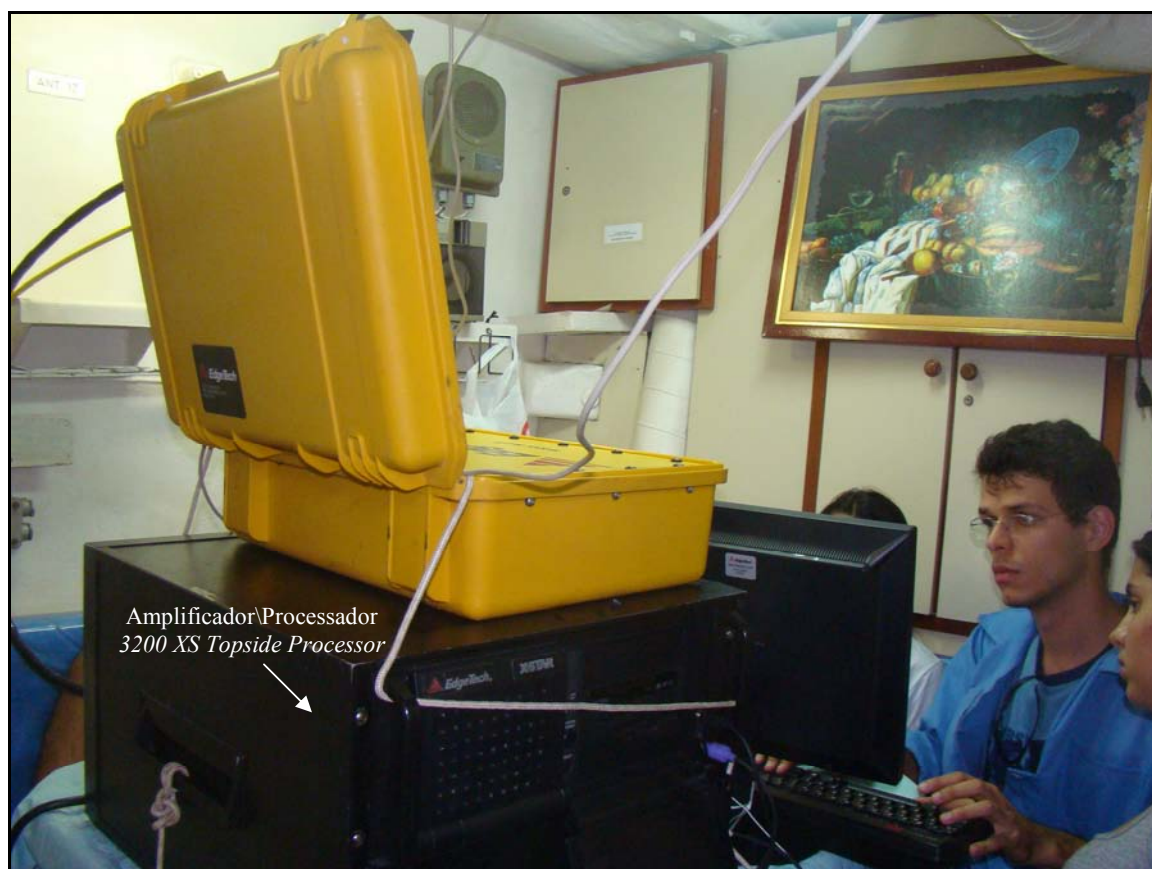


Figura 4.23 – Espaço disponibilizado para os trabalhos de pesquisa.

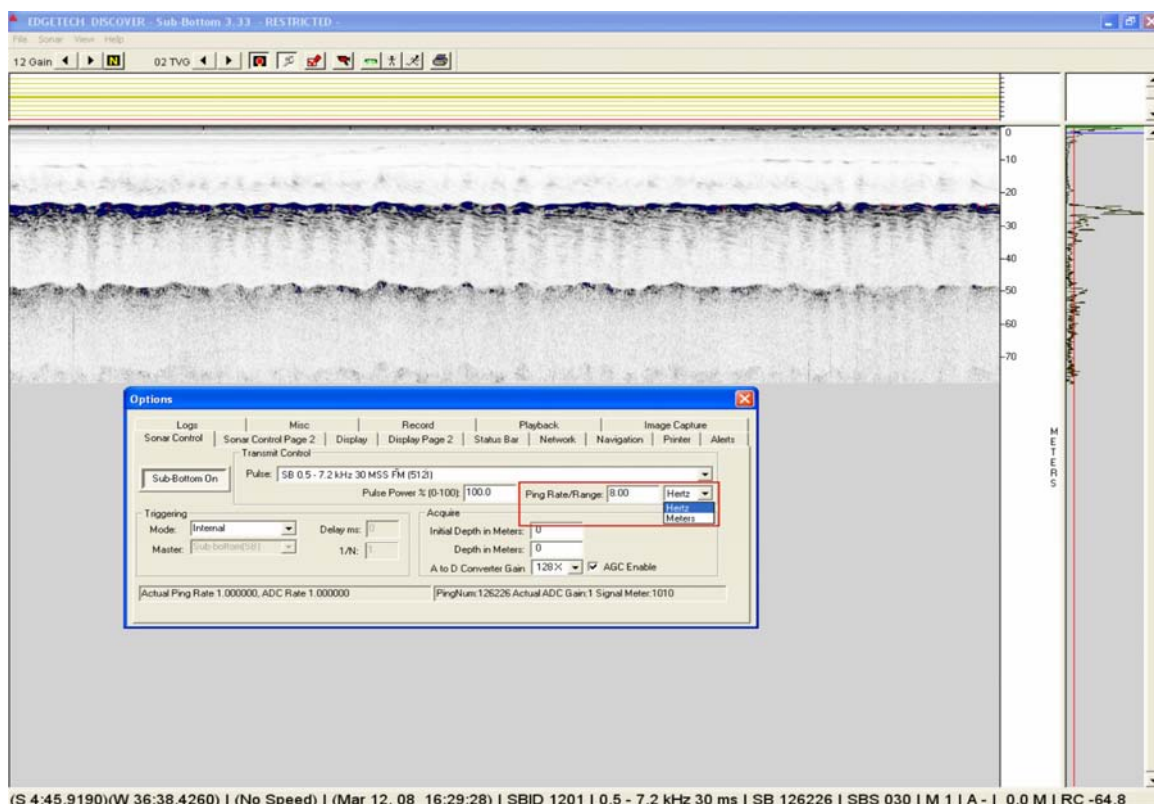


Figura 4.24 – Ferramenta *Sonar Control* para seleção do pulso e sua repetição por segundo.

Os dados brutos foram gravados no formato *.jsf (formato *EdgeTech*). Os dados sísmicos foram submetidos a parametrização de aquisição, que consistiu em: equalização de contraste, adequação da frequência do pulso sísmico, ganho normal e ganho variável de tempo (TVG), para adequar a resolução ao tipo de fundo e para amplificar as camadas mais profundas.

A velocidade do som na água (~1500 m/s) varia em um máximo de 4%, conforme as características do meio (temperatura, pressão e salinidade). Considerando que as pequenas diferenças não trazem erros significativos nas profundidades, a velocidade de 1500m/s foi usada tanto para a água como para os sedimentos a fim de se registrar no dado bruto a profundidade aproximada de penetração e a espessura das diferentes camadas, considerando que os substratos perfilados, com poucas exceções, são saturados em água.

Para a instalação do *X-Star* foi calculada a distância horizontal (*offset*) entre a posição em que foi fixada a antena do GPS FURUNO e o sensor rebocado. A distância encontrada no convés do navio foi de 26,6 metros (Figura 4.25).

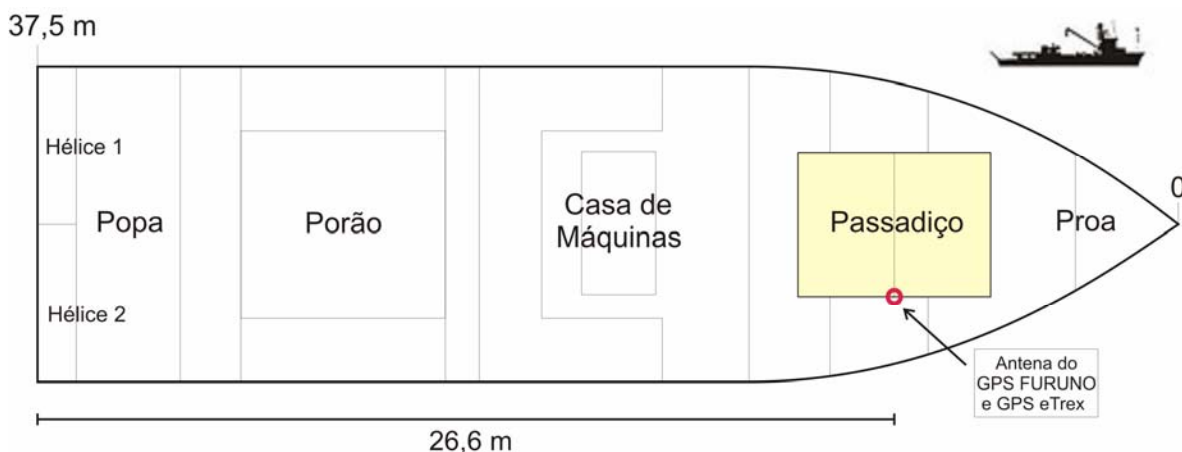


Figura 4.25 – Planta do Navio utilizada para cálculo do *offset*. A distância entre a posição da antena, fixada no passadiço, até a popa foi de 26,6 metros.

O transdutor foi rebocado a uma distância de 20 metros da popa do navio para evitar turbulência e ruídos, afastado dos hélices, onde a água flui facilmente, afastado da proa, onde há turbulência e bolhas de ar, e sem obstáculos próximos. Ainda assim o transdutor sofreu efeitos da onda de proa produzida pelo deslocamento do navio, porém longe da área de turbulência e bolhas de ar. No cálculo do *offset* esse valor (20m) é acrescido dos 26,6m medidos no convés, totalizando 46,6m. Esse valor é inserido no *Discovery* o qual faz as conversões dos parâmetros automaticamente.

Por determinação do comando do navio a velocidade mais baixa possível para navegação foi mantida entre 5 e 6 nós. Tal velocidade torna-se um fator negativo na aquisição dos dados, pois o nível de ruído (NL - “noise level”) cresce com a velocidade do navio, aumentando com a 3ª potência do crescimento da velocidade. Por exemplo, se a velocidade dobra, o NL aumenta de $2^3 = 8$ vezes. E ainda, quanto maior a velocidade menor a quantidade de repetição de amostragem por área perfilada. Segundo o manual do equipamento velocidades em torno de 4 nós apresentam melhor custo benefício.

O veículo *X-Star* foi posto e retirado da água com o auxílio de um pórtico de popa com capacidade de 10 t (Figura 4.26), devidamente amarrado por duas cordas de segurança nas bordas bombordo e boreste da popa do barco, sendo rebocado por um cabo de aço preso ao centro da popa.



Figura 4.26 - Pórtico de popa utilizado para içar o *X-Star*.

A campanha foi interrompida devido a algumas avarias no equipamento. Um dos flutuadores do perfilador sísmico *X-Star* foi danificado impossibilitando sua flutuação (Figura 4.27a), porém continuou-se a aquisição de dados sem a utilização dos flutuadores (Figura 4.26). Posteriormente, no segundo dia, com a aquisição em andamento, o dado sísmico apresentou forte ruído (Figura 4.27b) causado pelo rompimento interno de um dos cabos do *Spider* (distribuidor de conexões entre os capacitores e projetores e o *Towcable*) do *X-Star*, tornando inviável a continuação das operações de campo; neste caso torna-se impraticável o tratamento do dado devido as falhas de aquisição.

A campanha foi finalizada com resultado de aproximadamente 140 km de registros sísmicos adquiridos durante os dois dias de campo (Figura 4.28). Apesar dos dados coletados corresponderem a apenas 50% do almejado no planejamento, a área alcançada pelo levantamento preenche uma lacuna de informações, as quais permitirão, juntamente com dados pré-existentes, se fazer interpretações e contribuições ao arcabouço geológico Quaternário desta região na Plataforma Continental.

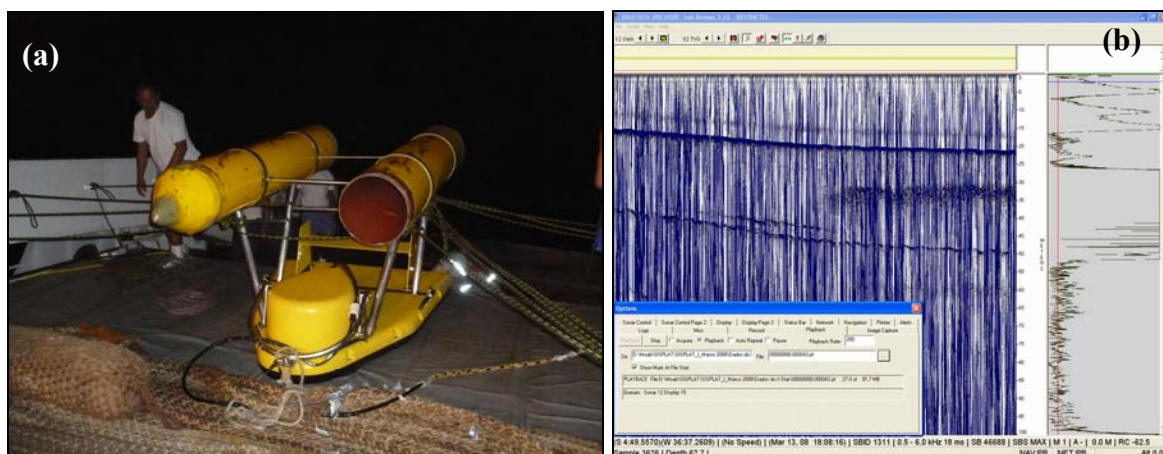


Figura 4.27 – (a) Flutuador danificado pela pressão contra a água quando rebocado. (b) Registro com forte ruído provocado por danos no *Spider*, componente interno do *X-Star*.

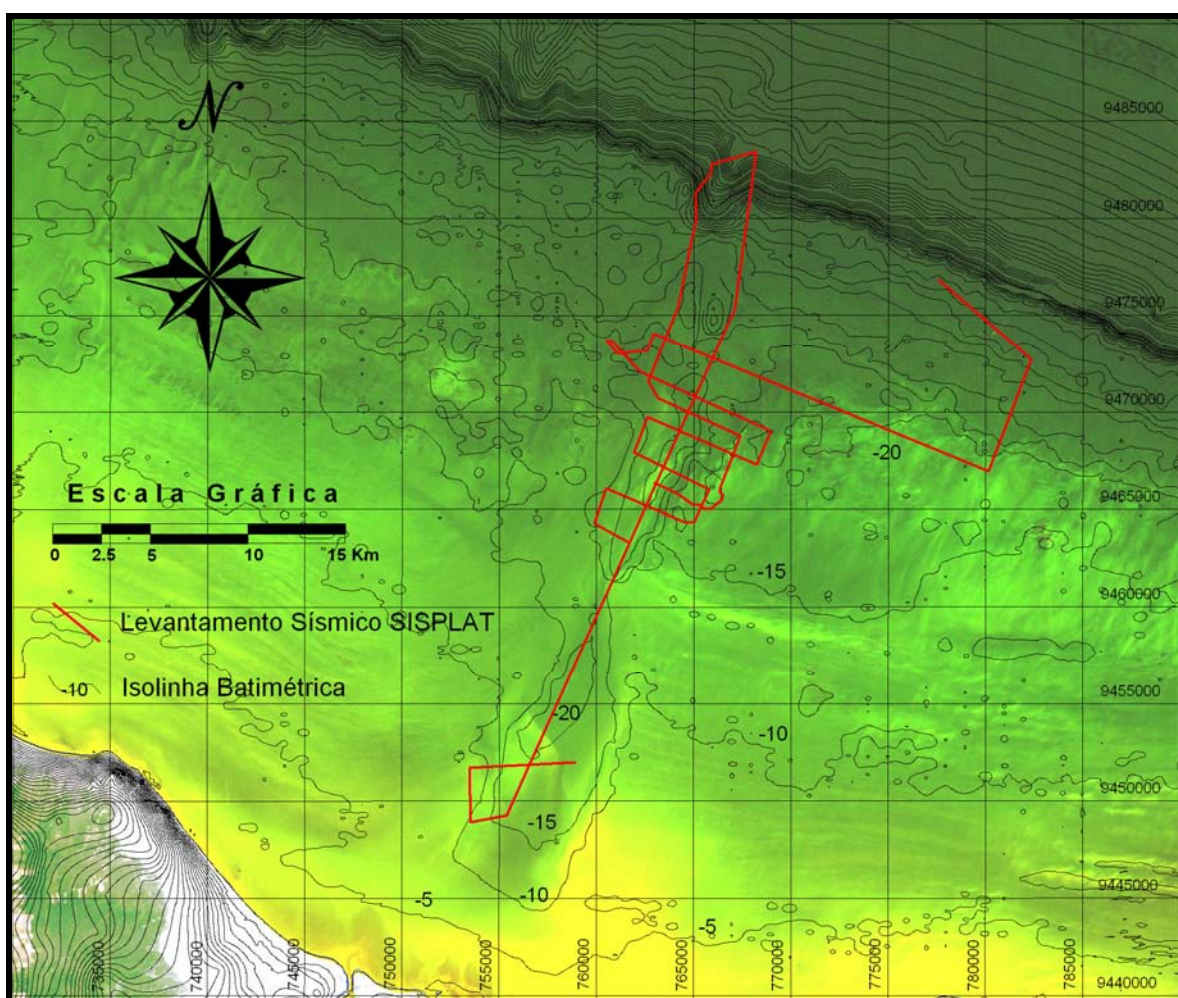


Figura 4.28 – Localização das linhas sísmicas levantadas durante a campanha SISPLAT I.

5 Fluxo de Processamento de Dados de Sísmica Rasa

5.1 Introdução

Apesar dos dados de sísmica rasa apresentarem imagens de alta resolução, muitas vezes torna-se impraticável sua visualização direta (sem tratamento) devido à grande quantidade de ruídos. Visando reduzir essa limitação, a proposta de um fluxo de processamento para dados de sísmica de alta resolução, sistematizando os fundamentos teóricos em suas etapas, centraliza o principal objetivo deste capítulo.

A aplicação de um fluxo pode tornar-se dispendiosa no processamento de diferentes dados, no entanto, seguindo-se alguns critérios (comportamento de uma onda de alta frequência, impedância acústica, funcionamento dos filtros, tipo de ganho, etc) foi possível a obtenção de um resultado com qualidade superior. Assim, o fluxo proposto delimita-se nas características específicas dos dados de sísmica rasa, dos quais foi selecionado o Perfil 16 da área em estudo, levantados com o transdutor *X-Star SB 512i (Edgetech)* (Figura 5.1), para a demonstração do fluxo de processamento.

Entretanto, considerando a resolução desse método sísmico em profundidades entre 20 e 200 metros (resolução superior a sísmica convencional), seus dados brutos possuem respostas e ruídos de aquisição que derivam das relações entre as propriedades do método e o ambiente de aplicação (interação das altas frequências com o meio atravessado, ruídos da embarcação e dos flutuadores do equipamento, não compensação das ondas do mar, atenuação com a profundidade e com o tipo de material, registro de chegada múltipla de sinal, dentre outros), diferenciando, muitas vezes, dos dados da sísmica convencional. Em termos de processamento, muitas etapas se distinguem pela logística do levantamento e pelo uso de algoritmos em programas específicos.

O *ReflexWin 4.5 (K. J. Sandmeier)* foi o programa utilizado na aplicação teórica-prática da parametrização da seqüência de processos, que contou com etapas básicas de um processamento sísmico (necessárias para um fluxo geral) e alguns processos suplementares que podem ser utilizados a fim de melhorar a performance do processamento (tempo de máquina) e/ou da qualidade dos dados. Além dos fins da interpretação dos dados também é possível aperfeiçoar a configuração dos parâmetros de aquisição do dado, como, por exemplo, a frequência do pulso, a frequência de emissão, etc.

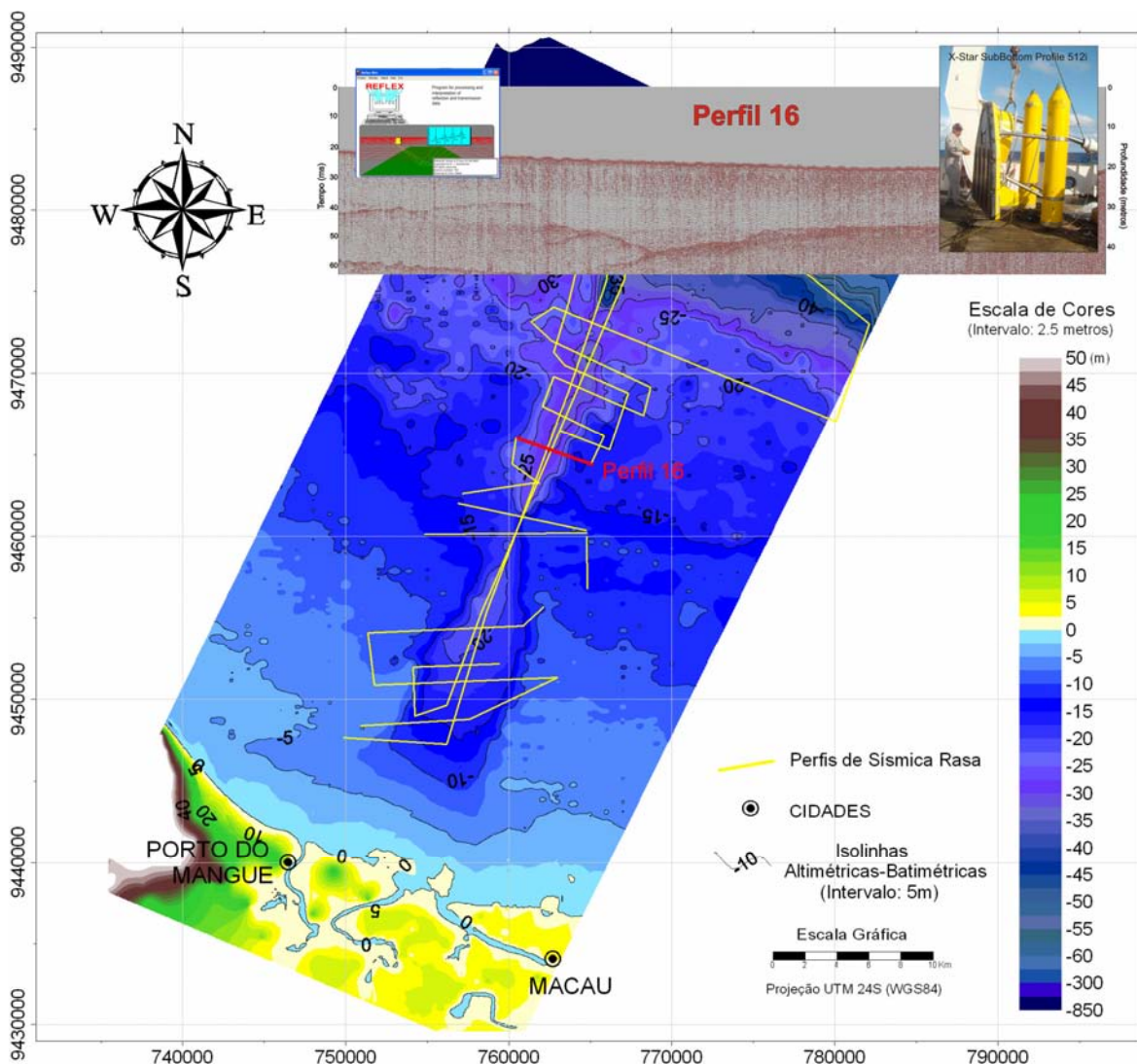


Figura 5.1 - Área do trabalho, com isolinhas batimétricas do paleovale do Rio Açu, apresentando por linhas verdes os perfis sísmicos disponíveis e em vermelho o Perfil 16 selecionado para validar a proposta do fluxo de processamento.

5.2 Fluxo de Processamento

O processamento aplicado ao dado de sísmica rasa foi desenvolvido com algumas modificações no fluxograma de um processamento de sísmica convencional (Artusi *et al.*, 2007; Brunetta, 2005) e GPR (Xavier Neto, 2006) a fim de se adaptar ao imageamento de subsuperfície, centralizando as principais etapas do processamento nos objetivos de se editar a geometria do traço, extrair ou atenuar ruídos que se apresentam no domínio da frequência e da amplitude, atenuar múltiplas de fundo marinho, compensar a perda de amplitude pelo decaimento de energia do sinal e interpretar a seção.

Os recursos disponíveis do programa *ReflexWin 4.5* foram utilizados para validar a elaboração e a aplicação do fluxo de processamento para os dados de sísmica rasa. O *ReflexW* possui módulos interativos para processamento e interpretação de dados de Sísmica 2D (e GPR), em particular o *2D-Data-Analysis*, suportando diversos padrões de gravação desses dados, inclusive o formato de aquisição (*.jsf) do programa *Discovery SB 3100* da *EdgeTech*. O fluxo é apresentado em seis etapas com suas subdivisões e aplicações (Figura 5.2).

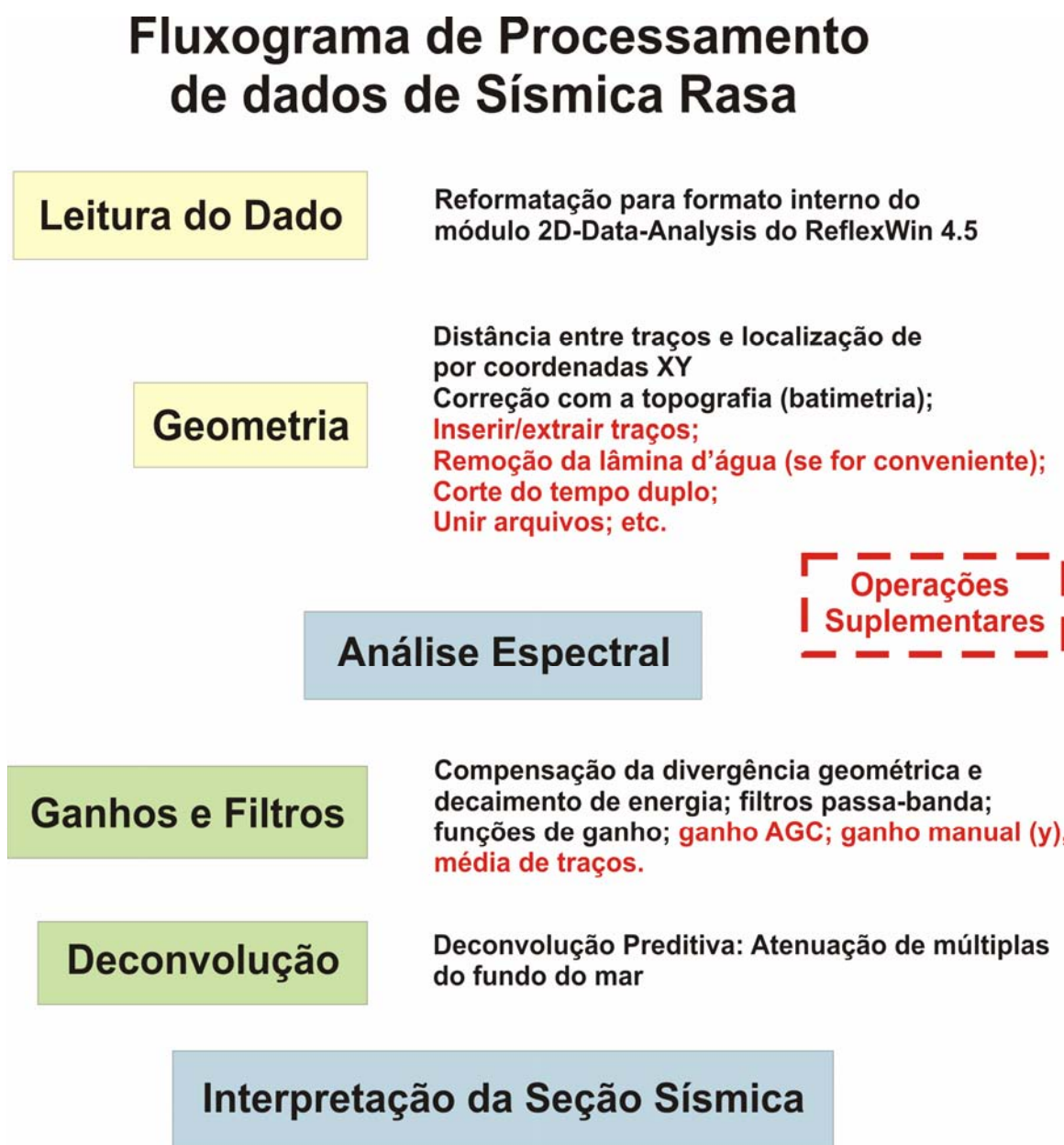


Figura 5.2 – Fluxograma de Processamento geral e com operações suplementares para os dados sísmicos de alta resolução.

5.2.1 Leitura dos Dados

Os dados brutos de sísmica rasa, coletados com o perfilador sísmico *X-Star* (perfilagem contínua), foram gravados no formato de aquisição da *EdgeTech* *.jsf (também é possível SEG-Y) utilizando-se o programa de aquisição da *EdgeTech*. O formato interno do *Discover* armazena dados em uma variação do formato SEG-Y. A variante JSF elimina o padrão SEG-Y EBCDIC e os cabeçalhos binários, e acrescenta uma mensagem no início do cabeçalho de cada traço. O formato do dado consiste numa coleção de traços gravados com os seguintes componentes: 16 byte de mensagem de cabeçalho (*message header*); 240 byte cabeçalho do traço (*trace header*); e dados do traço (Manual *Edgetech*).

As linhas sísmicas selecionadas com formato de entrada do dado bruto (*.jsf) foram convertidas para o formato interno (taxa 16 ou 32 bit) do ambiente *ReflexW*, e carregadas através do módulo usado para processamento, o *2D-Data-Analysis*.

Ao iniciar o *Reflex-Win*, tem-se o menu na janela inicial, deve-se selecionar ou criar o diretório onde o dado está locado através da direção: *Project>ProjectDirectory*. No mesmo menu há a direção *Modules>2D-data-analysis*, a qual inicia a área de trabalho do *Reflex-Win*. Nessa área de trabalho, efetua-se a conversão do dado *.jsf para o formato interno do *Reflex* através da janela *Data Import* no menu *File>Import* (Figura 5.3).

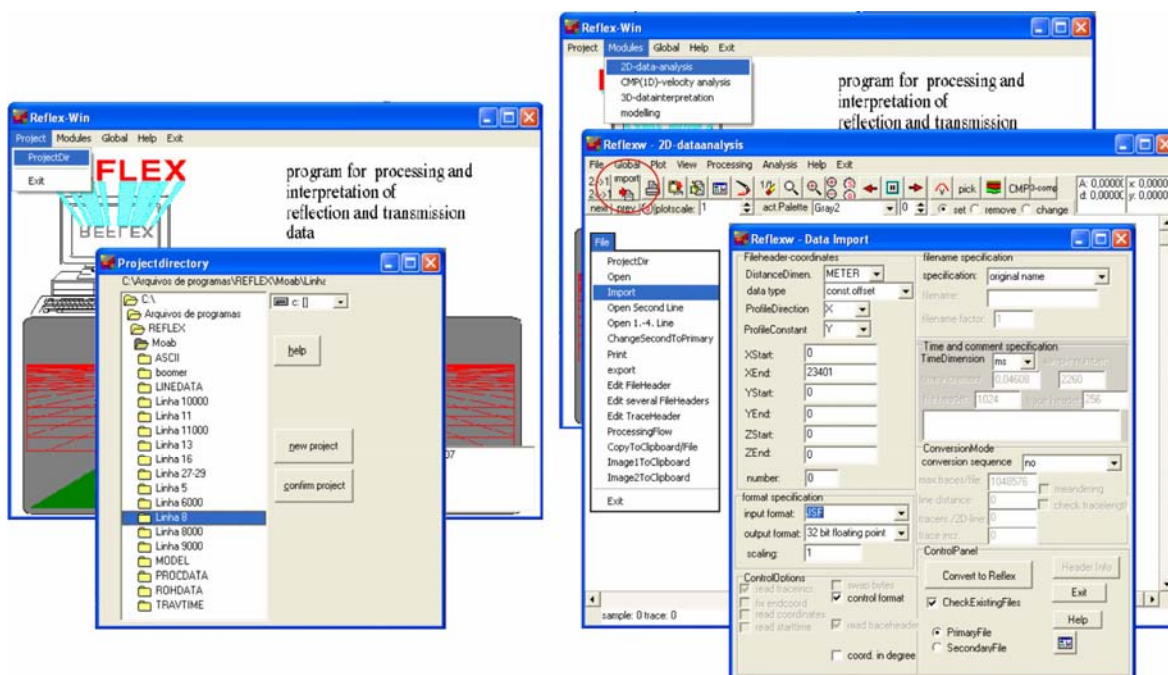


Figura 5.3 – Interface do programa mostrando a direção para importar e converter dados no formato interno do *ReflexW*.

Ao importar o dado para o *ReflexW* faz-se uma primeira visualização do dado, podendo algumas opções de visualização pelo menu *Plot>Options*. A manipulação do dado nesta etapa não é permanente, ou seja, não gera outro dado processado, o que permite modificar a palheta de cores, modo de visualização dos traços (interpolado ou *wiggle*), preenchimento positivo ou negativo do sinal, escala, ganho (proporção de amplitudes, contraste), títulos, etc (Figura 5.4).

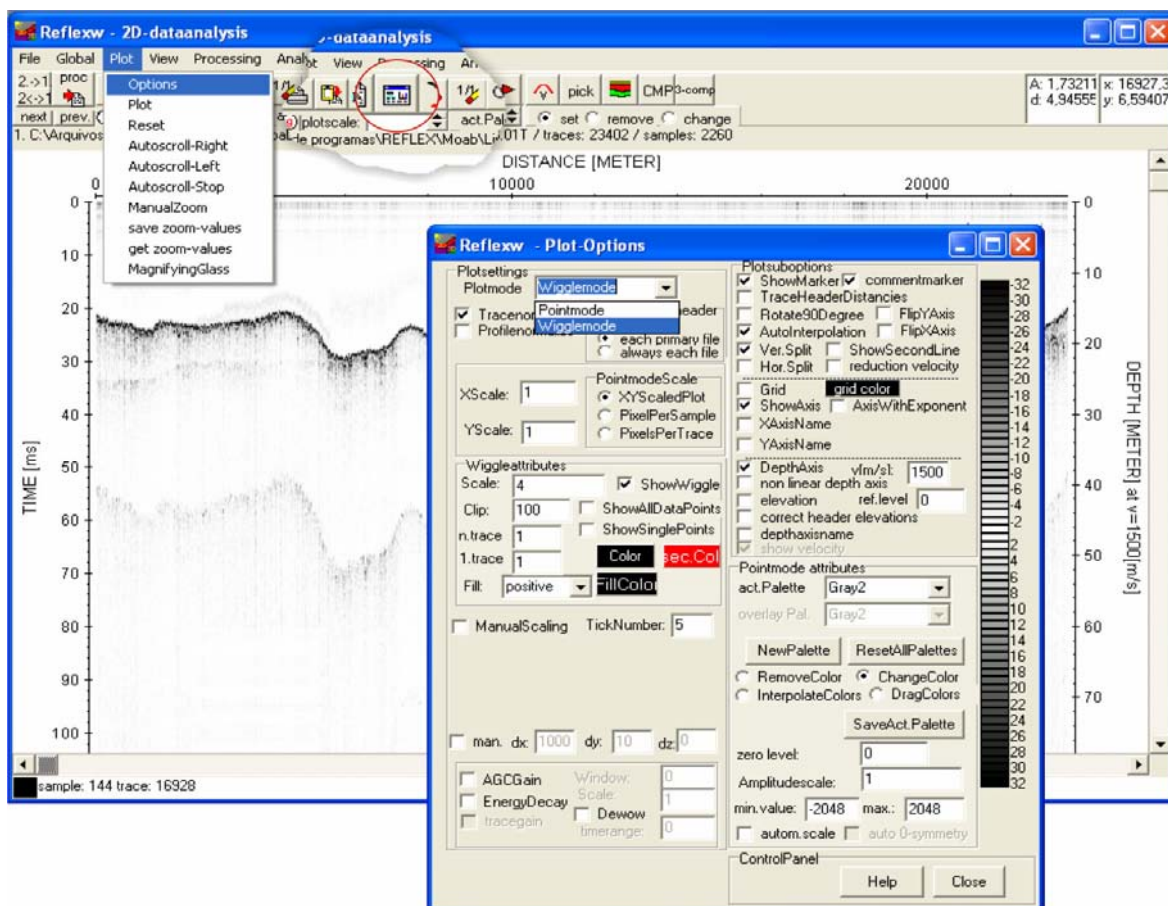


Figura 5.4 – Opções para melhor visualização da primeira entrada de dados no *ReflexW*.

5.2.2 Geometria do Dado

Esta é a fase de processamento na qual são inseridas as informações a respeito da localização de cada fonte e cada receptor, no caso do transdutor *X-Star*, a localização de cada traço, através de suas coordenadas. Essas informações serão inseridas no cabeçalho dos traços sísmicos (Figura 5.5), preferencialmente no início do processamento, permitindo que todas as etapas posteriores possam ser realizadas.

Em geral não há grandes prejuízos na formatação do dado, porém algumas imprecisões nas informações sismoestratigráficas podem ser acumuladas. Como a velocidade da embarcação não é constante na escala de tempo de registro dos traços sísmicos, a distância entre os traços pode variar muito, outro fator é a não coincidência do registro do dado sísmico com a emissão do sinal do GPS, ou seja, há uma defasagem entre o registro do traço sísmico e a recepção da coordenada do GPS (erro de latência), que implica numa imprecisão de georreferenciamento por da ausência de informação.

A primeira correção geométrica realizada em campo refere-se à distância entre o transdutor e a antena do GPS calculado em 46 metros e automaticamente corrigido pelo programa *Discovery* durante a aquisição digital.

Para exemplo de processamento utilizou-se o perfil 16, perfil transversal ao vale do Rio Açu, o qual possui 23.402 traços distribuídos ao longo de 7955 metros de linha sísmica. As coordenadas (UTM) são inseridas no cabeçalho dos traços e automaticamente identifica-se a distância entre os traços (*trace increment*), que para o Perfil 16 foi de 0,34m, e a orientação do perfil (podendo ser invertida) (Figura 5.5).

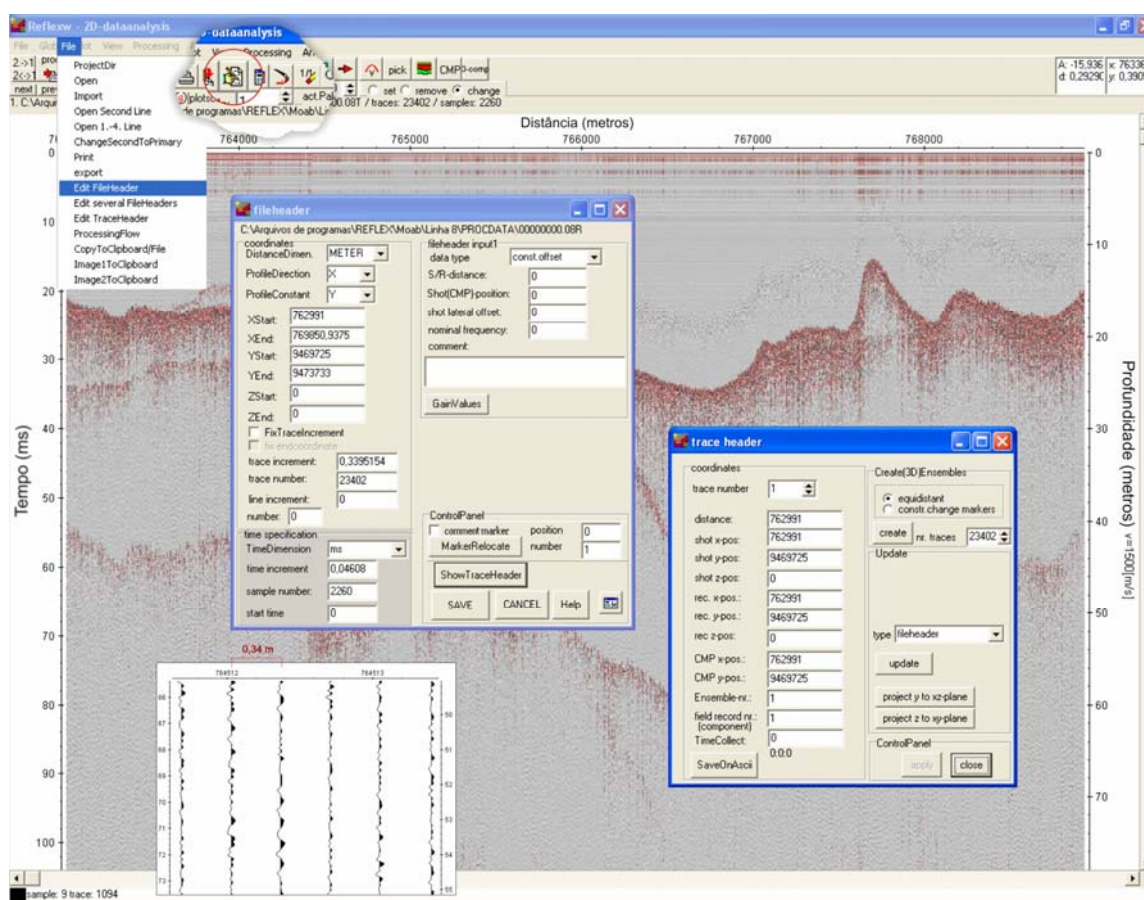


Figura 5.5 – Correção (geométrica) da localização dos traços sísmicos.

Outras operações de caráter suplementar podem ser realizadas. Por exemplo, a remoção da lâmina d'água na seção sísmica, através do *muting* (pelo menu *Processing>StaticCorretion/muting*), pode ser útil na otimização de tempo e precisão de processamento e minimização da saturação visual (Figura 5.6). Porém essa correção estática pode não ser conveniente quando se deseja identificar fenômenos na coluna d'água, como, por exemplo, escapes de gás, muito comum na área de estudo.

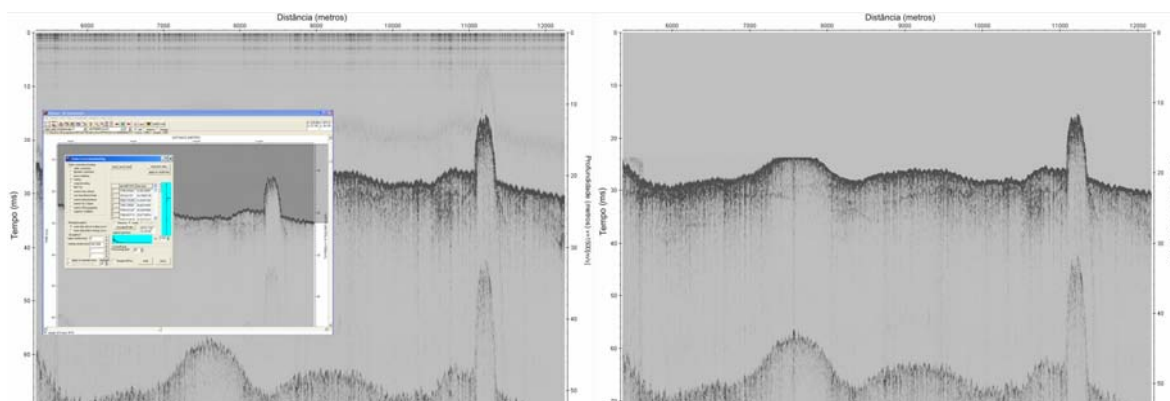


Figura 5.6 – Exemplo de seção sísmica com a remoção dos sinais da porção da lâmina d'água.

Também há casos em que o processamento não consegue retirar múltiplas de amplitude altas, impedindo a identificação de qualquer informação sismoestratigráfica abaixo dela. Dessa forma, dependendo da morfologia da múltipla, torna-se aplicável a remoção de parte da seção através do corte do tempo duplo – *time cut*.

Com relação às correções na topografia de fundo, ressalta-se a logística do levantamento. Quando o perfilador sísmico faz uso de flutuadores (e compensador de ondas) ao ser rebocado, a correção pode ser realizada sobre a diferença de profundidade entre o sensor e a interface ar/água. Na ausência de flutuadores a topografia deve ser corrigida por meio de dados batimétricos, os quais são interpolados aos sinais dos traços no refletor da interface água/fundo marinho.

Por vezes feições de interesse são continuadas em arquivos diferentes, para se obter uma única seção sísmica pode-se unir aos arquivos, adicionar ou extrair traços.

Quando a quantidade de traços em uma seção é “excessiva” o tempo de testes e adaptação do fluxo de processamento pode se tornar oneroso. Uma solução seria extrair uma pequena parte do dado e utilizá-lo para testes, e só então aplicar o fluxo de processamento ao dado inteiro posteriormente.

5.2.3 Análise Espectral do Dado

Durante o processo de aquisição uma quantidade de sinais é captada com valores incoerentes que resultam principalmente em falhas de aquisição e estruturas fantasmas (Robinson e Treitel, 1980). O perfilador *X-Star* emite um pulso de frequência modulada FM (Figura 5.7) num dado intervalo de tempo (ms). Esses pulsos carregam uma faixa de altas frequências (ex. 1-7KHz), que ao convoluir nas camadas e retornar ao sensor formará o traço sísmico. A emissão dessas ondas resulta na duplicidade da captação de reflexões em tempos diferentes, o que gera a duplicação das estruturas e dificulta a sua identificação, uma vez que grande quantidade de ruído possui valores de amplitude próximos às amplitudes naturais, portanto, de difícil exclusão pelos métodos existente na etapa de tratamento destes dados (Houlding, 1994).

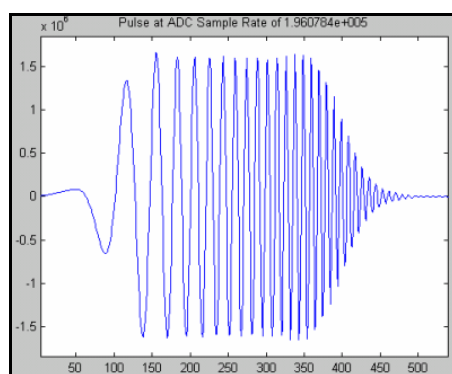


Figura 5.7 – Pulso sísmico de frequência modulada. Uma determinada faixa de frequências é emitido em um único pulso.

A análise do dado bruto e identificação da existência de ruídos podem ser feitas visualmente ou por análise espectral. A análise espectral marca o início dos processos voltados para correção das amplitudes no dado sísmico. Visualizar e correlacionar os espectros de amplitude, tempo, frequência, número de onda possibilita uma aplicação mais acurada das correções (equalização) de amplitude no dado e a seleção de parâmetros para a aplicação de filtros.

O espectro de frequências dos traços (Figura 5.8) do Perfil 16 demonstra uma forte concentração de frequências entre 3 e 5 KHz. Esses valores de frequência que predominam no dado estarão com maiores valores de amplitude (presentes nos refletores). Isso permite identificar parte das anormalidades do dado e tomar por base como parâmetros para se fazer um balanceamento espectral (*spectral whitening*).

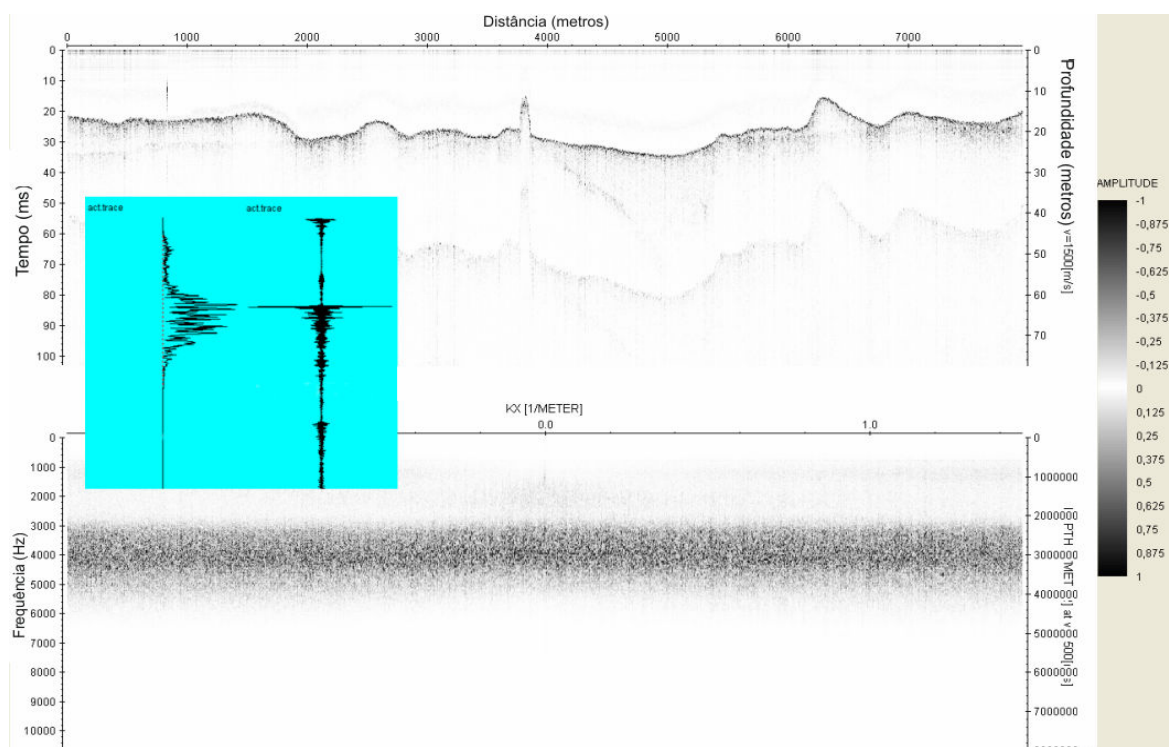


Figura 5.8 – Imagem do espectro de distribuição no domínio FK (frequência/nº de onda) mostrando a concentração das amplitudes significativas nas frequências entre 3 e 5 KHz.

A Figura 5.9a apresenta a seção sísmica e uma imagem da soma dos espectros dos traços sísmicos correlacionados com o tempo, permitindo vincular a profundidade e a amplitude às faixas de frequência presentes no dado, sendo útil na correlação sinal-ruído. Este gráfico foi feito através da ferramenta *moving window spectrum* (menu *Processing>Complex traceanalysis/spectral analysis*). Observa-se que entre 60 e 70ms e 75 e 85ms e 90 e 100ms, nas faixas de frequência 1,5-6 KHz e 6-10 KHz, ocorre uma repetição do sinal com amplitude inferior, trata-se do ruído referente as múltiplas. Em torno da frequência de 1Kz, sobre toda a janela de tempo, ocorre uma faixa de amplitude anômala e variada, relacionada ao ruído de fundo. No dado real o intervalo entre 0 e 10 ms refere-se a coluna d'água, já na distribuição do espectro está correlacionado com o ruído de superfície (interfaces).

Os parâmetros supracitados evidenciam a distribuição e as origens das frequências e amplitudes no dado sísmico, ou seja, quais faixas de frequência estão os refletores de interesse (sinal), a qual permite fazer associações entre sinal e ruído. A presença simultânea de sinal e ruído dificulta o processamento e a interpretação do dado, essa dificuldade pode ser minimizada eliminando-se frequências e ressaltando amplitudes conhecidas, através de filtros e ganhos, ou por balanceamento espectral.

O balanceamento espectral “*spectral whitening*” (Claerbout, 1975, Yilmaz, 1987), pode ser admitido como uma aproximação da deconvolução de fase-zero, pois não modifica a fase do sinal, mas somente no espectro de amplitude (nivelar o espectro de uma determinada faixa de freqüências). Esta ferramenta de filtragem é útil para correção da atenuação das freqüências no traço sísmico e em dados ruidosos, melhorando a resolução temporal e espacial do sismograma. A Figura 5.9b apresenta a equalização do espectro de freqüências de uma seção balanceada.

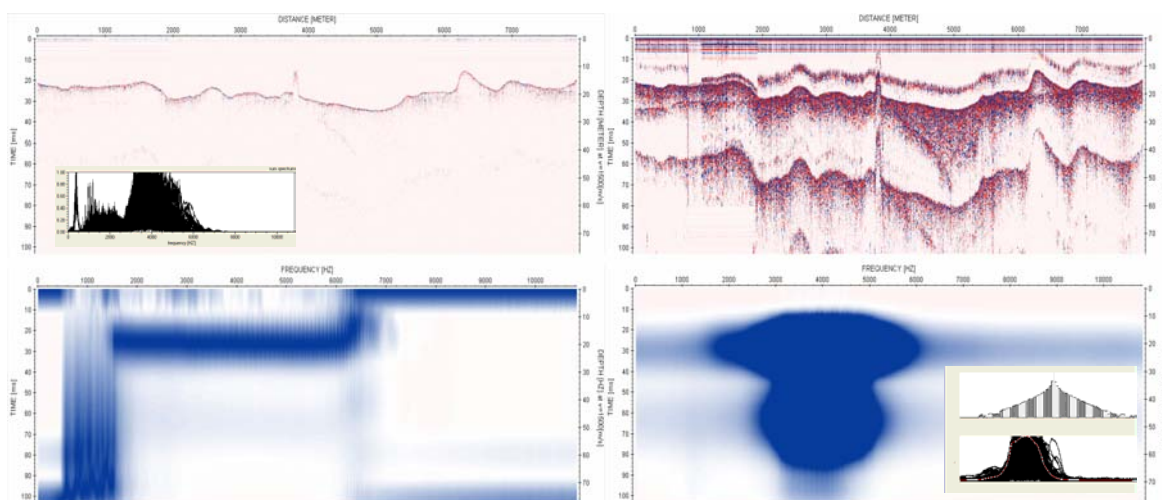


Figura 5.9 – (a) Seção Sísmica; Histograma de freqüências; Espectro Tempo vs. Freqüência. (b) Seção Sísmica após o balanceamento espectral; Espectro Tempo vs. Freqüência da seção balanceada; Histogramas de amplitude e de freqüências.

O espectro de tempo vs. freqüência permite obter informações a mais que a simples observação do histograma de freqüência ou da seção sísmica, podendo relacionar a distribuição das amplitudes e freqüências do dado original. A análise espectral do dado forneceu a ilustração exata de quais aspectos sofreram modificações com a aplicação do filtro, mostrando que, por mais que possam parecer semelhantes, os dados se apresentam de forma diferente. A análise espectral deve ser realizada em todas as etapas que utilizam algum tipo de filtragem, no intuito de se observar as mudanças provocadas pela aplicação dos filtros.

5.2.4 Ganhos e Filtros

Observa-se nos traços que ocorre um rápido decaimento de energia com o tempo de propagação limitando a profundidade de investigação. A perda por espalhamento

geométrico é a principal causa para o decréscimo da amplitude, pois a amplitude do pulso sísmico na frente de onda decresce à medida que ela se espalha. Outras causas da perda de amplitude são a absorção e transmissão. Um dado dominado por baixas amplitudes dificulta o reconhecimento dos refletores e a sobreposição de altas e baixas frequências mascaram os refletores.

A aplicação de filtros e ganhos tem por fim a correção da atenuação do sinal e eliminação de alguns dos ruídos, como o próprio resíduo dos filtros, ressaltando os eventos de reflexão. Filtros que operam em faixas de frequência são importantes para remover fontes específicas de ruídos, comumente delimitados em uma faixa de frequência distinta, sendo possível separar esse ruído e do sinal.

A Figura 5.10 apresenta um corte do Perfil 16, do qual foram utilizadas algumas porções melhor escalonadas para exemplificar visualmente o resultado da aplicação de ganhos e filtros. Neste segmento se observam diferenças laterais de amplitude, decaimento de energia com a profundidade, ruídos de alta frequência e baixa razão sinal-ruído.

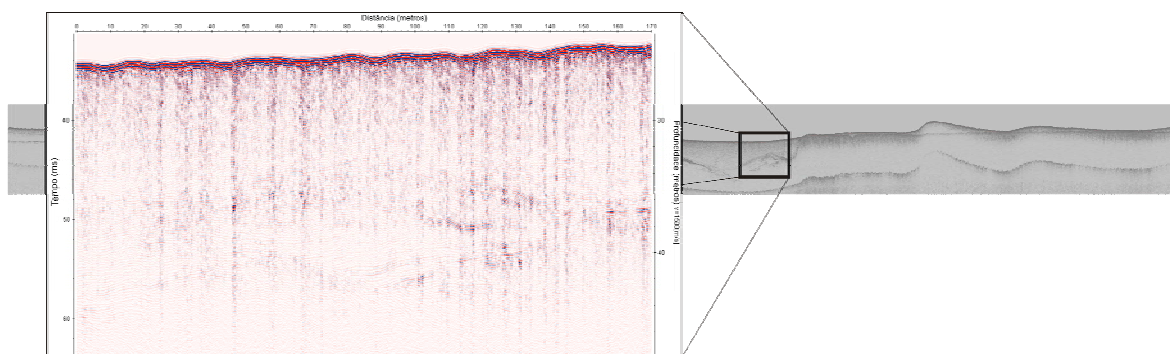


Figura 5.10 – Detalhe da porção da seção sísmica do Perfil 16 escolhido para o processamento.

Através de testes e comparações foi verificada a melhor sequência de aplicação dos filtros de ganhos. Iniciando pelo filtro de frequência passa-banda (menu *ID-Filter > bandpassfrequency*), o qual remove as frequências indesejadas e reduzem ruídos de diversas origens, permitindo a passagem das frequências dentro da banda especificada.

Os parâmetros de frequência encontrados na etapa de análise espectral foram utilizados nesse filtro (Figura 5.11). Como resultado da aplicação do filtro passa-banda a seção filtrada apresenta regiões específicas, demarcadas na análise espectral, onde ocorreu uma atuação mais visível do filtro reduzindo o padrão caótico dos refletores (Figura 5.12).

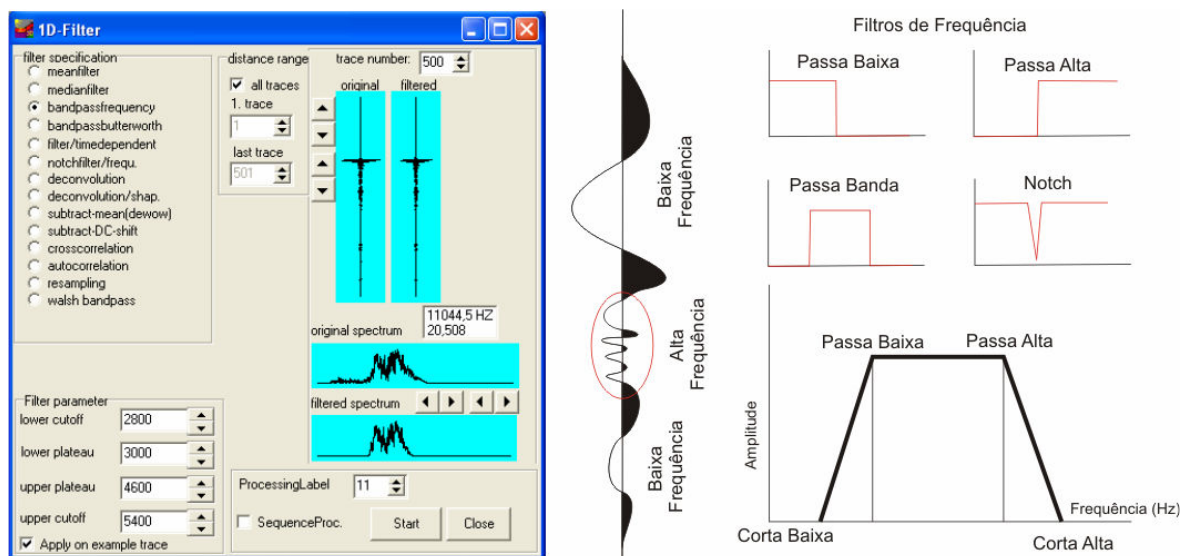


Figura 5.11 – Janela de entrada de parâmetros para o filtro de frequências passa-banda; demonstração no traço sísmico de zonas de baixa e alta frequência; Esquema de filtros de frequência passa-baixa, passa-alta, passa-banda e *notch*.

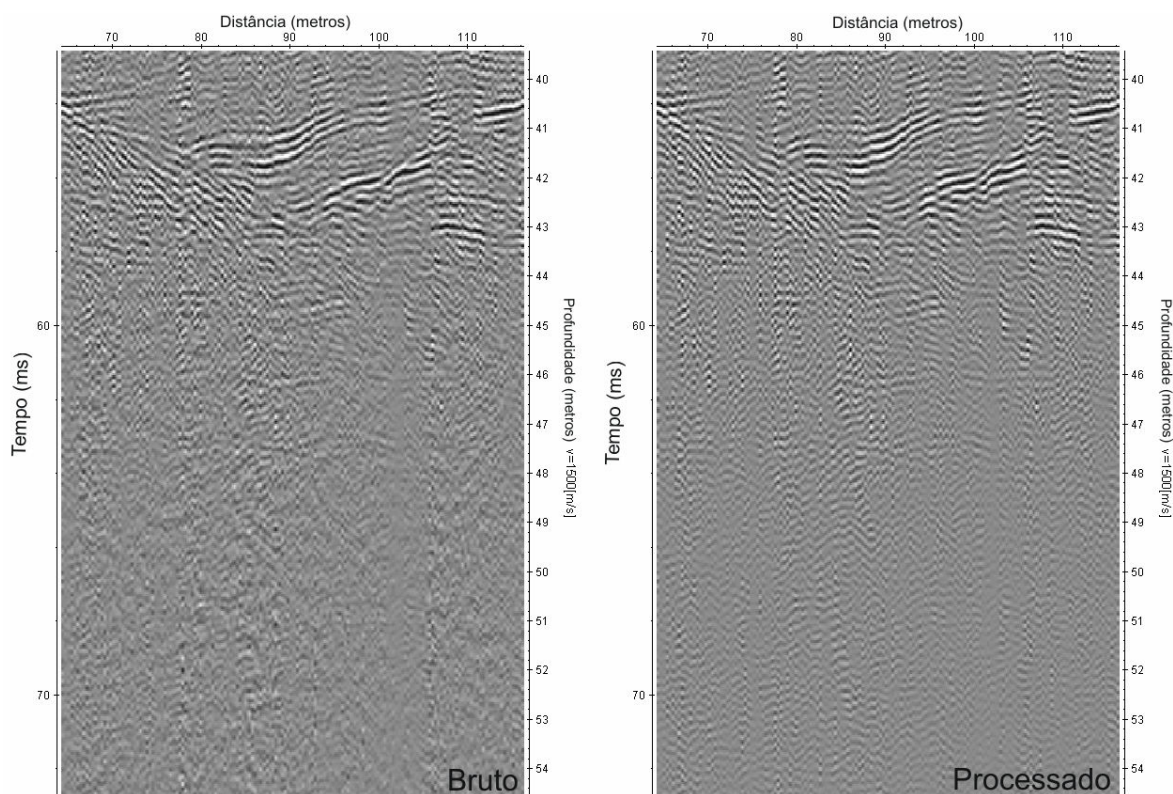


Figura 5.12 – Comparação entre uma seção não filtrada e outra com a aplicação do filtro de frequências passa-banda (*Bandpassfrequency*).

Outra ferramenta de filtro passa-banda do *ReflexW* é o *Bandpassbutterworth*, que especifica apenas dois parâmetros de frequência: corta baixa e corta alta.

O segundo filtro é suplementar e destina-se a atenuação das altas frequências e o realce das baixas frequências, atua como um passa-baixa no domínio do tempo-y e do espaço-x (menu *2D-Filter>Average xy-filte*). A Figura 5.13 mostra a influência das altas frequências sobre o sinal sísmico. É observado em todo o dado um padrão retilíneo e oblíquo de altas frequências penetrando sobre os refletores da seção não filtrada, enquanto que após a filtragem pelo operador passa-baixa as altas frequências foram atenuadas. É importante ressaltar que apesar do resultado do filtro em remover ruídos de alta frequência, os sinais de interesse também podem ser perdidos, exigindo, portanto, atenção para não eliminar sinais importantes.

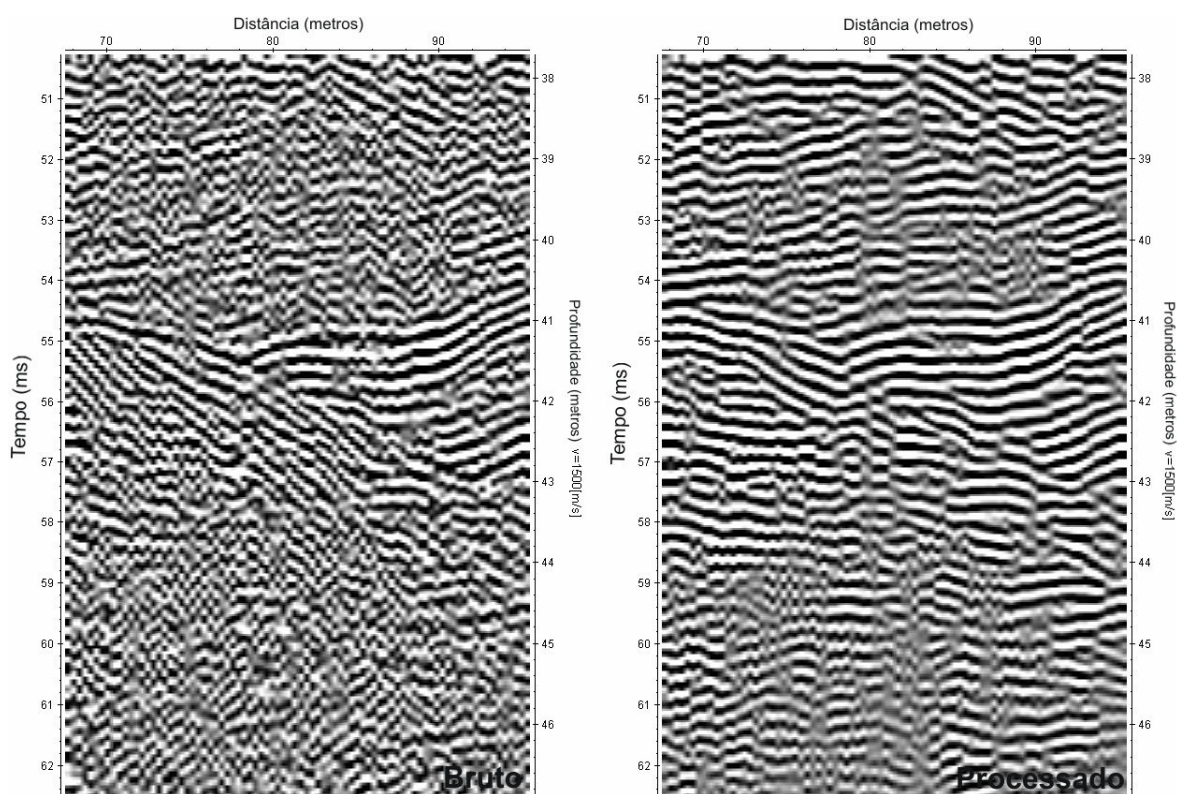


Figura 5.13 – Comparação entre uma seção com ruído de alta frequência e outra filtrada com Passa-Baixa.

No intuito de suavizar o efeito de um ruído tipo serrilhado sobre os refletores, não removido na aplicação dos filtros supracitados, foi alterada a resolução espacial através da média entre os traços (Figura 5.14). O Filtro permite suavizar o dado, porém o aumento do número de traços utilizados na média provoca a horizontalização dos refletores, eliminando informações das suas terminações.

Até então foram realizadas operações no domínio da frequência, a partir da aplicação dos ganhos serão realizadas operações com finalidade de solucionar o problema do decaimento da energia com a profundidade e das diferenças laterais de amplitude.

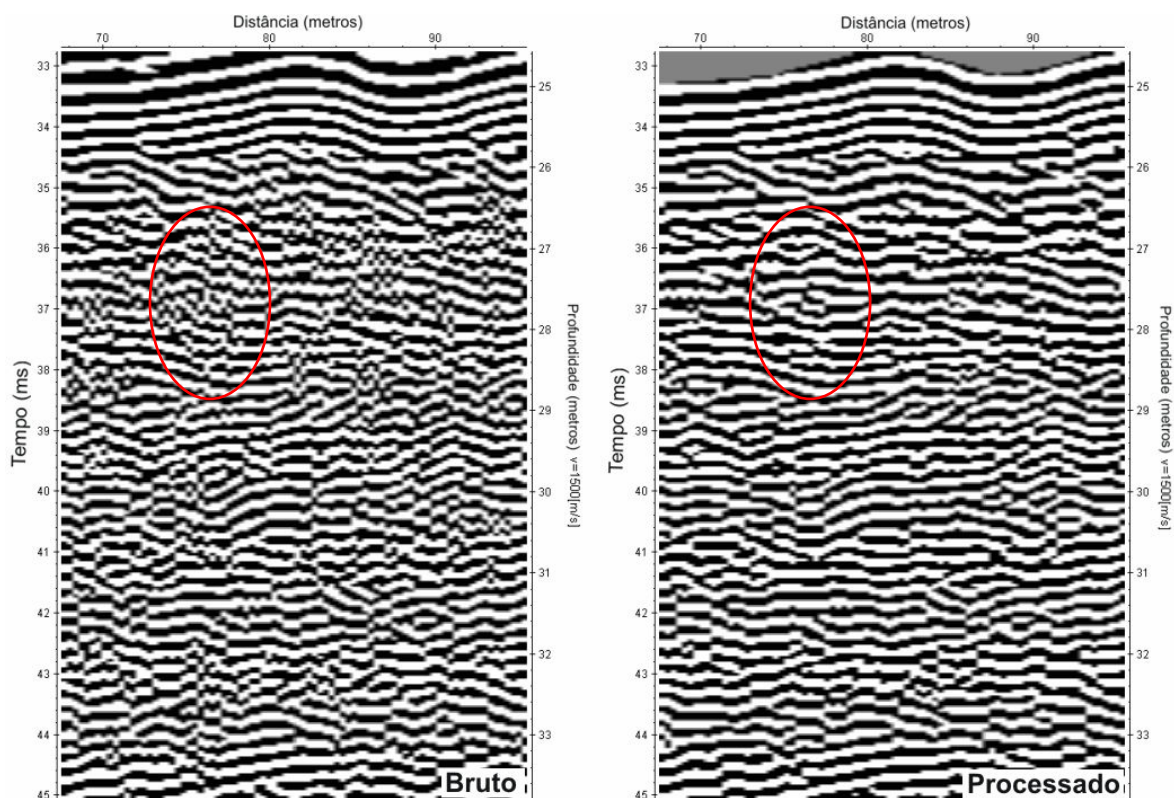


Figura 5.14 – Comparação entre a seção não filtrada e outra sob o filtro *running average* (média entre três traços).

Neste trabalho, a correção das amplitudes é feita utilizando funções de ganho, que podem ser aplicados em diferentes momentos, por exemplo, após a retirada da múltipla cria-se uma variação de amplitudes em uma janela do tempo duplo dificultando a visualização do resultado desta etapa do processo, assim torna-se cabível uma nova equalização do ganho.

Pelo menos quatro algoritmos de ganho podem ser aplicados independentemente: AGC (Controle Automático de Ganho), ganho manual no domínio y (*manual gain (y)*), compensação da divergência geométrica (*div. compensation*), função de ganho (*gain function*) (encontrados no menu *Gain*).

A ferramenta de ganho mais eficaz para esse processo foi o *gain function*, o qual consiste no ajuste das amplitudes por uma determinada função que possui uma componente

linear e outra exponencial, útil para amplificar amplitudes em determinados intervalos de tempo (Figura 5.15).

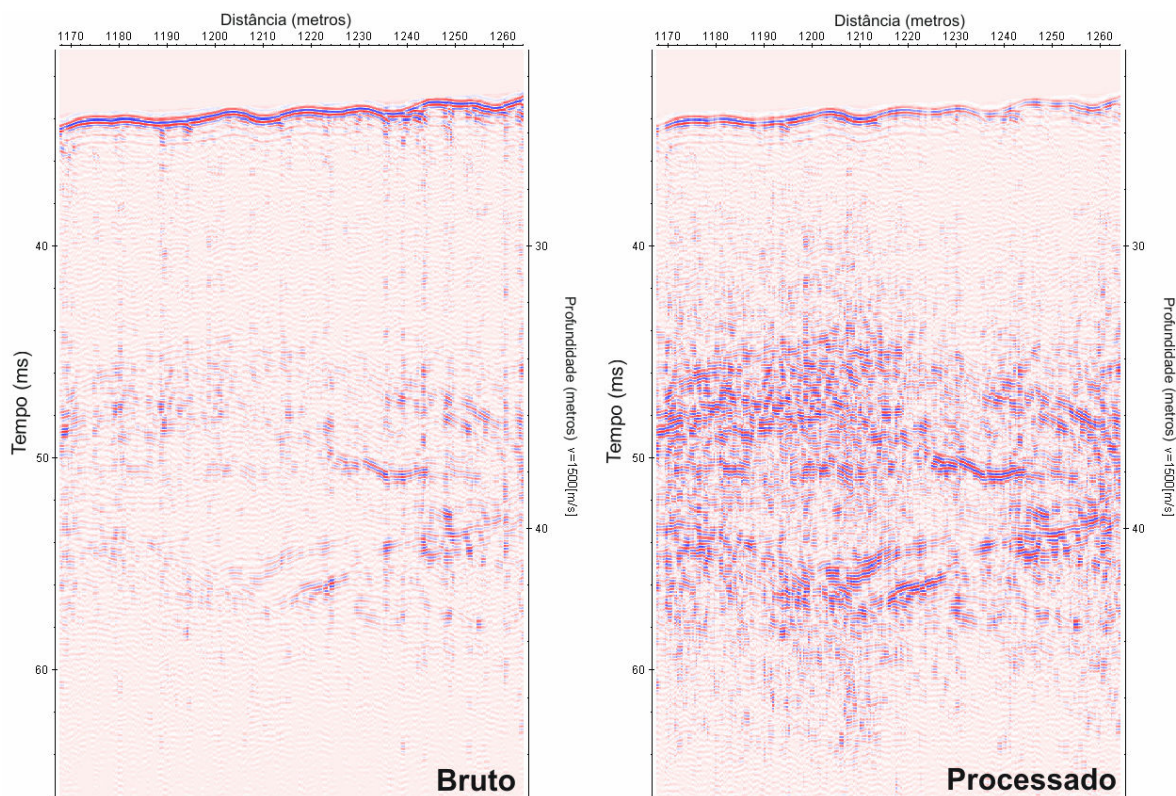


Figura 5.15 – Filtro de ganho que realça a amplitude de determinadas freqüências.

O *AGC* cria a distribuição equalizada das amplitudes na direção *y* (eixo do tempo) (Figura 5.16), dentro de uma janela de tempo definida, através de cálculos em torno da média das amplitudes (toda informação de ganho anterior é perdida). A atuação do ganho em pequenas janelas de tempo causa uma melhor distribuição das amplitudes, quanto maior for janela menor o efeito.

Semelhante ao filtro *AGC*, o “*div. compensation*” equaliza o dado em função do tempo (eixo *y*) e serve para realizar a compensação/recuperação da perda de energia por divergência geométrica, onde se aplica um fator de escala de ganho sobre a curva média de decaimento de amplitudes baseada em todos os traços (menu *Gain>div. compensation*).

Um ganho manual pode ser aplicado no dado digitalizando uma curva de ganho na direção *y* pela ferramenta *manual gain (y)* no menu *Gain*.

Os filtros principais e os suplementares até então citados estão encaixados no início do processo, porém pode haver ocasião em que será necessária a sua aplicação após o uso de outras ferramentas como a deconvolução que altera as amplitudes.

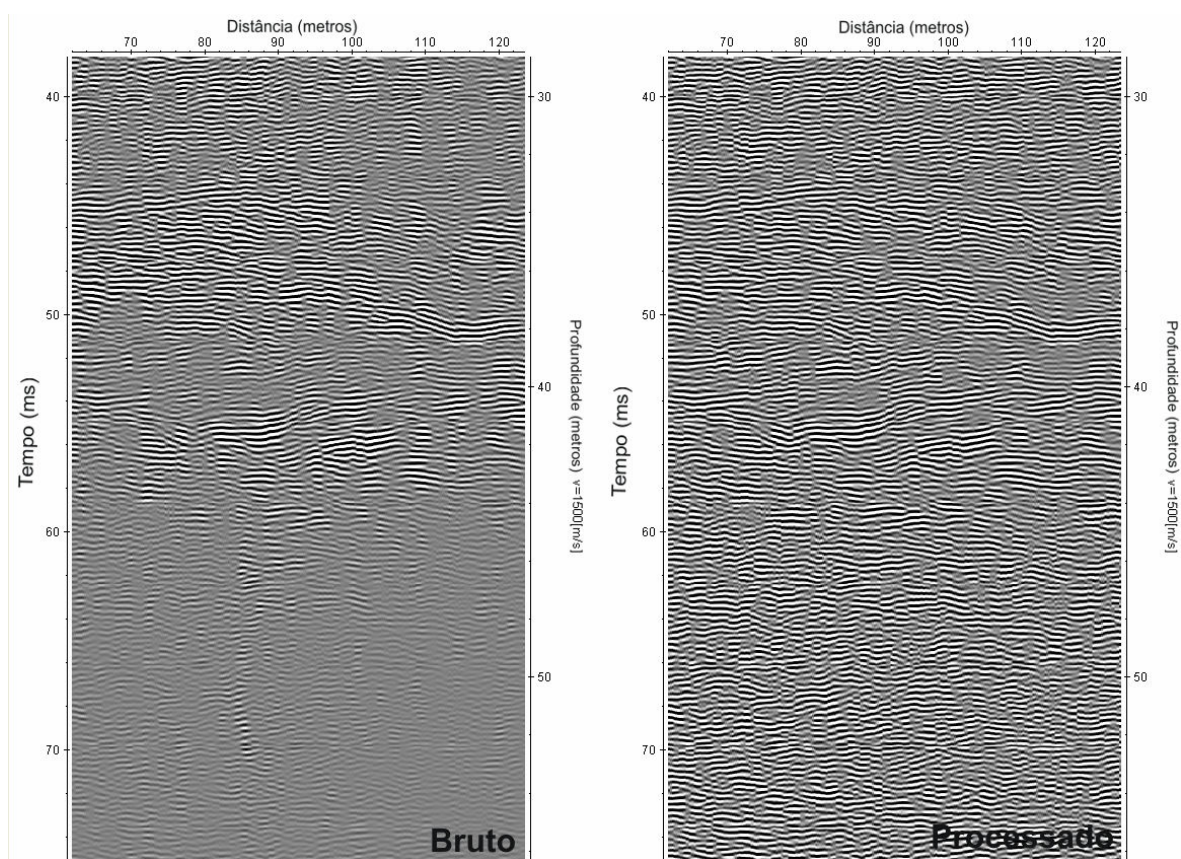


Figura 5.16 - Comparação entre a seção sem aplicação de ganho e outra com o AGC.

5.2.5 Deconvolução

A resposta sísmica (traço sísmico) é descrita pela convolução da assinatura da fonte (*wavelet*), com o coeficiente de reflexão, mais ruídos. A deconvolução é uma correção determinística (filtro inverso) (Gadallah, 1994). Partindo de pressupostos estatísticos fez-se a deconvolução estocástica ou preditiva. Esta etapa permite atenuar o principal efeito indesejado, as reflexões múltiplas, melhorando a resolução temporal dos traços. Também pode ser usada para minimizar o efeito de outros processos.

A múltipla de fundo do mar é o alvo desse processamento. Por vezes é possível chegar à etapa de interpretação sem retirá-la, porém outras vezes a múltipla encobre o sinal sísmico desejado, sendo necessária a sua atenuação. A deconvolução preditiva compara a

repetição de eventos por quatro variáveis: início e fim da autocorrelação (*autocorrel. start*; *autocorrel. end* (ms)), comprimento da janela do filtro (*filter length*) e intervalo de predição da múltipla (*lag*).

Os parâmetros de início e fim de autocorrelação correspondem ao tempo pouco depois do tempo zero e um pouco antes do tempo final do registro, respectivamente. O tempo de registro (Perfil 16) é de 104 ms, então utilizou-se para o filtro o tempo inicial 5 ms (ou a partir da batimetria – 32 ms) e o final 100 ms. O comprimento do operador do filtro foi escolhido entre 60 e 50, pois a primeira múltipla ocorre num intervalo de 46 ms (não pode ser inferior ao intervalo de autocorrelação). O último parâmetro *lag* refere-se ao tempo de predição da múltipla, a qual se iniciou em 40 ms (pouco menor que o intervalo da múltipla) (Figura 5.17).

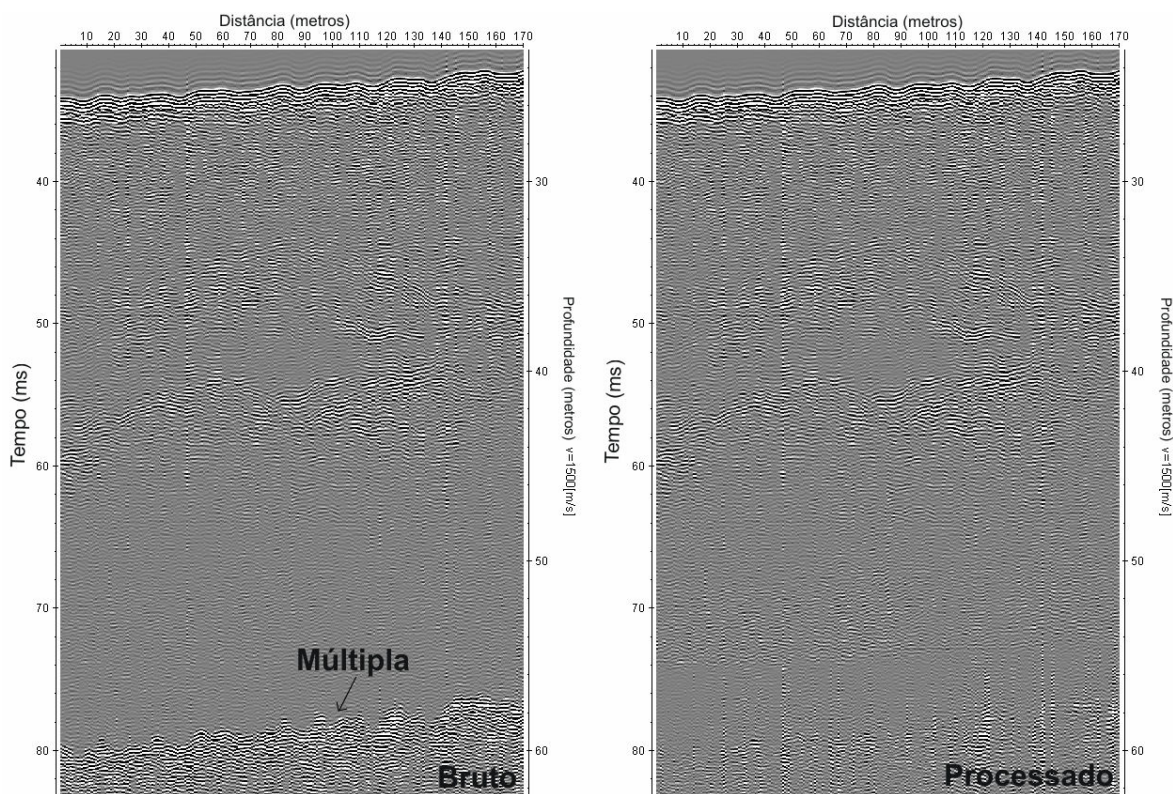


Figura 5.17 – Atenuação da múltipla de fundo do mar através da deconvolução preditiva.

O valor do *lag* representa no início da remoção do sinal múltiplo dentro da janela do filtro, portanto se observa que quando esse valor é inferior a dois terços do comprimento do filtro, tende-se a retirar o sinal acima da múltipla, quando é superior tende a retirar abaixo da múltipla, dependendo do tempo máximo onde ocorrem as repetições.

Ainda existem muitas dificuldades no processo de remoção das múltiplas em dados de sísmica rasa, muitas vezes a deconvolução não consegue atenuar as múltiplas. Em dados com múltiplas de fortes amplitudes ou de menor amplitude entre outras múltiplas, sugere-se a aplicação sistemática de janelas de deconvolução, correções de atenuação e de espalhamento geométrico.

5.2.6 Interpretação da Seção Sísmica

As informações geológicas contidas no dado de alta resolução são expressas em diferenças de amplitudes, zonas saturadas de altas ou baixas frequências, posições geométricas entre refletores, dentre outras que podem estar mascaradas pela presença de ruídos. As interpretações neste presente trabalho limitam-se ao mapeamento de superfícies limítrofes de erosão ou não deposição do vale inciso (Figura 5.18) e das superfícies estratiais encontradas preenchendo o canal (níveis de acamamento).

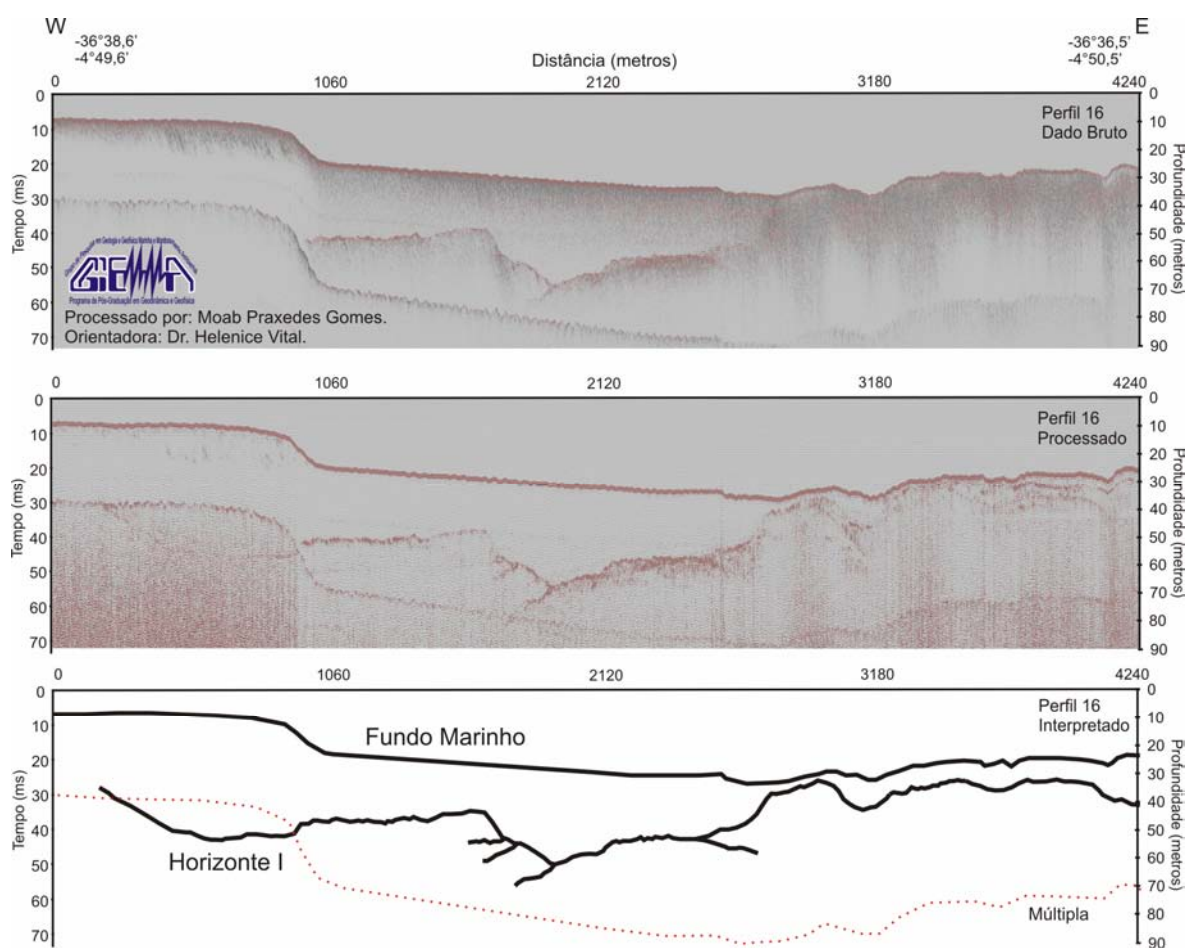


Figura 5.18 – Seção com a interpretação do Horizonte I, incisão holocênica/pleitocênica?.

A aplicação do fluxo de processamento na seção do perfil 16 proporcionou uma melhor visualização/interpretação da informação sísmica. A atenuação da múltipla permitiu o mapeamento da continuidade do refletor principal, Horizonte I, que se encontrava oculto pela sobreposição dos ruídos da múltipla. A remoção de ruídos de alta frequência próximos a superfície permitiu a visualização de refletores com continuidade lateral correlacionada com o Horizonte I.

Difícilmente o processamento conseguirá eliminar todos os efeitos indesejados em um dado de sísmica de alta resolução. No entanto, os métodos de sísmica rasa vêm implementar a aplicação da estratigrafia de seqüência e da sismoestratigrafia na interpretação geológica de subsuperfície, através de uma escala de tempo menor e mais recente na coluna cronoestratigráfica, portanto as limitações supracitadas da aplicação das sismoestratigrafia em sísmica rasa são compensadas pela informação ausente na sísmica convencional.

No capítulo seguinte “Análise dos Dados Sísmicos” são apresentados alguns perfis interpretados baseando-se nos princípios sismoestratigráficos (Vail, 1987; Van Wagoner, 1987) e na correlação com outros dados (sonar, imagens de satélite e sedimentológicos), onde foram destacados nas seções interpretadas efeitos comuns observados na área: gás espalhado interrompendo a estratificação, gás confinado ressaltando um refletor, transparência acústica em argila ou gás com padrão transparente ou caótico, padrão de corais, areia, afloramento rochosos (*beachrocks*), cliniformas, terminações de refletores, discordâncias erosivas, paleocanais, dentre outros.

5.3 Conclusões

A aplicação prática do fluxograma de processamento organizado nesse trabalho com o dado de sísmica de alta resolução no ambiente marinho da Plataforma Continental do RN (área: Macau) mostrou que:

- A análise dos espectros de amplitude, frequência e tempo são de grande importância para fornecer parâmetros para a aplicação de ganhos e filtros;
- Ainda existem dificuldades na aplicação de algumas das funções do módulo do *ReflexW* para a retirada total das múltiplas, ruídos de alta frequência e a compensação das perdas de amplitude vertical e horizontal. Por vezes pode-se obter uma ótima filtragem dos

ruídos, porém muitos efeitos (como as múltiplas) resistem aos tratamentos e forçam a perda de sinal;

- A análise de velocidades por hipérbolas e a migração podem ser incluídas nesse fluxo de processamento, auxiliando a atenuação das difrações e proporcionando uma maior distinção dos refletores. O dado migrado depende das velocidades utilizadas em cada meio no qual ocorreu a propagação, onde a migração sísmica focaliza a energia espalhada na posição do ponto espalhador (difrador), porém a perfeita identificação de hipérbolas (que fornece a velocidade) nesse tipo de dado pode se tornar uma tarefa pouco criteriosa ou subjetiva.

Para as fases posteriores desse trabalho, almeja-se aprimorar o fluxo de processamento abrangendo dados de outros perfiladores sísmicos de alta resolução (por exemplo: *Boomer e Sparker*) principalmente no que diz respeito à compensação das perdas de amplitude e retirada das múltiplas, em que consistem os mais importantes passos na etapa de processamento para que se obtenha uma imagem de alta resolução de subsuperfície.

6 Análise dos Dados Sísmicos

6.1 Introdução

A análise dos dados de sísmica rasa (batimetria e perfilagem de subsfundo) tem por objetivo o reconhecimento de horizontes estratigráficos da incisão e uma interpretação preliminar paleogeomorfológica do vale. Tais informações complementam o conhecimento levantado por Pessoa Neto (1999, 2003) sobre a estratigrafia do vale inciso do Rio Açu.

Para prover maior aproximação de representação da morfologia de superfície foi gerado um Modelo Digital de Terreno (MDT) integrado com imagem a *LandSat* para a área do paleovale e foram extraídos perfis transversais e longitudinais. Em subsuperfície foram selecionados alguns perfis, transversais e longitudinais, para processamento e interpretação sismoestratigráfica (Figura 6.1).

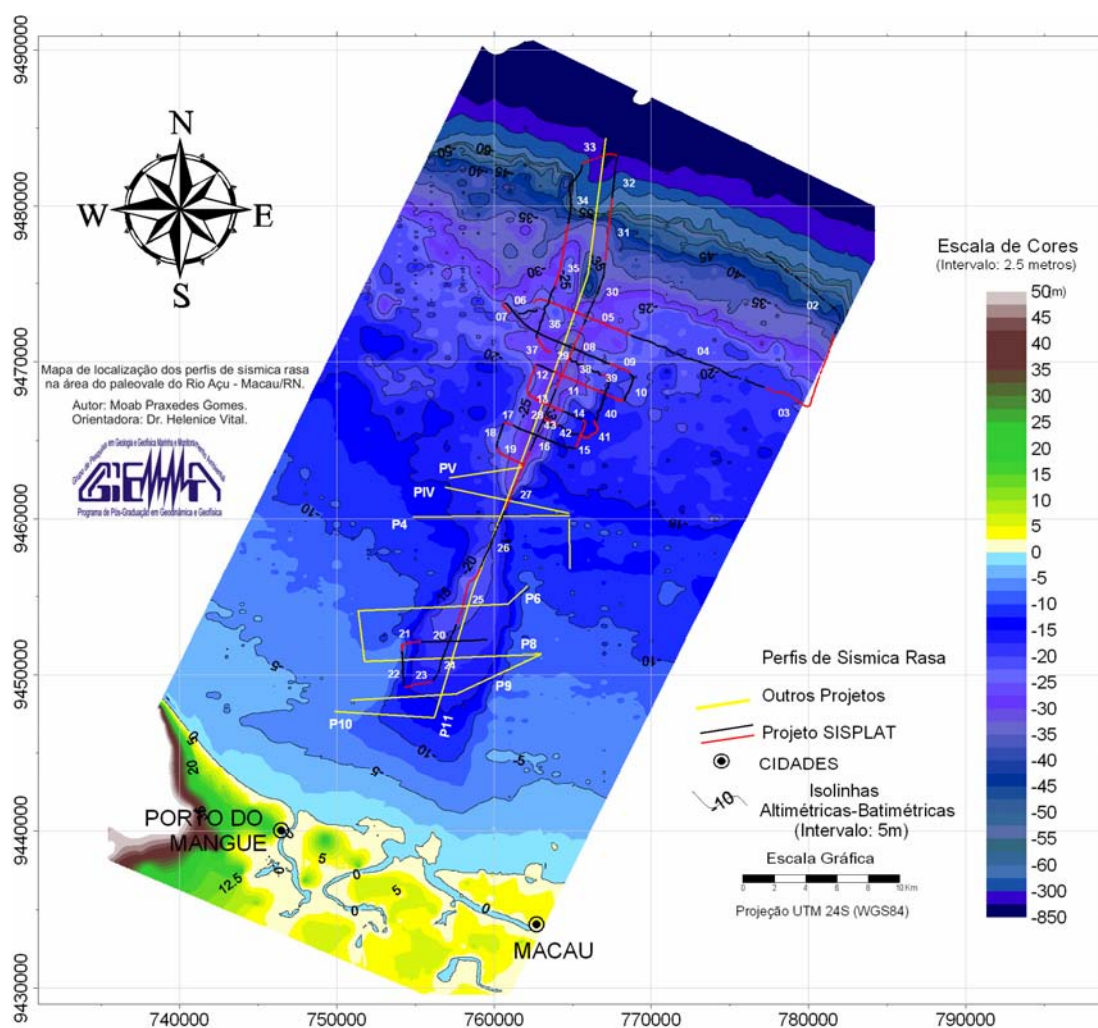


Figura 6.1 – Mapa de Localização dos Perfis sísmicos levantados pelo GGEMMA.

A integração das informações retiradas das seções sísmicas e dos dados batimétricos permitiu uma melhor correlação das implicações geométricas e morfodinâmicas superficiais e de subsuperfície nos ambientes de plataforma interna, média e externa.

6.2 Morfologia de Superfície

Continuando a discussão iniciada no capítulo “A Plataforma Continental no Cenozóico” é razoável considerar aspectos evolutivos do canal em diferentes níveis estratigráficos, a fim de se identificar os limites das seqüências desse sistema deposicional.

O primeiro nível estratigráfico investigado é a superfície do atual fundo marinho, que limita o topo da seqüência, sujeita principalmente aos processos equatoriais oceânicos de plataforma rasa (ondas, maré e correntes), influenciando a atuação da erosão e as condições da deposição dos sedimentos. Segundo Vital *et al.* (2008), tais condições climáticas atuantes na paleogeografia seriam similares as atuais, o que permite correlacionar informações sobre o ambiente no qual ocorreu a incisão plataformal formando o antigo vale do Rio Açu, bem como seu preenchimento.

O MDT da área (Figura 6.2) foi gerado com base na metodologia proposta por Gomes (2007c). A integração do MDT com o produto do processamento digital de imagens (PDI) proporcionou uma melhor visualização da distribuição espacial das feições da Plataforma Continental em sua morfologia atual, a qual se encontra submersa devido a situação relativa de nível de mar alto.

Morfologicamente o paleovale é retilíneo percorrendo toda a extensão da plataforma continental com a mesma direção e o mesmo padrão de drenagem treliça presente no ambiente continental do atual Rio Açu, porém apresenta dimensões superiores, envolto de feições aplainadas. Nas regiões proximais (linha de costa) a largura média é de 7 Km, sofrendo um estreitamento nas regiões de plataforma média e externa, com padrão morfológico irregular das fases fluviais, aumentando a profundidade do leito em direção ao talude continental, em um gradiente de declividade constantemente baixo (1:1000). Esse padrão atípico ocorre devido ao forte controle estrutural exercido sobre o paleovale, o que direciona as interpretações morfogenéticas. Lateralmente ocorre uma topografia plana com suaves ondulações, característica de planície costeira, onde se observam dunas

longitudinais e transversais, linhas de rochas praias e outros padrões ainda não identificados.

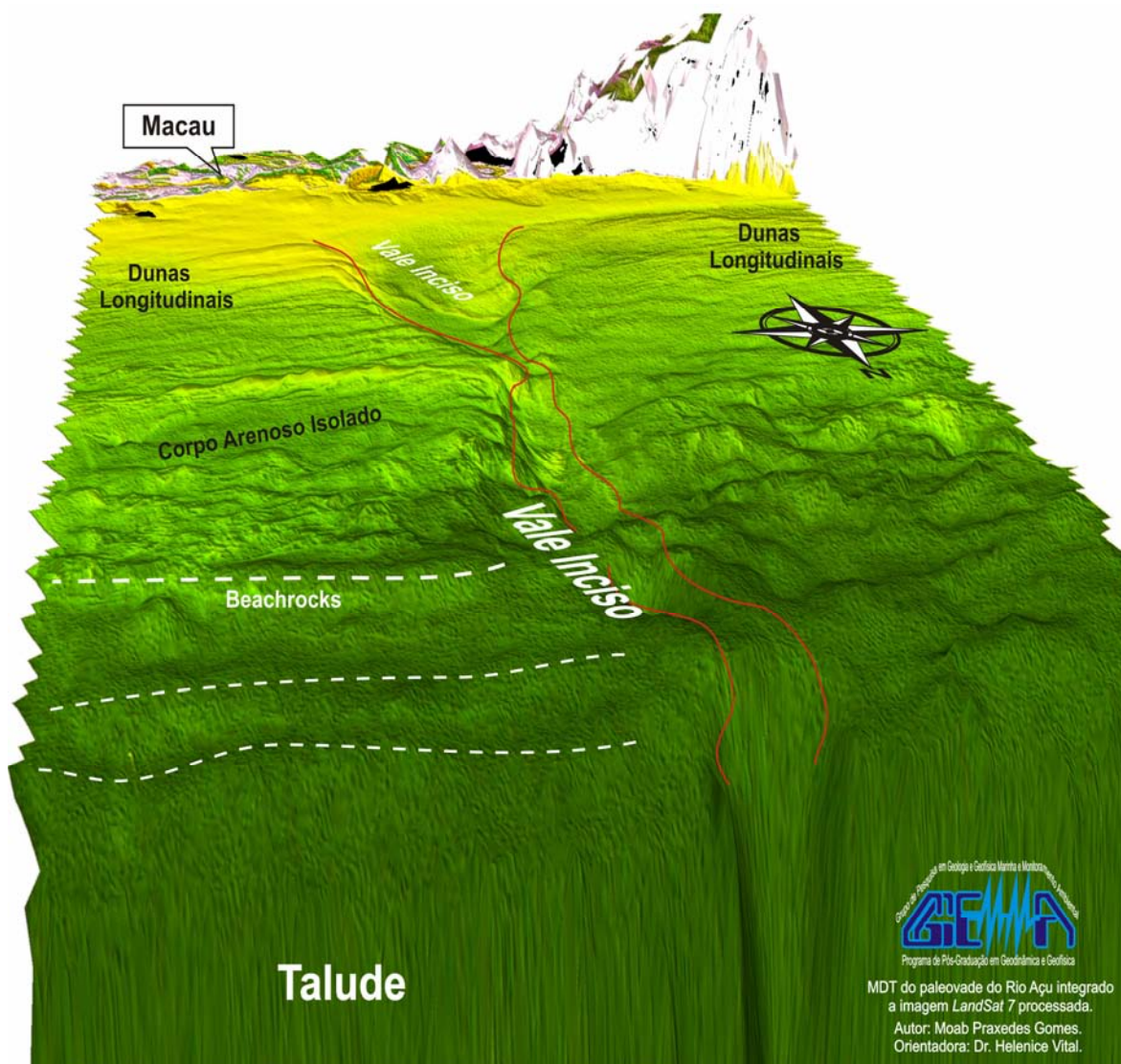


Figura 6.2 – MDT/Imagem da região do Rio Açu e do seu paleovale sobre a plataforma.

A Figura 6.3 apresenta perfis batimétricos dispostos transversalmente ao vale, que contribuem para a descrição e o entendimento da morfogênese do vale inciso. Os perfis da plataforma interna (perfis 1 a 8), revelam um estreitamento de 9 km para aproximadamente 2 km, e um aprofundamento do vale (preenchido) de 4 m para aproximadamente 12 m, entre a isóbata de 5 m e a isóbata de 15 m, na transição da plataforma interna e média.

Os padrões de plataforma média aparecem mais próximos a costa na margem oeste do vale (perfis 7 a 12), onde se observa isóbatas inferiores as da margem leste até a

plataforma externa, devido a uma provável movimentação de caráter regional com cinemática transtensiva sinistral, a qual influencia na assimetria do leito do canal. As paredes do vale da margem oeste na plataforma interna apresentam a mesma direção que as paredes do vale da margem leste na plataforma média e externa. No perfil 8, a diferença batimétrica entre as margens leste e oeste é de 6 m de altura, onde se observa um corpo arenoso isolado sobre uma possível estrutura rígida na borda leste a qual altera a direção do rio, e que provavelmente provocou uma deposição de uma grande planície de inundação na margem a oeste na plataforma média e externa, sendo observado feições de acreção lateral nos dados de perfilagem sísmica. Nessa porção o vale apresenta profundidade média de 20 m e sofre um rápido arrasamento no início da plataforma externa para menos de 10 m (perfil 12 a 14), onde a continuidade do canal é de difícil distinção nos perfis batimétricos. Sobre o talude o vale torna a ser visível e bastante escavado, a partir da isóbata de 100 m (perfil 15 e 16).

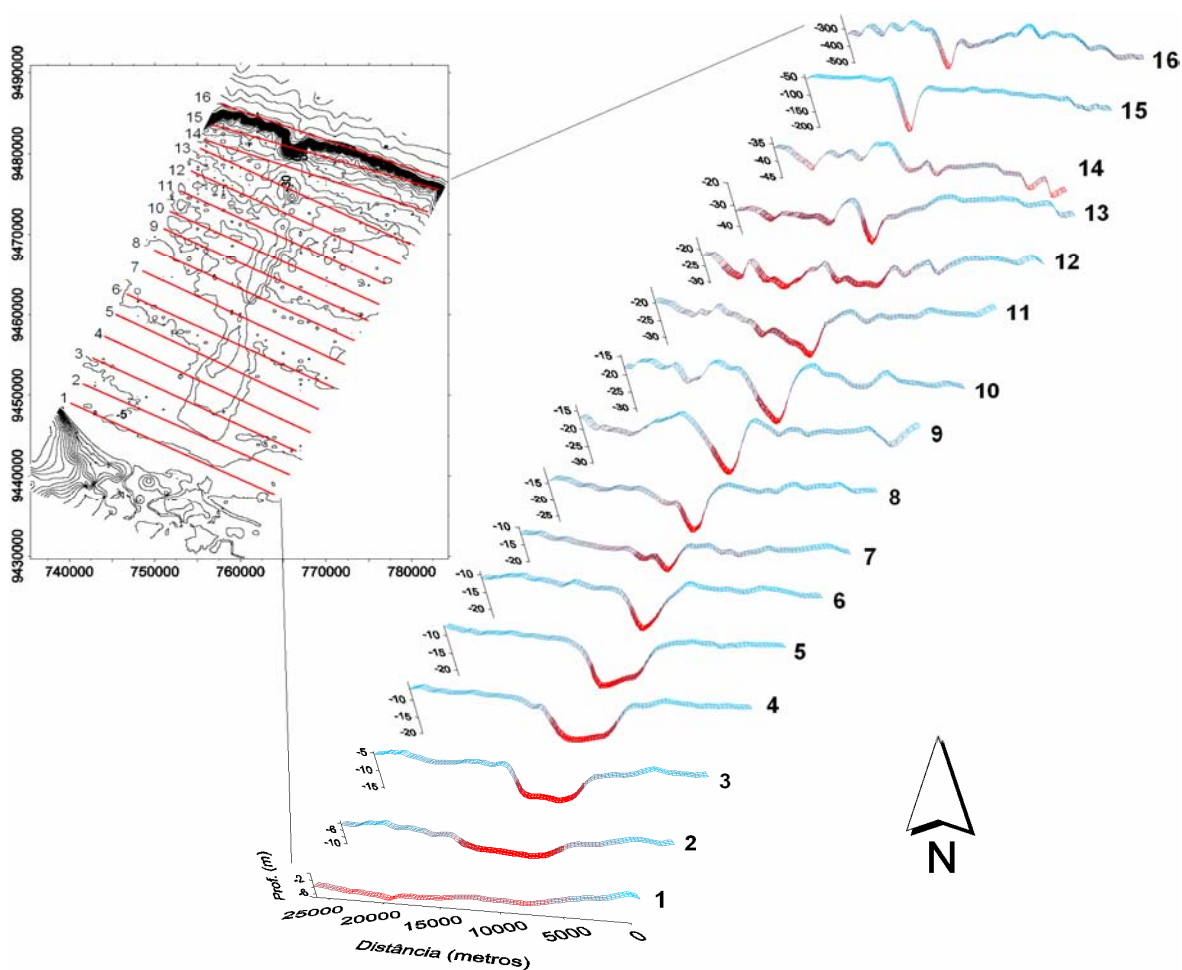


Figura 6.3 – Perfis batimétricos transversais ao paleovale do Rio Açu.

O sentido do fluxo é controlado pelo resultado de processos endógenos (neotectônica por epirogênese) e exógenos condicionados por fatores estruturais e climáticos. Na plataforma interna a relação entre a grande largura do canal e a pouca profundidade indica um fluxo uniforme e eficiente (laminar), contrabalanceada por alta vazão numa morfometria de baixa declividade, que controla a velocidade do fluxo do rio. A partir da plataforma média o canal retilíneo possui margens retas a uma seção transversal estreita e profunda, variando de acordo com a ocorrência de estruturas rígidas.

O modelo de fluxo e o deposicional indicam baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga suspensa e baixa declividade, com um perfil longitudinal irregular e o transversal aproximadamente simétrico (em relação à escala). Baseado na morfologia de grande porte e preenchimento por sedimentos finos, a erosão dá-se por abrasão ao longo das margens mais profundas e nas barreiras estruturais, as quais são rejuvenescidas. A deposição em diques marginais, planície de inundação e deltas formados no interior do vale afogado é influenciada pelo regime fluvial e o nível relativo do mar.

A variação topográfica no interior do vale (Figura 6.4) pode indicar, em diferentes situações de nível do mar, a presença de barreiras de sedimentação proporcionando o preenchimento do paleovale por antigos estuários, deltas interiores e antigas linhas de costa onde se abrigam as construções recifais. Quanto à variação topográfica nas margens do canal, explica-se por eventos neotectônicos de subsidência e soerguimento, e erosão diferencial. Necessariamente a evolução tectono-sedimentar do paleovale estará geneticamente relacionada com as variações pretéritas do nível do mar e regime fluvial (condicionando o preenchimento), e o controle estrutural (condicionando a morfologia).

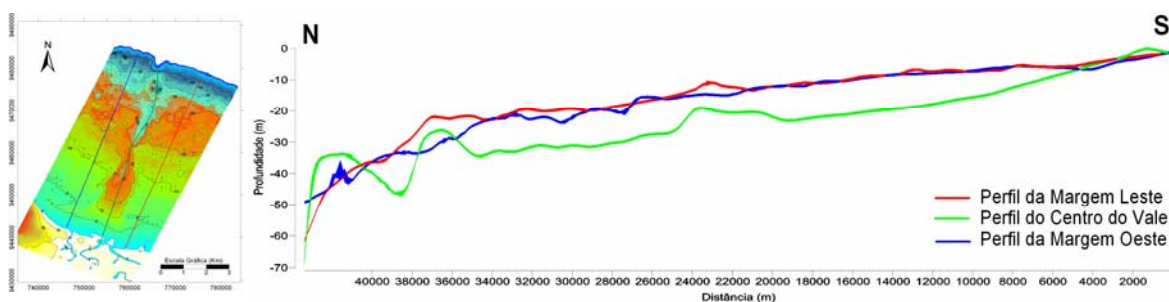


Figura 6.4 – Perfis batimétricos longitudinais ao paleovale do Rio Açu.

A preservação morfológica de algumas paleofeições sobre a plataforma ocorre com o máximo da transgressão marinha, devido às feições que “protegem” a plataforma da ação de agentes hidrodinâmicos, como a linha de rochas praias do Minhoto o corpo arenoso

marinho raso isolado - Coroa das Lavadeiras (Capítulo 2), os quais impedem a livre passagem das correntes e dissipam a energia das ondas. Assim, a taxa de erosão por processos recentes é incipiente, o que contribui para a preservação da configuração atual do paleovale do Rio Açu.

Duas considerações sobre **processos recentes** são importantes para a compreensão da evolução do vale inciso: a inexistente taxa de erosão e deposição fluvial, como contribuição nula para incisão do vale, uma vez estando submerso; e a remobilização de sedimentos com deposição *in situ*, pelo regime hidrodinâmico plataformal.

Os rios que compõem a região costeira adjacente a Macau são remanescentes de um rio mais largo, sendo os atuais com 200 m de largura média. Em geral esse sistema de rios forma pequenos deltas nos limites dos seus estuários, não contribuindo efetivamente para o preenchimento recente do paleovale.

Confirma-se através da resposta espectral do material em suspensão, observado em imagens de satélite (*LandSat*), e das amostras sedimentológicas na superfície do paleovale (Vital, 2008) e no estuário do Rio Açu (Rocha, 2008), que há diferenças marcantes entre o material suspenso sobre o paleovale e o que alcança na zona costeira através dos rios atuais (Figura 6.5).

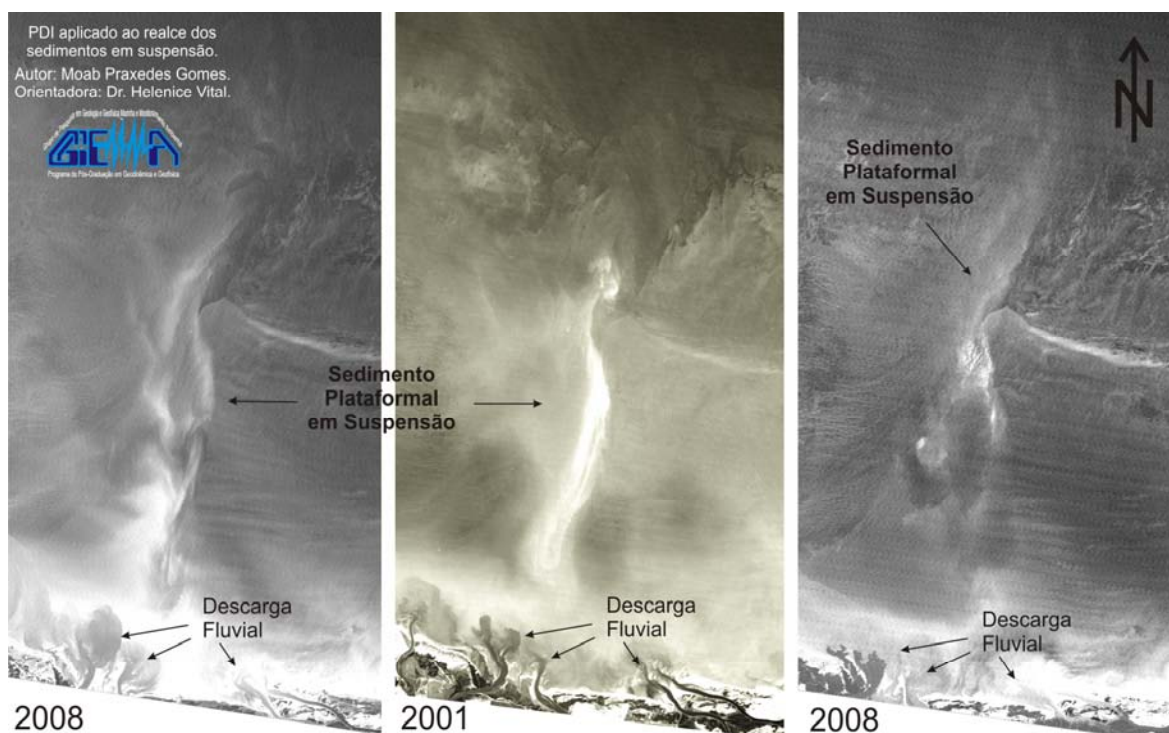


Figura 6.5 – Imagens *LandSat* destacando a suspensão de sedimentos sobre o paleovale do Rio Açu (resposta espectral clara) e na foz dos rios da região (resposta espectral escura).

O paleovale é preenchido superficialmente por um material lamoso (siliciclástico gradando para carbonático em direção a plataforma externa), que de forma episódica é posto em suspensão por processos hidrodinâmicos plataformais, os quais remobilizam os depósitos de sedimentos finos no interior do paleovale. A descarga oblíqua dos sedimentos fluviais (areia e silte) fracamente alimenta a plataforma, isso devido à pequena capacidade dos rios (atualmente represados) de transportar sedimentos de maior granulometria.

A mesma remobilização de sedimentos *in situ*, e a contribuição nula dos sedimentos continentais, ocorre no paleovale do Rio Apodi-Mossoró sobre a plataforma, o qual não apresenta conexão direta com nenhum dos atuais rios na zona costeira.

6.3 Morfologia de Subsuperfície

Através dos dados de perfilagem sísmica contínua, associados à análise dos dados de superfície, realizou-se a descrição da morfogênese da incisão sobre um aspecto penetrativo na arquitetura interna do canal.

Segundo Zaitlin *et al.* (1994) a existência de um vale inciso pode ser confirmada através da identificação das discordâncias erosivas numa incisão regional com depósitos de facies fluviais e preenchimento *onlap* nas paredes do vale. Neste sentido, a análise realizada restringiu-se a identificar essas discontinuidades limitantes definindo o empilhamento estratigráfico das unidades que preenchem o vale inciso.

Sheriff (2002) define um horizonte sísmico como a superfície que separa duas camadas com impedância acústica distintas, originada em uma reflexão de grande extensão lateral. O trabalho de interpretação foi definido inicialmente por mapear esses horizontes e suas terminações, seguindo a interpretação das superfícies limítrofes e elementos arquiteturais. Paralelo a esse foco de interpretações, algumas outras feições importantes para o conhecimento da Plataforma Continental foram identificadas na área de estudo (gás, paleocanais, recifes, rochas praias, clinofomas, etc.).

Foram inicialmente descritos e interpretados os principais perfis na plataforma interna (perfis 20 e 21 transversais; 23, 24 e 25 longitudinais), da linha de costa até a isóbata de 15 m. Semelhantemente foram reunidos perfis representativos da transição da plataforma interna para média (perfis 26 e 27 longitudinais), média (15-25m) e externa (25-40m) (perfis 08, 13, 14 e 16 transversais; 28, 29 e 30 longitudinais).

6.3.1 Seções de Plataforma Interna

A seção sísmica composta pelos perfis 23, 24 e 25 (Figura 6.6) está disposta longitudinalmente (Figura 6.1), tendo o perfil 23 início na margem oeste do paleovale (transversal) e continuando no centro do paleovale os perfis 24 s 25 (longitudinais).

O primeiro horizonte sísmico identificado, inicialmente interpretado por Schwarzer *et al.* (2006) como Horizonte I, marca uma discordância que se estende transversalmente sobre toda região do vale na plataforma interna. O pacote sedimentar sobreposto a esse horizonte apresenta transparência acústica, por vezes com refletores subparalelos de baixa amplitude e fracamente continuados. Na unidade acima do Horizonte I superior próximo a plataforma média (perfil 25) é observado um aumento de espessura e a justaposição lateral de macroformas de acreção frontal, com sigmóides de grande porte (1:100). As macroformas possuem altura variada, em média 10 m, e larga extensão longitudinal, o que determina a profundidade mínima do canal desta porção. A progradação dos sedimentos no interior do paleovale, reconhecida pelos sigmóides, indica fases deposicionais mais jovens em direção a plataforma média e externa, depositados em ambiente de energia moderada com gradação normal. O pacote sedimentar que abriga esses sigmóides, ou clinoformas, é logo interrompido por uma turbidez acústica, aqui considerado como sendo “efeito de gás”, internamente a sismofície ocorre a absorção de energia acústica pelo sedimento carregado de gás. Lateralmente provoca o aumento de contraste de impedância em determinados refletores causado pelo confinamento do gás numa camada, o que provoca o aumento de amplitude. Esse padrão que se estende até o início da plataforma média.

Acima destes sigmóides é observado outro refletor que marca uma discordância entre estratos subparalelas horizontais iniciados em superfície, com espessura máxima de 10 m, onde se observa sua continuidade lateral sobre a Unidade I.

A sismoseqüência abaixo do Horizonte I é composta por uma camada delgada, com máximos 5 m de espessura, composta por estratos paralelos e subhorizontais. A base dessa camada é marcada por um forte refletor, Horizonte II, que limita concordantemente o topo da última seqüência identificada, com configuração interna de sismofácies paralelas. Logo abaixo dessa seqüência se encontra o embasamento acústico como superfície de acamamento, Horizonte III, onde a acomodação das camadas ocorre conforme a inclinação desse embasamento.

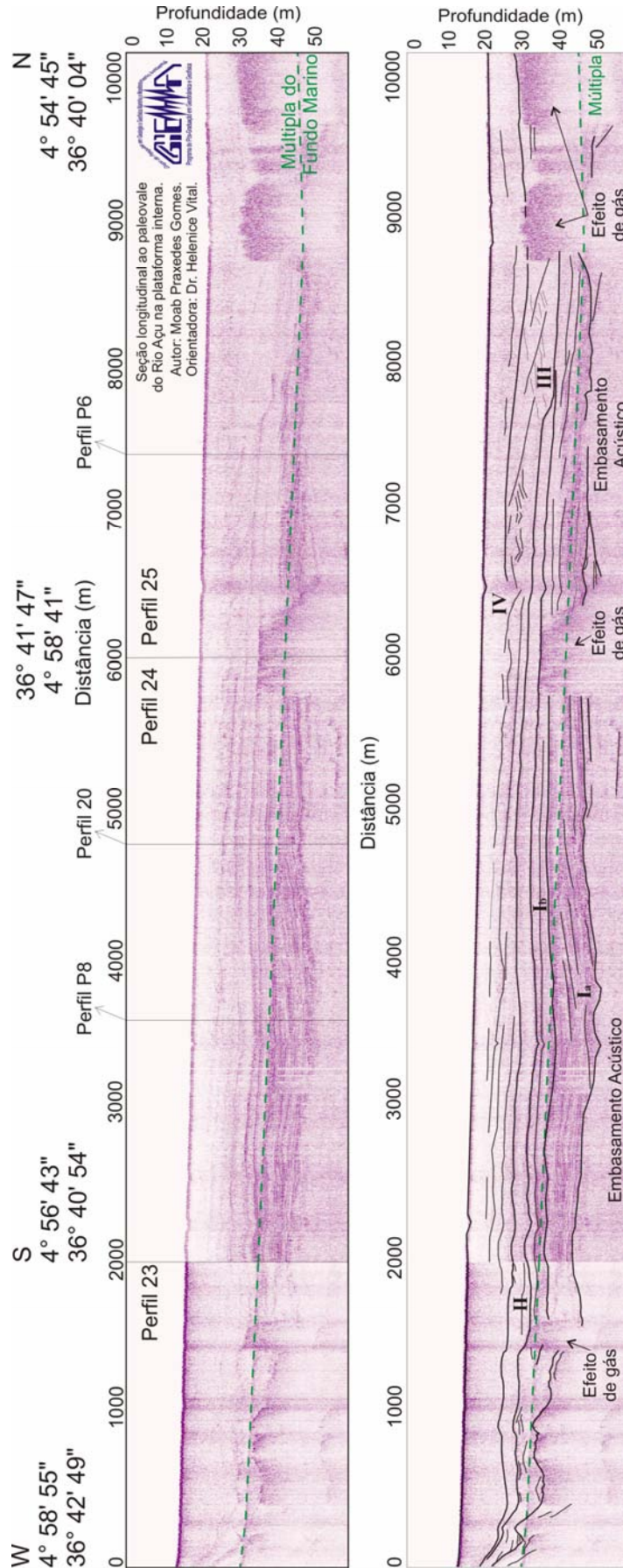


Figura 6.6 – Seção longitudinal dos perfis 23, 24 e 25 na plataforma interna. São identificados 3 horizontes e 3 unidades sismostratigráficas entre o fundo marinho e o embasamento acústico, que representam descontinuidades erosivas e preenchimento da incisão do paleovale.

A seção dos perfis 20 e 21 é transversal ao paleovale, a qual se estende da margem oeste, com suave inclinação, ao centro do paleovale. A margem leste apresenta-se mais íngreme com 10 m de altura em 50 m de distância (perfil P8) (Figura 6.7).

O Horizonte I ocorre na profundidade de 27m no cruzamento dos perfis 20 e 24. Esse horizonte corta transversalmente o vale apresentando morfologia de leito, também ocorre incisões menores nesse horizonte, visualizadas na margem oeste e no centro do perfil 20-21. Aqui interpretamos como sendo o horizonte de uma última incisão, tendo pelo menos mais dois horizontes significativos de discordância erosiva, bem marcados lateralmente, em todo o vale na plataforma interna até o embasamento acústico, pouco mais que 50 m de profundidade.

A presença de vales incisos menores indica a variação do regime fluvial, podendo ser observada estruturas de acréscimo lateral nesses “pequenos” vales, aparentemente meandros no interior do vale inciso, porém com capacidade de erosão atingindo cerca de 10 metros de profundidade numa largura inferior a 500 m com forma de “V” na margem oeste do paleovale. Os depósitos de canal são dispostos em corpos em lençol, limitados por superfícies erosivas com espessuras de até 15 m em unidades sismoestratigráficas inferiores, e larga extensão sobre a plataforma interna. As macroformas de acreção frontal, em camadas com transparência acústica (Unidade I), podem ser associadas à ausência de depósitos de lençol de areia, sugerem fluviais entrelaçados perenes.

A primeira unidade acima do embasamento acústico pode ser interpretada como sedimentos mais grossos, possivelmente consolidados, depositados em regime de fluxo superior. As demais unidades sobrepostas apresentam uma coluna sedimentar com gradação normal até a superfície onde as sismofácies são transparentes e as amostras sedimentológicas revelam o preenchimento superficial por lama siliciclástica.

Assim, interpreta-se três unidades limitadas por discordâncias identificadas na altura da plataforma interna:

Unidade I – Compostas por sismofácies transparentes nas regiões proximais, com crescente aparição sismofácies paralelas e de clinofomas nas regiões distais. Entre o fundo marinho e o Horizonte I.

Unidade II – Localizada logo abaixo do Horizonte I com refletores concordantes paralelos de baixa amplitude com geometria externa em lençol formando uma camada delgada.

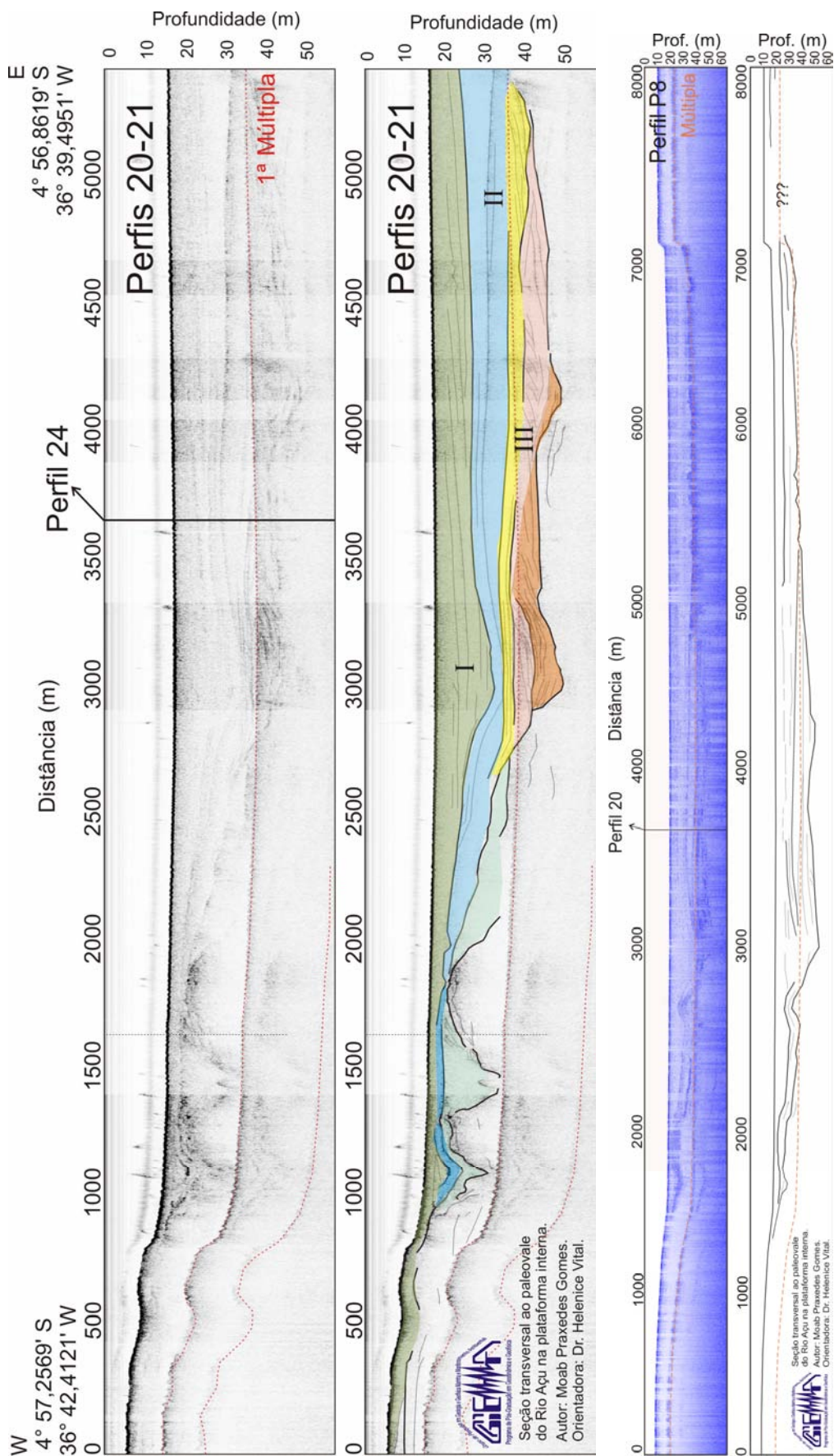


Figura 6.7 – Seções transversais dos perfis 20, 21 e P8 na plataforma interna. Nos perfis 20 e 21 estão correlacionadas as unidades identificadas na seção longitudinal. O perfil P8 mostra a largura do paleovale, a inclinação suave da margem oeste e a inclinação íngreme da margem leste.

Unidade III – Repousa concordantemente sobre o embasamento acústico com um nível inferior de refletores paralelos fortemente marcados, e um nível superior concordante de mesmo padrão com baixa amplitude de sinal sísmico.

Essas três unidades marcam importantes fases de deposição interrompidas por períodos de erosão, culminando na configuração arquitetural atual do paleovale. A Unidade III foi depositada em um período com regime de fluxo superior, intercalada de períodos de seca, observado na incisão de vales de médio porte sobre o Horizonte III.

A Unidade II foi depositada numa inundação total do vale com um preenchimento uniforme por sedimentos mais finos, possivelmente em sistema estuarino e leque deltaico num período de transgressão marinha.

A Unidade I, sendo a deposição mais jovem, é marcada por estruturas plano-paralelas horizontais e progradantes, sugere-se uma deposição flúvio-marinha onde o nível do mar estaria na transição da plataforma interna e média.

Quanto à presença de falhamentos, pouco se observa, exceto na borda leste do vale, onde se formam bordas “escarpadas”. Provavelmente as deposições mais jovens repousem sobre essas possíveis estruturas, gerando um relevo suave escondendo possíveis cicatrizes de eventos neotectônicos, uma vez que a morfologia superficial reflete forte controle estrutural sobre o vale inciso.

6.3.2 Seções de Plataforma Média e Externa

A seção sísmica compostas pelos perfis 27, 28, 29, 30 e 31 (Figura 6.8) tem início na transição da plataforma interna para média e segue longitudinalmente ao vale inciso até a quebra da plataforma.

Várias estruturas, caracterizadas por fortes reflexões, encontram-se visíveis no horizonte mais profundo da seção longitudinal, marcando o embasamento acústico. Esse embasamento apresenta um relevo bastante irregular gerando barreiras de sedimentação, que indicam a concentração de movimentos estruturais importantes na plataforma média, tal característica não é presente na plataforma interna. Os oito primeiros quilômetros representados nesta seção de perfis longitudinais pode ser interpretado como um possível baixo estrutural (*grabem*), com íngremes planos de falha no início do perfil 27 e término do perfil 28.

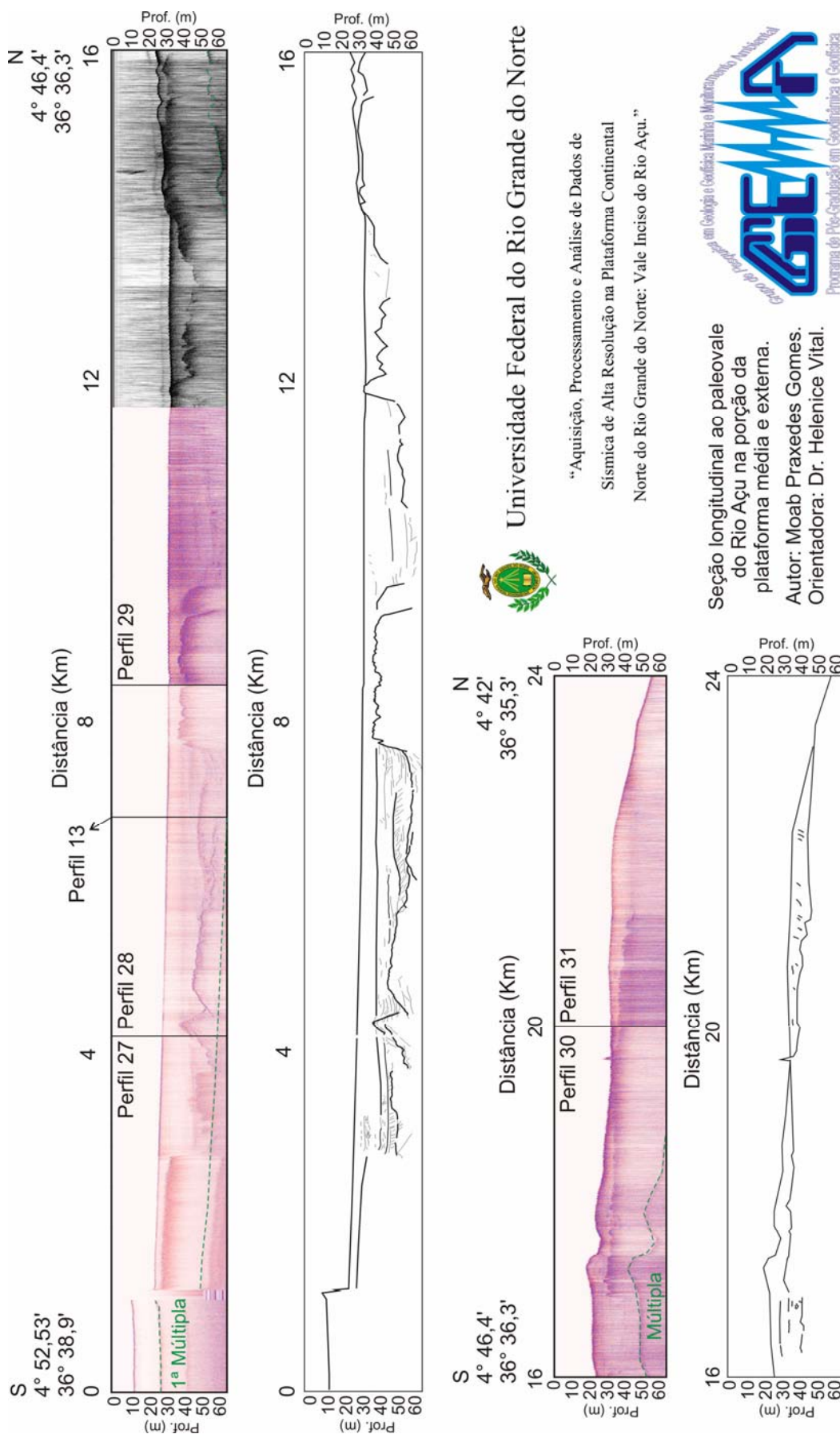


Figura 6.8 - Seção sísmica dos perfis longitudinais 27, 28, 29, 30 e 31 sobre a plataforma média e externa, onde se observam um relevo acidentado do embasamento acústico e um preenchimento complexo e delgado.

A região de transição entre a plataforma interna e média, início do perfil 27, é marcada por um alto estrutural com um patamar a 10 m de profundidade e padrão de sismofácies transparentes. Em superfície este alto estrutural é observado na margem oeste do paleovale, serve de barreira para deposição de sedimentos e formação de um corpo arenoso isolado alinhado paralelamente a costa. O início da plataforma média dá-se de forma abrupta, atingindo a profundidade de 25 m. O único horizonte significativo reconhecido nesta porção do perfil 27 deixa uma assinatura de turbidez acústica causada pelo efeito da presença de gás, que provoca a perda do registro e reflexões caóticas causado pelo espalhamento da energia acústica.

Os estratos sobrepostos ao embasamento acústico (perfil 27 e 29), que ocorre a 45m de profundidade, apresentam um padrão sigmoidal de reflexões indicando fluxo dominado pelo regime fluvial, podendo ser correlacionada lateralmente com a Unidade III da região do paleovale na plataforma interna. A espessura dessa camada é em torno de 5 m. Ocorrem terminações *toplap* no horizonte acima. Há uma gradação do padrão de reflexões plano-paralelas para o padrão transparente de reflexões nas unidades acima desse horizonte até o fundo marinho.

Um horizonte pode ser marcado limitando estruturas sedimentares (planares) e estruturais abaixo, e o preenchimento simples por sedimentos finos acima. Nos níveis estratigráficos mais rasos podem ser observados refletores progradantes (porções proximais) e o padrão de retrogradação (plataforma externa).

A seção sísmica do perfil 13 é transversal ao paleovale, com interposição no perfil 28. Os horizontes na porção leste no interior do paleovale até a margem sofrem turbidez acústica, porém é possível identificar a borda do vale inciso em subsuperfície, sendo íngreme com 12 m em 20 m de extensão. Na margem oeste são observadas macroformas de acréscimo lateral ao sentido do fluxo, as quais indicam pelo menos três unidades deposicionais das fases de preenchimento do canal (Figura 6.9).

A Unidade I constituída por um padrão de sismofácies paralelas com terminações *onlap* nas bordas do horizonte de incisão mais jovem, alcançando espessura de 35 m nessa porção do paleovale. As Unidades II e III apresentam sigmóides progradantes para o interior do vale, sendo visíveis nos dois primeiros quilômetros representados na seção do perfil 13 (Figura 6.7). Essas unidades são (5 m) e separadas por discordância erosiva, possivelmente correlacionadas as unidades da plataforma interna.

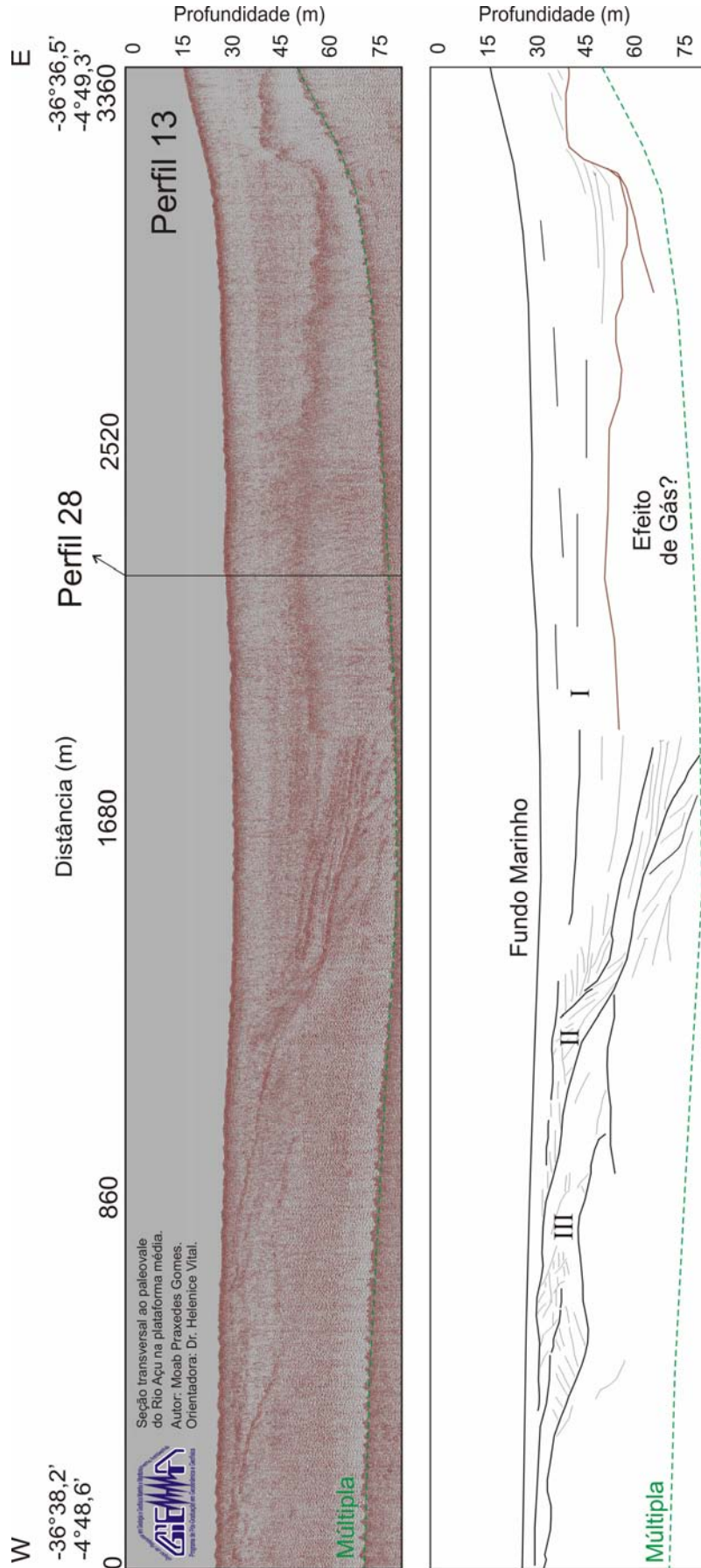


Figura 6.9 – Secção transversal do perfil 13 na plataforma média. São identificadas 3 unidades sísmostratigráficas, limitadas por discordâncias, que podem estar relacionadas as unidades de plataforma interna.

Na borda oeste da plataforma em isóbatas de 30 m, ocorre uma grande seqüência de recifes, por vezes isolados, que acompanham a borda do canal e seguem rumo a quebra da plataforma. Seu crescimento vertical, segundo os dados de sísmica rasa, chega a alcançar 10 m da lâmina d'água na forma de pináculos (Figura 6.10). Inicialmente essas feições foram identificadas pela perfilagem sísmica e sonografia, e posteriormente foram reconhecidos através de mergulho e filmagem submarina como recifes de coral.

Os recifes constituem-se construções biogênicas com elevações retilíneas ou circulares em planta. Eles se formam em ambientes tropicais de águas rasas sobre uma base rígida, onde se estabelecem as primeiras colônias recifais, esse substrato necessário para sua fixação, na área de estudo, pode ser o arenito de praia ou o arenito ferruginoso da Formação Barreiras. A profundidade das águas é o maior controlador na distribuição dos recifes, devido à penetração da luz solar na água (zona fótica). Muitos recifes apresentam biota proeminente e zonação sedimentológica controlada pela mudança de energia das ondas, intensidade da luz, exposição, taxa de sedimentação e o teor de nutrientes, sendo muito complexa sua relação com a variação do nível do mar (Lima, 2001).

Trabalhos anteriores não reconheciam essas construções recifais, pois ainda não haviam sido realizadas campanhas de reconhecimento através de métodos apropriados nas profundidades da plataforma média e externa.

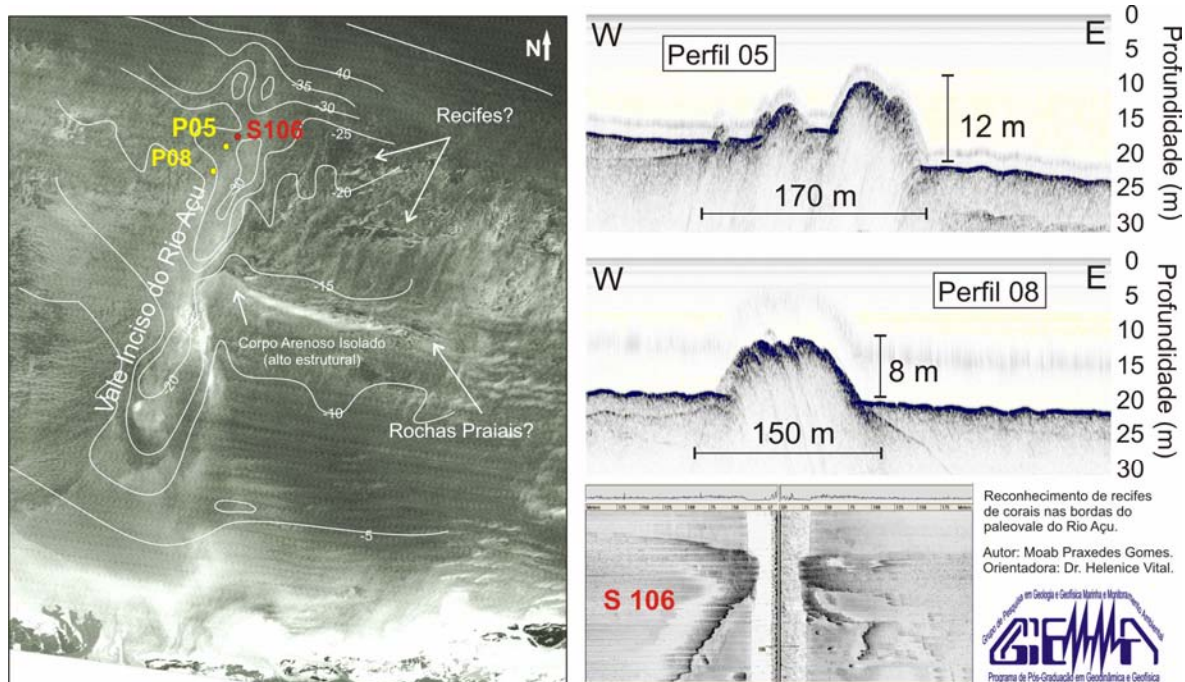


Figura 6.10 – Imageamento por Sonografia e Perfilagem de Subfundo e recifes de corais, confirmados por mergulho e filmagem submarina na borda oeste do paleovale.

6.4 Conclusões

Os aspectos evolutivos da incisão do vale revelam efeitos fluviais amplificados do Rio Açu em unidades estratigráficas inferiores com o gradual aumento da influência marinha nas unidades mais rasas, especialmente na plataforma média e externa. O forte controle estrutural promove o estreitamento do canal na plataforma média e externa, e a formação de bordas com declives acentuados em todo o vale inciso.

A Unidade I, sobreposta ao Horizonte I interpretado inicialmente por Schwarzer *et al.* (2006), pode indicar uma última fase de deposição fluvial com influência marinha nas porções mais distais. Dois indicadores são marcantes: a presença de sismofácies progradantes na plataforma interna em direção a plataforma externa, e sismofácies retrogradantes na plataforma externa, sendo essas duas direções abrigadas na plataforma média; e a possível existência de rochas praias ao norte do alto estrutural localizado na transição da plataforma interna para a média. Tais condições indicariam uma subida rápida do nível do mar, uma vez que o Horizonte I torna-se mais delgado em direção a plataforma externa. O espaço de acomodação estaria aumentando, e diminuindo a influência de processos fluviais na plataforma média e externa. Isso explica a distribuição dos sedimentos siliciclásticos (plataforma interna), silicibioclásticos (plataforma média), e bioclástico (plataforma externa), observada na carta sedimentológica (Vital, 2008).

O topo dessa seqüência é limitado pelo fundo marinho, o qual é preservado nas condições atuais de dinâmica plataformal. Morfologicamente o paleocanal exposto apresenta dimensões superiores ao paleocanal identificado em subsuperfície, principalmente nas plataformas média e externa, provavelmente o alargamento do canal foi provocado por processos erosivos prolongados (Figura 6.11). Sendo o vale mais antigo mais estreito e profundo (visto na perfilagem de subfundo) e vale mais novo mais largo e mais raso (visto na batimetria). Em ambos os casos a direção do antigo rio sofre controle estrutural.

Se considerarmos nível do mar do talude, tem-se a incisão sobre todo o ambiente plataformal, ocorrendo a deposição de estuários e deltas na plataforma média e externa. Se o nível do mar esteve marcado no início da plataforma média junto a um alto estrutural confirma-se a existência de estuários e deltas na plataforma interna, como sugerido nas Figuras 6.6 e 6.8.

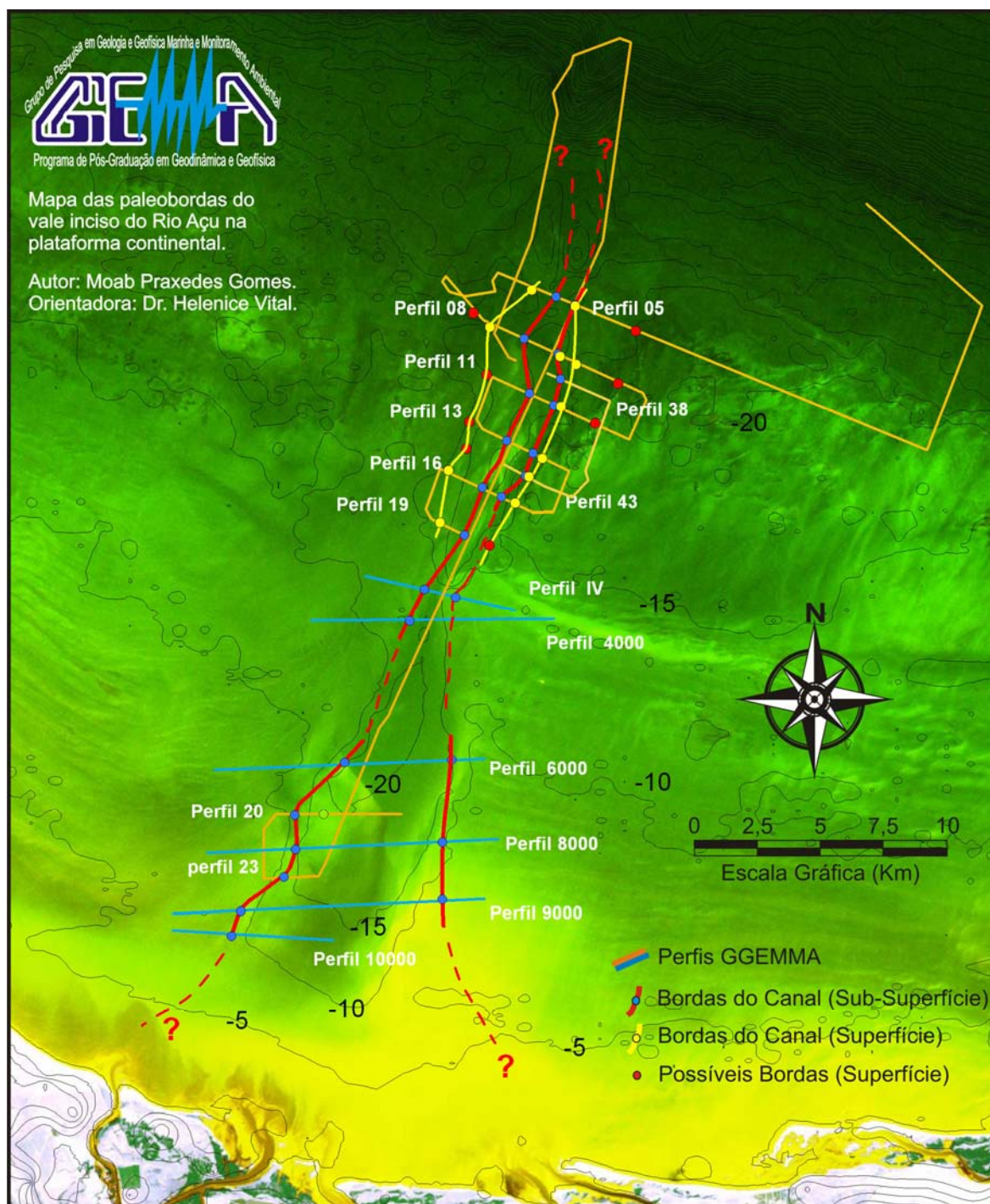


Figura 6.11 – Bordas do vale inciso do Rio Açu identificadas pela batimetria e perfilagem sísmica, revelando a evolução da largura do canal na plataforma média.

As unidades inferiores ao Horizonte I apresentam padrões de sismofácies que indicam a predominância de processos fluviais e são acomodadas sobre o embasamento acústico. O relevo desse embasamento é fortemente marcado por neotectônica, o que promove a formação de barreiras de sedimentação, influenciando na progradação dos

sedimentos e condicionando o preenchimento do vale por depósitos fluviais de arquitetura interna complexa. Esse aspecto estrutural da reativação de falhas pode promover a homogeneização das camadas apagando as estruturas e causando o escape de gás, o qual interrompe a estratificação, e quando confinado no sedimento aumenta a amplitude o refletor ou torna-o difuso. A identificação da presença e do tipo de gás tem implicações importantes. A presença de matéria orgânica com alta taxa de sedimentação cria condições para preservação de gás, que podem ter origem em processos biogênicos em sedimentos rasos ou termogênicos em sedimentos mais profundos (Floodgate e Judd, 1992). Se de origem profunda pode indicar possível migração de hidrocarboneto aproveitando os planos de falhas reativadas por eventos de neotectônica.

Regionalmente o paleovale é caracterizado por estruturas fluidodinâmicas unidirecionais singenéticas de leito plano por processos sedimentares físicos normais de corrente subaquosa característicos de regime de fluxo inferior e interferência marinha nas camadas mais jovens, antecedidos por sedimentação em regime de fluxo superior. Períodos de não deposição seguidos de erosão gerando paleocanais de menor porte revelam a variação do regime de fluxo fluvial, com períodos de estiagem e incisão de pequenos vales sobre superfícies limítrofes que abrangem todo o paleovale, as quais marcam períodos de inundação máxima com suprimento sedimentar suficiente para o preenchimento total do paleovale.

7 Conclusões

Esta dissertação apresentou a proposta de utilização de métodos geofísicos de alta resolução, especificamente a batimetria e a perfilagem de subfundo, para a investigação geomorfológica e de estratigrafia rasa da plataforma continental norte do Rio Grande do Norte, em particular sobre a região do vale inciso do Rio Açu.

A utilização de imagens *LandSat* integradas ao MDT dos dados batimétricos permitiu identificar as feições sobre a plataforma e, partindo de trabalhos anteriores (Kempf, 1970; Coutinho, 1976), foi possível compartimentar a plataforma continental na área entre São Bento do Norte e Areia Branca em plataforma interna, plataforma média e plataforma externa (Capítulo 2). Kempf propôs uma primeira divisão da plataforma continental brasileira com o limite marcado pela mudança da flora algária. Em seguida, Coutinho propôs uma outra subdivisão para a plataforma continental nordestina, considerando características sedimentológicas e morfológicas. No presente trabalho propõe-se a subdivisão para a plataforma na região norte do RN partindo das informações extraídas dos dados batimétricos e da análise de imagens de satélite tratados neste trabalho. Através desses dados foi feita a caracterização morfométrica e o reconhecimento das feições e, associando aos dados sedimentológicos pré-existentes, foram delimitados os ambientes da plataforma continental.

A morfologia superficial do paleovale foi descrita com base na interpretação de imagens de satélite, de perfis batimétricos e da visualização tridimensional. Observou-se que a superfície do atual fundo marinho limita o topo da seqüência deposicional do vale inciso, sendo sua morfologia atual uma relíquia sujeita, principalmente, aos processos hidrodinâmicos de plataforma rasa. Um desses processos é a remobilização de sedimentos com deposição *in situ*, sendo irrelevante a influência dos rios que chegam a costa.

Atendendo ao projeto SISPLAT, foi realizada a aquisição de dados de sísmica rasa utilizando o perfilador de subfundo *X-Star*. Os trabalhos envolvidos compreenderam a análise de dados pré-existentes na área para o planejamento de campo e as atividades de campo. As linhas sísmicas adquiridas totalizaram cerca de 140Km de recobrimento sobre a o paleovale do Rio Açu. Com a resposta do imageamento de subsuperfície alcançando profundidades de cerca de 60 m, o que permitiu identificar/interpretar horizontes e unidades sismoestratigráficas no interior do vale inciso.

Os dados de perfilagem sísmica apresentam alta resolução, e mesmo os dados brutos permitem interpretações satisfatórias sobre a estratigrafia rasa. Porém, muitas vezes, ruídos de diversas origens impedem interpretações mais precisas sobre feições com continuidade lateral e/ou vertical. Para suprir essa dificuldade foi proposto um fluxo de processamento para dados de sísmica de alta resolução. O resultado obtido com a aplicação de um fluxo de processamento aos dados de sísmica rasa mostra-se relevante para a caracterização sismoestratigráficas das seções. A atenuação de múltiplas, a aplicação de ganhos e a filtragem de frequência permitiram a visualização da continuidade de refletores que antes se encontravam mascarados por ruídos ou atenuados pelo decaimento da energia com a profundidade.

Comparando os dados batimétricos com os de subsuperfície (perfilagem sísmica) foi possível observar o alargamento do canal na parte superior da coluna estratigráfica e o controle estrutural que distingue a largura do paleocanal entre a plataforma interna e a plataforma média/externa, caracterizando a morfogênese do vale inciso em dois ambientes.

Algumas feições morfoestruturais e morfosedimentares foram reconhecidas nas seções sísmicas. A assimetria do paleovale indica um controle estrutural com uma componente normal sobre a morfologia do paleovale, onde a margem leste é íngreme e a margem oeste possui inclinação suave. Também foi observado que na transição da plataforma interna para a plataforma média um alto estrutural que marca o início da plataforma média com um grande desnível. Nas seções sísmicas da plataforma média o horizonte do embasamento acústico mostrou um relevo acidentado com a acomodação complexa de estratos sobre ele. Estas feições estruturais confirmam a influência de eventos neotectônicos na configuração morfológica do paleovale, e servem de armadilhas geológicas para o processo de deposição de sedimentos no interior do paleovale. Próximo a essas feições estruturais são observados efeitos de gás sobre os refletores, que possivelmente ocorrem pela migração do gás para camadas superiores. Na altura da transição da plataforma média para a externa na borda oeste do paleovale foram identificadas feições proeminentes reconhecidas como pináculos de recifes de corais por mergulho e filmagem submarina.

Os dados apontam à existência de várias fases de incisão e deposição, sendo identificados três horizontes com extensa continuidade lateral e três unidades com padrões distintos de sismofácies. A arquitetura interna dessas unidades difere das características da plataforma interna, média e externa, com uma possível gradação normal dos depósitos

interiores do canal, que pode ser associado à influência do regime de fluxo e da variação do nível do mar na deposição do preenchimento do canal.

Conclui-se que a incisão sobre toda a plataforma ocorreu em nível de mar baixo, com variação do regime fluvial marcando períodos de erosão e deposição. Na plataforma interna observa-se a predominância de sismofácies plano-paralelas e progradantes que refletem processos hidrodinâmicos fluviais. Nas porções média e externa observam-se padrões de sismofácies progradantes e retrogradantes, evidenciando processos fluviais e marinhos. A Unidade I, acima do Horizonte I, melhor representa essa afirmação e sua pouca espessura pode indicar uma rápida subida do nível do mar.

Para um maior nível de detalhamento da área do vale inciso do Rio Açu sugere-se a interpretação sismoestatigráfica de todas as linhas sísmicas coletadas pelo GGEMMA e a construção de um Modelo Digital do Terreno para os horizontes mapeados, integrando os resultados com um adensamento da malha de aquisição e/ou com outros dados da região (geológicos, geofísicos, oceanográficos), como por exemplo: a amostragem por testemunho dos 200 primeiros metros, que preencheria a ausência de conhecimento para o intervalo do plioceno ao holoceno. Tal informação auxiliaria o processamento sísmico na determinação real das espessuras das camadas. A existência desses dados respaldaria o aprimoramento do fluxo de processamento proposto, o qual poderia ser incrementado por duas etapas de processamento: a análise de velocidades e a migração e estendendo sua aplicação a dados de outros sensores, e em outros formatos.

A integração com dados de sonar de varredura lateral coletados pelo GGEMMA, através da construção de um mosaico de sobre o paleovale permite a identificação de muitas feições morfológicas do fundo marinho, além de melhor direcionar campanhas de amostragens sedimentológica, de mergulho e filmagem submarina para confirmação das feições submarinas.

Os processos que atuaram na plataforma continental da região, especialmente a incisão de vales, podem ser correlacionados com a variação do nível relativo do mar. O aperfeiçoamento da curva do nível do mar para o Cenozóico da área, através de datações de rochas praias localizadas entre a plataforma média e externa, assim como da porção basal das construções de recifes identificadas neste trabalho, pode trazer informações que permitam descrições e interpretações mais precisas e forneçam subsídios para a compreensão de análogos de reservatórios.

Referências Bibliográficas

- Alheiros, M. M.; Lima Filho, M. F. 1991. A Formação Barreiras. UFPE/DGEO, ed., In: Revisão Geológica da faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte.
- Araripe, P. T.; Feijó, F. 1994. Bacia Potiguar. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1):127-141.
- Artusi, L.; Figueiredo Jr, A.G. 2007. Sismoestratigrafia Rasa da Plataforma Continental de Cabo Frio – Araruama – RJ. Revista Brasileira de Geofísica. 25 (Supl. 1): 7-16.
- Bolt, B. A. 1976. Nuclear explosions and earthquakes. The parted veil. New York: W.H. Freeman.
- Branner, J. C. 1902. Geology of the northeast coast of Brazil. Amer. Geol. Soc. Bull., 13:41-98. Silva, A.C. 1966. Considerações sobre o Quaternário do Rio Grande do Norte. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. Arq. Inst. Antropol. 2(1/2):275-301.
- Brunetta, R. 2005. O processamento da sísmica de reflexão rasa – desafios encontrados no estudo de modelos análogos a reservatórios fraturados. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba 85 fls.
- Campos e Silva, A. 1973. Algumas observações sobre o Cenozóico da região de Mossoró, Rio Grande do Norte: Estudos Sedimentológicos. 3/4: 131-140.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 17:74-80.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F.; Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. Tectonophysics, 213: 97-138.
- Claerbout, J. F. 1975. Spectral balancing, Stanford expl. proj. rep. no, 7, p. 172-182.
- Costa Neto, L. X. 1997. Evolução geológica-geomorfológica recente da plataforma continental interna ao largo do delta do Rio Açu, Macau - RN. Programa de pós-graduação em geologia e geofísica marinha da Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 214 pp.

- Costa Neto, L. X. 1985. Geologia da Área entre Macauzinho e Boa Vista - Sul de Macau - RN. 145 p. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN. 82p.
- Coutinho, P. N. 1976. Geologia marinha da plataforma continental Alagoas- Sergipe. Recife. 119p. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco.
- Cremonini, O.; Karner, G. D. 1995. Soerguimento Termal e Erosão na Bacia Potiguar Submersa e seu Relacionamento com a Evolução da Faixa Equatorial Brasileira. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Recife/PE, Atas, 1:181-184.
- Cremonini, O. A.; Goulart, J. P. M.; Soares, U. M. 1996. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4., 1996. Boletim do... Rio Claro: UNESP, p. 89-93.
- Della Fávera, J. C. 2001. Fundamentos da Estratigrafia Moderna. Ed. UERJ. 263p.
- EdgeTech. Technical & User's Manual. Discover Sub-Bottom Profiler Processor Software and 3200-XS Sub-bottom Profiling System. Revision: 2.2 / March 2005.
- Farias P. R. C. 1997. Geologia de Superfície da Área de Detalhe de Macau-RN. Relatório Final. PETROBRAS/GEXP/GELAB, Relatório Interno, 76 p.
- Fonseca, V. P. 1996. Estudos Morfo-tectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau) – Rio Grande do Norte. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Floodgate, G. D. & Judd, A.G. 1992. The origins of shallow gas. Continental Shelf Research,12: 1145-1156.
- Gadallah, M. R. 1994. "Reservoir Seismology – Geophysics in Nontechnical Language", PennWell Books, Tulsa.
- Gomes, M. P.; Vital, H.; Macedo, J. W.; Frazão, E. P. 2008. Incised Valley System: Insights From High-Resolution Seismic Stratigraphy And Geomorphologic Modeling From The Açu River Mouth And Shelf, Potiguar Basin, NE Brazil. In: 2008 AAPG Annual Convention and Exhibition in San Antonio, Texas, April 20 - 23, 2008. Selecionado para: 2008 AAPG Student Poster Awards Competition, patrocinado pela Shell e pela AAPG Student Chapters Committee. AAPG 2008 Annual Convention and Exhibition, abstracts volume, p.69.

- Gomes, M. P.; Vital, H.; Macedo, J. W. P. 2008b. Underwater Acquisition and Processing of High Resolution Data Seismic in Modern Continental Shelf of Potiguar Basin, Atlantic Margin of Northeast Brazil. International Geological Correlation Program Project No. 526 Risks, Resources, and Record of the Past on the Continental Shelf: Mining Late Quaternary Geological Evidence - 2nd Annual Conference (South America). Natal-RN, Brazil, 03-07 November, 2008.
- Gomes, M. P.; Vital, H.; Macedo, J. W. P. 2007. Modelo Digital do Terreno-MDT de Áreas sob atuação da Indústria Petrolífera Através da Integração de Dados Batimétricos e Altimétricos da Zona Costeira Norte do RN. In: 4º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Campinas-SP. Website: http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/4/resumos/4PDPETRO_1_2_0096-1.pdf
- Gomes, M. P.; Vital, H.; Macedo, J. W. P. 2007b. Processamento Digital de Imagens Multiespectrais Aplicado no Realce dos Ambientes Marinho Raso e Profundo da Região de Plataforma Continental e Talude da Bacia Potiguar. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal-Rn.
- Gomes, M. P.; Vital, H.; Macedo, J. W. P. 2007c. Aplicação da Geoestatística na Filtragem de Dados Batimétricos e Altimétricos na Bacia Potiguar. *Revista de Geologia*, Vol. 20, nº 2, 243-255.
- Hackspacher, P. C., Corsino, A. R., Srivastava, N. K., Tiriba, V. F. 1985. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa – RN. *Boletim UFRN/CCE/DG*, Natal, v. 10, p. 33-44.
- Houlding, S. W. 1994. “3-D Geoscience Modeling Computer Techniques for Geological Characterization”, Springer-Verlag, Berlin.
- Kempf, M. 1970. Notes on the benthic bionomy of N.E. Brazilian shelves. *Mar. Biol.* 5(3): 213-214.
- Lima, S. F. 2006. Caracterização geomorfológica e paleogeográfica da plataforma continental adjacente a foz do rio Apodi-Mossoró RN. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, 2006.
- Lima, S. F.; Vital, H. 2006. Geomorphological and paleogeographic characterization of continental shelf of the Apodi-Mossoró River, RN-Brazil. In: Brebbia C.A. (Ed).

Environmental Problems in Coastal Regions VI including Oil Spill Studies. Wessex Institut of Technology, Cambridge Printing, 351-360.

Lima, W. S. G.; Amaral, R. F. 2001. Mapeamento de recifes de corais no Baixo de Maracajaú RN através de fotografias aéreas de pequeno formato. Revista do VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Imbé-RS, v. 1, p. 01-13.

Miall, A. D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. New York, Springer-Verlag, 582 p. apud SCHERER, C. M. S., 2001 - Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais eólicos, Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências – UFGRS/Petrobras.

Mitchum, J. R.; Vail, R. M.; Sangre E, P. R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: Payton, C.E. (Ed.): Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa. Oklahoma. Memoir 26: 117-134.

Matos, R. M. D. 1992. Deep Seismic Profiling, Basin Geometry and Tectonic Evolution of Intracontinental in Brazil. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of Cornell University, New York, 275p.

Matos, R. M. D. 1992b. The northeast brazilian rifts system. *Tectonics*, 11:766-791.

McGee, T. M. 1995. High-resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part B: Digitizing analogue seismic signals: *Journal of Applied Geophysics*, v. 33, p. 287-296.

Miranda, F. M. 1983. Geologia da Área de Macauzinho, Litoral Leste do Estado do Rio Grande do Norte. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 168 p.

Mosher, D. C.; Simpkin, P. G. 1999. Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling: data acquisition. *Geosci. Can.* 26, pp. 174–187.

Oliveira, P. R. A.; Vital, H.; Sá Freire, S. G.; Gomes, M. P. 2008. Padrões sonográficos de fundo da Plataforma Continental Brasileira adjacente aos municípios de ICAPUÍ e ARACATI CE. In: III Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2008, Belém. III Simpósio Brasileiro de Geofísica.

- Pessoa Neto, O. C. 2003. Estratigrafia de Seqüências da Plataforma Mista Neogênicana Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. Revista Brasileira de Geociências.
- Pessoa Neto, O. C. 1999. Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 220 p.
- Robinson, E. A.; Treitel, S. 1980. "Geophysical Signal Analysis", Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Rocha, A. K. R.; Vital, H.; Gomes, M. P.; Rocha, G. R. 2009. Bedforms characterization of the Açu Estuary (NE Brasil). 10th International Coastal Symposium. Conference Theme: Estuaries and Lagoons. Lisboa, Portugal.
- Schön, J. H. 1996. Physical Properties of Rocks. Fundamentals and Principles of Petrophysics. Handbook of Geophysical Exploration. Section I, Seismic Exploration, V.18. Pergamon Press. 583 pp.
- Sharma, P. V. 1997. Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press. 475 pp.
- Sheriff, R. E.; Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. 2002. Society of Exploration Geophysicists. 4th Edition. 429 p.
- Sheriff, R. E.; and Geldart, L. P. 1995. Exploration Seismology. Cambridge University Press, Cambridge. 2ed. 592p.
- Sial, A. N. 1976. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, northeast Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 6:1-14.
- Silva, C. G. 1991. Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil. Duke University, United States, Doctor Philosophy Theses, 359 p.
- Souto, M. V. S. 2002. Analise multitemporal dos elementos geoambientais da dinâmica costeira da ponta do Tubarão, Macau-RN, com base em produtos de sensoriamento remoto e SIG. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 67 p.

- Schwarzer, K.; Statteger, K.; Vital, H.; Becker, M. 2006. Holocene coastal evolution of the Rio Açu Area (Rio Grande do Norte, Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI39: 141-145.
- Souza, L. A. P. 2006. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica, Instituto Oceanográfico/USP, 311pp.
- Tabosa, W. F. 2006. Morfologia e Sedimentologia da Plataforma Continental Brasileira Adjacente a São Bento do Norte e Caiçara do Norte. Ago. 2006. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, p.
- Tabosa, W. F.; Vital, H. 2006. Hydrodynamic forcings and environmental impacts on the coast and shelf adjacent to Sao bento do Norte, NE Brazil. *WIT Transactions on Ecology and The Environment*, Inglaterra, v. 88, p. 165-174.
- Tabosa, W. F.; Amaro, V.E.; Vital, H. 2007. Caracterização do ambiente costeiro, integrado a produtos de sensoriamento remoto na região de São Bento do Norte/Caiçara do Norte - NE Brasil: *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, (Supl. 1), p. 37–48.
- Telford, W. M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press, 770 p.
- Testa, V.; Bosence, D. W. J. 1998. Carbonate-Siliciclastic Sedimentation on High-Energy, Ocean-Facing, Tropical Ramp, NE Brazil. In: WRIGHT VP & BURCHETTE TP (Ed.). *Carbonate Ramps*, Geol. Soc. London Spec. Pub., 149: 55-71.
- Testa, V.; Bosence, D. W. J. 1999. Physical and Biological Controls on the Formation of Carbonate and Siliciclastic Bedforms on the North-East Brazilian: Shelf. *Sedimentology*, 46: 279-301.
- Torres, H. H. F. 1994. Metodologia para Estudos Neotectônicos Regionais, o Caso de João Câmara. *Série Publicações Especiais da CPRM*. v2. pp. 7-45.
- Trabant, P. K. 1984. *Applied High-resolution geophysical Methods*. International Human Resources Development Corporation. Boston, MA. 103p.
- Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLY, A. W. (ed.). *Atlas of*

Seismic Stratigraphy. Tulsa, Am. Assoc. of Petrol. Geologist. v. 1, p. 1-10. (AAPG Studies in Geology, # 27).

- Vail, P.R., Todd, R.G.; Sangree, J. B. 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflection. In: C.E. Payton (ed), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 99-116.
- Van Wagoner, J. R.; Mitchum, R. M.; Posamentier, H.; Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally AW (ed). Atlas of seismic stratigraphy, vol.1, AAPG Studies in Geology, 27: 11-14.
- Vasconcelos, E. P. 1995. O evento CPT (Camadas Ponta do Tubarão), Aptiano da Bacia Potiguar. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 198 p.
- Viana, M. L.; Solewicz, R.; Cabral, A. P.; Testa, V. 1991. Sandstream on the Northeast Brazilian Shelf. Continental Shelf Research, 2: 509-524.
- Vilaça, J. C.; Nogueira, A. M. B.; Silveira, I.M.; Carvalho, M.S.; Cunha, E.M.S. 1985. Geologia Ambiental da Área Costeira da Ponta de Búzios à Barra de Maxaranguape-RN. In: SBG, XII Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, Atas, p. 220-227.
- Vital, H.; Stattegger, K.; Amaro, V. E.; Schwarzer, K.; Frazão, E. P.; Tabosa, W. F.; Silveira, I.M. 2008. A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to northern Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. In: Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy, SEPM SP 90: 175-188.
- Vital, H.; Silveira, M.; Amaro, V. E. 2005. Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira - Área Guamaré A Macau (NE Brasil), Utilizando Integração de Dados Geológicos e Sensoriamento Remoto. Revista Brasileira de Geofísica. SBGf. Volume 23, nº 3, p.233-241.
- Vital, H.; Frazão, E. P. 2005. Carta batimétrica da plataforma continental brasileira adjacente ao setor norte do estado do Rio Grande do Norte: Galinhos a Ponta do Mel. Workshop REDE PETROMAR, Natal-RN, CD-ROOM.
- Xavier Neto, P. 2006. Processamento e Interpretação de Dados 2D e 3D de GPR: Aplicações no imageamento de feições Kársticas e Estruturas de Dissolução no

Campo de Petróleo da Fazenda Bélem-CE; Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 76 fls.

Yilmaz, O. 1987. Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma, 526 p.

Zaitlin, B. A.; Dalrymple, R.W.; Boyd, R. 1994. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change, in R.W. Dalrymple, R.J. Boyd, B.A. Zaitlin, eds., Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences: SEPM Special Publication. 51, p. 45-60.

Especificações do NB Comte Manhães

Deslocamento: 300 ton (padrão), 420 ton (carregado).

Dimensões: 37.51 m de comprimento, 8.83 m de boca, 3.50 m de pontal e 2.56 m de calado.

Propulsão: diesel; 2 motores diesel MAN modelo R8V16-18TL de 8 cilindros gerando 650 hp cada, acoplados a dois eixos com hélices de passo fixo.

Eletricidade: 3 motores MWM modelo D232-V8 de 8 cilindros gerando 175 hp cada e 3 geradores Negrini de 440V e 150 A.

Combustível: 85 tons.

Velocidade: máxima de 10 nós e sustentada de 8 nós.

Raio de Ação: 2.880 milhas náuticas.

Armamento: nenhum.

Sensores: 1 radar de navegação Decca TM-1226; 1 radar de navegação Furuno FS-1502; DGPS Trimble NT200D; Agulha Giroscópica Sperry Mk-27; Ecobatímetro Simrad EA-300 e Ecobatímetro Simrad EQ-32 TFT de dupla frequência.

Equipamentos: pórtico de popa com capacidade de 10 tons; 1 pau de carga com capacidade de 4 tons e um RHIB.

Código Internacional de Chamada: PWCM.

Tripulação: 22 homens, sendo 2 oficiais e 20 sargentos, cabos e marinheiros.

Especificações do GPS eTrex da Garmin

Dados de Navegação

Waypoints/Ícones: 500 com nomes e símbolos gráficos animados.

Tracks: Track log automático; sistema de armazenamento, com 10 track logs

Rotas: 20 rotas com 124 pontos

Computador de Bordo: Velocidade atual, velocidade média, horário do nascer e por do sol, máxima velocidade, cronômetro, odometro.

Map datum: Mais de 100

Formato de Posição: Lat/Lon, UTM/UPS, Maidenhead, MGRS and other grids

Performance:

Tempo de Aquisição:

Warm: approx. 15 seconds

Cold: approx. 45 seconds

Autolocate™: approx. 2 minutos

Update Rate: 1 segundo contínuo

Precisão: Posição: 15 metros

Velocidade: 0.1 Kt RMS

Dynamics: 6g's

Interfaces: RS232 com NMEA 0183, RTCM 104 DGPS formato de dados proprietário GARMIN.

Antena: Embutida

Dimensões :

Tamanho: 11.2 x 5.1 x 3.0 cm

Peso: 150 g com baterias.

Display: 5.4 x 2.7 cm alto contraste LCD com bright backlighting .

Caixa: À prova d'água IEC 529 IPX7 standard

Temperatura de operação: -15°C até 70°C

Armazenagem de dados: Indefinido; (requer bateria interna)

Alimentação:

Fonte: 2 pilhas (alcalinas) AA (não inclusa)

Vida útil da bateria: até 22 horas.

S P E C I F I C A T I O N S	
Towfish Model	SB-512i
Frequency Range	500 Hz - 12 kHz
Pulses (user selected)	0.5-8.0 kHz / 5 msec FM; 0.5-2.7 kHz / 40 msec WB; 0.5-6 kHz / 20 msec WB; 0.5-4_5 kHz / 50 msec FM; 0.5-6 kHz / 9 msec FM; 0.5-6 kHz / 18 msec FM; 0.5-7_2 kHz / 30 msec FM; 0.7-12 kHz / 20 msec FM; 2.0-12 kHz / 20 msec FM.
Vertical Resolution (depends on pulse selected)	8 - 20 cm
Penetration (typical) in coarse calcareous sand (meters) in clay (meters)	20 - 200
Beam Width (depends on center frequency)	16° - 32°
Size (cm)	160L x 124W x 47H
Weight	190 kg
Calibration	Each system is calibrated for reflection coefficient measurements. Calibrated to generate a pulse spectrum with a Gaussian and rectangular shapes
Cable Requirements	3 shielded twisted pairs (5 used)
Maximum Towfish Operating Depth	300 meters (1,000 feet)
Optimum Tow Height	3 to 5 meters above seafloor
Tow Speed	3-4 knots optimal, 7 knots maximum safe operational
Options	Integrated Depth Sensor, 4 kW Amplifier, USBL Acoustic Tracking System

SUB BOTTOM SYSTEM FEATURE	3200-XS
Power Input	120-220 VAC
Towfish Interface	All
Power Amplifier	2 KW (4 KW option)
Navigation Message Input	Robust
Bottom Sediment Classification	Yes
Bottom Tracking	Yes
Color Palette	Yes
Data Type	Native complex numbered format (.jsf) and/or standard Seg-y
Heave Compensation Input	Yes
Hull Mount	Yes
Mass Storage	Hard drive (archive to DVD-RW or via LAN connection)
Maximum Ping Rate	18/second
Maximum Water Depth Below Towfish	None
Multiple Pings in Water Column	Yes
Navigation Screen with Ship Track	Yes, optional with 3rd party software
Depth Sensor Option	SB-0512i towfish only
Printer Drivers	EPC, Ultra, HP, Odeco, Isys, others added regularly
Print Options	Prints real-time
Topside Display Processor	PC based and 3rd party processor through Ethernet interface
Navigation Files	Yes, ASCII XY file
Digitization	Yes, XYZ ASCII file
Scale Lines	Yes, user adjustable
Swell Filter	Yes, display only
Data Delay	Yes, user adjustable screen
Alerts	Yes, multiple user defined
Image Capture	Yes, JPEG

TOPSIDE PROCESSOR SPECIFICATIONS (minimum)	
Main Processor	Pentium class CPU
Hard Drive	80 GBytes
Data Archive	DVD-R/W Drive
Pointing Device	3 button industrial trackball
Navigation Port	NMEA0183, RS232
Printer Port	Parallel Centronics type
Power	110 to 220 VAC, 47 to 63 Hz, 250 Watts; auto sensing
Enclosure	19" rack mountable metal 5U size
Weight	18 kg (40 lbs.)

SYSTEM COMPATIBILITY TABLE	
TOPSIDE PROCESSOR MODEL	TOWFISH
2000 (rack mount)	512C, 670C, DT-1, TV-D
3100-P (portable)	SB-424, SB-216S
3200-XS (rack mount)	SB-424, SB-216S, SB-0512i
4100 & 4100-P (rack mount or portable)	272-T, 272-TD
4125-P (portable)	4125-S, 4125-D
4200 & 4200-P (rack mount or portable)	4200-SP, 4200-MP
4300-MPX (rack mount)	4300-MPX
4700-DFX (rack mount)	4700-DFX

Notebook Computer Specifications (Minimum) for use with Portable Topsides	
Main Processor	Pentium class CPU
Operating System	Windows XP
Hard Drive	Most current (80 GB minimum)
Data Archive	DVD-R/W and LAN
Navigation Port	NMEA 0183, RS232
Annotation	Via keyboard and RS-232
Event Mark	Via keyboard and RS-232
Portable Connection	Ethernet wired or wireless (PC Card)
Other Ports	External Keyboard and Mouse, External Video Monitor, USB
Power Supply	One 110/220 AC brick, one 12 VDC brick

Portable Topside Processor Specifications	
Towfish Connection	Wet Mate E/O Connector
Power In	18-36 VDC or 110/240 VAC (auto-ranging); 300 Watts maximum
External Status Lights	Towfish Trigger Indicator, External Power Good (AC or DC is good)
External Switches	Towfish and Power
Connections	AC, DC, Towfish, Ethernet wired and Wireless
Length of Power Cord	3 meters (10 feet)
Length of Ethernet Cord	8 meters (25 feet)
Weight	13 kg (28 lbs.)
Operating Temperature	0°C to 40°C 0 to 90% relative humidity, non-condensing (32°F to 104°F)
Construction	Water-proof high-impact ABS plastic with built-in handle

Acessado em: 18/08/2008
<http://www.edgetech.com/>