



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS
INSTITUTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
BACIAS SEDIMENTARES E FAIXAS MÓVEIS

"Mapeamento em subsuperfície do canal central da Baía da Ilha Grande com base em dados de sísmica rasa de alta resolução".

LUCIANA BISPO PEREIRA

2006

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Tema

*"Mapeamento em subsuperfície do canal central da Baía da Ilha Grande
com base em dados de sísmica rasa de alta resolução".*

Orientador

Prof. Dr. Marcelo Sperle Dias

Co-Orientador

Profª Drª Mônica Heilbron

Linha e Projeto de Pesquisa dos Orientadores

Geologia e Geofísica de margens tipo Atlântico

LUCIANA BISPO PEREIRA

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

B622 Bispo, Luciana.
Mapeamento em subsuperfície do canal central da Baía da Ilha Grande com base em dados de sísmica rasa de alta resolução / Luciana Bispo.- 2006.
99f. : il. color. + 8 mapas

Orientador : Marcelo Sperle Dias
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural - Teses. 2. Sísmica de alta resolução - Teses. 2. Ilha Grande, Baía da (RJ) - Teses. I. Dias, Marcelo Sperle. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

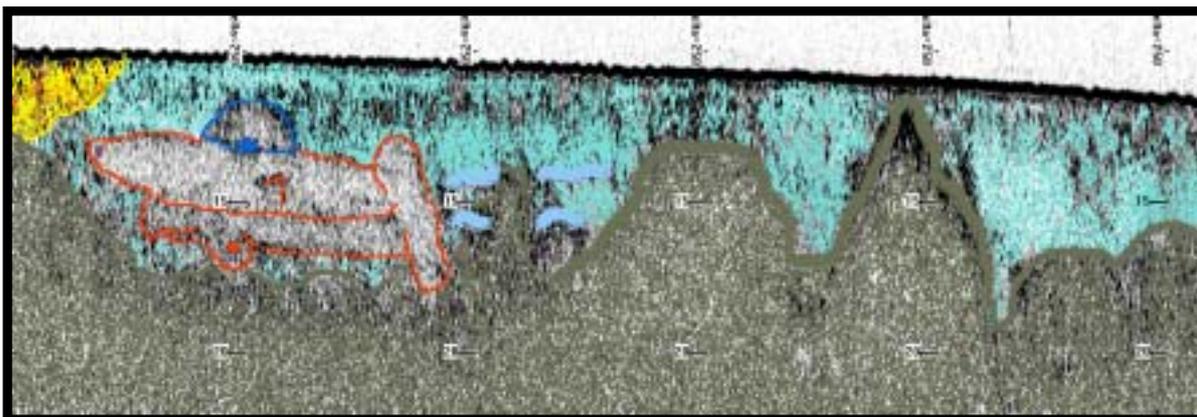
CDU 551.243

*"Mapeamento em subsuperfície do canal central da Baía da Ilha Grande
com base em dados de sísmica rasa de alta resolução".*

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Bacias Sedimentares e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, como requisito para obtenção do grau de mestre em ciências (M.Sc.). Área de Concentração: Tectônica.

Banca examinadora

- Prof^o Michel Michaelovitch de Mahiques
Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
- Prof.^a Ambrosina Contijo
Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.



*"Acredito, que o grande raciocínio, das ciências da Terra,
esteja escondido sob a lógica"*

(Luciana Bispo)

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	xi
ABSTRACT	xii
RESUMO	xiii
LISTA DE FIGURAS	vii
1 INTRODUÇÃO E RELEVÂNCIA	01
2 OBJETIVOS	03
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	04
3.1 <i>Embasamento Pré-Cambriano e a Formação do Gondwana</i>	04
3.2 <i>A bacia de Santos e a Quebra do Gondwana</i>	07
3.3 <i>A reativação Cenozóica e as bacias trafofênicas do SE brasileiro</i>	12
4 ÁREA DE ESTUDO	17
4.1 <i>Localização</i>	17
4.2 <i>Caracterização geológica e geomorfológica da área emersa adjacente</i>	19
4.3 <i>Caracterização geológica e geomorfológica da área submersa</i>	22
4.4 <i>A variação relativa do nível do mar e a evolução Sedimentar da Baía da Ilha Grande nos Últimos 18.000 Anos</i>	25
4.5 <i>Parâmetros Oceanográficos</i>	26
5 MÉTODO	28
5.1 <i>Sísmica rasa de Alta Resolução</i>	28
5.2 <i>Atividades desenvolvidas</i>	30
6 RESULTADOS	40
6.1 <i>Mapa temático a partir de dados pré-existentes</i>	40
6.2 <i>Perfilagem Sísmica</i>	40
6.3 <i>Descrição dos perfis sísmicos</i>	50
6.4 <i>Mapas temáticos</i>	63
6.5 <i>Mapeamento dos paleocanais de drenagem</i>	63
6.6 <i>Evidências para níveis do mar pretéritos</i>	69
7 DISCUSSÃO	72
7.1 <i>Controle das estruturas e sedimentação</i>	72
7.2 <i>Controle da Hidrodinâmica na sedimentação</i>	77
7.3 <i>Evidência de mudanças do nível do mar durante o Quaternário</i>	79
8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	91
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
10 ANEXOS	100

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:
Faixas Móveis, Apiaí, Ribeira, Brasília Sul e Araçuaí formadas pela almagamação do Gondwana Ocidental durante a orogênese Brasileira (Heilbron *et al*, 2004) p. 05
- Figura 2:
Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil p. 07
- Figura 3:
Caracterização quanto a ascensão da astenosfera dos segmentos de rifte ativo no sudeste e rifte passivo no nordeste para o Atlântico Sul (Bueno, 2004). p. 08
- Figura 4:
Diagrama esquemático mostrando a seqüência de eventos durante a quebra do Gondwana e formação da margem passiva e das bacias sedimentares da margem leste brasileira. (modificado Mohriak, 2004).p. 09
- Figura 5:
Seção Geológica Esquemática da Bacia de Santos (Mohriak, 2002). p. 12
- Figura 6:
Imagem topográfica do Estado do Rio de Janeiro, com destaque para 1) serra da Mantiqueira, 2) Serra do Mar, e 3) Maciço da carioca modificado de Mohriak,(2004). p. 13
- Figura 7:
Bacias cenozóicas do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) p. 14
- Figura 8:
Localização da área de estudo. (Imagens de Satélite modificado de Mohriak, 2004; Miranda e Coutinho, 2005 - Cd Brasil Visto do Espaço) p. 17
- Figura 9:
Macrocompartmento “Litoral das Escarpas Cristalinas Norte”, modificado do site google.com.br p. 18
- Figura 10:
Rios de destaque na região costeira adjacente a área de estudo e na região da Ilha Grande p. 20
- Figura 11:
Mapa geológico simplificado da Baía da Ilha Grande, modificado de Heilbron et al , 2004 p.21

Figura 12:	
Unidades fisiográficas da Baía da Ilha Grande (modificado de Mahiques, 1987)	p. 23
Figura 13:	
Registro de 3,5 kHz obtido no talude continental. (Cortesia PEG- <i>Petroleum and Environmental Geo-services</i>) (Neto, 2001)	p. 29
Figura 14	
Planejamento das linhas sísmicas	p. 33
Figura 15	
Sistema de geofísica rasa e fonte de captação e recebimento do sinal acústico	p. 35
Figura 16	
Mapa de posicionamento das linhas sísmicas obtidas.	p. 36
Figura 17	
Exemplo das linhas sísmicas obtidas	p. 38
Figura 18	
Mapa mostrando a localização dos perfis sísmicos interpretados.	p. 41
Figura 19	
O mapa mostra em perfil a morfologia do embasamento acústico para os dados sísmicos analisados..	p. 42
Figura 20	
Exemplo da ocorrência dos horizontes 06 e 07 em um mesmo perfil sísmico.	p. 43
Figura 21	
Mapa mostrando a variação da espessura total dos sedimentos para a região estudada.	p. 44
Figura 22	
Exemplo dos tipos de eco-caráter encontrado nos registros sísmicos.	p. 47
Figura 23	
Dado bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 01, exagero vertical de 35x.	p. 51
Figura 24:	
Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 02, exagero vertical de 25x.	p. 53

Figura 25:

Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 03, exagero vertical de 12,5x. ... p. 55

Figura 26:

Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 04, exagero vertical de 25x..... p. 58

Figura 27:

Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 05, exagero vertical de 50x..... p. 59

Figura 28:

Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 06, exagero vertical de 50x. p. 60

Figura 29:

Dado sísmico bruto e interpretação dos horizontes sísmicos do perfil 07, exagero vertical 25x. p. 62

Figura 30:

Distribuição das faixas de 10 em 10 metros das profundidades do embasamentop. p. 64

Figura 31:

Mapa mostrando a localização das 07 falhas inferidas, note que A, B e C são prolongamentos de falhas já mapeadas na Ilha Grande. p. 66

Figura 32A:

Mapeamento das falhas inferidas no perfil 01 e visualização do prolongamento das falhas na região emersa adjacente. (Para localização em mapa ver figura 31). p. 67

Figura 32B:

Mapeamento das falhas inferidas nos perfis 02, 03, 04, 05, 06 e 07, a partir de lineamentos observados na região emersa. (Para localização em mapa ver figura 31) p. 68

Figura 33:

Loca. do mapeamento do horizonte sísmico 6, note a presença deste associado a isóbata de -20m. p. 70

Figura 34:

Localização do horizonte sísmico 07, note a associação deste horizonte no perfil 01 com a drenagem.p. 71

Figura 35:

Mapa Batimétrico da área de estudo, modificado de Medeiros (2003). Destaca-se a associação da depressão batimétrica com importantes baixos do embasamento rochoso p. 73

Figura 36:

Mapeamento dos paleocanais fluviais, principal e secundários, na área de estudo p. 74

Figura 37:

Mapa do contorno estrutural do embasamento associado a topografia das áreas emersas. Note a correlação de direção da morfologia do embasamento com as falhas da região emersa p. 76

Figura 38:

Ecocaráter, na região da Baía de Guanabara, caracterizado por Sperle *et al*, (2005), como sendo representante de areias transgressivas marinhas. Note a semelhança da assinatura acústica com o tipo VII, descrito neste trabalho, além da associação com paleossistema de drenagem p. 82

Figura 39:

Mapa de distribuição dos tipos de ecocaráteres correlacionados ao período de nível do mar abaixo de -20 metros. p. 83

Figura 40:

Cenário para estabilização do nível do mar na cota de -20metros p. 85

Figura 41:

Cenário atual, deposição para nível do mar acima de -20m p. 88

AGRADECIMENTOS

Janeiro de 2004 marcava uma nova etapa da minha vida, a elaboração de um projeto de dissertação abria caminhos e novas oportunidades. De lá para cá, dois anos se passaram, 24 meses, nem um dia a mais, finalizava o meu período de integralização de curso. Percorrendo esse caminho viajei no tempo geológico, me deparei com estruturas completamente diferentes, das que eu estava acostumada, falhas, contatos, litologia, características acústicas, movimentos relativos, tudo precisava sedimentar dentro da minha mente, independente da dinâmica natural da vida. De posse dos dados, o tabuleiro do jogo estava armado, durante todo esse tempo, diversos jogadores, tiveram participação especial na partida rumo a um novo título. Agora na reta final, nos 45 do segundo tempo não poderia deixar de prestar meus sinceros agradecimentos a esses fantásticos jogadores.

Agradeço, primeiramente a vida, por ser tão boa para mim.

Agradeço, a quem me possibilitou desfrutar dessa vida, a meus pais, que nesta ou em outra dimensão, continuam sempre ao meu lado, funcionando sempre como um porto seguro.

Agradeço, a Beto, Fuca, Xand, Léo e Marcus por me puxarem à superfície, sempre que necessário, seja com um sorriso, com uma ajuda ou simplesmente não perturbando.

Agradeço, aos meus orientadores, Marcelo Sperle e Mônica Heilbron, pelo muito que me ajudaram, fazendo sempre eu enxergar aquele farol lá no fundo.

Agradeço ao Sílvio, Husk Duck, por estar sempre disposto a ajudar, sendo uma verdadeira âncora, sem pedir nada em troca.

Agradeço, a equipe do TEKTOS, ao professor Gilberto Dias e a Maitê Medeiros, pela cessão de dados indispensáveis ao desenvolvimento do meu trabalho.

Agradeço aos amigos: Marcelo Carnevale e Wellington Ceccopieri, por terem sempre uma palavra certa no tempo certo.

Agradeço, a equipe do Laboratório de Oceanografia Geológica., por nunca falarem: *“Ih a maré não ta boa não, acho que não vai dar”*.

Agradeço a toda equipe da Geosoft Latino Americana, pelas várias licenças concedidas, sem as quais não existiriam mapas neste trabalho.

Agradeço, aos professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia da UERJ, em especial aos professores Julio Almeida e Webster, por participarem da banca do meu seminário de dissertação, incentivando a continuidade desta navegação.

Enfim, agradeço a todos que de uma forma ou de outra participaram desse grande jogo, e contribuíram para que eu pudesse chegar ao final de mais uma etapa da vida.

A TODOS VOCÊS, MUITO OBRIGADO!!!!

ABSTRACT

The Bay of the Big Island located in the Southeast area of Brazil, in the coast south of the State of Rio de Janeiro is an area of extreme importance for the economical scenery of the State of Rio de Janeiro and for the scientific community. Since the decade of 80 this area is stage of several scientific studies being more now object of study of works that seek to integrate geological factors, oceanográficos and climatic. The investigation in sub-bottom of the structural and sedimentary geology of the channel of the Bay of the Big Island, through the interpretation of 07 seismic profiles based on the determination of different echo character types, it suggests evidences for the sedimentary evolution of this area. The mapping of the morphology of the rocky basement revealed geometric complexity with high and low of predominant direction NE-SW along the central channel. The correlation of those high and low with lineament of the coast line and of the drainage and with the presence of fault already mapped it made possible the inference of 07 fault in the structural conditioning of the area. It stands out the occurrence of a bass of the basement in the depth from -40 to -50 meters present regional. Of tectonic origin this bass favored the establishment of a paleo drainage system during period of level of low sea which seems to have stayed of 18.000 years AP to approximately 10.000 years AP being completely drowned in 8.000 years AP, with the establishment of the coast line in the current isbate of -20 meters. The correlation of the echo character types with the sedimentary evolution proposed by Mahiques (1987) it made possible new hypotheses of development of this bay, determining areas non favorable to the deposition, besides suggesting evidences of the occurrence of similar sedimentary processes at least from the sea influence with climax in 8.000 years AP.

RESUMO

A Baía da Ilha Grande localizada na região Sudeste do Brasil, no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro é uma região de extrema importância para o cenário econômico do Estado do Rio de Janeiro e para a comunidade científica. Desde a década de 80 esta região é palco de diversos estudos científicos sendo mais atualmente objeto de estudo de trabalhos que visam integrar fatores geológicos, oceanográficos e climáticos. A investigação em subsuperfície da geologia estrutural e sedimentar do canal da Baía da Ilha Grande, através da interpretação de 07 perfis sísmicos baseada na determinação de diferentes tipos de ecocarátères, sugere evidências para a evolução sedimentar desta região. O mapeamento da morfologia do embasamento rochoso revelou complexidade geométrica com altos e baixos de direção predominante NE-SW ao longo do canal central. A correlação desses altos e baixos com lineamento da linha de costa e da drenagem e com a presença de falhas já mapeadas possibilitou a inferência de 07 falhas no condicionamento estrutural da área. Destaca-se a ocorrência de um baixo do embasamento na profundidade de -40 a -50 metros presente regionalmente. De origem tectônica este baixo favoreceu o estabelecimento de um paleo sistema de drenagem durante período de nível de mar baixo o qual parece ter permanecido de 18.000 anos AP até aproximadamente 10.000 anos AP sendo completamente afogado em 8.000 anos AP, com o estabelecimento da linha de costa na atual isóbata de -20 metros. A correlação dos tipos de ecocaráter com a evolução sedimentar proposta por Mahiques (1987) possibilitou novas hipóteses de desenvolvimento desta baía, determinando regiões não favoráveis à deposição, além de sugerir evidências da ocorrência de processos sedimentares semelhantes pelo menos desde a influência marinha com clímax em 8.000 anos AP.

1 – INTRODUÇÃO E RELEVÂNCIA

A Baía da Ilha Grande localiza-se na região Sudeste do Brasil, no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro. Esta é uma região de extrema importância para o cenário econômico do Estado do Rio de Janeiro, basicamente por dois motivos: i) pela proximidade a uma das mais promissoras bacias sedimentares da margem continental sul-sudeste brasileira, a Bacia de Santos; e ii) por abrigar um importante Terminal Marítimo de Petróleo da Petrobrás (GEBIG). Um outro setor econômico que vem sendo incrementado na região nos últimos anos é o de turismo que, de certa forma, é uma força conflitante ao setor petróleo e gás no que diz respeito a possíveis acidentes ambientais como o rompimento de dutos e vazamentos de óleo (Ceccopieri, 2001).

Assim, uma parte essencial ao processo de planejamento de redes de infraestrutura submersas é o entendimento das características oceanográficas e geológicas, não só do leito marinho quanto em subsuperfície como também dos problemas geotécnicos associados. No passado, durante muito tempo, as redes submarinas eram lançadas no leito oceânico sem uma adequada consideração dos aspectos oceanográficos-geológico-geotécnicos envolvidos (Allan, 1998). Normalmente, os causadores de danos às estruturas submarinas são afloramentos rochosos, fundos móveis, bancos sedimentares submersos, falhas e fraturas geológicas (Ceccopieri, 2001) os quais representam situações de erosão, recobrimento, exposição, deslocamento e até mesmo o rompimento da rede. Neste contexto, o estudo das características físicas do ambiente é fundamental ao desenvolvimento dessas atividades econômicas.

Nas últimas décadas, o crescente número de estudos utilizando dados de sísmica rasa de alta frequência vem demonstrando ser esta uma ferramenta adequada para a investigação do fundo e sub-fundo marinho, sendo capaz de avaliar parâmetros como espessura de camadas, mergulho, presença de falhamentos, ocorrências de acumulações rasas de gás biogênico, deslizamentos submarinos, feições e processos sedimentares (Sperle *et al*, 2003; Quaresma *et al*, 2001; Fontoura, 2001; Damuth, 1980; Damuth, 1975).

A Baía da Ilha Grande é hoje objeto de estudo de diversos trabalhos que visam integrar fatores geológicos, oceanográficos e climáticos. Estudos recentes (Sperle, *et al* 2003; Ceccopieri, 2001, Fontoura, 2001) relacionaram parâmetros oceanográficos com a distribuição de sedimentos de fundo buscando investigar a evolução sedimentar quaternária da região do canal central da Baía da Ilha Grande, bem como atributos do

fundo marinho que representam potenciais riscos às atividades relacionadas ao setor petróleo e gás, desenvolvidas na área. Em outro estudo recente Medeiros (2003), através da integração entre levantamentos geológicos e estudos geomorfológicos buscou entender o papel exercido pelas estruturas e litologia sobre o desenvolvimento das formas de relevo da Baía da Ilha Grande.

No contexto regional, a Baía da Ilha Grande torna-se uma área de extremo interesse científico por possuir uma configuração estrutural e geomorfológica de fundo bastante peculiar, resultante do desenvolvimento da Bacia de Santos e do soerguimento da Serra do Mar, ambos decorrentes da tectônica sul-atlantiana, sobretudo das reativações no Cretáceo Superior e Terciário, bem como das mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário.

Assim, diante desse cenário atual, o presente trabalho, através do uso da sísmica rasa de alta resolução, pretende investigar em sub-superfície a geologia estrutural e sedimentar do canal da Baía da Ilha Grande. Busca-se ainda, promover informações científicas pertinentes às pesquisas já desenvolvidas pela comunidade científica em relação à geologia da região sudeste do Brasil, além de fornecer informações que poderão subsidiar futuras decisões no setor Petróleo e Gás do Estado do Rio de Janeiro.

2 – OBJETIVOS

Diversos trabalhos têm buscado entender a relação entre o condicionamento estrutural e processos sedimentares responsáveis pela configuração do fundo marinho na região da Baía da Ilha grande. Por hipótese a complexa história tectônica imprimida no sudeste reflete na geometria de fundo desta região feições batimétricas do tipo canais, afloramentos rochosos e grandes depressões. Estas feições aliadas a mudanças relativas do nível do mar durante o Quaternário funcionam tanto como facilitador quanto como dificultador do transporte sedimentar ao longo do tempo. Dentro deste contexto o presente trabalho pretende:

1. Mapear em sub-superfície o canal central da Baía da Ilha Grande.
2. Caracterizar o embasamento cristalino na região do canal central
3. Correlacionar estruturas geotectônicas submersas com estruturas já mapeadas na porção emersa adjacente.
4. Mapear possíveis indicadores de variações pretéritas do nível do mar.
5. Contribuir com novas evidências para o entendimento da evolução da Baía da Ilha Grande nos últimos 18.000 anos.

3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O contexto geológico da região Sudeste do Brasil, é atribuído a dois grandes eventos tectônicos distintos: a) Orogênese Brasileira ocorrida no Neoproterozóico-Cambriano, de caráter dúctil em ambiente compressivo, que resultou na formação de faixas móveis e b) tectônica Mesozóica e Cenozóica, associada à fragmentação do continente Gondwana Ocidental e, conseqüentemente, à abertura do Oceano Atlântico Sul, e também à formação dos riftes continentais do sudeste brasileiro, este de caráter rúptil em ambiente distensivo (Heilbron *et al.*, 2000 e Heilbron *et al.*, 1995).

Desta forma, o panorama geológico da área em questão envolve uma complexa história tectônica que apresenta desde corpos granito-gnaissicos de pequenas porções cratônicas de idades transamazônicas (2050 Ma), passando por rochas remobilizadas em níveis infracrustal e supracrustal durante o Ciclo Brasileiro, rochas metasedimentares e granitos Neoproterozóicos, Rochas sedimentares e ígneas Meso-cenozóica.

3.1 - Embasamento Pré-Cambriano e a Formação do Gondwana

Durante o final do Proterozóico e início do Paleozóico ocorreu um importantíssimo evento tectônico, relacionado à convergência de placas litosféricas e conseqüente amalgamação do Gondwana Ocidental (Heilbron *et al.*, 2000), denominado de Orogênese Brasileira. Este evento foi responsável pela formação, dentre outras, da faixa móvel Ribeira, a qual compõe o embasamento predominante da parte rasa da Bacia de Santos, e abriga na porção sudoeste de seu segmento central a região da Baía da Ilha Grande. A Faixa Ribeira (Cordani *et al.* 1973; Almeida *et al.* 1973) compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões de estruturação geral com vergência para NNW, gerado no Neoproterozóico/ Cambriano (Heilbron *et al.*, 1995) (Figura 1). Possui 1400 Km ao longo da margem atlântica na borda meridional do Cráton do São Francisco e representa a raiz de um orógeno colisional neoproterozóico, profundamente erodido, sendo composta, principalmente por rochas metamórficas de alto grau e intrusões ígneas (Heilbron *et al.*, 2000).

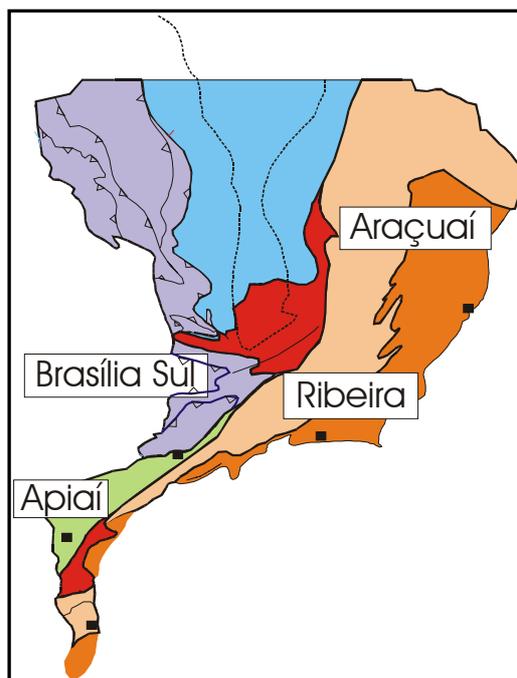


Figura 1: Faixas Móveis, Apiaí, Ribeira, Brasília Sul e Araçuaí formadas pela amalgamação do Gondwana Ocidental durante a orogênese Brasiliana (Heilbron *et al*, 2004)

Heilbron *et al* (2000) e Heilbron & Machado (2003), com base em unidades tectono-estratigráficas, definem para o segmento central da Faixa Ribeira quatro terrenos tectônicos, constituídos por três conjuntos lito-estratigráficos: i) embasamento pré-1.8Ga; ii) cobertura supracrustal meso-neoproterozóica e iii) rochas granitóides brasilianas. Estes terrenos são separados por importantes zonas de cisalhamento e denominados, de leste para oeste, de Cabo Frio, Terreno Oriental, *Klippe* do Paraíba do Sul e Terreno Ocidental (Figura 2), todos com *trend* geral nordeste, exceto para o Terreno Cabo Frio que possui estruturação segundo a direção noroeste.

A análise estrutural/metamórfica/magmática, feita por esses autores, nos diferentes compartimentos, permitiu a subdivisão da Orogênese Brasiliana em quatro principais períodos tectônicos: pré-colisional (790-620 Ma), sin-colisional I (590-550 Ma); sin-colisional II (550-510 Ma), pós-tectônico (510-492 Ma), como descrito abaixo:

O período pré-colisional está relacionado a subducção para leste da paleoplaca São Francisco, resultando na formação do Arco Magmático do Rio Negro no Terreno Oriental. O período sin-colisional I resulta da colisão do Arco (Terreno Oriental) contra o São Francisco, e é caracterizado pela deformação principal, responsável pelo empilhamento tectônico, inicialmente representado por dobras recumbentes e empurrões

dúcteis com vergência para a área cratônica que, posteriormente, passa a registrar uma importante componente de movimentação oblíqua (inversa e dextral). Este período está associado a uma etapa metamórfica com regime de pressão média a alta e zoneamento inverso, e a granitóides deformados. O período pós-colisional II resulta da colisão do Terreno Cabo Frio nos terrenos já amalgamados e é representado pela fase de deformação tardia, que resolveu o encurtamento através do redobramento íngreme da foliação pré-existente e da implantação de zonas de cisalhamento com componente direcional dextral. A este período está associada uma etapa metamórfica, com regime de pressão mais baixa, responsável pela intensa fusão parcial da cobertura e do embasamento na porção mais interna da faixa, resultando na geração de diversos corpos granitóides, mais abundantes próximo à região costeira do estado do Rio de Janeiro. Já o Terreno Cabo Frio resultou em empurrões e dobras recumbentes de larga escala, associados a metamorfismo de pressão média a alta. O período pós-tectônico representa a transição para o regime distensional predominante no Fanerozóico, com a geração de corpos granitóides isotrópicos, comumente associados a rochas básicas.

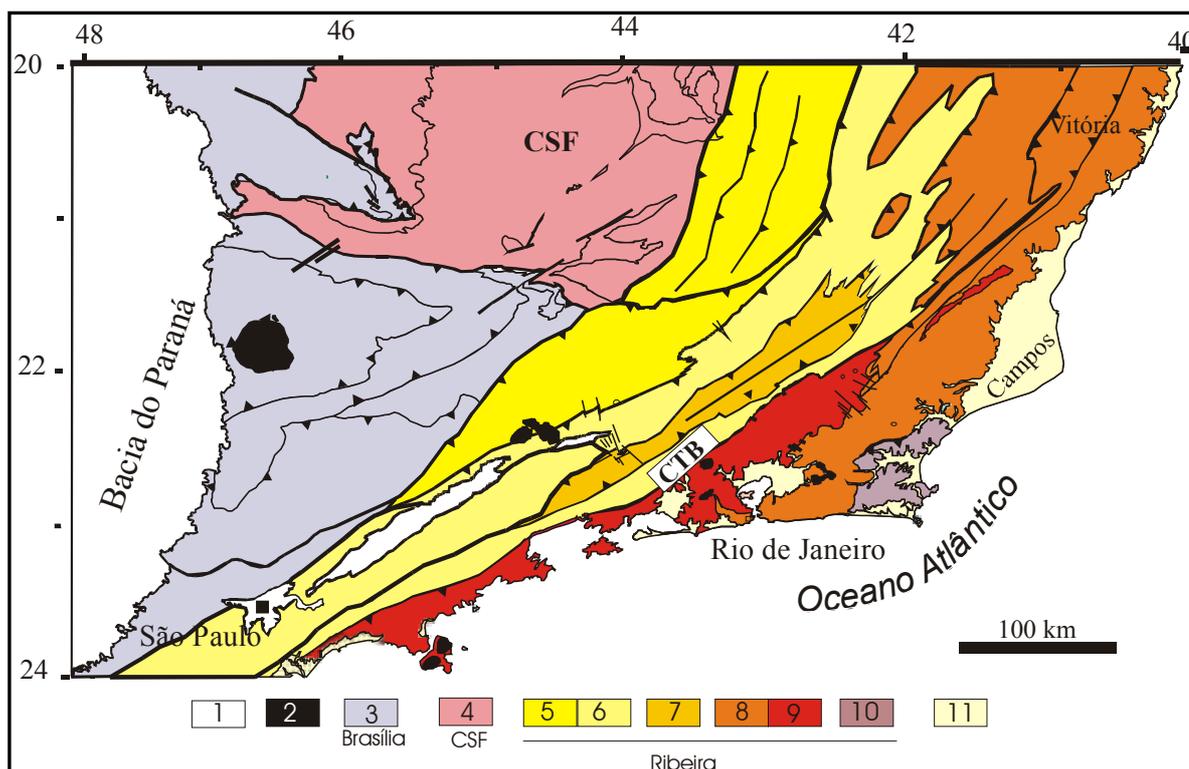


Figura 2: Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil - 1) Riftes Cenozóico; 2) Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário 3) Orógeno Brasília 4) Cráton do São Francisco; 5) Terreno Ocidental – Domínio Andrelândia 6) Terreno Ocidental – Domínio Juiz de Fora; 7) Terreno Oriental – Klippe Paraíba do Sul; 8) Terreno Oriental – Domínio Costeiro; 9) Terreno Oriental - Arco Magmático Rio Negro; 10) Terreno Cabo Frio 11) sedimentos cenozóicos indiferenciados. Modificado de Heilbron *et al.* (2004)

3.2 - A Bacia de Santos e a Quebra do Gondwana

Após o ápice, no Neoprecambriano- Eopaleozóico, da Orogenia Brasileira ocorre um período de relativa quiescência tectônica, a qual é marcada por uma fase de denudação do orógeno e conseqüente sedimentação intracratônica das bacias sedimentares paleozóicas (Paraná, Parnaíba, Amazonas), com diversos ciclos deposicionais (Milani & Zalán, 1999; Milani & Thomaz Filho, 2000 *apud* Mohriak, 2004).

Esta estabilidade é interrompida no Mesozóico com a reativação tectônica decorrente do estabelecimento de um regime distensional resultando na ruptura do Gondwana Ocidental e conseqüente abertura do Oceano Atlântico Sul e formação da margem continental brasileira. Segundo Bueno (2004) o segmento sul-sudeste da margem continental brasileira reflete forte influência de uma pluma mantélica (Tristão

da Cunha) sendo, portanto, derivado de um rift ativo. Ao contrário os rifts do Recôncavo e Tucano Sul, e Sergipe-Alagoas e Bahia-Sul (Nordeste do Brasil) não apresentam evidência de arqueamento crustal precedente à fase rifte, sendo a geometria da sedimentação pré-rifte caracterizada por um lento e progressivo processo de afundamento da região, característico de um rifteamento passivo (Milani, 1987 *apud* Bueno, 2004) (Figura 3).

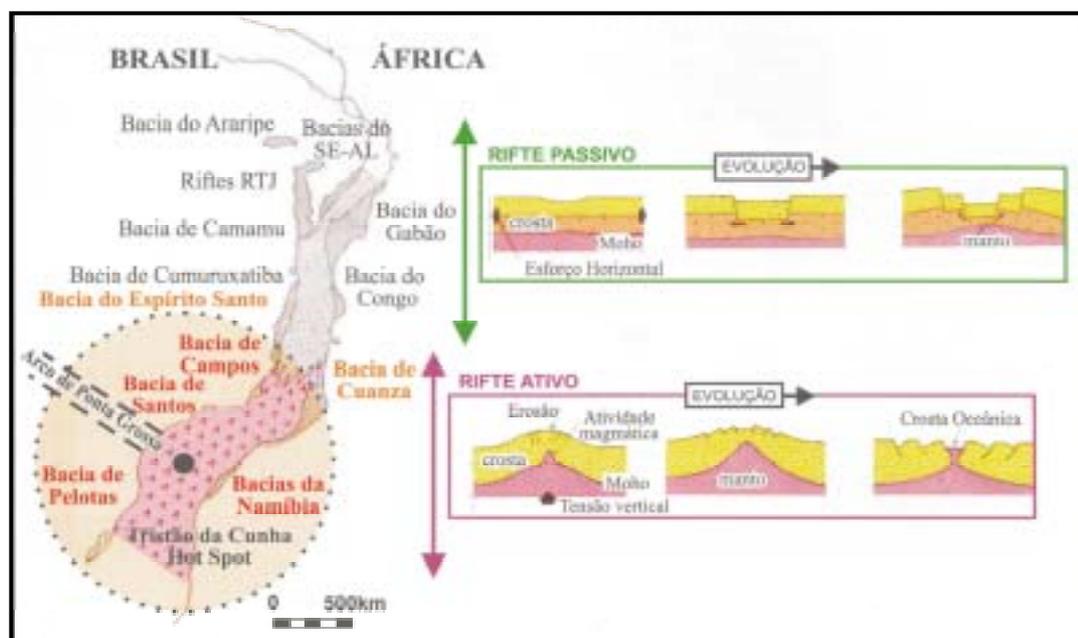


Figura 3: Caracterização quanto a ascensão da astenosfera dos segmentos de rifte ativo no sudeste e rifte passivo no nordeste para o Atlântico Sul (Bueno, 2004).

Atualmente, para o Atlântico Sul, discute-se que o desenvolvimento da margem continental brasileira seja decorrente de um rifte propagante constituído por três segmentos de *break-up* (Bueno, 2004). Acredita-se que o processo iniciou-se simultaneamente por dois riftes ativos, um a Sul e outro a Norte, do continente afro-americano e por um rifte passivo no nordeste brasileiro (Conceição *et al.* 1988; Bradley e Fernandez, 1992; Standlee *et al.* 1992 *apud* Bueno 2004).

Baseado em conceitos tectonofísicos propostos por McKenzie (1978) o modelo atualmente adotado para a evolução da margem continental atlântica é marcado por cinco principais fases (Figura 4) (Morhiak, 2004).

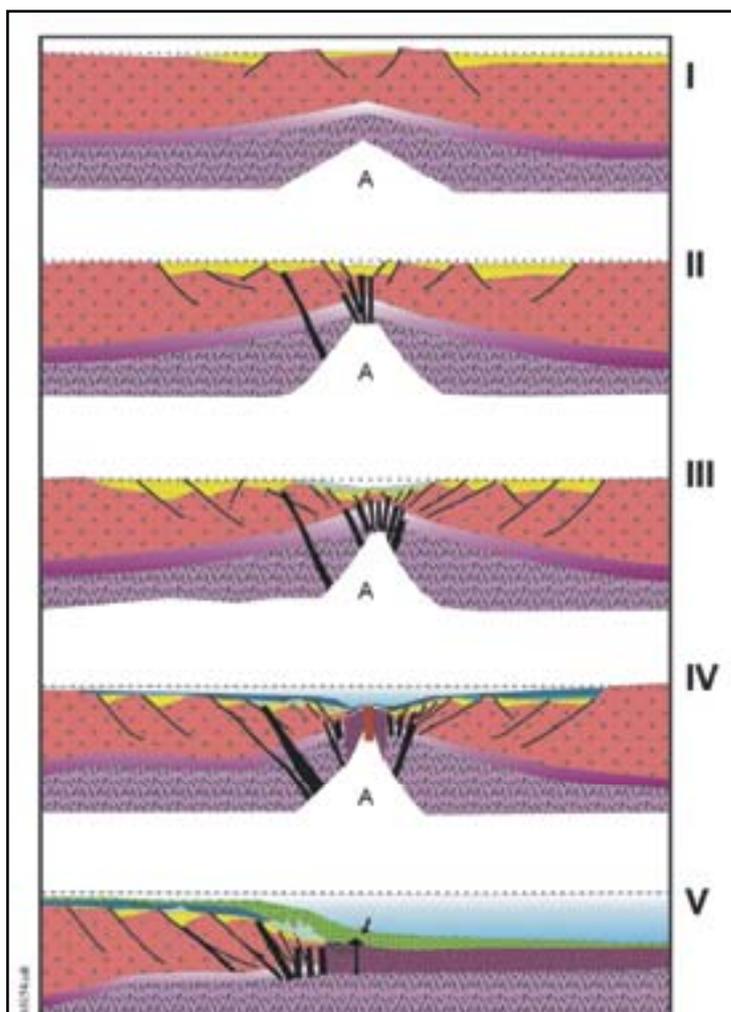


Figura 4 – Diagrama esquemático mostrando a seqüência de eventos durante a quebra do Gondwana e formação da margem passiva e das bacias sedimentares da margem leste brasileira. I) início de processos extensionais; II) forte episódio tectono-magmático decorrente do crescente afinamento da litosfera, ocasionando grandes falhas e formação de semi-grabens; III) grandes falhas que rotacionam os blocos de rifte anteriormente marcando o início de um ambiente transicional continental/marinho; IV) começo da geração de crosta oceânica; V) evolução da cadeia Meso-Oceânica promovendo efetivamente o processo de separação dos continentes da América do Sul e da África e a entrada definitiva do mar (modificado Mohriak, 2004).

White & McKenzie (1989) admitem que o estabelecimento de uma anomalia térmica do manto (pluma mantélica), atualmente sob a Ilha de Tristão da Cunha, adicionou grande quantidade de material ígneo à crosta continental, gerando as províncias ígneas do Paraná, os arcos de Rio Grande e de Ponta Grossa e o Platô de São Paulo. Estas províncias, ainda segundo estes autores, foram geradas contemporaneamente à fase principal do rifteamento, (antes do estabelecimento da deriva continental), num curto intervalo de tempo.

Segundo Macedo (1990), a presença dessa anomalia térmica na região sudeste do Brasil, limitada lateralmente por falhas de transferência (Zona de cisalhamento do

Rio de Janeiro e de Florianópolis), no período anterior à ruptura continental, trouxe uma resposta reológica diferente para esta região frente aos esforços distensivos, gerando a distensão de uma ampla região continental. Ainda em referência a este autor, após o soerguimento crustal, tem-se início durante o Eo-Cretáceo (aproximadamente 145 Ma) aos esforços distensivos de separação da América do Sul da África, com desenvolvimento de falhas normais em blocos, na área do Cinturão da Ribeira, o qual por apresentar suas estruturas crustais dispostas obliquamente em relação aos esforços distensivos pode ter favorecido a implantação de uma zona de *detachments* ao longo da área distendida caracterizando o estilo de deformação desta fase como um regime transtensional. Este estilo de deformação teria grande potencial para já nesta fase rift soerguer significativamente a área continental adjacente por efeitos flexurais. Na região da Bacia de Santos este efeito flexural pode ter estabelecido na região adjacente uma “Proto Serra do mar”, no início do Cretáceo.

Nesta interpretação, a primeira fase da evolução seqüencial do Atlântico, é marcada pelo início de processos extensionais (final do Jurássico e início do Cretáceo), que subsequente levaram à separação entre os continentes sul-americano e africano. Nesta fase admite-se uma pequena ascensão da astenosfera e um afinamento da litosfera continental com falhamentos incipientes na parte superior da crosta controlando depocentros locais associados a finas seqüências sedimentares (Morhiak, 2004).

A segunda fase é caracterizada por um forte episódio tectono-magmático (aproximadamente a 130 Ma, segundo Macedo, 1990) decorrente do crescente afinamento da litosfera, coincidindo com o clímax da extrusão de lavas basálticas ocasionando grandes falhas que afetam a crosta continental, além da formação de semi-grabens que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos (Neocomiano - Barremiano)

A terceira fase, subsequente a este evento, marca a evolução do estiramento com direcionamento das tensões tectônicas para a margem continental atual, com grandes falhas que rotacionam os blocos de rifte anteriormente formados a leste do cinturão de dobras da Faixa Ribeira, que foram preenchidos por sedimentos clásticos continentais menos rotacionados, depositados em ambiente lacustre que evoluíram para a atual margem passiva. Esta fase é marcada também por episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas, e por uma discordância regional que arrasa a

topografia anterior e separa o ambiente deposicional continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos.

A quarta fase marca o começo da geração de crosta oceânica, possivelmente a partir da focalização do estiramento litosférico para um centro de espalhamento localizado na Cordilheira Meso-Atlântica, associado à atividade vulcânica. Esta fase é marcada pelas primeiras ingressões marinhas, e conseqüentemente pela passagem de depósitos continentais para depósitos marinhos transicionais evaporíticos.

Já a quinta fase estabelece-se com a evolução da cadeia Meso-Oceânica. Neste momento ocorre efetivamente o processo de separação dos continentes da América do Sul e da África e a entrada definitiva do mar, o que proporcionou o início da formação da megasequência marinha com a precipitação de uma ampla plataforma carbonática durante o Albiano (aproximadamente 113 Ma). Posteriormente a este intervalo ocorre aumento da paleobatimetria término da deposição carbonática e acumulação de sedimentos marinhos de água profunda.

Assim, com a formação do assoalho oceânico tem início a fase de subsidência termal das bacias sedimentar. Esta subsidência termal ocorre em função do resfriamento da litosfera sob a forma de uma curva exponencial, sendo, portanto um processo tectônico relativamente rápido. Na região sudeste este processo gerou um basculamento generalizado de blocos na região da plataforma continental e atividades tectônicas na área continental adjacente a cerca de 100 Ma. Provavelmente um novo soerguimento da região da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira pode estar associado a esta movimentação tectônica, o qual ao final do Cretáceo, contribuiu com um aumento no aporte sedimentar para a bacia resultando em uma notável progradação de siliciclásticos, em direção à quebra de plataforma forçando uma regressão marinha (Almeida & Carneiro, 1998).

Durante o período de deposição dos carbonatos começa a haver processos de escorregamentos gravitacionais na Bacia de Santos gerando falhas lítricas. Inicia-se, portanto a tectônica pós-rift pela halocinese dos evaporitos, a qual resulta em um fluxo convergente de sal significativo, tanto em área, quanto em espessura (Mohriak, 2004).

Como descrito até agora, as seqüências deposicionais da bacia de Santos seguem a normalidade em bacias tipo rift com deposição continental, transicional e marinha (Figura 5). A espessura total de sedimentos estimada por refração sísmica é de aproximadamente 8Km, podendo chegar a 13Km nos depocentros mais profundos (Leyden *at al*, 1971 e Chang & Kowsmann, 1984; *apud* Macedo, 1990).

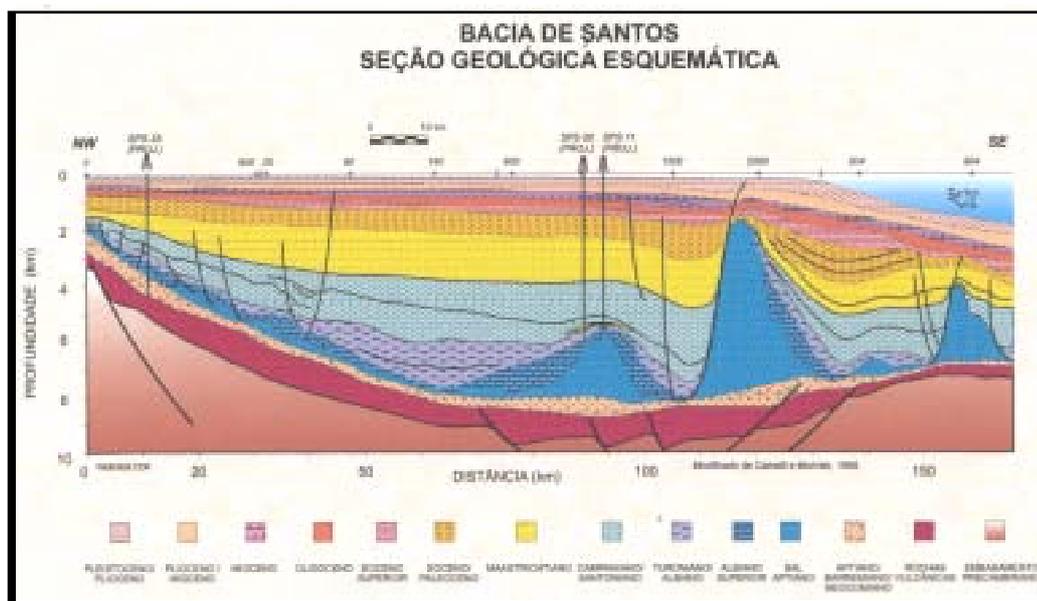


Figura 5: Seção Geológica Esquemática da Bacia de Santos (Mohriak, 2002).

3.3 – A reativação Cenozóica e as bacias tafogênicas do SE brasileiro

Após os processos tectônicos (tectônica distensional do rifteamento e a tectônica pós-rift), segundo Almeida (1976) responsáveis pela formação do relevo da margem continental sudeste brasileira, outros processos tectônicos mais jovens vêm reestruturando a topografia da região continental adjacente a Bacia de Santos. Os processos mais recentes ocorrem na área, ao longo da margem continental e da área emersa adjacente, sendo que as estruturas cenozóicas aparecem numa faixa emersa de 50 a 100 Km de largura, entre a borda leste da bacia do Paraná e o oceano, com extensão aproximada de 1000 Km, entre os paralelos de 22° e 28° S.

Como efeito do tectonismo e/ou reativação Cenozóicos, destacam-se a Serra do Mar, cuja escarpa de linha de falha possui desníveis em média de 800 a 1000 metros, e que, no Rio de Janeiro chegam a alcançar 2400 metros, além da serra da Mantiqueira com desníveis superiores ao da Serra do Mar, e o Maciço da Carioca (Figura 6).

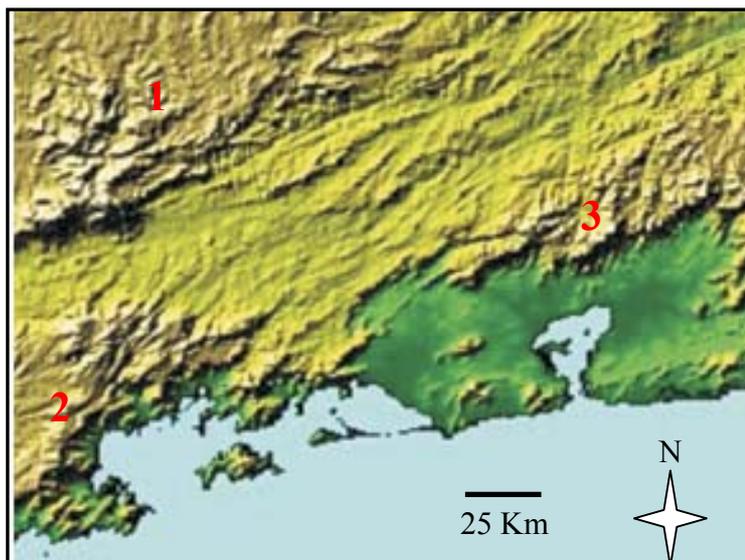


Figura 6: Imagem topográfica do Estado do Rio de Janeiro, com destaque para 1) serra da Mantiqueira, 2) Serra do Mar, e 3) Maciço da carioca modificado de Mohriak,(2004).

A idade dos falhamentos provenientes do tectonismo cenozóico diminui de leste para oeste. São falhamentos normais ao longo de antigas linhas de fraqueza do Pré-cambriano, com direção predominante este-nordeste, cujos rejeitos verticais variam de 2000 a 3000 metros. A causa dessa nova reativação tectônica é muito discutida na literatura, e possui origem diferenciada de autor para autor. Porém a relação entre esse evento tectônico e a formação das bacias que integram o chamado sistema de Rifts da Serra do Mar (ou Rift Continental do Sudeste do Brasil – RCSB) é consenso comum (Almeida, 1976).

As bacias com características estruturais resultantes do tectonismo cenozóico, como as Bacias de Taubaté, Rezende e Volta Redonda (no curso médio do Rio Paraíba do Sul) e as bacias menores, Bacia de São Paulo, Bacia de Curitiba e Rift da Guanabara, além do Gráben de Barra de São João (Figura 7) – vêm sendo objeto de estudo sistemático nos últimos vinte anos, principalmente por questões econômicas relacionadas ao setor petróleo e gás.



Figura 7: Bacias cenozóicas do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB); (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia. Fontes: Melo *et al.*(1985a), Riccomini *et al.*(1996) e Ferrari & Silva (1997) modificado de (Riccomini *et al.*, 2004)

Diante do exposto acima, vale apresentar aqui um resumo histórico das diferentes propostas já apresentadas na literatura sobre a origem do tectonismo cenozóico.

- i) Fulfaro e Ponçano, (1974): Reflexo da orogenia Andina
- ii) Asmus, (1975): Processos subcrustais não eram perfeitamente entendidos, mas sugere uma coincidência entre a área afetada pelo tectonismo e a posição de soerguimento crustal inferido para o estágio pré-rift-valley.
- iii) Almeida, (1976): A possíveis movimentos do manto superior
- iv) Asmus e Ferrari, (1978): Desequilíbrio isostático entre a região adjacente à bacia de Santos que se manteve sempre mais elevada, e, portanto com material mais leve que a região da margem continental, submetida a processos de subsidência térmica e mecânica e com uma coluna estratigráfica mais pesada. Este desequilíbrio isostático desencadeou intensos falhamentos normais, principalmente ao longo de direções de foliações e de falhamentos transversais pré-cambrianos. Esta movimentação vertical determinou o basculamento de blocos crustais configurando cristas (altos) e cavas

(baixos) respectivamente representados pelas atuais serras (do Mar, da Mantiqueira e Maciço Carioca) e pelos atuais semi-grabens (Paraíba do Sul e Baixada Fluminense).

Riccomini, (1989) modelou a evolução tectônica para o setor adjacente continental, à Bacia de Santos, no trecho entre São Paulo-Volta Redonda em quatro fases de deformação:

- 1ª fase de Idade eocênica médio/superior: As Bacias de São Paulo, Taubaté, Rezende e Volta Redonda teriam sido formadas como uma única depressão devido ao campo de esforços distensionais de direção NW-SE imposto pelo basculamento termomecânico da Bacia de Santos. Este processo teria reativado as antigas zonas de cisalhamento brasileiras do cinturão da Ribeira, como falhas lítricas com caimento para o lado Atlântico e formado semi-grabens com basculamento de blocos para NW

- 2ª fase de Idade Miocênica: Fase transcorrente sinistral E-W com distensão NW-SE e localmente compressão NE-SW ocasionou a primeira deformação do sistema de rift original. A ocorrência de esforços compressivos teria induzido uma transpressão ao longo do sistema de fraturas NNW, provocando soerguimentos locais e conseqüente erosão dos sedimentos anteriormente depositados, com a formação de soleiras com embasamento aflorante. Ou seja, a compartimentação das diversas bacias desse sistema de rift estaria relacionada a esta fase. Uma outra conseqüência seria a inversão do curso do Rio Paraíba do Sul, na região "Cotovelo de Guararema" com conseqüente desligamento das drenagens do Tietê e do Paraíba. Ocorrem também basculamento de blocos e dobras em échelon na porção central da bacia de Taubaté.

- 3ª fase de Idade pleistocênica: Nova fase transcorrente E-W dextral, com compressão NW-SE, criando transpressão ao longo do trend NNE, formando novas soleiras e altos estruturais.

Estas duas fases transcorrentes foram explicadas em função do balanço entre a deriva da placa sul americana para oeste, devido ao espalhamento oceânico e a subducção da placa de Nazca sob a placa sul americana, a oeste, onde o predomínio da subducção sobre a deriva causaria esforços trativos (transcorrença sinistral) no interior da placa, e compressivos (transcorrença dextral) no caso oposto.

- 4ª fase de Idade atual: Fase distensional NW-SE responsável pelo falhamento normal de depósitos de idade pleistocênica e eventualmente holocênica, e denota a existência de movimentos tectônicos intra placa ainda ativos.

Ainda em relação a este assunto, Riccomini (1989) evidenciou que o RCSB apresenta sua evolução tectônica marcada por dois principais estágios: um estágio distensivo sin-sedimentar de idade paleocênica e um estágio transcorrente de idade pós-oligocênica. Investigações recentes bem como o re-exame de afloramentos descritos na literatura para as bacias de Resende e Taubaté revelam a presença de depósitos sedimentares do Pleistoceno Superior também afetados por falhas relacionadas à tectônica transcorrente do segundo estágio ou talvez até mesmo de um terceiro.

Cobbold (2001) reuniu uma série de informações relevantes ao assunto e, de acordo com evidências onshore e offshore, sugere que a margem sudeste do Brasil foi reativada em três fases principais. Meisling *et al.*, (2001) coloca que essas três fases foram separadas por intervalos de quiessência. Estas três fases coincidem com as fases de orogenia andina durante períodos de convergência relativamente rápida da Margem Andina da América do Sul, sendo a cinemática de deformação Cenozóica do sudeste brasileiro também compatível com a mudança de direções da convergência da margem andina, que era altamente oblíqua no Paleoceno e muito menos oblíqua no Eoceno (Pardo-Casas e Molnar, 1987 *apud* Cobbold, 2001).

Assim, para Cobbold, (2001) a margem sudeste do Brasil tem sido reativada por um sistema transcorrente desde o Cretáceo superior como resultado de um campo de tensões distante e de atividade de hotspot. Dados referentes a atividades sísmicas onshore indicam um regime transpressional atual. Com base em resultados de dados de traços de fissão, este autor sugere que as montanhas litorais foram soerguidas e exumadas durante o Cretáceo e Eoceno, e que provavelmente este processo continua até os dias atuais para responder pela atual topografia da margem sudeste do Brasil.

4 – ÁREA DE ESTUDO

4.1 - *Localização*

O presente trabalho tem como área de estudo a Baía da Ilha Grande com enfoque na porção submersa localizada entre o continente e a Ilha Grande. Localizada na região Sudeste do Brasil, no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro, a Baía da Ilha Grande encontra-se limitada pelos paralelos 22°5' S e 23°2' S e pelos meridianos 44°0' W e 44°45' W (Figura 8).

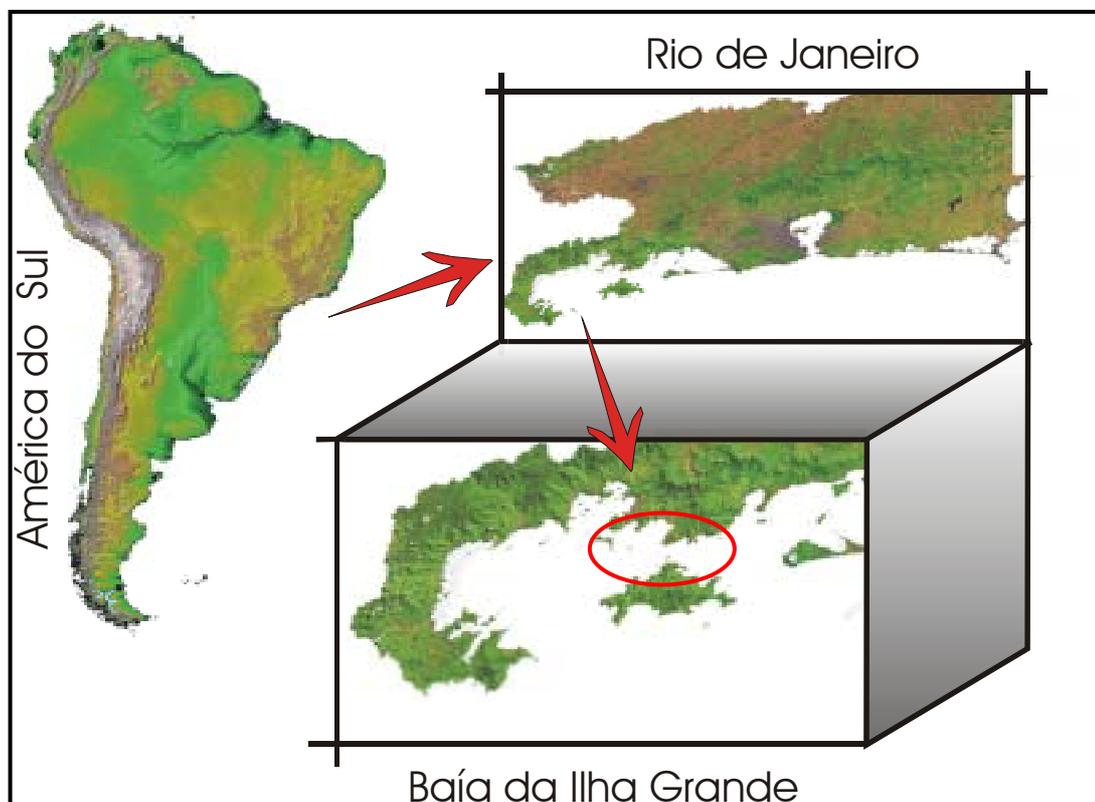


Figura 8: Localização da área de estudo, destacando a área de interesse. (Imagens de Satélite modificado de Mohriak, 2004; Miranda e Coutinho, 2005 - Cd Brasil Visto do Espaço).

De acordo com a divisão do litoral brasileiro em macro e mesocompartimentos costeiros, baseada na identificação de condicionantes geológicos/geomorfológicos e oceanográficos (Muehe, 1998), a região de estudo encontra-se no Macrocompartimento “Litoral das Escarpas Cristalinas Norte” (Figura 9) o qual é limitado a nordeste pela Ilha

da Marambaia (44° W) e a sudoeste por São Vicente (46° 23' W). A orientação preferencial leste–oeste deste litoral por efeito da zona de fratura do Rio de Janeiro e a presença de íngremes escarpas que terminam abruptamente junto à costa desta região, denotam para este macrocompartimento características singulares de um litoral de aspecto afogado, com inúmeras ilhas, e com as escarpas da Serra do Mar formando a linha de costa.

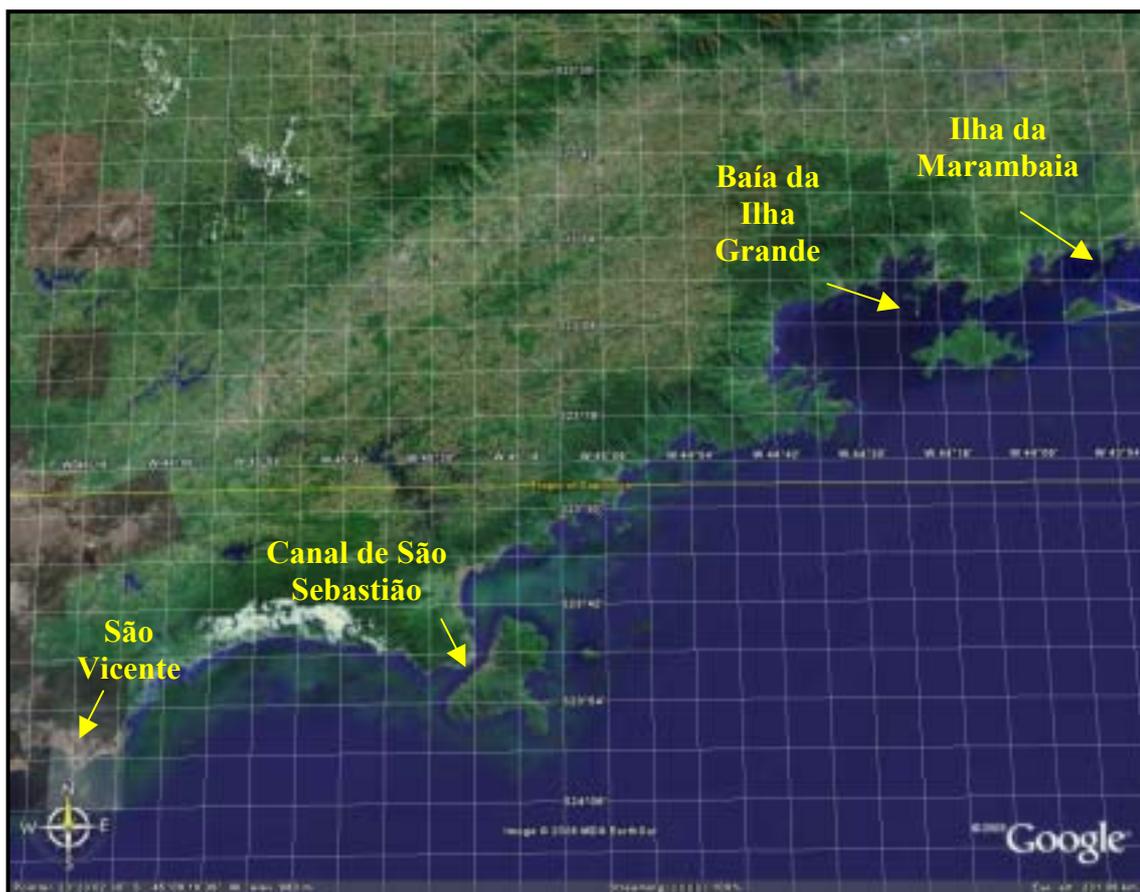


Figura 9: Macrocompartimento “Litoral das Escarpas Cristalinas Norte”, modificado do site www.google.com.br

4.2 – Caracterização geológica e geomorfológica da área emersa adjacente

A região da Baía da Ilha Grande está inserida no litoral sul do estado do Rio de Janeiro, mais precisamente na vertente sul da Serra do Mar, localmente denominada como Serra da Bocaina (Silva, 1999). Esta região, em função da presença de íngremes escarpas que terminam abruptamente junto à costa, apresenta um litoral extremamente recortado, marcado pela presença de promontórios, reduzidas planícies costeiras, principalmente praias estreitas inseridas em baías, enseadas e sacos, e centenas de ilhas, das quais merece destaque a Ilha Grande (Dias *et al.*, 1990).

A presença deste relevo montanhoso, com encostas íngremes voltadas para sul, condiciona vales fluviais bem encaixados, correndo diretamente sobre o substrato rochoso, os quais, geralmente, apresentam seus baixos cursos e desembocaduras associados às planícies costeiras. Destacam-se, na região costeira, os rios Mambucaba, Bracuí, Jurujumirim, Japuíba e Jacuacanga e, na região da Ilha Grande, os rios Perequê, Capivari e Dois Rios como sendo os de maior importância para a porção submersa da Baía da Ilha Grande. (Figura 10).

Segundo Suguio e Martin, (1978), o macrocompartimento litoral das escarpas cristalinas é caracterizado por uma gradual redução dos depósitos sedimentares costeiros, sendo a Baía da Ilha Grande a unidade de mínimo desenvolvimento desses depósitos. Nesta região os sedimentos de idade Quaternária têm uma distribuição espacial restrita e podem ser divididos em depósitos coluvionares, aluvionares, fluvio-marinhos e de mangues, relacionados às variações das mudanças climáticas e do nível médio do mar nos últimos 18.000 anos.

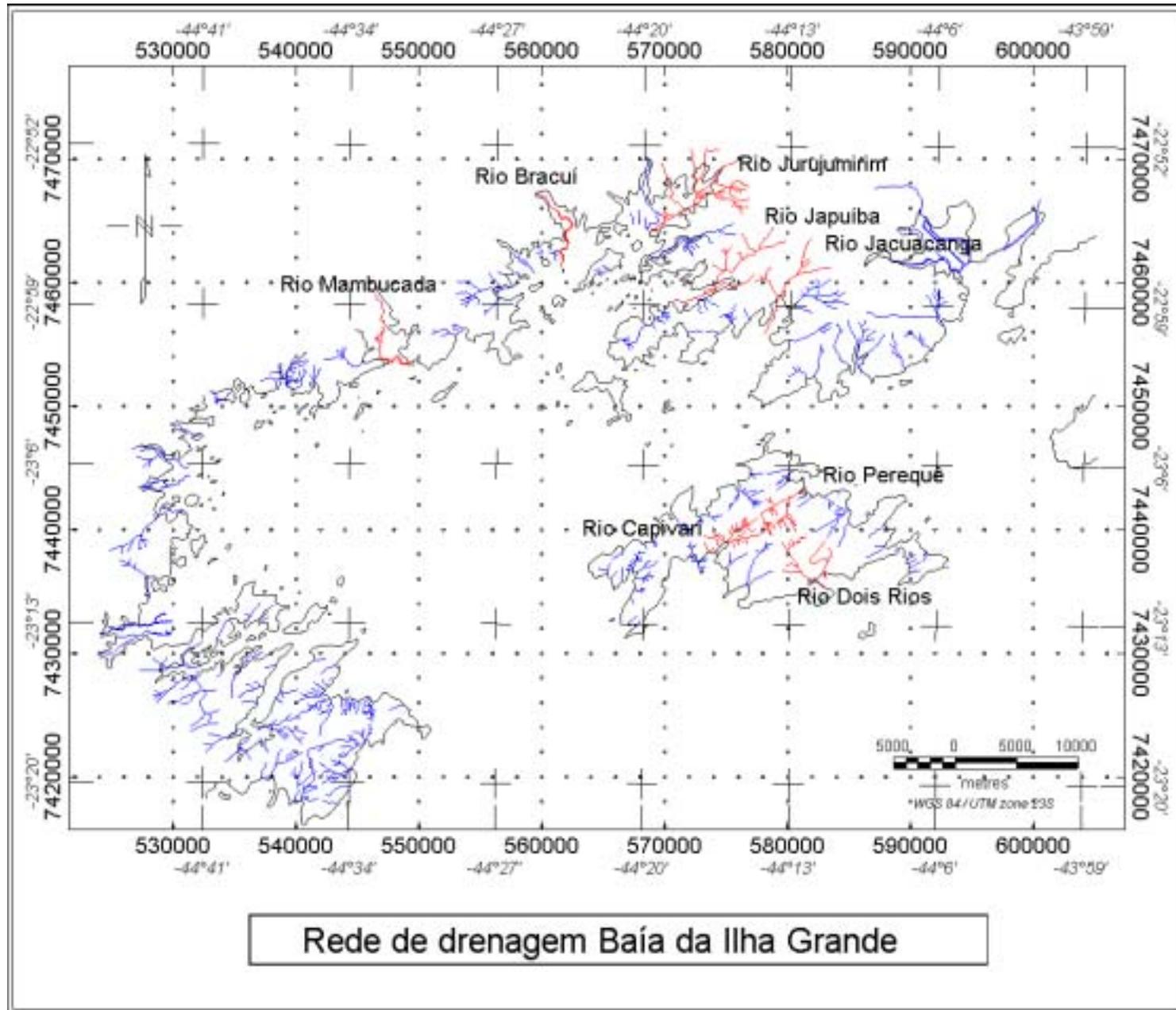


Figura 10: Rios de destaque na região costeira adjacente à área de estudo e na região da Ilha Grande.

No contexto geotectônico, de acordo com Heilbron *et al* (2000) e Heilbron & Machado (2003), a região da Baía da Ilha Grande encontra-se na porção sudoeste da Faixa Ribeira Central e é representada por dois terrenos tectônicos: Terreno Oriental que inclui o Arco Magmático Rio Negro a leste, e pelo Terreno Ocidental (Domínio tectônico Juiz de Fora) a oeste (Figura 11). O Terreno Oriental é composto por a) paragnaisses migmatíticas intercalados com quartzitos, lentes de mármore e rochas calciossilicáticas, b) pelos ortognaisses migmatíticos do Arco Magmático Rio Negro, c) elevados volumes de rochas granitóides brasileiras sin a pós-colisionais. O Terreno Ocidental, representado pelo domínio Juiz de Fora, possui embasamento paleoproterozóico constituído por ortognaisses granulíticos intercalados tectonicamente a metassedimentos neoproterozóicos da Megassequência Andrelândia.

Vale ressaltar, uma característica peculiar à região de estudo, que abrange parte de um importante limite tectônico entre os terrenos Oriental e Ocidental. Esta região de contato foi denominada por Almeida *et al*, (1998) de Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary* – CTB) (Figura 11). O CTB corresponde a uma zona de cisalhamento de alto ângulo NE, sendo a região de estudo pertencente a um segmento com mergulhos de alto ângulo para NW, com extensão contínua de 200 Km desde o leste da costa do Estado de São Paulo até a região da Serra dos Órgãos no Estado do Rio de Janeiro, estando em grande parte junto à costa.

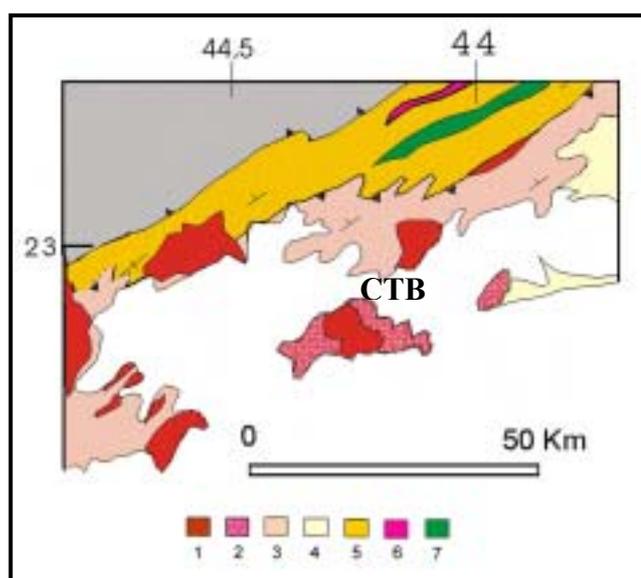


Figura 11: mapa geológico simplificado da Baía da Ilha Grande, modificado de Heilbron *et al*, 2004. Terreno Oriental (1-4) – 1- Biotita granitos póscolisionais (510-480 Ma), 2 - granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma), 3 Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); 4 – Sedimentos Quaternários; Terreno Ocidental (5-7) – 5 - Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora, 6 - Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 7 - Complexo Juiz de Fora;

Medeiros (2003) analisou as estruturas dúcteis e rúpteis da região da Baía da Ilha Grande. Verificou que no continente as estruturas dúcteis neoproterozóicas (brasilianas) são representadas pelas foliações que possuem orientação principal NE com mergulhos, em geral, de médio a alto ângulo para NW. Enquanto as estruturas rúpteis (tectônica distensional fanerozoica) são representadas pelas fraturas e falhas que, em geral, possuem orientação preferencial com direção NW e NE, respectivamente. Ainda de acordo com este autor, a orientação preferencial das fraturas na região da Ilha Grande revela um padrão diferente das descritas acima, constituído por fraturas NE e subordinadamente NW.

4.3 – Caracterização geológica e geomorfológica da área submersa

A Baía da Ilha Grande consiste em um corpo de água salgada, separado do oceano aberto pela Ilha Grande e, do continente, por uma relativamente estreita depressão batimétrica. Segundo Dias *et al* (1990), a Baía possui diversas feições marcantes em seu relevo submarino como a presença de um banco arenoso com forma circular localizado na barra oeste da Baía e diversos canais naturais e artificiais ao longo de toda a região.

Segundo Zembruski (1979, *apud* Villena, 1999) a plataforma continental nas proximidades da Ilha Grande possui uma largura de cerca de 90 Km, apresentando quebra a uma profundidade de 140 m. Este autor também identificou a presença de um canal estreito e raso, denominado Canal da Ilha Grande, que parte da porção oeste da Baía da Ilha Grande e atinge a quebra da plataforma. As profundidades ao redor da Ilha Grande estão em torno de 40 m, aprofundando suavemente, em direção à quebra da plataforma.

Mahiques (1987), subdividiu a porção submersa da Baía da Ilha Grande em dois corpos distintos, respectivamente a leste e a oeste da ilha, interligado por um canal estreito, denominado de Canal Central, localizado à retaguarda da Ilha. Assim, reconheceu três unidades fisiográficas distintas: Porção Leste, Porção Oeste e Canal Central, como pode ser visto na figura 12.

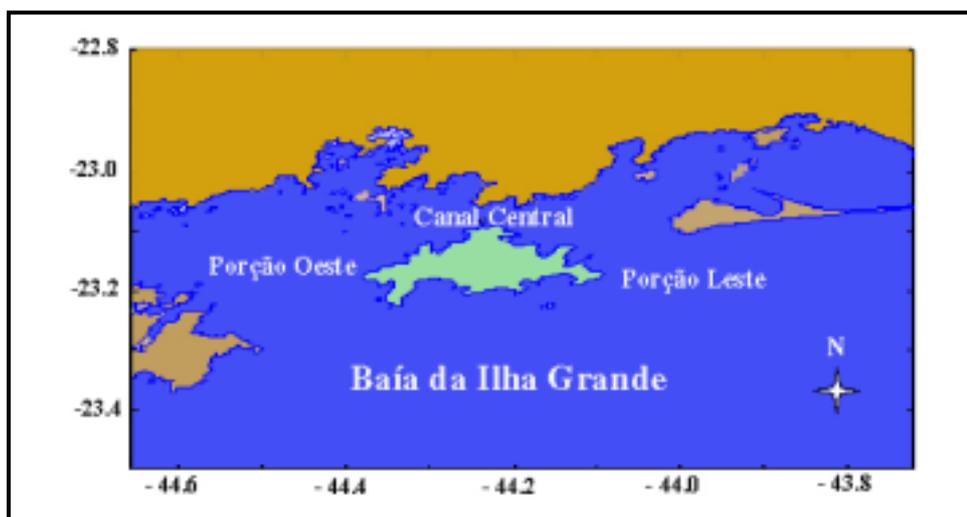


Figura 12 - Unidades fisiográficas da Baía da Ilha Grande (modificado de Mahiques, 1987).

Diversos autores, Fontoura (2001), Ceccopiere (2001), Medeiros (2003), baseados nos dados de Mahiques (1987) e em Dias *et al.* (1990), apontam as principais características fisiográficas e sedimentares da baía.

- *Porção Oeste*

Na porção Oeste as menores profundidades são inferiores a 10 metros e ocorrem na enseada de Parati e na Baía da Ribeira. As profundidades médias são superiores a 20 metros e as máximas, da ordem de 40 metros, são observadas no canal que separa esta porção do mar aberto.

Quanto aos sedimentos de superfície de fundo, predominam sedimentos imaturos tanto textural quanto mineralogicamente. São areias muito finas com quantidades variáveis de material pelítico, com máximo localizado nas áreas de menor energia como na enseada de Parati e na Baía da Ribeira. Composicional e texturalmente, os sedimentos da porção oeste são semelhantes aos sedimentos da plataforma continental interna adjacente. No que tange ao grau de selecionamento, verificou um baixo selecionamento dos sedimentos da Baía da Ilha Grande sendo a Porção Oeste, a que apresentou, de uma forma geral, a maior diversificação

desta classificação com uma faixa de sedimentos indo de moderadamente selecionados a bem selecionados, margeada por sedimentos pobremente selecionados.

- **Porção Leste**

Na porção leste o relevo encontra-se mais aplainado com as menores profundidades da Baía da Ilha Grande variando entre 10 e 25 metros. Esta porção é ligada ao oceano por uma barra levemente assimétrica denominada de Barra Leste, com profundidades da ordem de 30 metros. Esta porção é cortada pelo prolongamento do canal que separa a Ilha Grande do continente, com profundidades da ordem de 30 a 35 metros, o qual sofre uma inflexão para NE em direção a Baía de Sepetiba.

Nesta porção os sedimentos são moderadamente selecionados com predominância dos tipos de areia média e grossa, essencialmente quartzosas que se estendem da saída da Baía de Sepetiba até parte da plataforma média. Texturalmente são sedimentos imaturos com baixo índice de arredondamento e características superficiais de retrabalhamento incipiente. Estes sedimentos podem ser caracterizados como relíquias possivelmente depositados durante o evento regressivo do Pleistoceno,

- *Canal Central*

O Canal Central é estreito e alongado na direção E-W e apresenta duas profundas depressões isoladas, cerca de 25 metros abaixo da topografia circundante. Esta é, portanto a porção mais profunda de toda Baía da Ilha Grande, com profundidades que alcançam até 55 metros em regiões isoladas.

Os sedimentos de fundo desta porção podem ser caracterizados como atuais com baixo grau de selecionamento sendo compostos predominantemente por pelitos e pequenas quantidades de areia.

4.4 - A variação relativa do nível do mar e a evolução Sedimentar da Baía da Ilha Grande nos Últimos 18.000 Anos

A evolução sedimentar da Baía da Ilha Grande foi descrita por Mahiques (1987) em 05 estágios, descritos abaixo, os quais estão intimamente relacionados a variações do nível do mar na costa brasileira nos últimos 18.000 anos.

O primeiro estágio (18.000 AP) - Durante o Pleistoceno Superior ocorre um máximo regressivo do nível de mar com cota para a linha de costa, de cerca de 90 metros abaixo da atual. Portanto, toda a região da atual Baía da Ilha Grande encontrava-se emersa com desenvolvimento de uma extensa planície costeira constituída por sedimentos grosseiros na porção Leste. O desenvolvimento desta planície durante o processo regressivo, ocorre em função da principal rede de drenagem na época ser constituída por um rio proveniente da atual Baía de Sepetiba. Condicionado pelo alinhamento de estruturas geológicas, o curso deste paleorio atravessava a porção Leste da baía, seguia pelo atual canal central em direção a porção oeste, onde inflectia para sul dirigindo-se para o oceano.

O segundo estágio (11.000 – 10.000 AP), decorre de importantes mudanças climáticas em todo o planeta, sendo que este período é marcado por uma estabilização do nível do mar cerca de 45 metros abaixo da cota atual. Durante este estágio ocorre progressivo afogamento da drenagem estabelecida no estágio anterior, acarretando numa parcial submersão da porção Oeste enquanto que a porção Leste continua emersa.

O terceiro estágio (8.000 AP) se estabelece em função da continuidade da transgressão marinha, que atinge a cota de aproximadamente 20 a 25 metros abaixo do nível do mar atual, e marca o início do processo de submersão da porção Leste. É nesse estágio que inicia-se um processo de intensa erosão e formação de depressões isoladas, aprofundadas, pela ação das marés no canal central.

O quarto estágio (5.100 AP) corresponde ao máximo da transgressão holocênica com a cota do nível do mar cerca de 5 metros acima do nível atual. Ocorre submersão da área hoje ocupada pelas planícies costeiras e inicia-se o processo de deposição de sedimentos pelíticos nas áreas mais abrigadas da baía, inclusive no canal central.

O quinto estágio (2.500 AP até o presente) ocorre pequena regressão marinha promovendo a estabilização do nível do mar em cotas muito próximas das atuais, estabelecendo o padrão hidrodinâmico costeiro atual.

4.4 – Parâmetros Oceanográficos

A região é conectada com o oceano através de seus extremos leste e oeste, sendo o principal aporte de água doce proveniente da Baía de Sepetiba (Signorini, 1980). Este aporte também foi descrito por Tommasi (1972), Miranda *et al* (1977), Ikeda (1977) e Ikeda & Stevenson (1980), com base na variação de temperatura e salinidade entre as duas baías.

A circulação da Baía da Ilha Grande, segundo Figueiredo *et al.* (1991), ocorre principalmente em função do gradiente de pressão gerado por uma estratificação de densidade causada pela mistura de águas marinhas e continentais, esta última proveniente da Baía de Sepetiba. Fragoso (1999 *apud* Ceccopieri, 2001) sugere através de modelagem numérica que o gradiente de densidade induz a correntes da ordem de 1cm/s enquanto que as forçantes maré e vento atuantes sobre a plataforma são responsáveis por correntes da ordem de 20cm/s. Já de acordo com Signorini, (1980) um fluxo horário quase estacionário induzido por gradientes de densidades, com velocidades em torno de 10 cm/s, define o mecanismo de circulação do sistema composto pelas baías da Ilha Grande e de Sepetiba. Este mecanismo seria proporcionado pela penetração a oeste da Ilha Grande, de águas mais frias e mais salinas, oriundas da plataforma continental as quais fluem para a porção leste onde, combinadas com a influência de águas mais quentes e menos salinas, vindas da Baía de Sepetiba fluem para a plataforma a leste da Ilha Grande, completando o fluxo.

Trabalhos de Ikeda *et al.* (1989a, b), Ikeda & Stevenson (1980), confirmam o giro no sentido horário na corrente de fundo, iniciando-se pela porção Oeste com 6,1 cm/s, passando pelo Canal Central com 16,1 cm/s (canal) e saindo em direção ao oceano pela Porção Leste com velocidades de 5 cm/s. Valores mais baixos foram encontrados por Mahiques (1987) e Figueiredo *et al.* (1991), para o canal central, em média de 2,3 cm/s.

A maré astronômica apresenta característica semi-diurna, com amplitudes em torno de 0,7 m em períodos de sizígia. Pode-se somar a esta, o efeito da maré meteorológica provocada pelo empilhamento de água contra a costa, o qual é provocado pela ação dos ventos oriundos das entradas de frentes, que entram pelo quadrante sul e são bastante significativos para a região (Villena, 1999).

Na região do canal central, Ikeda & Stevenson (1982) determinam um fluxo para leste durante um ciclo de maré, sugerindo que a maré vazante possui direção, preferencialmente, leste. De acordo com Ceccopieri, (2001) medições de correntes realizadas em 1998 por B.Kjerfve e G.T.M. Dias também indicaram um fluxo predominante para leste com reversões

esporádicas, o que indica uma possível influência de forçantes atmosféricas na circulação desta região.

Percebe-se, portanto, que a circulação na Baía da Ilha Grande mesmo que ainda pouco conhecida, parece ser controlada pela combinação das forçantes maré, gradiente de densidade e vento sugerindo um padrão regional com fluxo predominante para leste.

5 – MÉTODO

A sísmica rasa de alta resolução (2 a 26 kHz) tem se mostrado uma forte ferramenta para estudos de geologia marinha, por permitir uma resolução submétrica dos refletores sísmicos (horizontes) em subsuperfície. A aplicação deste método tem mostrado ótimos resultados nas investigações dos tipos de sedimentos do fundo do mar, no reconhecimento da geomorfologia submarina e, até mesmo na identificação de processos sedimentares (Hollister & Heezen, 1972; Damuth, 1975; Damuth & Hayes, 1977 *apud* Flood, 1980; Damuth, 1980; Ceccopieri, 2001; Fontoura, 2001).

5.1 - Sísmica rasa de Alta Resolução

A sísmica rasa de alta resolução é um método acústico baseado no princípio da reflexão (Lei de Snell) (Trabant, 1986 *apud* Pinheiro, 2001). Segundo Ayres Neto (2001), é um método largamente utilizado para o estudo do fundo e sub-fundo oceânico, principalmente pelo fato de as ondas acústicas serem pouco absorvidas pela água do mar, quando comparadas com as ondas eletromagnéticas, utilizadas por outros métodos (óticos e radar). A sísmica de alta resolução, em geral, opera em alta frequência numa faixa de 2 a 26 kHz e trabalha com uma fonte especial, denominada fonte ressonante. Diferentemente da sísmica profunda (baixa frequência), que usa canhões de ar, *boomers* e *sparkers*, a sísmica rasa de alta frequência utiliza as propriedades piezo-elétricos de alguns cristais para geração do sinal acústico. A utilização desse método permite a obtenção de um registro de maior resolução vertical em subsuperfície, conforme pode ser visto na figura 13.

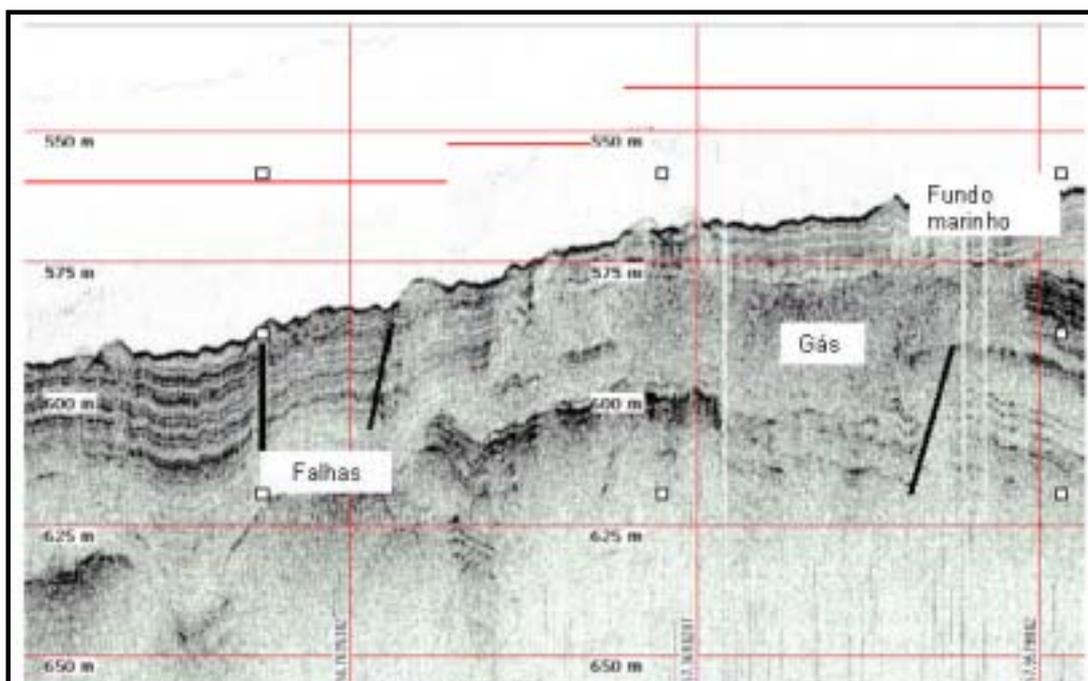


Figura 13. - Registro de 3,5 kHz (sísmica rasa de alta resolução) obtido no talude continental. O registro mostra a presença de falhas e gás nos sedimentos superficiais (Cortesia PEG- *Petroleum and Environmental Geoservices*) (Neto, 2001)

Segundo Ayres Neto (2001), a velocidade de propagação de ondas acústicas em um meio qualquer é função de suas constantes elásticas, as quais variam de acordo com o material. Na água do mar as ondas acústicas se propagam com uma velocidade relativamente constante, em torno de 1500 m/s. Entretanto, a velocidade de propagação em sedimentos marinhos é extremamente variada dependendo de parâmetros como porosidade, tamanho do grão, mineralogia e grau de saturação. Só para exemplificar, a propagação de ondas acústicas em sedimentos marinhos superficiais saturados com gás, de acordo com este autor, é da ordem de 800 m/s enquanto que em rochas sedimentares depositadas nas partes mais profundas de uma bacia pode chegar a 4000 m/s

O produto entre a velocidade de propagação de uma onda sísmica (compressional) e a densidade de um determinado meio irá determinar a sua impedância acústica. Assim, quando uma frente de ondas atinge uma interface que separa meios com diferentes impedâncias acústicas parte do sinal é refletida. Neste momento parte da energia é refratada para o segundo meio, e parte é absorvida (Telford, 1984). Embora esta relação que define o coeficiente de reflexão seja uma complexa interação entre diversos fatores, para ângulos de incidência normal à superfície refletora, o coeficiente de reflexão, é definido como a razão entre a amplitude do sinal refletido e a amplitude da onda incidente.

Estas interfaces aparecem nos registros sísmicos como horizontes ou refletores sísmicos. A reflexão do sinal acústico nas interfaces água-sedimento, sedimento-sedimento ou sedimento-embasamento resulta em diferentes padrões de reflexão, os quais se diferenciam entre si por diferentes tonalidades e texturas associadas à mudança dos valores de impedância acústica de cada meio.

Quanto maior for a diferença entre as impedâncias acústicas de dois meios, maior será a quantidade de energia refletida. De maneira geral, quanto mais grosso for o sedimento, maior será a quantidade de energia refletida e mais forte (escuro) será sua assinatura sísmica. Da mesma forma, afloramentos rochosos também apresentam alta refletividade acústica. Ao contrário, sedimentos porosos e saturados serão pouco refletivos e apresentam normalmente uma assinatura sísmica mais fraca (menos escuro). Contudo, vale ressaltar que a assinatura sísmica final, ou seja, o tipo de padrão acústico é o resultado relativo das energias refletidas, o qual depende de diversos fatores tal como o grau de compactação. Assim uma região com areia grossa e areia fina pode apresentar um padrão de reflexão muito semelhante a uma área coberta por uma areia lamosa mais compactada.

5.2 – Atividades desenvolvidas

O desenvolvimento do presente trabalho conta com a execução de atividades de laboratório (pré e pós levantamento geofísico) e atividades de campo. Estas atividades estão relacionadas às linhas de pesquisas do Grupo de Pesquisa em Geotectônica - TEKTOS e do Grupo de Pesquisa em Oceanografia Geológica – GPOG, ambos da Universidade do Estado do Rio de Janeiro e cadastrados no CNPq.

As etapas descritas abaixo fazem parte da metodologia adotada para o desenvolvimento do presente trabalho:

Atividades de Laboratório (anterior ao levantamento geofísico):

1) Revisão bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi feita em base de dados digital e em bibliotecas, com o objetivo de atualizar os conhecimentos científicos geológicos, geofísicos e oceanográficos, em caráter temático, conceitual e metodológico.

2) Aquisição de dados pré-existentes.

Foram obtidos junto ao Banco de Dados Ambientais para a Indústria do Petróleo (BAMPETRO) dados geológico, geofísico e oceanográfico. Os dados solicitados são de caráter regional abrangendo as três principais baías do litoral sudeste, Baía de Guanabara, Baía de Sepetiba e Baía da Ilha Grande, bem como as áreas continental e de plataforma continental interna adjacentes. Assim, os dados geológicos referem-se a 3.033 amostras superficiais de sedimentos e 254 testemunhos. Os dados geofísicos totalizam 35 folhas de bordo com informação batimétrica, e 17 pontos de registros sismológicos.

Obteve-se ainda dados batimétricos de maior detalhe específico na área de estudo, fornecidos pelo professor Gilberto Dias do Departamento de Geologia Marinha da Universidade Fluminense.

Foram obtidos também, junto ao grupo de pesquisas TEKTOS dados topográficos, estruturais e litológicos da área, mapeados em escala de 1:50.000, e junto ao Grupo de pesquisa GPOG, dados sísmicos, de linha de costa e mapeamento da drenagem local.

3) Processamento e integração dos dados pré-existentes.

Como os dados obtidos foram provenientes de diversas fontes foi necessário realizar uma compilação destes de forma a obter uma base de dados unificada. Para tal, foram utilizados os software AutoCAD, OASIS Montaj e Microsoft Excel.

4) Confecção de Mapa temático a partir dos dados pré-existentes.

Após a organização e o reprocessamento dos dados foi gerado para a região da Baía da Ilha Grande, com auxílio do software OASIS Montaj, um mapa temático, (Anexo I), para subsidiar o planejamento das linhas geofísicas a serem adquiridas, bem como futuras discussões.

5) *Planejamento da campanha geofísica.*

Nesta etapa foram tomadas todas as providências necessárias para a execução da campanha geofísica desde a mobilização da equipe até a obtenção propriamente dita dos dados.

Com base na análise do produto gerado anteriormente, foram planejadas 07 linhas de sondagem de direção NW-SE, perpendiculares à orientação das falhas já mapeadas na Ilha Grande e no continente que possuem orientação NE-SW (Figura 14). A definição da direção das linhas sísmicas tem a finalidade de localizar na área submersa da Baía da Ilha Grande, entre o continente e a Ilha Grande possíveis continuidades das estruturas geológicas neoproterozóicas e mesozóico-cenozóicas do embasamento, responsáveis pelo controle do relevo emerso adjacente (Eirado *et al*, 2002) e pelo recuo das encostas da Serra do Mar (Almeida e Carneiro, 1998).

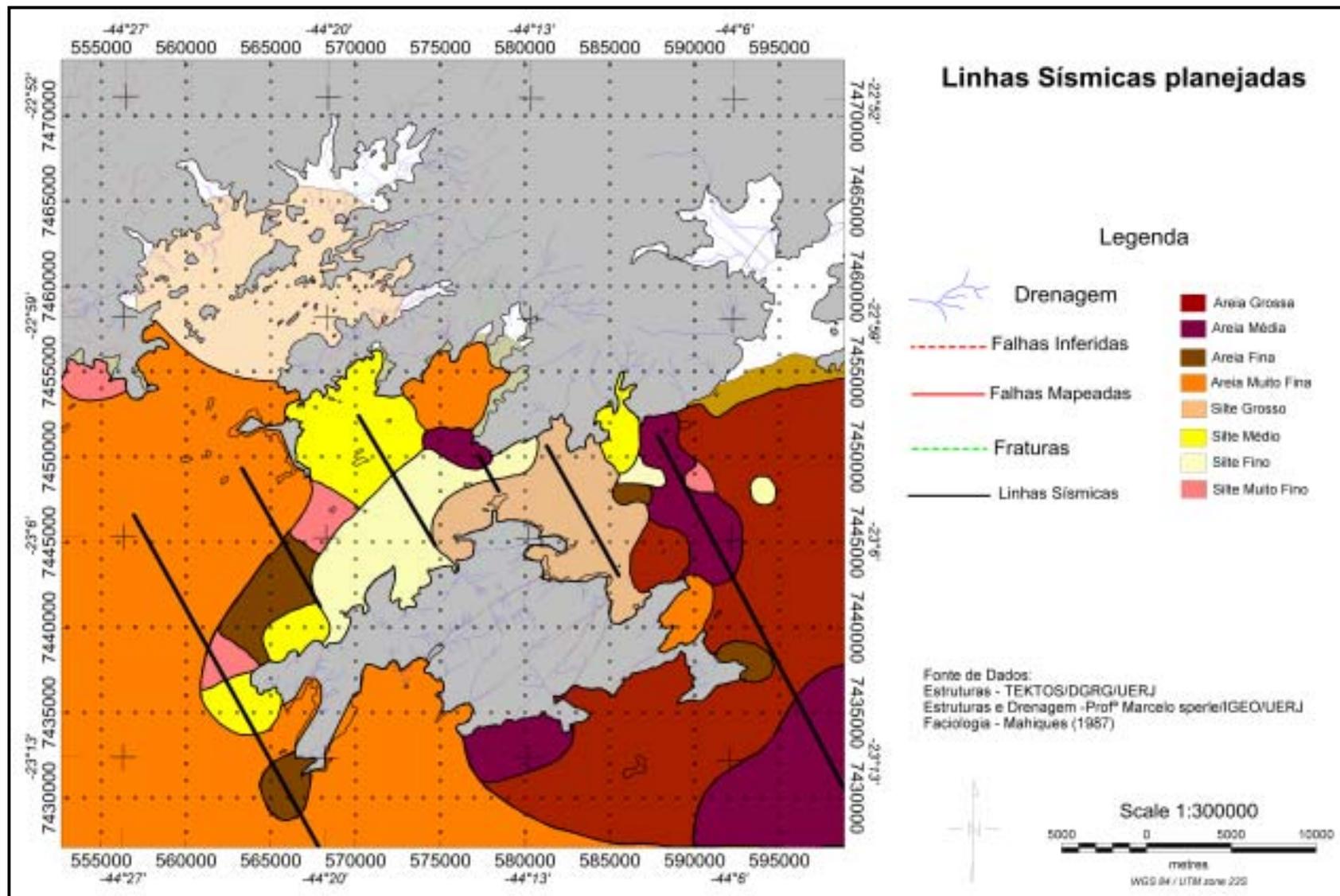


Figura 14: Planejamento das linhas sísmicas.

Atividades de campo (levantamento geofísico):

6) Campanha Geofísica

A campanha geofísica ocorreu nos dias 15 e 17 de novembro de 2004, a bordo de uma embarcação do tipo traineira. Foram obtidas 09 linhas perpendiculares à direção das estruturas e 08 linhas paralelas às estruturas, totalizando 90 KM de dados sísmicos e batimétricos.

O sistema de posicionamento adotado para o trabalho de campo foi através de um DGPS. O sistema de projeção utilizado foi em coordenadas UTM (zona 23s no datum WGS 1984). Para a navegação utilizou-se o software Hypack, o qual transmite em tempo real o percurso da embarcação permitindo gravar o posicionamento em intervalos de 01 segundo.

Os dados batimétricos foram obtidos com uso de um Ecobatímetro Hidrográfico Raytheon, digitalizado, modelo DE719CM com frequência de operação de 200 kHz, e armazenados juntamente com a navegação através do software Hypack. A calibragem do eco para a correção da velocidade do som na água foi feita no início de cada dia de sondagem. Para tal utilizou-se uma placa metálica presa a um cabo de aço graduado. A placa foi arriada de meio em meio metro, procedendo-se à correção da velocidade do som no ecobatímetro pela comparação entre a profundidade real medida no cabo de aço e a obtida pelo eco até que as profundidades se iguallassem.

O equipamento utilizado para obtenção das linhas sísmicas foi um perfilador digital de subfundo (sub-botton profile) multifrequência GeoStar (SB 216) da Edgetech, Inc. (Figura 15). Este equipamento é do tipo Chirp o qual tem a capacidade de monitorar a amplitude e a frequência do sinal emitido, reduzindo a ambigüidade do sinal. Trabalha na faixa de frequência de 2 a 16 kHz o que permite uma excelente resolução do fundo e do subfundo marinho. Os perfis são registrados em tempo real, sendo o eixo x função da distância horizontal percorrida e o eixo y a representação da profundidade a partir da fonte de captação.

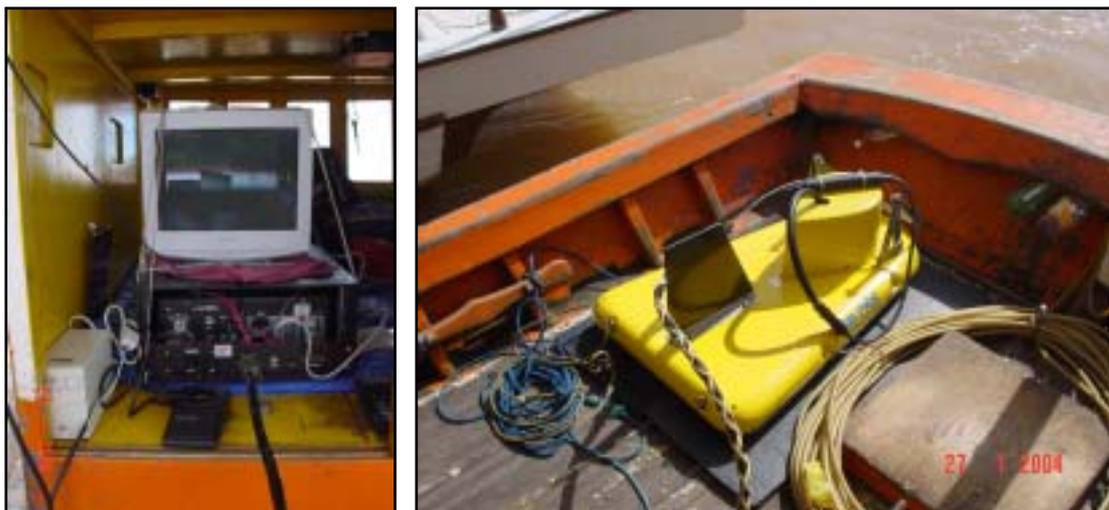


Figura 15: Da esquerda para a direita. Sistema de geofísica rasa e fonte de captação e recebimento do sinal acústico

Atividades de Laboratório –Processamento dos dados:

7) Navegação e Batimetria

Os dados de posicionamento da embarcação, e conseqüente navegação dos perfis sísmicos e batimétricos foram processados no Laboratório de Oceanografia geológica da UERJ com auxílio do software Hypack.

Neste mesmo software foi feita a redução da maré dos dados batimétricos para ambos os dias de levantamento. A redução foi baseada na tábua de maré da DHN para o porto de Angra dos Reis de modo que as profundidades obtidas ficassem referenciadas ao Nível de Redução da DHN para a área.

Após esses processos, os dados (coordenadas e profundidade) foram exportados como um arquivo texto (.xyz) e importados para o software Oásis Montaj, onde são realizadas correções de *spikes* do eco e eliminação dos efeitos de onda, para futura correção da profundidade dos horizontes sísmicos. Ainda com auxílio do Oásis Montaj foi elaborado um mapa de navegação que mostra o posicionamento das linhas sísmicas obtidas na área de estudo (Figura 16)

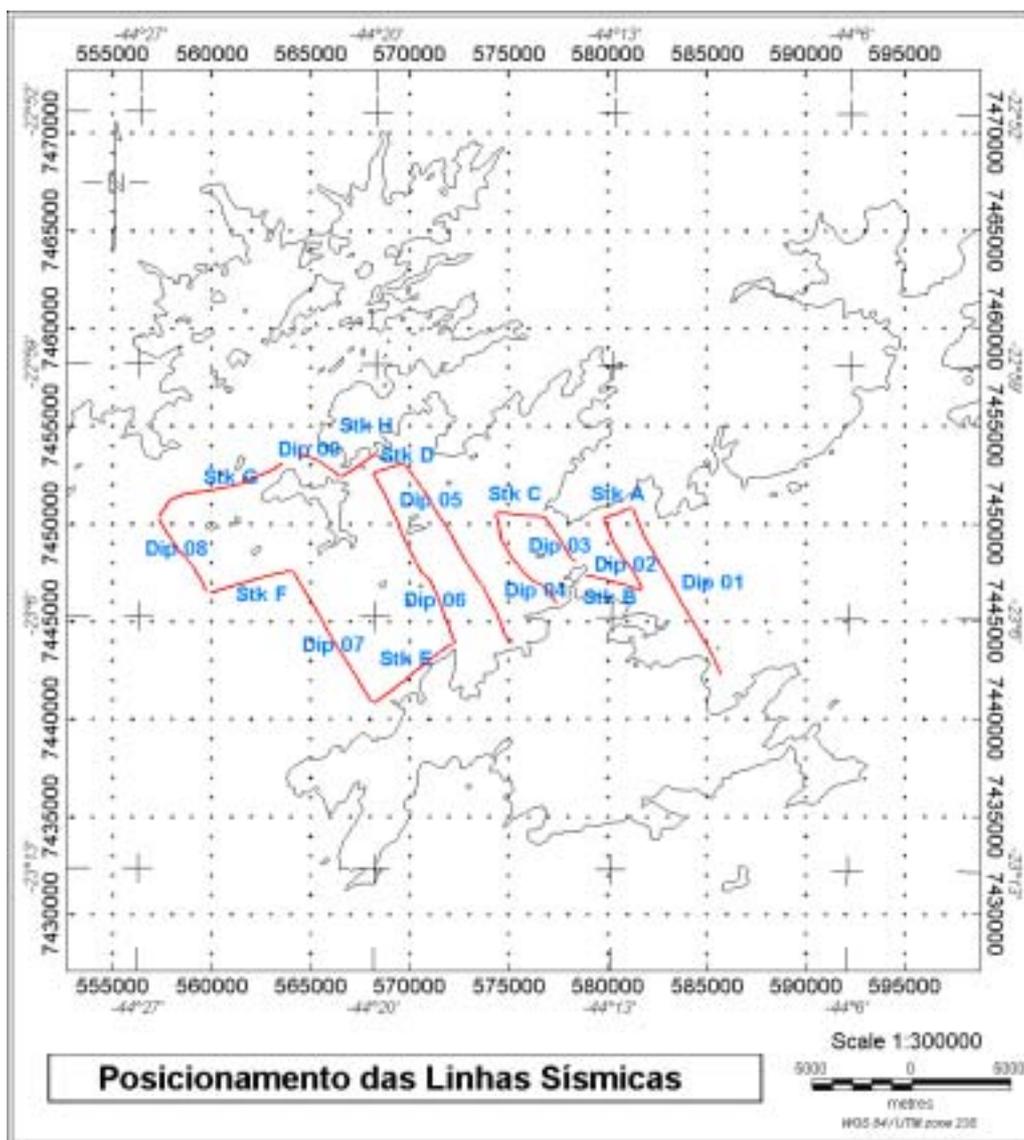


Figura 16: Mapa de posicionamento das linhas sísmicas obtidas.

8) *Dados sísmicos*

Os perfis sísmicos também foram processados no Laboratório de Oceanografia Geológica da UERJ com auxílio do aplicativo Discover-Sub-bottom da EdgeTech. Trata-se de um aplicativo específico (EdgeTech) no qual são realizadas todas as correções necessárias ao processamento sísmico, tais como velocidade de propagação do som, ganho e coeficiente de reflexão. Além dessas correções o aplicativo gera uma imagem no formato .Jpeg das linhas sísmicas obtidas. Essas imagens foram geradas mantendo-se o dado na sua forma bruta, ou seja, como foi coletado. Além disso, essas imagens foram exportadas com marcações de profundidade (eixo y) de 5 em 5 metros e distância (eixo x) de 100 em 100 metros, para futura checagem do

georeferenciamento. Numa primeira etapa foram geradas 17 imagens, para uma preliminar visualização dos dados obtidos (Figura 17). Posteriormente, 07 perfis sísmicos foram selecionados para o desenvolvimento deste trabalho. Ainda utilizando-se o Discover-Sub-bottom, estes perfis foram subdivididos em menores trechos (1000 a 2000 metros), de acordo com a extensão de cada linha, para uma melhor interpretação. Vale ressaltar que não ocorre modificação dos dados sísmicos adquiridos neste processo de exportação de imagens e, que este se faz necessário já que não foi possível a utilização de software específico para tratamento dos dados de forma digital.

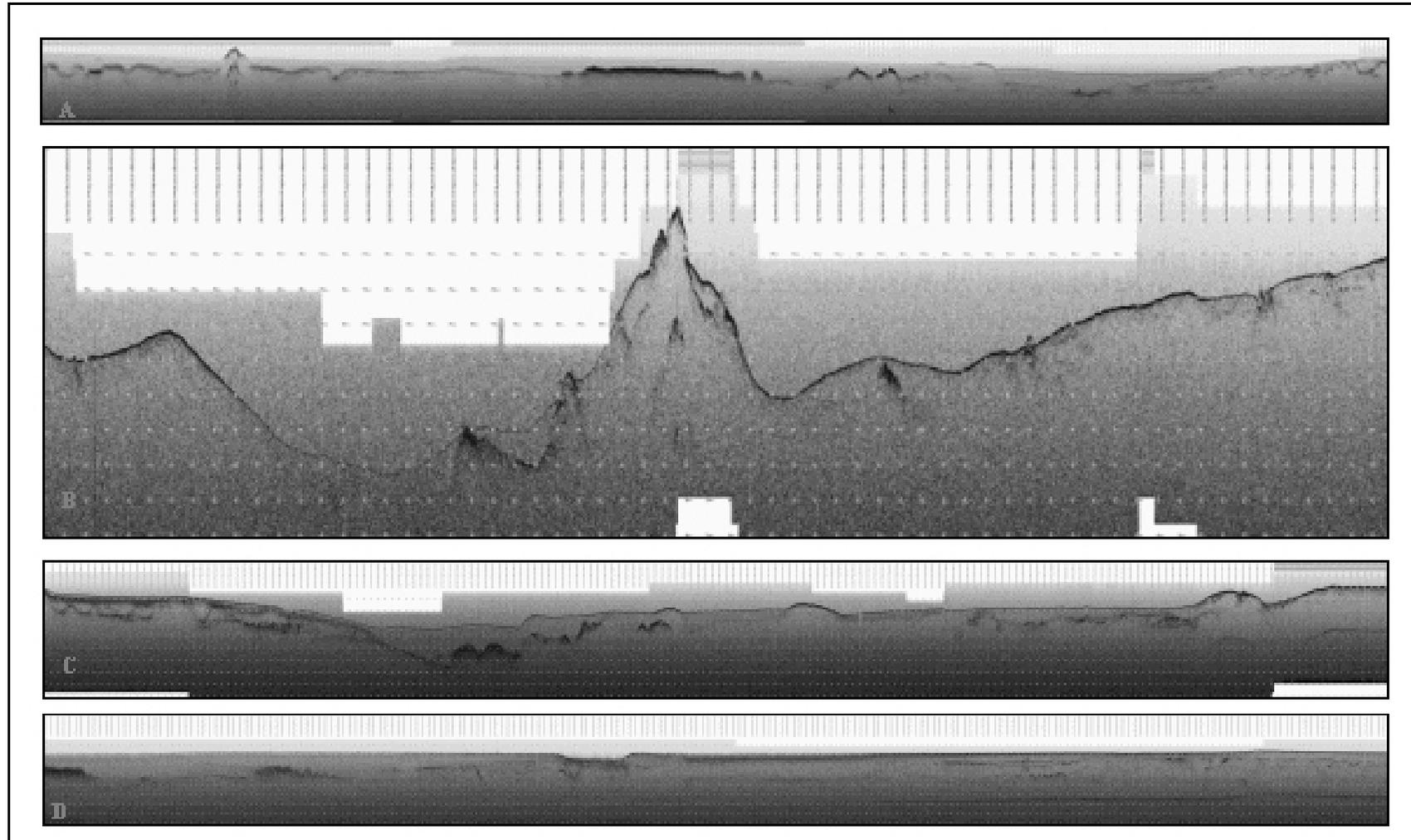


Figura 17: Exemplo de linhas sísmicas obtidas. A) Perfil 01 (Porção Leste); B) Perfil 03 (Canal Central); C) Perfil 04 (Canal central); D) Perfil 07(Porção Oeste)

9) Interpretação dos Dados sísmicos

Esta etapa destina-se a interpretação dos perfis sísmicos, com base na identificação dos diferentes padrões de reflexão, denominados neste trabalho como Padrão Geo-acústico (PGA). Após a impressão dos perfis sísmicos (escala em cm), os horizontes sísmicos foram interpretados em plástico do tipo poliéster. O objetivo principal foi o mapeamento do embasamento acústico e a identificação da estratigrafia, ambos baseados nos diferentes tipos de PGA.

Posteriormente, a interpretação foi digitalizada com auxílio do software AUTO CAD 2000 em uma mesa digitalizadora modelo SUMMERGRIG V. Os perfis foram digitalizados em 02 dimensões sendo o eixo x (distância em cm) e o eixo y (profundidade em cm).

A seguir, os arquivos gerados pela digitalização (.dwg), foram transformados em .dxf, para georreferencia, através da associação de cada linha sísmica com a navegação e para correção da profundidade dos horizontes sísmicos.

Neste estudo foi utilizada a velocidade de 1500m/s para a conversão tempo X profundidade dos perfis sísmicos, assim sendo, as profundidades apresentadas representam profundidades mínimas. Portanto, tendo em vista que a velocidade média de propagação de uma onda acústica longitudinal em sedimentos inconsolidados é da ordem de 2.000m/s, as profundidades dos padrões Geo-acústico (PGA), podem estar subestimadas, em cerca de 25%.

10) Integração dos Dados sísmicos com os dados geológicos e geofísicos pré-existentes.

Nesta etapa, através do desenvolvimento de técnicas geoestatísticas, geológicas e geofísicas as informações geológicas levantadas foram integradas a informações pretéritas com auxílio do software Oásis Montaj gerando mapas temáticos que evidenciam a localização espacial das características geológicas mais marcantes da área de interesse.

6 – RESULTADOS

6.1 - Mapa temático a partir dos dados pré-existentes.

Após organização e reprocessamento dos dados pré-existentes foi gerado com auxílio do software OASIS Montaj um mapa temático (Anexo I), onde foram integrados dados geológicos do continente com dados geológicos da porção submersa. Além de subsidiar o planejamento das linhas sísmicas adquiridas, a integração dos parâmetros estruturas geológicas, drenagem, topografia, batimetria e terrenos tectônicos subsidiaram discussões a respeito da configuração do embasamento rochoso e do estabelecimento de evidências de níveis pretéritos do mar para a região de estudo.

6.2 - Perfilagem Sísmica

Foram analisados 07 perfis sísmicos de direção NW–SE, perpendiculares à direção das estruturas (NE – SW) mapeadas no continente e na Ilha Grande (Figura 18). Os perfis caracterizam regionalmente parte das porções leste e oeste e todo o canal central sendo denominados de perfil 01 (porção leste), perfis 02, 03 e 04 (canal central) e perfis 05, 06 e 07 (porção oeste).

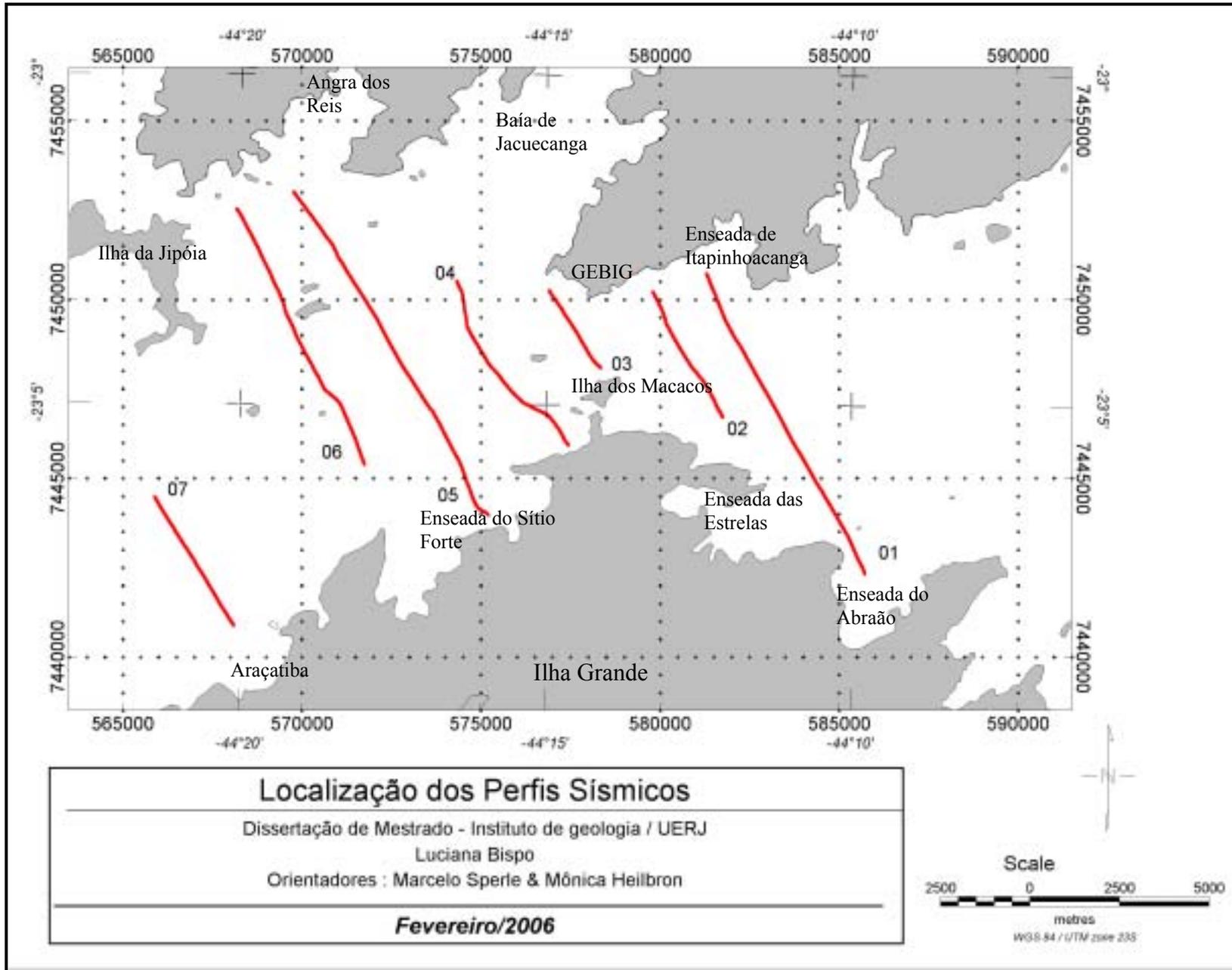


Figura 18: Mapa mostrando a localização dos perfis sísmicos interpretados.

De forma geral os perfis sísmicos apresentam embasamento acústico bastante irregular (Figura 19), com profundidades variando de 6 a 50 metros. Em diversos trechos o embasamento acústico é claramente de origem cristalina, marcado inclusive pela presença de afloramentos rochosos. Em pontos específicos a atenuação do sinal acústico não permite a identificação do embasamento cristalino, sendo este inferido para estas regiões. Neste sentido, e dentro do contexto regional abordado neste estudo, assume-se que a interpretação do embasamento acústico representa o embasamento cristalino para a região investigada.

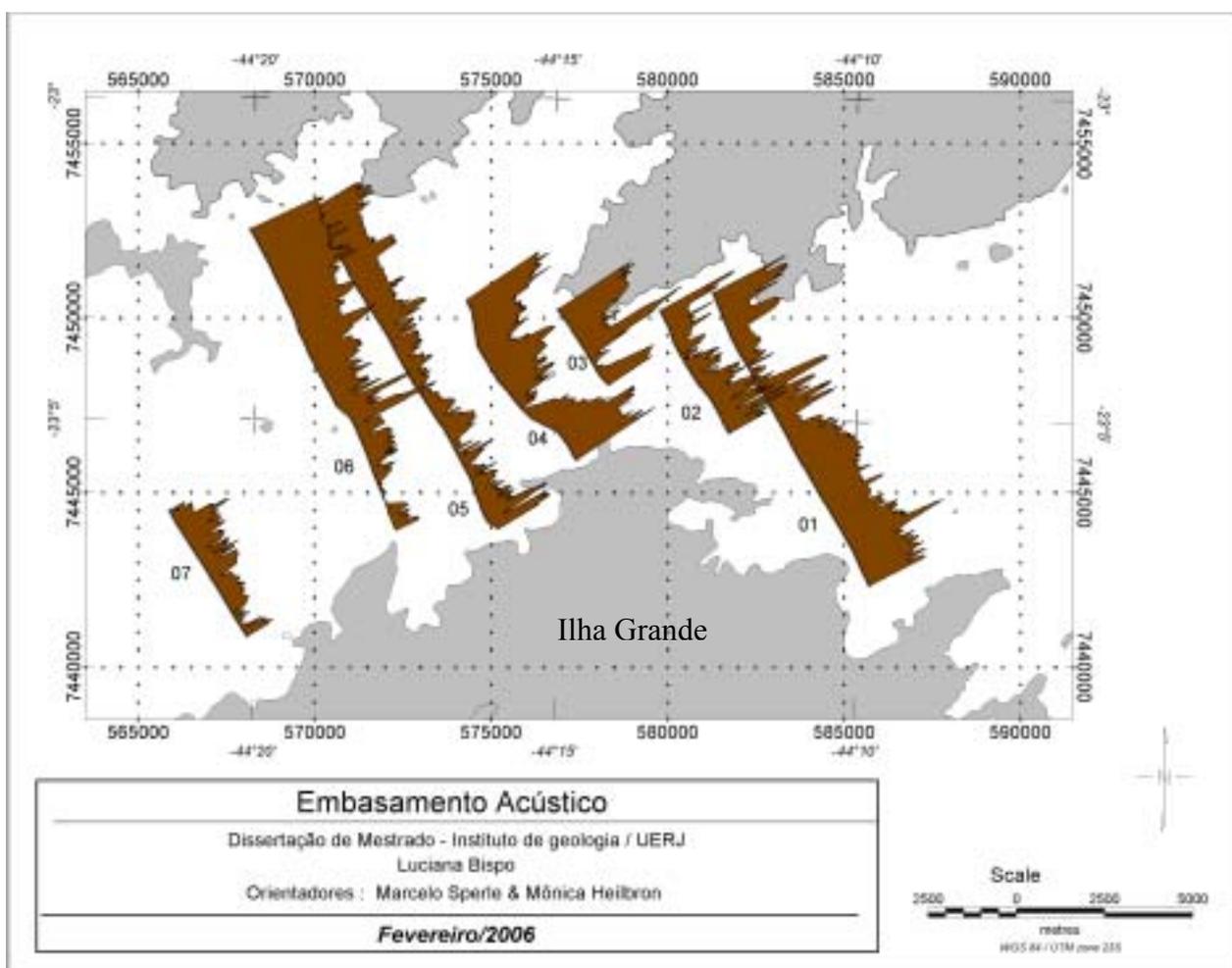


Figura 19: O mapa mostra em perfil a morfologia do embasamento acústico para os dados sísmicos analisados. Nota-se uma forma bastante irregular do embasamento com formas que sugerem a presença de horsts e grabéns além da presença de um grande baixo, mais evidenciado nos perfis 03 e 04.

Dentre os horizontes sísmicos mapeados merecem destaque o horizonte 3 (H3) que determina uma superfície erosiva e o horizonte 2 (H2) que determina o topo de uma camada

sedimentar com características acústicas singulares. A figura 20 mostra um exemplo da ocorrência destes horizontes, em um mesmo perfil. O horizonte 3 representa o topo de uma camada sedimentar que aparece recobrindo o embasamento, próximo a isóbata de 20 metros, somente no perfil 07 este horizonte é encontrado em regiões mais profundas em cotas próximas a isóbata de 30 metros. Em todos os perfis este é um refletor irregular (semelhante ao embasamento acústico), sua morfologia sugere a ocorrência de uma superfície erosiva.

Já o horizonte 3 sempre aparece recobrindo altos do embasamento e possui uma ampla distribuição geográfica só não sendo encontrado nos perfis 03 e 05. Estes horizontes sugerem evidências para nível pretérito do mar e serão descritos em detalhes mais adiante.

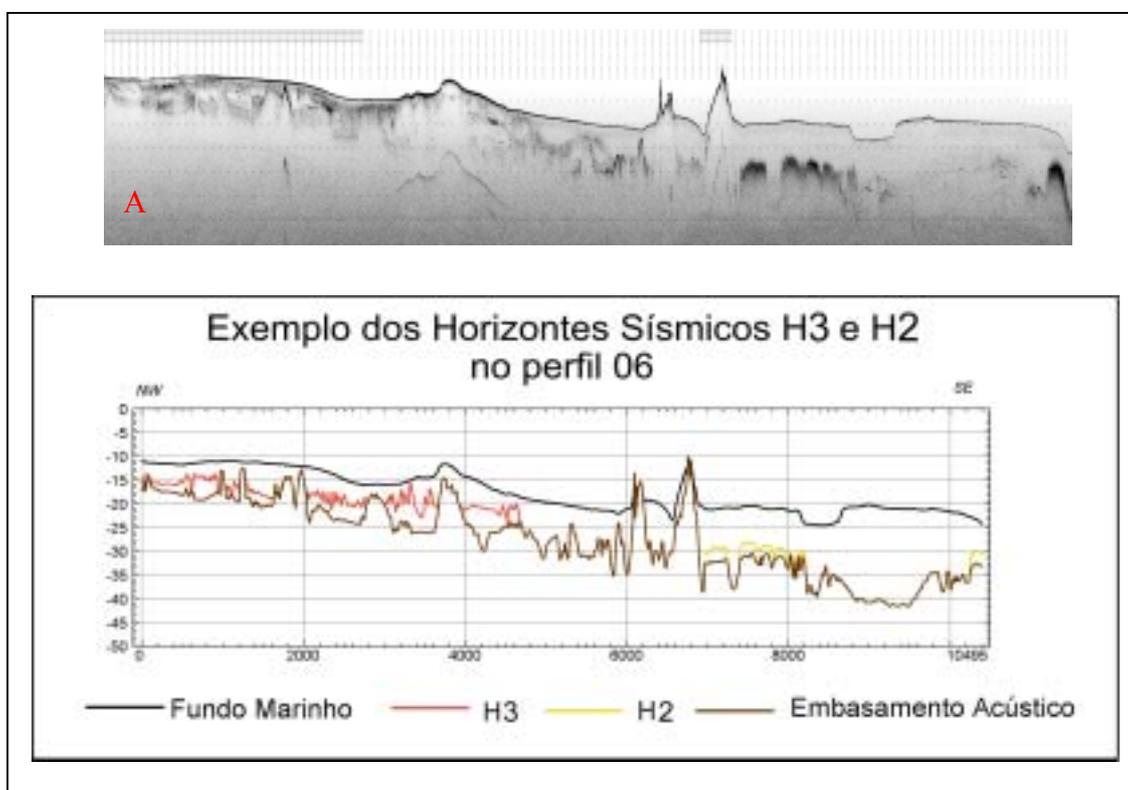


Figura 20: Exemplo da ocorrência dos horizontes 3 e 2 em um mesmo perfil sísmico. A) Perfil sísmico; B) Interpretação dos horizontes sísmicos 3 e 2.

O pacote sedimentar registrado apresenta valores mínimos da ordem de 1 metro e espessuras máximas na ordem de 20 metros (Figura 21). Regionalmente, nota-se que o perfil 03 representa a região de menor espessura sedimentar sendo verificado aumento desta a leste e a oeste deste perfil. Percebe-se ainda que a deposição não ocorre de maneira uniforme,

sendo interrompida por altos do embasamento, que parecem funcionar como barreiras ao processo de sedimentação.

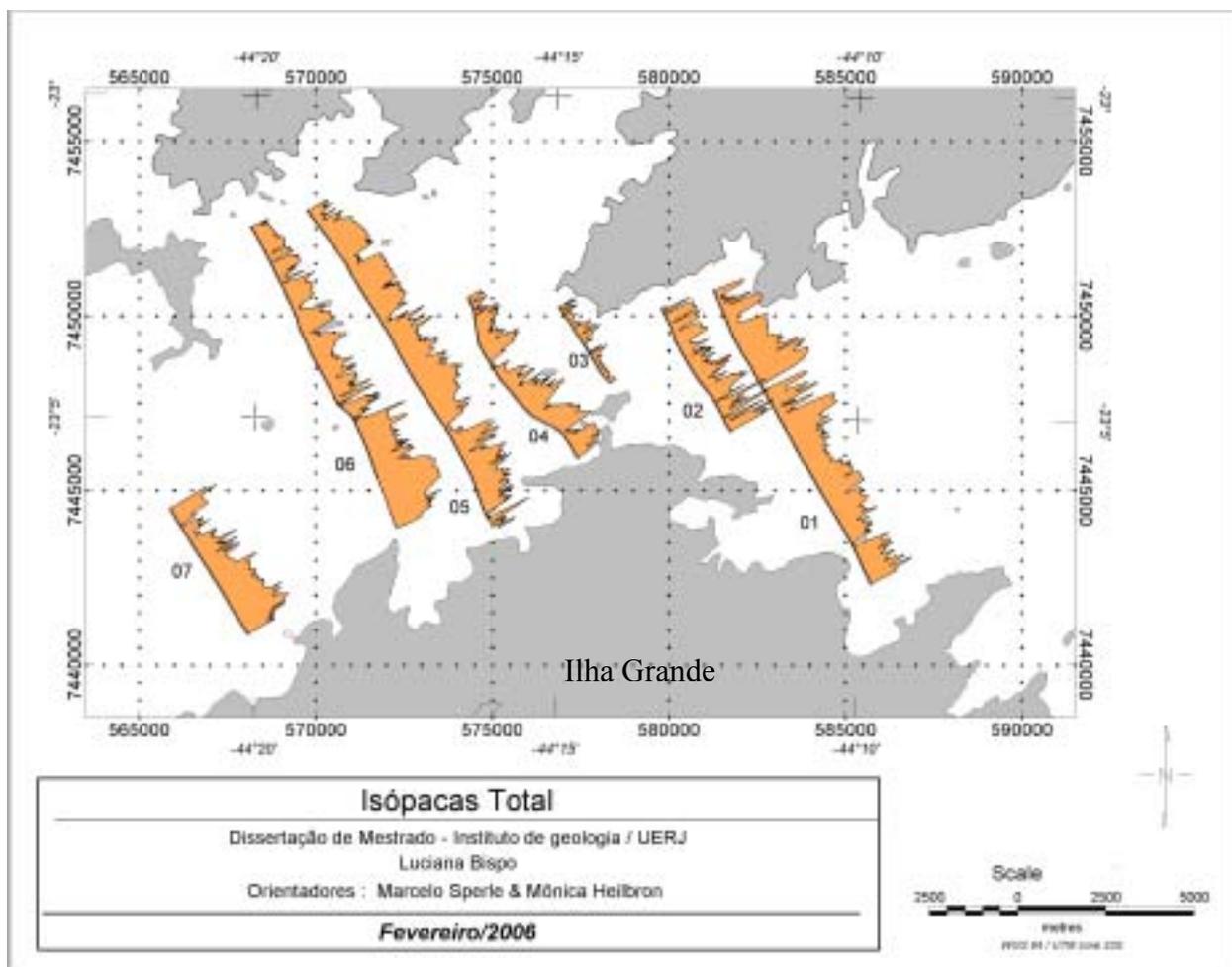


Figura 21: Mapa mostrando a variação da espessura total (mínima) do pacote sedimentar para a região estudada.

Identificação dos Padrões Geo-acústicos (PGA)

Ainda em relação ao pacote sedimentar, este apresenta diferentes respostas acústicas denominadas, neste estudo, por padrões geo-acústicos (PGA), que alteram em tons de cinza claros e escuros, associados respectivamente a baixa e alta refletividade. O embasamento acústico apresenta um PGA forte bem delimitado, muitas vezes determinado pela forma mais

aguda de seu refletor. Esta alternância de tons de cinza ocorre muitas vezes de forma pouco contrastante, principalmente para os horizontes sísmicos mais rasos.

Classicamente a resposta acústica em tons de cinza claro a transparente (baixa refletividade) representam sedimento inconsolidado do tipo lama, enquanto que tons de cinza classificados como médios a escuro (alta refletividade) são associados a sedimento inconsolidado, do tipo areia. De forma geral quanto mais escuro for o PGA maior concentração de material grosso é esperado. Vale ressaltar que exceções existem, por exemplo, um PGA escuro pode representar também uma lama consolidada ou uma areia fina compactada. Contudo, correlações de padrões de refletividade e sedimentos, descritas na Baía da Ilha Grande, na Baía de Sepetiba e na Baía de Guanabara, por Fontoura (2001) e Sperle *et al* (2005), mostram que estes padrões nestas regiões seguem a descrição clássica. Desta forma toma-se como ponto de partida, para o desenvolvimento da linha de raciocínio, essa mesma associação.

A interpretação de todos os perfis sísmicos revelou um total de 13 tipos diferentes de Padrão Geo-acústico (PGA) (Figura 22), os quais foram classificados em três grupos. O critério utilizado para a classificação foi baseado na semelhança do padrão acústico, na distribuição regional dos tipos de PGA e em correlações com dados pré-existentes associados às variações pretéritas do nível médio do mar. O grupo 3 representa o cenário estabelecido para nível de mar abaixo da cota de -20 metros (em relação ao nível atual) sendo agrupados os tipos V, IV, III e II. Para nível do mar na cota de -20 metros, grupo 2, os tipos VII, VIIa e VI e para cota acima de -20 metros, grupo 1, os tipos VIII, VIIIa, VIIIb, VIIIc e VIIId. O embasamento acústico foi identificado como tipo I.

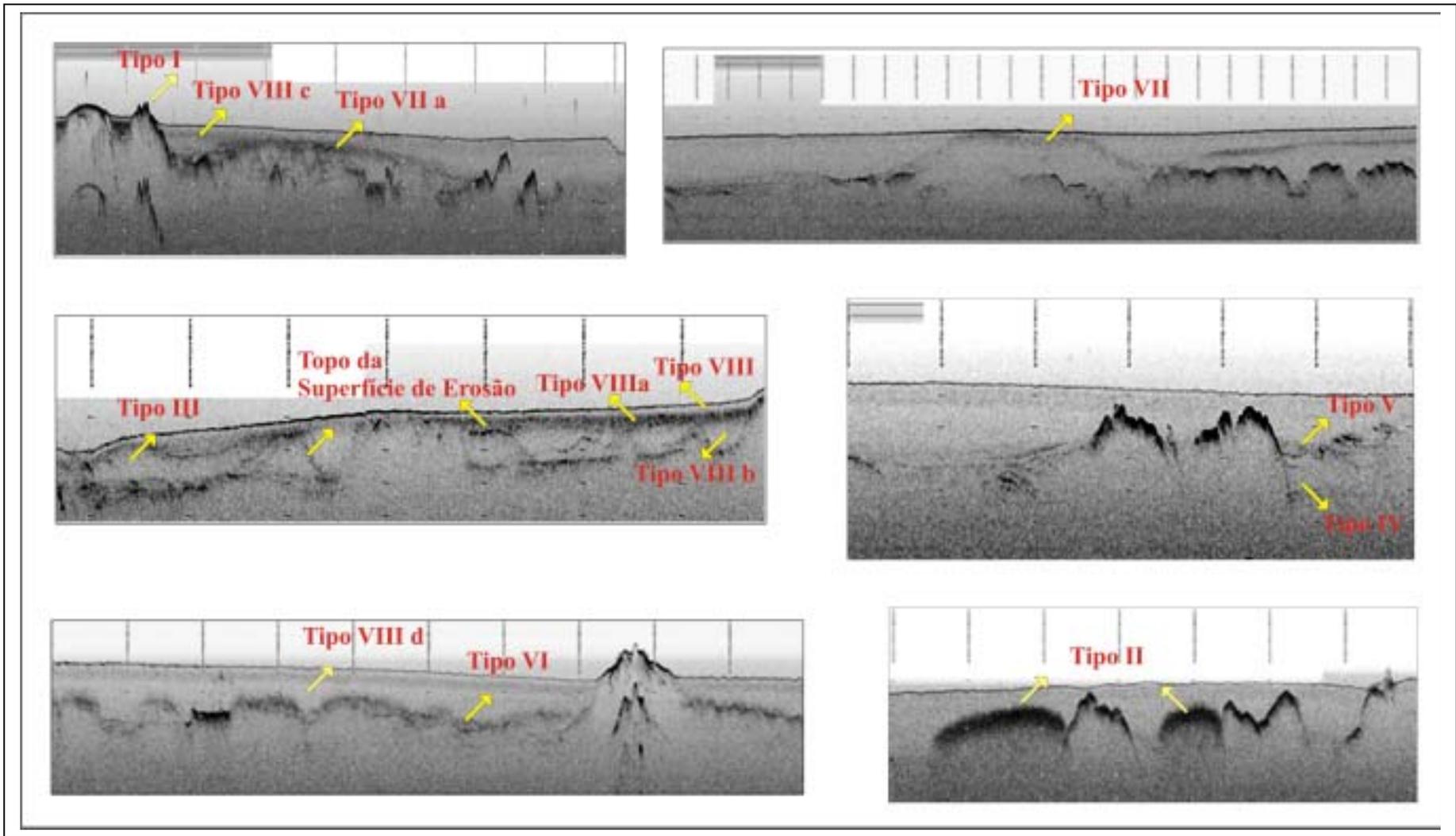
Grupo 3 – Tipos V, IV, III e II – (Cenário para nível do mar entre -90 e -25 a -20m)

Tipo II – De ampla distribuição espacial este PGA só não é identificado nos perfis 03 e 05. Possui forte reflexão acústica a qual determina uma espessa camada de cor cinza muito escuro. Apresenta-se recobrando o embasamento acústico, em regiões planas do mesmo, relativamente mais altas do que as regiões adjacentes. Em relação a sua extensão esta apresenta valor máximo de 1.5 km, no perfil 01, a uma profundidade média de 25 metros e, valores menores que variam de 700 a 60 metros, em maiores profundidades, na faixa de 30 a 40 metros, nos perfis 02, 04, 06 e 07 (Figuras 23, 24, 26, 28 e 29).

Tipo III – Apresenta coloração cinza médio (média refletividade) recobre o embasamento sendo determinado pelo horizonte H3. Encontra-se associado a isóbata de 20 metros nos perfis 01, 05 e 06 na região próxima ao continente, a noroeste, (Figura 23, 27, 28) e nos perfis 04 e 05 próximo a Ilha Grande, a sudeste (Figuras 26 e 27). Este PGA também é verificado a sudeste no perfil 07 sendo encontrado em profundidades na ordem de 30 metros (Figura 29).

Tipo IV – Identificado nos perfis 01 e 02 este tipo encontra-se recobrindo baixos do embasamento (Figura 23 e 24). Caracteriza-se por um PGA de tom cinza médio claro (média refletividade) delimitado por um refletor bem definido. Este tipo é limitado lateralmente por depressões do embasamento, em profundidades, da ordem de 35 a 50 metros, as quais determinam feições morfológicas sugestivas de paleocanais com extensão horizontal que variam de 80 metros a 1.8 quilômetros.

Tipo V – Este PGA apresenta características acústicas semelhantes ao tipo IV. Porém, diferentemente do tipo IV, o tipo V apresenta maior distribuição espacial sendo identificado nos perfis 01, 02, 04, 05 e 06 (Figuras 23, 24, 27 e 28) Além de recobrir o tipo IV encontra-se também depositado diretamente sobre o embasamento em profundidades de 25 a 35 metros.



Grupo 2 – Tipos VII, VIIa e VI - (Cenário para estabilização do nível do mar na cota de - 20m)

Tipo VII – PGA de média refletividade, difuso, de coloração cinza médio claro pouco espesso encontrado no perfil 05 e 06, a noroeste (Figuras 27 e 28). Encontra-se raso, a uma profundidade próxima de 20 metros. No perfil 05, tanto em direção a noroeste quanto a sudeste, este tipo recobre o tipo V e mergulha até aproximadamente 30 metros numa extensão de cerca de 1 Km, apresentando, portanto, alto gradiente. Já no perfil 06, este tipo encontra-se recobrindo a superfície de erosão a 20 m, a noroeste e mergulha, para 30 m a sudeste, onde aparece recobrindo o tipo V.

Tipo VIIa – Identificado nos perfis 02 e 04, a noroeste, e nos perfis 05 e 02, a sudeste (Figuras 24 e 26). Este PGA apresenta características acústicas semelhantes ao tipo VII, sendo somente, um pouco mais escuro a SE.

Tipo VI – Identificado somente no perfil 01 (Figura 23) também apresenta média refletividade, representado por coloração cinza médio mais claro que os tipos VIIa e VII. Com topo a uma profundidade média de 25 metros este PGA recobre uma grande extensão a partir do início deste perfil até cerca de 3.7 Km, sendo somente interrompido por um alto do embasamento localizado a aproximadamente 1.5 Km.

Grupo 1 – Tipos VIII, VIIIa, VIIIb, VIIIc e VIId - (Cenário em nível de mar atual)

Tipo VIII – Caracteriza-se por um PGA transparente (baixa refletividade) superficial pouco espesso em relação aos demais tipos aparecendo intermitentemente em todos os perfis exceto, no perfil 03 (Figuras 23, 24, 26, 27, 28 e 29).

Tipo VIIIa – Localiza-se próximo ao continente, no perfil 01 e a Ilha Grande, no perfil 04 (Figura 23 e 26). É um PGA de alta refletividade representada por coloração cinza escuro, ocorrendo associado a regiões de embasamento raso a uma profundidade média de 10 metros. Em ambos os perfis este PGA mergulha na direção do baixo do embasamento, na faixa de 40 a 50 metros de profundidade.

Tipo VIIIb – PGA de baixa refletividade (cinza claro) ocorre a noroeste da área, recobrando a superfície de erosão nos perfis 01 e 02, e a sudeste, no perfil 04 (Figura 23, 24 e 26).

Tipo VIIIc – Este tipo de PGA possui ampla distribuição espacial apresenta-se geralmente plano paralelo a uma profundidade média de 20 metros. Possui coloração cinza médio sendo melhor identificado nos perfil 01, 02 e 06, onde preenche a região do eixo do canal central (Figuras 23, 24 e 28). Nos demais perfis, 03, 04, 05, e 07 sua característica acústica é muito semelhante a do tipo VIIIId, tornando difícil a sua identificação em partes dos perfis (Figuras 25, 26, 27 e 29).

Tipo VIIIId – Este PGA caracteriza-se por um cinza médio ligeiramente mais claro que o tipo VIIIc, possui ampla distribuição geográfica sendo encontrado em todos os perfis (Figuras 23 a 29). No geral é mais espesso em relação aos demais tipos, com espessura máxima nas regiões mais profundas do embasamento, para os perfis 04, 05 e 07.

6.3 - Descrição dos perfis sísmicos

Perfil 01

O perfil 01 (Figuras 18 e 23) está localizado na porção leste da Baía da Ilha grande tem aproximadamente 10,5 Km com início a SE, na Enseada do Abraão (Ilha Grande), e término a NW, próximo a Enseada de Itapinhoacanga (continente).

A parte do perfil localizada mais a NW apresenta um grande baixo do embasamento de 2 Km de extensão o qual atinge cerca de 40 metros. De maneira geral, o embasamento neste perfil apresenta quatro regiões relativamente abatidas quando comparada com regiões adjacentes. Em uma dessas quatro regiões verifica-se a sucessiva presença de altos e baixos do embasamento formando cavas sugerindo a existência de paleocanais de drenagem. Na extremidade SE, encontra-se um alto do embasamento que aflora cerca de 5 metros acima do fundo marinho o qual representa o prolongamento da ponta oeste da enseada do Abraão.

As feições de horsts e grabéns marcadas na morfologia do embasamento rochoso deste perfil sugerem um forte controle estrutural, por falhas distencionais, para a região.

O pacote sedimentar possui espessura média de 10 metros com máximo de 20 metros na região dos paleocanais. A sedimentação ao longo do perfil é diferenciada, sendo mais estratificada nos 6.8 Km iniciais passando a mais homogênea na região mais baixa do embasamento voltando a ser heterogênea na região próxima ao continente.

Este é o perfil que apresenta a maior extensão do PGA II, cerca de 1.5 Km do embasamento rochoso deste perfil, em profundidade de 25 metros, encontra-se recoberto por este tipo.

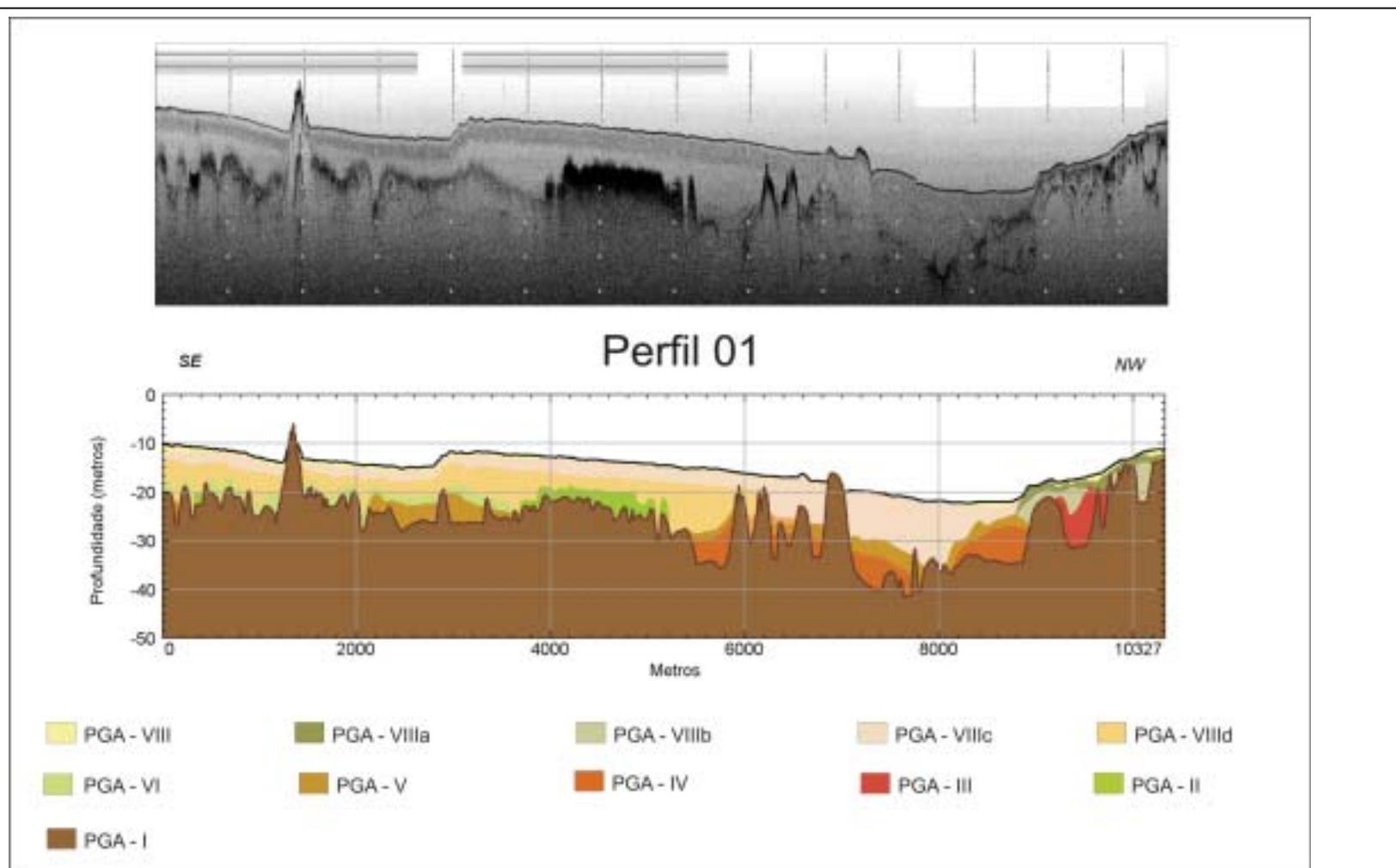


Figura 23: Dado bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 01, exagero vertical de 35x

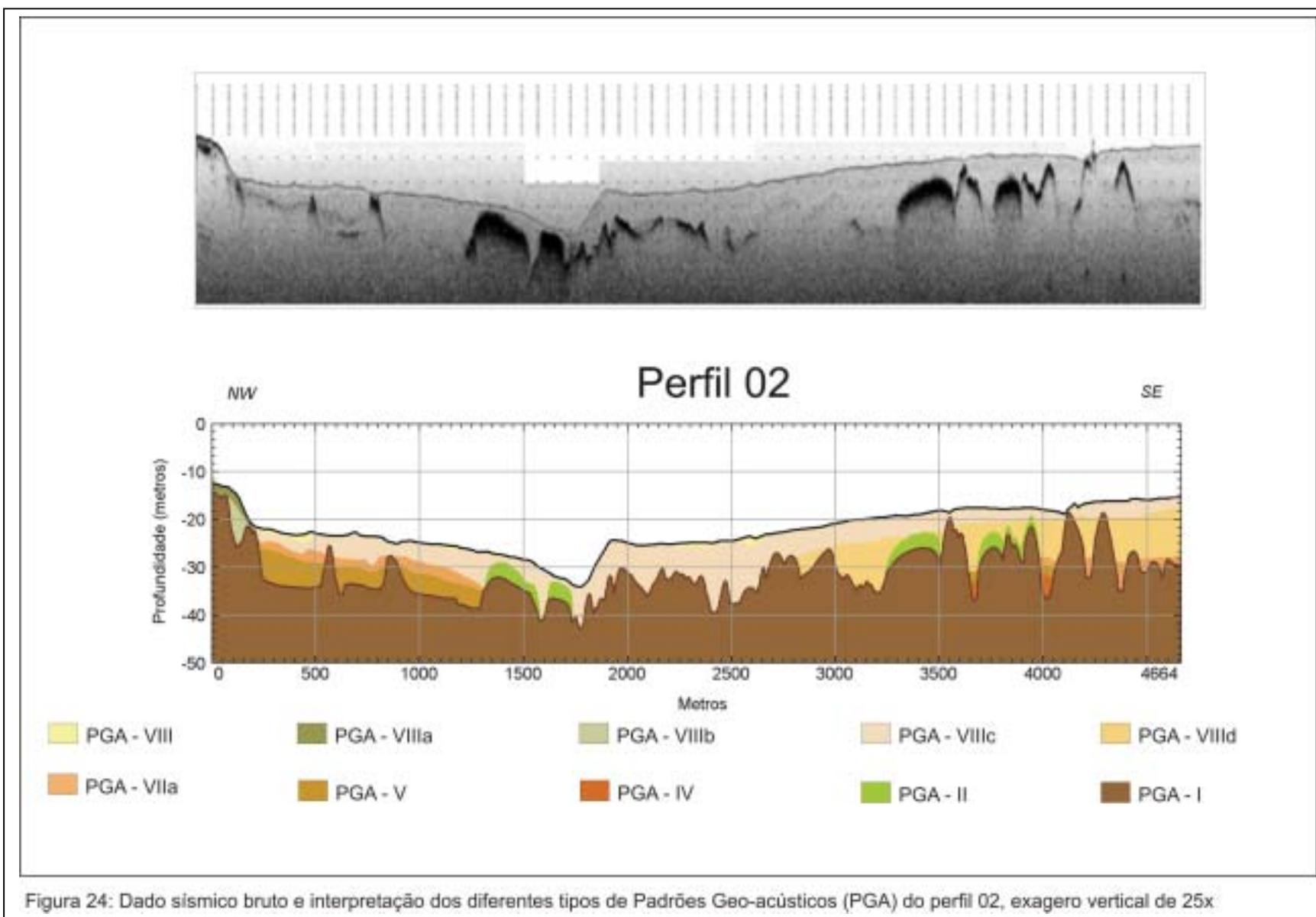
Perfil 02

O perfil 02 (Figuras 18 e 24) localizado no lado leste do canal central da Baía da Ilha grande tem aproximadamente 4.6 Km com início a NW próximo ao terminal petrolífero GEBIG (continente), e término a SE, próximo à ponta norte da Enseada das Estrelas (Ilha Grande). Praticamente toda a extensão deste perfil apresenta embasamento à profundidade de 30 a 40 metros, tendo somente um pequeno trecho, a NW, com embasamento na faixa de 10 a 30 metros e um outro trecho localizado na parte central do perfil com embasamento em profundidade máxima de 40 a 50 metros.

Verifica-se continuidade da morfologia do embasamento sugestiva de presença de horsts e grabéns mapeados no perfil 01, sugerindo também para este perfil, a influência de falhas distencionais, no controle estrutural do embasamento.

Quanto à sedimentação, esta apresenta características semelhantes ao trecho coincidente ao perfil 01. Embora apresente valores máximos de espessura da ordem de 20 metros, conforme no perfil 01, de forma geral percebe-se uma redução do pacote sedimentar do perfil 01 para o perfil 02 (Figura 21).

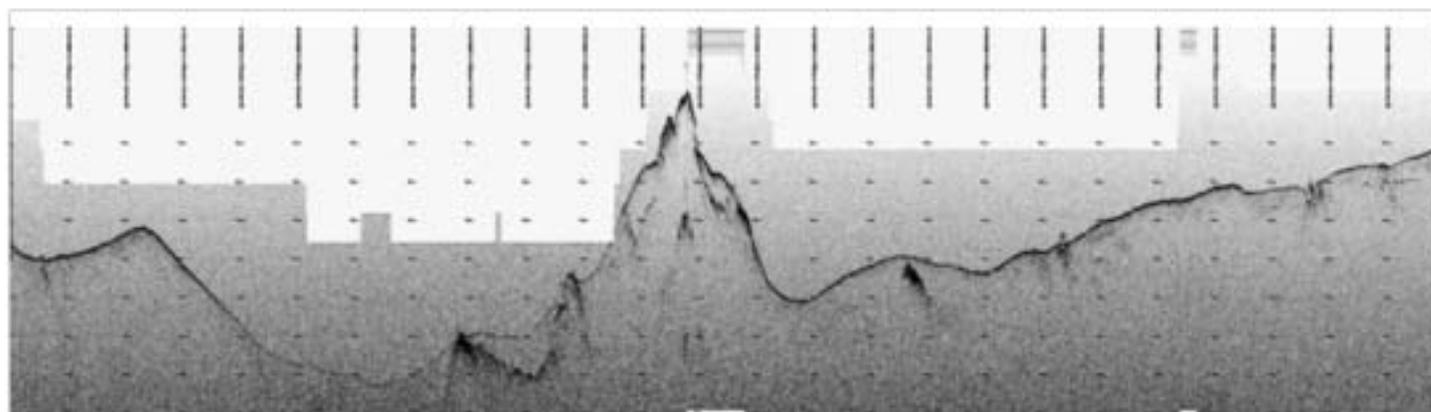
A ocorrência do PGA tipo II ocorre em menor extensão, quando comparada ao perfil 01, e a uma maior profundidade do embasamento na faixa de 30 a 40 metros. Percebe-se ainda que este PGA aparece recobrimdo horsts, que além de mais abatidos, encontram-se também basculados.



Perfil 03

O perfil 03 (Figuras 18 e 25) localizado no canal central na sua região mais estreita tem 2.7 Km com início a SE junto a Ilha dos Macacos e término a NW a oeste do GEBIG. Este perfil corta transversalmente a porção mais estreita do o canal central e apresenta característica única. Dentre todos os registros o perfil 03 representa o mínimo de espessura sedimentar. Observa-se uma única camada recobrimdo o embasamento com valores de espessura variando de 0 a 5 metros com pontos isolados que alcançam 8 metros.

Quanto ao embasamento este apresenta forte gradiente determinado pela presença de um alto de aproximadamente 300 metros de extensão de direção NE-SW, que aflora 10 metros acima do fundo marinho, em profundidade de 5 metros de lâmina d'água. Esta feição possui correlação tanto a leste quanto a oeste respectivamente nos perfis 01; 02 e 04 (Figura 19). Localizado aproximadamente na metade do perfil, este alto do embasamento separa dois grandes baixos, um a sudeste, com profundidade em torno de 50 metros, e outro a noroeste, a 40 metros. A região a sudeste além de ser mais abatida apresenta características de basculamentos de blocos, concordante com as observadas no perfil 02. Da mesma forma que nos perfis 01 e 02, este perfil apresenta evidências do controle de falhas na morfologia do embasamento.



Perfil 03

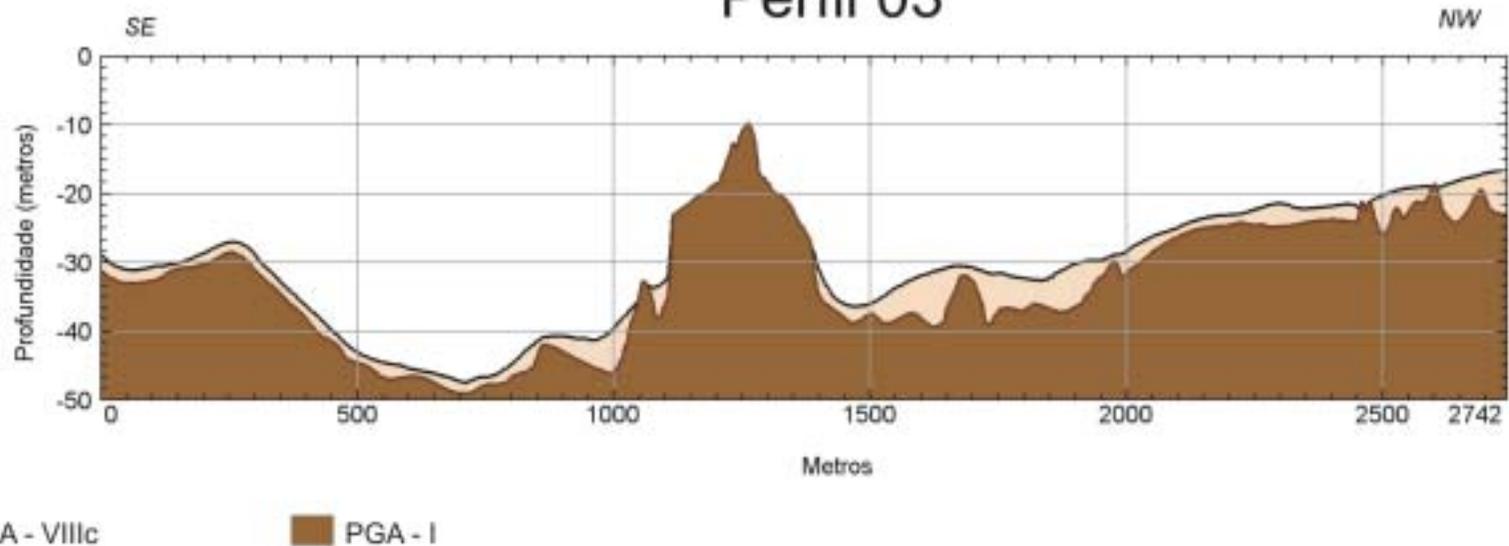


Figura 25: Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 03, exagero vertical de 12,5x

Perfil 04

O perfil 04 (Figuras 18 e 26) localizado no lado oeste do canal central tem 6.3 Km com início a NW e término a SE, a oeste da Ilha dos Macacos. Verifica-se a continuação dos dois baixos encontrados no perfil 03, ocorrendo, porém mais raso, em profundidades médias de 45m a NW, e 30m a SE.

O padrão sedimentar volta a ser semelhante aos perfis 01 e 02, ocorrendo um aumento significativo da espessura sedimentar. Verifica-se, a SE, o mesmo padrão de aporte sedimentar encontrado no perfil 01, a NW. A variação de espessura do pacote sedimentar é da ordem de 2 a 15 metros, sendo os valores máximos encontrado na região de baixo do embasamento.

A ocorrência do eco do tipo II é semelhante ao perfil 02, aparecendo em pequenos horsts do embasamento.

A partir deste perfil em direção a porção oeste começa a aparecer mais efetivamente o horizonte sísmico H3, a sudeste, associado à cota batimétrica menores que 20 metros, o qual sugere a ocorrência de uma superfície erosiva (Figura 33).

Perfil 05

O perfil 05 (Figuras 18 e 27) localizado na porção oeste da Baía da Ilha Grande, possui 11.3 Km de extensão com início a SE, na Enseada do Sítio Forte, e término a NW, próximo a Angra dos Reis. Apresenta profundidade do embasamento predominantemente na faixa de 30 a 40 metros, sendo verificada uma diminuição para ordem de 10 a 20 metros próximo a Ilha Grande, a sudeste, e próximo ao continente, a noroeste, ambas a partir da isóbata de 25 metros.

Neste perfil ocorre aumento da superfície de erosão, sendo esta encontrada a partir da isóbata de 20 metros, tanto a sudeste quanto a noroeste, nesta última sendo mais presente (Figura 33). Percebe-se ainda truncamento desta superfície com o embasamento em profundidades na faixa de 15 a 20 metros.

Quanto ao pacote sedimentar verifica-se a ocorrência de um PGA característico de um ambiente comparativamente de maior energia junto a Ilha Grande e próximo a isobata de 20 metros. De forma geral seu padrão sedimentar assemelha-se ao perfil 04 sendo verificado

espessuras que variam de zero em pontos de afloramento rochoso a 15 metros em pontos rebaixados do embasamento. Entretanto o PGA de tipo II não foi mapeado para este perfil.

Uma característica singular foi observada próxima a Ilha grande onde um alto do embasamento que aflora em 4 metros acima do fundo marinho, parece funcionar como uma barreira ao transporte de sedimentos, aprisionando um padrão geo-acústico (PGA) escuro numa espécie de mini bacia.

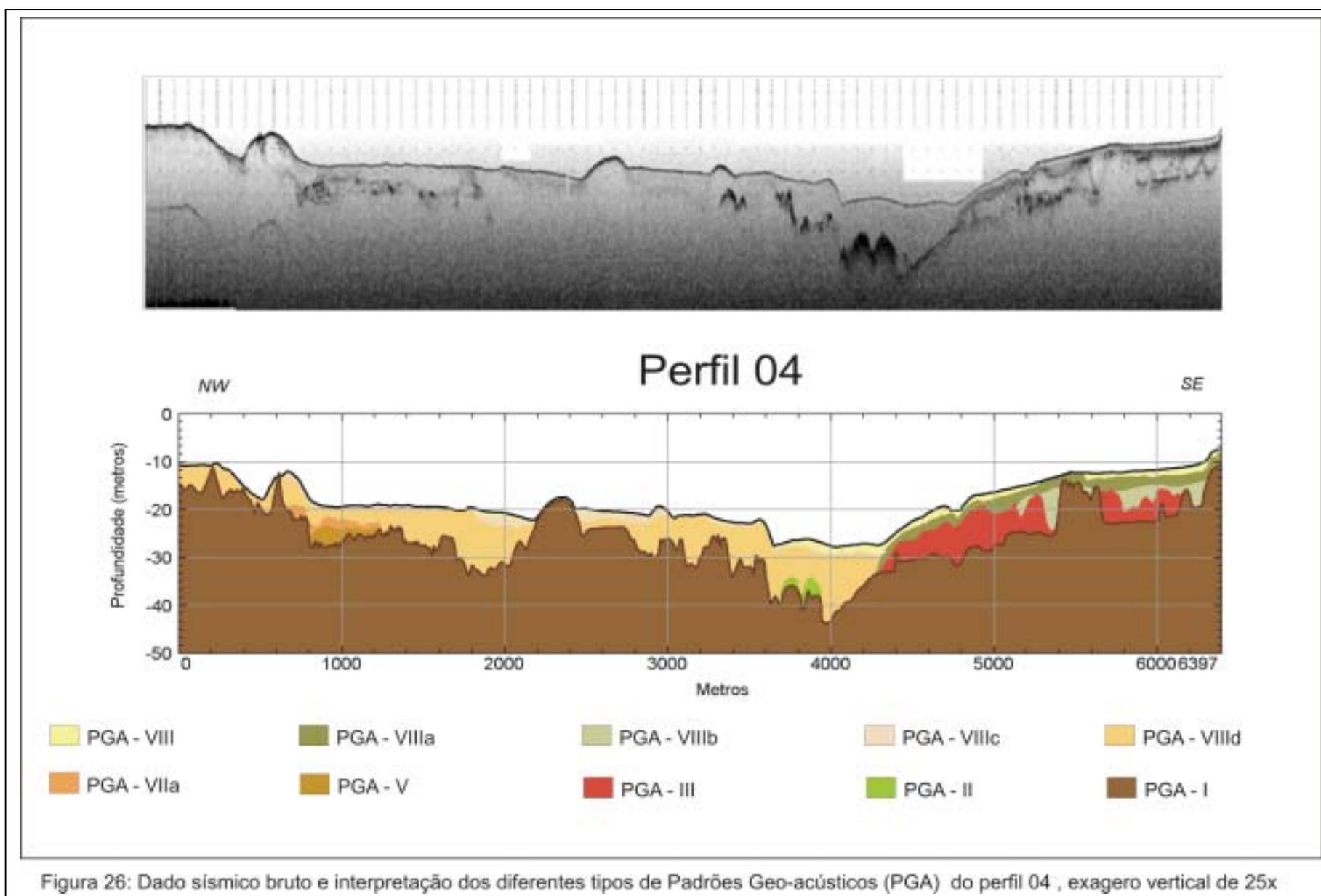
Nota-se ainda impresso no leito marinho a sul deste perfil, o canal dragado de acesso ao GEBIG, o qual também aparece registrado nos perfis 06 e 07.

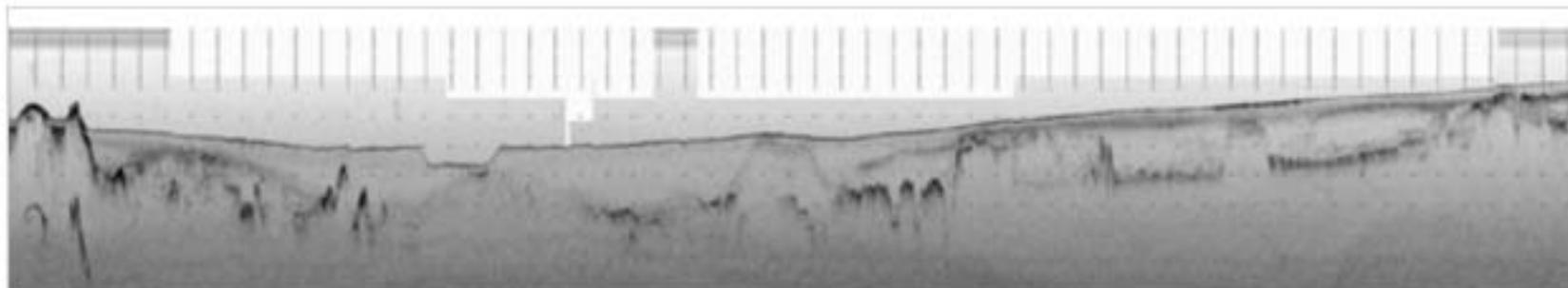
Perfil 06

O perfil 06 (Figuras 18 e 28) localizado também na porção oeste da Baía da Ilha Grande possui 10.4 Km com início a NW, a leste da ilha da Jipóia próximo ao continente, e término a SE, na ponta oeste da Enseada do Sítio Forte na Ilha Grande. Este perfil possui características semelhantes ao perfil 05, tais como a presença da superfície de erosão e predominância da profundidade do embasamento na faixa de 30 a 40 metros. Neste, perfil volta a aparecer o baixo do embasamento na faixa de 40 a 50 metros, a sudeste, junto a Ilha Grande, próximo a isóbata de 25 metros. Esta depressão é limitada a NW por um alto do embasamento que aflora 2 metros acima do fundo marinho, que está alinhado com a presença de uma pequena ilha encontrada na área de estudo.

Quanto a sua distribuição sedimentar esta apresenta característica semelhante aos perfis 05 e 04, com máximo de espessura na ordem de 20 metros nas regiões de baixos do embasamento, sendo a espessura média da ordem de 9 metros.

A presença do PGA II ocorre da mesma forma que no perfil 02 e 04, sendo registrado em áreas um pouco mais extensas.





Perfil 05

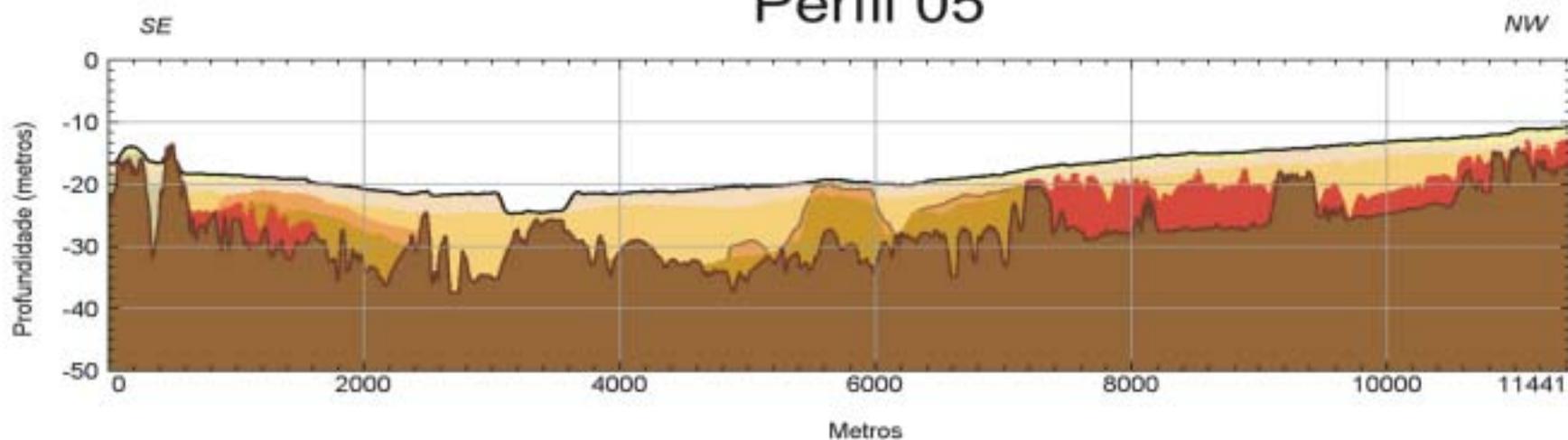


Figura 27: Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 05, exagero vertical de 50x

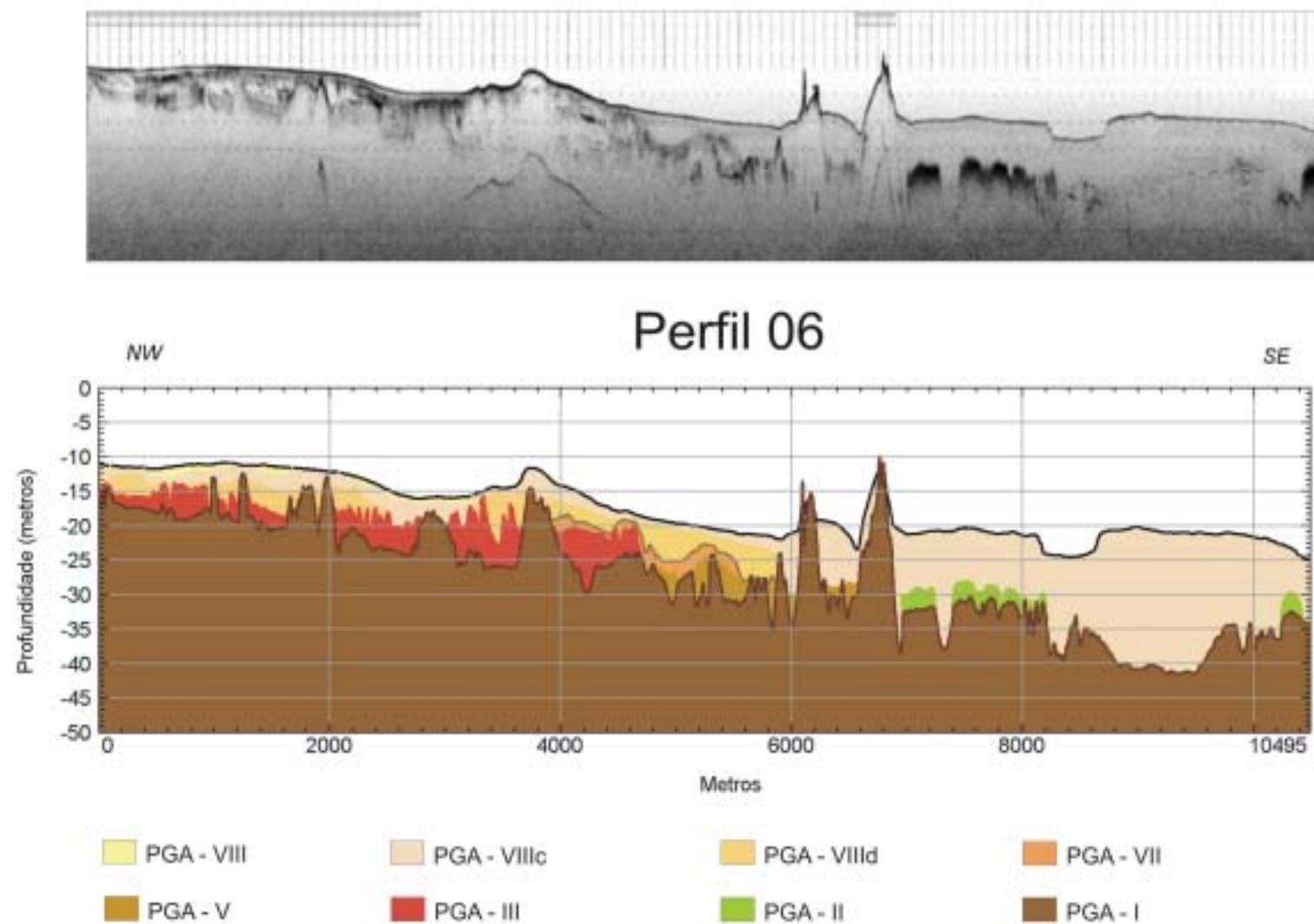
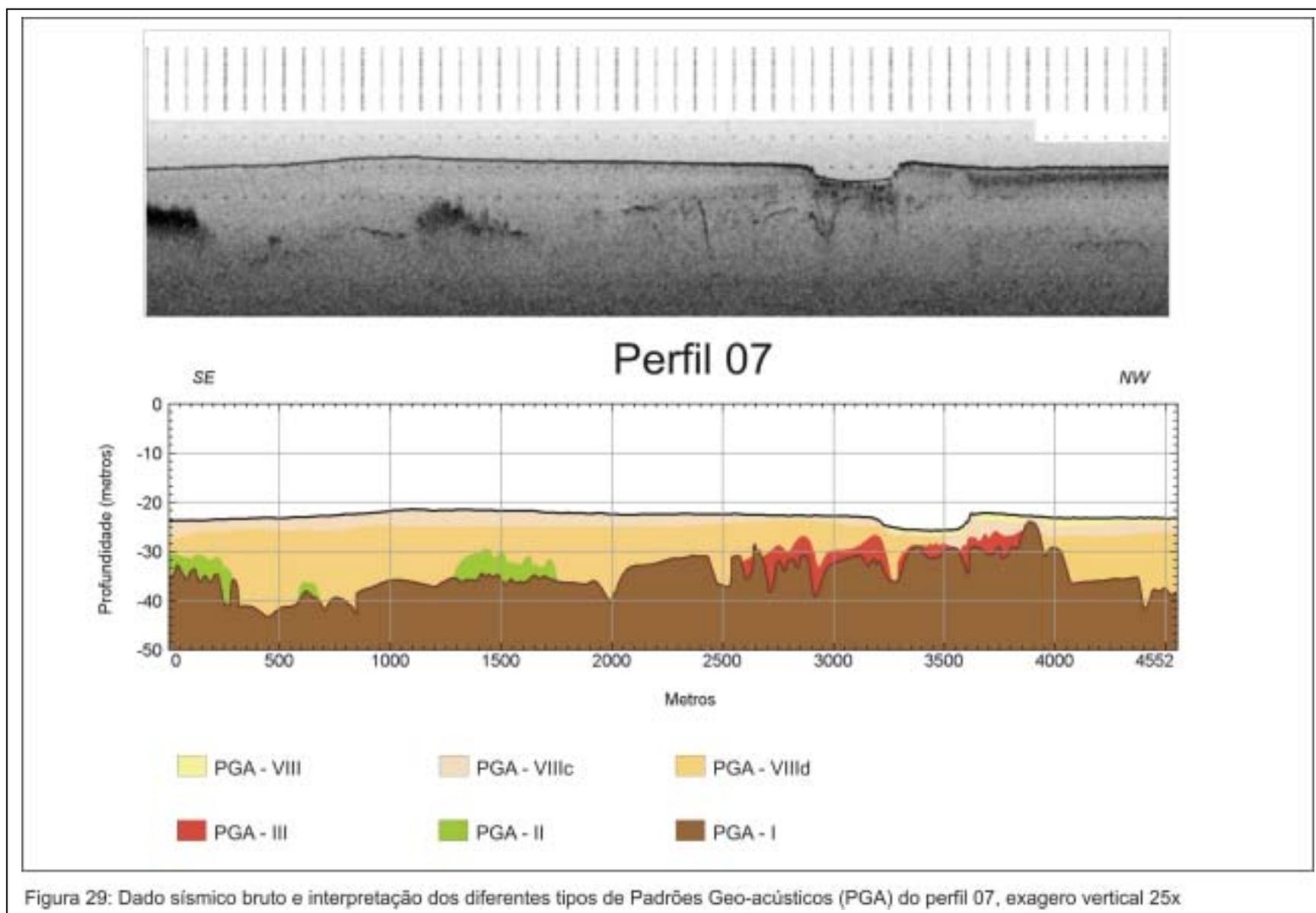


Figura 28: Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 06, exagero vertical de 50x

Perfil 07

O perfil 07 (Figuras 18 e 29) localizado na porção oeste da Baía da Ilha Grande tem 2 Km que inicia a SE, próximo à enseada de Araçatiba na Ilha Grande. Possui em média as maiores profundidades do embasamento, cerca de 35 metros não sendo registrado embasamento superior a 20 metros. A ocorrência do horizonte sísmico que marca a superfície de erosão acontece recobrando o embasamento a uma profundidade média de 35 metros, portanto em maiores profundidades que as encontradas para os perfis 04, 05 e 06. Adjacente a esta superfície encontra-se registrado a presença do PGA tipo II com as mesmas características que no perfil 06.

Quanto o pacote sedimentar, este é, entre todos os perfis, o que apresenta menores variações, mostrando comparativamente um pacote mais homogêneo com espessura máxima de 20 e média de 15 metros.



6.4 - Mapas temáticos

De maneira regional, a análise dos dados sísmicos permitiu a elaboração de mapas temáticos, onde foram mapeados paleocanais de drenagem para a região de estudo, além de fornecer evidências indicativas de paleoníveis do mar. Estas últimas só puderam ser estabelecidas a partir da correlação dos dados obtidos com dados pretéritos descritos na literatura relativos a determinação de antigos níveis do mar, batimetria de detalhe e faciologia da área de interesse, os quais serão discutidos no próximo capítulo.

6.5 - Mapeamento dos paleocanais de drenagem

O mapa da figura 30 mostra a distribuição espacial do embasamento acústico dividido em faixas de profundidade de 50 a 40 metros, 40 a 30 metros, 30 a 20 metros, 20 a 10 metros e de 10 a 5 metros. A análise do mapa permite identificar que a faixa de profundidade do embasamento de 50 a 40 metros (cor azul), comparativamente de menor extensão, promove um alinhamento de direção aproximada leste-oeste na região central do canal central para os perfis 01, 02 e 03. Este alinhamento sofre uma inflexão para SW a partir do perfil 03 a qual se mantém até o perfil 07 sendo somente ausente no perfil 05. Lateralmente, na direção dos perfis, adjacente a essa faixa, verifica-se uma diminuição da profundidade do embasamento para faixa de 40 a 30 metros, representada no mapa pela cor verde nos perfis 02, 04, 06 e 07. À medida que se segue em direção ao continente e a Ilha Grande, o embasamento continua sofrendo uma constante redução de sua profundidade passando para a faixa de 30 a 20 metros (cor laranja), a qual é intermitentemente interrompida pela faixa de 20 a 10 metros (cor amarelo) passando a se manter mais constante a NW, nos perfis 04, 05 e 06.

Uma comparação entre o perfil 07 (porção oeste) e os primeiros 4 Km do perfil 01 (porção Leste) mostra ser o embasamento da porção leste mais raso que o da porção oeste (Figura 30).

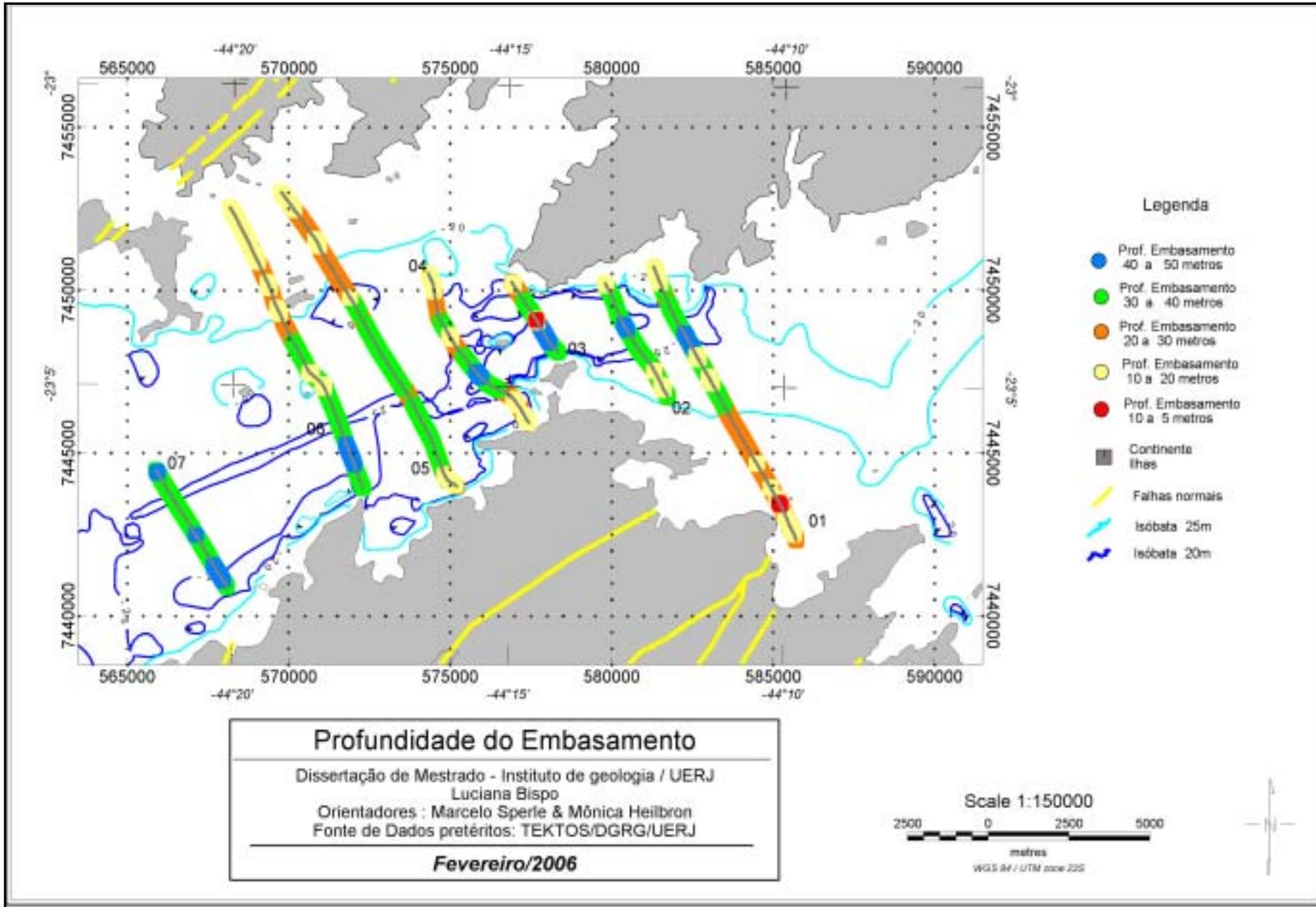


Figura 30: Profundidade (mínima) do embasamento distribuída em faixas de 10 em 10 metros.

Ao analisarmos o oposto, ou seja, os altos do embasamento (profundidades entre 5 e 20 metros) representados no mapa da Figura 30, respectivamente pela cor vermelho e amarelo, verifica-se novamente, a predominância da direção NE-SW, concordante com a direção das estruturas geológicas mapeadas no continente.

Esta alternância de altos e baixos sugere a presença de grabéns e horsts sugerindo forte controle estrutural, na morfologia do embasamento. A identificação dessas feições sugere a ocorrência de paleocanais de drenagem, controlados por um sistema de falhas normais, de direção preferencial NE-SW, com indícios de abatimentos e basculamentos de blocos na porção centro-leste do canal central. Dentre os paleocanais mapeados, destaca-se um canal principal, mais evidente nos perfis 01, 02, e 03, o qual representa atualmente, o eixo do canal central da Baía da Ilha Grande. Da mesma forma paleocanais de menores extensões são identificados nos perfis 01 e 02 nas regiões próximas a Ilha Grande.

Dentro desse contexto, com base na topografia do embasamento, no prolongamento dos lineamentos da linha de costa e drenagem e ainda no prolongamento de falhas já mapeadas na região emersa, infere-se, neste trabalho, a ocorrência de 07 falhas para a região de estudo (Figura 31). Estas falhas seguem o padrão em “bends” ou signóides, obedecendo a direção NE, encontrado nas zonas de cisalhamento que definem à estruturação do embasamento na região da Baía da Ilha Grande. Fotografias registradas durante o trabalho de campo mostram que a morfologia do embasamento é expressa no relevo da região emersa adjacente, sendo possível a visualização da continuação das escarpas de falhas. A figura 32 mostra a correlação de fotografias com a interpretação do perfil sísmico para a ocorrência de 03 falhas, das quais, 02 (falhas A e C) representam a continuidade de falhas já mapeadas na Ilha Grande.

Diversos trabalhos realizados na região emersa adjacente apontam para a ocorrência de eventos neotectônicos Quaternários. Dentre estes, pode-se descartar os trabalhos de Ricomini nas bacias cenozóicas que integram o Sistema de Rift Continental do Sudeste do Brasil. Dentro desse contexto, uma análise do padrão morfoestrutural da região de estudo associado a observações referentes ao padrão de sedimentação, características da rede de drenagem e condicionamento da linha de costa, além de pequenos deslocamentos de refletores sísmicos, sugerem a ocorrência de eventos neotectônicos no controle estrutural/sedimentar da região de estudo. Corroboram a esta hipótese registros de pequenos abalos sísmicos, nos dias atuais, disponíveis no BAMPETRO.

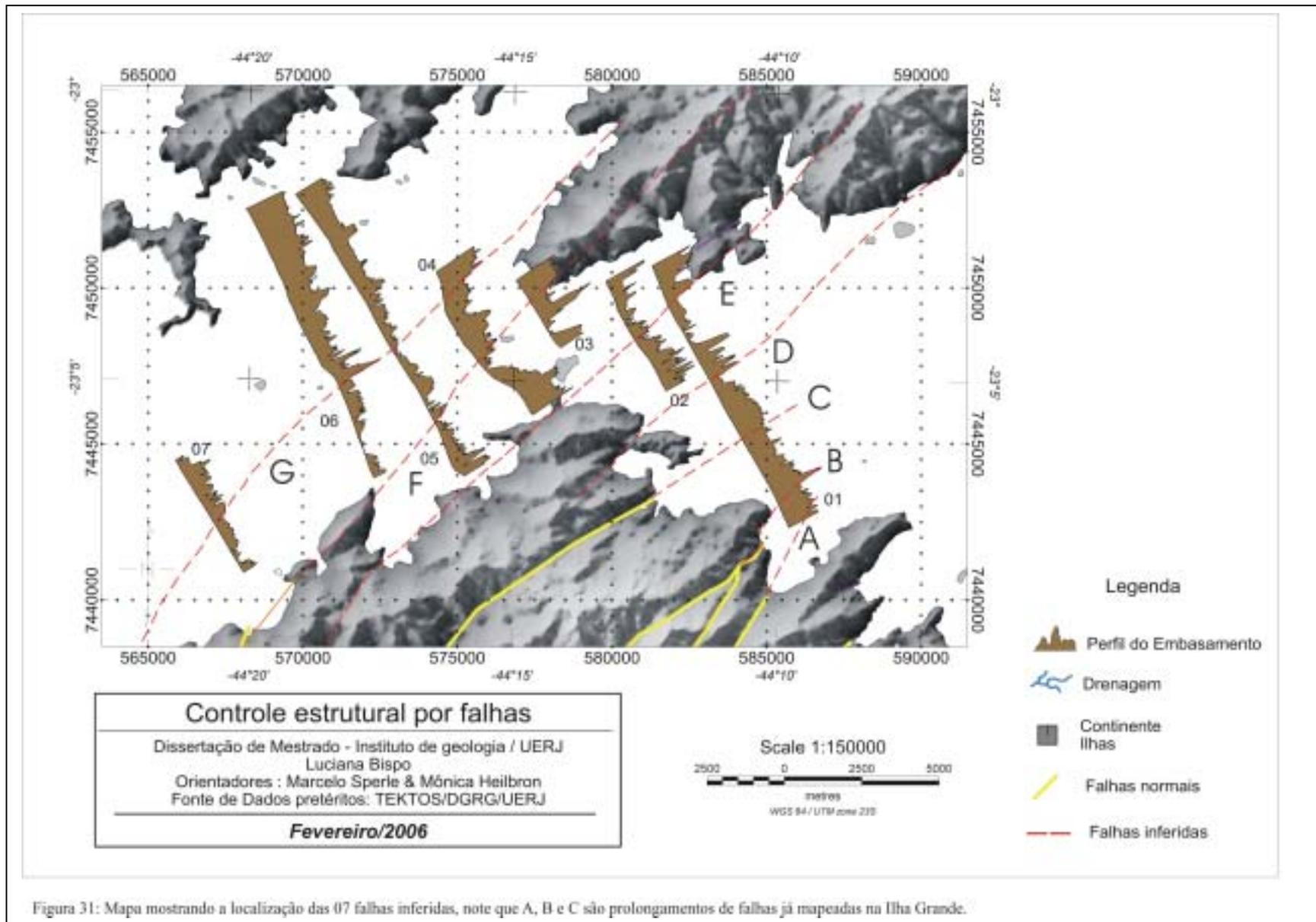
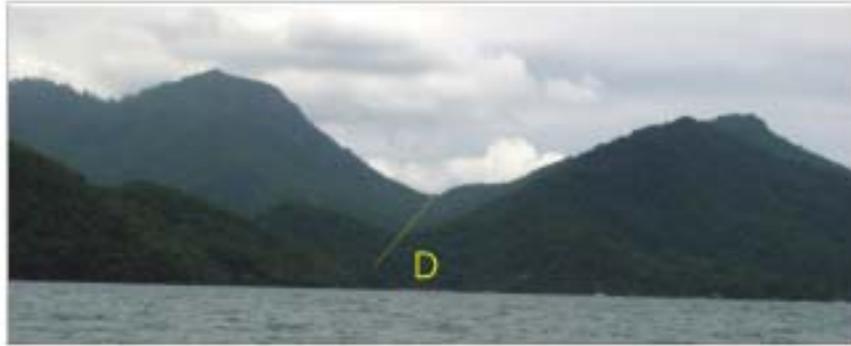
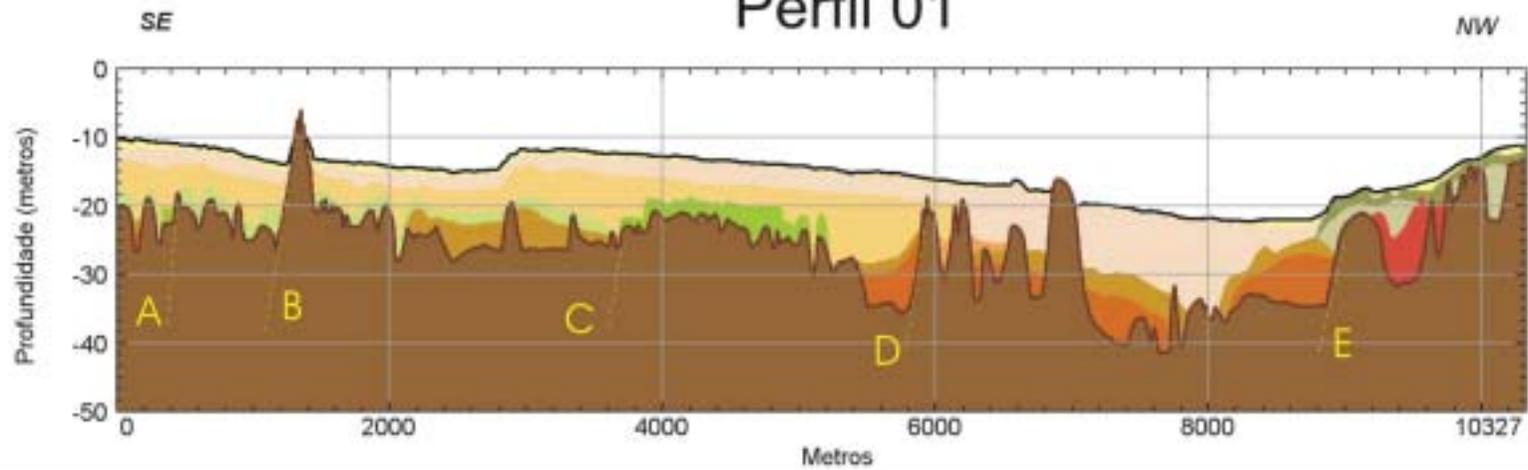
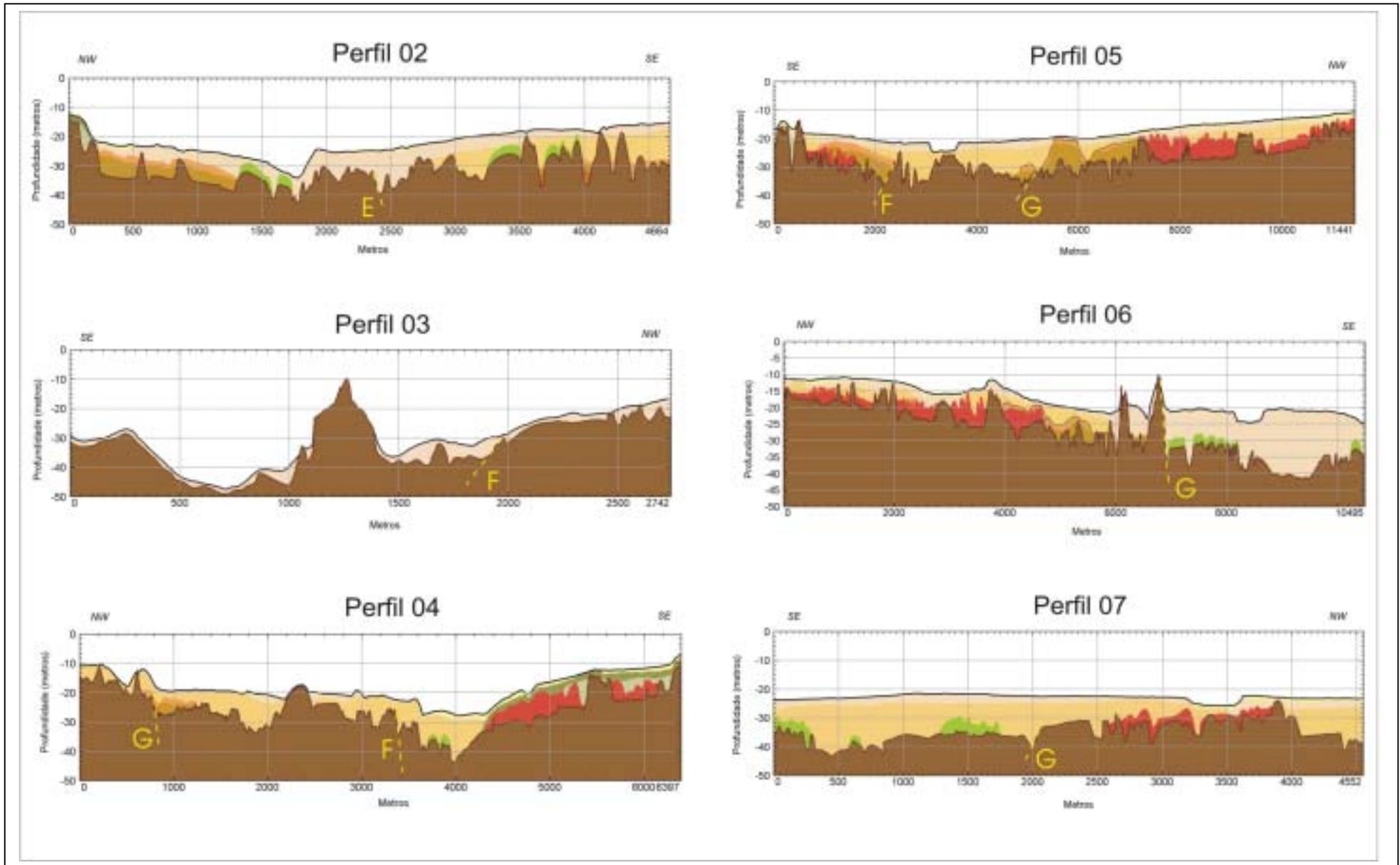


Figura 31: Mapa mostrando a localização das 07 falhas inferidas, note que A, B e C são prolongamentos de falhas já mapeadas na Ilha Grande.



Perfil 01





6.6 - Evidências para níveis do mar pretéritos.

Superfície de erosão

O mapeamento do horizonte 3, que marca o topo do PGA tipo III, determina uma superfície de erosão irregular que trunca o embasamento em profundidades médias de 15 a 20 metros. Esta superfície aparece de forma mais marcante nos perfis 04, 05 e 06 e de forma menos marcante nos perfis 01 e 07. Esta superfície aparece limitada por cotas batimétricas em torno de 20 metros (Figura 33).

Padrão Geo-acústico (PGA) tipo II

Este PGA denota uma camada sedimentar com características singulares de ampla distribuição geográfica (Figura 34). O horizonte 2 que marca esta camada aparece sempre associado a áreas menos escarpadas em topo de horsts do embasamento. Esta característica sugere ser este padrão geo-acústico representante de um depósito residual, provavelmente com origem na transgressão Cananéia, preservado nestes altos em decorrência de um paleo sistema de drenagem estabelecido durante período de mar baixo. A ocorrência deste depósito no perfil 01 (Figura 34) mostra uma associação com a drenagem atual.

Terraço Marinho e Padrão Geo-acústico sugestivos de ambiente de maior energia.

A NW do perfil 05, próximo a isobata de 20 metros, percebe-se a presença do PGA tipo VII (Figura 27). A feição deste PGA sugere o estabelecimento de uma paleopraia. Além deste, o tipo VIIa que aparece a NW nos perfis 02 e 04 (Figuras 24 e 26) e a SE nos perfis 02 e 05 (Figuras 24 e 27) possui característica acústica, marcada por uma forte refletividade, o que remete a uma textura de sedimento do tipo areia, indicando portanto, um ambiente de maior energia durante a sua deposição. Além desta característica ocorre a evidência de processos erosivos, o que sugere evidências para uma paleolinha de costa.

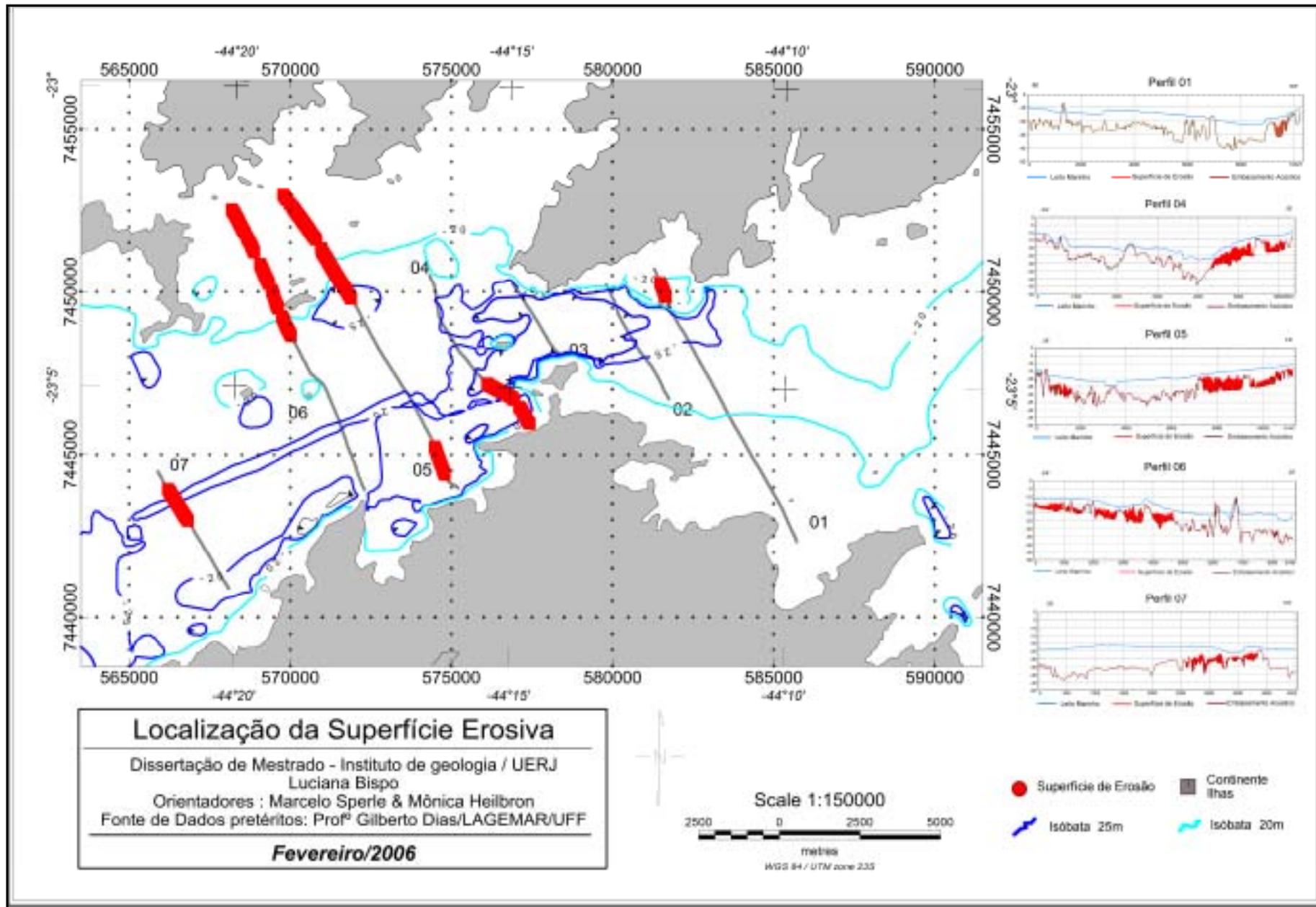


Figura 33: Localização do mapeamento do horizonte sísmico 3, note a presença deste associado a isóbata de 20m.

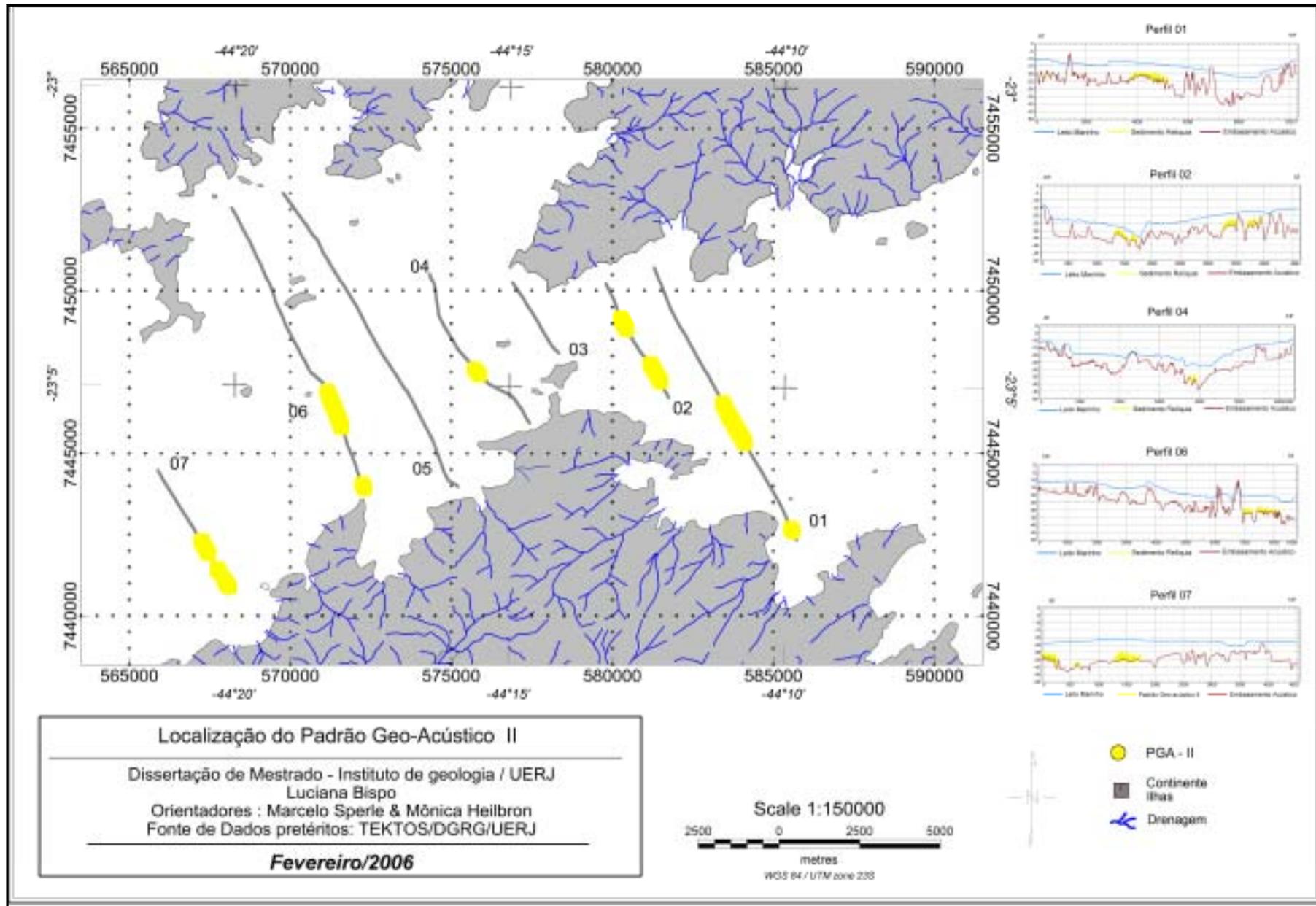


Figura 34: Localização do horizonte sísmico 2, note a associação deste horizonte, no perfil 01 com a drenagem.

7 – DISCUSSÃO

7.1 – Controle das estruturas e sedimentação.

De acordo com Suguio e Martin, (1978) e Martin e Suguio (1978), a região da Baía da Ilha Grande, quando comparada com regiões adjacentes, tanto ao sul quanto ao norte, denota característica individual marcada por uma redução dos depósitos sedimentares costeiros. Esta característica estabelece para a região uma configuração batimétrica que guarda reflexos decorrentes do último evento regressivo-trasgressivo (Mahiques, 1987). O mapa batimétrico de detalhe mostra uma morfologia submarina, para esta região, indicativa de feições características de canais fluviais submersos, decorrentes de períodos de nível de mar mais baixo que o atual. Estes canais são de fácil observação à sudeste da área, nos perfis 01 e 02, e na região centro e centro-leste do canal central nos perfis 01, 02, 03 e 04, onde ocorrem associados a significativos abatimentos de blocos do embasamento, que atingem as maiores profundidades na faixa de 40 a 50 metros (Figura 35).

Medeiros (2003), corrobora com esta discussão acreditando que estas feições batimétricas representam eixos de paleovales fluviais afogados que possuem configuração e orientação preferencial ortogonal NW e NE similar ao padrão da rede de drenagem atual, observado no continente. Associa também a influência dos principais *sets* de fraturas de orientação NNW e a influencia do dique básico de orientação NE na configuração de canais localizados respectivamente na entrada da baía, na região central da porção oeste e no interior da baía da Ribeira, o que indica o reflexo do papel das estruturas na fisiografia de fundo da baía.

Essas relações entre estruturas geológicas e fisiografia do fundo marinho tem sido objeto de outros estudos. Fontoura (2001) através da interpretação de dados de sísmica rasa na área centro-leste do canal central da Baía da Ilha Grande, associa a presença de regiões abatidas do embasamento com direções concordantes às falhas que ocorrem na Ilha Grande. Furtado (1995) atribui a origem do canal de São Sebastião, localizado no litoral norte de São Paulo, a sul da área de estudo, um condicionamento estrutural, por sistemas de falhamentos mesozóico-cenozóicos. Ressalta-se que igualmente a área de estudo, este canal encontra-se inserido no litoral das Escarpas Cristalinas (Figura 9) e possui características fisiográficas muito semelhantes às encontradas para o canal central, com profundidades ao longo de seu eixo da ordem de 45m circundadas por uma batimetria mais rasa em torno de 20 a 25m.

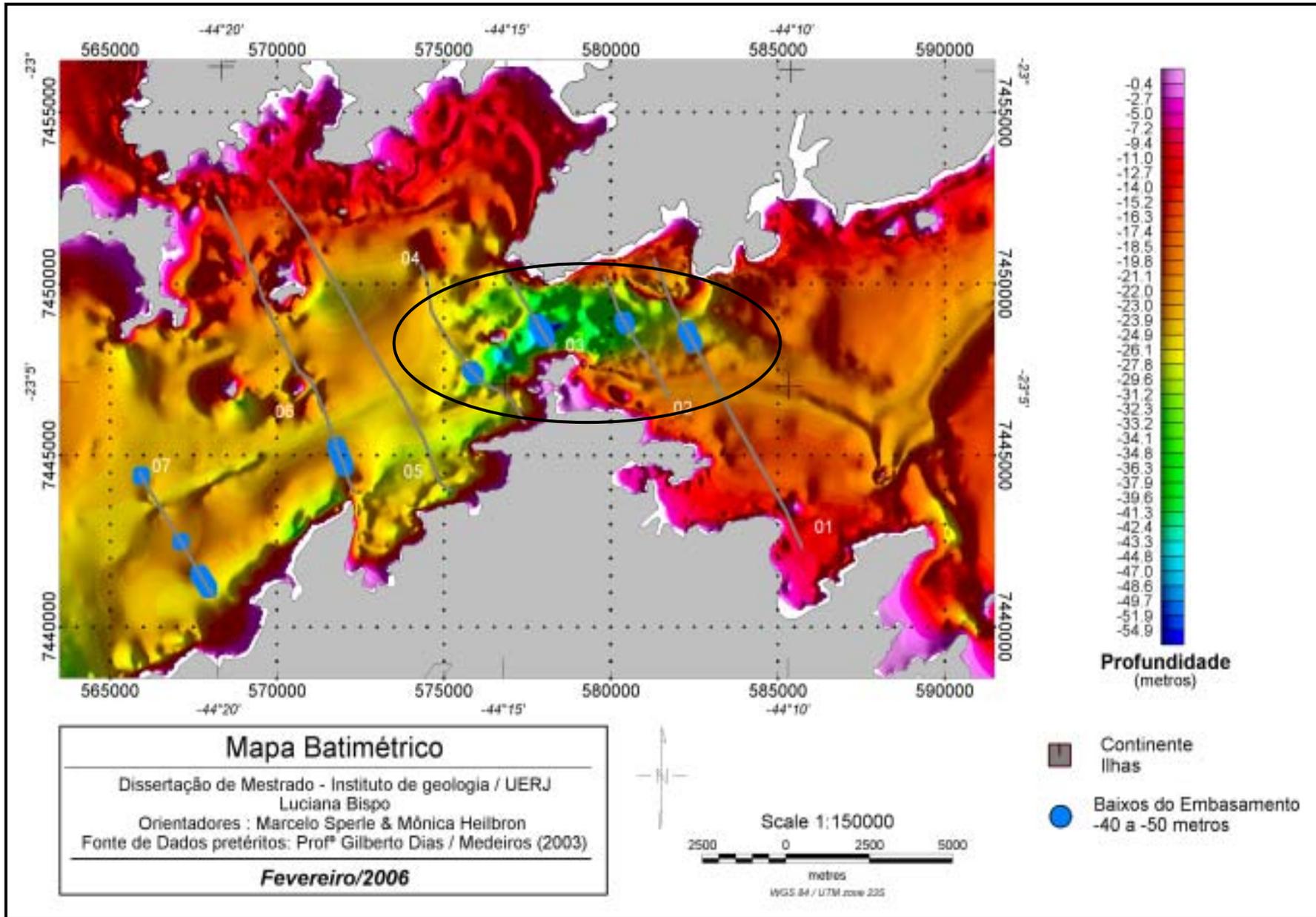


Figura 35: Mapa Batimétrico da área de estudo, modificado de Medeiros (2003). Destaca-se a associação da depressão batimétrica com importantes baixos do embasamento rochoso.

O controle de estruturas geológicas na morfologia do embasamento é evidenciado nos perfis sísmicos através da identificação de feições morfológicas indicativas de grabêns e horsts concordantes com a direção preferencial, NE-SW de falhas mapeadas no continente e na Ilha Grande, sendo o prolongamento dessas últimas identificadas nos registros sísmicos (Figuras 31 e 32). A localização dessas estruturas se relaciona às feições batimétricas indicativas dos paleocanais a SE, os quais parecem ter funcionado como uma rede de paleodrenagem secundária a uma paleodrenagem principal associada ao grande baixo do embasamento mapeado na região centro e centro-leste do canal central (Figura 36).

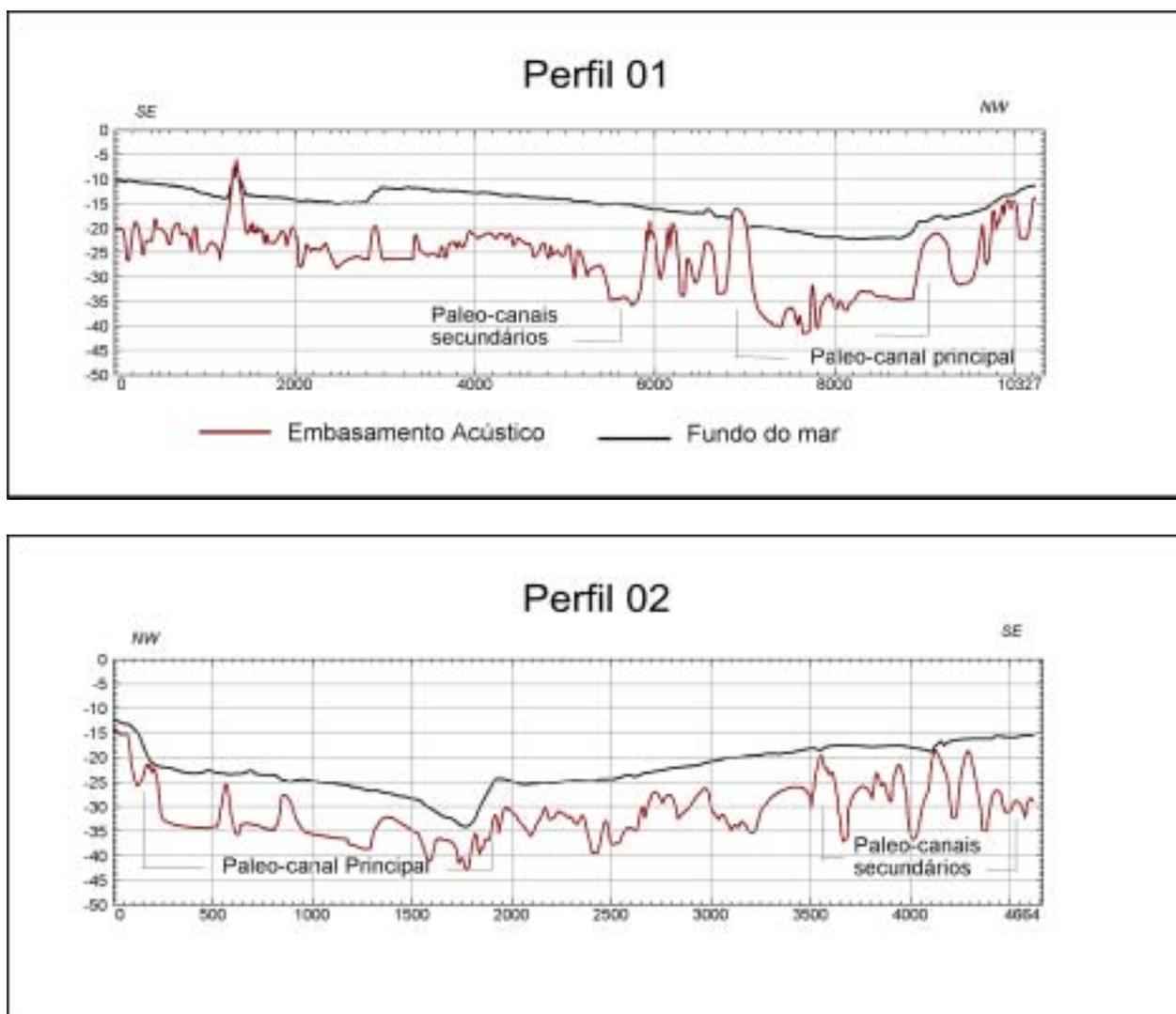


Figura 36: Mapeamento dos paleocanais fluviais, principal e secundários, na área de estudo.

De acordo com Mahiques, (1987) durante o período glacial de 18.000 anos AP toda a região de estudo encontrava-se emersa com uma rede de drenagem fluvial bem estabelecida proveniente da Baía de Sepetiba. Este paleocanal fluvial aparece no mapa batimétrico como

uma forte depressão batimétrica, destacada no mapa da figura 35, com profundidades médias de 45 metros, circundada por profundidades mais rasas com valores de 25 a 30 metros. Esta depressão batimétrica, de maior destaque, que ocorre na região mais estreita entre a Ilha Grande e o continente, é verificada no perfil 03, o qual representa uma região de mínima espessura sedimentar. A interpretação dos dados sísmicos neste estudo associa esta depressão batimétrica a um grande baixo do embasamento, com profundidades na ordem de 40 a 50 metros. O mapa de contorno estrutural (Figura 37) mostra este baixo do embasamento bem marcado regionalmente, parecendo ter funcionado como um paleocanal principal do sistema de drenagem estabelecido durante o máximo regressivo pleistocênico.

Os perfis sísmicos mostram que este baixo apresenta direção predominante NE-SW nos registros 06, 04 e 03 sofrendo ligeira inflexão para oeste nos perfis 02 e 01 (Figura 37). Esta direção mostra-se concordante com a direção predominante (NE-SW) de estruturas geológicas, foliações e zonas de cisalhamento, pré-Cambrianas as quais serviram de controle para o estabelecimento de falhas e fraturas mesozóicas e cenozóicas de mesma direção, mapeadas no continente e na Ilha Grande. Da mesma forma, a análise realizada a partir do mapeamento de regiões de alto do embasamento (Figura 37) revela direção predominante NE-SW, o que sugere um forte condicionamento estrutural para a área.

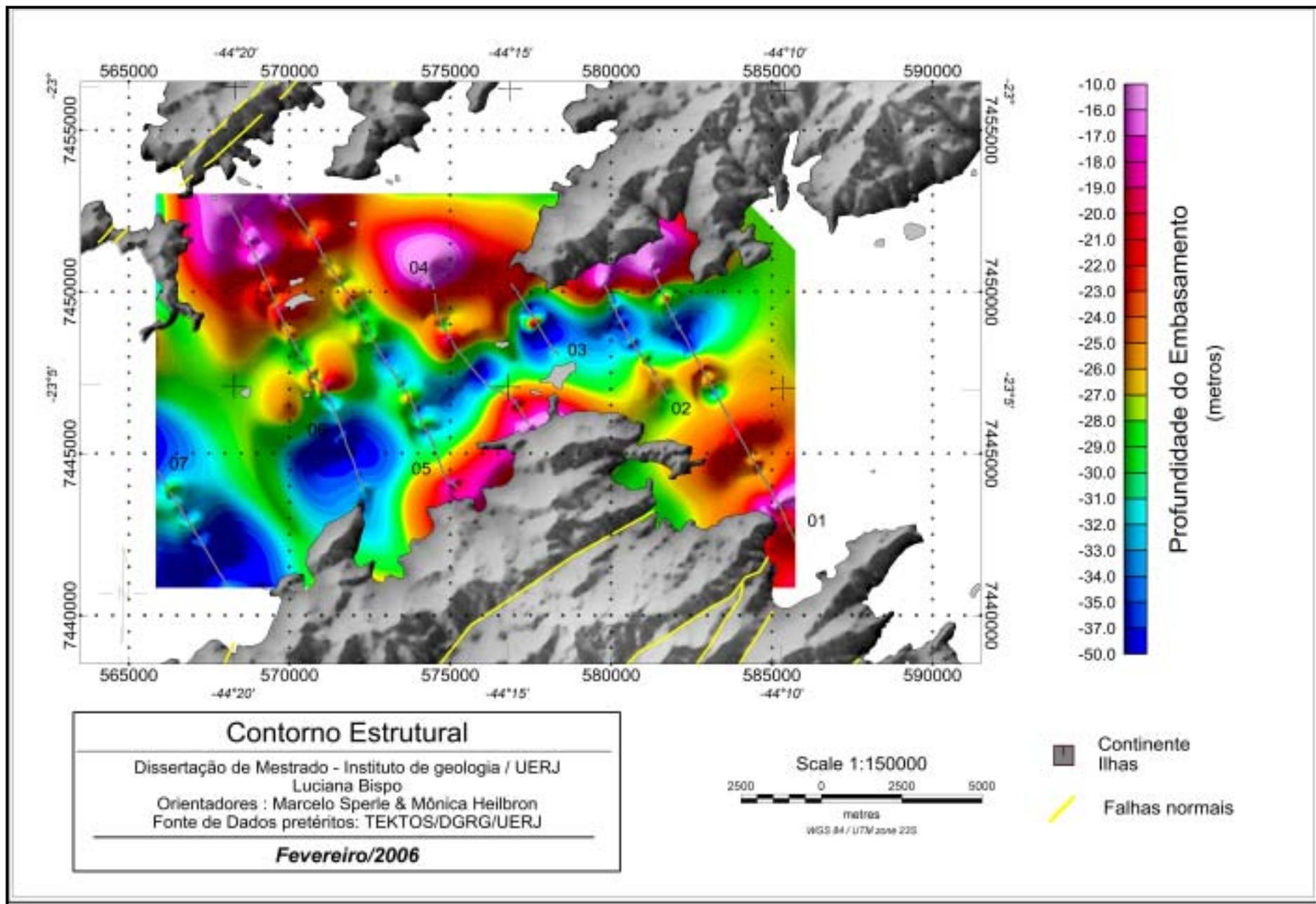


Figura 37: Mapa do contorno estrutural do embasamento associado a topografia das áreas emersas. Note a correlação de direção da morfologia do embasamento com as falhas da região emersa.

Nota-se, portanto a influência do condicionamento estrutural marcado por abatimentos diferenciados do embasamento, para a origem deste baixo com reflexos na batimetria até o presente. Este reflexo é mais evidenciado na região do perfil 03 na qual encontramos as menores espessuras sedimentares e as maiores profundidades do embasamento de toda a área mapeada. À medida que caminhamos do perfil 03 para leste, verificamos que esta depressão torna-se menos evidenciada pela batimetria atual, como acontece também na região do perfil 04, a oeste. O reflexo na batimetria torna-se menor ainda a sudoeste do perfil 04. (Figura 35)

7.2 - Controle da Hidrodinâmica na sedimentação

A menor expressão da depressão batimétrica fora da porção central do canal central (perfil 03) é atribuída ao aumento da sedimentação, tanto a leste quanto a oeste, que encobre a depressão do embasamento aplainando o fundo marinho. Essa relação entre depressão batimétrica e sedimentação também foi verificada no canal de São Sebastião por Furtado (1995), igualmente ao canal central, o canal de São Sebastião apresenta aumento da espessura sedimentar, da região central do canal em direção as suas extremidades. Ainda de acordo com este autor, a baixa deposição no centro do canal pode ser associada a uma aceleração de corrente nesta região devido a seu estreitamento (aproximadamente de 6 Km nas extremidades para 2Km no centro), com transporte sedimentar resultante no sentido NE. Trabalhos realizados por pesquisadores do Instituto Oceanográfico da USP indicam para a região da Baía da Ilha Grande um padrão regional de circulação, semelhante ao encontrado no canal de São Sebastião, com circulação predominante de oeste para leste, sendo este, também, intensificado na região do canal central.

Ceccopieri (2001), com base em estudos sobre forma de fundo na região centro-leste da Baía da Ilha Grande, associado a estudo hidrodinâmico realizado por outros autores (Ikeda *et al.*, 1989a, b; Signorini, 1980; Côrrea *et al.*, 1997 e Fragoso, 1999), inferiu que os processos de transporte de sedimento atuantes na parte central da Baía da Ilha Grande seriam predominantemente de baixa energia, e a sedimentação, controlada por processos hidrodinâmicos influenciados por forçantes atmosféricas, tais como a passagem de sistemas frontais ou a atuação de ventos fortes na plataforma interna, que interferem na circulação da região do canal central. De acordo com Ceccopieri *op cit*, esta circulação seria influenciada por efeitos combinados de correntes e ondas, com predominância de correntes agindo sobre o fundo, as quais apresentam diminuição de seu efeito de leste para oeste.

Ferreira da Silva *et al*, (1996) estudando a porção oeste da Baía da Ilha Grande, determinou que as ondas mais frequentes atuantes são oriundas das direções: E, NE, SE, S e SW, sendo as de maior altura vinculada às direções S, SE e SW. Baseado nessa informação pode-se inferir, que a influência das ondas de maior energia, na área, a leste e sudoeste do perfil 03, sofre processos de refração e difração ocasionados pela presença da Ilha Grande, que funciona como zona de sombra para ondas de sul, e dissipa a energia de ondas de direção sudeste e sudoeste, respectivamente a sudoeste e a leste do perfil 03.

Assim sendo, baseado na discussão apresentada acima, o aumento de deposição verificado a leste e a oeste do perfil 03 pode estar associado a uma menor hidrodinâmica nestas áreas, quando comparada com a porção central do canal central. Dentro desse contexto, pode-se sugerir que a região central do canal central é uma região não propícia a deposição, devido à conjunção de parâmetros geológicos e oceanográficos discutidos anteriormente.

Vale aqui ressaltar que não faz parte dos objetivos deste estudo, explicar a possível ocorrência de sedimento lamoso na porção central do canal central, mesmo sabendo que esta é uma questão de interesse da comunidade científica, que têm levantado hipóteses sobre a existência de um balanço favorável entre partículas em suspensão e atividades de ondas e correntes no controle deposicional de sedimentos finos, quando a concentração destes sedimentos for grande o suficiente para superar o efeito das correntes.

7.3 - Evidência de mudanças do nível do mar durante o Quaternário.

O processo de desenvolvimento de uma margem continental é o resultado de um *set* de parâmetros geológicos e oceanográficos (Mahiques, *et al* 2002) que interagem entre si ao longo do tempo para compor o cenário geomorfológico atual de uma certa região. Um exemplo dessa interação é descrito por Mahiques *et al*, (2004) em pequenas planícies costeiras, localizadas na região compreendida entre o Cabo de Santa Marta e Cabo Frio. Esta relação refere-se à configuração da atual linha de costa com o alinhamento da Serra do Mar, a qual é evidenciada no arranjo das isóbatas da região submersa adjacente. Dentro desse contexto, o presente estudo procurou sugerir evidências de níveis pretéritos do mar para a parte da região da Baía da Ilha Grande que compreende toda extensão do canal central e pequenas partes das porções leste e oeste.

As evidências para níveis pretéritos do mar na Baía da Ilha Grande encontradas neste estudo possuem fundamentação científica baseadas na comparação entre a distribuição geográfica e a identificação de diferentes tipos dos padrões geo-acústicos (PGA) presentes nos perfis sísmicos interpretados, com a evolução sedimentar desta baía proposta por Mahiques, (1987). Procura-se desta forma, juntamente com o estabelecimento de cotas pretéritas para o nível do mar na plataforma continental sudeste brasileira descritas por Mahiques, *et al* (2002, 2004), Angulo & Lessa (1997), Martin & Suguio, (1989) Corrêa *et al*. (1980) e Suguio & Martin, (1978) corroborar com novos dados que evidenciem a evolução desta baía ao longo do Quaternário.

Martin & Suguio, (1978), reconhecem a cota de 8 m acima do nível atual em 120.000 anos AP para o litoral paulista e a denominam como Transgressão Cananéia, onde o mar atinge o sopé da Serra do Mar. Seguido de uma fase regressiva com clímax na cota de -110 metros há cerca de 18.000 anos AP. Entre 18.000 e 7.500 anos AP, Corrêa *et al*. (1980), reconhece, para a plataforma continental sudeste brasileira, 05 níveis pretéritos de estabilização do nível do mar, referenciados ao nível de mar atual, aos quais, o autor, baseado na curva eustática publicada em 1968 por Milliman & Emery, atribui as seguintes idades: -80 a -90m → ±11.500 anos AP; -60 a -75 m → 11.000 anos AP; -50 m → 10.000 anos AP; -32 a -45m → 9.000 anos AP; -20 a -25m → 7.500 anos AP. Já as variações relativas do nível do mar no Holoceno superior, apresentada por Angulo & Lessa (1997), mostram continuidade do processo transgressivo em 7.500 anos AP com clímax entre 5000 e 5400 anos A.P para cotas de +3 metros, seguida por um declínio progressivo com diferentes taxas até o nível atual. De acordo com Suguio *et al.*, (1985) a curva de variação do nível relativo do mar para a região de

Santos mostra que o zero atual foi cortado aproximadamente em 6.800 anos A.P. Assim diante dessas informações 02 grandes ciclos transgressivos-regressivos podem ser identificados para a região durante o período de 120.000 anos AP, até o presente.

Mahiques (1987) descreve a evolução sedimentar da baía da Ilha Grande em cinco estágios, os quais estão intimamente relacionados a variações do nível do mar na costa brasileira nos últimos 18.000 anos. A tabela abaixo traz um resumo desta evolução.

Estágios	Idade	Evento	Cota (m)	Caracterização
1°	18.000	Máximo regressivo	-90m	<ul style="list-style-type: none"> • Emerção total, processos sub-aéreos • Rede de drenagem proveniente da baía de Sepetiba
2°	11.000 a 10.000	Estabilização do nível do mar	-45m	<ul style="list-style-type: none"> • Parcial submersão da porção Oeste e emersão da porção Leste.
3°	8.000	Transgressão marinha	-20 a -25m	<ul style="list-style-type: none"> • Início da submersão da porção Leste • Intensa erosão e formação de depressões isoladas, aprofundadas, pela ação das marés no canal central.
4°	5.100	Máximo da transgressão Holocênica	+5m	<ul style="list-style-type: none"> • submersão das planícies costeiras. • Início do processo de deposição de pelitos em áreas mais abrigadas da baía, inclusive no canal central.
5°	2.500	Pequena regressão marinha	0	<ul style="list-style-type: none"> • estabelecimento do padrão hidrodinâmico costeiro atual.

Posteriormente, Mahiques e Souza (1999), baseados em dados de sísmica rasa e testemunhagem, estabelecem relação entre unidades sísmicas rasa e variações relativas do nível do mar no Quaternário para a região de Ubatuba, ao sul da região desse trabalho, revelando a ocorrência de 04 unidades sísmica, separadas por refletores de expressão regional. Segundo os autores, as duas unidades superiores (U1, U2) correspondem respectivamente a depósitos do Holoceno e do Pleistoceno Superior e as duas unidades inferiores (U3 e U4) a eventos transgressivos decorrentes da transgressão Cananéia em 120.000anos AP. Esses dois grupos de unidades encontram-se separados por um refletor sísmico denominado como R2, o qual é interpretado como uma superfície erosiva desenvolvida no intervalo de tempo compreendido entre o máximo da transgressão Cananéia e o máximo da regressão Pleistocénica, ou seja, durante o período de 120.000 a 18.000 anos AP, respectivamente.

Seguindo essa mesma linha, neste trabalho, os horizontes sísmicos e os 13 tipos de PGA mapeados foram separados em grupos. Tomou-se como partida, para tal, a identificação do horizonte 3. Este horizonte que marca o PGA tipo III foi correlacionado ao refletor sísmico R2, em função da semelhança verificada entre estes. Ambos apresentam formas irregulares e truncam o embasamento em profundidades próximas a 20 metros.

Uma outra observação interessante refere-se à distribuição do horizonte 3, que ocorre limitado pela isóbata de 20 e 25 metros, tanto a NW quanto a SE. (Figura 33). De acordo com as cotas de estabilização do nível do mar descritas por Corrêa *et al* (1980), esta seria a cota de nível do mar em 7.500 anos AP, período no qual, de acordo com Mahiques, (1987) o mar ocupava a porção oeste e parte da porção leste da Baía da Ilha Grande.

A partir da identificação desta superfície de erosão, o PGA tipo III, que ocorre depositado diretamente sobre o embasamento em cotas próximas e superiores a -20m, foi então correlacionado a depósitos decorrentes da transgressão Cananéia. Além deste, o tipo II também foi correlacionado a esta transgressão. Sua ocorrência em altos relativos do embasamento (Figura 34) sugere forte correlação com o paleo sistema de drenagem mapeado. A partir, então da associação deste PGA com o sistema de drenagem estabelecido para o máximo regressivo no Pleistoceno, este foi classificado como um depósito residual, remanescente da transgressão Cananéia, sendo preservado pelo sistema de drenagem estabelecido na época.

Outra observação que corrobora com esta interpretação, refere-se à ocorrência deste PGA no perfil 01. Diferentemente dos outros perfis que apresentam o PGA II, o perfil 01 mostra uma correlação espacial com o sistema de drenagem ainda presente.

Sperle *et al*, (2005) em um trabalho realizado na Baía de Guanabara de associação de perfis sísmicos com testemunhagem, verificou a presença de um padrão acústico com características semelhantes ao PGA II, encontrado neste estudo. Da mesma forma que para a região da Baía da Ilha Grande, na Baía de Guanabara, este PGA aparece sempre localizado em altos do embasamento e associado à presença de paleocanais (Figura 38). Análises macroscópica e granulométrica realizadas, por esses autores, mostraram que este padrão acústico representa sedimento inconsolidado com baixa concentração de mineral pesado, alta concentração de quartzo e alto grau de arredondamento e retrabalhamento sugerindo a presença de areias transgressivas marinhas.

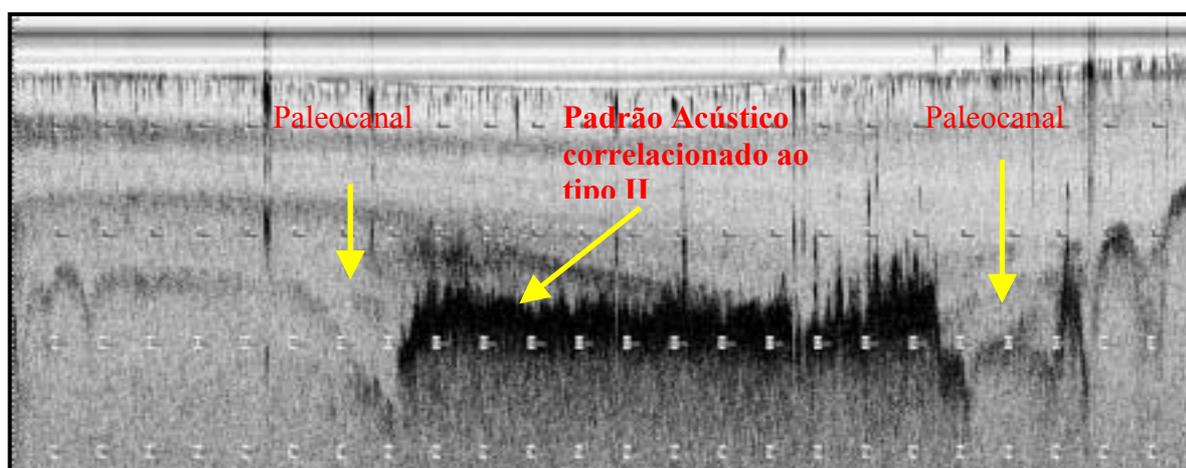


Figura 38: Padrão acústico, na região da Baía de Guanabara, caracterizado por Sperle *et al*, (2005), como sendo representante de areias transgressivas marinhas. Note a semelhança da assinatura acústica com o tipo II, descrito neste trabalho, além da associação com paleosistema de drenagem.

Junto ao grupo 03, foram classificados ainda, o tipo V e IV. O mapa de localização das áreas onde estes tipos de PGA foram verificados (Figura 39) mostra uma correlação do tipo IV com os mais pronunciados abatimentos do embasamento na porção centro-leste do canal central (perfis 02 e 01), preenchendo feições de canais fluviais afogado, diretamente sobre o embasamento. Estas características levam a evidências que correlacionam a deposição do PGA IV durante o período de mar baixo com clímax em 18.000 anos AP.

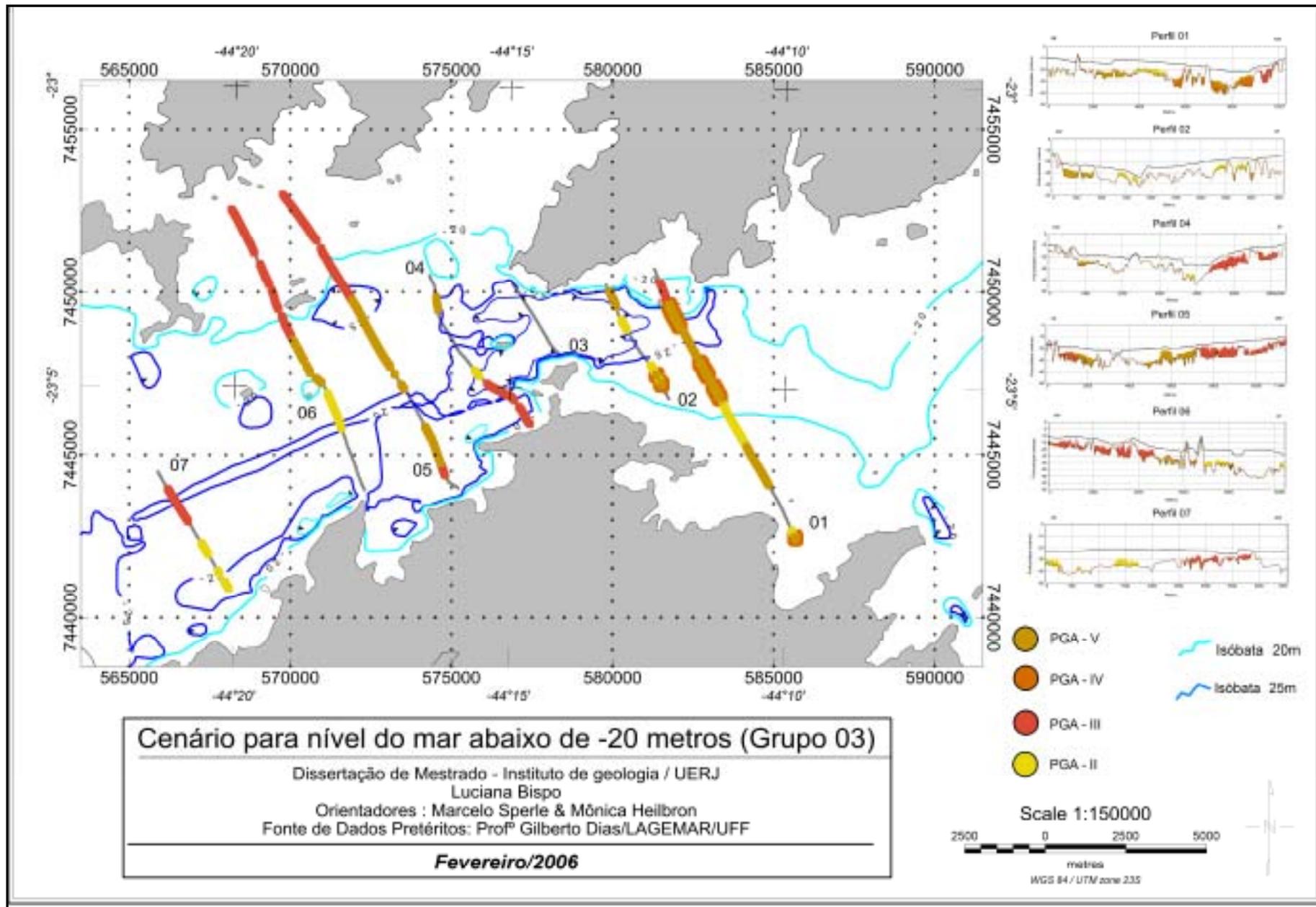


Figura 39: Mapa de distribuição dos tipos de PGA correlacionados ao período de nível do mar abaixo de -20 metros.

Já o tipo V além de aparecer recobrando o tipo IV, ainda em cavas do embasamento, característica que sugere uma deposição de origem fluvial, aparece também recobrando o embasamento em regiões um pouco mais elevadas, sugerindo aumento da descarga fluvial, provavelmente decorrente de uma elevação do nível do mar. Baseado em Corrêa *et al.*, (1980) no período compreendido entre 18.000 a 9.000 anos AP ocorre transferência do nível do mar da cota de -90m para cotas entre -32 e -45m, respectivamente. Assim sendo, neste trabalho correlaciona-se o tipo IV a este período, onde a área de estudo permanece emersa sob influência de processos sub-aéreos. Assim sendo, diante da discussão apresentada, correlaciona-se, neste estudo, o grupo 03, como representante de um cenário transgressivo-regressivo-transgressivo.

O próximo grupo, identificado como 02, sugere evidências para estabilização do nível do mar na cota de -20m. Este grupo é representado por horizontes sísmicos, que apresentam características acústicas sugestivas de um ambiente de maior energia, determinadas por padrões geo-acústicos comparativamente mais fortes (PGA tipo VII, VIIa e VI). Soma-se a essas evidências a ocorrência desses padrões limitados pela isóbata de 20m, tanto a SE quanto a NW (Figura 40). Outra feição sugestiva, para esta estabilização, é a presença de uma feição sedimentar (PGA tipo VII) que sugere a ocorrência de um terraço marinho bem marcado no perfil 05, sendo também notada no perfil 06, porém neste último apresentando indícios de erosão. Assim tem-se como cenário para a cota de -20m, uma linha de costa transgressiva, definida na região de estudo, por um canal mais estreito do que o atualmente encontrado. A interpretação dos dados sísmicos mostra que o eixo deste canal (tanto a leste quanto a oeste do perfil 03) para nível de mar na cota de -20m já era preenchido por sedimentos com características acústicas muito semelhantes aos sedimentos atuais, sedimentação, esta, representada pelo PGA tipo VIIIc e VIIIId. Contudo, a luz dos dados obtidos não foi possível determinar este limite de deposição entre o grupo 3 e 2.

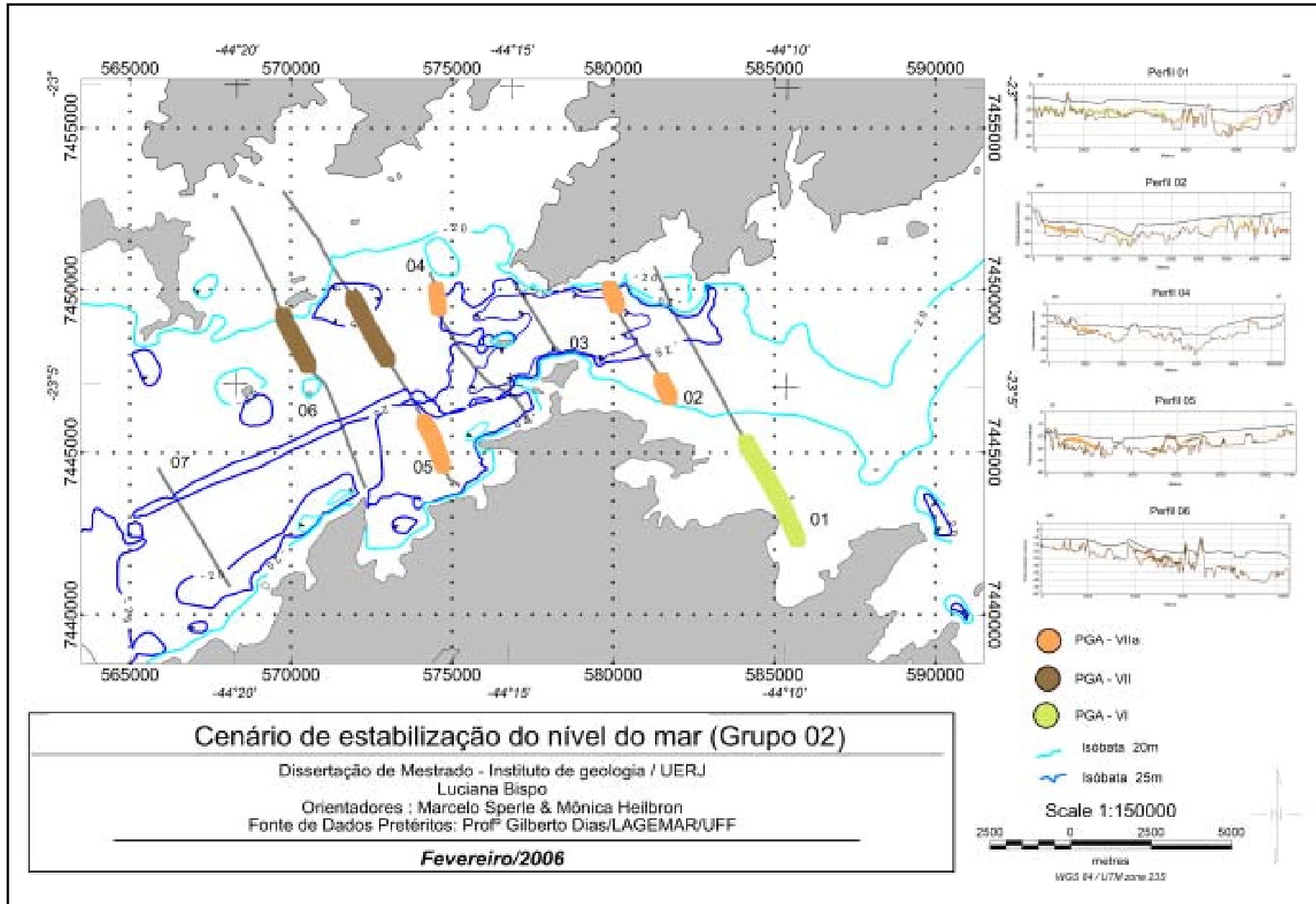


Figura 40: Cenário para estabilização do nível do mar na cota de -20 metros.

Novamente a região SE do perfil 01 apresenta características diferenciadas, sendo a única a apresentar o PGA tipo VI (Figura 39). Fontoura (2001) analisou um testemunho, localizado nesta região, e verificou aumento da fração areia fina, baixo teor de carbonato biodetrítico e baixo teor de água, para profundidade de ocorrência deste PGA. Essas características juntamente com sua localização, em isóbatas inferiores a 20m, sugerem que esta região encontrava-se ainda emersa sob influência de processos sub-aéreos para cota de nível do mar em -20m.

A continuação do processo de elevação do nível do mar, com clímax entre 5.000 e 5.400 anos AP., seguido de regressão para o nível atual, foi associada ao grupo 1, representado pelos PGA tipo: VIII, VIIIa, VIIIb, VIIIc e VIIIId. Este grupo encontra-se presente em toda a extensão dos perfis, apresentando camadas, muitas vezes, plano-paralelas (tipo VIIIId e VIIIc).

Nas regiões mais altas do embasamento, próximas a atual linha de costa, verifica-se a presença dos PGA tipos VIIIb e VIIIa, os quais sugerem entrada de sedimento no sistema (Figura 41). Localmente, mais evidente, a SE, no perfil 04, nota-se a deposição do PGA VIIIa recobrando a superfície de erosão e mergulhando em direção ao eixo do canal central, o mesmo é verificado a NW no perfil 01 (Figura 41). Levando-se em conta que não é verificado, na região emersa adjacente, um sistema de drenagem com competência para promover esta deposição, e na falta de dados de amostragem direta, sugere-se a ocorrência do PGA tipo VIIIa associado a fluxos de massa.

Sabe-se que existem mapeados na região emersa adjacente pequenos pacotes holocenicos originários por fluxos gravitacionais favorecidos por variáveis geológicas e geomorfológicas. Estes pacotes constituem um nível de colúvios associados a vertentes da serra do mar, originados por processos de movimentos de massa, que envolvem o manto de intemperismo. Angulo, (2004) analisou os sedimentos cenozóicos da região litorânea do Estado do Paraná e também determinou a presença de facies sedimentares decorrentes de processos de fluxo de massa ocorridos durante o Quaternário.

A localização da região de estudo, adjacente a escarpas da serra do mar favorece a ocorrência desses fluxos para a região. Soma-se ainda freqüentes exemplos da ocorrência de fluxos catastróficos, gravitacionais, nos dias atuais. A região da Enseada de Piraquara de Fora, localizada no interior da Baía da Ribeira, na porção oeste da Baía da Ilha Grande, foi alvo de um escorregamento de encosta na década de 80, o qual atingiu cerca de 600 metros da região emersa e cerca de 500 metros da região submersa, alterando em média 8 metros a batimetria da área (Villena, 2005). Assim sendo, com base nas informações acima e na morfologia da

superfície de deposição deste PGA, parece viável a correlação deste tipo (VIIIa) a fluxos gravitacionais.

Não foram identificados indícios que pudessem estabelecer correlação dos tipos de PGA com a transgressão Santos (5.100 anos AP) para a área estudada. Contudo Sperle *et al*, (2003) em sondagens sísmicas no interior da Baía da Ribeira, na Enseada de Piraquara de Fora determinou, por amostragem direta, a presença de um horizonte sísmico que marca o limite superior de uma camada com alto teor de carbonato, chegando a faixa de 70%. Esta camada possui em média 2 metros de espessura e, segundo o autor, pode estar relacionada ao evento de regressão do nível do mar, após o máximo da transgressão aproximadamente em 5.4 00 anos AP, para o nível atual. Dentro desse contexto levanta-se a hipótese de uma baixa influência desse ciclo transgressivo-regressivo para a área estudada tendo sido este mais significativo em regiões mais rasas como no caso das enseadas localizadas no interior da porção oeste. Trabalhos de Martin e Suguio, desde a década de 70 também não mostram claramente a presença dos terraços Holocênicos para a região continental adjacente a Baía da Ilha Grande. Esses terraços são muito bem descritos para a região sul do Brasil e sul do estado da Bahia conforme destacado por Mahiques (1987).

De acordo com a discussão apresentada os diferentes tipos de padrões geo-acústicos foram associados aos 05 estágios de evolução da Baía da Ilha Grande descrita por Mahiques, (1987).

Estágios	Cota (m)	Tipos de Eco	Caracterização Correlacionada	Caracterização Proposta
1º	-90	V IV III II	<ul style="list-style-type: none"> • Emersão total, processos sub-aéreos • Rede de drenagem proveniente da baía de Sepetiba 	<ul style="list-style-type: none"> • Estabelecimento de uma rede de drenagem principal proveniente da baía de Sepetiba e de redes secundárias proveniente da Ilha Grande e região continental adjacente
2º	-45	V VI	<ul style="list-style-type: none"> • Parcial submersão da porção Oeste e emersão da porção Leste. 	<ul style="list-style-type: none"> • A área estudada ainda encontrava-se emersa sob influencia de processos sub-aéreos e fluviais.
3º	-20 a -25m	VI VII VIIa VIIId VIIIb VIIIa	<ul style="list-style-type: none"> • Início da submersão da porção Leste 	<ul style="list-style-type: none"> • Submersão da área estudada. permanecendo somente parte da porção leste emersa • Baixa taxa de sedimentação na região do canal central com características semelhantes a atual
4º	+5	VIII d VIII c VIII b VIII a VIII	<ul style="list-style-type: none"> • submersão das atuais planícies costeiras 	<ul style="list-style-type: none"> • Pequena influência da transgressão Santos na área do canal central.

		VIIIc	•	estabelecimento
5°	0	VIIIb		do padrão
		VIIIa		hidrodinâmico
		VIII		costeiro atual.

Admite-se que outros dados referentes à amostragem direta com datações bem estabelecidas seriam necessários para melhor caracterizar os resultados obtidos, contudo as associações feitas puderam a partir de dados de subsuperfície levantar novos questionamentos para o desenvolvimento dessa baía ao longo do Quaternário.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise integrada dos dados de sísmica rasa com parâmetros geológicos e oceanográficos para a região da Baía da Ilha Grande revelou controle tectônico no estabelecimento de regiões baixas do embasamento com profundidades na ordem de 35 a 50 metros, bem marcadas para toda a região estudada.

Este baixo possui direção predominante NE sendo concordante com a direção de estruturas geológicas, foliações e zonas de cisalhamento, pré-Cambrianas as quais serviram de controle para o estabelecimento de falhas e fraturas mesozóicas e cenozóicas de mesma direção, mapeadas no continente e na Ilha Grande.

A partir da identificação de feições morfológicas indicativas de grabéns e horsts, impressos na morfologia do embasamento rochoso e com base na topografia da região emersa, no prolongamento dos lineamentos da linha de costa e drenagem e ainda no prolongamento das falhas já mapeadas, foi possível estabelecer boas correlações das estruturas geológicas emersas com a região submersa da Baía da Ilha Grande, permitindo que 07 falhas fossem inferidas para a região de estudo. Esse sistema de falhas controla a ocorrência de um significativo baixo do embasamento, o qual parece ter condicionado ainda, o estabelecimento de uma rede de drenagem, durante o período de nível de mar mais baixo que o atual, com clímax em 18.000 anos AP.

Em relação à evolução sedimentar, a região central do canal central parece funcionar como uma região não propícia a deposição respondendo aos processos sedimentares da mesma forma desde estabilização do nível do mar na cota de -20m até o presente. Desta forma a batimetria, na região de estudo, parece ser controlada pela combinação de estruturas geológicas e parâmetros oceanográficos.

Além disso, observações a respeito da morfologia de determinados padrões geo-acústicos associados a morfoestrutura do embasamento e do relevo emerso levantam a hipótese da influência de eventos neotectônicos para a região de estudo.

Pode-se ainda sugerir evidências de depósitos decorrentes da transgressão Cananéia, sendo esses depósitos preservados em subsuperfície em regiões rasas do embasamento limitadas pela isóbata de 20 metros e em altos relativos do embasamento não influenciados

pela drenagem em período de mar baixo. Já para a transgressão Santos, não foi possível identificar mudança no padrão sedimentar sendo levantado a hipótese de uma maior influência desta em regiões mais rasas, como por exemplo nas enseadas da porção oeste, quando comparadas com a região do canal central.

De uma forma geral, a luz dos dados obtidos, puderam ser estabelecidas evidências de caráter regional, que contribuem com a evolução sedimentar da Baía da Ilha Grande, proposta por Mahiques (1987). Diante das conclusões apresentadas destaca-se a importância da realização de amostragem direta, para parametrização da sísmica. A aquisição de testemunhos em pontos de interesse que venham amostrar a coluna sedimentar na região da Baía da Ilha Grande é de extrema importância. A partir da aquisição desses testemunhos destaca-se a importância da realização de análises sedimentológicas e de datações para o estabelecimento de paleoníveis do mar na região. Além disso, recomenda-se também a investigação de indicadores de níveis pretéritos do mar na região emersa adjacente, visando através da integração de dados emersos e submersos, a elaboração de um modelo evolutivo para esta baía, durante o Quaternário.

9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGULO, R.J., 2004. "Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná". Boletim Paranaense de Geociências, 55: 25-42.
- ANGULO R. J. & LESSA G, 1997. "The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions". Marine Geology, 140:141-166.
- ALLAN, P.G., 1998. "Geotechnical aspects of submarine cables". In: IBC Conference on Subsea Geotechnics, Proceedings.
- ALMEIDA, F. F. M., 1976. "The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil": Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48: 15–26.
- ALMEIDA, F. F. M, AMARAL, G., CORDANI, U. & KAWASHITA, K., 1973. "The Precambrian evolution of South American cratonic margin south of Amazon river". In: The Oceans Basins and Margins (Nairn & Stelli, Eds.), 1:411-446. Plenum, NY.
- ALMEIDA, F. F. .M. & CARNEIRO, C.D.R., 1998. "Origem e evolução da Serra do Mar". Revista Brasileira de Geociências, 28(2): 135-150.
- ASMUS, H.E., 1975. "Controle estrutural da deposição Mesozóica nas Bacias da margem continental brasileira". Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 5(3): 160-75.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A. L.,1978. "Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região SE do Brasil". Projeto REMAC - CEMPES/PETROBRÁS, 4: 39-42.
- AYRES NETO, A. A., 2001. "Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina" Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 241-256.
- BUENO, G.V., 2004. "Diacronismo de eventos no rift Sul-Atlântico". Boletim Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 12(2): 203-229.
- CECCOPIERI, W.B., 2001. "Estudos integrados do fundo marinho da Baía da Ilha Grande, RJ". Dissertação de mestrado na Universidade Federal Fluminense / LAGEMAR. 109p.

- COBBOLD, P. R., MEISLING, K. E., & MOUNT, V. S., 2001. "Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil". AAPG Bulletin, 85: 1925–1944.
- CORDANI, U.C., DELHAL & LEDENT, D., 1973. "Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais)". Revista Brasileira de Geociências, 3(1): 1-22.
- CORRÊA, I. C. S., MARCHIORI, C. A. M., ELIAS, A. R. D. & AVILA, M. D. 1997. "Sedimentologia da Parte Central da Baía da Ilha Grande - Estado do Rio de Janeiro-Brasil". CECO/IG/UFRGS. Notas Técnicas. 10: 61-71.
- CORRÊA I. C. S., PONZI, V. R. A. & TRINDADE L. A. F., 1980. "Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro" In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camburiú, Santa Catarina, 1: 578-587.
- DAMUTH, J.E., 1975. "Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments". Marine Geology, 18: 17-45.
- DAMUTH, J. E., 1980. "Use of high-frequency (3,5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review". Marine Geology, 38: 51-75.
- DIAS, G.T.M., PEREIRA, M.A. A & DIAS, I.M., 1990. "Mapa geológico-geomorfológico da Baía da Ilha Grande e zona costeira adjacente, escala: 1:80000". Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR). Publicação interna, LAGEMAR / UFF.
- EIRADO, L.G., BARROS, M., MEDEIROS, M., BEZERRA, S., MONTALVÃO, A., RUBIM, I. & HEILBRON, M., 2002. "A interação de eventos tectônicos distintos e seu papel na morfologia do relevo da região da Baía da Ilha Grande, litoral sul do RJ". In: Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa. SBG. 623p
- FERREIRA da SILVA, L. C., REZENDE, L. F., RIBEIRO, B. C. & CAVALCANTI, A. S. B., 1996. "Litoral Sul Fluminense: Síntese do conhecimento das condições climatológicas e da dinâmica costeira" Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Relatório Técnico para Furnas Centrais Elétricas, 21p.

- FIGUEIREDO, L.H.M.; ROMANO, A.L.T.; PEREIRA, S.D.; HERMS, F.W.; TENEMBAUM, D.R.; BONECKER, S.; GURGEL, I.M.G.N.; CAVALHEIRA, L.V.; MITCHELL, G.J.P.; CRAPEZ, M.A. C.; TOSTA, Z.T. & LACERDA, T.P., 1991. "Estudo dos efeitos da retenção de hidrocarbonetos em ambientes costeiros da Baía da Ilha Grande, Rio de Janeiro" – Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Relatório final vol. I, II, III.
- FLOOD, R.D., 1980. "Deep sea sedimentary morphology: modelling and interpretation of echosounding profiles". *Marine Geology*, 38: 77-92.
- FONTOURA, C.S., 2001. "Caracterização do canal central da Baía da Ilha Grande com base em sísmica rasa de 7,0kHz". Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense, 111p.
- FRAGOSO, M. R., 1999. "Estudo numérico da circulação marinha da região das Baías de Sepetiba e Ilha Grande (RJ)". Dissertação de mestrado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 144p.
- FULFARO, V.J; PONÇANO, W. L. & GIMENEZ, F.G., 1976. "Sobre o significado dos depósitos argilosos do estuário santista: Contribuição ao estabelecimento de um modelo de sedimentação da área de interesse ao porto". *In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*, 1. Rio de Janeiro, ABGE. 2:141-149.
- FURTADO, V.V., 1995. "Sedimentação quaternária no Canal de São Sebastião". *Publicação Especial Instituto de Oceanografia*, 11: 27-35.
- HEILBRON M. & MACHADO N., 2003. "Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil)". *Precambrian Res.*, 125:87-112.
- HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA L.C., CAMPOS NETO M.C. & TROUW R.A.J., 2004. "Província Mantiqueira". *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. Cap. 13.*
- HEILBRON, M., SCHMITT, R. S., MOHRIAK, W. & TROUW, R. A. J., 2000, "Geology of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro state, Brazil". *In: 31st International Geological Congress, During- Congress Field Trip 06, 45 p.*

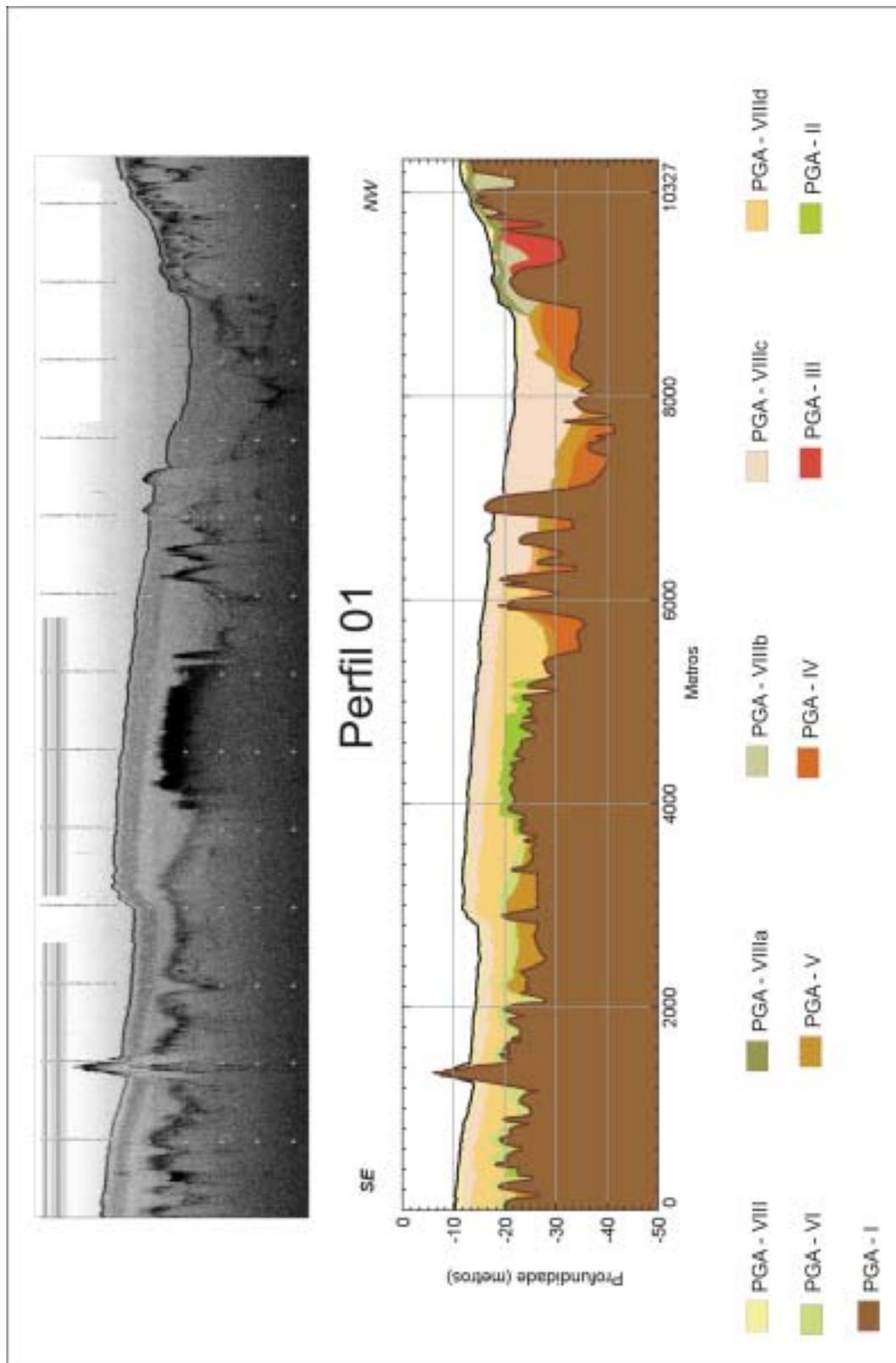
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., VALLADARES, C.S. & MACHADO, N. 1995. "A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil". *Revista Brasileira de Geociências.*, 25(4): 249-266.
- IKEDA, Y., 1977. "Influências sazonais nas propriedades oceanográficas em grande, média e pequenas escalas, de Cabo Frio-RJ a Cananéia-SP, baseados nos dados obtidos pelo N/Oc. Prof. W. Besnard e Satélite NOAA/4". Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 83pp.
- IKEDA, Y & STEVENSON, M., 1980. "Determination of circulation and short period fluctuation in Ilha Grande Bay (Rio de Janeiro) Brazil". *Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo.* 29(1):89-98.
- IKEDA, Y & STEVENSON, M., 1982. "Seasonal Characteristics of hidrography, turbulence and dispersion near Ilha Grande (RJ), Brazil, basead on R/V Prof. W. Besnard data". *Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo,* 31: 11-32.
- IKEDA, Y.; FURTADO, V.V; TESSLER, M.G; CACCIARI, P.L.; GODOI, S.S.; PAVIGLIONE, A.M.; MAHIQUES, M.M. & SOUZA, C.R.G., 1989. "Cruzeiro oceanográfico realizado na Baía da Ilha Grande (RJ), região oceânica adjacente e plataforma continental dos estados de São Paulo e Paraná (setembro-outubro 1984)". *Relat. Cruzeiros, ser. N/Oc. "Prof. W. Besnard" Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo,* 7: 1-27.
- IKEDA, Y; GODOI, S.S. & CACCIARI, P.L., 1989. "Um estudo de séries temporais de corrente na Baía da Ilha Grande, RJ". *Relatório do Instituto Oceanográfico, São Paulo,* 28: 1-24.
- MACEDO, J. M., 1990. "Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes". In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares – Serviço de Desenvolvimento de Recursos Humanos – PETROBRÁS,* 361-376.
- MAHIQUES, M. M., 1987. "Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro". *Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico* 2v. 139pp.

- MAHIQUES, M. M., SILVEIRA, I. C. A., MELLO E SOUZA, S. H. & RODRIGUES, M., 2002. "Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil" *Marine Geology*, 181: 387-400.
- MAHIQUES, M.M. & SOUZA, L.A.P., 1999. "Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo state, Southeastern Brazil". *Revista Brasileira Oceanografica*. 47(1):1-10
- MAHIQUES, M. M., TESSLER, M. G., CIOTTI, A. M., SILVEIRA, I. C. A., MELLO E SOUZA, S. H., FIGUEIRA, R. C. L., TASSINARI, C. C. G, FURTADO, V. V. & PASSOS, R. F., 2004. "Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil". *Continental Shelf Research*, 24: 1685-1697.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K.,1978. "Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro)".In: *International Symposium on Coastal Evolution in Quaternary*. Special publication 2:136pp.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K.,1989. " Excursion route along the brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (north os State of Rio de Janeiro). In: *Internacional Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary*, São Paulo. Special Publication, nº 2. 136p.
- MEDEIROS, M.F., 2003. "Geomorfologia da Baía da Ilha Grande, Litoral Sul do RJ – O Estudo dos condicionantes geológicos no desenvolvimento do relevo". Monografia de Bacharelado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 82p.
- MEISLING, K. E., P. R., COBBOLD, V. S. & MOUNT, 2001. "Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil": *AAPG Bulletin*, 85 (11): 1903–1924.
- MIRANDA, E. & COUTINHO, A. C., 2005 (Coord.)."Brasil Visto do Espaço". Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>.Acesso em: 8 jul. 2005.
- MIRANDA, L.B.; IKEDA, Y.; FILHO, B.M.C. & FILHO, N.P., 1977. "Note on the occurrence of saline front in the Ilha Grande (RJ) region". *Boletim do Instituto. Oceanográfico.*, S.P. 26: 249-256.

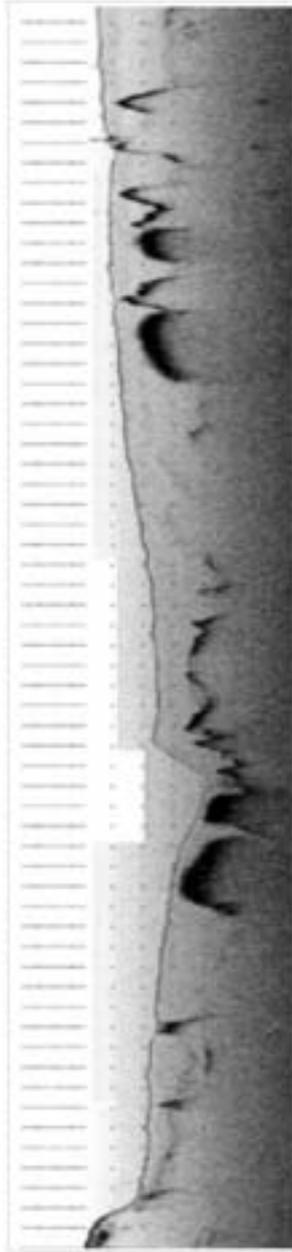
- MOHRIAK, W. U, 2002. "Rift architecture and salt tectonics of the south atlantic sedimentary basins". In: Short Course Edition on CD – PETROBRÁS/UERJ
- MOHRIAK, W.U. 2004. "Recursos energéticos associados à ativação tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul". In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. Cap. 18
- MUEHE, D., 1998. "O litoral Brasileiro e sua compartimentação". In: Cunha, S.B.;Guerra, A.J.T.*Geomorfologia do Brasil* Rio de Janeiro:Bettrand Brasil. Cap.07
- PINHEIRO, K. J., 2001. "Caracterização geofísica da sedimentação e da estrutura do embasamento da Baía da Ilha Grande – RJ". Monografia de Bacharelado. Instituto de Geociências. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 86p
- QUARESMA, V. S; DIAS. G. T. M; & BAPTISTA NETO, J. A., 2001. "Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz) na porção sul da Baía de Guanabara – RJ" *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(2): 201-214.
- RICCOMINI, C. 1989. "O Rift continental do sudeste do Brasil". São Paulo: Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado).
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA L. G & FERRARI A. L., 2004. "Evolução geológica do *Rift* continental do sudeste do Brasil" In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. Cap. 23
- SIGNORINI, S.R., 1980. "A study of the circulation in Bay of Ilha Grande and Bay of Sepetiba. Part 1. A survey of the circulation based on experimental field data". *Boletim do Instituto Oceanográfico.-Sao-Paulo*. 29(1):41-55.
- SILVA, A.C.O., 1999. "O controle litológico-estrutural na evolução da morfologia das bacias de drenagem da Ilha Grande, RJ". Monografia de bacharelado em geologia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de geologia. 80p.
- SPERLE, M D., BISPO, L. & MARQUES, D. 2003. "Utilização da sísmica rasa de alta resolução na avaliação de riscos geológicos ambientais associados a fluxos de massa em encostas

- litorâneas". In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro - SP. Anais do VIII Simpósio de Geologia do Sudeste. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1: 148.
- SPERLE, M. D., CARNEVALE, M. V. R., DIAS, G. T. M., BISPO, L. & BONARDI, M., 2005. "Sismo-estratigrafia do Holoceno na Baía de Guanabara: Porção ao norte da Ilha do Governador". .In: X Congresso da ABEQUA, Guarapari – ES. Cd-Room do X Congresso da ABEQUA
- SUGUIO K. & MARTIN L. 1978. "Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro". In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special Publication 1: 1-55.
- SUGUIO K., MARTIN L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L. & FLEXOR, J. M., 1985." Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15: 273-286.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. & KEYS, D. A., 1984. "Applied Geophysics". 9th ed. Cambridge University Press, New York. 860p.
- TOMMASI, L. R., MARINI, A. C., & ROSA, C. F. A., 1972. "Briozoários lumiliformes da região da Ilha Grande (RJ)". Boletim do Instituto. Oceanográfico., São Paulo. 21:137-147.
- VILLENA, H. H., 1999. "Caracterização do processo de assoreamento na enseada da Japuiba - Angra dos Reis". Dissertação Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha do Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense.
- VILLENA; H. H., PEREIRA, S. D. & FERREIRA da SILVA, L. C., 2005. "Influência da dinâmica de correntes no relevo de fundo e na cobertura sedimentar da enseada de Piraquara de Fora, Angra dos Reis – Rj."In: X Congresso da ABEQUA, Guarapari – ES. Cd-Room do X Congresso da ABEQUA.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D. J., 1989. "Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts". Brazilian Journal of Geophysics., 94(B6):7685-7729.

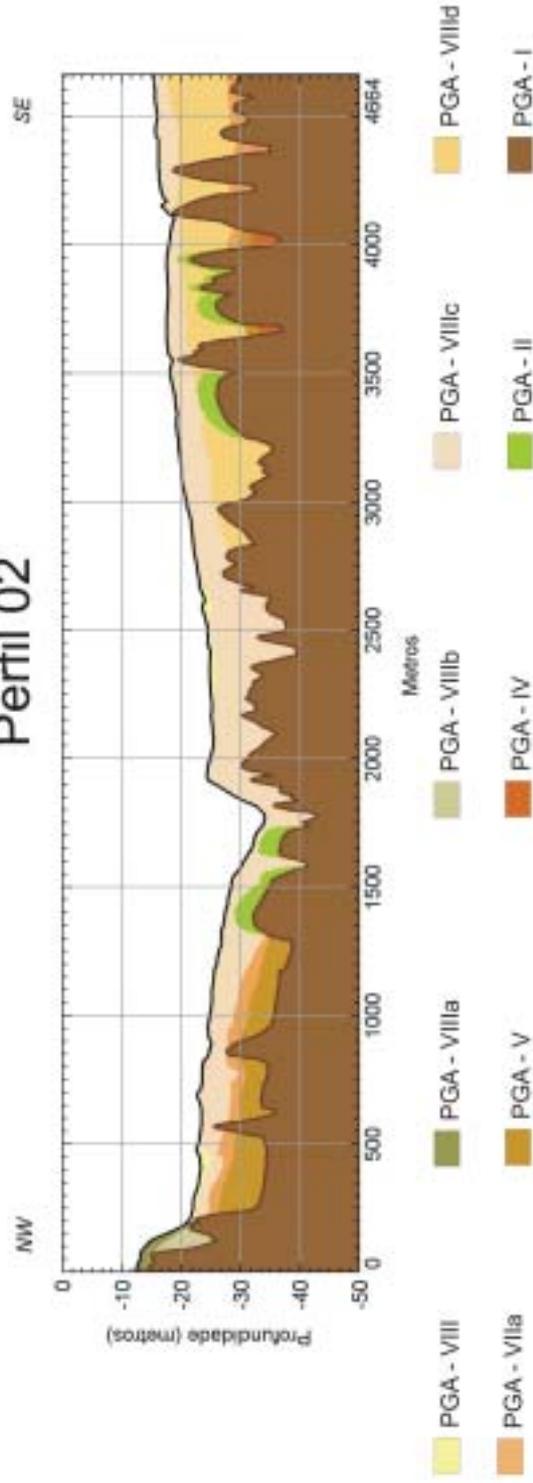
10 – ANEXOS



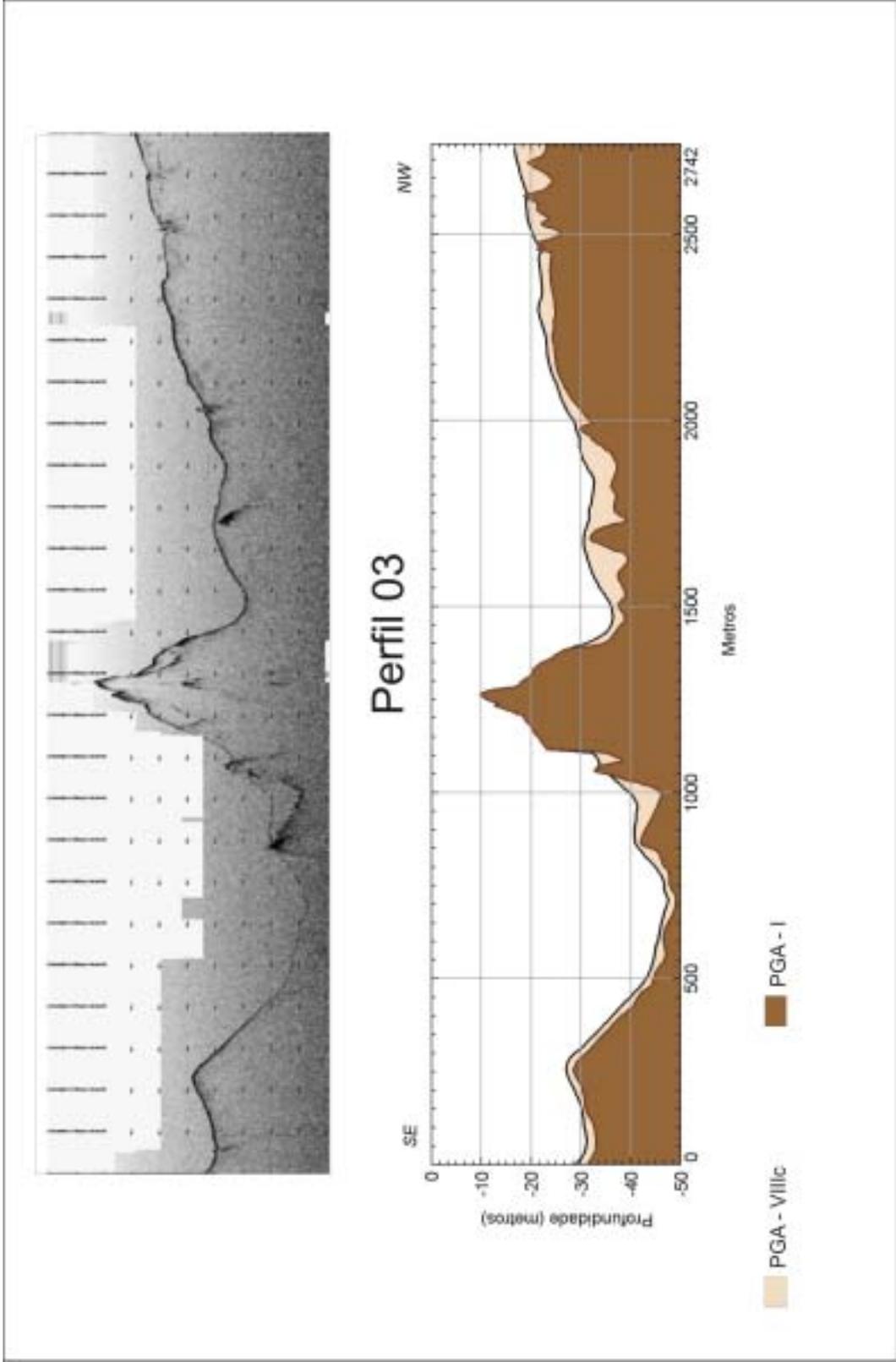
Dado bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 01, exagero vertical de 35x



Perfil 02



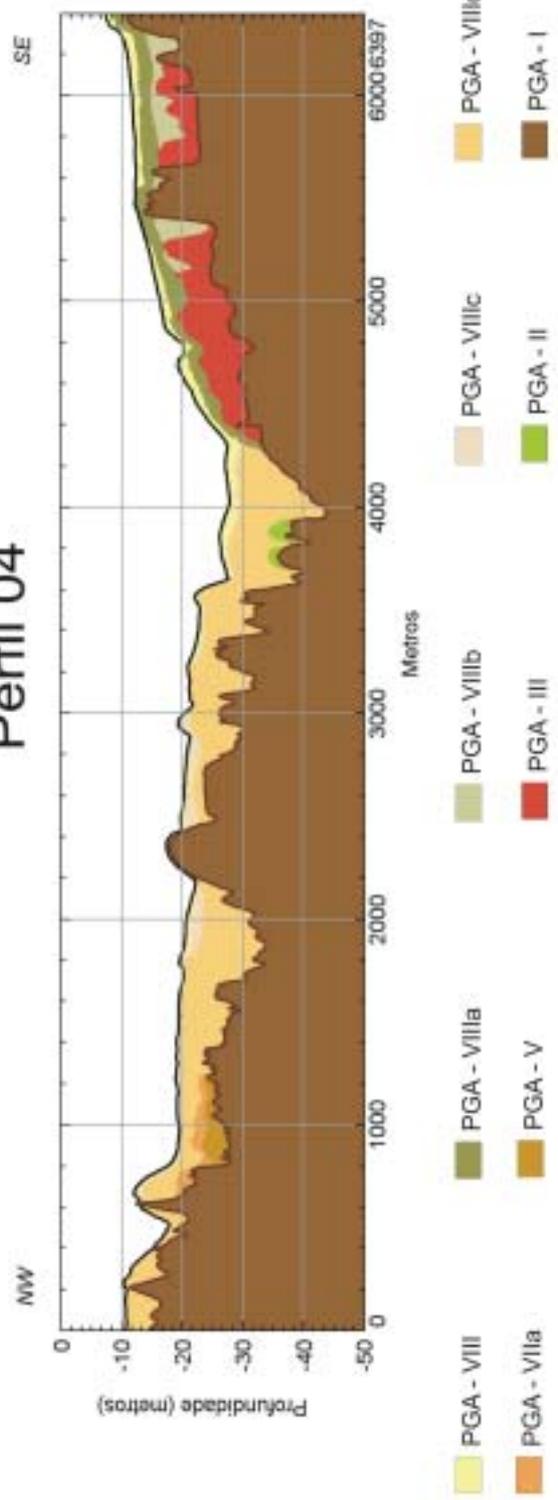
Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 02, exagero vertical de 25x.



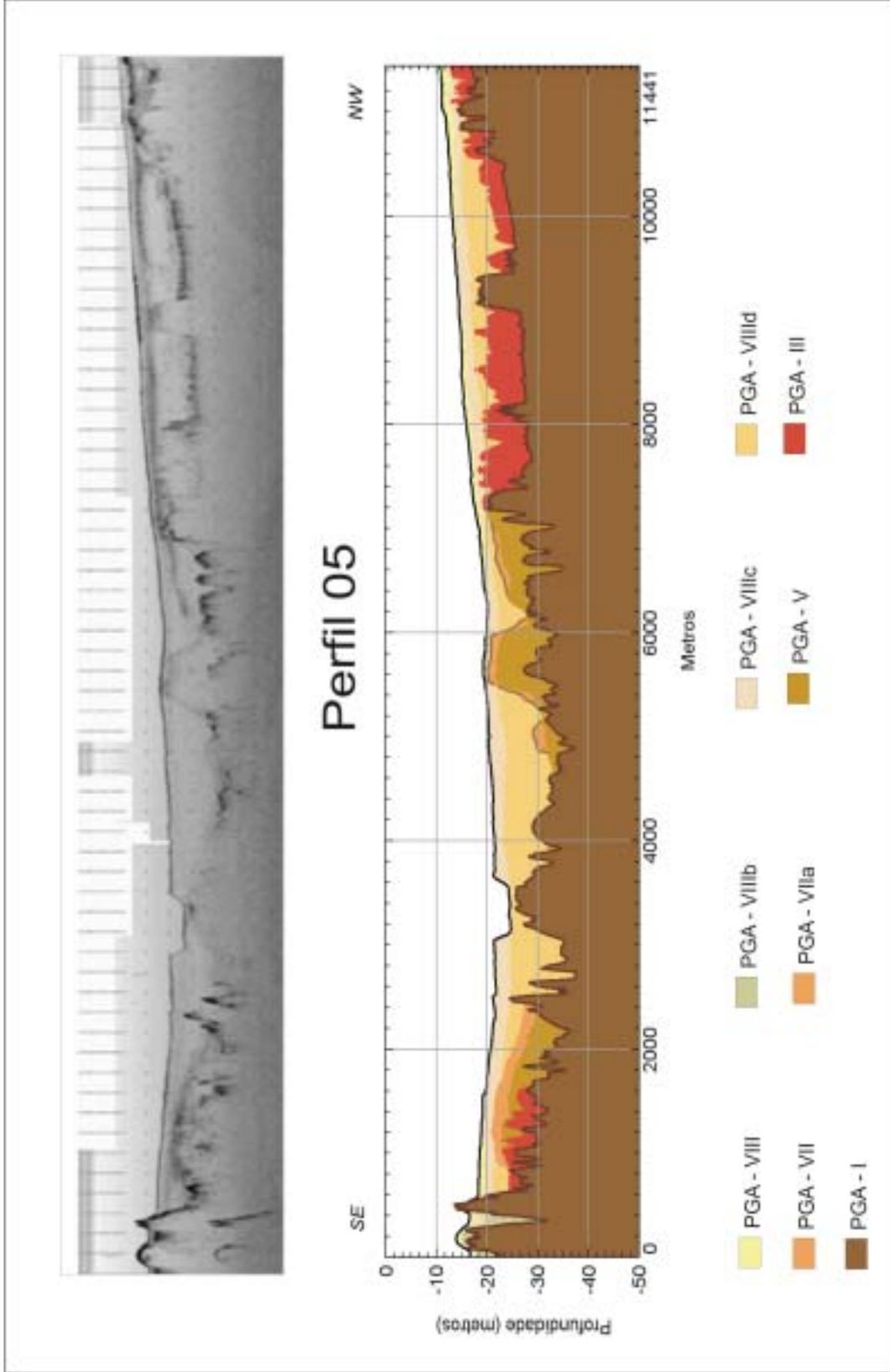
Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 03, exagero vertical de 12,5x



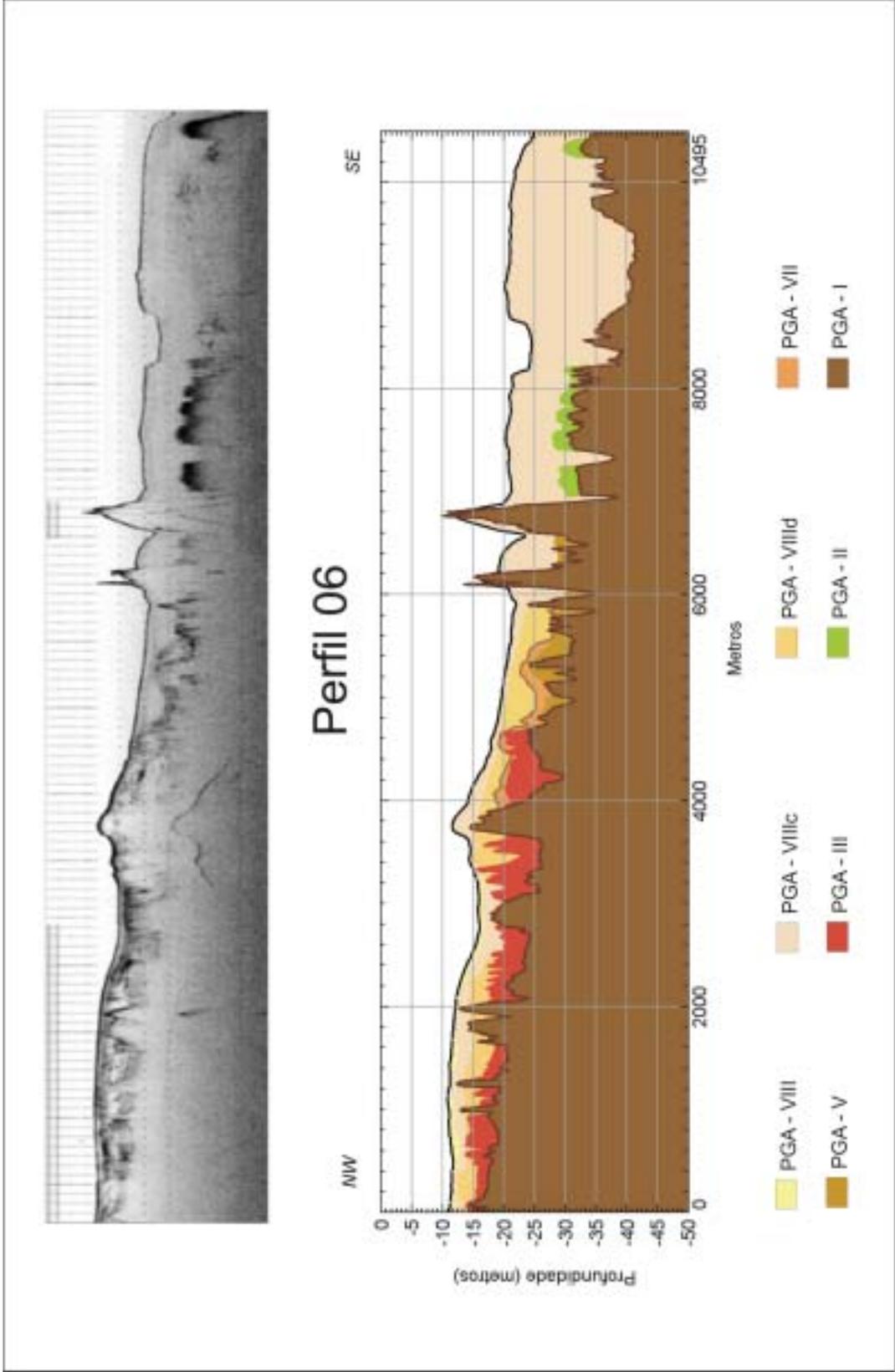
Perfil 04



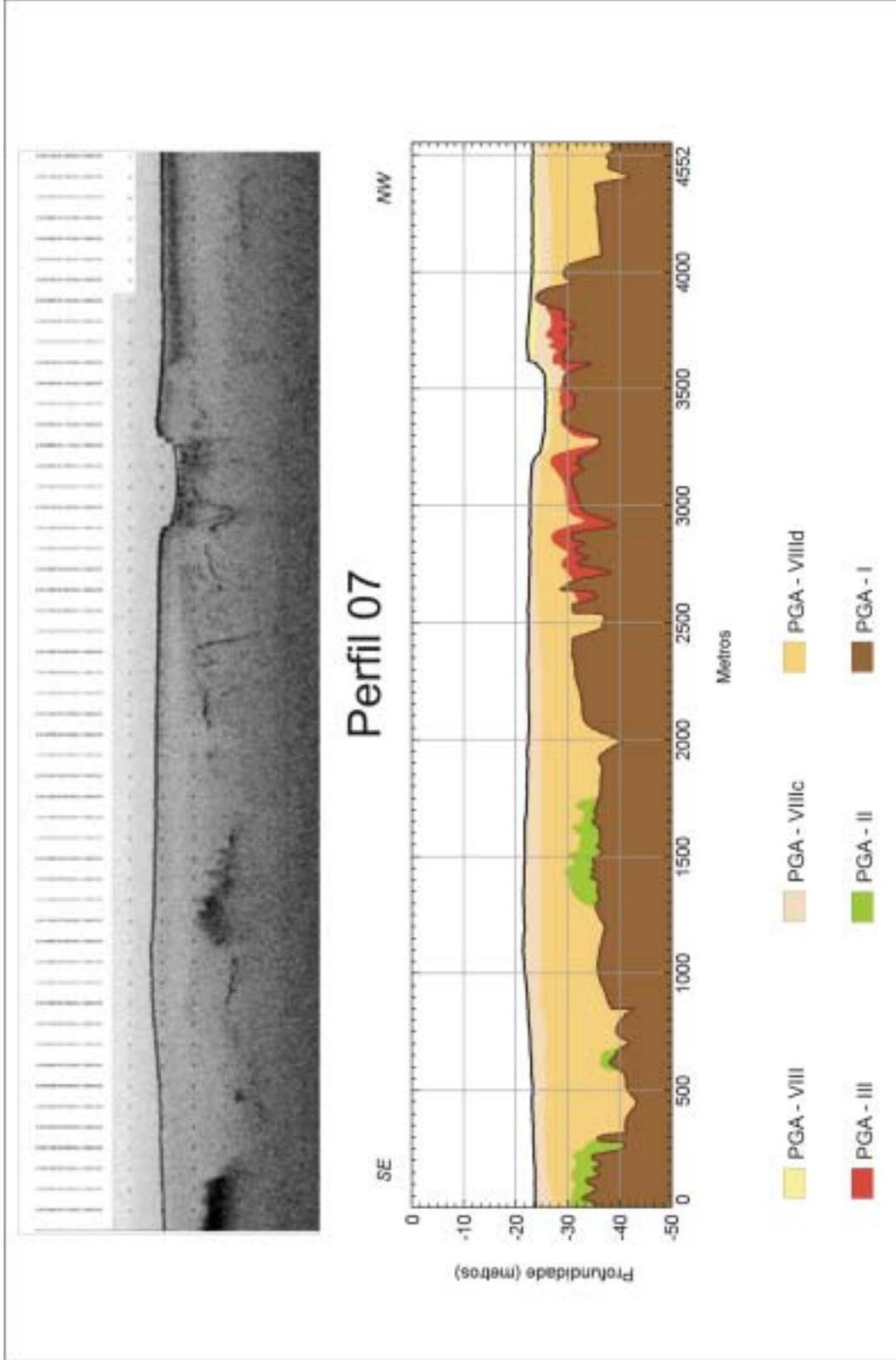
Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 04 , exagero vertical de 25x



Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 05, exagero vertical de 50x



Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 06, exaço vertical de 50x



Dado sísmico bruto e interpretação dos diferentes tipos de Padrões Geo-acústicos (PGA) do perfil 07, exagero vertical 25x

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)