

2.5 Características sedimentológicas

A composição granulométrica dos sedimentos encontrados na plataforma continental depende, em grande parte, do material fornecido pelo continente, especialmente através de rios. A distribuição granulométrica dessas partículas está intimamente ligada a interação de vários fatores, principalmente condições hidrodinâmicas, relevo de fundo e fatores físico-químicos (PEREIRA et al., 2004).

A cobertura sedimentar da Baía de Sepetiba compõe-se, segundo Brönnimann (1981), de sedimentos clásticos finos, argilo-siltosos e areno-siltosos. Estes sedimentos são oriundos de fonte externa através da rede de drenagem fluvial que deságua na parte norte/nordeste da baía (SUGUIO et al., 1979), destacando-se o Rio Guandu, enquanto que a matéria orgânica resultante da produtividade do manguezal, os carbonatos gerados pela biota local, bem como a areia resultante da erosão da restinga, são considerados como oriundos de fonte interna.

A descrição da distribuição dos sedimentos superficiais de Pereira et al. (2004), indica a deposição preferencial dos sedimentos arenosos na entrada da baía e canal central (Figura 10), onde as profundidades são maiores e as correntes mais intensas. Outra área de sedimentos arenosos pode ser observada na parte SE, parecendo estar relacionada às dunas da restinga e aos ventos de tempestade. Os depósitos transicionais (areia com lama e lama com areia) localizam-se na posição intermediária entre a entrada e o fundo da baía. Os depósitos de lama com areia entre o continente e a Ilha de Itacuruçá estão relacionados ao aporte fluvial de areia e menor intensidade da corrente oceânica de fundo, que possibilita a deposição da lama. Os sedimentos lamosos depositam-se nas áreas mais abrigadas e rasas do centro para o fundo da baía, tendo a sua presença na área S/SW devido à circulação local, que segundo Borges (1990) entra pelo canal central, contorna a baía passando pela desembocadura dos rios e retorna pelo sul margeando a Ponta da Pombeba.

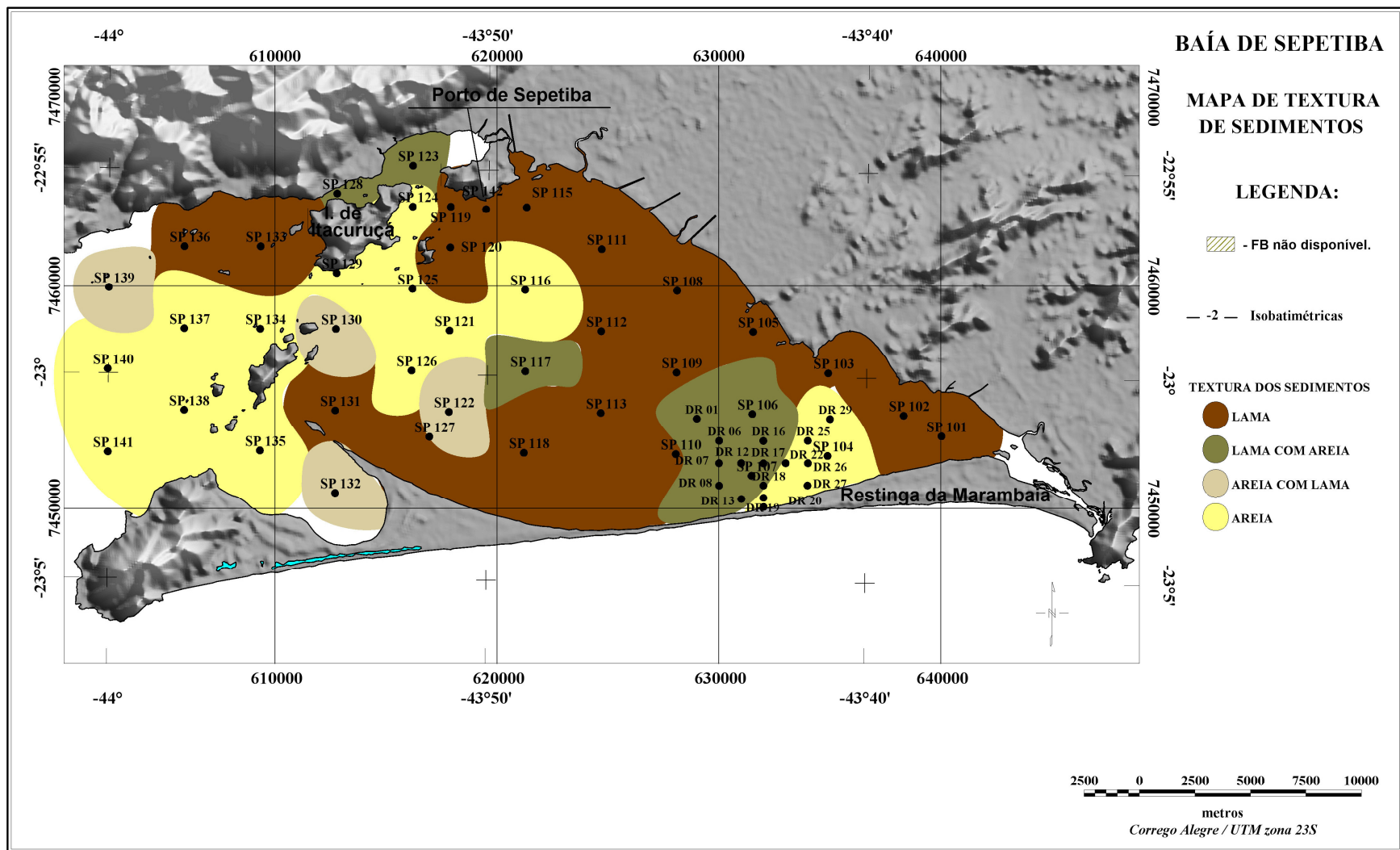


Figura 10 - Mapa de Distribuição Textural dos Sedimentos Superficiais da Baía de Sepetiba.

Fonte: Pereira et al., 2004.

2.6 Restinga da Marambaia

A Restinga da Marambaia (Figura 11) apresenta uma extensão de 40 km, estendendo-se do Pico da Marambaia, a oeste, até a Barra de Guaratiba, a leste, com uma largura que varia de 3.400 até 120 metros, que caracteriza o meio da Restinga (Carta 1622 da DHN). A partir deste ponto, seguindo para oeste, o cordão volta a se alargar, dando origem a um pontal que se projeta na direção noroeste para formar a Ponta da Pombeba, originando uma pequena Baía, denominada Baía da Marambaia.

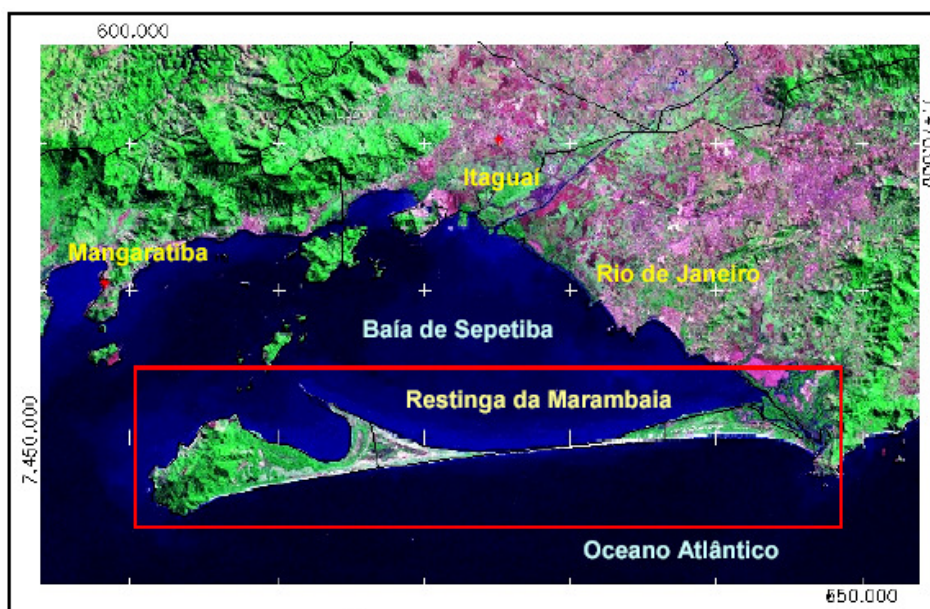


Figura 11 - Imagem LANDSAT-7/ETM+ (composição 2B4G7R) de 2000, destacando a Restinga da Marambaia.

Alguns modelos foram propostos por diversos autores com a finalidade de tentar elucidar a história evolutiva que teria dado origem a atual Restinga da Marambaia. Lamego (1945), Roncarati e Barrocas (1978), Poçano et al. (1979) e Borges (1990 e 1998) estudaram a evolução geológica da área, e apesar de alguns aspectos sobre a gênese da Restinga estarem entendidos, existem controvérsias em relação à fonte de sedimento, direção de crescimento e seqüência de aparecimento das diversas feições geomorfológicas.

Lamego (1945) foi o primeiro a apresentar análise consistente sobre a evolução da restinga. Ele considerava que a Baía de Sepetiba, inicialmente

uma enseada, apresentava os três requisitos principais para a formação de um pontal: mares rasos, uma corrente litorânea que roça uma ilha e abundância de areias movimentadas por correntes (Figura 12-1). Assim teve início o processo de formação da Restinga, de oeste para leste, a partir do Pico da Marambaia, que naquela época era uma ilha.

O cordão de ilhas impedia o transporte na direção oeste dos sedimentos trazidos pelos rios Guandú e Itaguaí. Estes sedimentos iam se depositando na costa oriental da antiga Ilha da Marambaia e levados para leste pela corrente litorânea (Figura 12-2). A deposição dava-se numa faixa de águas mortas entre duas correntes, a litorânea e a circular interna. Com o crescimento do primeiro esporão, a Restinga começa a avançar para leste (Figura 12-3). Devido à circulação interna que arrasta para a ponta de Guaratiba as águas dos rios, a restinga não pode se soldar ao continente.

Formada a restinga os ventos periódicos passam a agir sobre as águas tranquilas da Baía, criando uma nova circulação interna das águas em circuitos menores. Esta nova circulação deu origem a um novo esporão, o esporão da Pombeba e a pequena enseada da Marambaia (Figura 12-4).

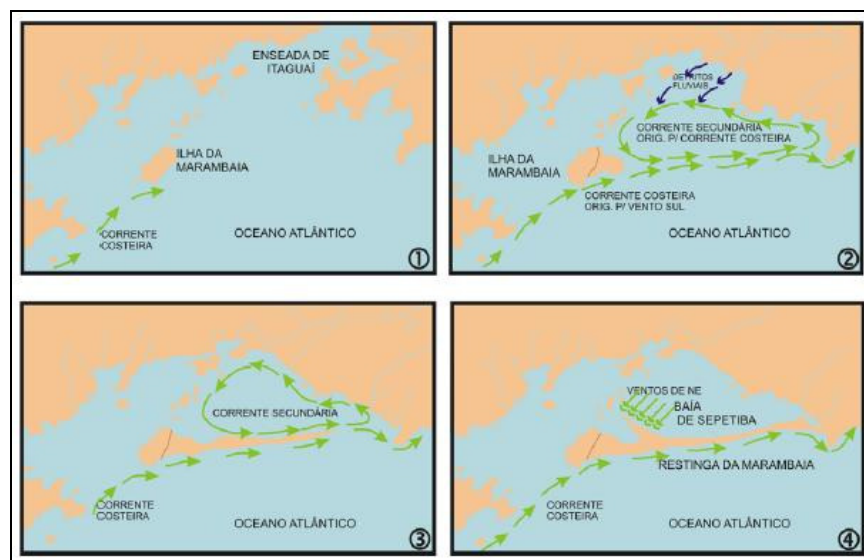


Figura 12 - Modelo evolutivo para a Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia. 1- Baía de Sepetiba antes da formação da Restinga da Marambaia; 2- Início da formação da Restinga da Marambaia; 3- Desenvolvimento da Restinga; 4 - Fase atual.

Fonte: Modificado de Lamego, 1945.

Na segunda hipótese, proposta por Roncarati e Barrocas (1978), a área da Baía de Sepetiba e Baixada do Rio Guandú deveriam estar sob condições de erosão e sedimentação de continental durante o último período glacial Wurn (80.000 a 10.000 anos A.P.). Com a mudança climática do fim desse período e princípio do degelo das calotas glaciais, aumentaram o volume das águas dos mares dando início a Transgressão Flandriana (14.000 a 7.000 anos A. P.). O clímax dessa transgressão propiciou a formação de uma larga enseada na área da atual Baía, onde o nível máximo das águas teria atingido de 4 a 6 metros acima do nível atual. Na orla da Baía, o embate das ondas deu origem a formação de uma série de cordões de praia de enseada. Ao norte dessa enseada, o sistema fluvial implantado na baixada do Rio Guandú, desenvolviam depósitos sedimentares de ambiente fluvial.

Correntes litorâneas que se deslocavam de oeste para leste formariam nas águas interiores, por simples fricção, correntes circulares, que transportariam os sedimentos fluviais depositados ao norte da enseada. O encontro das duas correntes, a litorânea e a circular interna, formariam uma zona de “águas mortas”, inicialmente situada à leste do Pico da Marambaia (Figura 13). Nesse local seriam depositados os sedimentos trazidos pela corrente circular interna à enseada, onde se inicia a restinga, e esta se desenvolveria acompanhado a migração da zona de águas mortas para leste até transformar a primitiva enseada em uma baía, a Baía de Sepetiba.

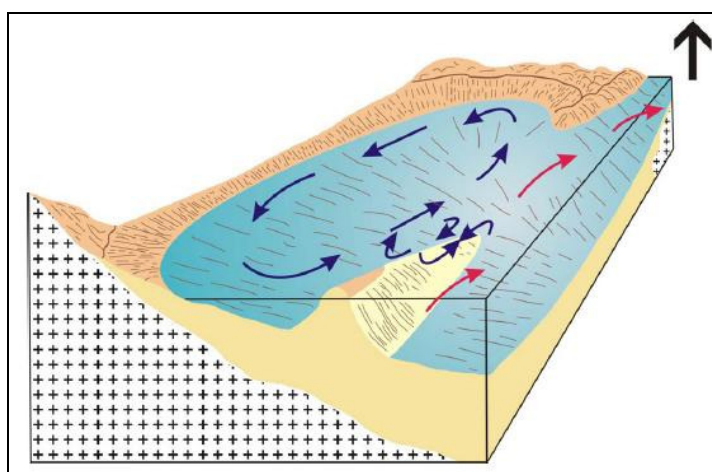


Figura 13 - Modelo esquemático da evolução da Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia.

Fonte: Modificado de Roncarati e Barrocas, 1978.

Segundo Poçano et al. (1979), na terceira hipótese, a origem da restinga se deu em época anterior a Transgressão Flandriana. Este fato propiciou o crescimento de um esporão projetado a partir do morro da Guaratiba, a leste. Com a subida do nível d'água, este esporão começou a sofrer uma ação efetiva dos ventos, o que propiciou o seu crescimento lateral e vertical pela formação de dunas. Simultaneamente a esse processo, emergiam coroas arenosas na face leste da então Ilha da Marambaia, levando à formação de barras alongadas e que fechavam pequenos corpos d'água.

Durante o evento Flandriano houve um retrabalhamento generalizado dos sedimentos depositados na fase anterior. Nesta fase de ingressão marinha a parte central da restinga estaria aberta e serviria como passagem de água. Quando o nível do mar desceu até o nível atual, os campos de dunas baixas foram desenvolvendo-se em ambos os lados da restinga até a união dos dois esporões (oeste e leste), fechando a passagem de águas e alterando as condições de circulação, permitindo a abertura dos canais de barra de Guaratiba.

De acordo com esses autores, um elemento que suporta esta hipótese de recente fechamento da restinga, é a instabilidade da parte central da restinga, entretanto, parece improvável que dois esporões cresçam em sentidos contrários e na mesma direção.

Assim como Hoyt (1967), Borges (1990) considerou uma quarta hipótese de migração de uma ilha barreira da plataforma em direção ao continente acompanhando a subida do nível do mar. Porém não desenvolve essa hipótese, argumentando que essa confirmação só poderia ocorrer através de sondagens geológicas e perfilagens geofísicas na restinga e na Plataforma Continental.

Porém, em 1998, Borges constatou a partir de levantamentos sismoestratigráficos e datações de C^{14} , que o fundo da Baía de Sepetiba achava-se emerso no final do Pleistoceno e o canal do rio Guandu meandrava pela planície costeira a leste do seu atual curso, entre a Pombeba e o Morro da Marambaia. Ao mesmo tempo, na área hoje ocupada pela restinga, que se configuraria um alto de relevo, corria outro canal com profundidades de até 7 metros e calhas de 775 metros.

Borges (1998) não conseguiu identificar a saída desse canal, mas supõem que ele poderia se direcionar para sul, acompanhando o curso do Guandu, ou seguir para oeste (Figura 14). Com a subida do nível do mar no Holoceno toda a área da Baía foi inundada, dando início à sedimentação transgressiva e a reativação do crescimento da restinga, que acompanhava a direção dos ventos e da deriva litorânea, de leste para oeste. Quando o cordão atingiu a Ilha da Marambaia, teve início um novo padrão de circulação. O setor leste passou a um ambiente de baixa energia, onde se desenvolveu uma extensa planície de maré colonizada por mangues.

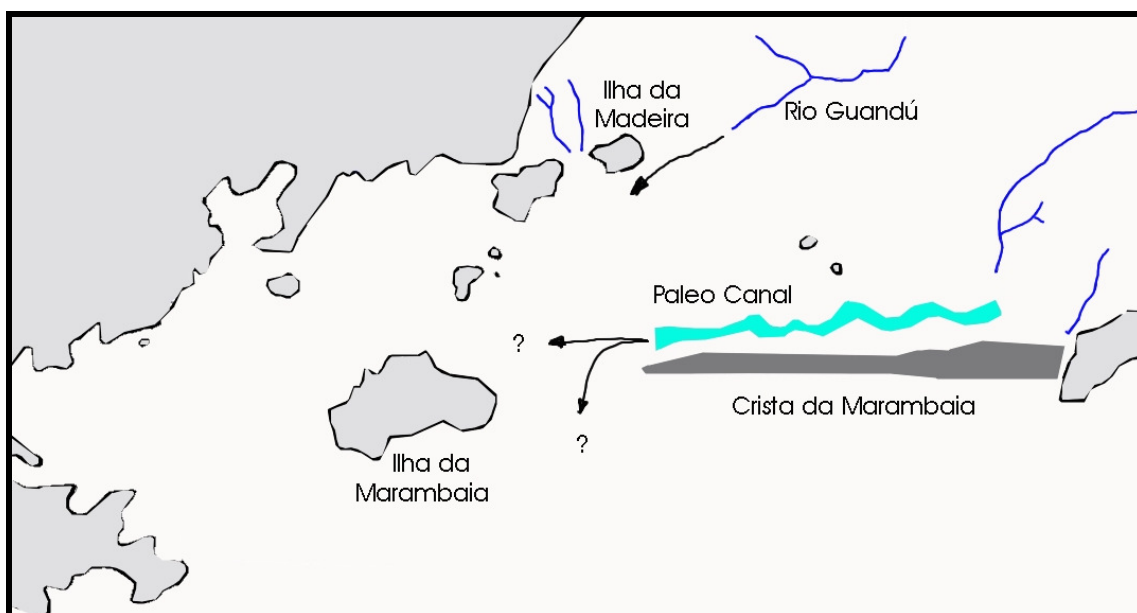


Figura 14 - Configuração da região de Sepetiba no final do Paleoceno, detalhando um paleocanal que corria paralelamente à atual Restinga da Marambaia.

Fonte: Alterado de Borges, 1998, apud Villena, 2007.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Métodos geofísicos marinhos se caracterizam como uma forma de sensoriamento remoto nos quais são usadas ferramentas para obter imagens do fundo marinho e das camadas abaixo deste. Técnicas de pesquisas geofísicas, que envolvem o uso de transmissores e receptores acústicos e sistemas de posicionamento de alta precisão, são amplamente utilizadas na aquisição de dados geológicos e geotécnicos de subsuperfície em ambientes costeiros (MORANG et al., 1997).

Para a realização deste trabalho, foram utilizados os princípios e as aplicações da sísmica rasa de alta resolução e da sonografia de varredura lateral, que têm apresentado 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 (BISPO, 2006; CARNEVALE, 2004; CECCOPIERI, 2001; DAMUTH, 1975; DAMUTH e HAYES, 1977 apud FLOOD, 1980; DAMUTH, 1980; FONTOURA, 2001; MEDEIROS, 2006; NETO, 2001).

3.1 Sísmica Rasa de Alta Resolução

A sísmica rasa de alta resolução se baseia no princípio de transmissão de ondas acústicas através das camadas de sedimentos, que é dependente de propriedades como densidade, composição e conteúdo de água e gás (BLONDEL e MURTON, 1997). A sísmica de alta resolução, em geral, opera em alta frequência numa faixa de 2 a 24 kHz e trabalha com uma fonte especial, denominada fonte ressonante, que utiliza as propriedades piezo-elétricos de alguns cristais para geração do sinal acústico. A frequência utilizada é diretamente proporcional a resolução, porém mantém relação inversa com a profundidade de penetração alcançada. Sendo assim, a utilização desse método permite a obtenção de um registro de maior resolução vertical em subsuperfície (Figura 15).

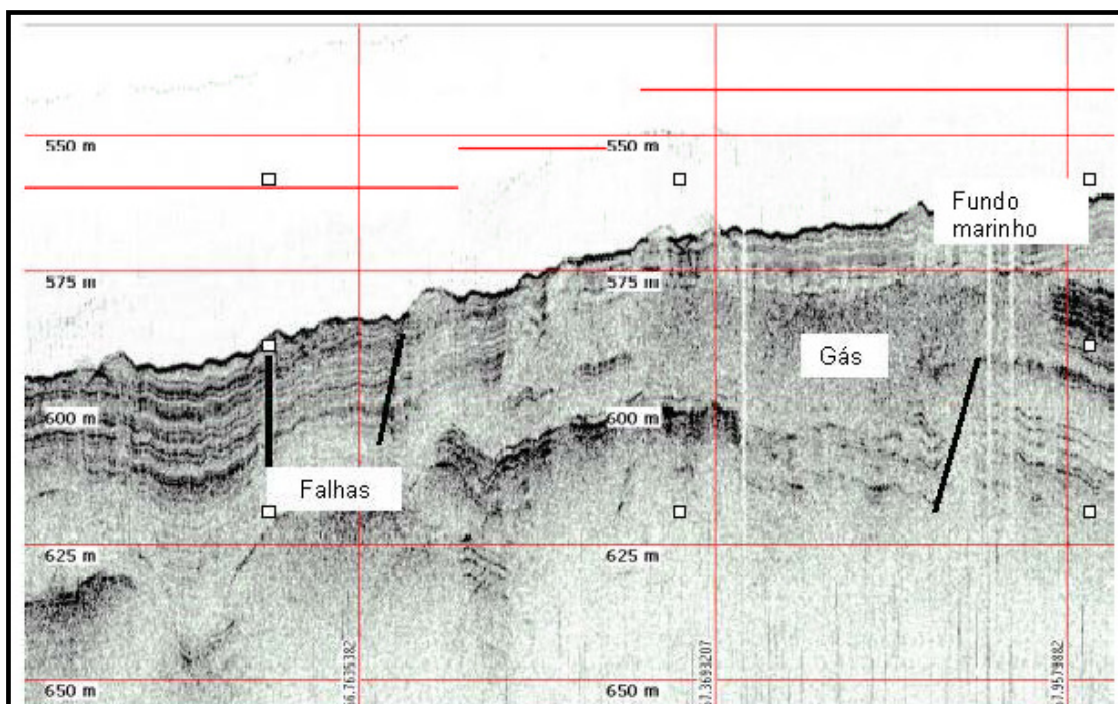


Figura 15 - Registro de 3,5 kHz (sísmica rasa de alta resolução) obtido no talude continental. O registro mostra a presença de falhas e gás nos sedimentos superficiais (Cortesia PEG- *Petroleum and Environmental Geo-services*).

Fonte: Neto, 2001.

Segundo Neto (2001), a velocidade do som na água do mar é relativamente constante em todos os lugares do mundo (1500 m/s), pois suas propriedades variam muito pouco dadas à mesma temperatura, pressão e várias salinidades esperadas. Por outro lado, a densidade dos sedimentos varia bastante em função basicamente da mineralogia, da porosidade, do teor de água e da quantidade de carbonato de cálcio (CaCO_3) e matéria orgânica. Estes valores variam de um lugar para o outro em maior escala, controlando de forma mais acentuada a impedância dos sedimentos. O produto entre a velocidade de propagação de uma onda sísmica (v) e a densidade do meio (ρ) irá determinar a sua impedância acústica (I), segundo a equação:

$$I = V \cdot \rho$$

Outro fator é o coeficiente de reflexão que varia em função do contraste da impedância entre dois meios. Quanto maior for essa diferença

maior será a quantidade de energia refletida. De maneira geral, quanto maior for a granulometria do sedimento ou sua compactação, maior será a quantidade de energia refletida e mais refletivo (escuro) será o padrão geoacústico do registro. Ao contrário, sedimentos finos ou inconsolidados serão pouco refletivos e apresentam normalmente padrões mais fracos (menos escuro).

Assim, quando uma frente de ondas se desloca, parte do sinal é refletido sempre que o sinal sísmico encontra um material com impedância acústica diferente daquele onde está se propagando. Neste momento parte da energia é refratada para o segundo meio, e parte é absorvida (Figura 16) (TELFORD et al., 1984). Estes contrastes de impedância acústica formam interfaces que aparecem nos registros sísmicos como horizontes ou refletores sísmicos, os quais possuem assinaturas próprias e são denominadas de padrões geoacústicos.

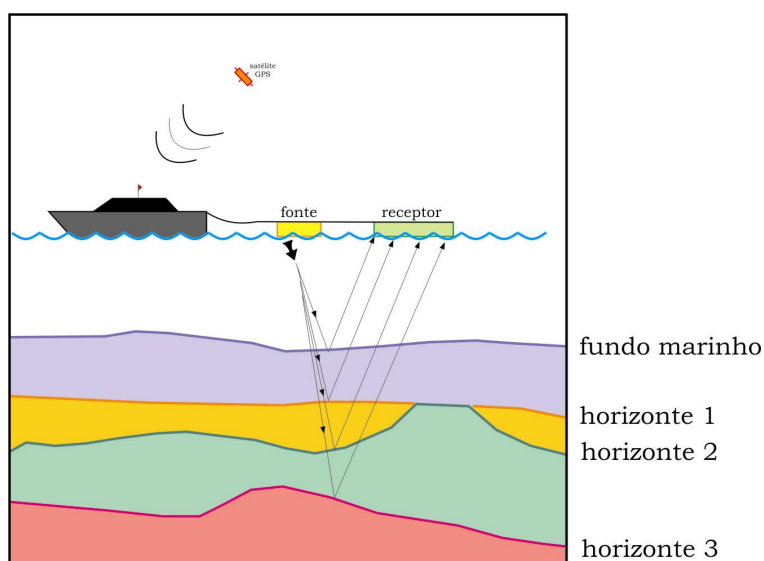


Figura 16 – Esquema de campanha sísmica (perfilagem de subfundo).
Fonte: Medeiros, 2006.

Dentre as vantagens da sísmica de alta resolução estão a facilidade de uso, alta repetibilidade e eficiência, capacidade de ser rebocado em altas profundidades e ser funcional também em águas rasas. Já a informação fora de fase, a baixa potência e a alta frequência, limitando a penetração em sedimentos mais grossos. (MOSHER e SIMPKIN, 1999).

3.2 Sonar de Varredura Lateral

A Sonografia de baseia-se nos princípios da propagação do som na água e sistema de reflexão a partir da emissão de ondas acústicas de alta frequência, em intervalos de tempo regulares. O sistema do sonar de varredura lateral permite a construção de imagens da superfície de fundo a partir das varreduras (*scans*) laterais. Isso é possível a partir da atuação de dois transdutores submersos, que apontam para as laterais da superfície de fundo em relação ao rumo da navegação.

Os transdutores de emissão do sinal acústico são também responsáveis pela recepção do sinal, oriundos da reflexão ou do *backscattering* na superfície de fundo, e atuam independentemente um do outro. Os transdutores, constituídos geralmente por conjuntos de pastilhas piezo-elétrica, formam a parte principal do sistema, já que são os responsáveis pela conversão da energia elétrica original em energia mecânica (vibrações) que irá se propagar na coluna d'água, e vice-versa, quando do retorno do sinal, na forma de energia mecânica, ao transdutor, após refletir na superfície de fundo (SOUZA, 2006).

O sonar de varredura lateral utiliza a emissão de dois feixes acústicos com um ângulo de abertura da ordem de 30° . Estes feixes podem ser entendidos como uma frente de ondas sonoras. Diferente do padrão cônico do feixe de sinais emitidos pelos ecobatímetros e perfiladores sísmicos, o feixe principal de sinais emitidos pelo sonar de varredura lateral é bastante estreito, na direção paralela à navegação (raramente ultrapassando 2°) e largo na direção perpendicular à rota de navegação (comumente da ordem de $40\text{-}50^\circ$) (Figura 17) (SOUZA, 2006).

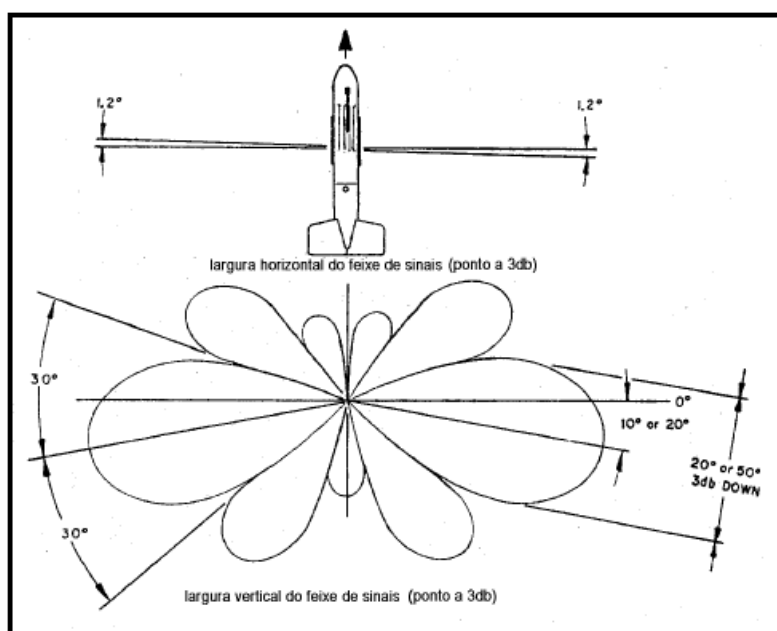


Figura 17 - Principais características do sinal acústico emitido pelo sonar de varredura lateral.

Fonte: Mazel 1985, apud Souza, 2006.

A imagem sonográfica é formada pelo eco do sinal emitido que retorna ao transdutor com intensidades distintas de acordo com uma série de fatores, sendo os principais: o tipo de sedimento do fundo; o ângulo de incidência; a micromorfologia do fundo marinho; e a atenuação das ondas acústicas (BLONDEL e MURTON, 1997).

O sinal acústico emitido pelo sonar, por ser de alta frequência, praticamente não penetra nos substratos sedimentares. Sendo assim, os sonares são utilizados para obtenção de informações detalhadas da superfície de fundo que possibilitam a identificação de feições sedimentares, contatos litológicos ou diversos objetos (dutos, naufrágios, perturbações no sedimento geradas por organismos bentônicos e até mesmo reconhecimento de danos causados por redes de arrasto de pesca).

São basicamente dois mecanismos primordiais que permitem que o som emitido pelo sonar retorne ao transdutor: reflexão e *backscattering*. O primeiro está relacionado com o sinal que atinge a superfície de fundo e retorna diretamente ao transdutor, numa reflexão total; o segundo está relacionado

com a interação entre a energia do som e a textura do material encontrado na superfície.

A quantidade de energia que retorna ao transdutor está diretamente relacionada, em primeiro lugar, com o tipo de pulso acústico emitido (cada equipamento possui suas propriedades específicas) e, em segundo lugar, com o tipo de substrato e suas propriedades acústicas como impedância acústica (BLONDEL e MURTON, 1997).

Em virtude do aprimoramento dos computadores e dos programas usados para tratar os dados, o potencial de monitorar a superfície de fundo está mais eficaz devido à maioria dos dados de sonare de varredura lateral ser digitais, o que possibilita não só a interpretação dos registros ou das imagens em tempo real, como também a geração de mosaicos, proporcionando uma ampla visualização da área estudada. Este avanço tecnológico permite que as informações de posicionamento da embarcação, obtidas nos sistemas baseados em satélites (DGPS), sejam inseridas, em tempo real, no sistema do sonar, o que propicia a eliminação das deformações causadas por alterações da velocidade da embarcação ao longo do levantamento.

4 METODOLOGIA

O desenvolvimento do presente trabalho conta com a execução de atividades de campo e de laboratório. As seguintes etapas fazem parte da estratégia adotada:

4.1 Planejamento da campanha geofísica: nesta etapa foram planejadas as linhas sísmicas e sonográficas com o auxílio do programa Hypack, tomando cuidado para que elas fizessem uma cobertura representativa da área (Figura 18).

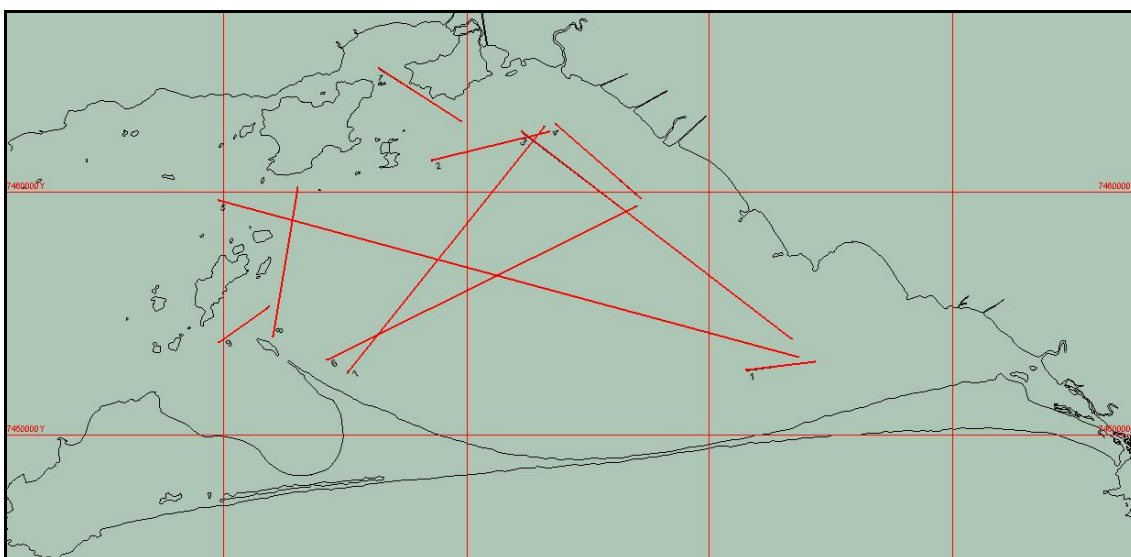


Figura 18 - Planejamento das linhas sísmicas e sonográficas.

4.2 Campanha geofísica: Foram obtidas 09 linhas sísmicas (D1 a D9) e 8 linhas sonográficas (D1, D4 a D10) (Figura 19). O sistema de posicionamento adotado para o trabalho foi por satélite com a utilização de um DGPS. Para a navegação utilizou-se o programa Hypack 6.2.

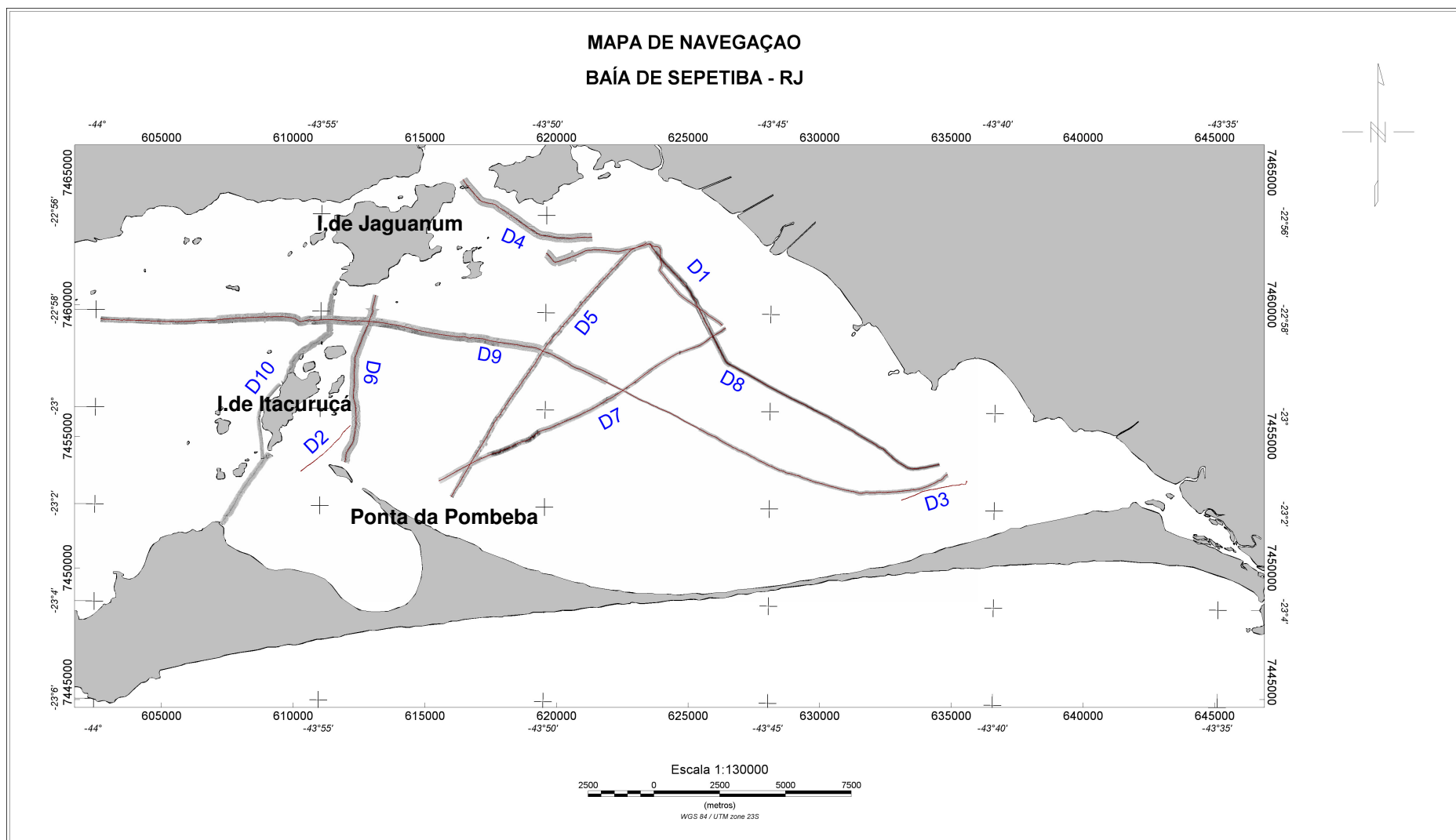


Figura 19 - Mapa de posicionamento das linhas sísmicas (em vermelho: D1 a D9) e sonográficas (sombreadas: D1, D4 a D10).

O sistema de sísmica rasa de alta resolução utilizado no levantamento foi o GEOSTAR Full-Spectrum da EDGETECH, Inc.. Este sistema do tipo CHIRP opera com ondas acústicas em freqüência modulada na faixa de 2-16 kHz, sendo composto por um registrador digital, com alta capacidade de processamento e armazenamento de imagens, integrado a um sistema fonte-receptor do tipo tow-fish (Modelo SB-216), que é rebocado. O referido sistema é mostrado na figura 20.



Figura 20 - Da esquerda para a direita: Sistema de geofísica rasa de alta resolução e fonte de emissão e recebimento do sinal acústico.

Já os dados sonográficos foram coletados com um Sistema Digital de alta-resolução de Sonar de Varredura Lateral (Modelo 4100/560P) da EDGETECH, Inc.. Este sistema é composto de um transdutor/receptor rebocado (tow-fish Modelo 272T) - que emite feixes laterais de ondas acústicas na freqüência de 100 kHz - e um processador digital de alta performance (Figura 21). Com isto pode-se mapear o fundo submarino numa faixa de varredura variável em função da profundidade em que o sensor se encontra distante do fundo. Essa técnica permite a identificação textural e permite também a identificação de formas de fundo, indicando a hidrodinâmica da região (BLONDEL e MURTON, 1997).