



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**  
Centro de Tecnologia e Ciências  
Faculdade de Geologia

Hélio Heringer Villena

**Evolução sedimentar do cone de deposição do rio Guandú, Baía de Sepetiba  
- RJ**

**Rio de Janeiro  
2007**

Hélio Heringer Villena

**Evolução sedimentar do cone de deposição do rio Guandú, Baía de Sepetiba  
- RJ**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientador: Prof. Dr. Hernani Aquini Fernandez Chaves

**Rio de Janeiro  
2007**

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

V737 Villena, Hélio Heringer  
Evolução sedimentar do cone de deposição do Rio Guandu, Baía de Sepetiba - RJ / Hélio Heringer Villena. – 2007.  
175 f. : il.

Orientador : Hernani Aquini Fernandez Chaves  
Tese (doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Sepetiba, Baía de (RJ) – Teses. 2. Guandu, Rio (RJ) – Teses. 3. Geologia estratigráfica – Holoceno – Teses. 4. Sedimentação e depósitos – Teses. I. Chaves, Hernani Aquini Fernandes. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.794 (815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

---

Assinatura

---

Data

Hélio Heringer Villena

**Evolução sedimentar do cone de deposição do rio Guandú, Baía de Sepetiba  
– RJ**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 15 de novembro de 2007.

Banca examinadora:

---

Prof. Dr. Hernani A. F. Chaves  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

---

Prof. Dr. Jorge C. Della Fávera  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

---

Prof. Dr. Marcelo Sperle Dias  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

---

Prof. Dr<sup>a</sup>. Maria Antonieta da C. Rodrigues  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Sílvia Dias Pereira  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus, o Criador de todas as coisas, que me concedeu a vida e me capacitou a ela.

A meus pais Ronaldo Antônio da Costa Villena (*in memoriam*) e Elda Heringer Villena, que dentro de suas limitações me orientaram e me propiciaram condições para um desenvolvimento intelectual e acadêmico.

A minhas Filhas, Joyce Cristine dos Santos Marins e Hellen Santos Heringer Villena, razões de todo o esforço.

À Professora Dr<sup>a</sup> Izabel Gurgel, responsável direta por esta empreitada.

Ao “Tio” Francisco, meu Guru de informática, por todas as dicas nesse ramo.

Ao Prof. Hernani Aquini Fernandez Chaves, meu orientador, que acreditou no meu potencial e que sempre se mostrou presente e paciente.

Aos Doutores Sílvia Dias Pereira, Heloísa Borges, Marcelo Serle Dias, Cleverson Guizan Silva, Antonieta Rodrigues e à Mestre Soraya Carelli, que colaboraram cedendo dados, participando de trabalhos de trabalho de campo e apoiando o trabalho todo o tempo ou em determinada fase.

Aos Drs. Franklin Noel dos Santos e Renato Carreira, pelo apóio na identificação das conchas encontradas nos testemunhos e análises de carbono orgânico e nitrogênio no testemunho TH01, respectivamente.

Ao Dr Mário Luiz Gomes Soares pelo apoio com bibliografia.

Ao Dr. Marco André Malmann de Medeiros por toda ajuda durante o curso.

À empresa Husky Duck pelo suporte nas testemunhagens sub-aquáticas.

Ao Centro de Hidrografia da Marinha pela cessão de cópias das Folhas de Bordo usadas para a geração dos mapas batimétrico e de gradiente.

À Oceanógrafa Juliana Bye Fabri e aos estagiários Nanashaira Cavalcanti, Raiane do Poço, Vítor Guimarães, Natália Rodrigues, Tobias Ferreira e Francisco Borges, pela imensa colaboração na execução do trabalho.

Ao corpo técnico do Laboratório de Oceanografia Geológica (LABOGEO) durante o período de elaboração do trabalho.

À Dr<sup>a</sup> Márcia Aparecida Fernandez dos Reis, por todo apoio ao longo de mais de três anos de convivência.

Á todos os colegas do departamento de oceanografia pelo apoio e incentivo.

## RESUMO

VILLENA, Hélio Heringer. **Evolução sedimentar do cone de deposição do rio Guandú, Baía de Sepetiba – RJ**. 2007. 175f. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

O presente estudo buscou a caracterização da evolução sedimentar do cone de deposição do Rio Guandu, localizado na Baía de Sepetiba – RJ, frente às variações do nível do mar no Holoceno. Com base em dados geológicos e geofísicos, foi possível identificar as variações locais de nível de mar, com possível componente neotectônica aproximando os resultados à Curva de Variação do Nível do Mar definida por Suguio (2005). Foram identificados três momentos na evolução do cone e traçados três diferentes cenários evolutivos para a baía e para o cone de sedimentação. Inicialmente, em nível de mar abaixo do atual (-11m), a baía era menor em área, tinha sua abertura voltada para o quadrante Sul e, portanto, mais sujeita à ação das ondas oceânicas de tempestade, com o cone depositando-se em frente à Ilha da Madeira, com sedimentos mais arenosos, e dominado por ondas. Posteriormente, em nível de mar mais alto (+5m), forma-se uma ampla baía, com grande abertura ao oceano voltada para sudoeste e, conseqüentemente, ainda sujeita à ação de ondas mais fortes. O cone de deposição foi deslocado para uma posição onde hoje temos a planície sedimentar de Sepetiba, ocupada atualmente pelo município de Itaguaí e o bairro de Santa Cruz – Rio de Janeiro. Por associação a outro delta identificado para este período na região, tinha-se um delta mais arenoso que o atual e dominado por ondas. Por fim, com nível do mar atual, temos uma baía fechada e abrigada, bem protegida da ação das ondas oceânicas na sua porção leste, formando-se um delta dominado pelo rio (*bay head delta*), com sedimentação grossa restrita à sua desembocadura e cone de sedimentos lamosos depositados pela decantação da pluma de sedimentos finos.

Palavras-chave: Baía de Sepetiba. Rio Guandú. Holoceno. Nível do Mar. Delta.

## ABSTRACT

VILLENA, Hélio Heringer. **Sedimentary evolution of the Guandú river deposition cone, Sepetiba Bay – RJ**. 2007. 175f. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

This study aimed to understand the sedimentary evolution of Guandu River depositional fan, in Sepetiba Bay, RJ, as a function of Holocenic sea level changes. Integration of geological and geophysical data, afforded to trace local variability of sea level, with a possible neotectonic component. The resultant curve is close to the Sea Level Variation Curve as defined by Suguio, 2005. Three different moments in the evolution of the sedimentary fan were identified, and the three corresponding scenarios were discussed. Initially, with a lower sea level than present (-11 m), the bay was smaller in area with its opening facing south and thus more influenced by storm oceanic waves. In this scenario, the fan was deposited in front of Madeira Island, with a sandy character and forming a wave-dominated delta. In the second scenario with a higher sea level (+ 5 m), a broad bay was formed, with a big southwest-facing mouth, and, consequently, even more prone to strong wave action. Depositional fan in this condition was dislocated to a position correspondent today to Itaguai municipality and Santa Cruz district, in Rio de Janeiro. As related to another depositional fan previously described in this bay, this second scenario probably had an even more sandy delta, dominated by waves. At last, the third, present, scenario with the current sea level, shows a well sheltered bay, protected from oceanic wave action in its east portion, and a river dominated delta (bay head delta) developing with coarse sediments deposition restricted to the river's mouth and a silty depositional fan produced by the settling of the fine sediments plume.

**Kywords:** Sepetiba Bay. Guandú river. Holocene. Sea level. Delta.

## SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO</b>	1
<b>2 – OBJETIVO</b>	2
<b>3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	3
<b>4 – CARACTERIZAÇÃO REGIONAL</b>	4
4.1 – PANORAMA SÓCIO-ECONÔMICO	4
4.2 – GEOGRAFIA FÍSICA	9
4.3 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL	10
4.4 – GEOLOGIA REGIONAL	16
4.5 – METEOROLOGIA	17
4.6 – OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA	18
4.7 – OCEANOGRAFIA FÍSICA	28
<b>5 – METODOLOGIA</b>	43
5.1 – PREPARAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA	43
5.2 – BATIMETRIA	46
5.3 – PERFILAGEM SÍSMICA	48
5.4 – TESTEMUNHAGENS	52
<b>6 – RESULTADOS</b>	58
6.1 – BATIMETRIA E GRADIENTE	58
6.2 – PERFILAGEM SÍSMICA	68
6.3 – TESTEMUNHAGENS	75
<b>7 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	92
<b>8 – DISCUSSÃO</b>	130
<b>CONCLUSÕES</b>	164
<b>REFERÊNCIAS</b>	165

## INTRODUÇÃO

A Baía de Sepetiba é uma das três grandes baías do litoral do Estado do Rio de Janeiro. Seu entorno caracteriza-se por uma zona industrial de destaque estadual (Distrito Industrial de Itaguaí), na qual se localizam o Porto de Sepetiba, a Casa da Moeda, a NUCLEP, etc.

Em contraposição ao desenvolvimento industrial observado, a região é de uma riqueza paisagística, de flora e de fauna impressionantes. Em suas margens temos um exuberante ecossistema de manguezal, que é reconhecido como berçário da vida marinha. Seu limite sul é marcado pela presença de longo e estreito cordão arenoso, a Restinga da Marambaia, enquanto que, sua porção oeste, portal de comunicação entre a baía e o oceano, distingue-se pela presença de numerosas ilhas, lajes e afloramentos rochosos.

A região apresenta, por força de suas características naturais, uma tradição como reduto de pesca e uma inclinação ao turismo, o que tem gerado conflito com as atividades industriais e urbanas, responsáveis por índices alarmantes de contaminação, principalmente por metais pesados e esgoto.

O entendimento sobre o ecossistema marinho costeiro da região, que nos remete a um conhecimento detalhado do relevo submarino, da circulação marinha, do transporte e deposição de sedimentos, é de suma importância para o planejamento de um desenvolvimento sustentável dos recursos da região (vivos e não-vivos), bem como de ações mitigadoras dos impactos ambientais ora observados.

As condições atuais de relevo submarino, circulação marinha e deposição de sedimentos é fruto da história geológica da baía, levando-nos à busca do entendimento desta história evolutiva do meio físico local, para que possamos entender os mecanismos atuantes em suas diversas nuances e tenhamos condições de projetar cenários futuros através de modelagens computacionais do meio ambiente local.

A evolução geológica do ambiente marinho costeiro é intimamente ligada às variações do nível do mar observadas durante o Quaternário, principalmente no Holoceno, encontrando-se marcadas no registro sedimentar da baía e planície costeira adjacente, quer seja na seqüência estratigráfica, quer seja na biota (atual e pretérita), ou ainda, em registros arqueológicos.

## **2 – OBJETIVO**

O presente trabalho tem por objetivo descrever a evolução sedimentar do cone de deposição do Rio Guandu nos últimos 11.000 anos, com ênfase na sua relação com as variações de aporte sedimentar e do nível do mar na região, já estudados por Pereira (1997), Coelho (1999), Santos (2000), Santos (2003) na área de Guaratiba, avaliando o deslocamento do sistema deposicional em conjunto com a migração da costa.

### 3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Baía de Sepetiba localiza-se no litoral sudeste brasileiro, margeando a Bacia Sedimentar de Santos, entre as coordenadas  $22^{\circ} 53' S$  a  $23^{\circ} 04' S$  e  $43^{\circ} 34' W$  a  $44^{\circ} 02' W$  (Figura 1).

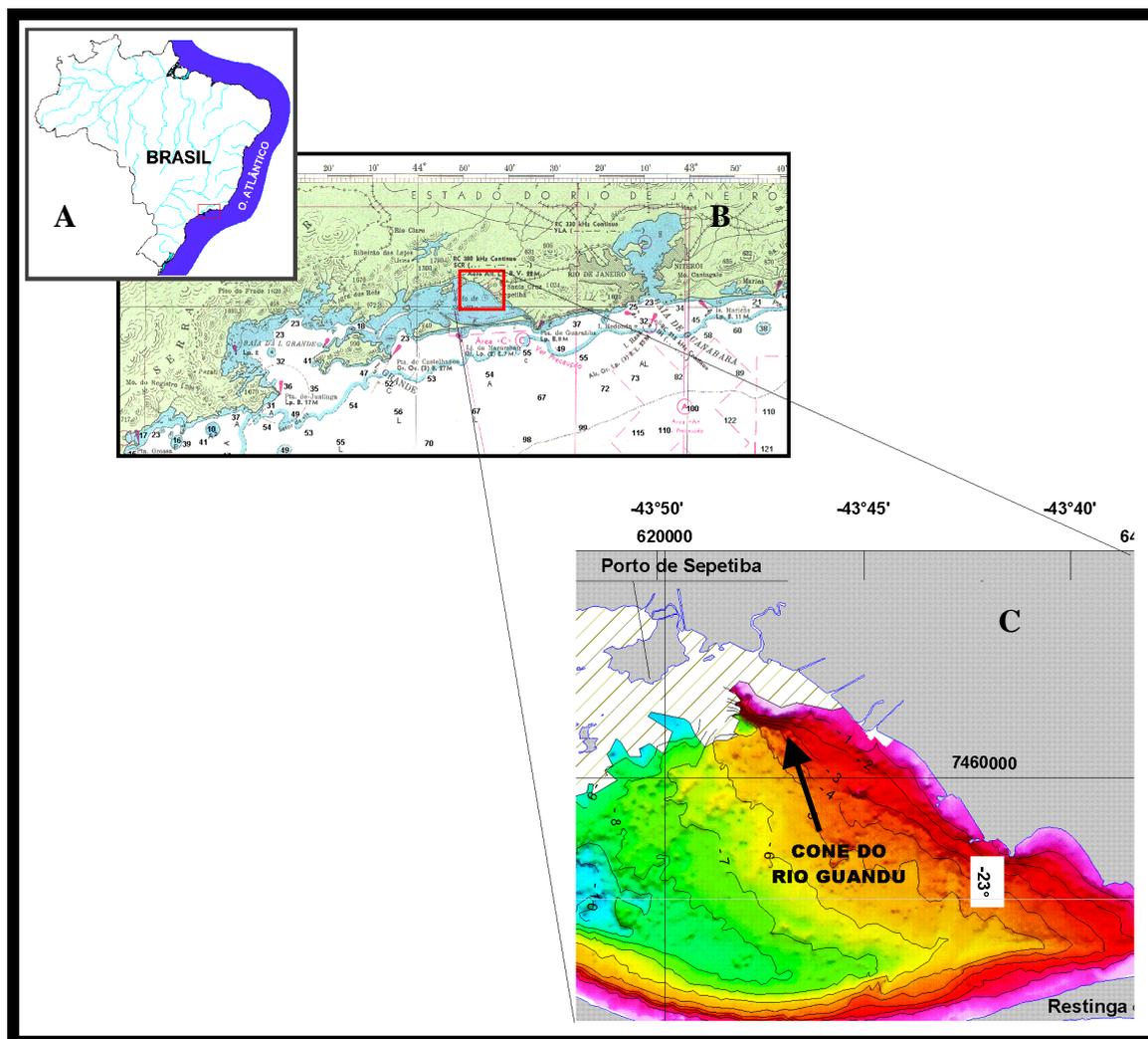


Figura 1 - Localização da área objeto do estudo: A - Mapa do Brasil, no qual é assinalado o litoral do Estado do Rio de Janeiro (modificado do Catálogo de Cartas Náuticas da DHN - 1993); B - Estado do Rio de Janeiro, no qual é assinalada a região de estudo (modificado da Carta Náutica nº 80 - DHN - 1985); C - Trecho da Baía de Sepetiba, sendo assinalada a área do cone de sedimentação do Rio Guandu (alterado de Villena, 2004).

## 4 – CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

### 4.1 – PANORAMA SÓCIO-ECONÔMICO

A Baía de Sepetiba está inserida na região de governo denominada de Região Metropolitana, que se divide em duas Microrregiões Geográficas denominadas Rio de Janeiro e Itaguaí (Figura 2).

A ocupação humana na área, conforme estudos arqueológicos de Kneip (1987) e Kneip & Pallestrini (1987) e Kneip et al (1987), iniciou-se há mais de dois mil anos passados, com datação de  $2260 \pm 160$  na camada mais antiga do Sítio “D” do sambaqui do Zé Espinho, Guaratiba, RJ.

O século XVI foi marcado pela chegada dos Jesuítas à região, havendo a derrubada de manguezais para o plantio de cana-de-açúcar e, posteriormente, cafezais e laranjais (Moura et al, 1999, apud Santos 2000).

A população estimada para a bacia de drenagem da Baía de Sepetiba no final dos anos 90, segundo FEEMA/GTZ (1998), era de 1.295.000 habitantes.

As margens da baía pertencem a três municípios, a saber: Rio de Janeiro (Zona Oeste), Itaguaí e Mangaratiba, com densidades demográficas de 1000 a 5000, 200 a 1000 e 50 a 100 hab/Km<sup>2</sup>, respectivamente (Figura 3).

A população estimada para a bacia de drenagem da Baía de Sepetiba no final dos anos 90, segundo FEEMA/GTZ (1998), era de 1.295.000 habitantes.

As margens da baía pertencem a três municípios, a saber: Rio de Janeiro (Zona Oeste), Itaguaí e Mangaratiba, com densidades demográficas de 1000 a 5000, 200 a 1000 e 50 a 100 hab/Km<sup>2</sup>, respectivamente (Figura 3).

A carga orgânica total de esgotos lançada na baía, segundo FEEMA/GTZ (1998), é de aproximadamente de 70 Ton./dia.

Em termos de parques industriais e grandes empreendimentos (Figuras 4 e 5), estão localizados na região, o distrito industrial da Zona Oeste do Rio de Janeiro, o Pólo Industrial de Itaguaí e os terminais portuários de Sepetiba e MBR.

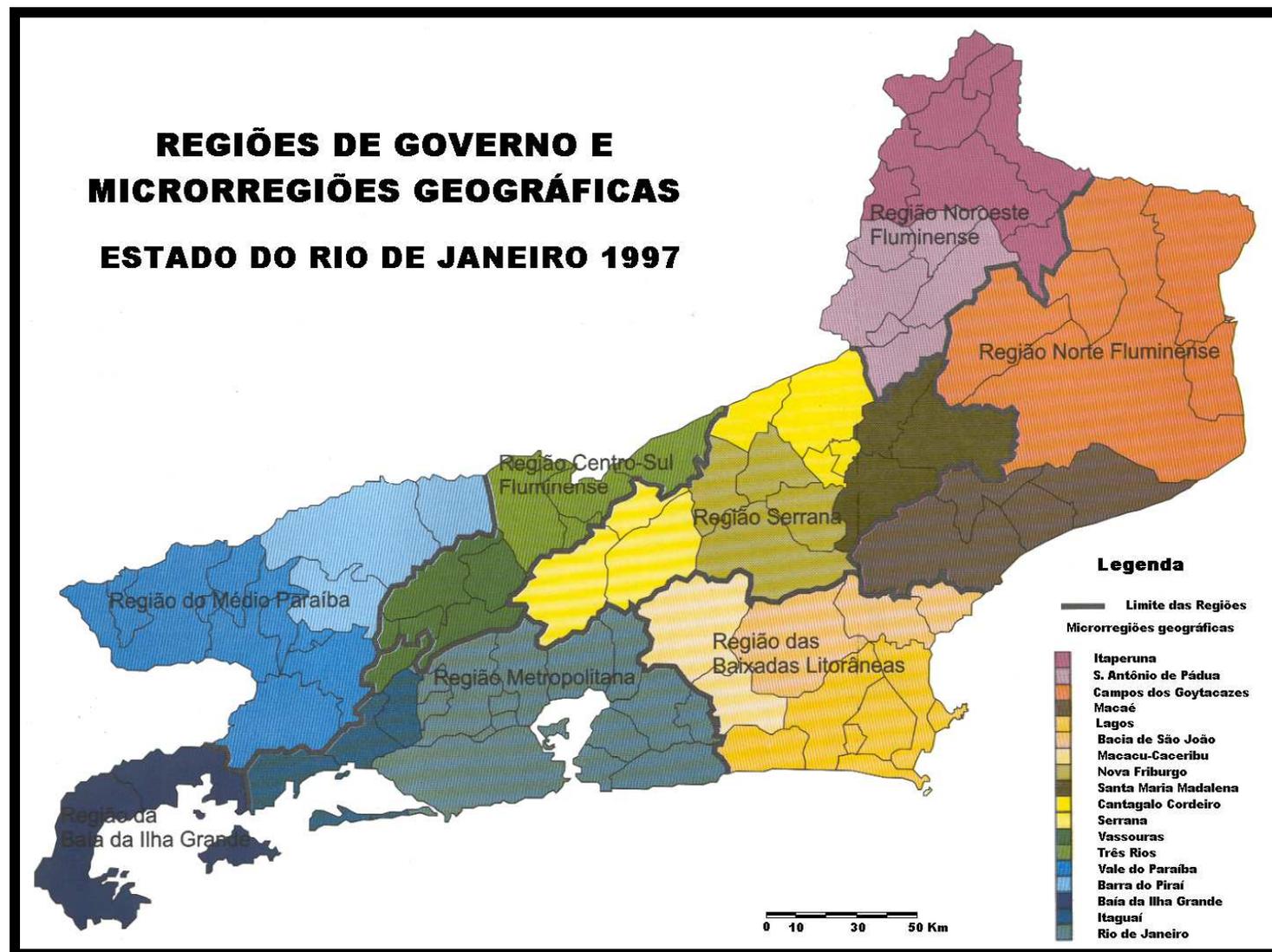


Figura 2 – Divisão do Estado do Rio de Janeiro em Regiões de Governo e Microrregiões Geográficas (alterado de Fundação CIDE, 1997).

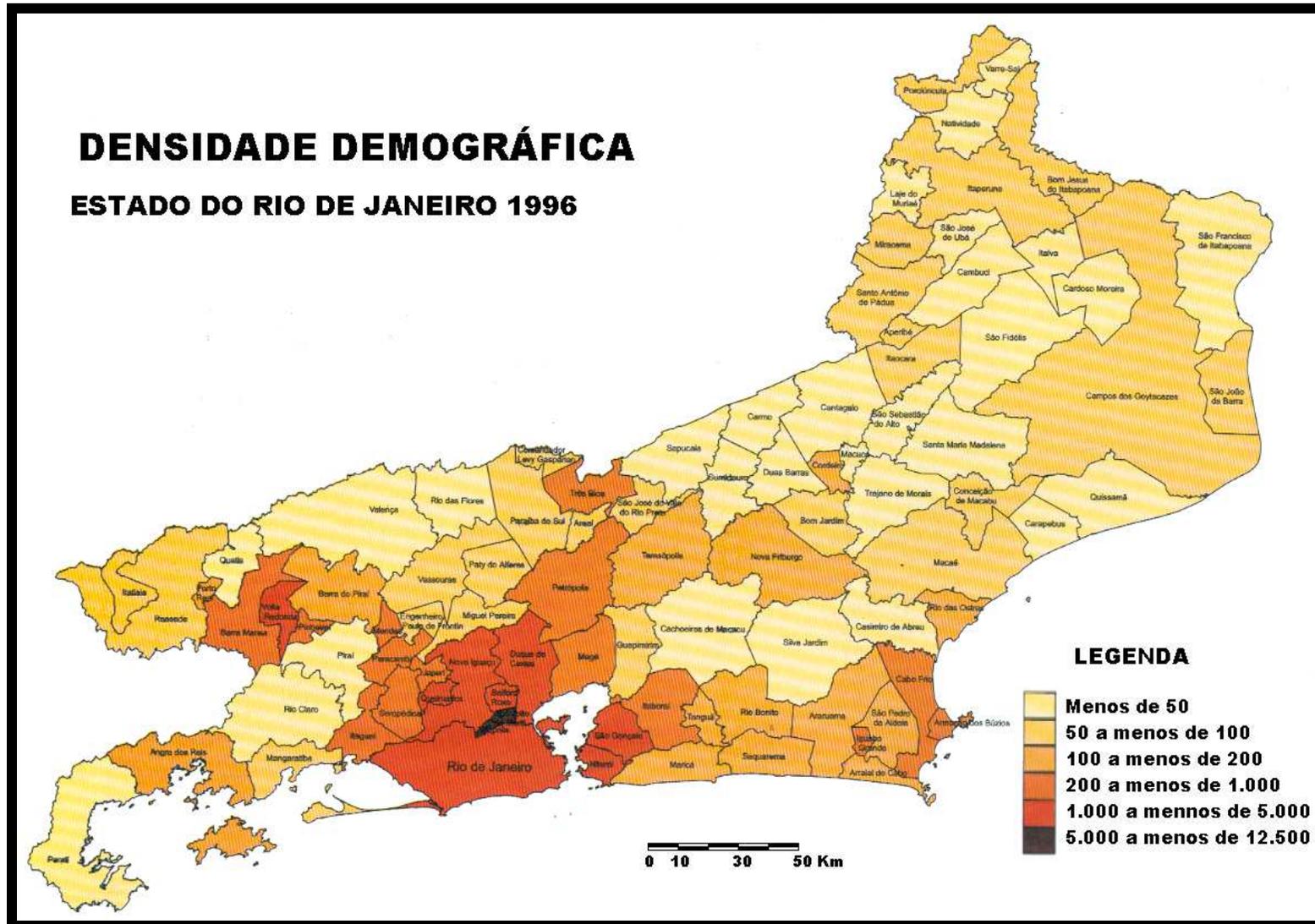


Figura 3 – Densidade demográfica do Estado do Rio de Janeiro (alterado de Fundação CIDE, 1997).

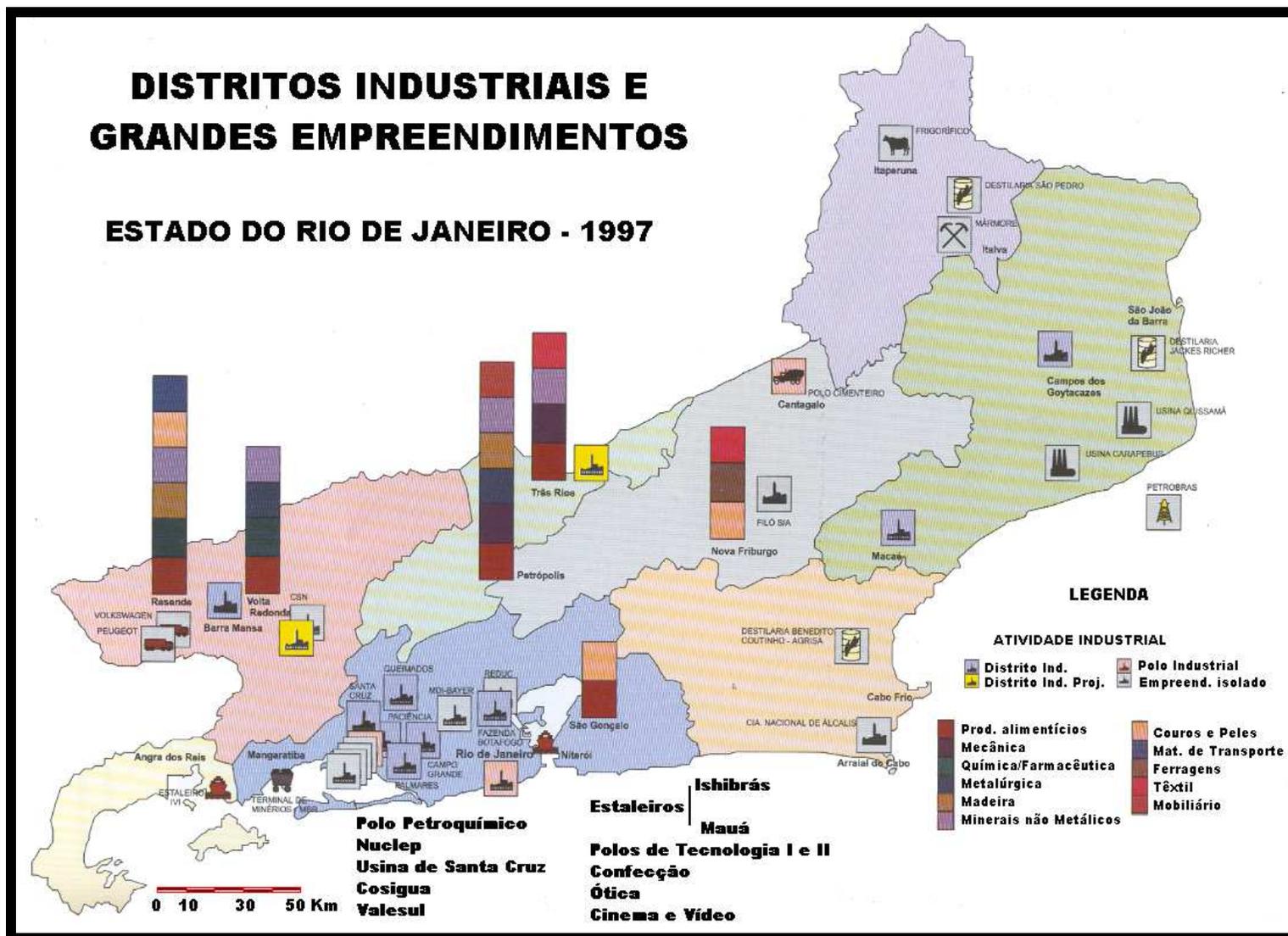


Figura 4 – Distritos industriais e grandes empreendimentos no Estado do Rio de Janeiro (alterado de Fundação CIDE, 1997).

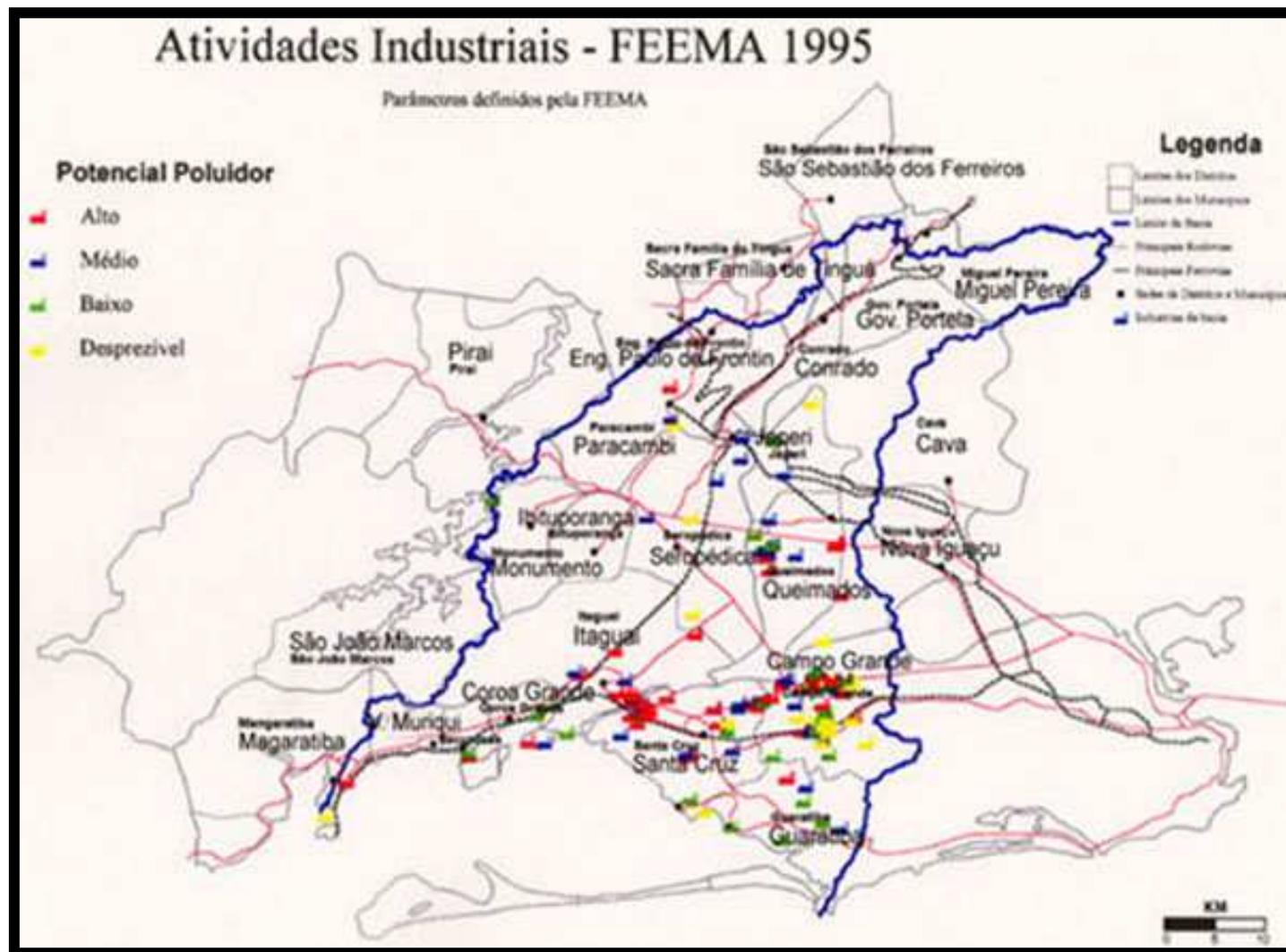


Figura 5 – Atividades industriais da bacia da Baía de Sepetiba com a classificação quanto à sua potencialidade poluidora. (retirado de FEEMA/GTZ, 1998).

## 4.2 – GEOGRAFIA FÍSICA

A Baía de Sepetiba apresenta formato elipsoidal, com 40 Km de comprimento e 16 Km de largura (BORGES, 1990), e área total de espelho d'água aproximadamente de 305 Km<sup>2</sup>. A largura é variável, sendo mais ampla em sua extremidade oeste e mais estreita na sua extremidade leste. A comunicação com Oceano Atlântico se dá, principalmente, pela embocadura oeste que consiste em sua entrada principal, localizada entre o continente e a Ilha da Marambaia e, secundariamente, a leste pelo estreito Canal de Guaratiba.

A principal feição que se observa na área é o longo cordão arenoso da Restinga de Marambaia, que em alguns pontos chega a poucas dezenas de metros, e faz a separação entre a baía e o oceano aberto.

Conforme a descrição de Pereira (1997), a rede fluvial que escoar para a baía é limitada pela Pedra de Guaratiba, pelas serras Prata do Cabuçú, Madureira, Gericinó, Tinguá, São Pedro, Santana, Catumbi, Araras, Caçador, Leandro, Itaguaçu e Lajes, terminando na Ponta de Mangaratiba. As desembocaduras dos rios concentram-se na face Norte/Nordeste, destacando-se a área entre 43° 42' W/43° 50' W e 22° 54' S/22° 58' S, onde desembocam os principais rios da região, entre eles o Rio Guandu (Figura 6).



**Figura 6 – Imagem de satélite da banda pancromática do LANDSAT, na qual são assinaladas as principais desembocaduras de rios que deságuam na baía.**

O ano de 1962, segundo ECOLOGUS (2005) marcou, para a região, um período de grandes intervenções antrópicas. Nesta época foram realizadas as obras de retificação dos canais de vários rios, além da transposição de água do Rio Paraíba do Sul para a baía. O intuito de tais obras foi de assegurar o fornecimento de energia elétrica e água potável para Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

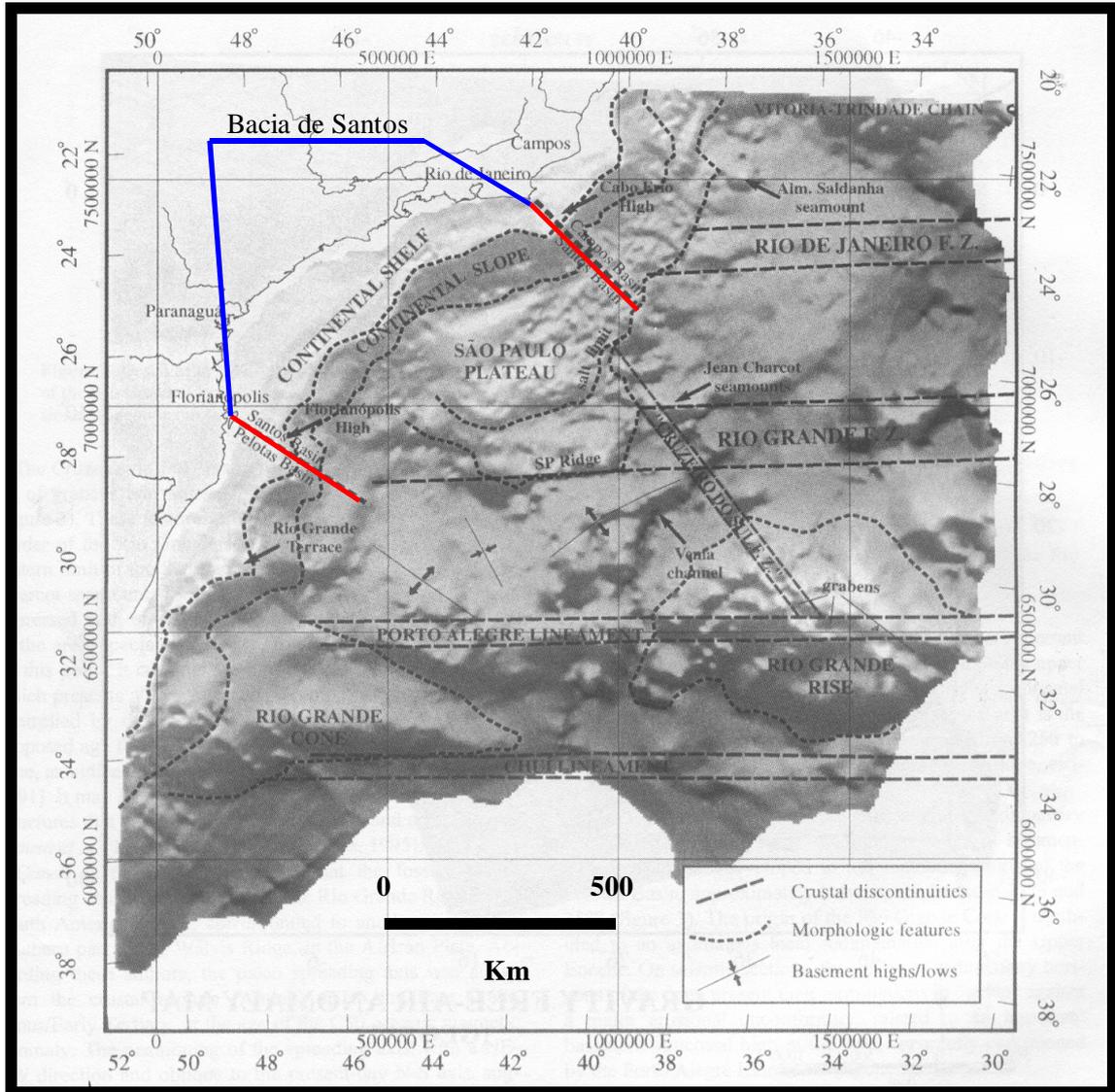
Ainda conforme ECOLOGUS (op. cit.), a vazão de água doce que agora escoo pelo sistema Rio Guandu/Canal de São Francisco passou a ser, em média, de  $168\text{m}^3/\text{s}$ , o triplo da descarga média natural afluyente à baía, com picos de  $300\text{ m}^3/\text{s}$  gerados para aumento da produção de energia em horários críticos.

A consequência imediata desta obra foi o rompimento do equilíbrio natural, ocasionando aumento na descarga sólida, ou seja, do transporte de sedimentos para a baía.

#### **4.3 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL**

A Baía de Sepetiba, como dito anteriormente, situa-se na área da Bacia de Santos, uma bacia sedimentar localizada no litoral sudeste do país (Figura 7). Esta bacia, assim como as demais localizadas da Margem Continental Brasileira, têm sua origem relacionada ao processo de formação do Atlântico Sul. (Asmus & Porto, 1972; Viro, 1985). Segundo Basseto et al (2000), os limites da Bacia de Santos são:

- Norte - Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos;
- Sul - Alto de Florianópolis, que a separa da Bacia de Pelotas;
- Oeste - cinturão de serras costeiras (Maciço da Carioca, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira);
- Leste - a escarpa externa do Platô de São Paulo.



**Figura 7 - Mapa do sudeste brasileiro, mostrando as principais feições (alterado de Basseto et al, 2000). Em vermelho temos os limites da Bacia de Santos.**

A estrutura e a distribuição de falhamentos na bacia está condicionada, principalmente, por 2 fatores: a tectônica distensional do rifteamento e a tectônica pós-rift pela halocinese dos evaporitos. No presente estudo, entretanto, iremos nos ater à estruturação relacionada ao rifteamento que, numa primeira aproximação, é a principal influencia na área da Baía de Sepetiba.

A história da Margem Continental Brasileira (Figura 8) começa com a fragmentação do supercontinente de Gondwana e a conseqüente separação entre a África e a América do Sul (Viro,1985).

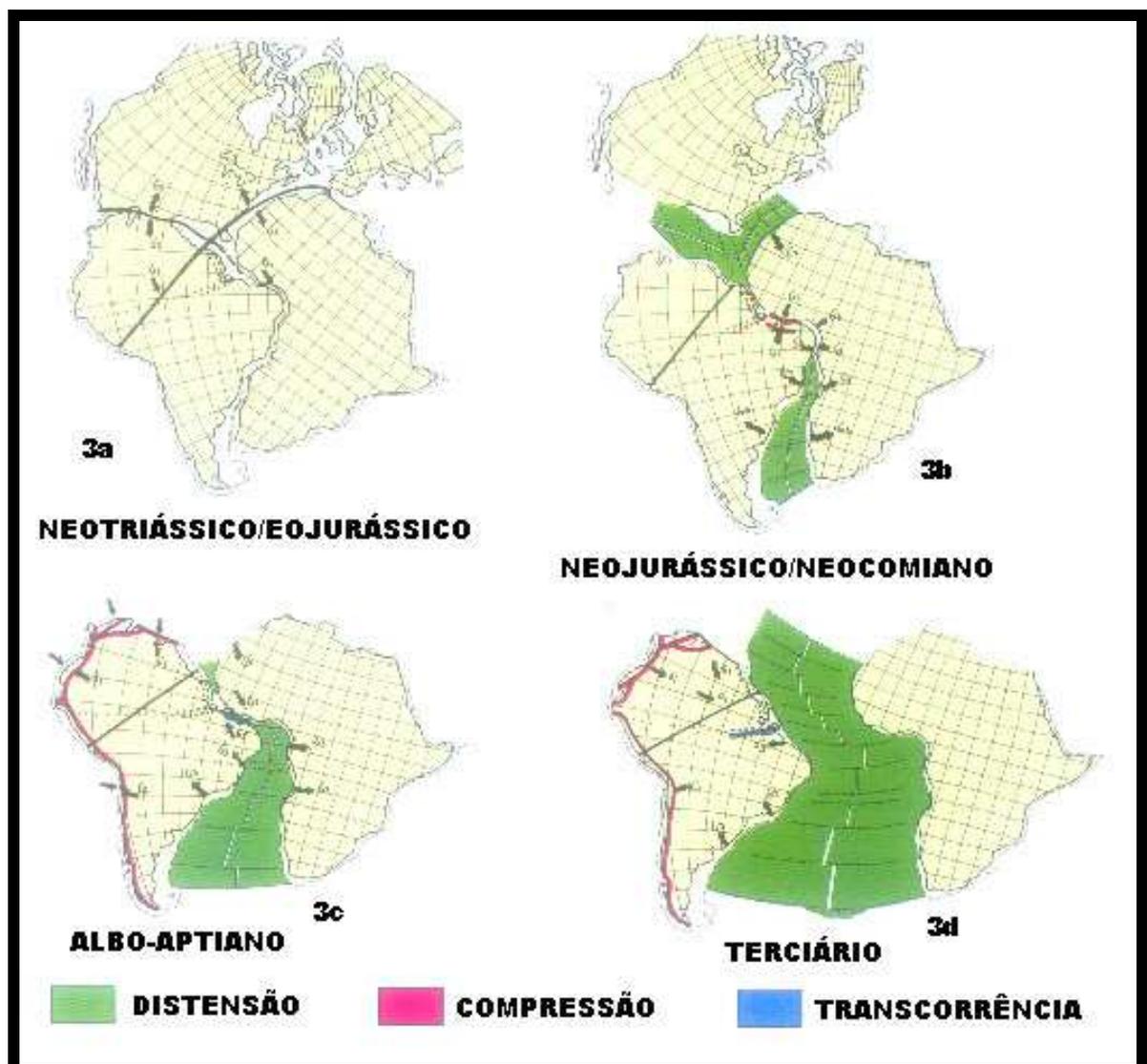


Figura 8 – Evolução do processo de abertura do Atlântico Sul (alterado de Viro, 1985).

Como consequência do descrito acima, segundo Asmus e Guazelli (1981), podemos encontrar estruturas relacionadas ao processo de abertura do Atlântico Sul, destacando-se as falhas normais, as charneiras ou flexuras e as estruturas transversais (Zonas de Fratura e Lineamentos) em toda a Margem Continental Brasileira.

A situação estrutural da região, na qual se concentra o presente estudo, é típica de uma Margem Continental Passiva, com o predomínio de lineamentos NE-SW na parte continental, com ocorrências de estruturas E-W, relacionadas às Zonas de Fratura do Rio de Janeiro (22/24° S) e Rio Grande (26/28° S). Liu (1988), utilizando-se de mosaico de imagens MSS LANDSAT, também detecta esta preferencial direção dos lineamentos continentais.

O relevo continental atual apresenta, ainda hoje, as marcas deste processo de rifteamento, embora o intemperismo e a erosão já tenham esculpido suas marcas (Figura 9). Segundo Sperle (1997), a Serra do Mar, com elevações entre 800 e 1000 metros, chegando a 2400m próximo ao Rio de Janeiro (RJ) e, numa porção mais interiorana, a Serra da Mantiqueira, são os marcos do flanco de uma área de riftes mesozóicos.

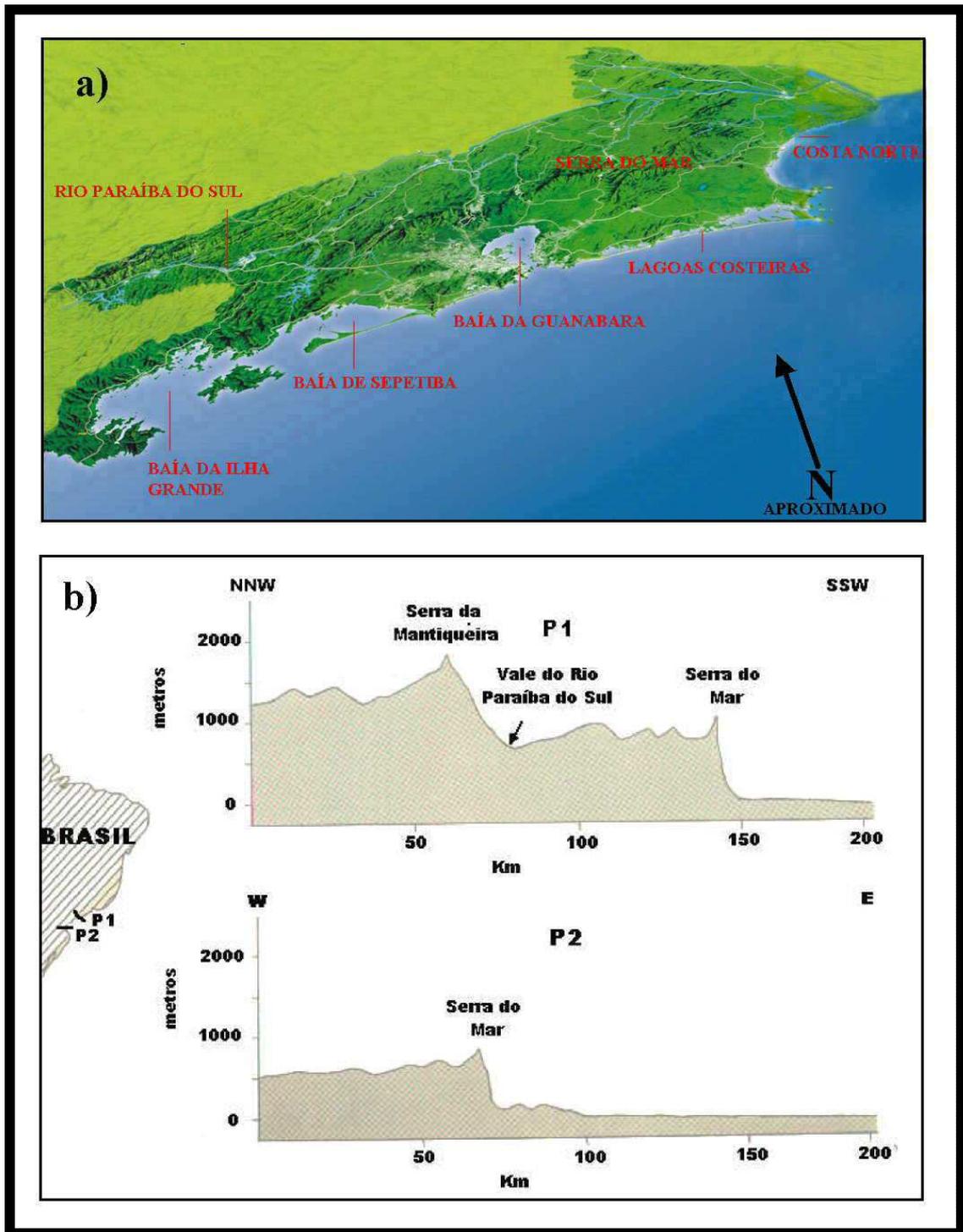
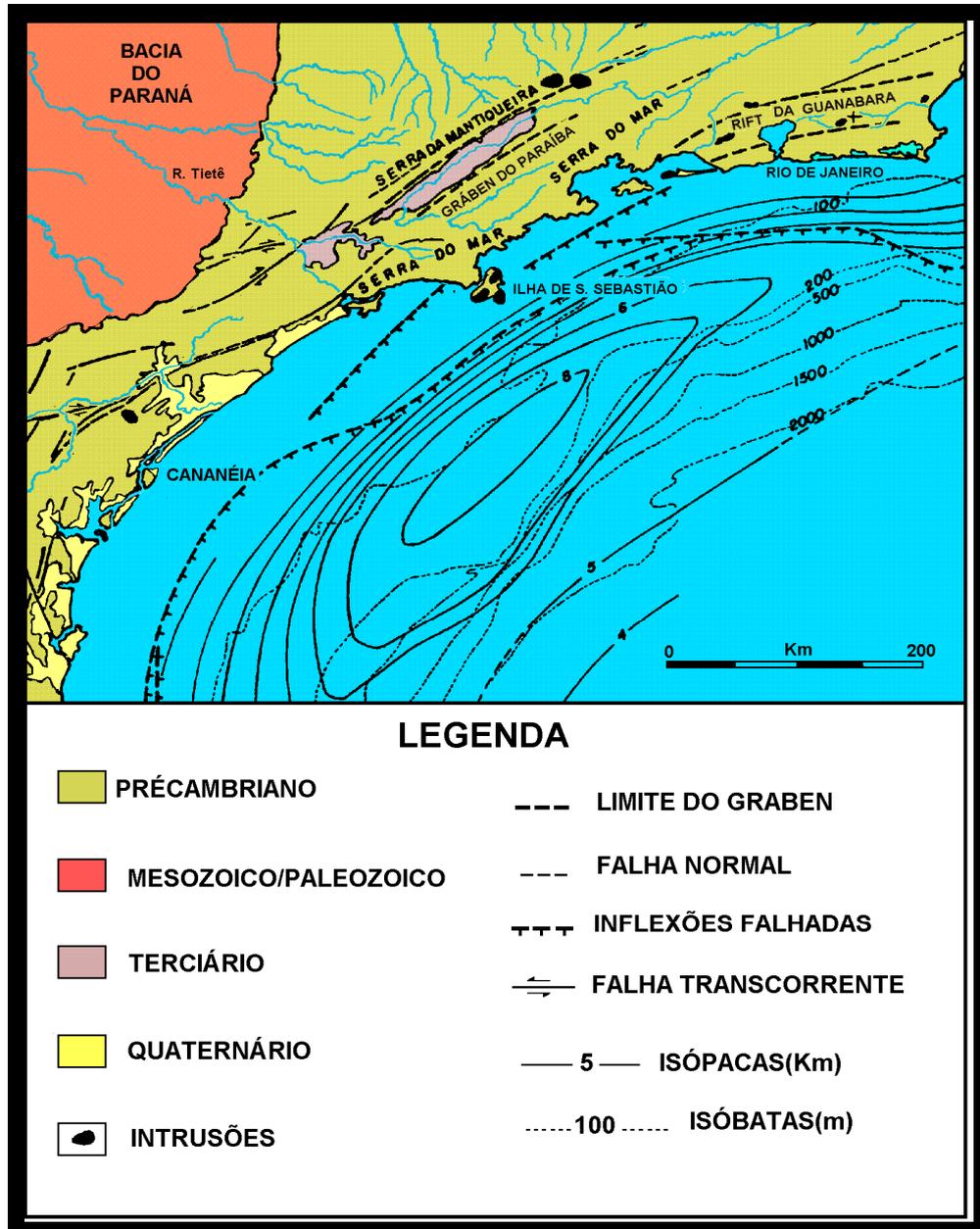


Figura 9 - a) Mapa esquemático do Estado do Rio de Janeiro, destacando-se a Serra do Mar (alterado de CIDE, 1995); b) Perfis topográficos perpendiculares à costa, mostrando a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira (alterado de Asmus & Ferrari, 1978).

Um segundo evento distensional teve lugar no sudeste do Brasil, entre o EoCretáceo e o Paleogeno (Valeriano e Heilbron, 1993). Como resultado deste evento (Figura 10) formou-

se a Zona de Rifts do Vale do Paraíba, entre as cidades de São Paulo e Resende, e o Gráben da Guanabara, entre a Baía de Sepetiba e a cidade de Rio das Ostras (Dios & Cunha, 2001).



**Figura 10 - Mapa do Litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, no qual podemos observar as principais estruturas geológicas da região e os grábens do Paraíba do Sul e da Guanabara. (modificado de Martin & Suguio , 1978).**

O posicionamento das ilhas e lajes, bem como a morfologia da Baía de Sepetiba, indica direção coincidente com os alinhamentos estruturais de sentido NE (Borges, 1990).

#### 4.4 – GEOLOGIA REGIONAL

A região abrangida neste estudo é caracterizada por Ponçano (1979) pela presença de 3 unidades geológicas distintas:

- A primeira é constituída de rochas ígneas e metamórficas de idade Pré-Cambriana e orientação geral NE. Estas direções Pré-Cambrianas fornecem o arcabouço do relevo local, abrigando planícies costeiras, a Serra do Mar, morros e ilhotas, todos de orientação NE.
- A segunda é formada por rochas intrusivas básicas e alcalinas com idade estimada Meso-Terciária presentes na Serra do Mendanha e Maciço do Tinguá. A disposição destas rochas se dá em forma de diques de orientação primária NE e subordinada de NW. Sua presença permite, segundo Pereira (1997), a ocorrência de picos elevados nesta região devido à resistência destas rochas à ação do intemperismo e da erosão.
- A terceira unidade é composta por sedimentos Quaternários nas planícies costeiras, abrangendo desde sedimentos fluviais, a canais de maré e manguezais, formando a Baixada de Sepetiba e a Restinga da Marambaia.

A planície quaternária estende-se lateralmente a Serra do Mar, sendo formada por areias de praias primitivas recobertas por camada de argila impermeável. As serras de entorno à baixada de Sepetiba são constituídas de rochas granito-gnaissicas intercaladas por veios de diabásio e grande quantidade de pirita com suas estrias típicas. Podem ser observados na região vários picos de rochas nefelínicas e o maciço Gericinó-Marapicú, que limita a baixada leste e é constituído por rocha efusiva da família dos fonólitos.

O Mapa Geológico simplificado da Baía de Sepetiba (Fonseca et al, apud Coelho, 1999), mostra exatamente as 3 unidades descritas acima, sendo que a primeira está subdividida em outras 3, de acordo com a idade e composição (Figura 11).

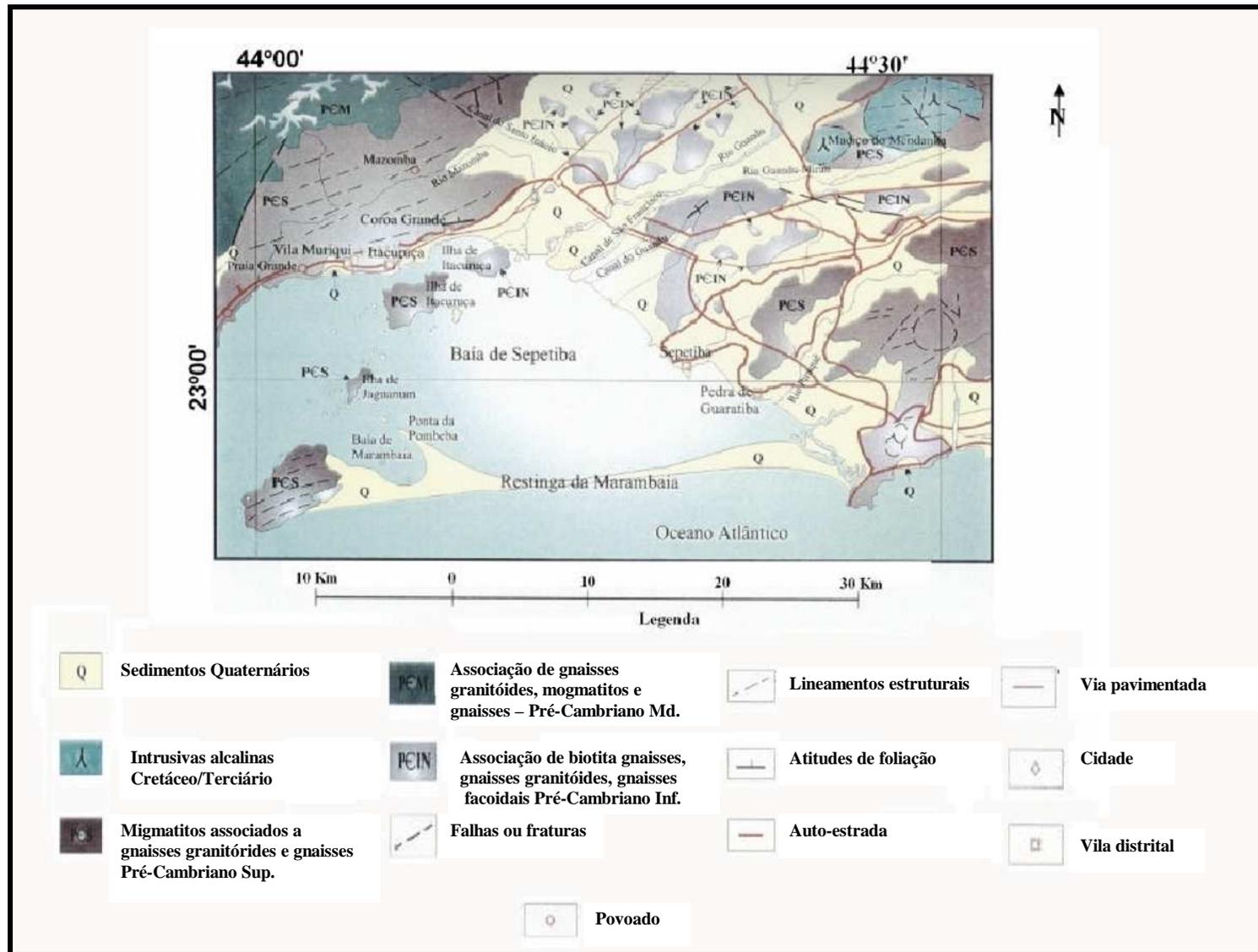


Figura 11 - Mapa geológico simplificado da Baía de Sepetiba (alterado e Fonseca et al, apud Coelho, 1999).

#### 4.5 – METEOROLOGIA

O clima na região da Baía de Sepetiba caracteriza-se como um microclima típico de região litorânea tropical, influenciado por: latitude e longitude, proximidade do mar, topografia, natureza da cobertura vegetal e ação da circulação local ou secundária (brisas marítimas e terrestres). A pluviosidade varia entre 1500 e 2500mm/ano, com máxima precipitação no verão (IEF/RJ-DCN, 1989; apud Coelho, 1999).

Os ventos, segundo ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ (1997), com base em dados da Base Aérea de Santa Cruz, apresentam direção predominante de NE/SW ou de ENE/SSW. O regime de fluxo e refluxo é determinado pela topografia e pela proximidade da área com o mar, o que gera no local uma circulação tipo brisa marítima/terrestre. Durante a entrada de frentes frias podem ocorrer rajadas de até 70Km/h (Pereira, 1997), acarretando alteração do sistema de correntes superficiais da baía. Os ventos de direção SE ajudam a espalhar os sedimentos trazidos pelo rio Guandú, assoreando o canal principal da baía; os de SW provocam o empilhamento da água da baía em direção ao canal de Barra de Guaratiba, ocasionando um fenômeno descrito como maré meteorológica, que pode provocar a inundação nas áreas baixas de manguezal.

A pluviosidade média situa-se entre 1000 e 2000mm/ano (ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ, op. cit). De forma geral, a maior pluviosidade encontra-se na região litorânea (influência marítima) ou em áreas interiores de relevo acidentado e exposto à circulação atmosférica geral. As áreas interiorizadas e confinadas, por sua vez, menos expostas à circulação atmosférica geral, apresentam menores índices pluviométricos. Verifica-se predominância de chuvas nos meses de primavera e verão (setembro a março), os mais chuvosos, enquanto que os de outono e inverno (maio a setembro) são mais secos.

## 4.6 – OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA

### ▪ **BATIMETRIA**

A Baía de Sepetiba apresenta as menores profundidades e declividades no seu setor leste, ou seja no fundo da baía (Borges, 1990), com aumento para oeste, com profundidades entre 8 e 10m no canal central Stevenson et al (1998) e Borges (op. cit.).

Villena (2003 e 2004), tendo como base dados das folhas do acervo do Centro de Hidrografia da Marinha, confeccionou os Mapas Batimétrico (Figura 12) e de Gradiente da Baía de Sepetiba (Figura 13).

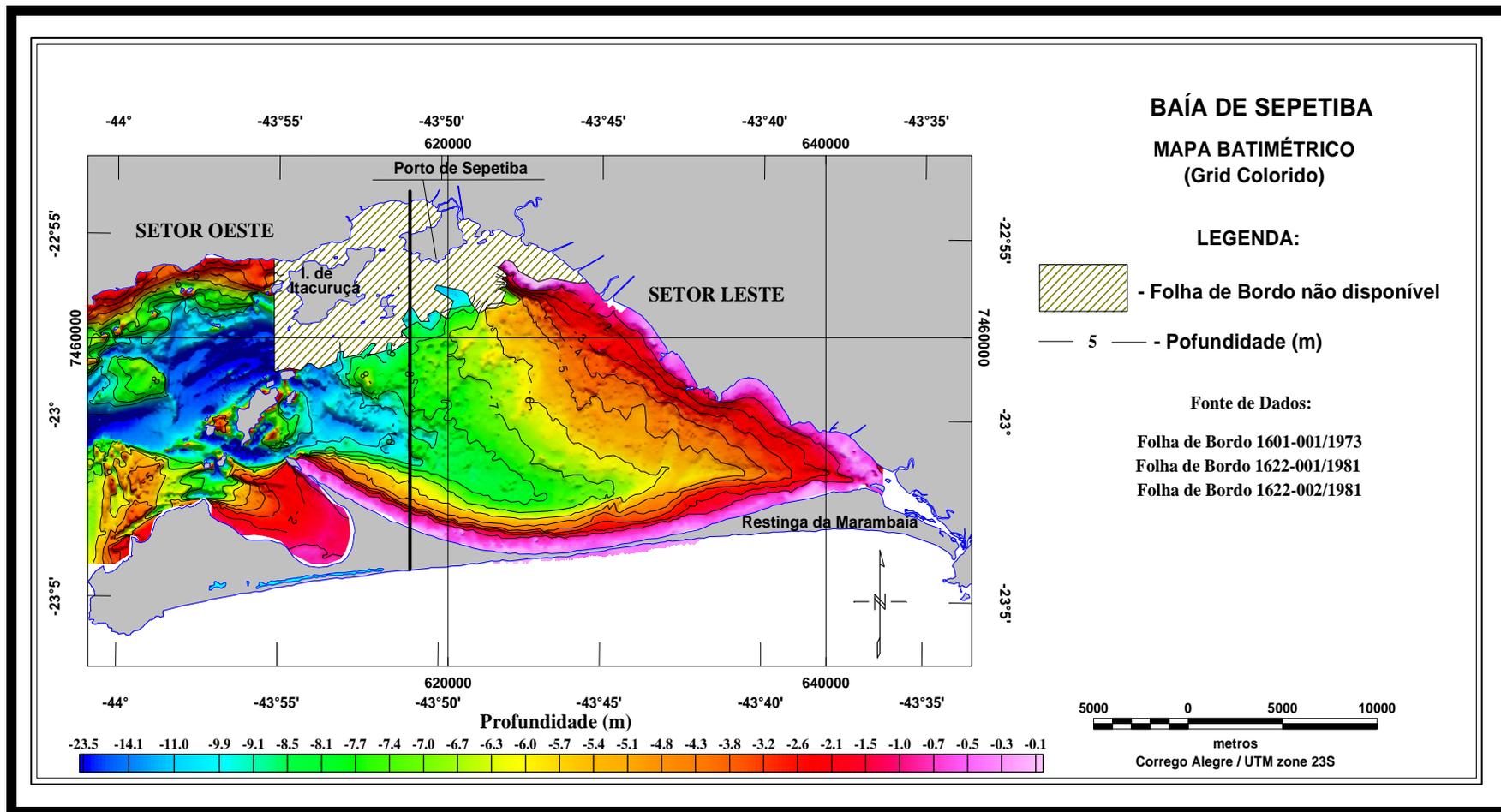


Figura 12 – Relevo de fundo da Baía de Sepetiba, sendo indicada a divisão da baía em Setores Oeste e Leste (retirado de Villena, 2004).

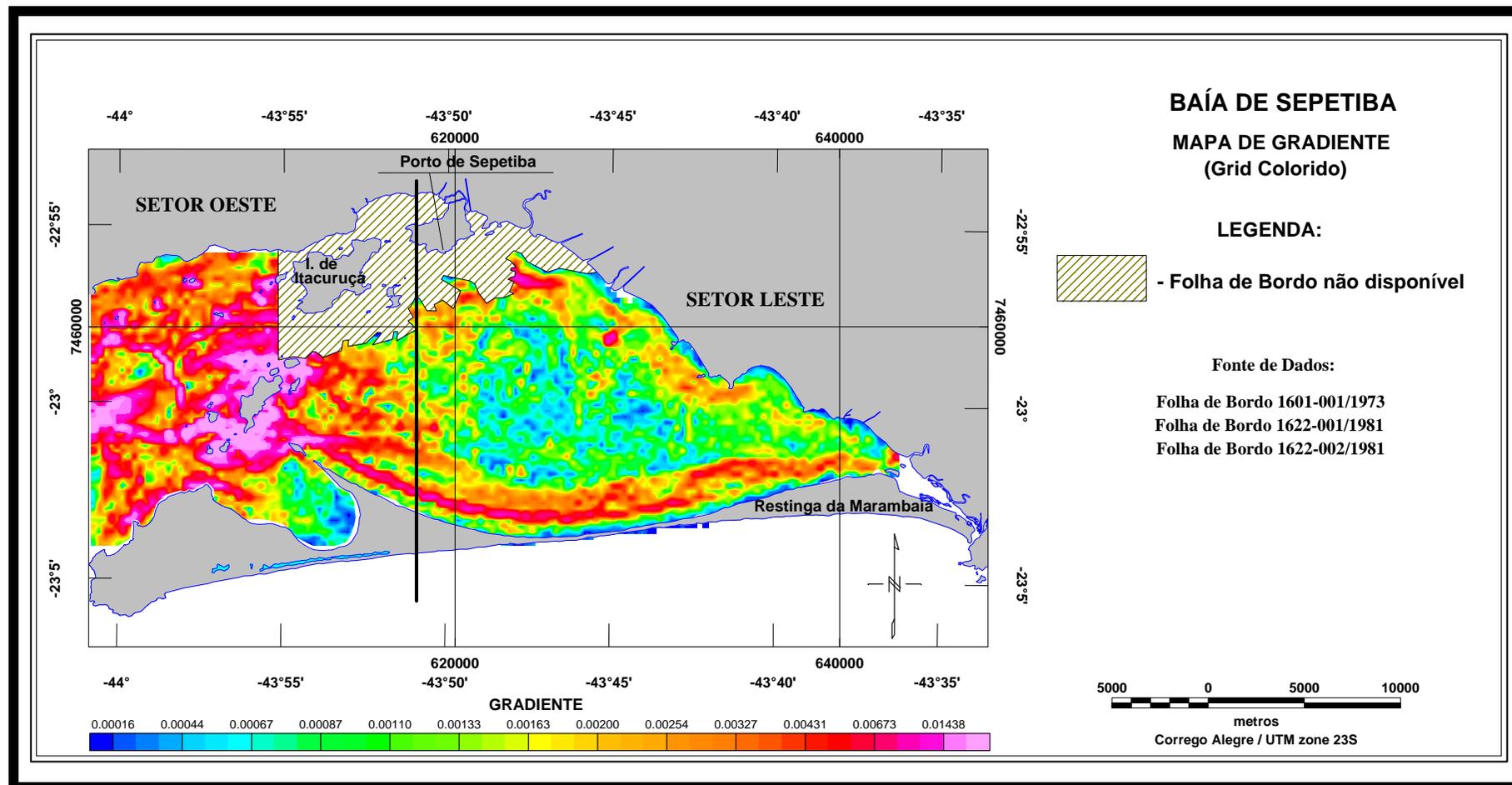


Figura 13– Mapa de gradiente da Baía de Sepetiba, sendo indicada a divisão da baía em Setores Oeste e Leste (retirado de Villena, 2004).

A disposição das isóbatimétricas e a distribuição do gradiente na baía não deixam dúvidas quanto ao seu assoreamento.

Villena (2003 e 2004), tomando como base o relevo de fundo, divide a baía em dois setores distintos a partir do meridiano 618000E (aproximadamente 43° 50' W):

- **Setor Oeste** – caracterizado por relevo acidentado, com o afloramento de várias ilhas ou lages e a presença das maiores profundidades encontradas na baía. A profundidade máxima encontrada é de 51 metros e se localiza nas coordenadas 609148E/7454323 S. Este setor tem a maior parte de sua área dominada por gradiente elevado que se relaciona às encostas de ilhas, taludes dos canais, lajes, etc...

A exceção a esta descrição geral é a Baía da Marambaia, que destoa do restante do setor, apresentando relevo suave, profundidade máxima de 8 metros e baixos valores de gradiente. Os canais descritos por Stevenson (1998) e Borges (1990), ou seja, o canal de passagem de água oceânica oriunda da entrada entre a Ilha da Marambaia e a Ilha Grande para a parte mais interior da baía; o canal a sul da Ilha de Jaguanum; o canal entre a Ilha de Jaguanum e a Ilha de Itacuruçá e, por fim, o canal entre a Ilha de Itacuruçá e o continente (não representado no mapa pela ausência de dados disponíveis) localizam-se entre as coordenadas 600868 E/ 7455541 S e 606337 E/ 7455025 S.

Sente-se nitidamente, neste setor, um acentuado controle do embasamento no relevo submarino.

- **Setor Leste** – caracterizado por um relevo mais suave e assimétrico, com a porção mais profunda do setor deslocada para sul, junto à Restinga da Marambaia. Podemos observar o cone de sedimentação do Rio Guandú nesta área, sendo destacado pela inflexão das isobatimétricas numa forma convexa na porção NE da baía. Os valores de gradiente são bem menores, indicando uma região mais suave, principalmente no centro da baía. A margem norte apresenta alguns valores de gradiente elevados que se relacionam aos flancos do leque de deposição sedimentar dos rios que ali desembocam. A margem sul, por sua vez, junto à Restinga da Marambaia, mostra uma faixa contínua de elevado gradiente, desde a Ponta da Pombeba até a entrada dos Canais do Pedrinho, Pau Torto e Bacalhau. Estas características de relevo e gradiente denotam menor influência do embasamento e um maior controle do relevo pela sedimentação, cujo aporte principal se dá na margem norte-nordeste da baía

através dos rios Guandu, Piracão, Piraquê e outros de menor importância. No fundo da baía, bem em seu extremo Leste, vemos o afunilamento em direção aos Canais do Pau Torto, Pedrinho e Bacalhau (Soares, 1997), que fazem a comunicação com o Canal de Guaratiba, sendo notada inflexão pontiaguda das isobatimétricas na direção destes canais.

#### ▪ **COBERTURA SEDIMENTAR**

Pereira et al (2003 e 2004), com base em 41 amostras coletadas na Baía de Sepetiba, define a distribuição textural dos sedimentos superficiais na baía.

Os sedimentos são oriundos de fonte externa através da rede de drenagem fluvial que deságua na parte norte/nordeste da baía (Sugio 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 (Brönnimann et al, 1981).

A distribuição dos sedimentos superficiais indica a deposição preferencial dos sedimentos arenosos na entrada da baía e canal central (Figuras 14 e 15), 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 (quadrante S). 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 (1998) entra pelo canal central, contorna a baía passando pela desembocadura dos rios e retorna pelo sul margeando a Ponta da Pombeba.

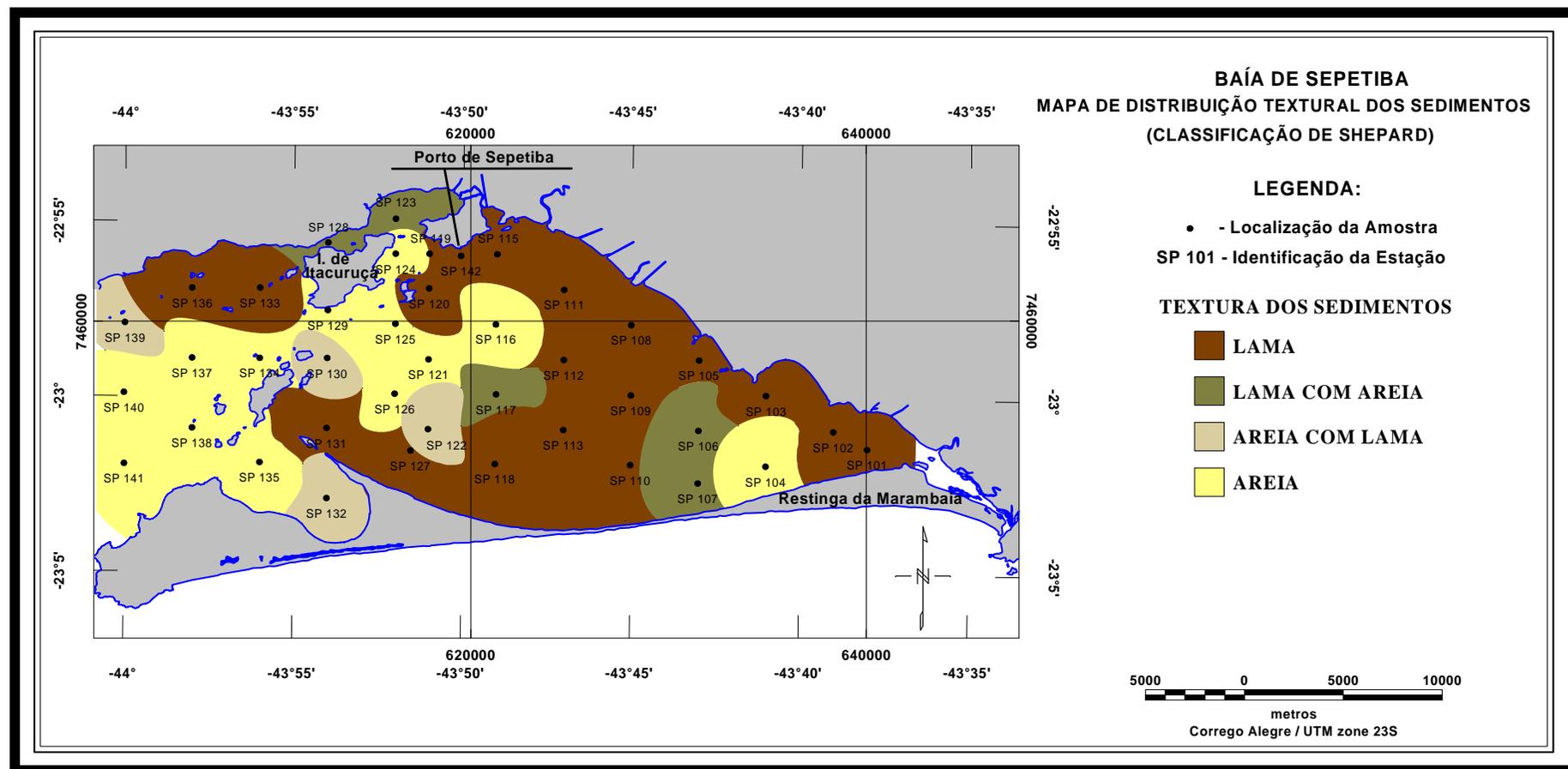


Figura 14 – Mapa de distribuição textural dos sedimentos superficiais da Baía de Sepetiba (retirado de Pereira et al, 2004).

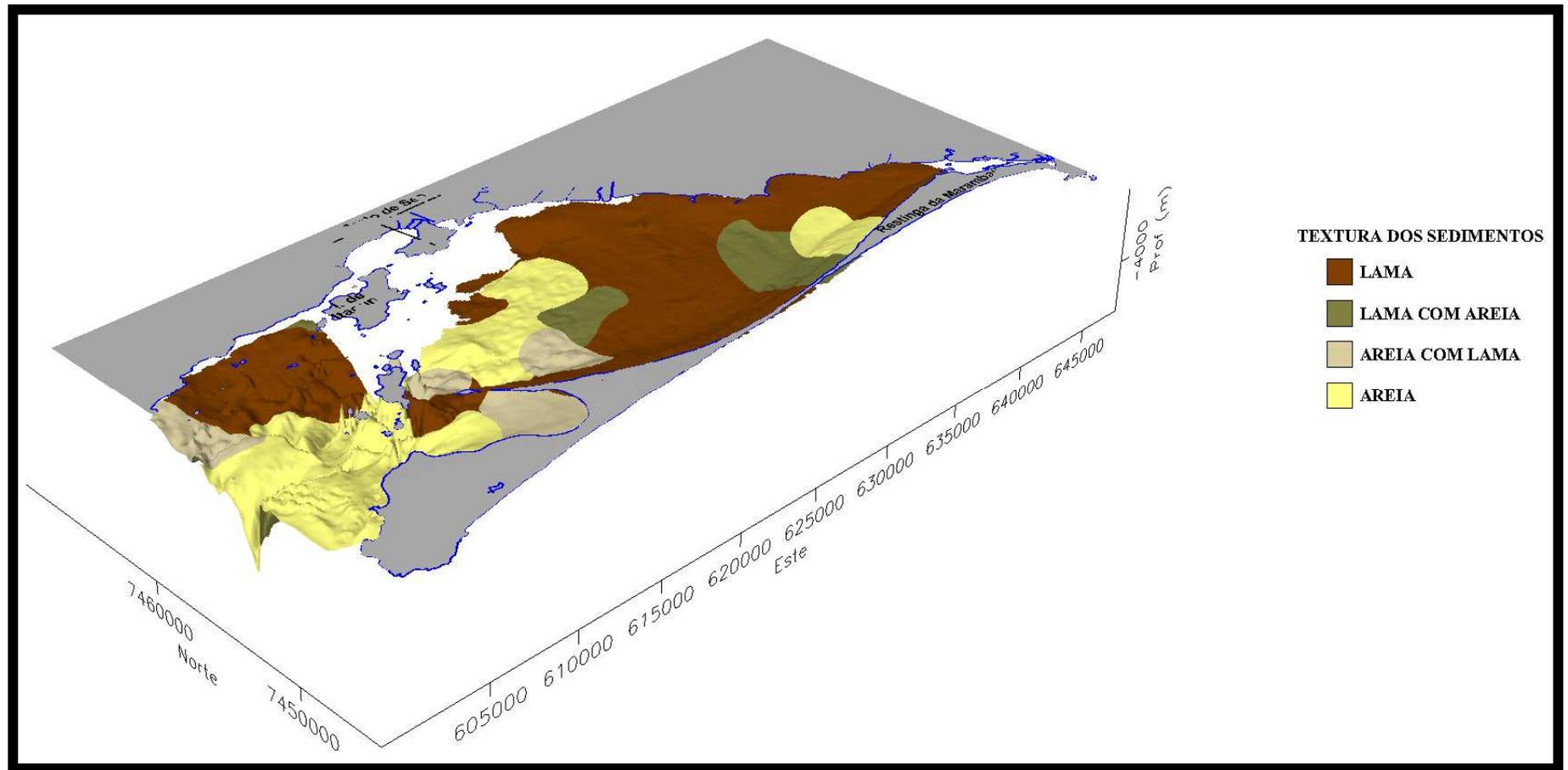


Figura 15 – Visualização 3D da distribuição textural dos sedimentos superficiais da Baía de Sepetiba (retirado de Pereira et al, 2004).

A razão areia/lama (Figura 16) indica uma tendência à diminuição no tamanho de grão no sentido W-E, em direção à porção interior da baía. No sentido S-N não há alteração expressiva, apenas algumas variações em determinados locais. Como esperado, a área fonte dos sedimentos arenosos é a plataforma continental, com posterior distribuição pelas correntes de fundo.

ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ (1997) admite 3 fontes para os sedimentos que entram do oceano: canais de Barra de Guaratiba (pouca expressão), região entre a Ilha Grande e o Morro da Marambaia; e Baía da Ilha Grande. Os sedimentos da segunda e terceira penetram pelos canais de entrada da baía.

Em termos de percentual de matéria orgânica, os estudos de Pereira et al (op. Cit) indicam que as maiores concentrações ( $\approx 8\%$ ) localizam-se no domínio de sedimentos finos. Esses elevados teores de matéria orgânica são característicos de ecossistemas de baía, com predomínio de sedimento lamoso (Figura 17).

Os percentuais de  $\text{CaCO}_3$  são, em média, de 5%, podendo chegar a valores entre 50 e 70% na entrada da baía, onde predominam as areias e a ação das correntes, e onde a influência de água oceânica, é maior. (Figura 18).

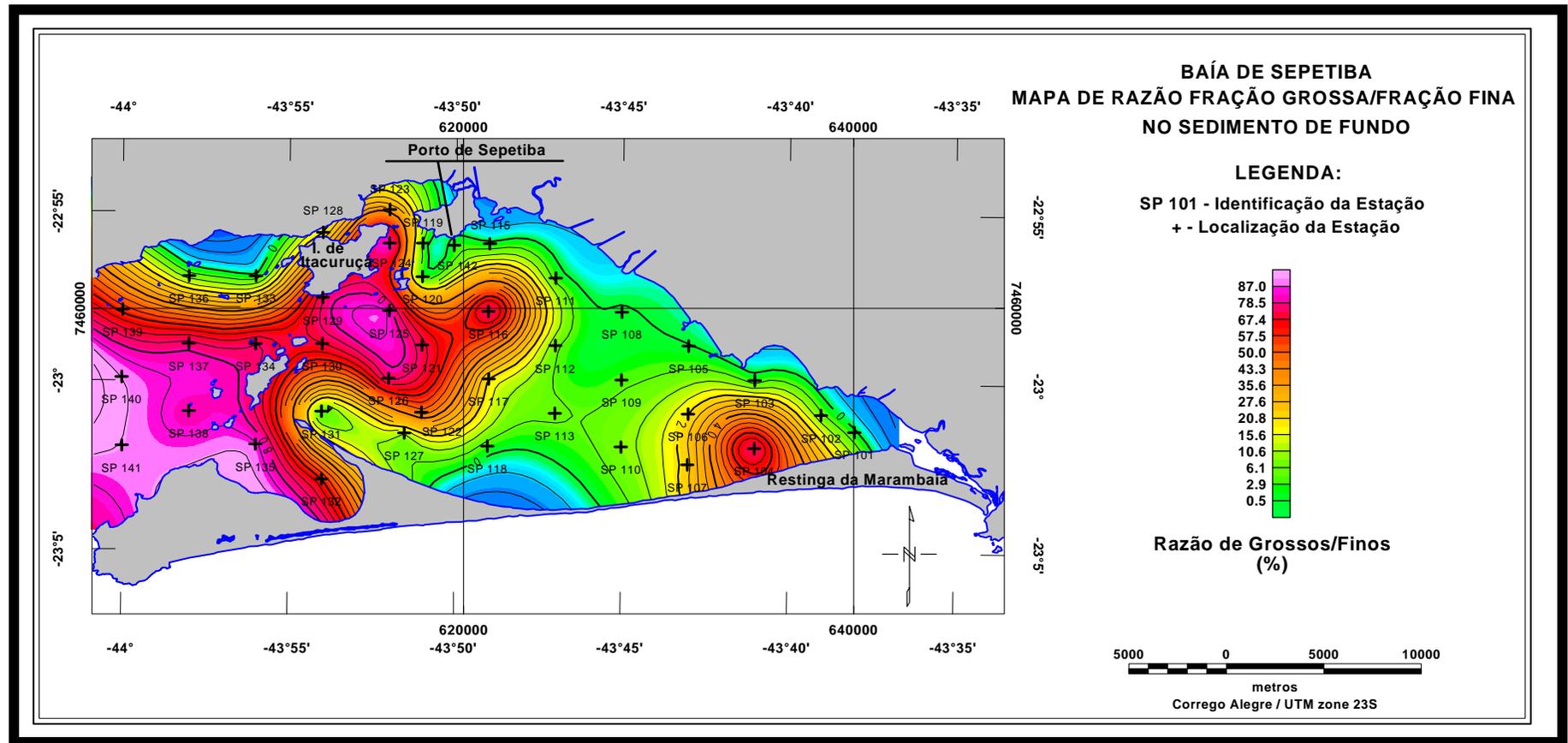


Figura 16 – Mapa de percentual de sedimentos grossos/finos na Baía de Sepetiba (retirado de Pereira et al, 2004).

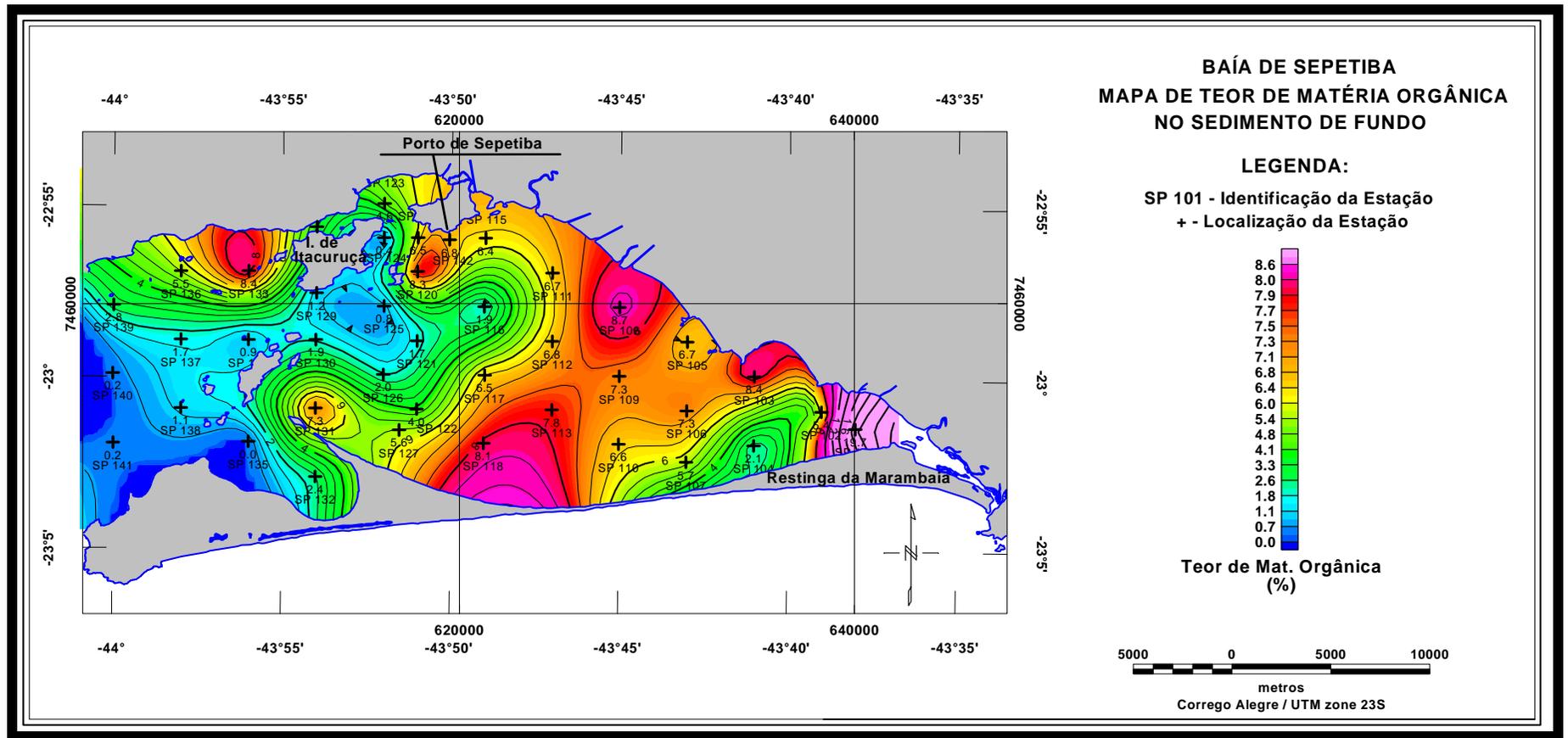


Figura 17 – Mapa de percentual de matéria orgânica nos sedimentos da Baía de Sepetiba (retirado de Pereira et al, 2004).

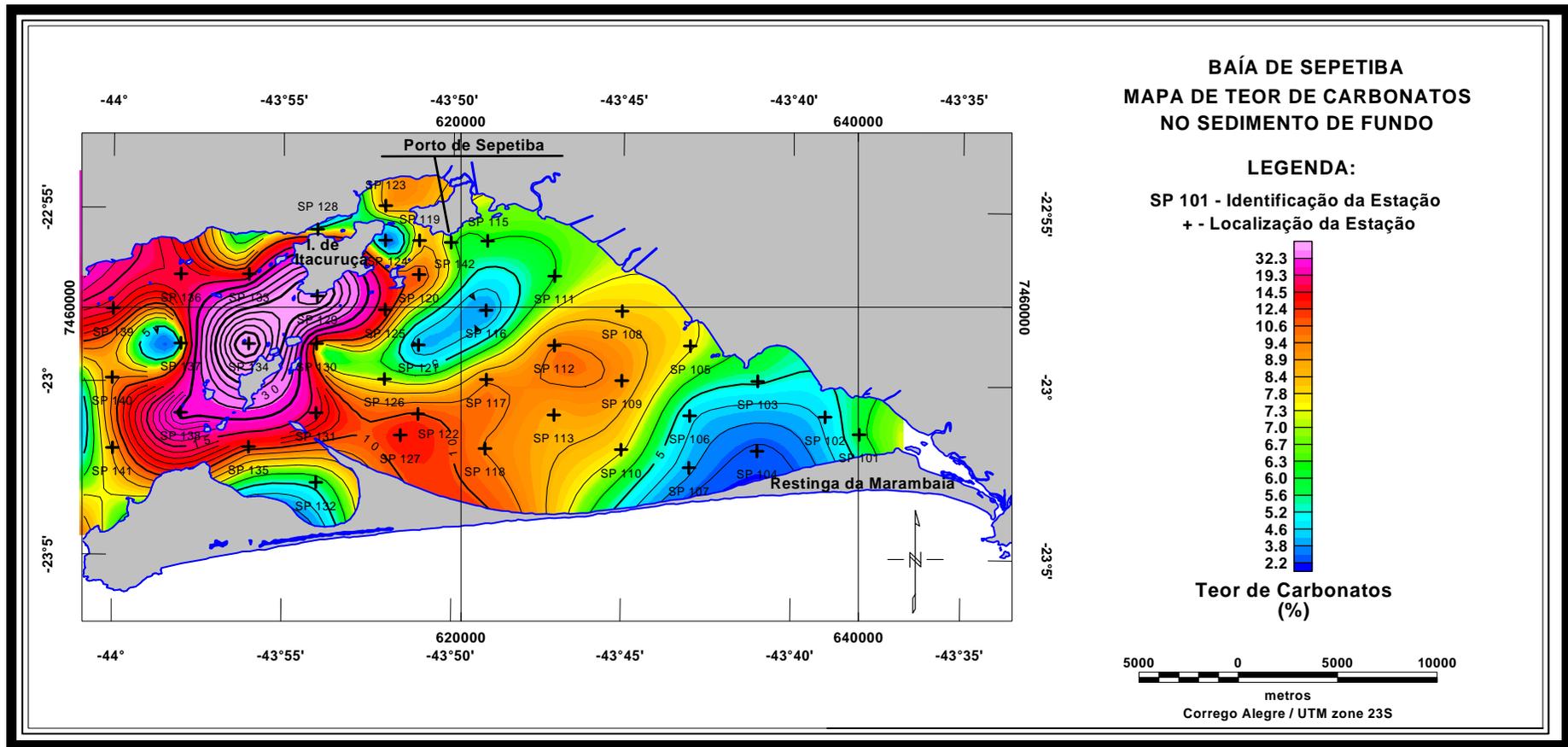


Figura 18 – Mapa de percentual de carbonatos nos sedimentos da Baía de Sepetiba (retirado de Pereira et al, 2004).

## 4.7 – OCEANOGRAFIA FÍSICA

### ▪ CIRCULAÇÃO

No interior da Baía de Sepetiba, as correntes predominantes relacionam-se ao fenômeno de maré e, em certos locais, apresentam velocidades elevadas, podendo chegar a valores acima de 1,5 nós no canal principal, entre as ilhas de Jaguanum e Itacuruçá (DHN, 1986). Os picos de velocidades máximas ocorrem próximo à metade do período de enchente ou vazante. FEEMA/GTZ (1998) acrescenta, além destes fatores, o aporte de água doce através da bacia hidrográfica.

Segundo Moura et al (1982), correntes marinhas, de águas frias e densas, provavelmente relacionadas à Corrente das Malvinas, adentram a baía junto ao fundo de seus canais principais na Porção Oeste (Pereira et al, 2004). Próximo à desembocadura do rio Guandú, após sofrer processo de aquecimento no interior da baía, esta corrente ascende, contornando toda a baía, e sai pelos mesmos canais onde entrou, agora pela superfície, gerando uma superposição de correntes.

Bronimann et al (1981) descreve uma circulação superficial, gerada por ventos, que se dispõe em forma de células de circulação. A corrente penetra pela entrada principal e segue costeando o litoral norte da baía, até a altura da desembocadura dos principais rios. Neste ponto, que coincide com o estreitamento da restinga, formam-se duas correntes, a primeira segue costeando o litoral nordeste da baía e a outra cruza a baía em direção à restinga, contra a qual se choca e se bifurca, gerando uma corrente que segue, junto ao litoral sul da baía, para leste e outra que segue para oeste.

Stevenson et al (1998), propõe uma circulação no interior da baía em forma de giro no sentido horário, tendo com base em estudos de Bronimann et al (1981) e Moura et al (1982), além de dados de um dos flutuadores do Projeto Coroas, lançado na Corrente do Brasil (15m de prof.) na latitude de 25°S, seguindo para SW até 28° 30' S, quando retornou a N, acompanhando a Corrente das Malvinas, penetrou na Baía de Sepetiba e efetuou o referido giro.

A Figura 19, abaixo, mostra o esquema de circulação de fundo e de superfície após os estudos supracitados.



**Figura 19 – Esquema de circulação na Baía de Sepetiba (Pereira, 1997).**

Baptista Filho (2004), com base em duas campanhas de medição de corrente em 4 pontos, executadas pelo Departamento de Oceanografia da UERJ, e nos dados coletados pela FEEMA/GTZ no ano de 1998, faz a análise do comportamento das correntes na baía.

Através da observação das Figuras 20 a 25, podemos ver a circulação superficial da baía na forma do giro horário descrito anteriormente.

As correntes de fundo (Figuras 24 a 27) não evidenciam um giro e sim uma tendência, durante período de maré de sizígia, da entrada de água e movimento em direção a leste para saída através da Barra de Guaratiba, o que é observado em 03 estações de medição (Lucia, Travassos e Romano). Em período de maré de quadratura as resultantes distribuem-se de forma mais aleatória, indicando entrada de água pelas três estações mais a oeste sem, no entanto, apontar para saída de água por Barra de Guaratiba na estação Travassos.

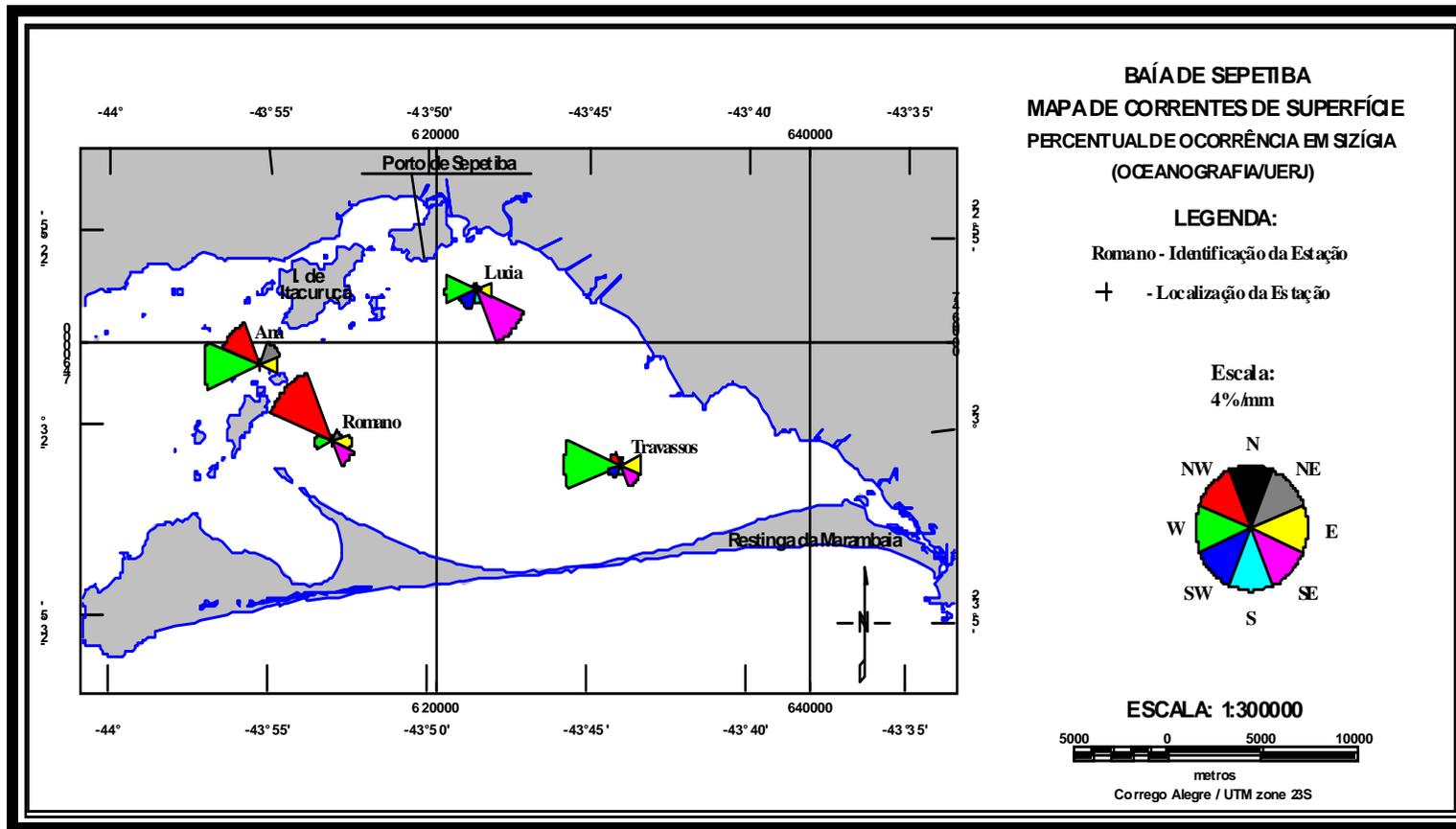


Figura 20 - Percentuais de ocorrência das direções (8 rumos geográficos) das correntes superficiais em maré de sizígia (retirado de Baptista Filho, 2004).

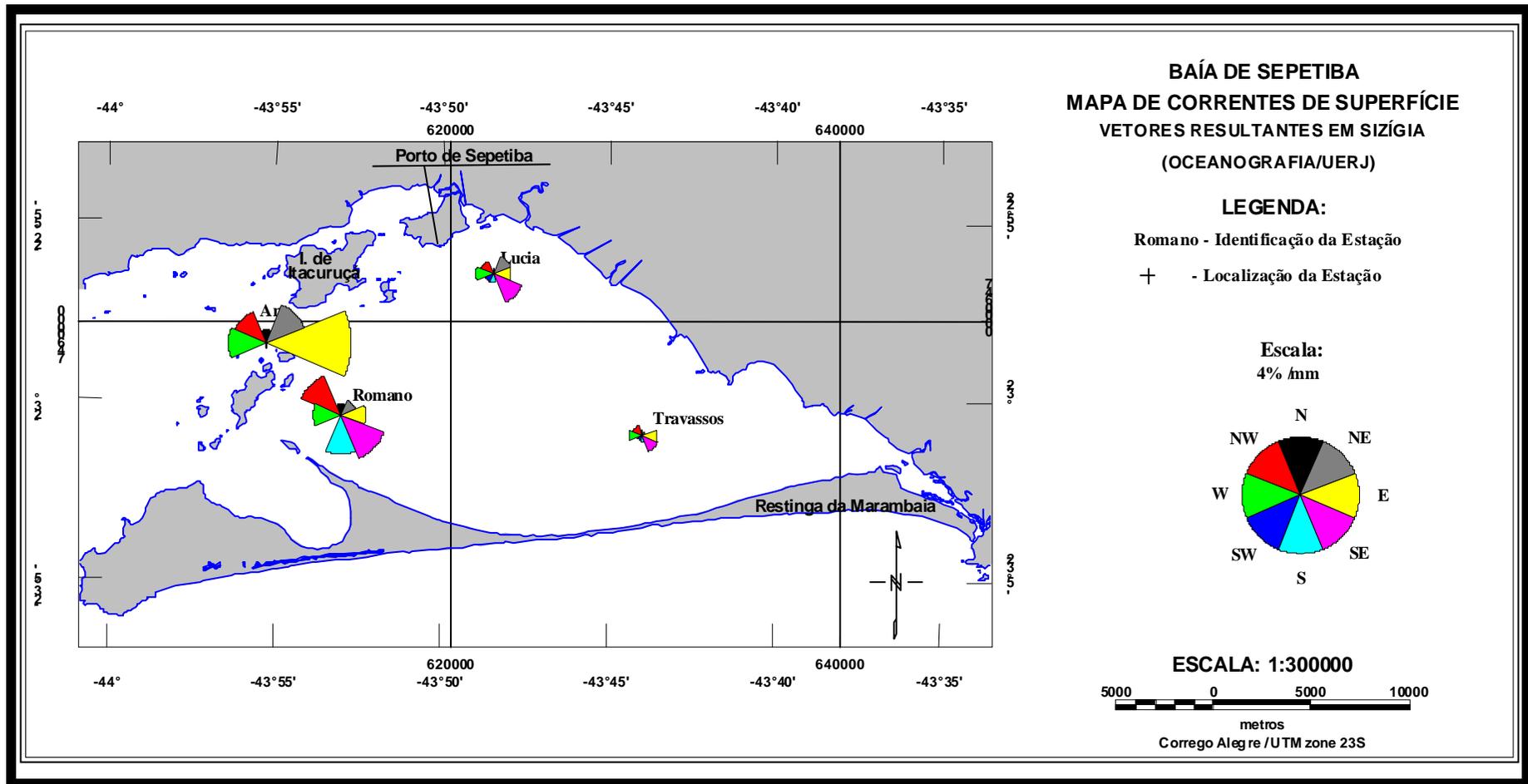


Figura 21 - Velocidades médias vetoriais nos 8 rumos geográficos das correntes superficiais em maré de sizígia (retirado de Baptista Filho, 2004).

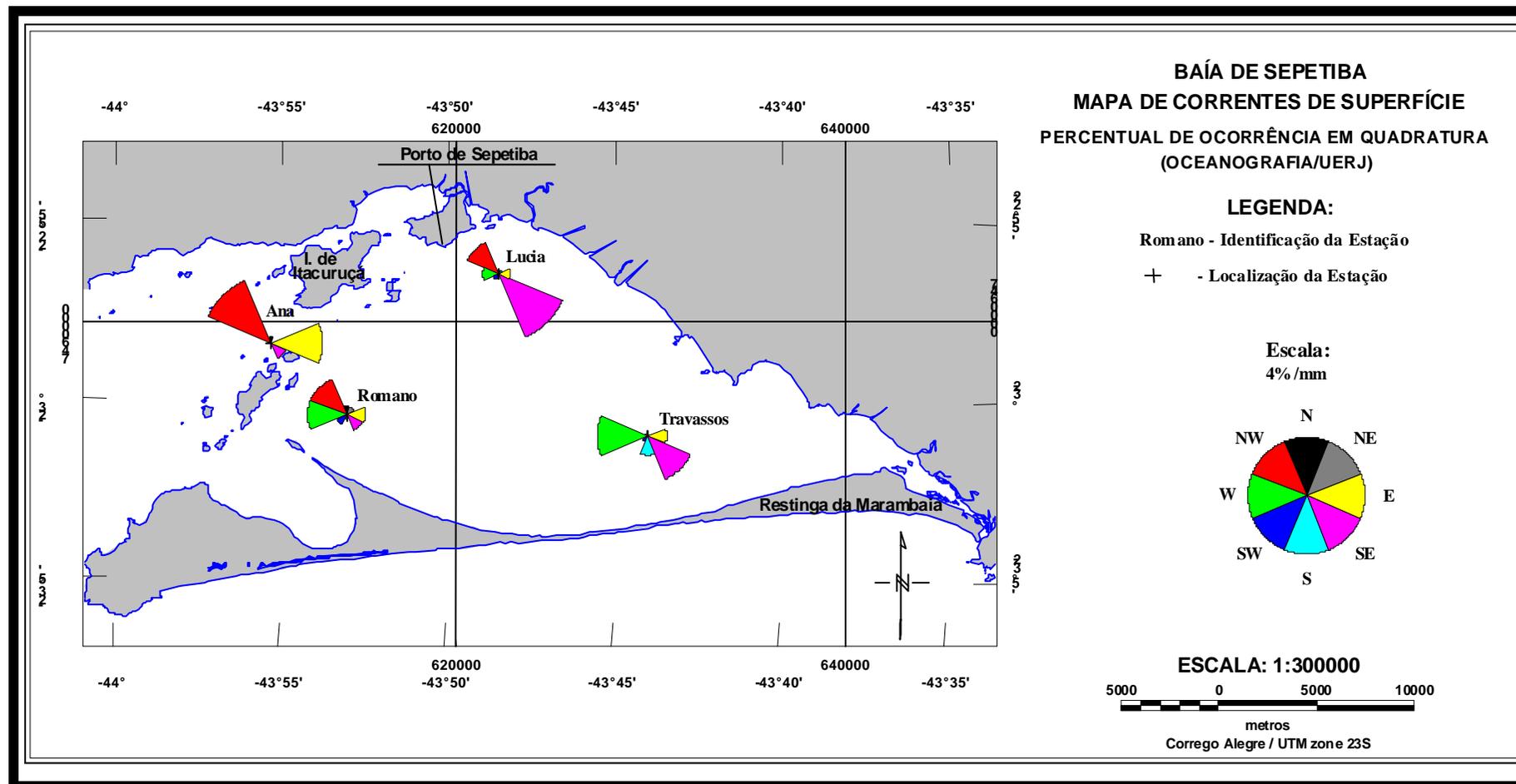


Figura 22 - Percentuais de ocorrência das direções (8 rumos geográficos) das correntes superficiais em maré de quadratura (retirado de Baptista Filho, 2004).

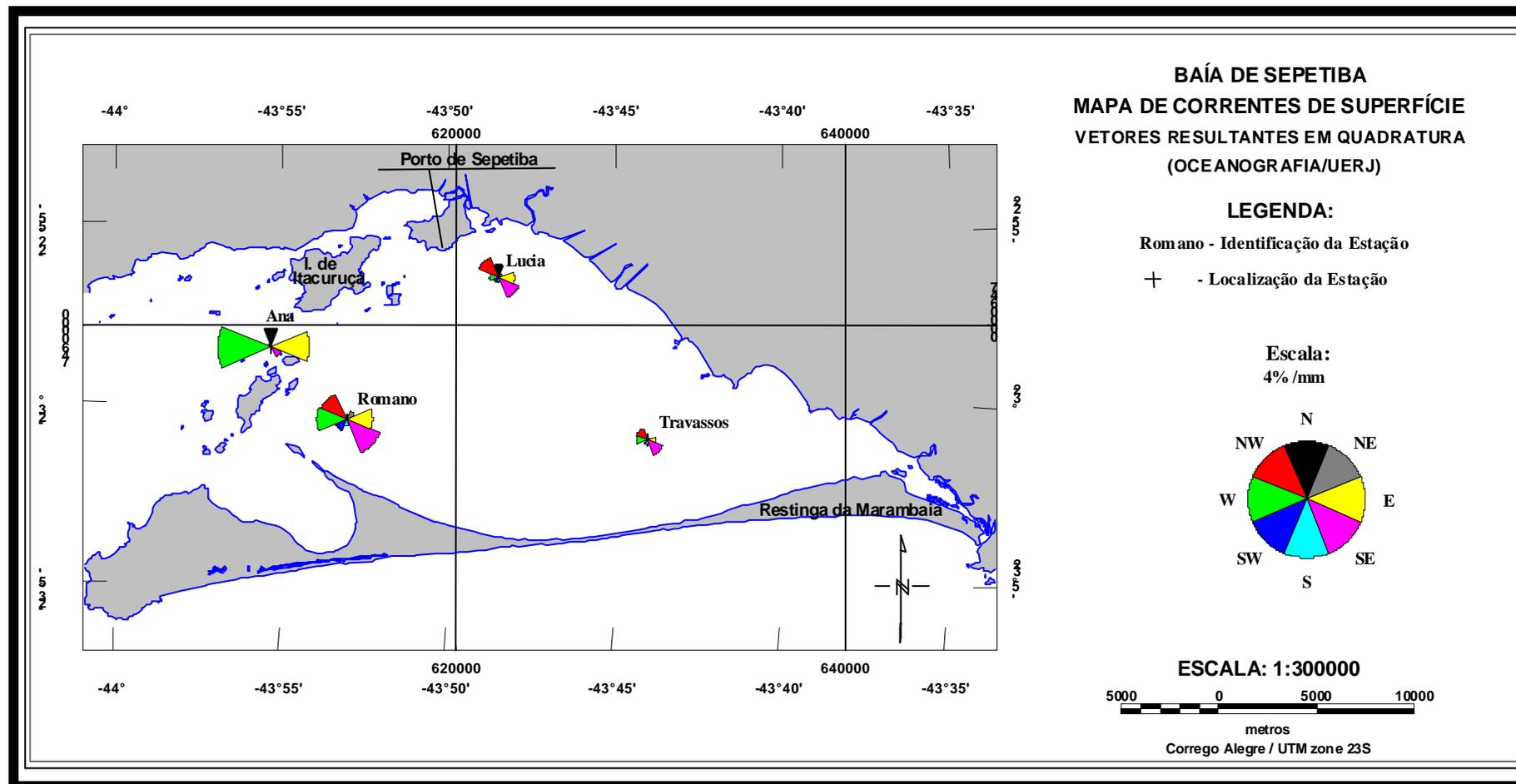


Figura 23 - Velocidades médias vetoriais nos 8 rumos geográficos das correntes superficiais em maré de quadratura (retirado de Baptista Filho, 2004).

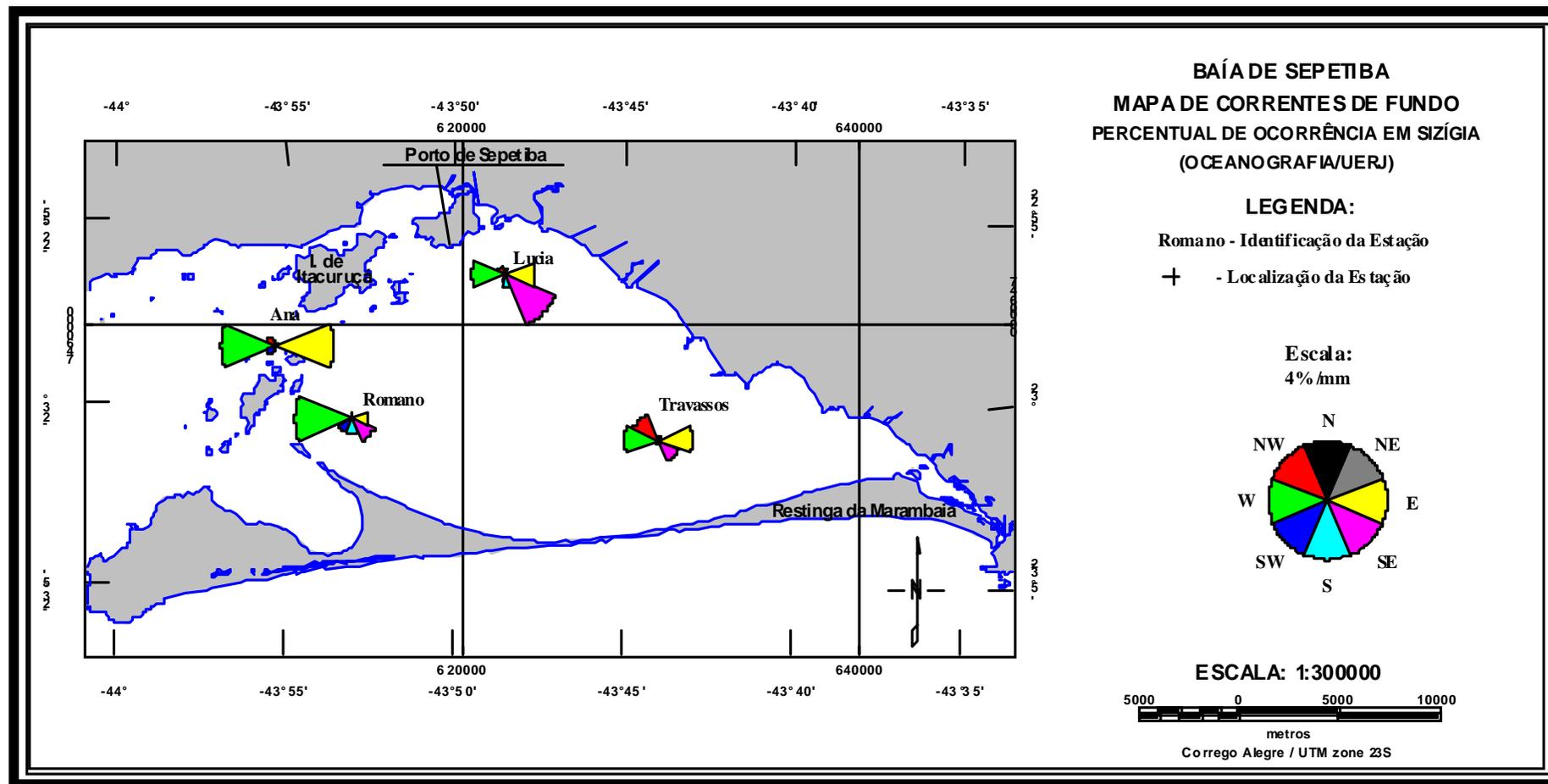


Figura 24 - Percentuais de ocorrência das direções (8 rumos geográficos) das correntes de fundo em maré de sizígia (retirado de Baptista Filho, 2004).

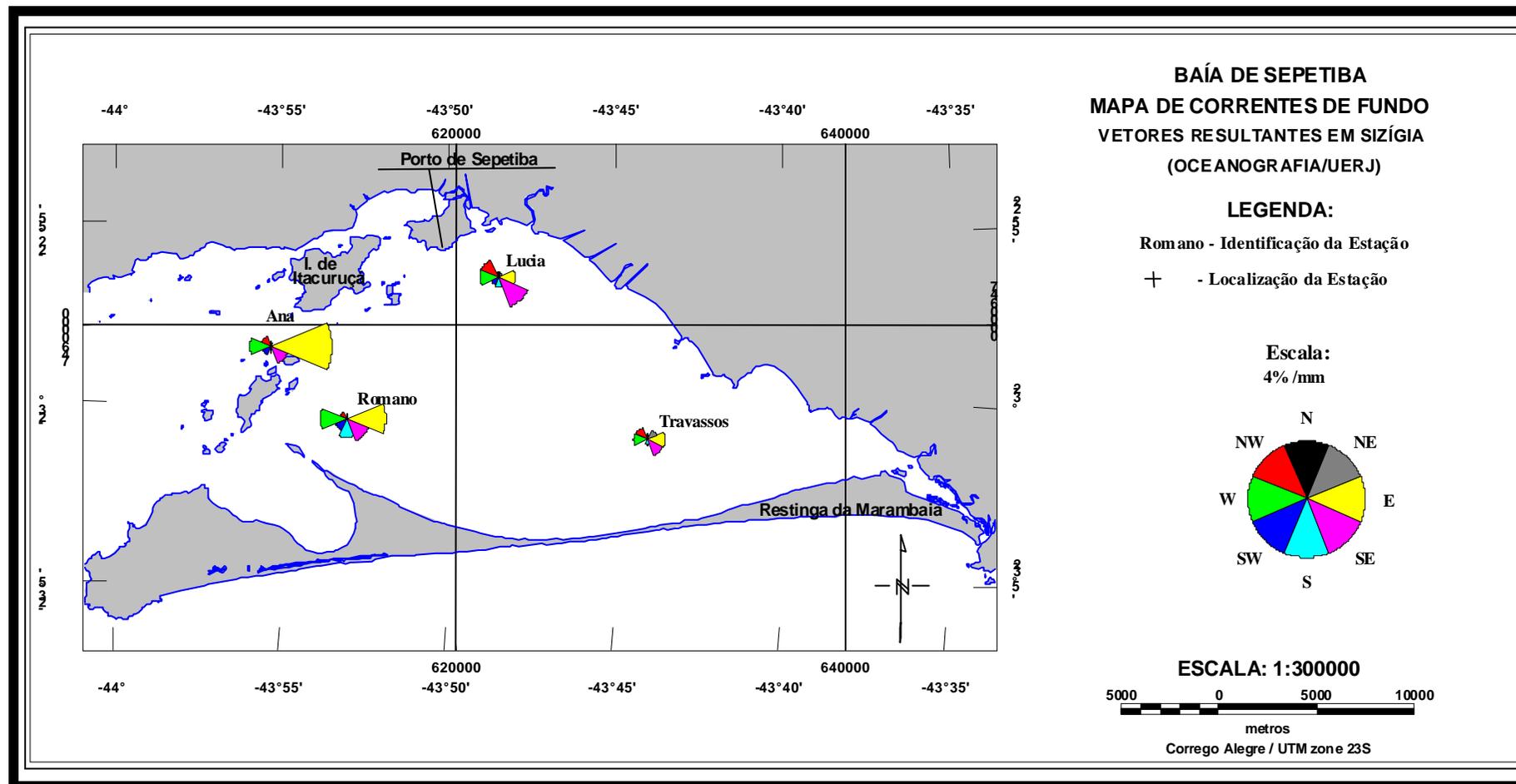


Figura 25 - Percentuais de ocorrência das direções (8 rumos geográficos) das correntes de fundo em maré de sizígia (retirado de Baptista Filho, 2004).

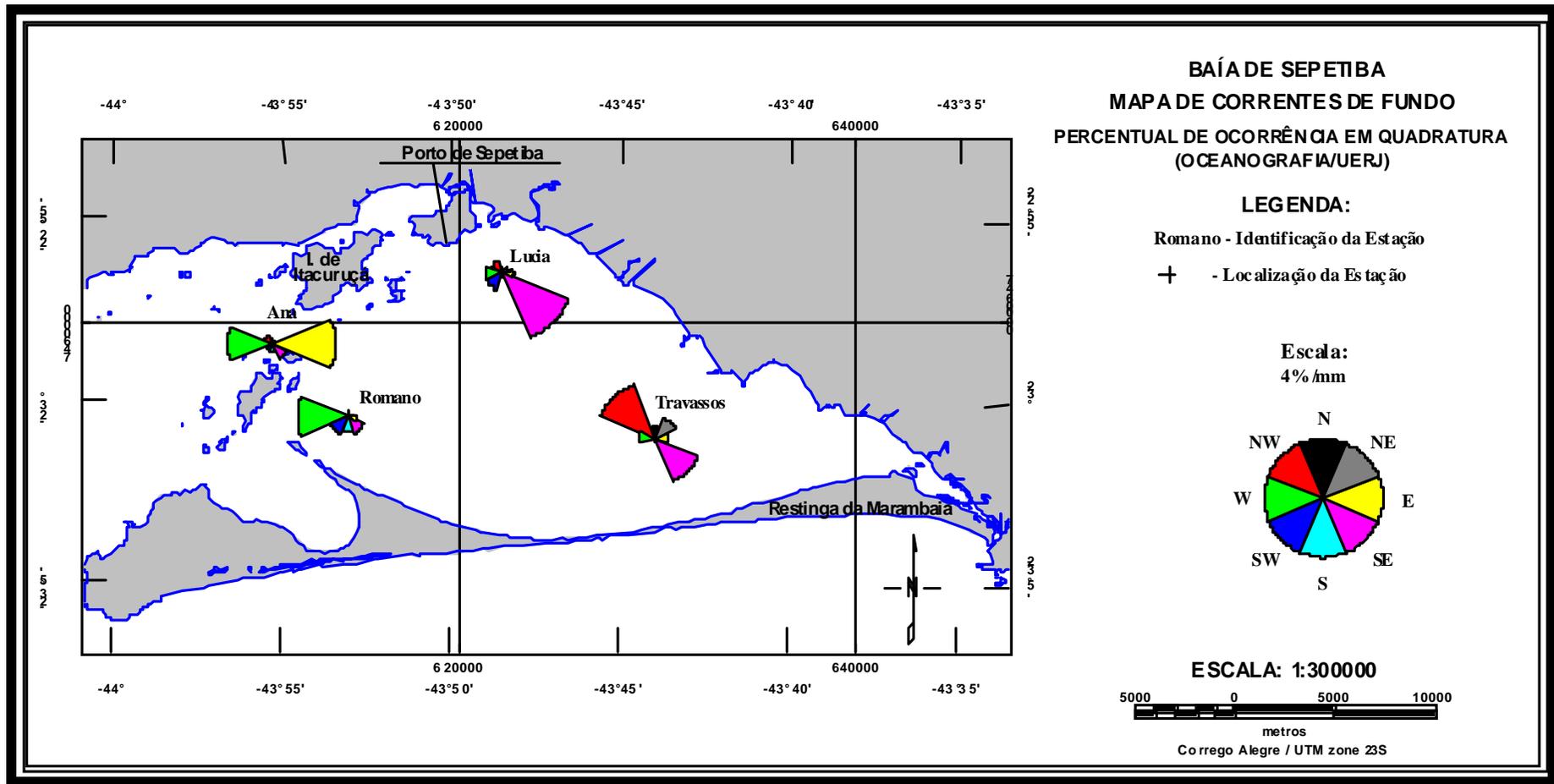


Figura 26 - Percentuais de ocorrência das direções por 8 rumos geográficos das correntes de fundo em maré de quadratura (retirado de Baptista Filho, 2004).

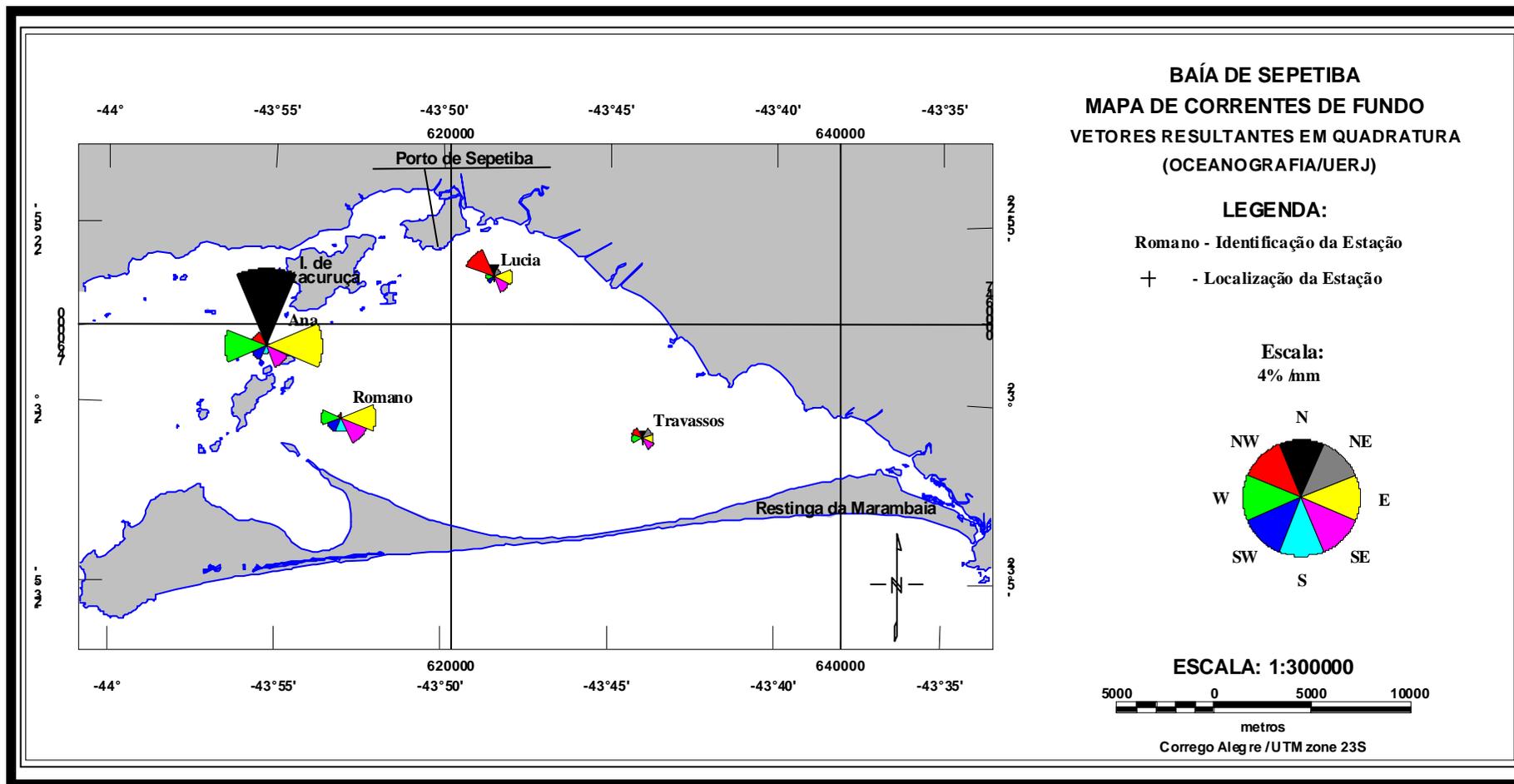


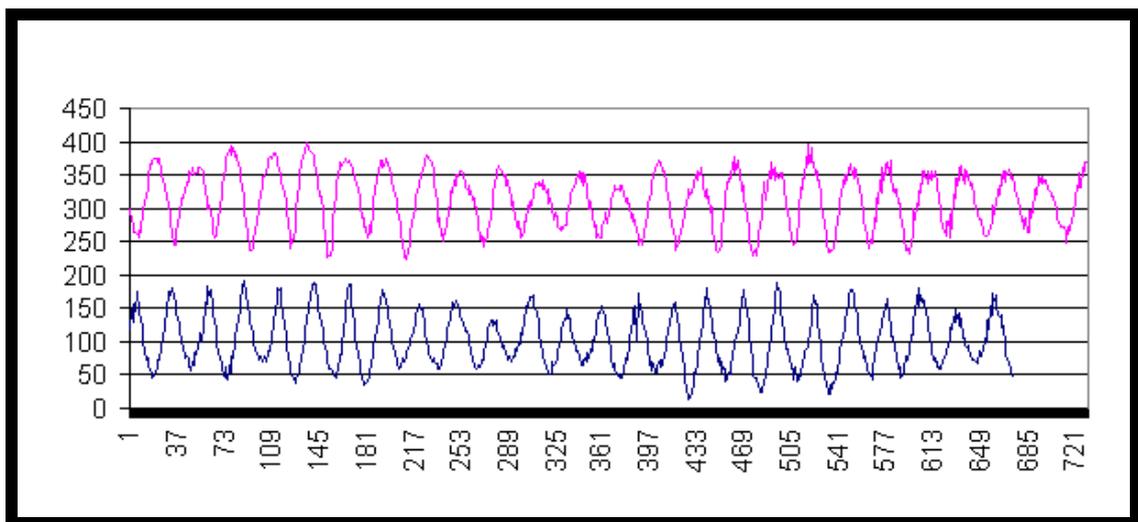
Figura 27 - Velocidades médias vetoriais nos 8 rumos geográficos dos dados de corrente de fundo obtidos em quadratura (retirado de Baptista Filho, 2004).

## ▪ MARÉ

O regime de maré na baía é do tipo micromaré (amplitudes inferiores a 2,0m) semidiurno, com desigualdade diurna. Os fatores que influenciam a maior ou menor defasagem dos períodos de maré são o contorno de costa e a batimetria da baía. A diferença de altura entre duas preamares ou duas baixa-mares sucessivas provoca correntes de intensidades diferentes (vazante e enchente) ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ (1997).

Estudos da DHN (1986), definem a amplitude de maré da baía entre 1,1m (sizígia) e 0,3m (quadratura) com defasagem de tempo de 15 minutos entre a maré na entrada e no fundo da baía.

A Figura 28 mostra as curvas de maré, digitalizadas a partir de registros da Estação Maregráfica da Ilha Guaíba, no período de coleta de dados de corrente de Baptista Filho (2004).



**Figura 28 - Maregramas das campanhas de sizígia, representado na curva superior, e de quadratura, representado na curva inferior (retirado de Baptista Filho, 2004).**

Os perfis de maré observados acima, segundo Baptista Filho (2004), embora apresentem curvas bem similares por terem sido obtidos numa mesma época do ano, evidenciam maiores intervalos de maré e maior influência das componentes semidiurnas durante os períodos de maré de sizígia, gerando deformação maior na senóide.

## ▪ ONDAS

O regime de ondas no interior da baía, segundo MULTISERVICE (1990, apud ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ,1997), é dominado por ondas geradas pelo vento, basicamente os ventos de Leste, Sudeste e Nordeste.

A tabela 1, vista abaixo, apresenta as alturas significativas das ondas obtidas pela aplicação dos modelos teóricos de Sverdrup e Neumann.

**Tabela 1 – Características das ondas oceânicas que penetram na Baía de Sepetiba (retirado de MULTISERVICE, 1990, apud ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ,1997).**

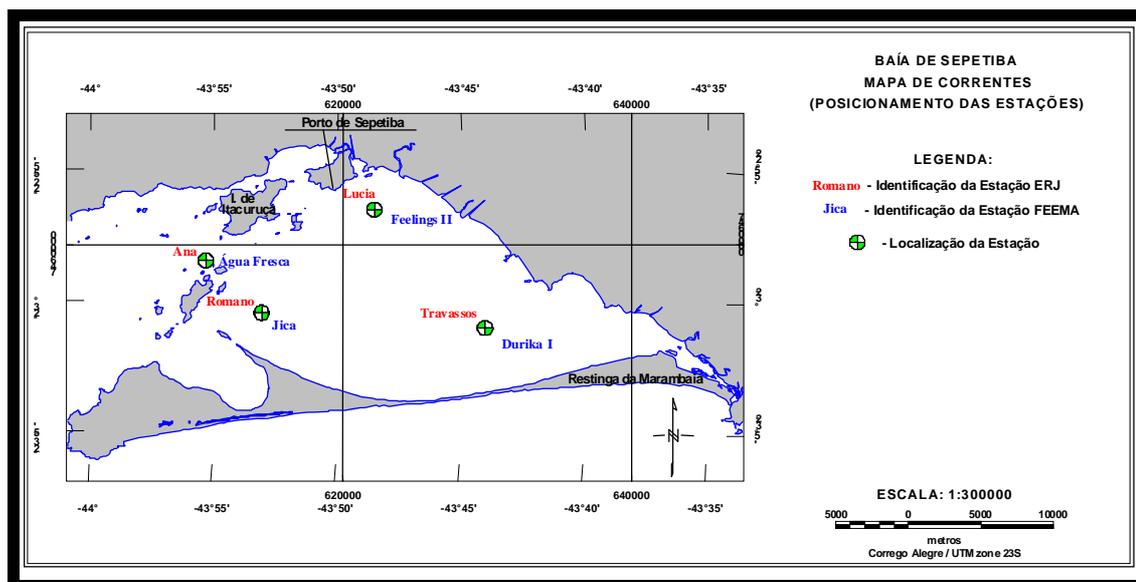
<b>Vento (m/s)</b>	<b>Altura da Onda (m)</b>	<b>Período (s)</b>	<b>Velocidade (m/s)</b>	<b>Comprimento (m)</b>
5,16	0,70	4,5	7,0	32
7,73	1,50	6,7	10,5	70
10,31	2,70	9,0	14,0	126
12,89	4,20	11,3	17,6	199
15,47	6,20	13,5	21,0	284

## ▪ TEMPERATURA E SALINIDADE

A baía, segundo Carvalho et al (1979, apud Silva, 2003), pode ser considerada como um volume d'água isotérmico, com temperaturas superficiais variando entre 20,5 e 23,5°C.

Miranda et al (1977), tendo como base dados de perfilagem contínua de temperatura e salinidade, descrevem uma frente salina entre a Ponta de Castelhanos, na Ilha Grande, e a Ponta Grossa da Marambaia, na Ilha da Marambaia.

Baptista Filho (2004), com base em 2 campanhas, uma na quadratura e outra na sizígia, em 4 pontos de coleta (Figura 29), faz algumas considerações pertinentes.



**Figura 29 – Mapa de localização das estações de medição de temperatura (retirado de Baptista Filho, 2004).**

As medições no período de sizígia mostram temperatura superficial de 27°C nas estações Ana e Lúcia, localizadas na parte norte da baía, enquanto que nas estações Travassos e Romano, localizadas na parte sul, a temperatura foi de 28°C. A temperatura de fundo, por sua vez, mostrou-se diferente da superfície apenas na estação Romano, onde foi medido 26°C.

No período de quadratura as variações de temperatura são muito pequenas, tanto na superfície, quanto no fundo. Os valores medidos nos quatro pontos variaram entre 27 e 28°C nas duas profundidades (superfície e fundo).

## 5 – METODOLOGIA

Para que fossem atingidos os objetivos propostos, foi realizado um levantamento multidisciplinar de dados, envolvendo geofísica (batimetria e perfilagem sísmica), amostras de sedimentos superficiais, testemunhagens, malacologia.

A diretriz de encaminhamento do trabalho segue a proposta metodológica genérica de Libault (1971, *in* Ross, 1991), que divide a pesquisa em 04 níveis:

- Compilatório – levantamento de dados, primários e secundários, possível.
- Correlativo – quando os dados são classificados e normatizados, para que não sejam utilizados dados heterogêneos e de diferentes naturezas, e, então é executada a correlação destes dados.

- Semântico – interpreta-se as informações retiradas dos dados obtidos para chegar-se a resultados conclusivos.
- Normativo – o produto da pesquisa é transformado em modelo, com representação gráfica em plantas, gráficos, diagramas, etc., traduzindo-os de forma mais simples e visual.

## 5.1 – PREPARAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA

A representação gráfica dos dados obtidos será feita em mapas gerados no programa **OASIS MONTAJ 6.2**. A uniformidade na apresentação dos mapas é importante para que o leitor do trabalho possa manter a relação de proporcionalidade espacial da representação gráfica.

A projeção cartográfica utilizada foi a Universal Transversa de Mercator (UTM). A escolha desta projeção deu-se pela praticidade da utilização de um sistema métrico de projeção e pela pouca distorção que gera em pequenas áreas.

O datum escolhido para a referência cartográfica foi o de Córrego Alegre, o mesmo utilizado na Carta Náutica 1622 do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), que abrange a região de estudo.

Utilizando-se o **OASIS MONTAJ 6.2**, no sistema de projeção e datum descritos acima, gerou-se a base cartográfica com as características abaixo:

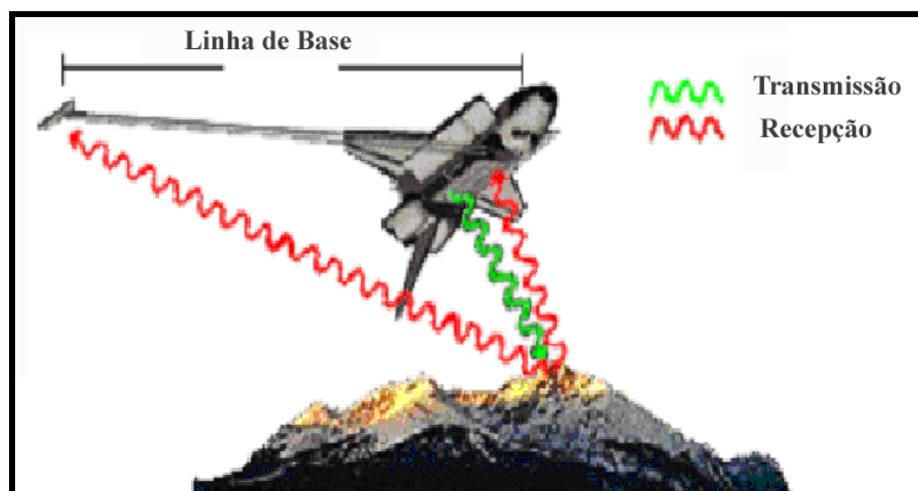
- grid de coordenadas UTM representada por linhas cheias, afastadas de 10Km;
- coordenadas geográficas, representadas por cruzetas afastadas de 10' de grau.
- escala gráfica;
- indicação do norte, conforme convenção internacional, por uma seta com a letra **N**;
- espaço na extremidade direita, para a legenda, e embaixo do mapa para a tabela de cores dos grids a serem exibidos.

Nesta base cartográfica, temos a linha de costa obtida pela digitalização, a partir da Carta Náutica 1622, realizada nas dependências do Laboratório de Oceanografia Geológica do Departamento de Oceanografia da UERJ (LABOGEO). Para o trabalho foi utilizada uma mesa digitalizadora Summagraphics, modelo Summagrid V, ligada a um computador Pentium III, no qual encontra-se instalada uma licença oficial do programa **AUTOCAD 14**, da

AUTODESK. Esta linha de costa apresenta a desembocadura dos principais rios que deságuam na região.

A topografia continental foi obtida utilizando-se dados do levantamento topográfico por radar realizado pelo ônibus espacial Endeavour (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM). Estes dados foram retirados na internet a partir do servidor do United States Geological Service (USGS), no endereço <http://seamless.usgs.gov>.

O levantamento topográfico SRTM baseia-se em altimetria satélite por radar, utilizando-se de uma técnica denominada Interferometria Radar, na qual o pulso radar é recebido em duas antenas localizadas em diferentes posições, gerando um par de imagens, equivalente a um par estereoscópico de fotos aéreas. A diferença observada entre as imagens do par possibilita o cálculo da elevação (topografia). No caso da Endeavour, o sistema foi composto de uma antena principal, localizada no compartimento de carga do ônibus espacial e uma antena auxiliar externa, localizada na extremidade de um braço lateral de 60m de comprimento (Figura 30).



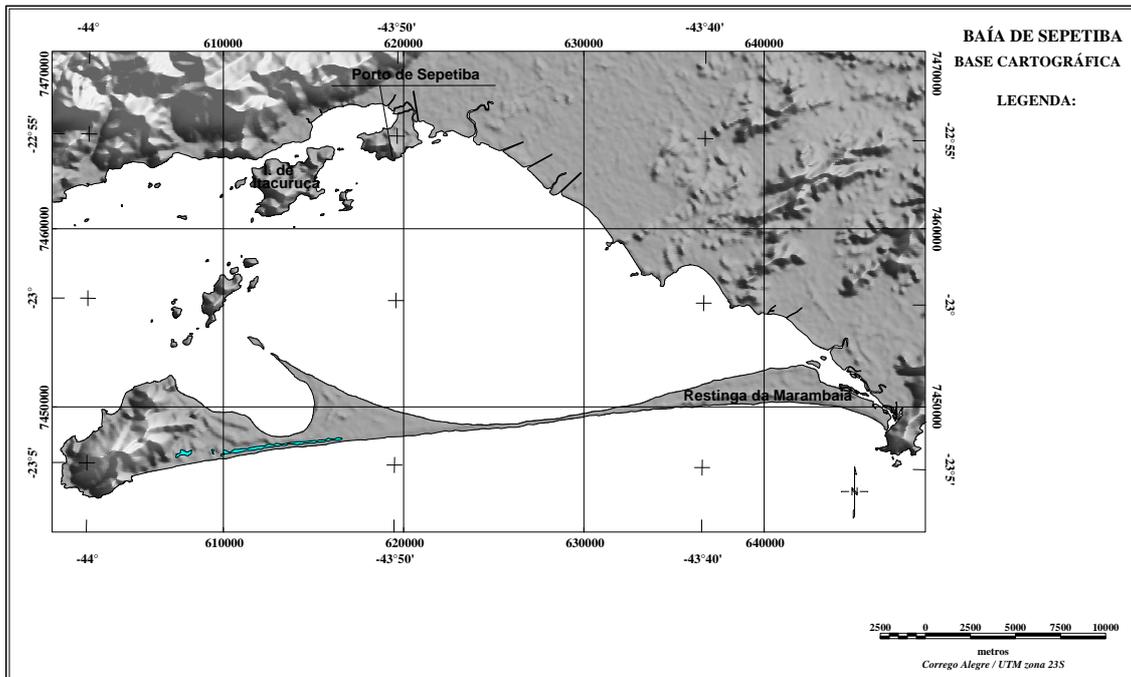
**Figura 30 – Imagem esquemática, sem proporcionalidade, da aquisição dos dados radar pela Endeavour (alterado de <http://seamless.usgs.gov>).**

As imagens SRTM abrangem, aproximadamente, 80% da superfície da Terra, entre as latitudes de 60°N e 56°S. O “pixel” de resolução é de 30m nos EUA e 90m no restante da superfície da terra mapeada, o que foi considerado suficiente para expressar o relevo continental da área de estudo.

Os dados SRTM encontram-se disponíveis na internet sob forma de grids. O Grid da área de estudo foi baixado e importado para o **OASIS MONTAJ 6.2**. Foi feita, então, a

exportação destes dados sob forma de texto (.XYZ), que foram reintroduzidos no **OASIS MONTAJ 6.2**, gerando-se o grid topográfico com células de 26,8m.

O resultado final deste processamento, ou seja, o Mapa Base utilizado, pode ser visto na Figura 31.



**Figura 31 – Base cartográfica reduzida, sendo omitida a escala numérica devido à alteração de tamanho na redução da Figura.**

## 5.2 – BATIMETRIA

A batimetria, ou seja, o relevo de fundo é um dado básico em qualquer estudo marinho. A obtenção deste dado, através de um levantamento hidrográfico, é demorada e onerosa. Assim sendo, optou-se pela utilização de dados existentes para confecção dos mapas de batimetria e gradiente.

Após pesquisa realizada no acervo do Arquivo Técnico do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) foram selecionadas para a confecção das cartas, considerando-se a data de realização e a abrangência do levantamento, as folhas de bordo nº 1601 – 001/1973, na escala de 1:15000; nº 1622 – 001/1981 e nº 1622 – 002/1981, na escala 1:20000. Todas as folhas de bordo estão na projeção de Gauss, referenciadas ao Datum Córrego Alegre e no sistema de

coordenadas UTM. Estas folhas foram copiadas em copiadoras heliográficas e cedidas pelo **CHM**.

A sondagem batimétrica, realizada em 1981, utilizou-se de posicionamento por controle misto, com estação de posicionamento eletrônico de precisão Motorola MRSIII e teodolito Wild T2, montados num mesmo ponto. As linhas de sondagem são circulares, centradas na estação de posicionamento que estivesse sendo utilizada naquele momento. A sondagem realizada em 1973 utilizou-se de posicionamento eletrônico de precisão Motorola MRSIII, com 2 estações em terra, gerando linhas paralelas. Para a total cobertura da área de estudo nos dois levantamentos, foram utilizados vários pontos, todas com coordenadas conhecidas.

As profundidades estão referenciadas ao Nível de Redução (NR) estabelecido para a área, tendo sido esta correção baseada em leitura da altura da maré em régua instalada numa estação maregráfica do CHM.

Os dados batimétricos das Folhas de Bordo foram digitalizados utilizando-se uma mesa digitalizadora Summagraphics, modelo Summagrid V, e do programa **AUTOCAD 2000**. A Folha de Bordo teve sua sondagem batimétrica digitalizada, tomando como base pontos de mesma profundidade, como se estivesse sendo traçada uma isolinha. O arquivo gerado foi exportado com extensão **.DXF**.

O arquivo gerado foi, posteriormente, transformado em arquivo texto de extensão **.DAT** através de programa desenvolvido no LAGEMAR-UFF, perdendo sua característica de linhas de sondagem e assumindo caráter de pontos isolados de profundidade. Este arquivo, então, foi renomeado como arquivo texto, de extensão **.XYZ**, procedendo-se sua importação ao programa **OASIS MONTAJ 6.2**.

Seguiu-se, então, o processamento batimétrico (GEOSOFT, 2005), conforme descrito abaixo:

- 1 - Análise dos dados no editor de dados do OASIS MONTAJ 6.2 – utilizou-se, primeiramente, o recurso de visualização em perfil dos dados de cada coluna a fim de detectar possíveis erros de digitalização, que se tornam evidentes como picos desproporcionais.

- 2 - Visualização da sondagem em planta de posicionamento.

- 3 - Gridagem - com base numa coleção real de dados espacialmente, mas não geometricamente distribuídos, o **OASIS MONTAJ 6.2** calcula uma superfície matemática, espacialmente e geometricamente distribuída, composta por células quadradas, cujo lado é igual ao tamanho de célula (“cell size”) definido. Dentre as 4 opções de algoritmo de gridagem disponíveis no programa foi selecionada a Krigagem por ser um método estatístico refinado que se utiliza da análise de variância dos dados (Figura 32).

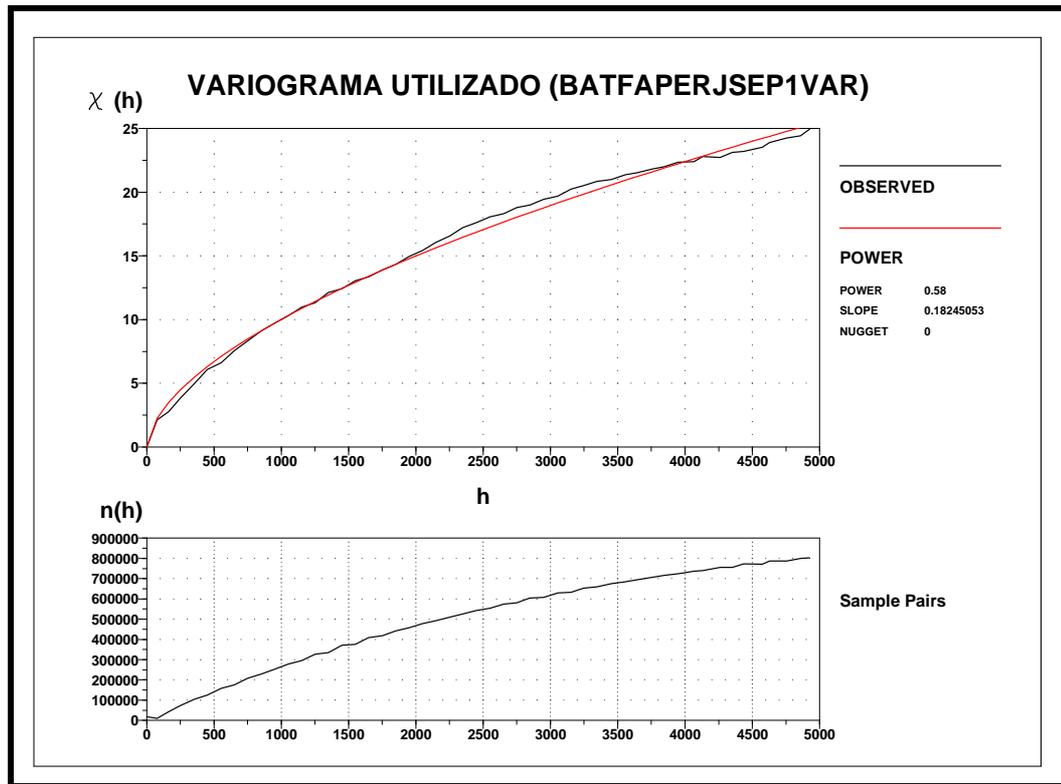


Figura 32 – Variograma utilizado para o ajuste da gridagem pelo método Kriging.

A partir do mapa base existente, foram gerados dois mapas a saber:

- Mapa Batimétrico - apresentação em tabela de cores do grid de batimetria, referenciando-se este a uma legenda de cores;
- Mapa de Gradiente – gerado através do cálculo da primeira derivada do grid batimétrico, o grid de gradiente mostra a variação da inclinação do fundo marinho. Neste mapa a apresentação em tabela de cores do grid de gradiente, referenciando-se este a uma legenda de cores.

### 5.3 – PERFILAGEM SÍSMICA

A perfilagem sísmica de alta resolução, usada nos estudos de geologia marinha/oceanografia geológica há décadas, apresenta ótimos resultados na determinação da estratigrafia, da geomorfologia submarina e identificação de processos (transporte e deposição) sedimentares.

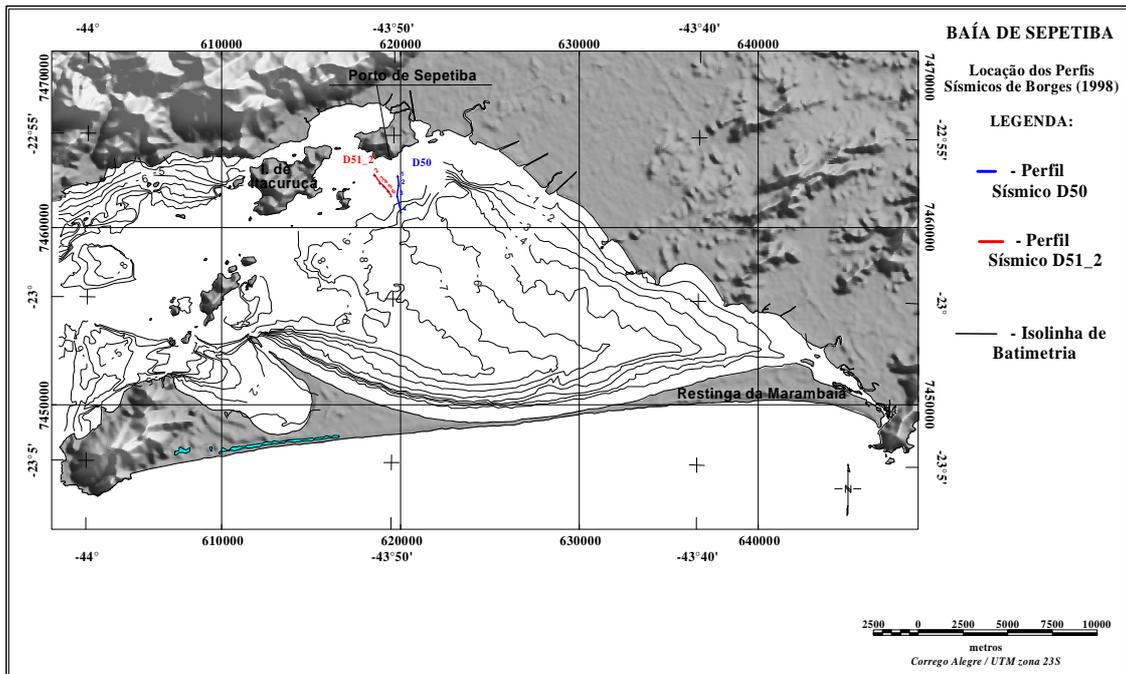
No presente trabalho são utilizados dados sísmicos de alta resolução obtidos em levantamentos distintos.

- Perfis sísmicos de alta resolução realizados em 1995 pela Dr<sup>a</sup> Heloísa Borges e cordialmente cedidos para utilização neste trabalho. Estes perfis foram obtidos com um perfilador de fundo **Sembon Denki** (Figura 33), modelo SH20, que opera nas frequências de 2, 7.2, 10.2 e 12 kHz. A saída de dados do equipamento é analógica, ou seja, através de perfis em papel térmico, com escala vertical em metros (0 a 20m na escala 1, 10 a 30m na escala 2, 20 a 40m na escala 3 e 30 a 50 na escala 4).



**Figura 33 – Fotografias do Sistema Sembon Denki de perfilagem sísmica: a) emissor e receptor acústico e b) registrador.**

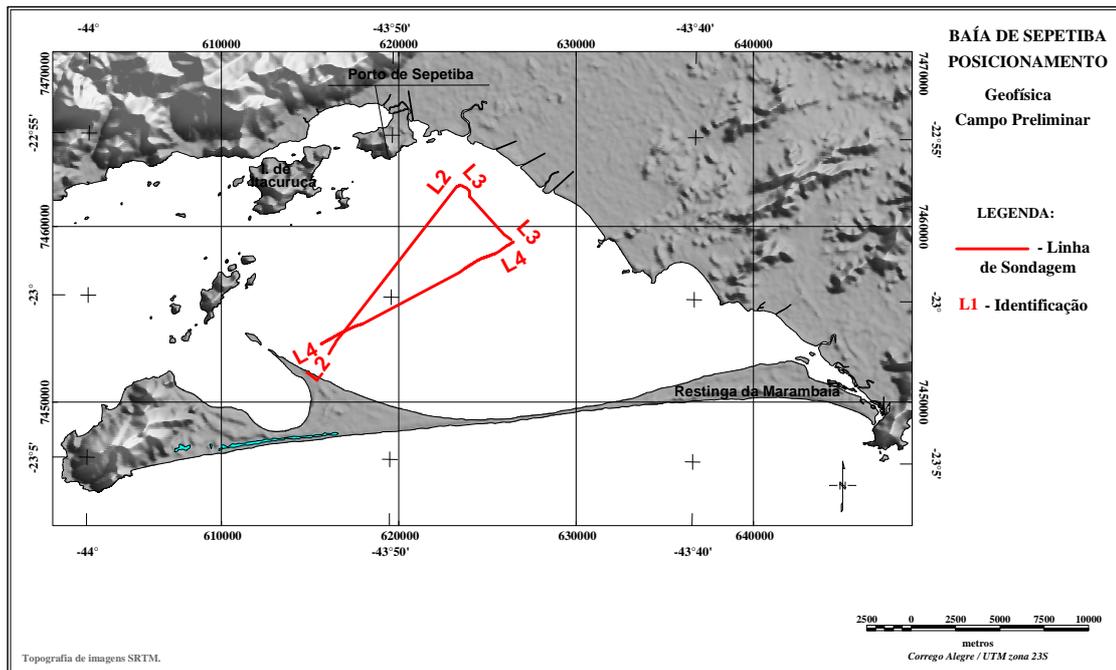
Dentre os perfis, deste levantamento foram selecionados (Figura 34) os de número **50**, entre os *tops* 1 a 4, e **51\_2**, entre os *tops* 1 a 6, nos quais Borges (1998) identifica o sistema deltaico pretérito.



**Figura 34 – Mapa de localização dos perfis sísmicos de Borges (1995) utilizados.**

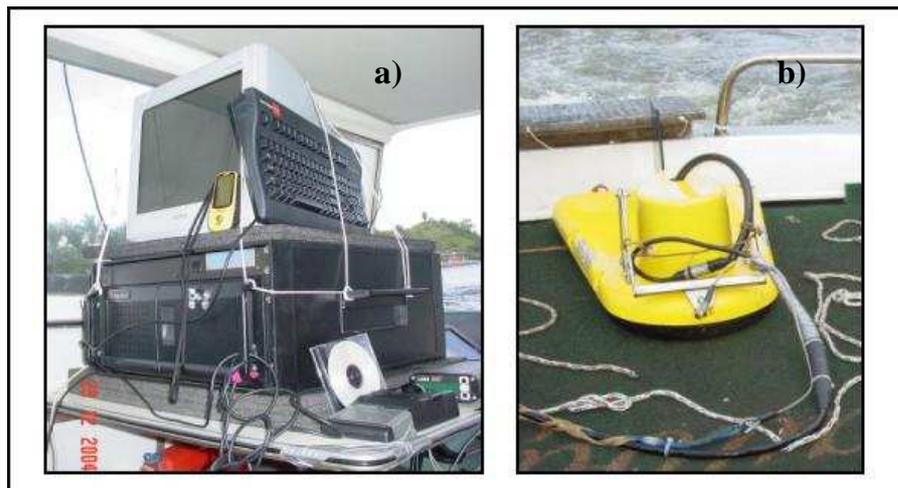
Nestes perfis são individualizados os refletores sísmicos, reconhecendo-se duas unidades sismoestratigráficas (TOPO e BASE), separadas por uma discordância (Borges,1998). Os perfis foram escaneados e plotados em mapa gerado no programa GEOSOFT 6.2 para a visualização de sua localização, geometria e distribuição espacial.

- Perfis sísmicos de alta resolução coletados em 27 de junho de 2005, no âmbito do projeto “Aplicação de Métodos Geofísicos na avaliação da Dinâmica de Sedimentar nas Baías da Ilha Grande e Sepetiba – RJ”, coordenado pelo Prof. Dr. Marcelo Sperle Dias e financiado pela FAPERJ. Foram realizadas 3 linhas sísmicas, posicionadas através de sistema **DGPS** com correção pelo radiofarol da Ilha Rasa (Figura 35), duas cruzando a baía no sentido transversal (L2 e L4) e uma outra paralela à costa na área do cone atual de deposição do Rio Guandu (L3).



**Figura 35 – Localização dos perfis geofísicos preliminares cedidos por Sperle (2005).**

Neste levantamento foi utilizado um sistema **EDGE TECH SB216** (Figura 36), que opera em espectro de frequência de 2 a 16 kHz, consistindo de uma “raia”, na qual temos o transmissor e os hidrofones, que se conecta à central de controle, processamento e armazenamento dos dados.



**Figura 36– Sistema de perfilagem sísmica da alta resolução SBS216. a) Central de processamento e armazenamento dos dados; b) raia com emissor receptor de sinal acústico (alterado de Fabri, 2007).**

O processamento dos dados, bem como sua interpretação, seguiram a metodologia adotada no Laboratório de Oceanografia Geológica (LABOGEO) do Departamento de Oceanografia da UERJ. Esta etapa foi desenvolvida por Fabri (2007) no contexto de sua monografia final do Curso de Oceanografia, sendo a descrição da metodologia feita abaixo:

- arquivos **SEG-Y** foram processados no programa **Discover Sub-Bottom 3.27**, da Edge Tech, sendo eliminados ruídos indesejáveis e os efeitos do balanço do sistema. O produto final deste processamento foi exportado como arquivo de imagem **.JPG**.

- perfis exportados no formato **.JPG** foram abertos no programa **PHOTOSHOP 7.0**, sendo trabalhados para melhoria de qualidade da figura, mexendo-se em brilho, contraste, curvas no canal cinza, seguindo-se a impressão dos registros em plotter **HP DESIGNJET 500PS**, para a interpretação analógica.

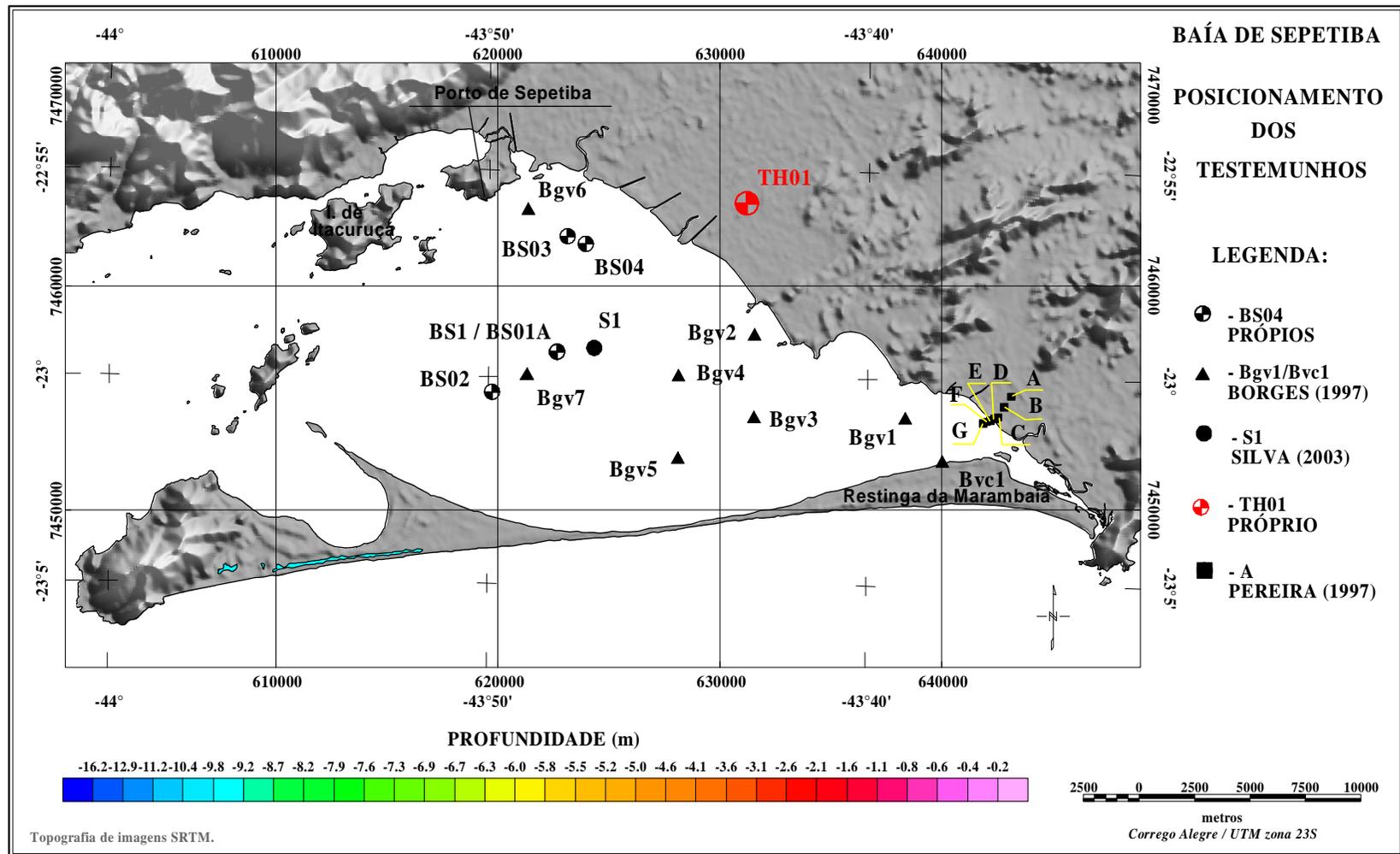
- mapeamento das seqüências sedimentares com base nos eco-caráteres e, posteriormente, os resultados desta interpretação foram digitalizados em mesa digitalizadora **Summagraphics Summergrid V**, com utilização do programa **AUTOCAD 2000**. Os arquivos finais da digitalização foram salvos como **.DXF**.

- união entre os arquivos **.DXF** e os dados de posicionamento, de modo a ter-se linhas sísmicas georreferenciadas.

#### **5.4 – TESTEMUNHAGENS**

No âmbito do presente trabalho, além dos dados obtidos em levantamento bibliográfico (Pereira, 1997; Borges, 1997; Santos, 2000; Santos, 2003 e Silva 2006), foram realizadas 5 testemunhagens, sendo 4 dentro da baía propriamente dita, utilizando-se testemunhador à pistão, e 1 na planície costeira adjacente, valendo-se de testemunhador à percussão (Figura 37).

As amostragens sub-aquáticas contaram com a colaboração da empresa Husky Duck, especialista neste tipo de trabalho, enquanto que a outra, na qual tivemos a colaboração do Dr Cleverson Guizan Silva e do Dr Alberto Figueiredo do LAGEMAR-UFF, é parte integrante de projeto “Detalhamento da Cobertura Sedimentar na Área do cone sedimentar do rio Guandu, Baía de Sepetiba – RJ”, sob coordenação da Dr<sup>a</sup> Sílvia Dias Pereira.

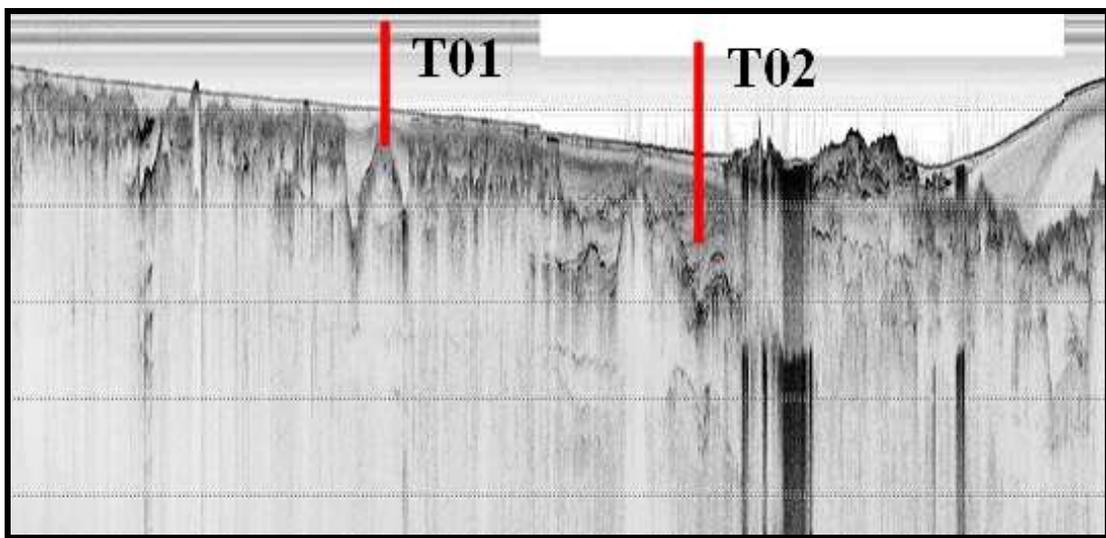


**Figura 37 – Mapa de localização dos testemunhos.**

As locações de amostragem dos 4 pontos na baía (T01, T02, T03 e T04) foram selecionadas com base em 03 perfis sísmicos de alta resolução realizados em 2005.

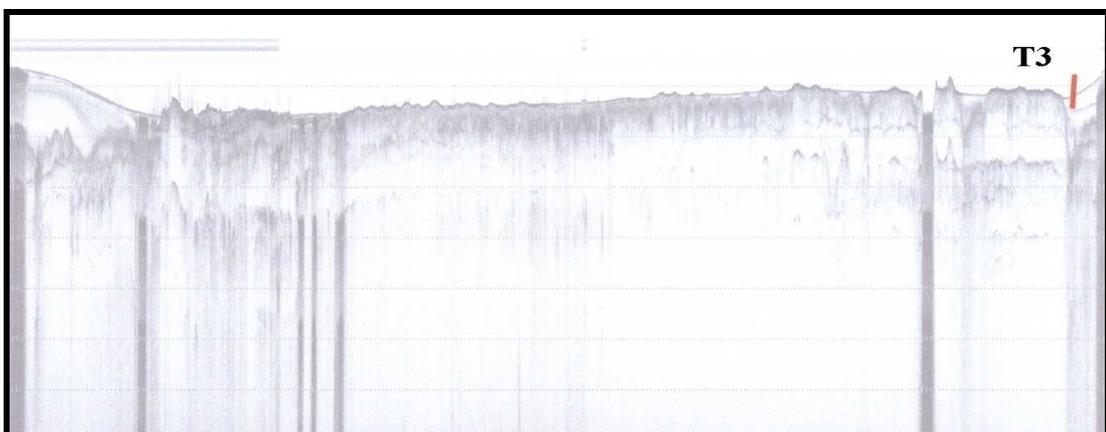
Cada um dos testemunhos coletados teve sua finalidade, a saber;

- T01 – selecionado pelo perfil sísmico L4 (FIGURA 37), visando a amostragem do preenchimento de um paleocanal.
- T02 – também selecionado com base no perfil sísmico L4 (Figura 38), buscou a penetração em sedimentos que preenchem outro paleocanal, mais próximo à restinga e mais profundo.



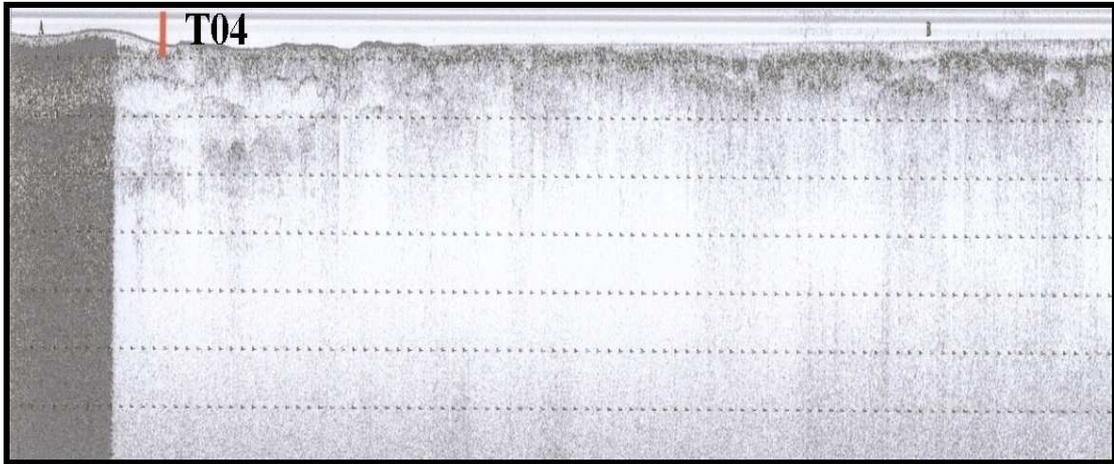
**Figura 38 - Perfil Sísmico L4 com a localização das testemunhagens T01 e T02.**

- T03 – selecionado com base no perfil sísmico L2 (Figura 39), visou amostrar os sedimentos da parte distal do cone de deposição do Rio Guandú.



**Figura 39 – Perfil sísmico L2, com a indicação da localização do testemunho T03.**

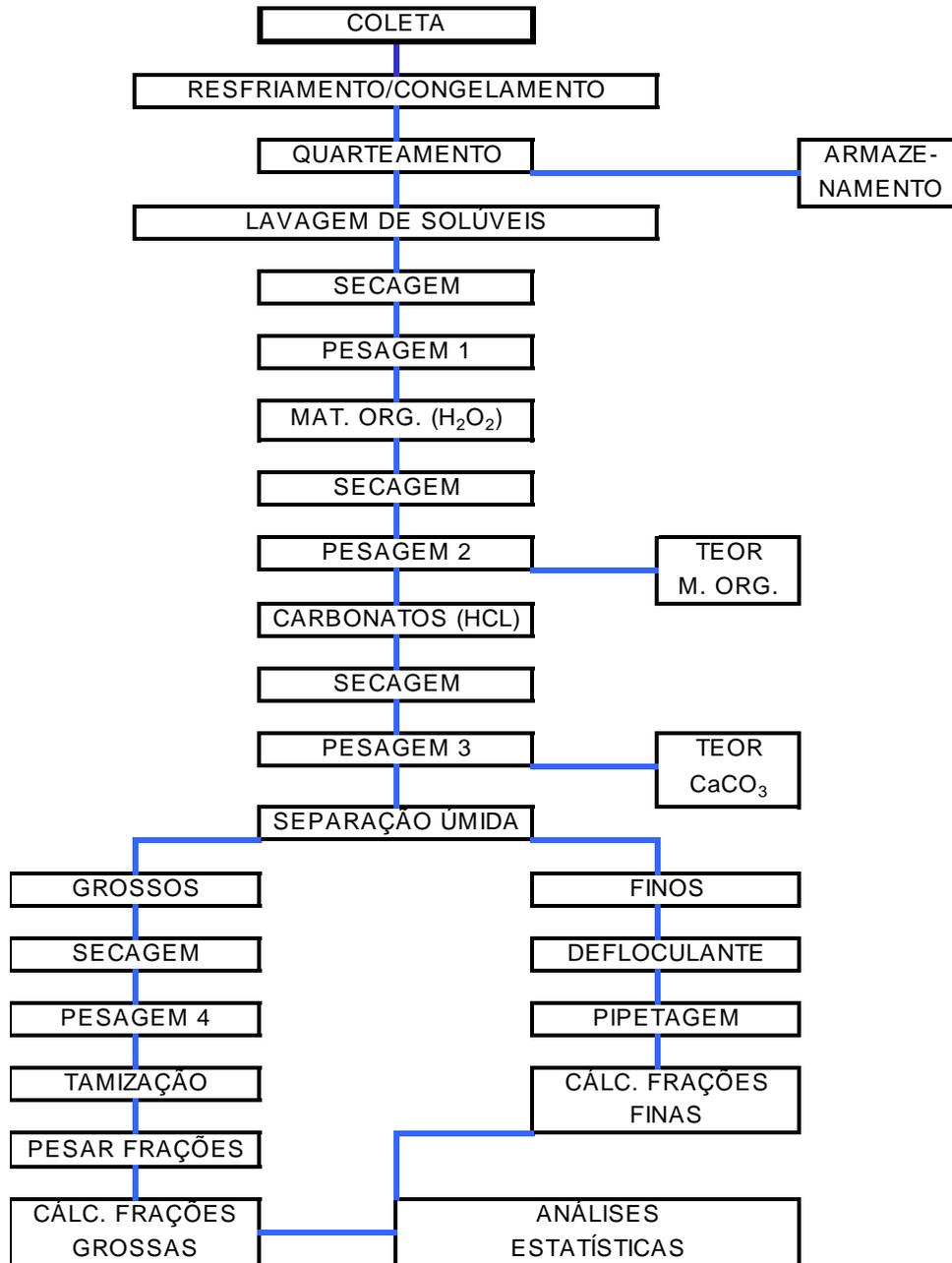
- T04 – locação escolhida com base no perfil sísmico L3 (Figura 40) com o intuito de amostrar a extensão lateral dos depósitos do cone de sedimentação do Guandu, na direção das correntes marinhas.



**Figura 40 – Perfil sísmico L3, com a locação do testemunho T04.**

O testemunho TH01 teve a sua locação preliminar determinada por observação da imagem na página do Google Earth e escolha final no local, em função das condições para a amostragem.

A análise dos testemunhos seguiu FIGUEIREDO Jr (1990), sendo tiradas fotografias, feita a descrição geral do testemunho e amostragem de sedimentos a cada 20 cm. As amostras de sedimento seguiram para análise granulométrica no Laboratório de Oceanografia geológica do Departamento de oceanografia da UERJ, seguindo a metodologia aplicada no laboratório com base em KRUMBEIM & PETTIJOHN (1938), SUGUIO (1973), LORING and RANTALA (1992) e PONZI (1995), procedendo-se lavagens com água destilada para retirada dos sais solúveis, determinação do teor de matéria orgânica por ataque com peróxido de hidrogênio, determinação do teor de carbonato de cálcio por ataque com HCl, peneiramento da fração grossa ( $\Phi > 0,063$  mm) em jogo de peneiras de 0,5 phi e pipetagem da fração lamosa, como visto na Figura 41.



**Figura 41 - Fluxograma do encadeamento das análises granulométricas (retirado de Villena, 1998).**

Os dados resultantes dos procedimentos descritos acima foram convertidos, a partir de programa **GRADSTAT** utilizado no Laboratório de Oceanografia Geológica da UERJ, em informações gráficas e numéricas que caracterizam as amostras analisadas, conforme Folk and Ward (1957). O percentual de areia em cada amostra foi calculado utilizando-se o a razão entre o peso das frações acima da granulometria areia ( $\phi > 0,062\text{mm}$ ) e o peso total da amostra.

Posteriormente os dados granulométricos foram inseridos numa planilha eletrônica Excel, gerando gráficos ilustrativos dos dados obtidos.

Durante a amostragem dos testemunhos para a granulometria, bem como no sedimento restante após a amostragem, foi feita a coleta de conchas e fragmentos de conchas para tentativa de identificação taxonômica dos exemplares encontrados para a obtenção de informações sobre o ambiente de deposição.

A identificação taxonômica das conchas encontradas foi realizada, com a colaboração do Dr. Franklin Noel dos Santos, no Laboratório de Malacologia do Departamento Zoologia do Instituto de Biologia da UERJ. Neste processo, procedeu-se a observação das conchas e fragmentos em Lupa Binocular, contrapondo-se às fotos da chave de classificação contida em Rios (1994), obtendo-se assim a identificação e conseqüente classificação, no nível possível, além da descrição de características do ambiente natural onde é encontrado.

A conchas e fragmentos identificados foram fotografados com auxílio de uma máquina fotográfica digital com opção de macrofotografia. Em todas as fotos foi colocada uma escala de referência de tamanho do exemplar malacológico. Posteriormente as fotos foram editadas com os programas **PHOTOSHOP 7.0** e **COREL PHOTO PAINT 11**, sendo recortadas no tamanho adequado para a representação da concha em questão e salvas como figura .JPG.

Além destas análises, no testemunho TH01, foram selecionadas alíquotas das amostras de sedimento para análise de carbono e nitrogênio. Estas análises foram realizadas nas dependências do Laboratório de Oceanografia Química do Deptº de Oceanografia, aos cuidados do prof. Renato Carreira.

Primeiramente, as amostras foram secas em estufa a 48°C, para retirada da umidade, sendo maceradas. De cada amostra foi separada e pesada em tubos Falcon, aproximadamente 1g de sedimento, sendo adicionado 10ml de água destilada e, depois, lentamente, HCL 10% para retirada do carbono inorgânico (CaCO<sub>3</sub>). Após cessar a emissão de CO<sub>2</sub>, foi feito teste de PH, devendo o mesmo estar entre 0 e 2.

Os tubos foram colocados em agitador por 8 horas, após o que foram centrifugados e o sedimento lavado por 3 vezes com água destilada. Seguiu-se a secagem em estufa a 60°C por 48 horas, resfriamento em dessecador e pesagem para o cálculo do percentual de carbonatos.

A amostra foi macerada e, para a quantificação do carbono orgânico e do Nitrogênio, foram selecionadas 5mg de sedimento, acondicionadas em cápsula de estanho e inseridas no CHNS Carlo Erba, modelo EA1110.

## 6 – RESULTADOS

Veremos agora os resultados obtidos após a aplicação da metodologia descrita no conjunto de dados selecionados para elaboração do presente trabalho.

### 6.1 – BATIMETRIA E GRADIENTE

Com base no conjunto de dados batimétricos obtidos foram confeccionados um mapa de posicionamento, um mapa batimétrico e um mapa de gradiente. A descrição destes mapas pode ser vista abaixo:

- **Mapa de Posicionamento** (Figura 42) – Neste mapa temos a indicação das posições das sondagens batimétricas utilizadas na elaboração do grid batimétrico e, conseqüentemente, na confecção do mapa batimétrico.

Podemos observar uma lacuna de dados nas proximidades da Ilha de Itacuruçá e Ilha da Madeira (área demarcada por hachura), exatamente no trecho da Baía de maior interferência humana através de dragagem no Porto de Sepetiba. Esta lacuna deve-se a dois fatos: a folha de sondagem desta área disponível no Arquivo Técnico do CHM constitui-se de tecido de linho, material utilizado à época do levantamento (1963), o que impossibilitou sua cópia para a digitalização; e o levantamento batimétrico da dragagem mais recente, que atualizaria os dados para a situação mais próxima dos dias de hoje, não se encontrava disponibilizado no acervo do CHM.

O espaçamento dos dados é, em média, entre 200 e 300 metros, totalizando mais de 19000 sondagens batimétricas no interior da baía. As sondagens relativas às Folhas de Bordo 1622/001 e 1622/002 de 1981 (em vermelho no mapa) apresentam-se em arcos devido à sondagem por “corredor”, ou seja, mantendo fixa a distância de cada linha de sondagem em relação a uma estação de posicionamento. As sondagens relativas à Folha de Bordo 1601/001 de 1973, por sua vez, apresentam-se distribuídas em linhas de sondagem paralelas.

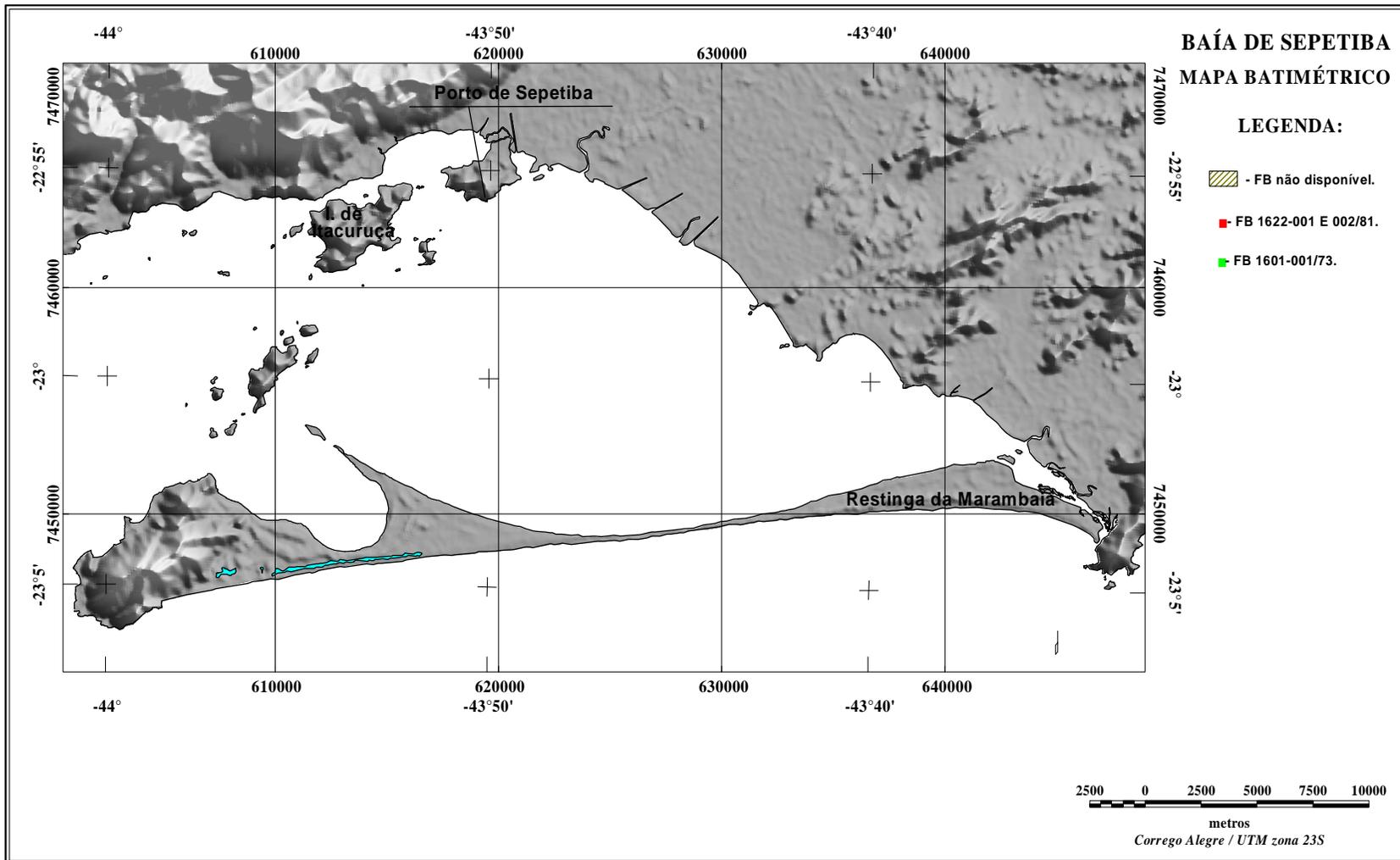
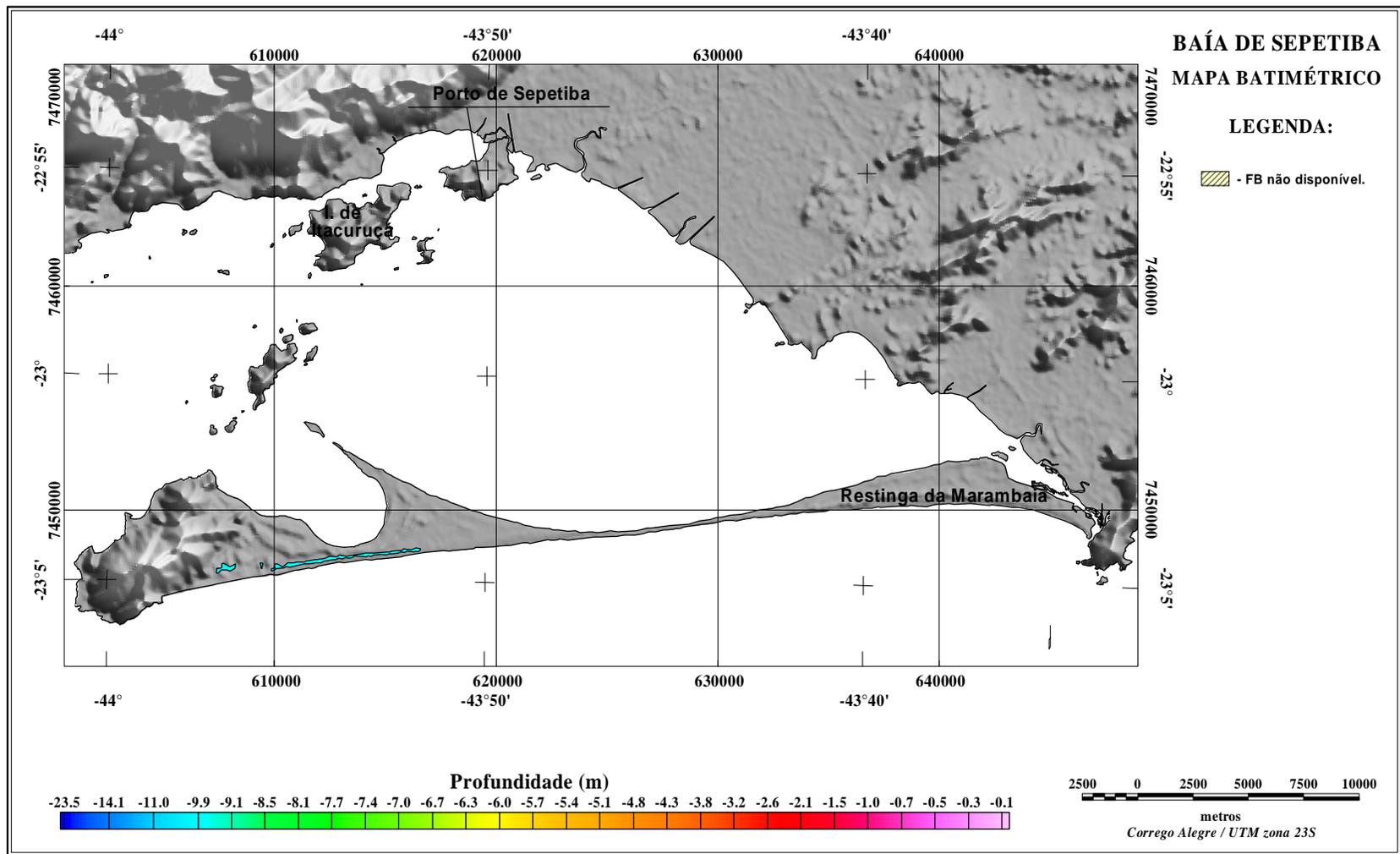


Figura 42 - Mapa de posicionamento das sondagens batimétricas obtidas junto ao CHM.

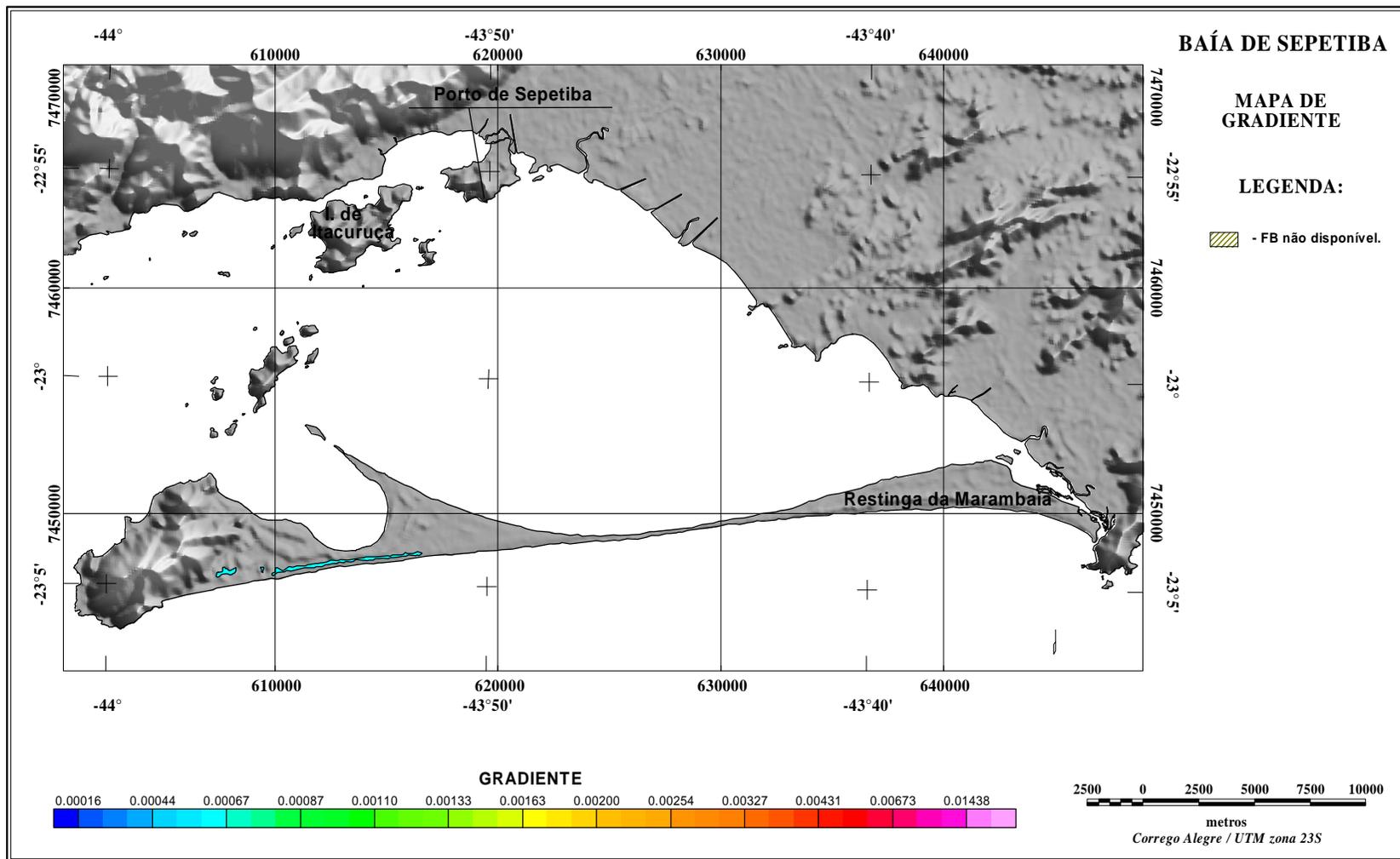
- **Mapa Batimétrico** (Figura 43) – Aqui temos o relevo de fundo apresentado na forma de grid colorido sombreado, referenciado a uma legenda de cores. As isolinhas batimétricas apresentadas são traçadas a cada metro.

- **Mapa de Gradiente** (Figura 44) – Neste mapa é mostrada a variação da batimetria com a distância (gradiente), ou seja a inclinação do fundo. O grid de gradiente é referenciado a uma tabela de cores mostrada na legenda.

A observação dos mapas mostrados acima permite dividir a baía em 2 partes (Figura 45 e Figura 46), tomando-se como base o meridiano 618000E.



**Figura 43 – Mapa Batimétrico da Baía de Sepetiba.**



**Figura 44 – Mapa de Gradiente da Baía de Sepetiba.**

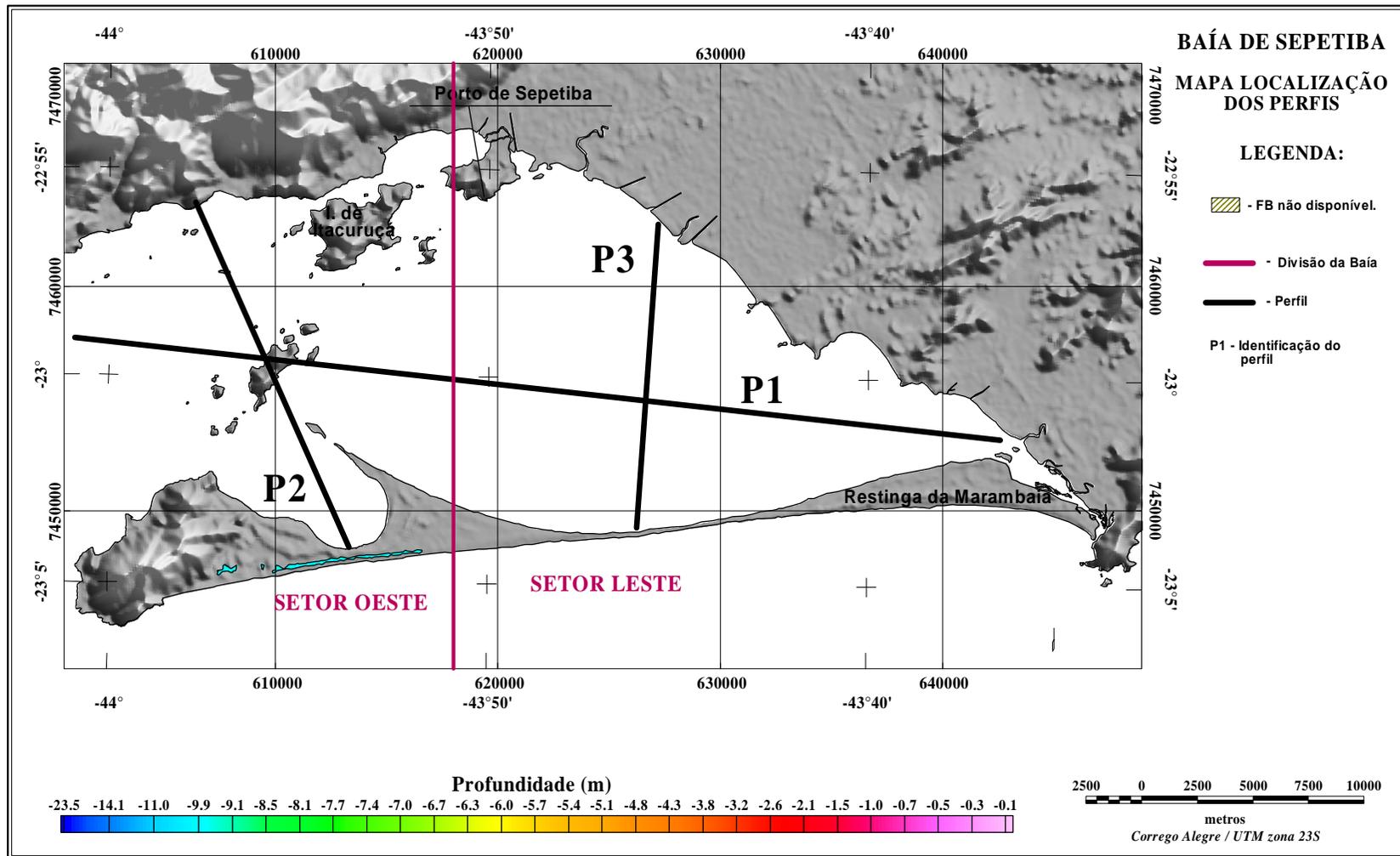


Figura 45 – Mapa Batimétrico com a indicação da divisão dos setores da baía e localização dos perfis.

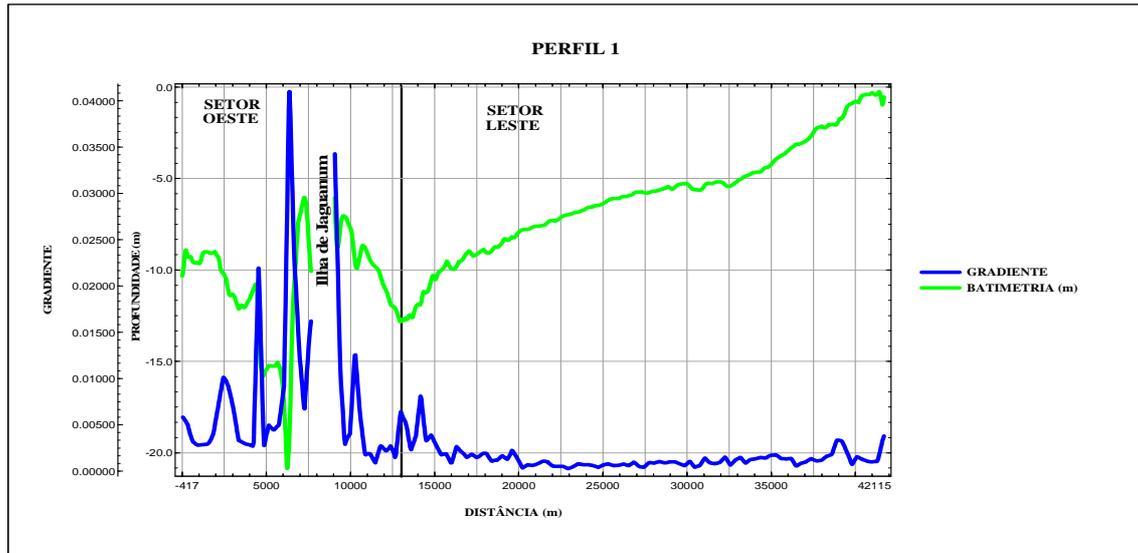


Figura 46 – Perfis Batimétrico e de Gradiente (L1) extraídos dos referidos grids.

Vejamos a diferenciação destes setores:

- **Setor Oeste** - caracterizado por relevo acidentado, presença de várias ilhas e lages e das maiores profundidades encontradas na baía. O máximo de profundidade é de 51 metros (609148E/7454323 S). Sente-se nitidamente, neste setor, um acentuado controle do embasamento no relevo submarino (Figura 47).

Podemos observar, entre as coordenadas 600868 E/ 7455641 S e 606337 E/ 7456025 S, o canal de passagem de água oceânica oriunda da entrada entre a Ilha da Marambaia e a Ilha Grande para a parte mais interior da baía. Depois este canal de bifurca em 3 outros, o primeiro passa a sul da Ilha de Jaguanum, o segundo, mais largo, passa entre a Ilha de Jaguanum e a Ilha de Itacuruçá e o terceiro entre a Ilha de Itacuruçá e o Continente (não representado no mapa pela ausência de dados disponíveis).

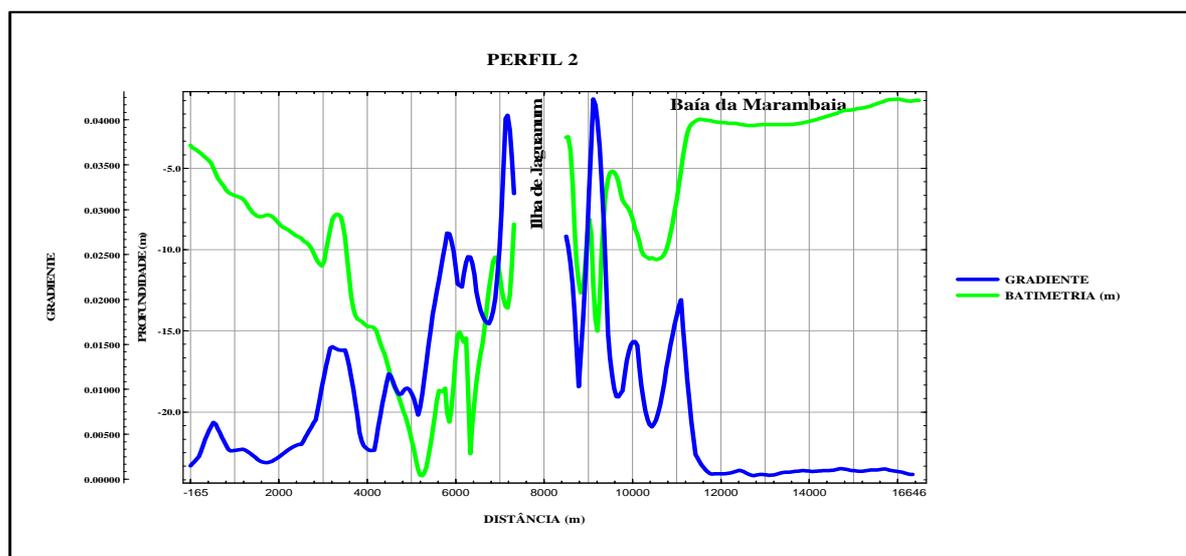
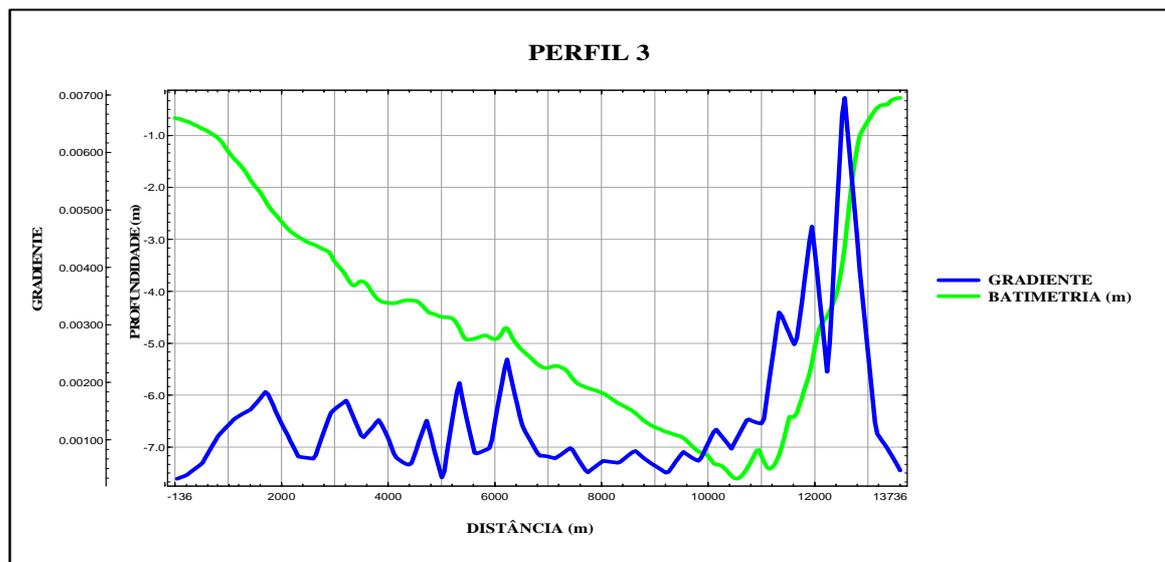


Figura 47 – Perfis Batimétrico e de Gradiente (L2) extraídos dos referidos grids.

- **Setor Leste** – caracteriza-se por um relevo mais suave e assimétrico, com a porção mais profunda do setor deslocada mais para sul, junto à Restinga da Marambaia (Figura 48). Isto denota menor influência do embasamento e um maior controle do relevo pela sedimentação, cujo aporte principal se dá na margem norte-nordeste da baía através dos rios que ali deságuam, destacando-se o Rio Guandu. Observa-se nesta área um cone de sedimentação, que é denotado pela inflexão das isobatimétricas numa forma convexa.

No fundo da baía, bem em seu extremo Leste, vemos o afunilamento em direção aos Canais do Pau Torto, Pedrinho e Bacalhau (Soares, 1997), que fazem a comunicação com o Canal de Guaratiba, sendo notada inflexão pontiaguda das isobatimétricas na direção destes canais.



**Figura 48 – Perfis Batimétrico e de Gradiente (L3) extraídos dos referidos grids.**

O relevo de fundo da baía denota a presença, na área N-NE, do atual cone de sedimentação relacionado à desembocadura do Rio Guandu. Os detalhes do relevo submarino na área deste cone são mostrados através dos perfis (Figuras 49 e 50), nos quais podemos ver sua forma de leque de deposição em 2 perfis radiais a partir da desembocadura do rio, sentido costa-mar (FIGURA 50 a e b), e outros 2 transversais ao cone (Figura 50 c e d).

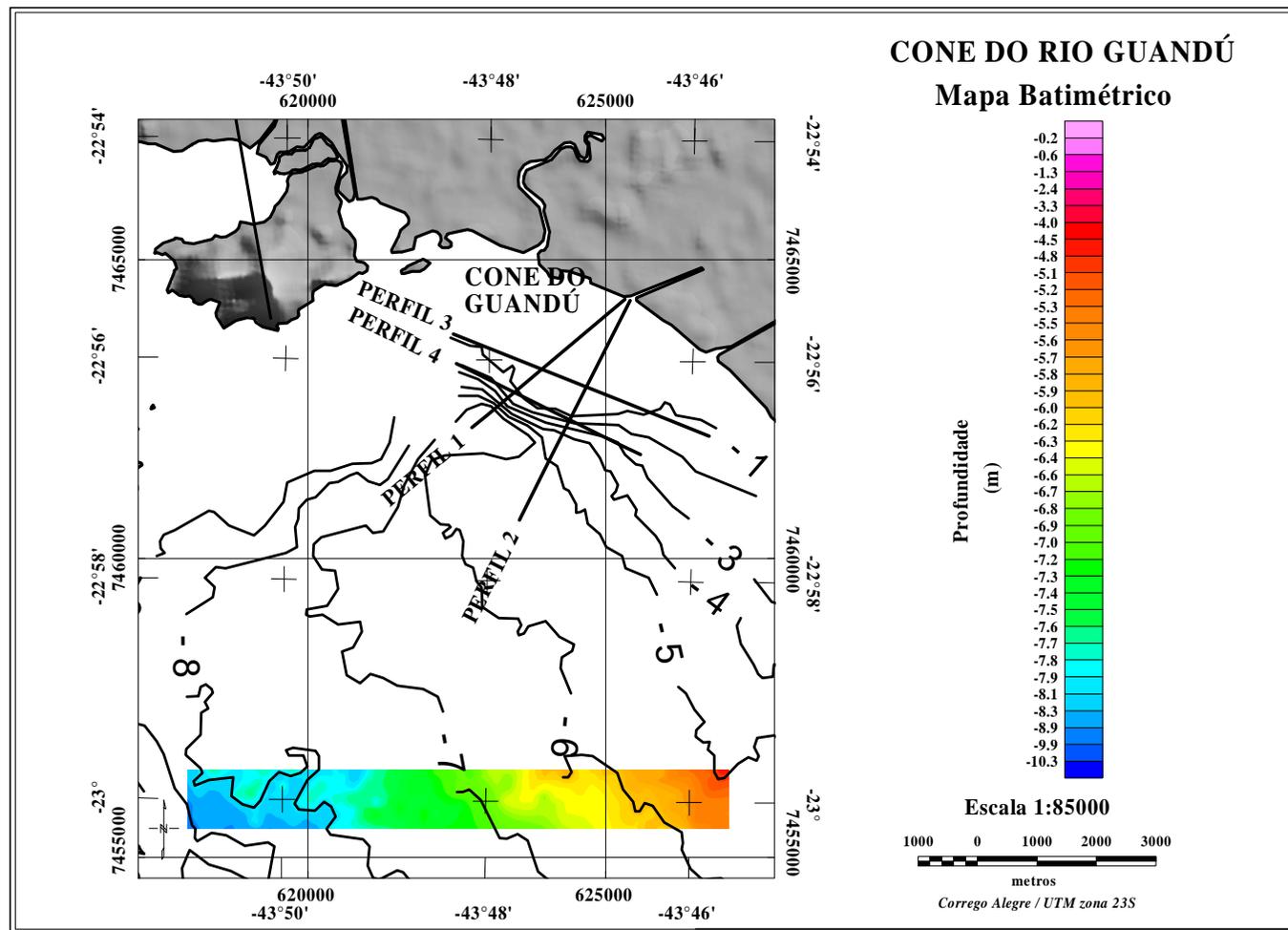
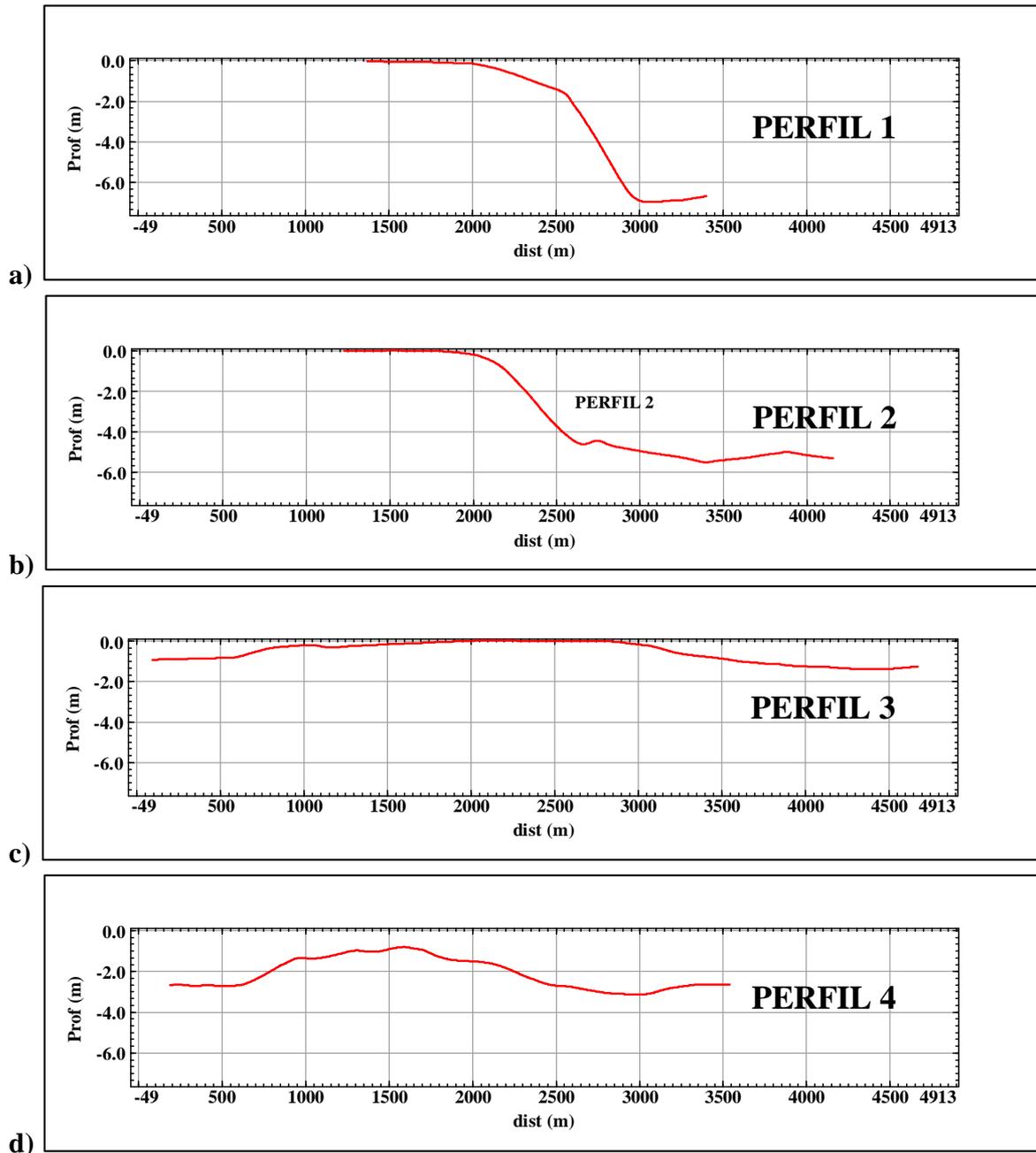


Figura 49 – Detalhe do Relevo de Fundo na Desembocadura do Rio Guandu com a localização dos perfis ilustrativos.



**Figura 50– Perfis Batimétricos no Cone de Sedimentação do Guandu: a) e b) perfis radiais a partir da desembocadura; c) e d) perfis transversais ao cone, sendo o primeiro mais próximo ao continente e o segundo mais distante.**

## 6.2 – PERFILAGEM SÍSMICA

Como dito anteriormente, foram utilizados dados sísmicos de alta resolução de duas fontes diferentes, dos estudos da Dr<sup>a</sup> Heloísa Borges e do Dr. Marcelo Sperle.

Dentre os perfis coletados por Borges (1995), foram selecionados os de nº 50 e 51 (Figura 51), localizados nas proximidades da Ilha da Madeira.

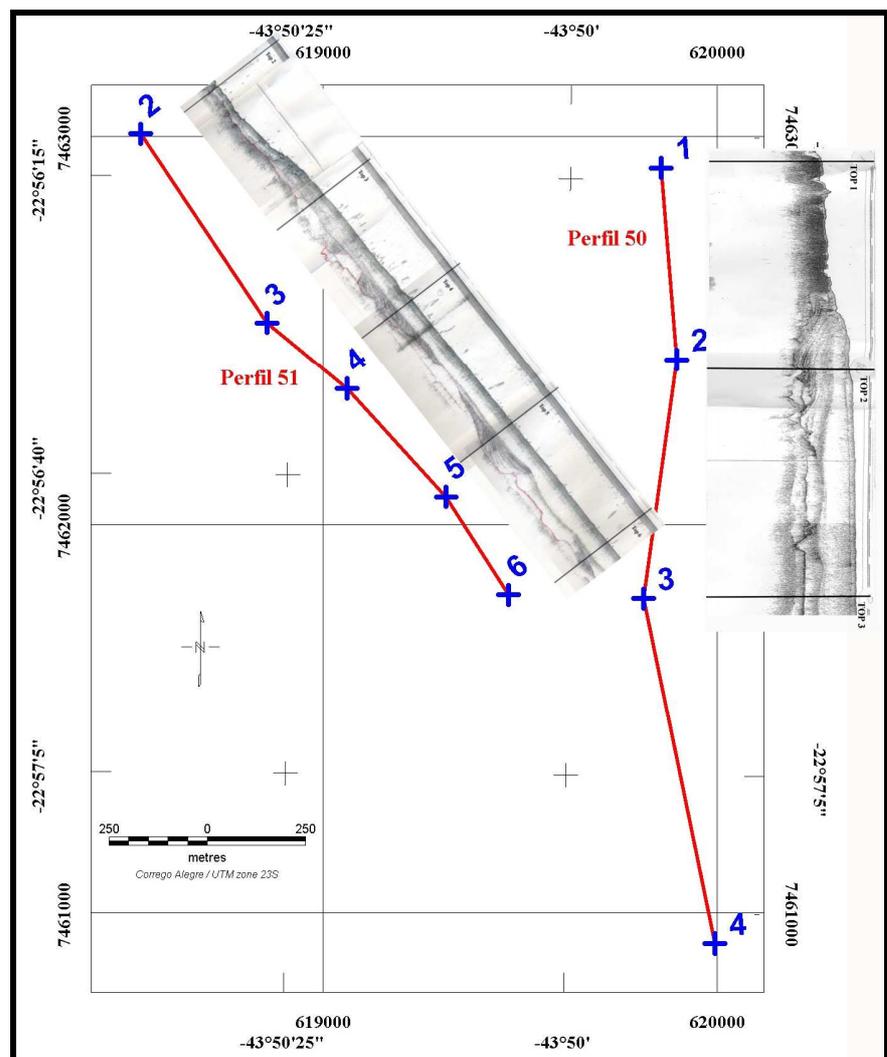
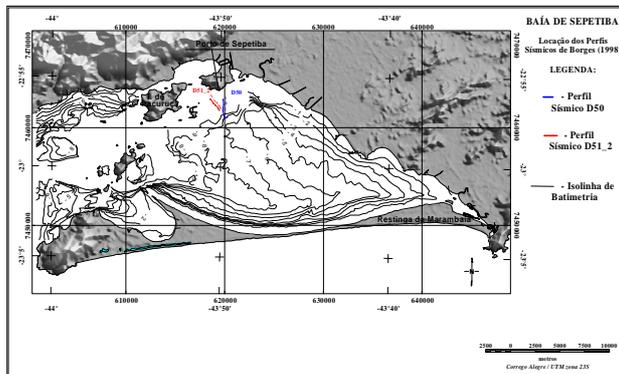


Figura 51 – Localização dos perfis 50 e 51\_2 de Borges (1995).

Observando estes dois perfis podemos descrever algumas características encontradas:

- Perfil 50 – tendo como referência o perfil sísmico interpretado (Figura 52a), podemos destacar, na base do perfil, a presença de um refletor forte de topografia irregular, caracterizada como uma discordância erosiva que separa duas unidades estratigráficas, BASE e TOPO (Borges, 1998). A unidade BASE apresenta padrão de reflexão escuro, caracterizando sedimentos arenosos, enquanto que a unidade TOPO, apresenta diferentes pacotes sedimentares, dentre os quais destaca-se um, formado por refletores sigmoidais, característicos de depósito deltaico, com padrão de reflexão interna escuro, típica de sedimentos arenosos.
  
- Perfil 51\_2 – tendo como base o perfil sísmico interpretado (Figura 52b), identificamos a discordância e as duas unidades estratigráficas citadas acima (BASE e TOPO). Dentro da unidade TOPO podemos identificar 4 pacotes sedimentares distintos com refletores sigmoidais, típicos de deposição deltaicas, com características acústicas de sedimentos arenosos.
  - O primeiro destes pacotes localiza-se à altura do *top* 5, em uma depressão da discordância e em nível de profundidade inferior à das outras três deposições sigmoidais.
  - O segundo pacote, mais próximo à costa, localiza-se à altura do *top* 4, também em uma depressão da discordância e apresenta suas sigmoides mais distais erodidas em sua parte superior (deposição paralela), restando apenas as porções frontais.
  - O terceiro pacote deltaico encontra-se pouco depois do *top* 3, mais próximo à costa em uma pequena depressão da discordância.
  - O quarto e último pacote de sigmoides está localizado entre os *tops* 3 e 4, recobrando totalmente o terceiro e parte do segundo pacotes.

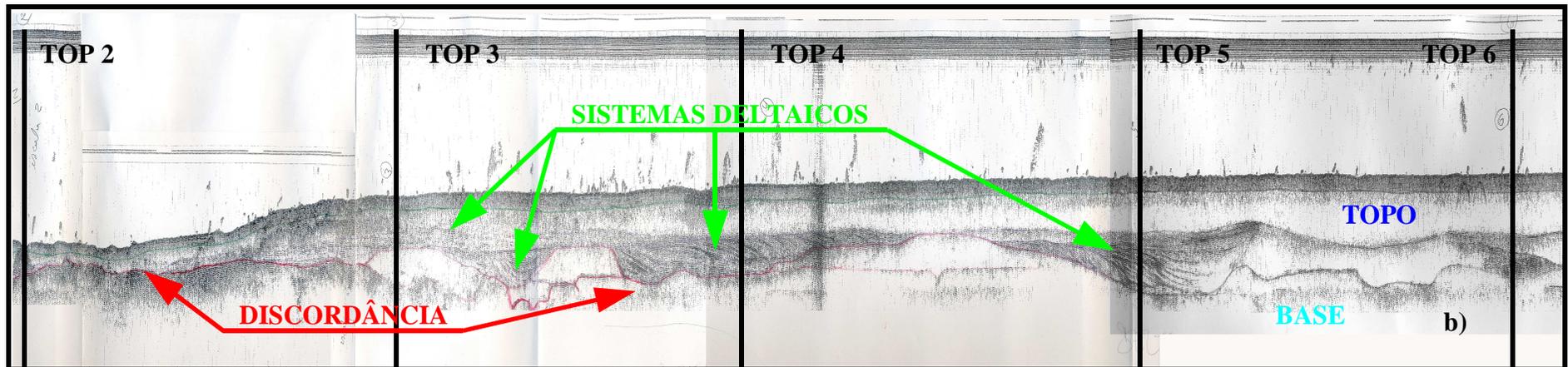
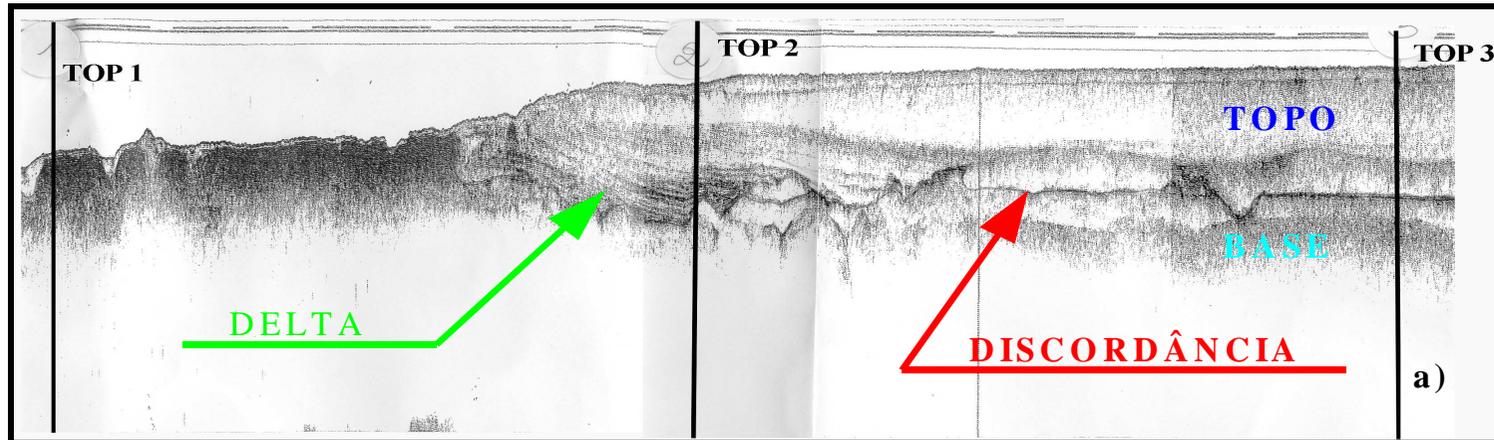
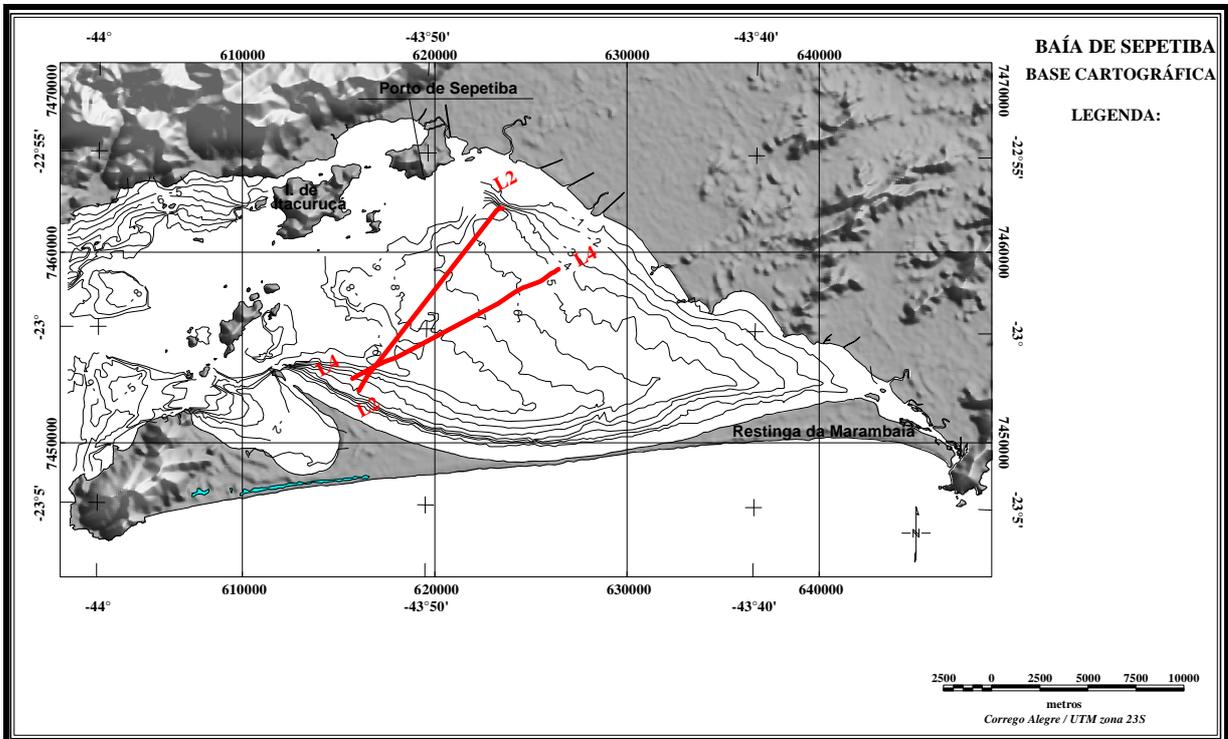


Figura 52 – a) Imagem do Perfil 50, entre os tops 1 e 3, sendo apontado o sistema deltaico identificado; b) Imagem do Perfil 51\_2, entre os tops 1 a 6, sendo apontados os leques deltaicos identificados.

O segundo pacote de dados de perfilagem sísmica (Figura 53) foi coletado por Sperle (2005) e interpretado por Fabri (2007), sob sua supervisão. No âmbito deste trabalho estão sendo utilizadas as interpretações das 2 linhas cruzando a baía no sentido transversal (L2 e L4).



**Figura 53 – Localização dos perfis geofísicos cedidos por Sperle (2005).**

Fabri (2007), com base nos ecocarâteres observados nos perfis (FIGURAS 54 e 55) adquiridos na Baía de Sepetiba, sem aplicar correção para a velocidade do som nos sedimentos, identifica um total de 14 tipos, divididos em 3 grupos diferentes com associação ao nível de mar reinante na época de deposição, a saber:

- Grupo I – pacote sedimentar mais antigo, localizado logo acima do embasamento, reunindo os ecocarâteres Ia, Ib, Ic e Id. As características de reflexão sísmica indicam sedimentos grossos e refletores irregulares de caráter erosivo. Este pacote está relacionado ao nível do mar a mais de 20 metros abaixo do nível atual.
- Grupo II – relacionado ao nível do mar observado a partir do início de inundação da baía, sendo depositados sedimentos de origem marinha. Aqui temos os ecocarâteres IIa, IIb, IIc, IIe e IIf.
- Grupo III – composto pelos ecocarâteres IIIa, IIIb e IIIc, está relacionado ao nível do mar próximo ao atual. Por ser a camada superficial, foi possível identificar e correlacionar os ecocarâteres deste grupo com os sedimentos encontrados: ecocarâter IIIa representa sedimentos despejados pelas dragagens relacionadas à ampliação do Porto de Sepetiba; o IIIb é de pouca espessura e bem transparente, caracterizando lama e, por fim, o IIIc parece relacionado a sedimentos oriundos das dunas da Restinga da Marambaia.

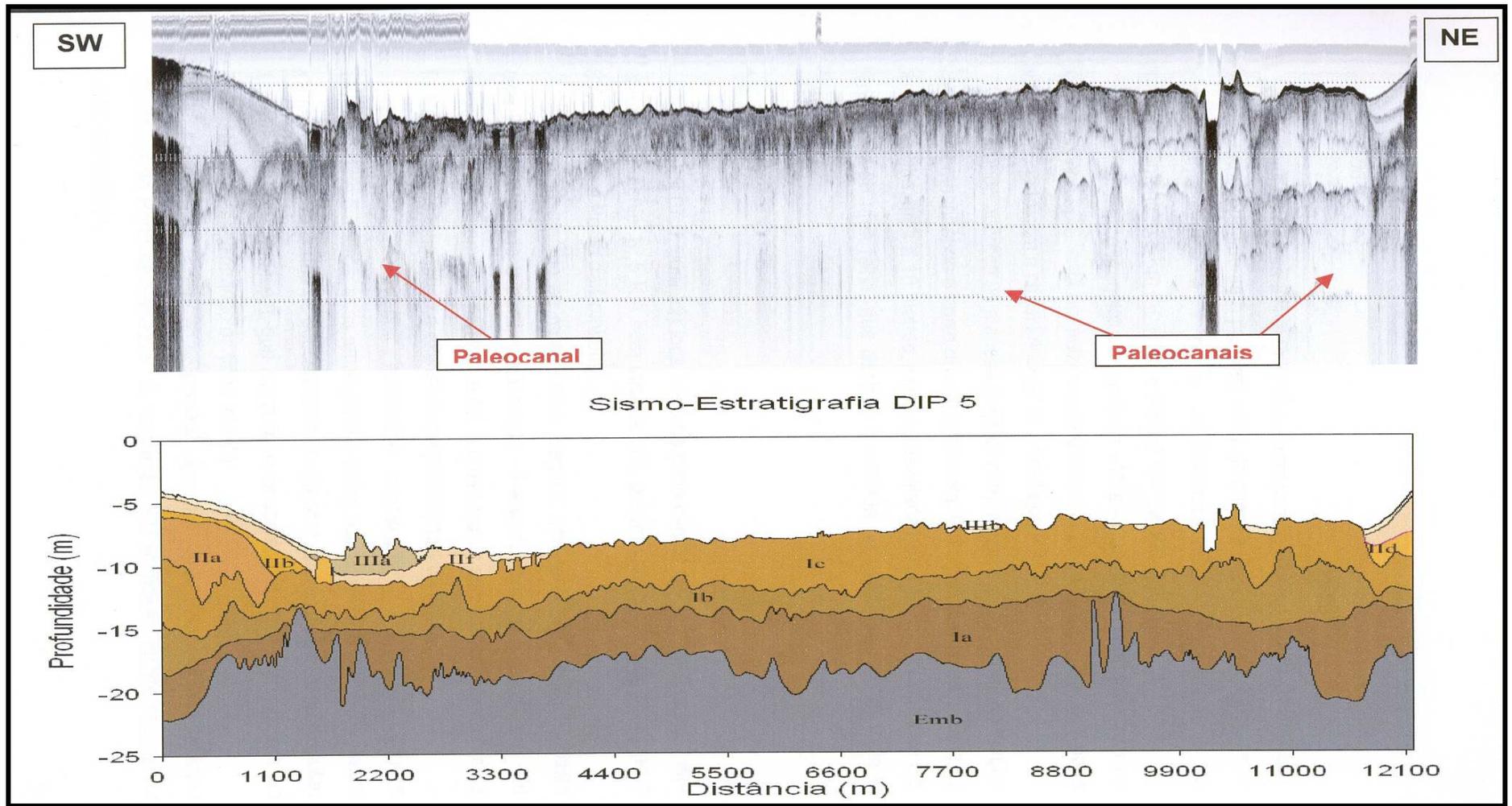


Figura 54 – Perfil sísmico de alta resolução L2 (a) e sua interpretação com a devida identificação dos ecocarateres observados (alterado de Fabri, 2007).

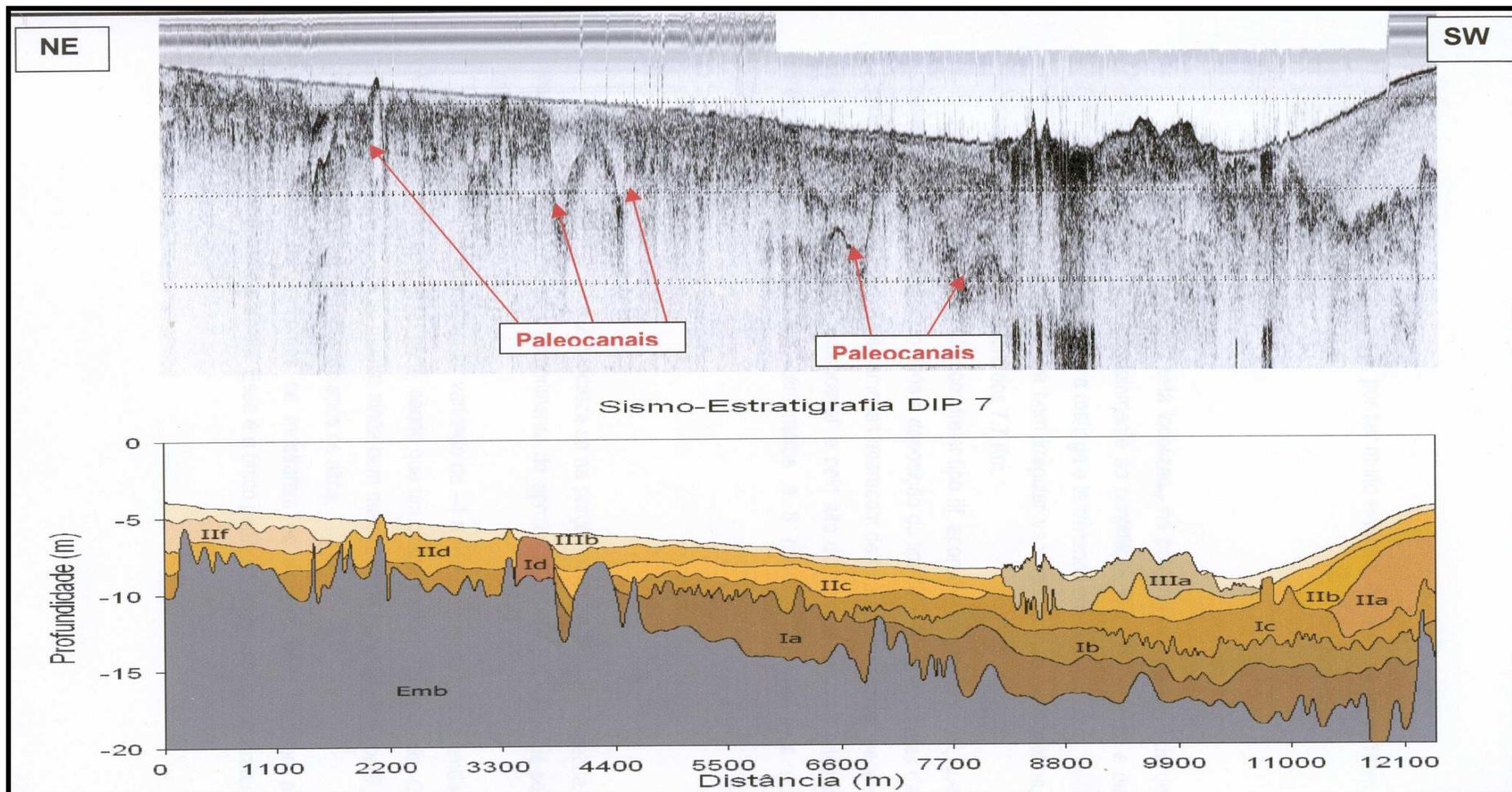


Figura 55 – Perfil sísmico de alta resolução L4 (a) e sua interpretação com a devida identificação dos eocarateres observados (alterado de Fabri, 2007).

O Perfil L2, que pode ser observado na Figura 54, apresenta embasamento irregular com profundidade que varia entre 12 e 22 metros abaixo do nível do mar, podendo ser observados alguns paleocanais da drenagem pretérita. Seu pacote sedimentar apresenta camadas variando de alguns centímetros (Tipo IIIb) ao máximo de aproximadamente 7m (Tipo Ia). Há a predominância dos ecocaráteres do Grupo I, com refletores irregulares, padrão reflexão associado a sedimentos com maior teor de areia e aflorando em grande parte do perfil. Nas suas extremidades, tanto à SW quanto à NE, podemos observar o aporte sedimentar da Restinga da Marambaia e da drenagem atual, além do despejo do rejeito de dragagem do Porto de Sepetiba (Tipo IIIa).

O Perfil L4, que pode ser visto na Figura 55, apresenta uma seqüência sedimentar mais complexa. O embasamento é irregular e localizado a profundidades entre 5 e 20 metros abaixo do atual nível do mar. As espessuras das camadas sedimentares variam de alguns centímetros (Tipo IIIb) a 5 metros (Tipo Ia e IIIa). Aqui também pode ser observado o ecocaráter do tipo IIIa, de rejeitos da dragagem do Porto de Sepetiba.

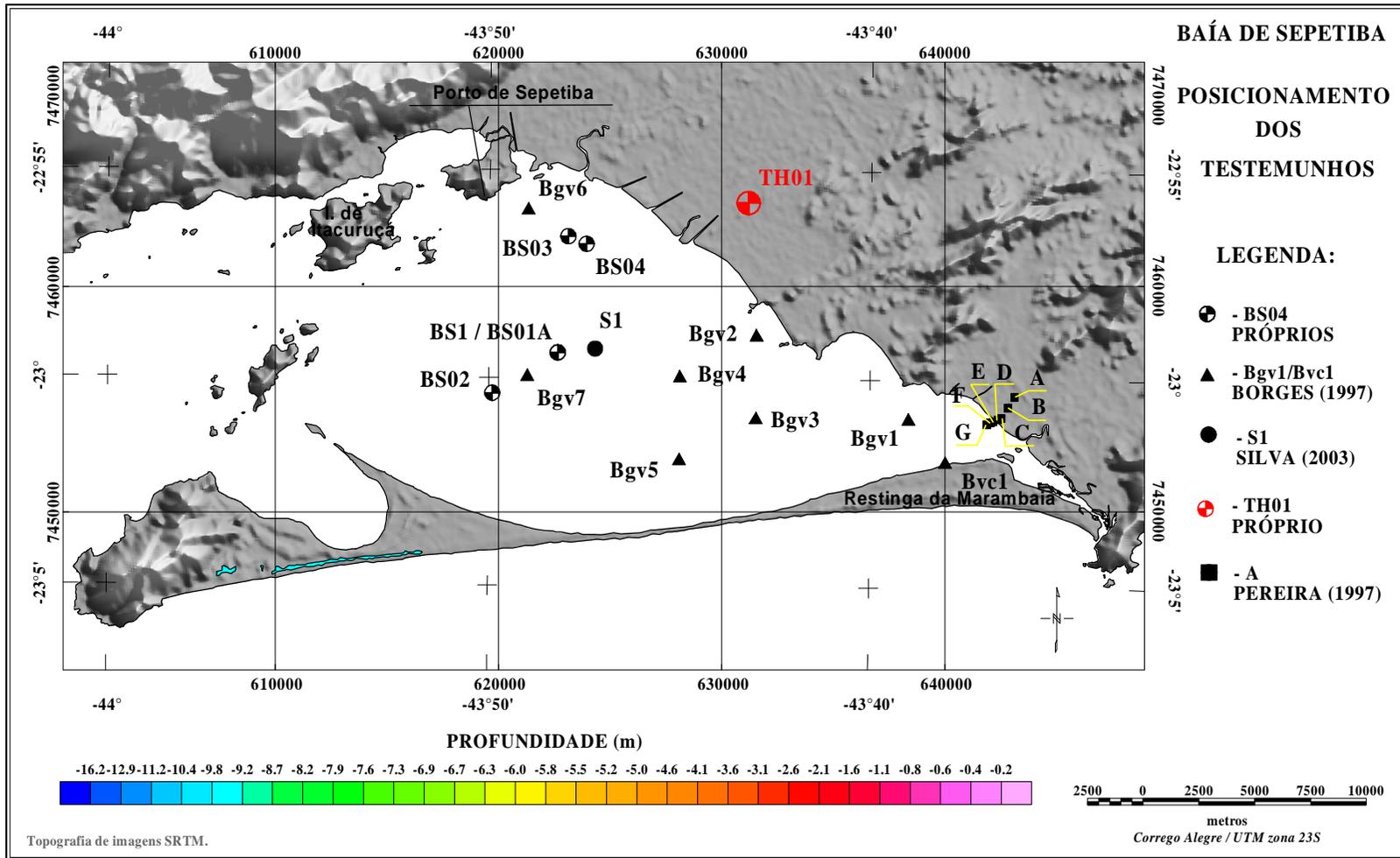
### 6.3 – TESTEMUNHAGENS

Em termos de amostragens diretas, como dito anteriormente, foram realizadas 5 testemunhagens, sendo quatro na baía propriamente dita e uma na planície costeira adjacente.( Figura 56).

A análise granulométrica foi realizada nas dependências do Laboratório de Oceanografia Geológica do Departamento de Oceanografia da UERJ, seguindo a metodologia apresentada anteriormente.

Vejamos, agora, a descrição dos testemunhos T01 a T04, com a referida localização nos perfis sísmicos de Sperle (2005) e os resultados da granulometria.

- **T01** – selecionado pelo perfil sísmico L4 (Figura 57a), visou a amostragem do preenchimento de um paleocanal, alcançando a camada abaixo da discordância detectada. Neste testemunho (Figura 57b), com recuperação de 1,4m, podemos observar uma primeira camada lamosa mais escura do topo até 0,5m, seguindo-se uma transição até 0,75m e depois uma camada de lama mais clara até 1,2m e, abaixo desta nova camada de lama mais escura com maior teor de areia;
- **T02** – também selecionado com base no perfil sísmico L4 (Figura 57c), buscou amostrar os sedimentos que preenchem outro canal, mais próximo à restinga e mais profundo, visando maior penetração no material de preenchimento sem alcançar a discordância. Notamos neste testemunho, que teve uma recuperação de 1,4m, uma camada superficial de lama entre o topo e 0,15m, bem fluida, seguindo-se uma de composição mais arenosa.



**Figura 56 – Mapa de localização dos testemunhos.**

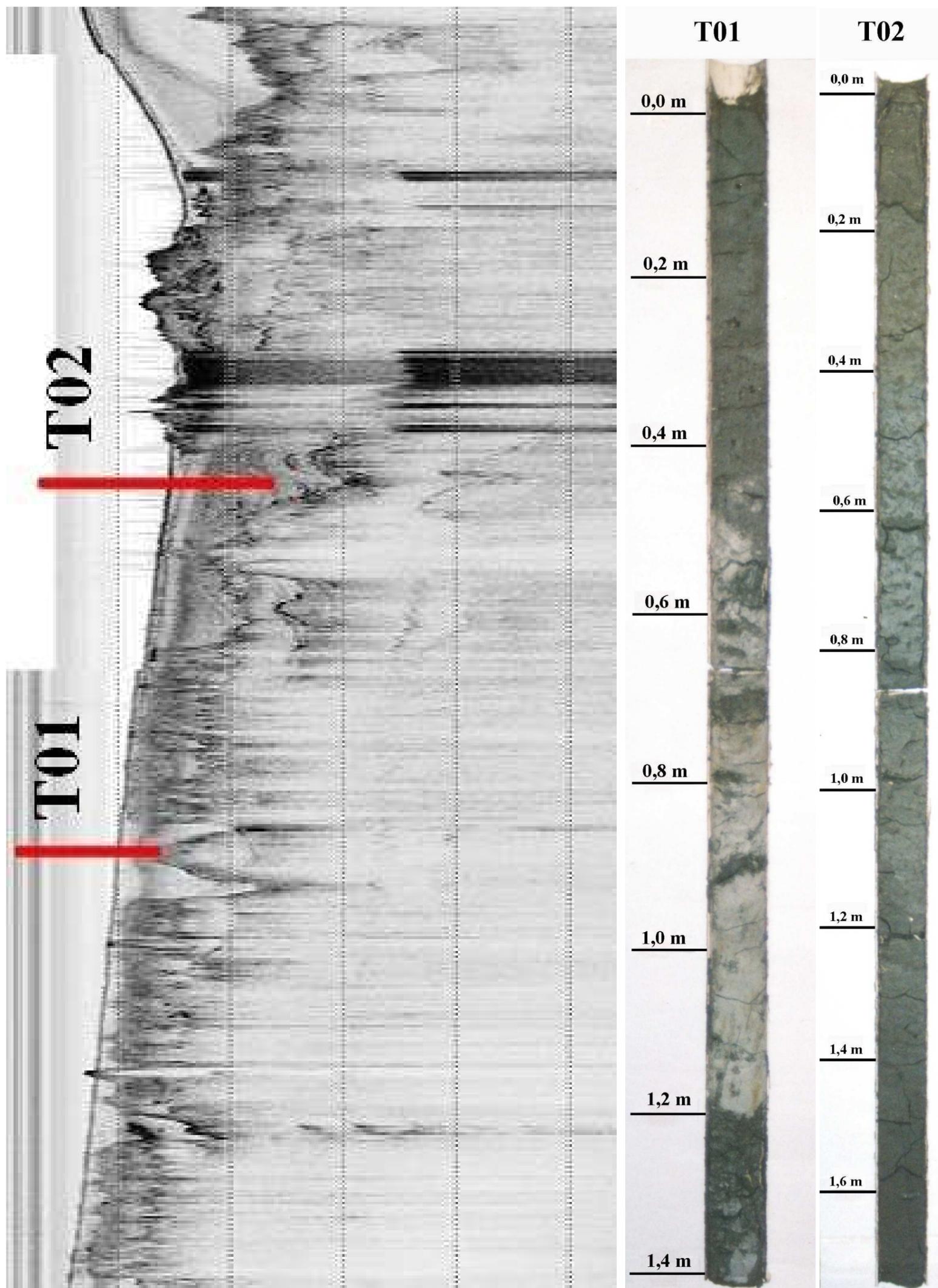


Figura 57 – Perfil sísmico L4 com a locação dos testemunhagens T01 e T02 e as fotos dos referidos testemunhos.

Os resultados da granulometria desses dois testemunhos (Figuras 58 E 59) mostram a ausência de análises em certos níveis, o que se deu pela não decantação dos finos, sem explicação paupável nas técnicas usadas. Observamos a predominância de silte como principal constituinte do primeiro, com maiores percentuais de areia na base (44,2%), com a diminuição até o nível -80 cm (6,3%) e tendência de aumento (16,2%) a -60 cm. As camadas superficiais não puderam ter suas análises concluídas, pois a fração fina não decantava totalmente. O segundo testemunho (T02) tem uma composição percentual de areia maior, variando de 32,6% em 1,6m a 79,6% a 0,4m.

A composição textural de ambos os testemunhos (T01 e T02) apresenta, de forma geral um ciclo granodecrescente ascendente na base, seguindo-se um ciclo granocrescente ascendente até as amostras mais superficiais. No testemunho T01 podemos ver o ciclo de granodecrescência ascendente entre -1,25m e -0,8m, invertendo-se a tendência para a amostra mais superficial (-0,6m). O testemunho T02, por sua vez, o ciclo de granodecrescência ascendente entre a base (-1,75m) e a amostra seguinte (-1,6m), seguindo-se um ciclo de granocrescência ascendente até -0,4m, quando estabiliza em relação a amostra subsequente (-0,2m).

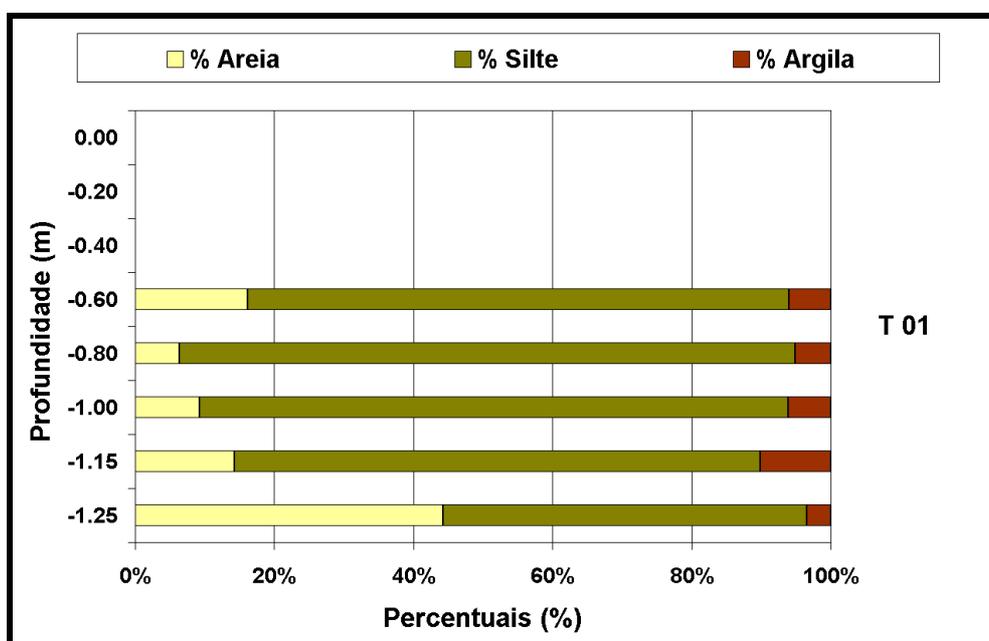


Figura 58 – Gráfico dos percentuais de areia, silte e argila no testemunho T01.

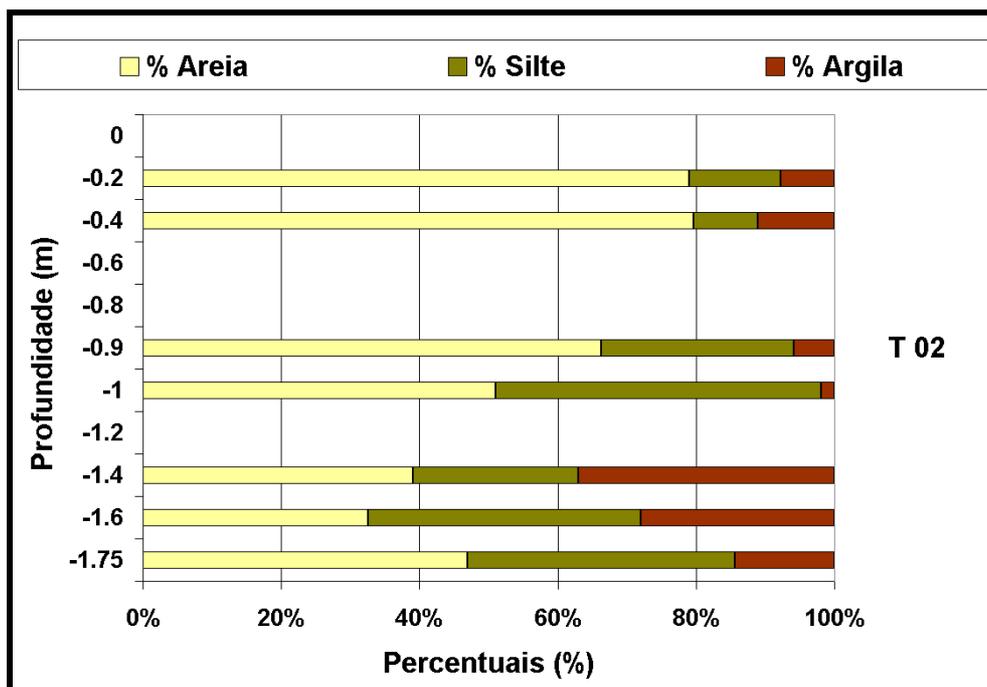


Figura 59 - Gráfico dos percentuais de areia, silte e argila no testemunho T02.

Em termos de carbonatos e matéria orgânica, podemos ver, para o testemunho T01 (Figura 60), que os maiores teores de carbonato encontram-se na base, entre -1,25m e -1,15m, diminuindo logo acima (-1 e -0,8m), voltando a crescer em -0,6m. O teor de matéria orgânica diminuiu de -1,25 para -1,15m, apresentando seu valor máximo em -1m, diminuindo e voltando a aumentar em -0,8 e -0,6m, respectivamente. A análise conjunta com a granulometria coloca a área de maior concentração de matéria orgânica junto à área de menor teor de sedimentos grosso, exatamente na inflexão da tendência de granodecrescência ascendente para granocrescência ascendente.

O testemunho T02 (Figura 61), por sua vez, mostra um ciclo de aumento dos teores de matéria orgânica entre -1,75 e -1,4m, onde ocorre o máximo deste testemunho. Segue uma diminuição até -0,4m e aumento a -0,2m. Os carbonatos mostram uma diminuição do primeiro nível basal para o segundo (-1,75 para -1,6m), seguindo-se um aumento em -1,4m e, depois nova diminuição até o nível -0,4m e aumento na amostra de -0,2m.

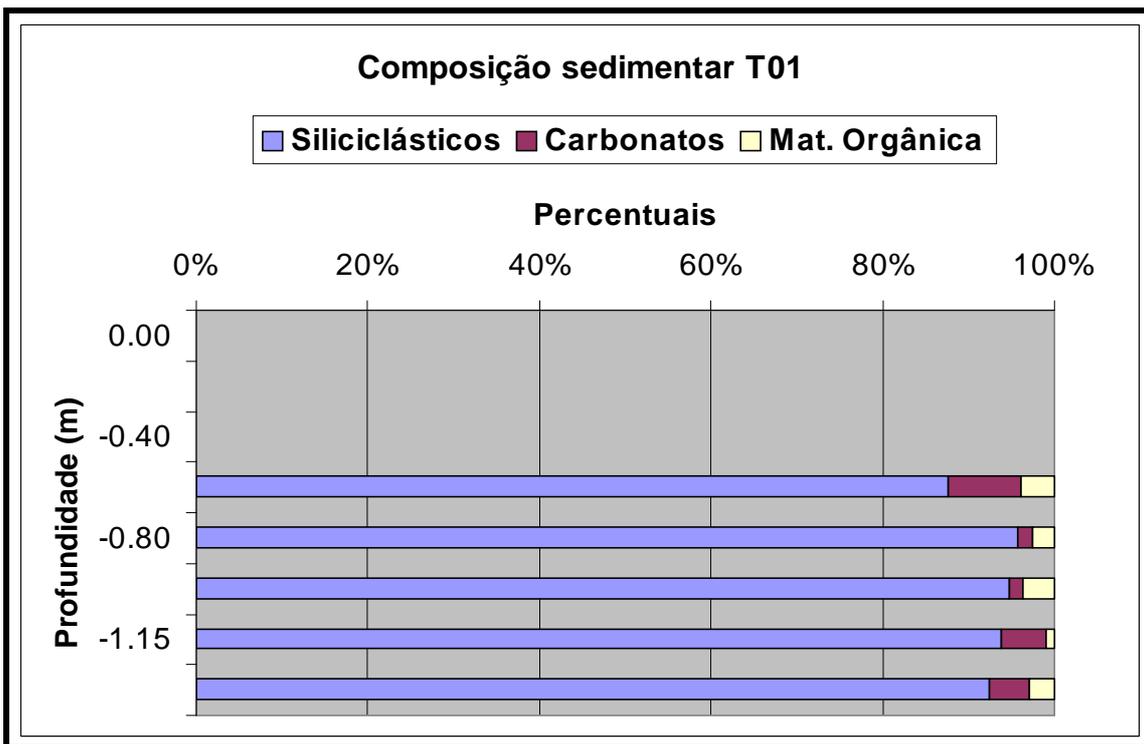


Figura 60 - Gráfico dos percentuais de siliciclásticos, carbonatos e matéria orgânica no testemunho T01.

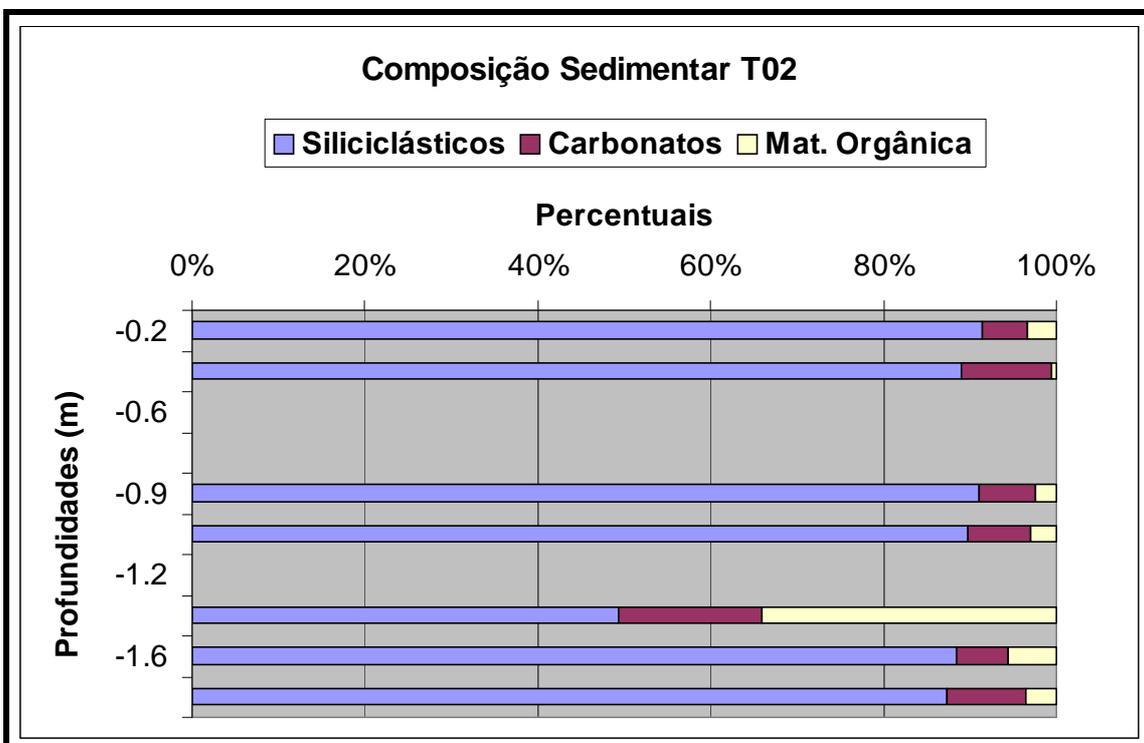


Figura 61 - Gráfico dos percentuais de de siliciclásticos, carbonatos e matéria orgânica no testemunho T02.

- T03 – selecionado com base no perfil sísmico L2 (Figura 62a), este testemunho (Figura 62b) teve coloração bem escura, próxima do negro, em seus primeiros 0,15m, seguindo-se uma lama de coloração acastanhada, cuja compactação aumenta em direção à base, até a profundidade de 1,2m, abaixo desta, até 1,7m, temos uma segunda camada, formada de lama mais compacta e escura.

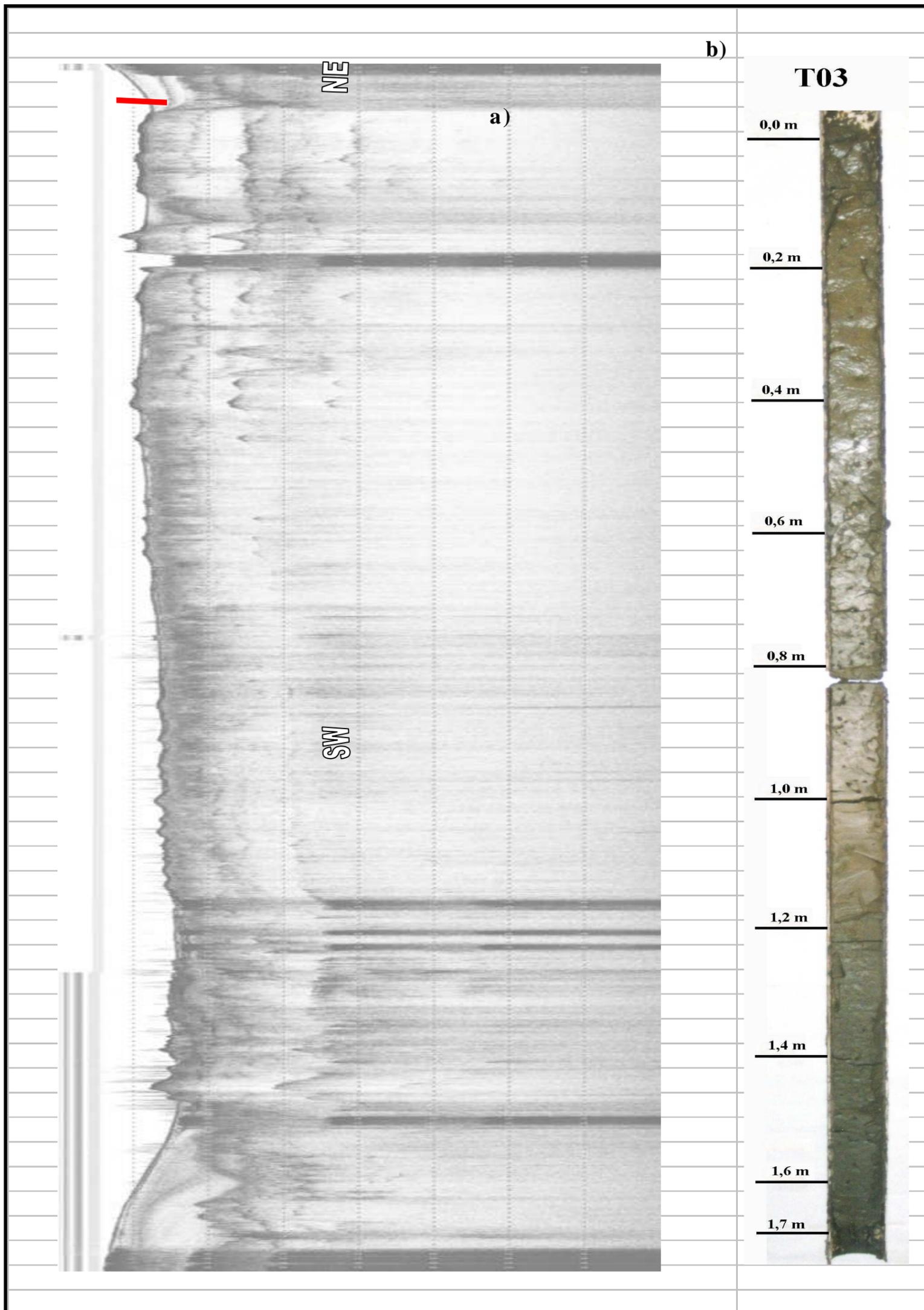


Figura 62 – a) Perfil sísmico L2, com a indicação da locação do testemunho T03; b) Fotografia do testemunho T03.

As análises granulométricas (Figura 63) apresentam um predomínio da fração silte na totalidade do testemunho, o que se mostra coerente com a sua localização na porção final da frente de deposição do cone do rio Guandu. Os maiores percentuais de areia observados localizam-se na sua base (5% a 1,65m e 3,1 % no topo).

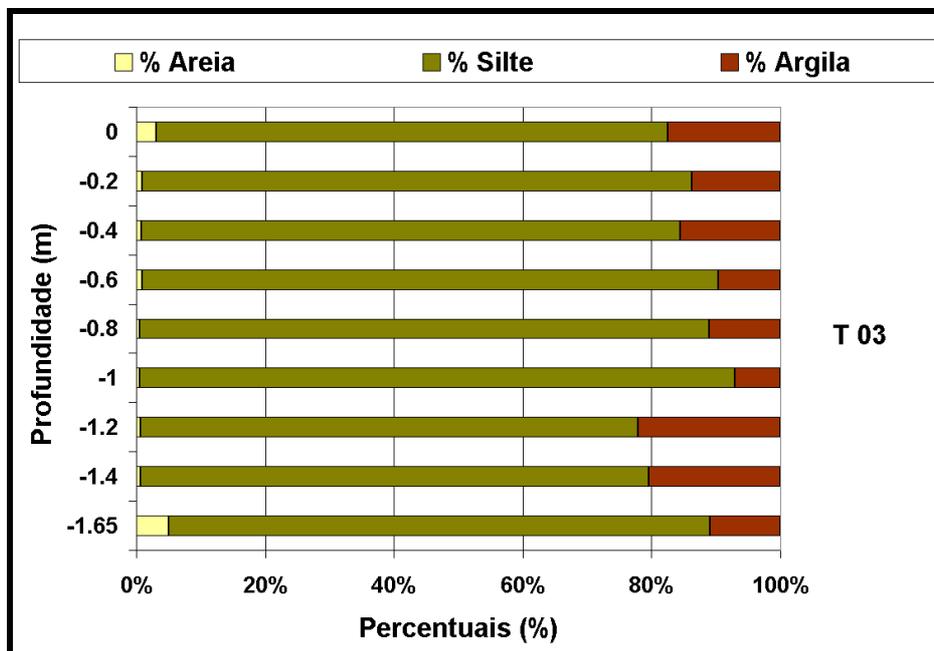


Figura 63 - Gráfico dos percentuais de areia, silte e argila no testemunho T03.

Este testemunho, no que tange os teores de matéria orgânica e carbonatos (Figura 64), apresenta dois picos de máximo de matéria orgânica (-1,4 e -0,6m), intercalados por um mínimo (-1m).

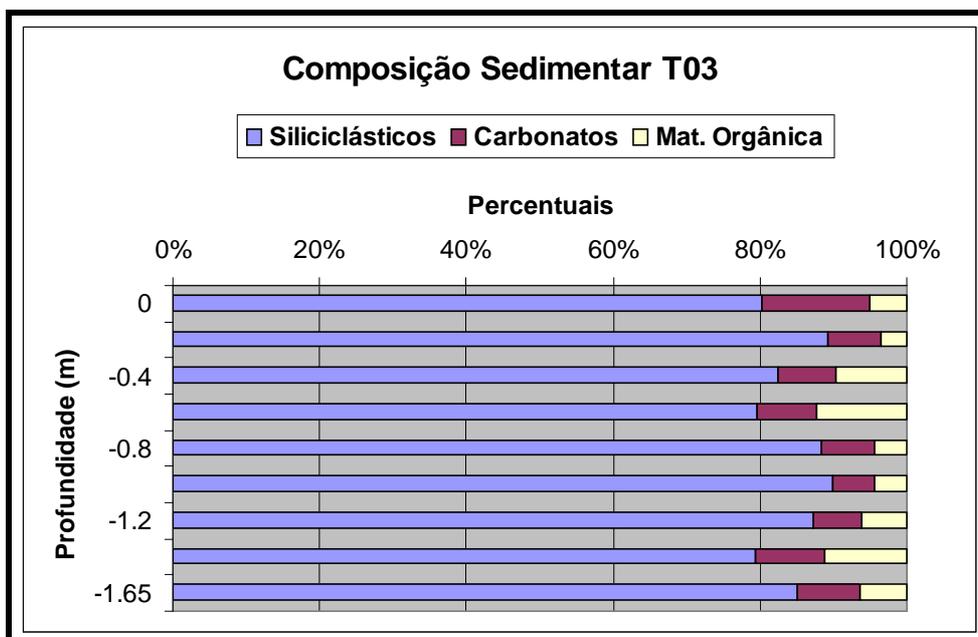


Figura 64 - Gráfico dos percentuais de de siliciclásticos, carbonatos e matéria orgânica no testemunho T03.

- T04 – locação escolhida com base no perfil sísmico L3 (Figura 65a) com o intuito de amostrar a extensão lateral dos depósitos do cone de sedimentação do Guandu, na direção das correntes marinhas, e, abaixo desta camada, alcançar os depósitos arenosos observados na sísmica. Este testemunho (Figura 65b) é composto, em sua totalidade de material com alto teor de areia, sendo a coloração um pouco mais escura, tendendo ao cinza, do topo até 0,7m, passando a uma coloração mais amarelada até 1,55m e depois até a base (1,7m) voltando a escurecer.

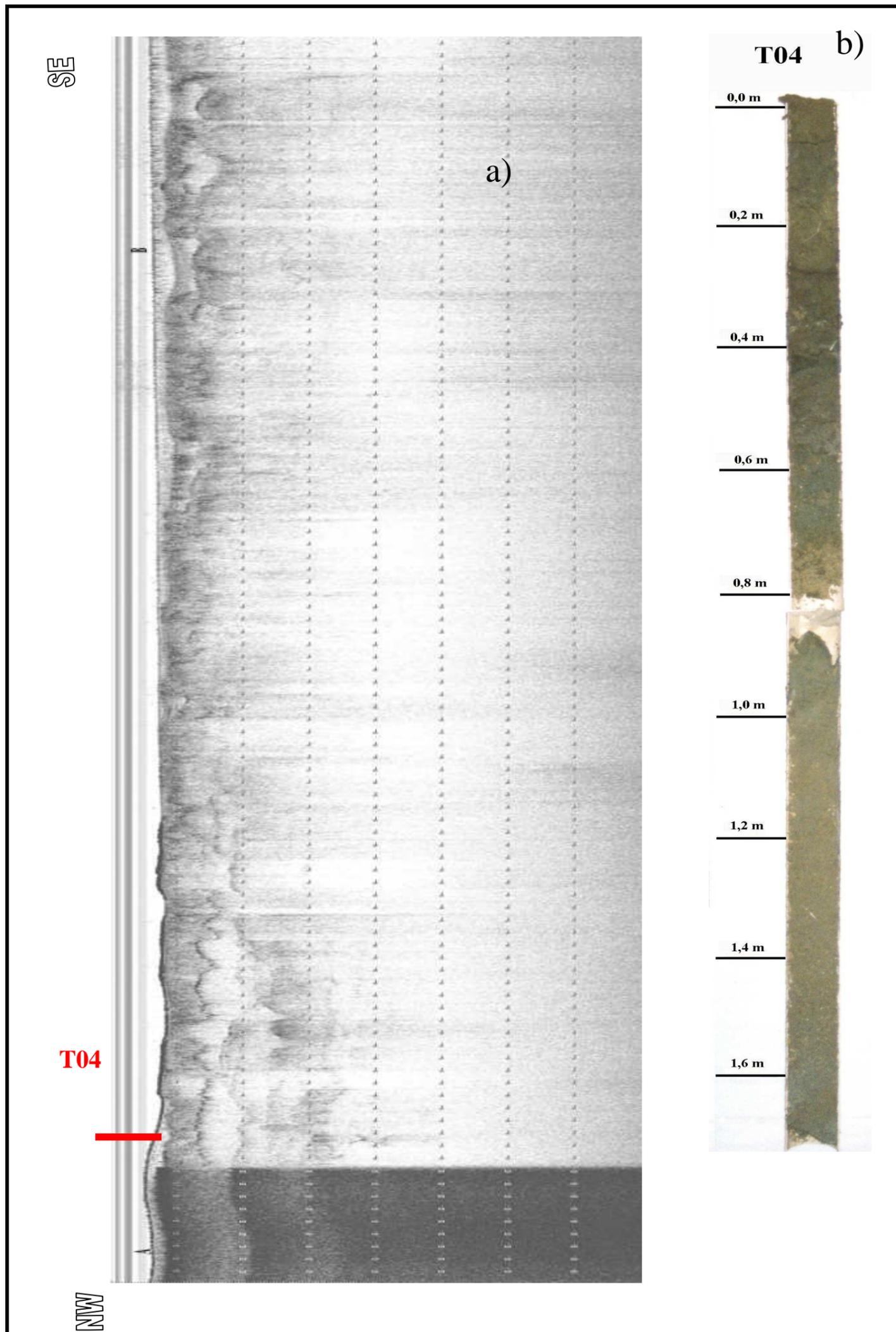


Figura 65 – a) Perfil sísmico L3, com a locação do testemunho T04, b) Fotografia do testemunho T04.

As análises granulométricas (Figura 66) indicam a predominância da fração areia, sendo este o único dos testemunhos sub-aquáticos a apresentar, embora em pequena quantidade, a fração cascalho. Aparentemente a coleta parece ter atingido a porção aflorante da camada arenosa anterior à deposição do cone atual. Entre 0,3m e 1,0m há uma nítida alteração na sedimentação, com aumento na contribuição de finos entre 1,0 e 0,7m, seguindo-se um aumento brusco no teor de areia em 0,6m e novo ciclo granodécrescente até 0,3m. A partir deste nível, a sedimentação se homogeneiza em termos de areia.

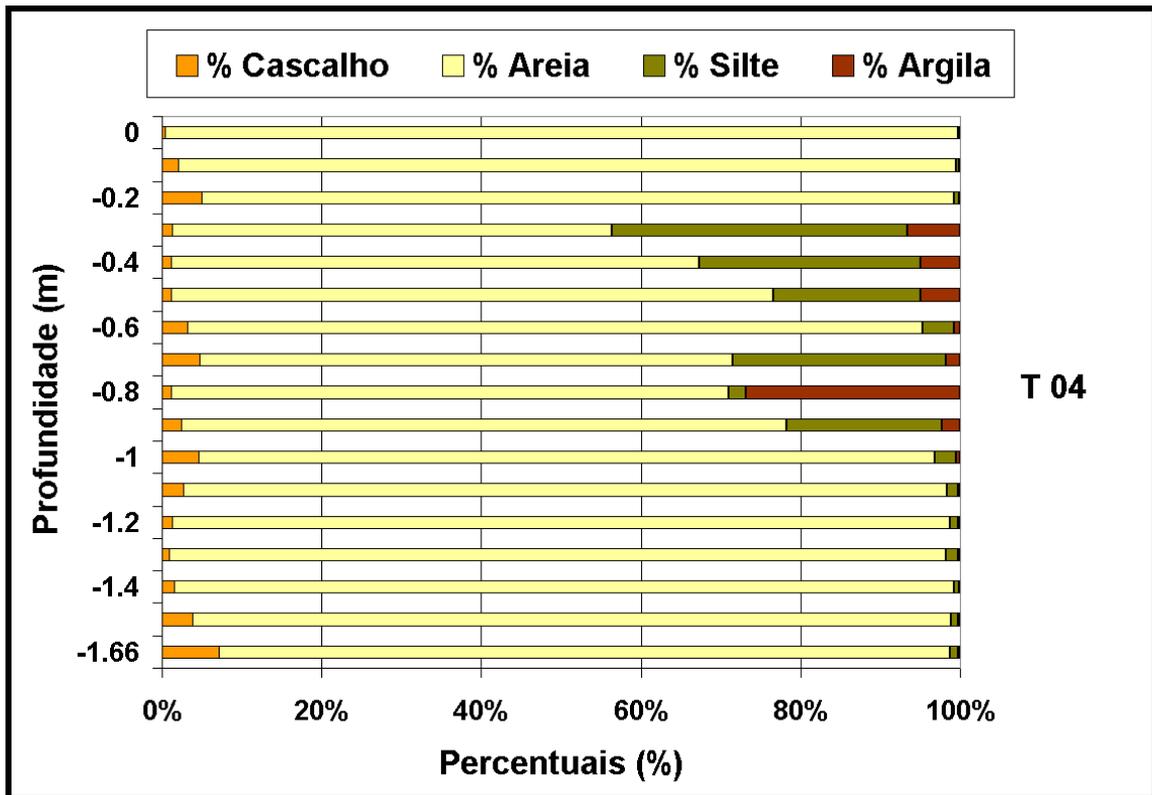
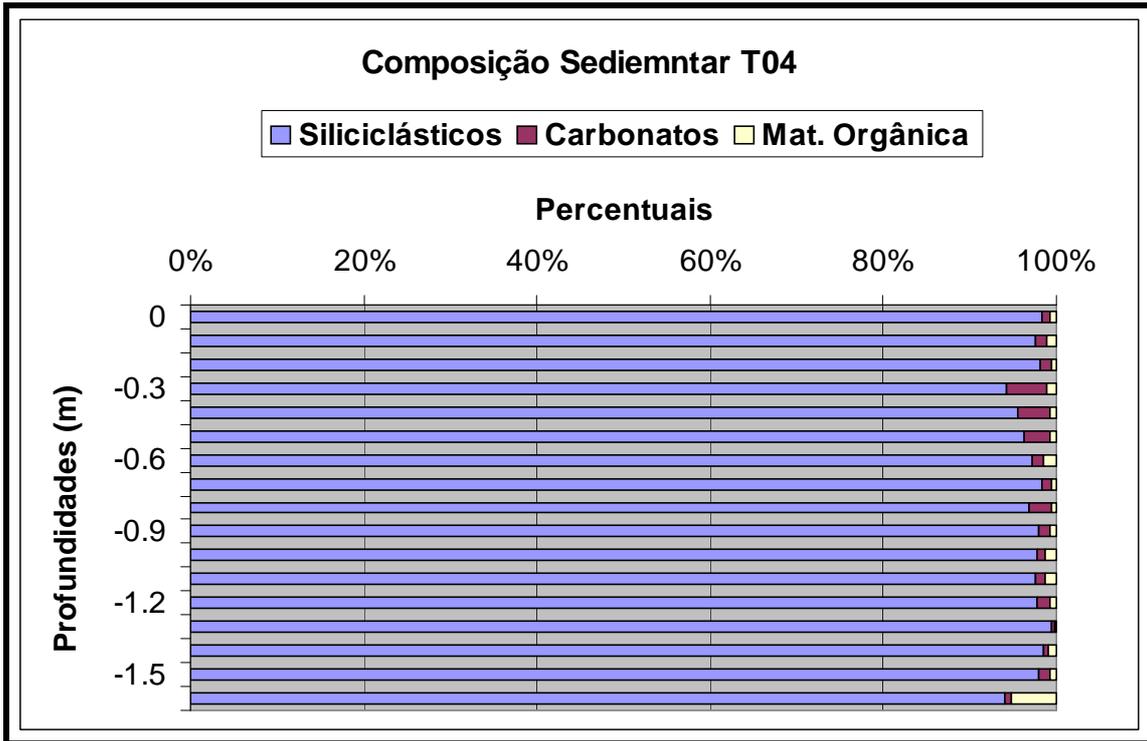


Figura 66 - Gráfico dos percentuais de areia, silte e argila no testemunho T04.

Em termos de matéria orgânica e carbonatos (Figura 67) temos, de forma geral, baixos teores. A matéria orgânica tem seu máximo localizado na base (-1,66m), com pequenas elevações de teor nos níveis -1,1m, -1,0m, -0,6m e -0,3m. Os teores de carbonatos apresentam-se baixos também, mas evidenciam uma oscilação com ciclo de diminuição entre a base (-1,66m) e o nível -1,3m, ocorrendo elevação nos teores até o nível -0,8m, voltando a diminuir em -0,7, iniciando outro ciclo de elevação que se estende até -0,3m, declinando nos três últimos níveis superficiais.



**Figura 67 - Gráfico dos percentuais de de siliciclásticos, carbonatos e matéria orgânica no testemunho T04.**

O testemunho TH01, analisado de forma idêntica aos demais, é apresentado abaixo (Figura 68), seguindo-se a sua descrição e resultados da análise granulométrica.

- TH01 – localizado na planície costeira, distante cerca de 2800m da margem da baía, o testemunho tem seu topo a -0,40m e a sua base a -4,1m, apresentando comprimento total de -3,8m. Em sua base encontramos uma camada de areia grossa de coloração cinza-clara até -3,9m, apresentando aumento nos teores de óxido de ferro até -3,4m, onde temos uma crosta, sendo reconhecida uma discordância. Acima desta discordância a sedimentação muda completamente, passando a ser lamosa, com lama cinza-clara até -2,5m, seguindo uma lama escura, que clareia para o topo, até -1,46m. Entre -1,46 e -1,36m, o teor de óxido de ferro aumenta bastante, seguindo-se depois uma lama cinza-clara até -0,93m. Entre -0,93m e -0,8m, temos uma lama negra com algumas lascas de madeira, sobre a qual deposita-se uma lama cinza com manchas de óxido de ferro até o topo do testemunho a -0,4m.

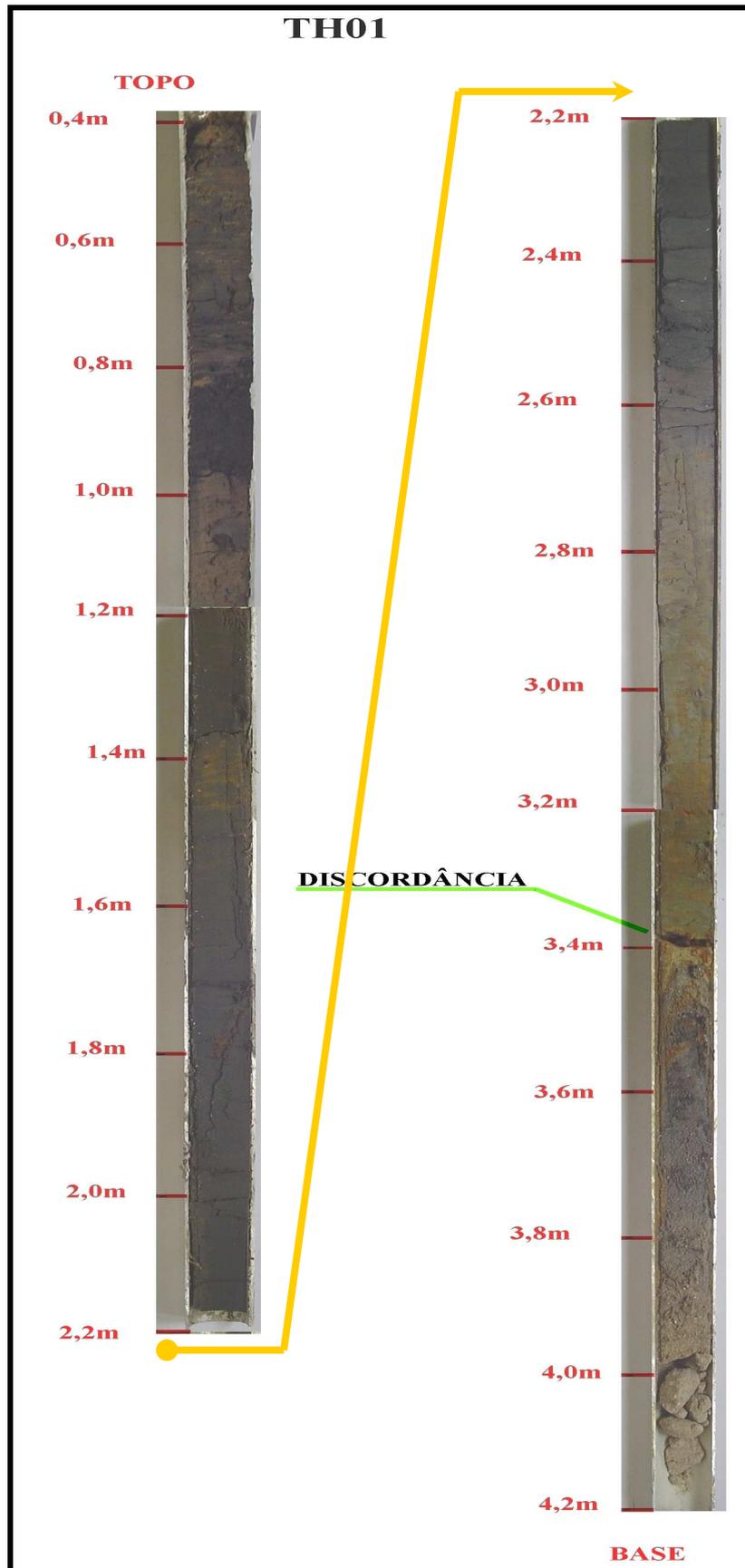


Figura 68 – Fotografia do testemunho TH01.

As análises granulométricas deste testemunho (Figura 69) mostram a predominância de areia, com ocorrência de algum teor de cascalho da base do testemunho a  $-3,5\text{m}$ , profundidade da discordância, onde ocorre uma abrupta inversão, prevalecendo sedimentos lamosos até  $-0,5\text{m}$ . A amostra mais superficial apresenta, um aumento do teor de sedimentos grossos, incluindo pequeno percentual de cascalho.

Em termos de composição textural dos sedimentos, podemos observar um ciclo de granodecrescência ascendente abaixo da discordância (base a  $-3,5\text{m}$ ). Acima desta podemos identificar dois ciclos, o primeiro entre  $-3,3\text{m}$  e  $-2,5\text{m}$ , apresentando granodecrescência ascendente até  $-2,9\text{m}$ , a partir de onde há a inversão, prevalecendo a granocrescência ascendente. O segundo ciclo, com pequenas oscilações internas, estende-se de  $-2,5\text{m}$  a  $-0,5\text{m}$ , mostrando granodecrescência ascendente até  $-1,7\text{m}$ , onde inverte-se o ciclo, com granocrescência ascendente até o topo do testemunho ( $-0,4\text{m}$ ), apresentando uma oscilação entre  $-1,7\text{m}$  e  $-1,1\text{m}$ .

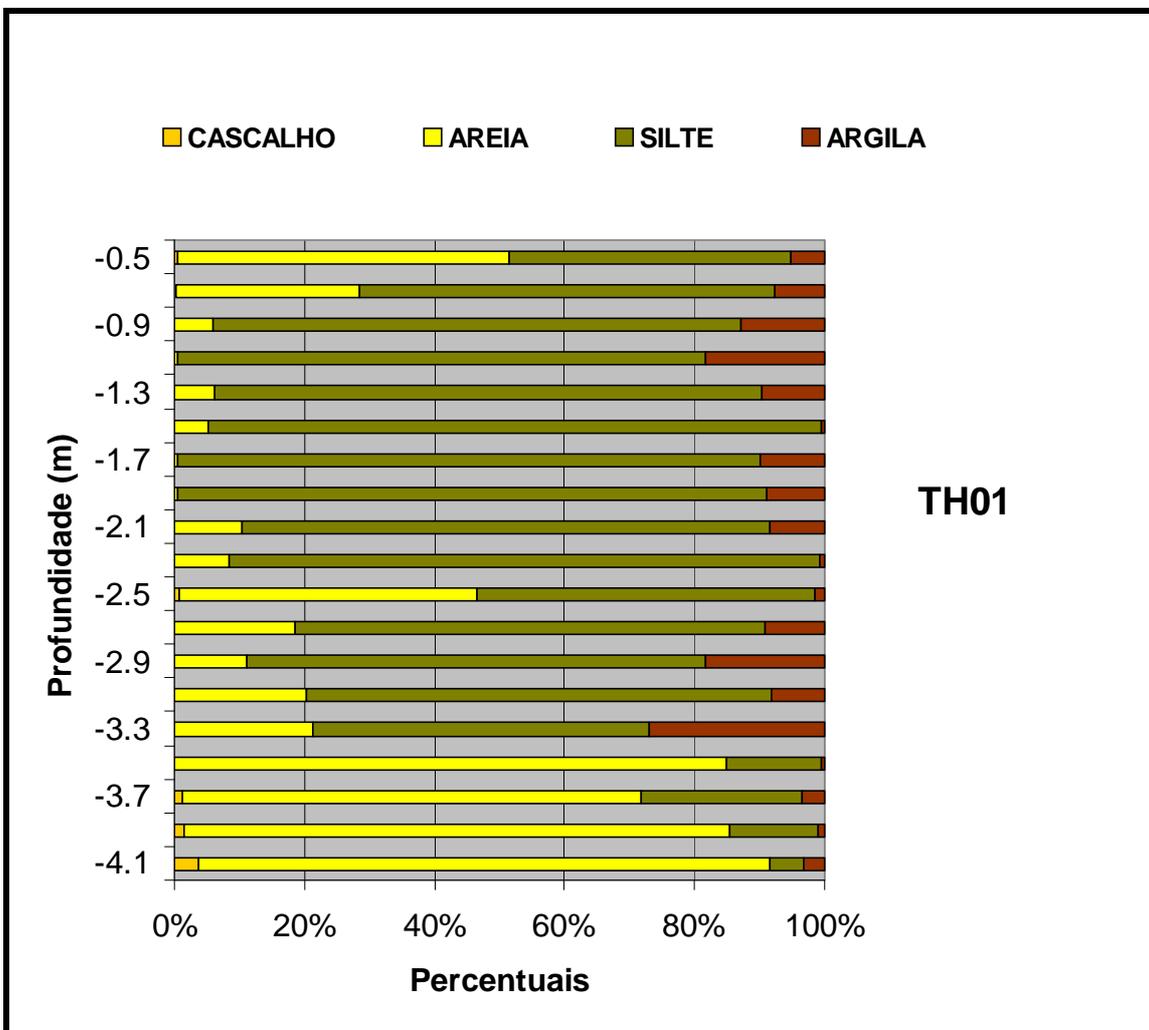


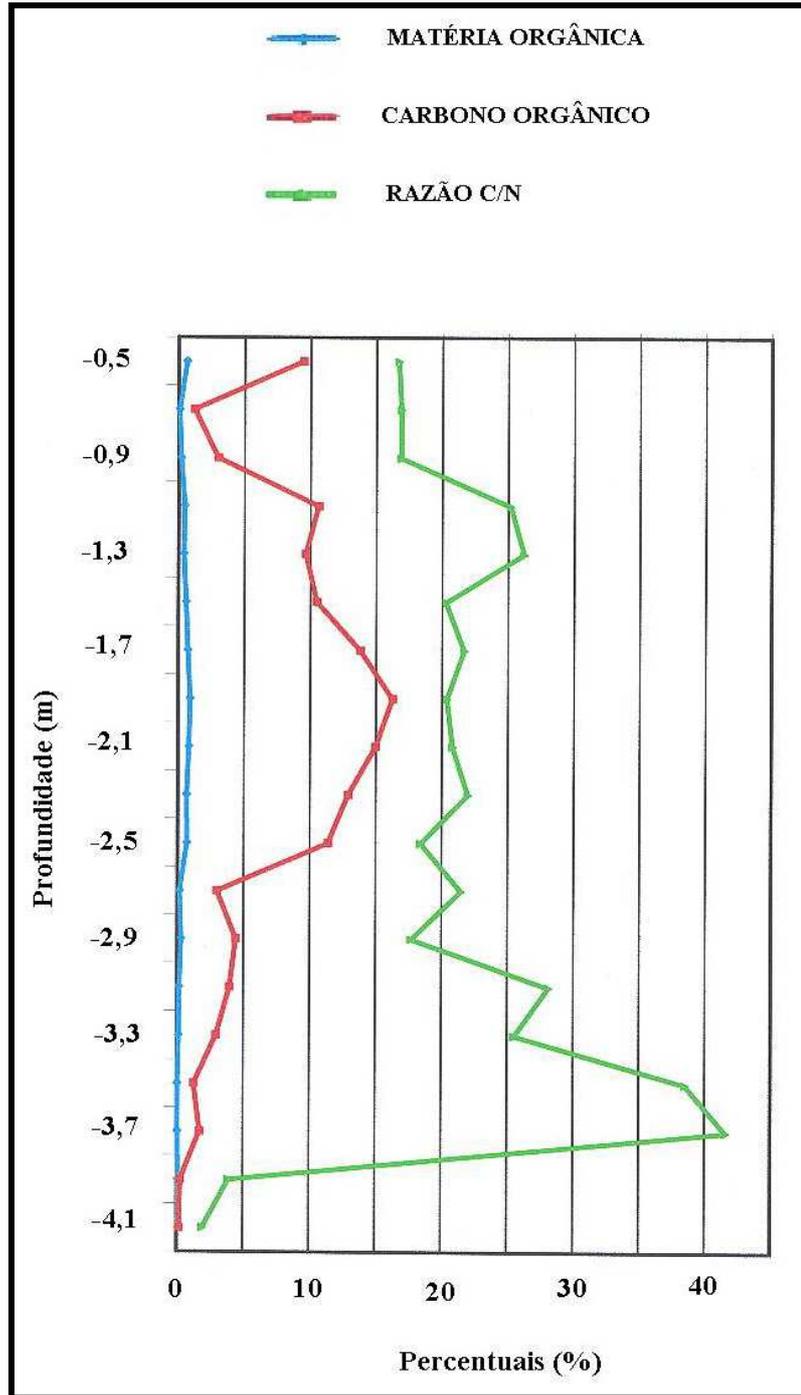
Figura 69 - Gráfico dos percentuais de areia, silte e argila no testemunho TH01.

Neste testemunho foi feita a quantificação de matéria orgânica de Carbono e Nitrogênio orgânico por análise em CHNS, como descrito na metodologia, sendo usado este resultado ao invés dos cálculos obtidos na granulometria.

Os resultados obtidos no CHNS podem ser vistos na TABELA II e na Figura 70.

**TABELA II – Indicação das profundidades de coleta, concentração de nitrato e carbono orgânico, e razão C/N.**

<b>Prof. (m)</b>	<b>N total (mg g<sup>-1</sup>)</b>	<b>C org (mg g<sup>-1</sup>)</b>	<b>C/N (molar)</b>
-0.5	0.66	9.46	16.70
-0.7	0.08	1.23	16.89
-0.9	0.21	3.01	16.89
-1.1	0.49	10.63	25.21
-1.3	0.43	9.65	26.22
-1.5	0.60	10.52	20.30
-1.7	0.74	13.81	21.69
-1.9	0.93	16.25	20.38
-2.1	0.84	14.98	20.81
-2.3	0.68	12.90	21.99
-2.5	0.72	11.38	18.40
-2.7	0.16	2.99	21.47
-2.9	0.29	4.43	17.71
-3.1	0.16	3.97	28.13
-3.3	0.13	2.95	25.55
-3.5	0.04	1.28	38.50
-3.7	0.05	1.73	41.61
-3.9	0.08	0.27	3.90
-4.1	0.10	0.17	1.92



**Figura 70 – Gráfico do percentual de matéria orgânica, do percentual de carbono orgânico e da razão carbono nitrogênio**

A coleta de conchas e fragmentos de conchas, para identificação obteve sucesso nos testemunhos TH01, T02 E T04. A identificação, realizada como descrito anteriormente, possibilitou o reconhecimento de 9 “indivíduos” e, conseqüentemente, a descrição de seu habitat natural (TABELA III).

**TABELA III – Indicação das profundidades de coleta, identificação e descrição do habitat das conchas identificadas.**

TH 01		
PROF (m)	IDENTIFICAÇÃO	AMBIENTE
2.2	<i>Anomalocardia brasiliiana</i> (Gmelin, 1791)	FUNDO DE LAMA ARENOSA E ÁGUA RASA
2.4	CLASSE SCAPHOPODA Bronn, 1862	EXCLUSIVAMENTE MARINHO, HABITANDO ÁGUAS DE MENOS DE 500M DE PROFUNDIDADE.
2.5	GENERO <i>Codakia</i> Scopilli, 1777	FUNDOS ARENOSOS OU LAMOSOS DE PROFUNDIDADE ENTRE 2 E 90 METROS.
2.5	GENERO <i>Trachicardium</i> Morch, 1853	FUNDOS ARENOSOS OU DE ALGAS CALCÁRIAS DE PROFUNDIDADE ENTRE 20 E 150 METROS.
T 02		
PROF (m)	IDENTIFICAÇÃO	AMBIENTE
1	GENERO <i>Corbula</i> Bruguyère, 1797	FUNDO DE LAMA, AREIA OU BIODETRITOS E PROFUNDIDADE INFERIOR A 120METROS
1.03	GENERO <i>Corbula</i> Bruguyère, 1798	FUNDO DE LAMA, AREIA OU BIODETRITOS E PROFUNDIDADE INFERIOR A 120METROS
1.35	<i>Nassariu albus</i> (Say, 1826)	FUNDOS CASCALHOSOS NA BASE DE RECIFES OU DE LAMA ARENOSA EM PROFUNDIDADE INFERIOR A 10 METROS.
1.61	<i>Chione cancellata</i> (Linnaeus, 1767)	FUNDOS DE AREIA, AREIA ENTRE ROCHAS E LAMA ARENOSA EM PROFUNDIDADE ENTRE 1 E 25 METROS.
T 04		
PROF (m)	IDENTIFICAÇÃO	AMBIENTE
TOPO	<i>Corbula cubaniana</i> (Orbigny, 1853)	FUNDO DE AREIA E LAMA COM PROFUNDIDADE ENTRE 10 A 40 METROS

Observando os resultados dos estudos malacológicos realizados, verificamos a predominância de indivíduos com características marinhas, com habitat amplo, abrangendo áreas costeiras e rasas, típicos de fundo lamoso/arenoso.

O testemunho TH01, coletado na planície costeira, mostrou a ocorrência de fragmento de concha da Classe SCAPHOPODA, exclusivamente marinho, no nível -2,4m, permitindo afirmar que esta camada de lama escura foi depositada em ambiente marinho, provavelmente em fundo de baía.

Seguindo as normas taxonômicas vigentes, é apresentada abaixo a listagem sistemática da classificação obtida em Rios (1994) para todos os indivíduos identificados.

FILO

MOLLUSCA

CLASSE GASTROPODA

SUB-CLASSE PROSOBRANCHIA

ORDEM NEOGASTROPODA

FAMÍLIA NASSARIIDAE

SUB-FAMÍLIA NASSARIINAE

GÊNERO *Nassarius* Dumeril, 1806

*Nassarius albus* (Bay, 1826)

CLASSE PELCYPODA

SUB-CLASSE HETERODONTA

ORDEM VENEROIDA

FAMÍLIA LUCINIDAE

SUB-FAMÍLIA LUCININAE

GÊNERO *Codakia* Scopoli, 1777

*Codakia sp*

FAMÍLIA CARDIIDAE

SUB-FAMÍLIA TRACHICARDIINAE

GÊNERO *Trachicardium* Morch, 1811

*Trachicardium sp*

FAMÍLIA VENERIDAE

GÊNERO *Chione* Muhlfeld, 1811

*Chione cancellata* (Linnaeus, 1767)

GÊNERO *Anomalocardia* Schumacher, 1791

*Anomalocardia brasiliiana* (Gmelin, 1791)

ORDEM MYOIDA

FAMÍLIA CORBULIDAE

SUB-FAMÍLIA CORBULINAE

GÊNERO *Corbula* Bruguyere, 1797

*Corbula sp*

*Corbula cubaniana* (Cerbigny, 1853)

CLASSE SCAPHOPODA

## 7 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os ecossistemas marinhos costeiros são aqueles encontrados na interface entre o continente e o oceano (Zona Costeira), sofrendo influências de ambas as partes.

A Baía de Sepetiba, é caracterizada como um ecossistema marinho costeiro e, assim sendo, tanto a influência continental (drenagem fluvial, intemperismo, aporte sedimentar, etc...), quanto à influência marinha (variações do nível do mar, dinâmica marinha, intemperismo, aporte sedimentar, etc...) estão presentes em seu processo evolutivo geológico/sedimentar.

O Cone de Sedimentação do Rio Guandu, objeto de estudo do presente trabalho, é um dos sub-ambientes encontrados na baía e, portanto, sujeito às mesmas influências.

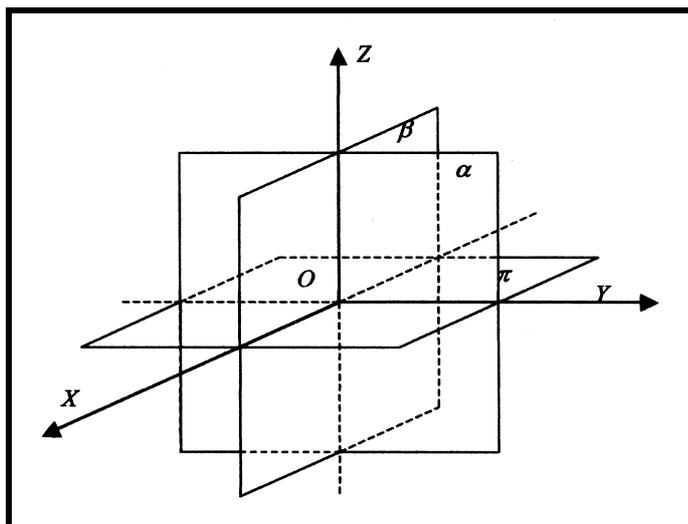
Dentro do enfoque de evolução sedimentar dos ambientes da Zona Costeira, as variações do nível do mar assumem papel de destaque. Entretanto, o que vêm a ser essas variações do nível do mar?

**“Uma variação do nível do mar é qualquer oscilação do nível médio do mar com altura e período determinado, ou seja, uma variação espaço-temporal, na qual a altura é a dimensão métrica e o período é a dimensão de tempo”.**

Em termos espaciais, a amplitude destas oscilações pode ser de centímetros a metros, no caso das ondas, marés (astronômica e meteorológica) e tsunamis, ou metros a centenas de metros, no caso das variações pela eustasia.

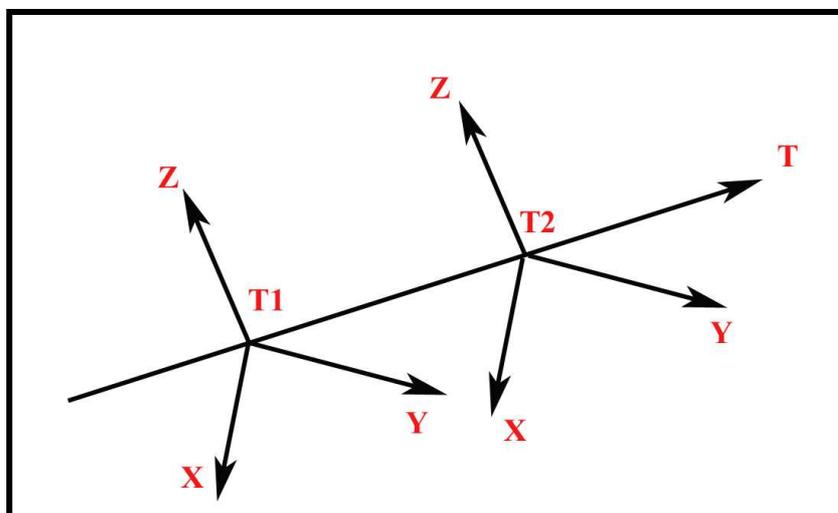
Em termos temporais, as amplitudes podem variar de segundos para as ondas e tsunamis, horas para as marés ou, ainda, centenas/milhares/milhões de anos para a eustasia.

O entendimento da dimensão espaço-temporal envolvida no processo visto acima é fundamental. Na realidade, esta dimensão é composta por três grandezas espaciais dispostas em planos ortogonais (Planos Cartesianos), definidos pelos eixos X, das abscissas; Y, das ordenadas; e Z das cotas (Figura 71). As unidades de grandeza no espectro espacial são métricas (polegadas, pés, braças, léguas, metros, etc.) e suas frações ou múltiplos.



**Figura 71 – Representação gráfica dos eixos cartesianos, com a indicação dos planos formados (alterado de Philchowski, 2006).**

A quarta componente desta dimensão é o tempo (**Figura 72**), que possui uma escala de medidas variável, sendo hexadecimal na escala de segundos, sua unidade básica, para os minutos e destes para as horas (60s = 1 min; 60min.= 1 hora). Vinte e quatro horas, por sua vez, formam um dia. O conjunto de sete dias denomina-se semana, enquanto que o conjunto de 30/31 dias chama-se mês. Doze meses, ou 365 dias, dão origem ao ano e a partir daí a escala é decimal, ou seja décadas, séculos, milênio, etc.



**Figura 72 – Representação gráfica esquematizada do sistema tetradimensional ( $R^4$ ), mostrando os eixos das abscissas (X), das ordenadas (Y), das cotas (Z) ao longo de dois momentos (T1 e T2) no eixo do tempo (T).**

A relação da humanidade com as escalas de tempo atual e histórico não apresenta problemas, mas quando passamos a falar de tempo arqueológico ou geológico pode-se chegar aos 4,6 bilhões de anos estimados para idade mínima de formação da terra, o que pode extrapolar o poder de abstração de muitos.

Com o intuito de facilitar o entendimento, ordenando e comparando eventos passados de abrangência mundial de forma padronizada, foi elaborada a escala de Tempo Geológico. Sua construção demandou a análise de vários tipos de rocha, bem como de seus conteúdos fossilíferos (Costa, 2002).

O advento da datação absoluta, através dos métodos radioativos, comprovou que Hutton tinha razão quanto à dimensão do tempo geológico. Ainda na década de 50, Petterson, valendo-se do decaimento de  $U^{238}$  a  $Pb^{206}$ , com uma meia vida longa (4,5 Ga), datou fragmentos de material extraterrestre (condritos) e conseguiu, assim, estimar a idade de formação do sistema solar, logo da Terra, em 4,55 GA (Porcher & Hinrichs, 2006).

A aplicação da datação às rochas utilizadas para definir a Escala de Tempo Geológico, possibilitou a determinação das idades das unidades estratigráficas. Avanços e padronizações foram necessários para se chegar à Carta Estratigráfica Internacional, editada e Publicada pela União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS, 2005), que pode ser observada na **Figura 73**. De acordo com esta carta, o Quaternário é um PERÍODO da ERA Cenozóica, dentro do ÉON Fanerozóico, dividindo-se em duas ÉPOCAS, a saber: Pleistoceno (-1,75 Ga a \_11.000 anos), no qual a flora fóssil é idêntica à atual; e Holoceno (11.000 ao atual), no qual surgiu o homem.

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADES	Ma Bp		
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO		0.011		
			PLEISTOCENO		1.75		
		NEOGENO	PLIOCENO	Gelasiano		2.58	
				Piaceziano		3.4	
				Zanclean		5.3	
			MIOCENO	Messiniano		7.3	
				Tortoniano		11.0	
				Serravaliano		14.3	
				Langsariano		15.8	
		PALEOGENO	OLIGOCENO	Burdigaliano		20.3	
				Aquitano		23.5	
			EOCENO	Chatiano		28.0	
				Rupeliano		33.7	
			PALEOCENO	Priaboniano		37.0	
				Bartoliano		40.0	
	MESOZÓICO	CRETÁCEO	SUPERIOR	Lutelian		46.0	
				Ypresiano		53.0	
				Thanetiano			
				Selandiano			
				Daniano		65.0	
				Maastrichtiano		72.0	
			INFERIOR	Campaniano		83.0	
				Santoniano		87.0	
				Coniaciano		88.0	
				Turoniano		92.0	
				Cenomaniano		96.0	
				Albiano		108.0	
		JURÁSSICO	SUPERIOR	Aptiano		113.0	
				Barremiano		117.0	
				Hauterviano		123.0	
			MÉDIO	Valanginiano		131.0	
				Berriasiano		135.0	
				Thitoniano		141.0	
			INFERIOR	Kimmeridgiano		146.0	
				Oxfordiano		154.0	
				Caloviano		160.0	
		TRIÁSSICO	SUPERIOR	Bathoniano		164.0	
				Bajociano		170.0	
			MÉDIO	Aeleniano		175.0	
				Toarciano		184.0	
			INFERIOR	Pliensbachiano		191.0	
				Sinemuriano		200.0	
		PALEOZÓICO	PERMIANO	SUPERIOR	Hettangiano		203.0
					Rhético		220.0
				MÉDIO	Norian		230.0
					Ladiniano		233.0
				INFERIOR	Anisiano		240.0
					Olenekiano		250.0
	CARBONI FERO		LOPINGIANO	Induano		250.0	
				Changhsingiano			
			GUADALUPIANO	wuchiapiiano			
				Capitaniano			
CISURALIANO			Wordiano				
			Roadiano				
PALEOZÓICO	CARBONI FERO	PENSILVANIANO	Kunguriano				
			Artinskiano				
		MISSISSIPIANO	Sakmariano				
			Asseliano		295.0		
		DEVONIANO	Gzheliano				
			Kazimoviano				
	SILURIANO	SUPERIOR	Moscoviano				
			Bashkiriano				
		MÉDIO	Serpukoviano		325.0		
			Viseano		345.0		
		INFERIOR	Tournaisiano		355.0		
			Famenniano		370.0		
ORDOVICIANO	SUPERIOR	Frasniano		375.0			
		Givetiano		380.0			
	MÉDIO	Eifeliano		390.0			
		Emsiano		400.0			
	INFERIOR	Pragian		410.0			
		Luchkoviano		415.0			
CAMBRIANO	LUDLOW	Prídoli		415.0			
		Ludfordiano					
	WENLOCK	Gorstiano		425.0			
		Homeriano					
	LLANDOVERY	Sheinwoodiano		430.0			
		Telychiano					
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	SUPERIOR	Aeroniano		435.0		
			Rhuddaniano		435.0		
		MÉDIO			455.0		
			Darriwilliano		465.0		
		INFERIOR			500.0		
			Termadociano		500.0		
	MESOPROTEROZÓICO	SUPERIOR			520.0		
					540.0		
		MÉDIO			650.0		
					850.0		
		INFERIOR			1000.0		
					1200.0		
PALEOPROTEROZÓICO	MÉSOPROTEROZÓICO			1400.0			
				1600.0			
	NEOPROTEROZÓICO III			1800.0			
				2050.0			
ARQUEANO	MESOPROTEROZÓICO			2300.0			
				25000			
	PALEOPROTEROZÓICO						
ARQUEANO	MESOPROTEROZÓICO			2800.0			
				3200.0			
	PALEOPROTEROZÓICO			3400.0			

Figura 73 – Escala do Tempo Geológico (alterada de IUGS, 2005)

As flutuações do nível do mar, observadas ao longo do tempo geológico, podem ser eustáticas, quando o nível médio do mar varia em relação a um ponto fixo no centro da Terra, ou relativas, quando o *datum* de observação está na crosta (continental ou oceânica), podendo resultar tanto da variação do nível médio do mar, quanto da crosta (Posamentier, Jervey & Vail, 1988).

Podemos classificar as variações do nível do mar, considerando o seu período, ou seja, o tempo decorrido entre seu máximo e seu mínimo de altura ou vice-versa, em: variações de curto período, que envolvem escala de tempo atual, e de longo período, enquadrada no tempo arqueológico/geológico.

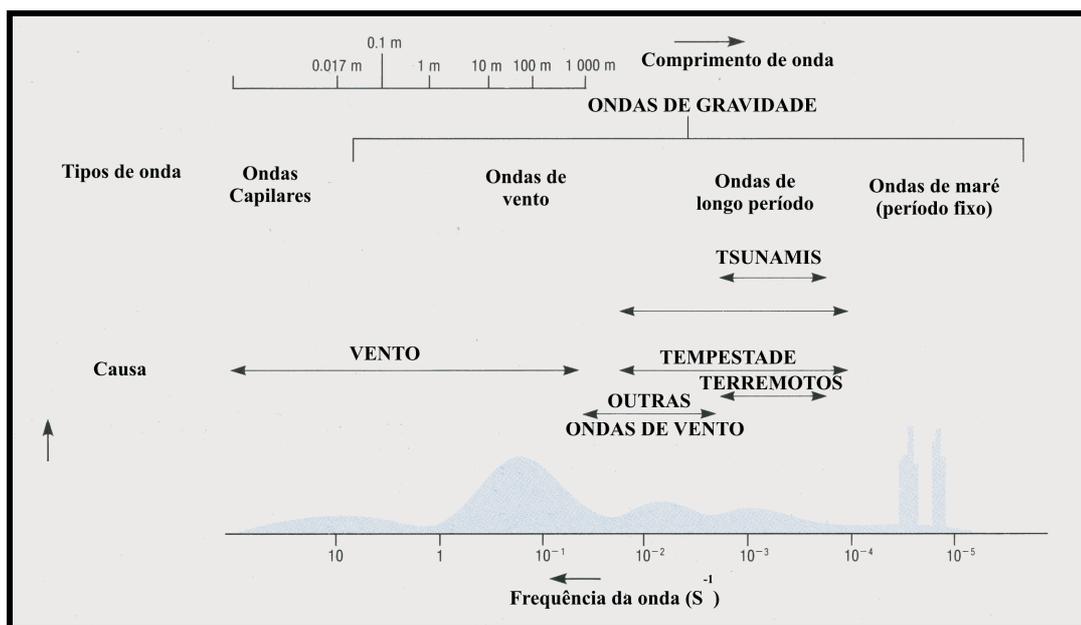
Suguio et al (2005), discutem as principais causas das variações relativas do nível do mar com suas magnitudes, taxas de variação e o tempo necessário ao seu desenvolvimento (TABELA IV).

**TABELA IV – Magnitude aproximada, taxas e durações das mudanças do nível do mar relacionadas aos seus mecanismos (alterado de Suguio et al, 2005).**

<b>MECANISMO</b>	<b>MAGNITUDE MÁXIMA PROVÁVEL (m)</b>	<b>PROVAVEL MEDIA DE TAXA MÁXIMA (mm/ano)</b>	<b>TEMPO DE RESPOSTA (Ka)</b>
<b>TECTÓNICA DE PLACAS (taxas variáveis)</b>	<b>200</b>	<b>&lt;0.1</b>	<b>1 a 10000</b>
<b>GLACIOEUSTASIA (acresção ou fusão glacial)</b>	<b>100</b>	<b>0.1 A 1</b>	<b>0.1 A 100</b>
<b>HIDROISOSTASIA (sobrecarga ou alívio de carga de água e gelo)</b>	<b>5</b>	<b>&lt; 1.0</b>	<b>1 A 10</b>
<b>ANOMALIA DE VOLUME DA ÁGUA (expansão ou contração térmica)</b>	<b>2</b>	<b>&lt; 0,2</b>	<b>0.5 a 5</b>
<b>EFEITOS CLIMÁTICOS E OCEÂNICOS (pressão, efeito de coriolis, etc.)</b>	<b>0.5</b>	<b>&lt; 1,0</b>	<b>0.001 a 0.1</b>

## ▪ VARIAÇÕES DE CURTO PERÍODO

Dentro das variações de curto período (Figura 74) temos as ondas, que podem ser geradas pelo vento, tratadas simplesmente como ondas aqui; as marés, geradas pelas forças de atração gravitacional; as marés meteorológicas, resultantes da ação dos ventos de tempestade; e os tsunamis, ondas gigantes geradas por terremotos, deslizamentos submarinos, etc... Estes fenômenos oceanográficos são bem conhecidos e de suma importância na dinâmica marinha, conseqüentemente, na erosão, no transporte e na deposição de sedimentos nos oceanos, principalmente na Zona Costeira.



**Figura 74 – Tipos de ondas de superfície relacionadas às suas frequências, comprimento de onda, natureza da formação e energia (alterado de Brown et al, 1996a).**

## - ONDAS

As ondas geradas pelos ventos podem ser de diversos tipos, cada qual com período, comprimento, altura e frequência característico, como podemos ver na TABELA V.

**TABELA V – Tipos de ondas geradas pelo vento e seus respectivos períodos (alterado de Beer, 1996a).**

PERÍODO (T)	TIPO DE ONDA
< 1s	Ondas Capilares
~ 1s	Ondas de Vento
~ 10s	Swell
minutos	Seiches

A energia transportada por uma onda é proporcional à sua altura e ao seu período, estando intimamente ligada à força do vento que a gerou e à pista de atuação deste (TABELA VI).

**TABELA VI – Relação da velocidade do vento com a altura de onda – Escala de eauford (alterado de Brown at al, 1996a).**

NUMERAÇÃO DE BEAUFORT	DENOMINAÇÃO	VELOCIDADE DO VENTO		ALTURA SIGNIFICATIVA DA ONDA (m)
		nós	m/s	
0	Calmaria	0 - 1	0.0 - 0.2	0
1	Bafagem	2 - 3	0.3 - 1.5	0.1 - 0.2
2	Aragem	4 - 6	1.6 - 3.3	0.3 - 0.5
3	Vento Fraco	7 - 10	3.4 - 5.4	0.6 - 1
4	Vento moderado	11 - 16	5.5 - 7.9	1.5
5	Vento fresco	17 - 21	8.0 - 10.7	2
6	Vento muito fresco	22 - 27	10.8 - 13.8	3.5
7	Vento forte	28 - 33	13.9 - 17.1	5
8	Vento muito forte	34 - 40	17.2 - 20.7	7.5
9	Vento duro	41 - 47	20.8 - 24.4	9.5
10	Vento muito duro	48 - 55	24.5 - 28.4	12
11	Vento tempestuoso	56 - 64	28.5 - 32.7	15
12	Furacão	>65	> 32.7	> 15

Segundo Beer (1996a), a propagação da onda acontece de forma diferenciada em águas profundas e águas rasas. No primeiro caso a propagação é representada pela equação  $c=\sqrt{(gH)}$ . No segundo caso, por sua vez, pela equação  $c=\sqrt{(g\lambda/2\pi)}$ . Para as duas equações  $g$  = força da gravidade,  $H$  = altura da onda,  $\lambda$  = comprimento da onda. A razão entre a altura da onda e o seu comprimento define o comportamento de propagação, para água profunda  $H/\lambda > 1/4$ , para água rasa  $H/\lambda < 1/20$ .

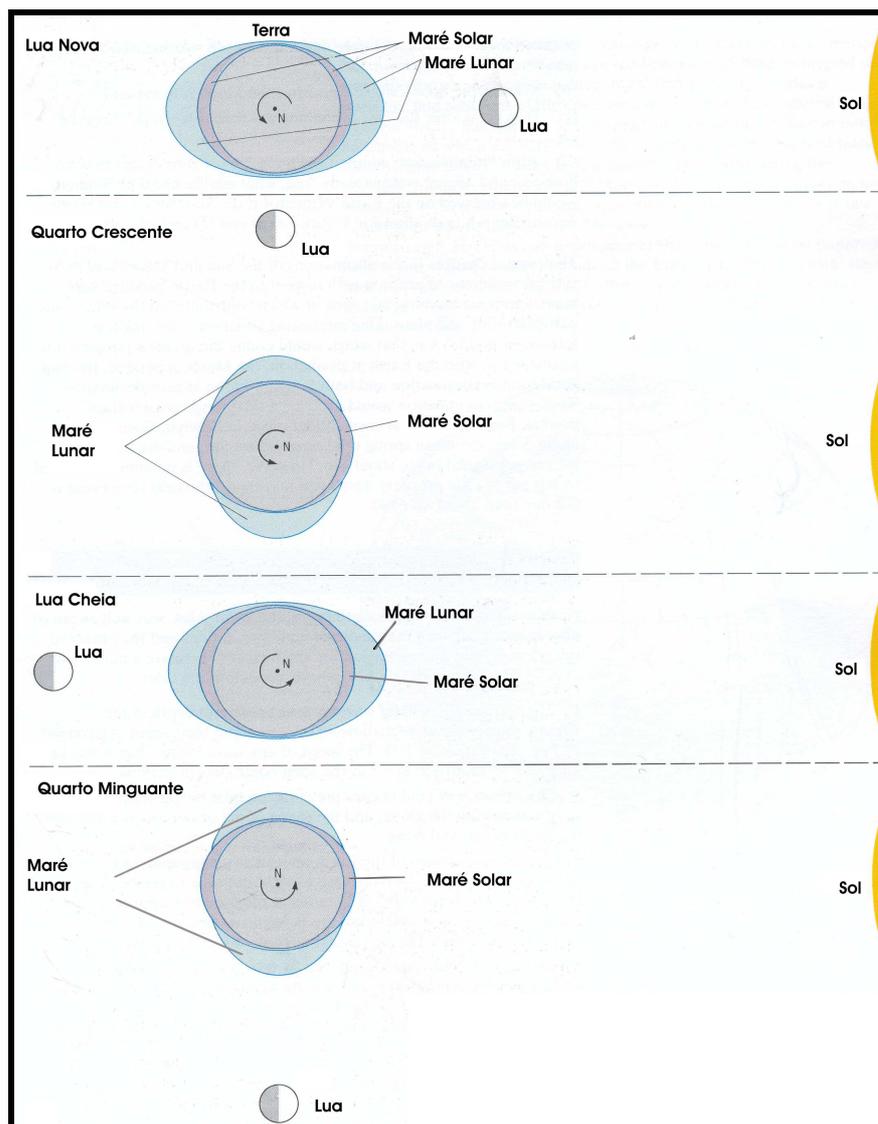
A quebra da onda na praia acontece pela interação desta com um fundo que apresenta certa inclinação (gradiente) em direção ao continente. A porção frontal da onda avança sobre um fundo mais raso que a porção posterior, sofrendo redução de sua velocidade pelo atrito. A onda é, então, literalmente empurrada pela parte posterior, que se localiza numa área de maior profundidade, logo, de maior velocidade. Este fenômeno gera um encurtamento do comprimento de onda ( $\lambda$ ), visto que a totalidade da energia da onda não é dissipada pelo atrito, ocasionando o aumento da altura ( $H$ ). A onda chega a um limite de estabilidade e quebra na praia transferindo assim sua energia e gerando transporte de massa (fluido e sedimentos).

## - MARÉS

As marés, por sua vez, são uma rítmica elevação e abaixamento do seu nível médio da água, sendo observada em oceanos e mares. Newton foi o primeiro a sugerir a atração gravitacional como responsável pela formação da maré. Posteriormente, Bernoulli, Euler e Laplace contribuíram no desenvolvimento da teoria dinâmica das marés, que considera em seus cálculos, além da atração gravitacional, a força centrífuga, as profundidades/configurações dos oceanos, a força de Coriolis, a inércia e as forças de fricção que atuam em fluidos sujeitos a forças rítmicas (Beer, 1996b).

A ação das forças gravitacionais da Lua, como principal componente, e do Sol, como agente secundário, sobre a Terra produz atração de magnitude e direção variáveis com a localização geográfica. Aliada a esta atração, temos a força centrífuga, de mesma magnitude e direção em qualquer ponto sobre a Terra. A resultante deste sistema de forças, atuando nos oceanos e mares, causa variação do nível do mar de forma cíclica, com periodicidade conhecida, ou seja, a maré.

A Lua gira em torno da Terra e este conjunto gira em torno do Sol. A interação dinâmica das atrações proporciona dois pares de simetria, como visto na Figura 75. O primeiro par de simetrias, quando Lua, Terra e Sol estão no mesmo plano (fases Cheia e Nova da Lua), define uma composição de forças a  $0^\circ$  e  $180^\circ$ , ou seja soma simples das forças, gerando marés de maior amplitude denominadas Marés de Sízígia. O segundo par de simetrias, quando o alinhamento Lua-Terra encontra-se a  $90^\circ$  do alinhamento Terra-Sol (fases Minguante e Crescente), originando uma composição angular, que resulta em maré de menor amplitude denominada Maré de Quadratura.



**Figura 75 - Esquema da interação entre Sol, Lua e Terra, numa visão do Pólo Norte. Nas fases Nova e Cheia da Lua as marés Lunar e Solar se complementam, enquanto que nas fases Minguante e Crescente as marés Lunar e Solar se conjugam, originando uma maré resultante de menor amplitude (alterado de Brown et al, 1996b).**

O posicionamento da Lua em relação ao Equador terrestre, apresentando uma declinação de sua órbita, ocasiona um deslocamento do plano da maré (Figura 76). Como consequência disto, um ponto em médias latitudes apresenta diferentes alturas de preamar e de baixa-mar.

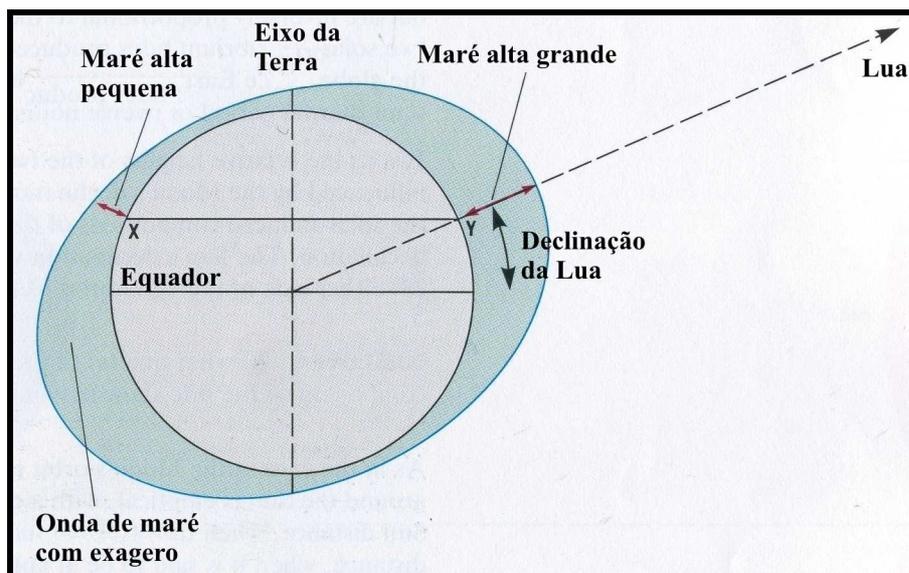


Figura 76 - Esquema mostrando a declinação da órbita lunar em relação ao equador terrestre e conseqüente diferença nas marés altas e baixas subsequentes, em médias latitudes, em posições opostas na Terra, demarcadas por X e Y (alterado de Brown et al, 1996b).

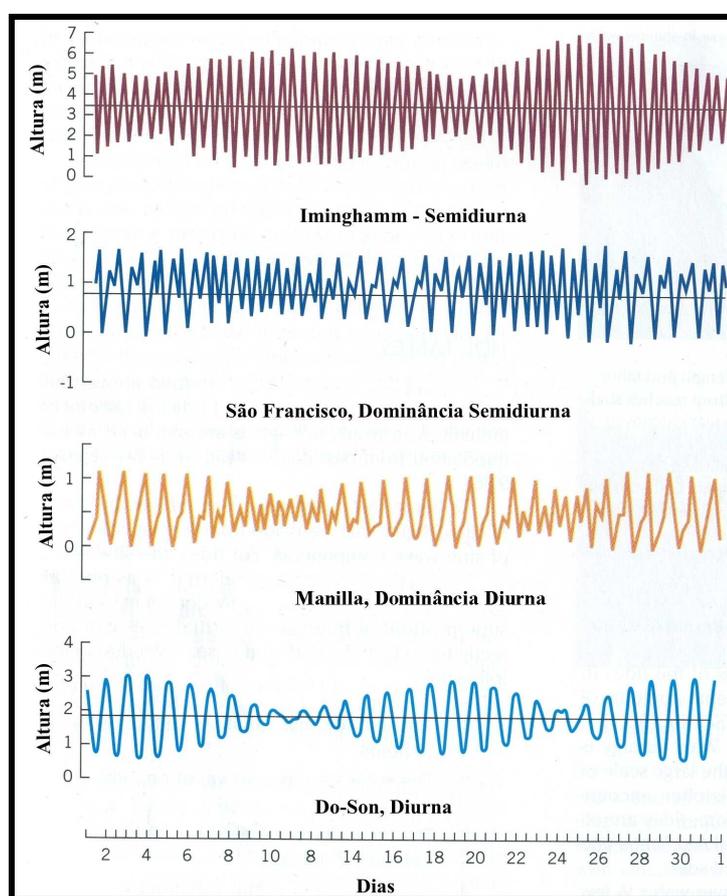
Outra diferenciação das marés se dá pela interação das diferentes constantes harmônicas (TABELA VII).

TABELA VII - Componentes harmônicas dominantes das marés astronômicas (alterado de Beer, 1996b).

COMPONENTES HARMÔNICAS DOMINANTES DA MARÉ		
SEMIDIURNAS		
NOME	SIMBOLO	PERIODO (h)
Principal Lunar	M2	12.42
Principal Solar	S2	12
Eliptica Lunar	N2	12.66
Lunisolar	K2	11.97
DIURNAS		
NOME	SIMBOLO	PERIODO (h)
Lunisolar	K1	23.93
Principal Lunar	O1	25.82
Solar	P1	24.07
MARES DE LONGO PERIODO		
NOME	SIMBOLO	PERIODO (h)
Lunar fortnightly	Mf	327.86 (13.661 DIAS)
Lunisolar fortnightly	Msf	354.36 (14.765 DIAS)
Lunar mensal	Mm	661.30 (27.555 DIAS)
Solar semianual	Ssa	4382.90 (182.621 DIAS)
Solar anual	As	8765.81 (365.242 DIAS)

De acordo com a interação observada entre todas as componentes harmônicas, Brown (1996b) classifica as marés (Figura 77) em:

- **Semidiurna** - 2 preamares e 2 baixa-mares diárias, apresentando razão **F**, entre a soma das principais componentes diurnas (**K1** e **O1**) e as principais componentes semidiurnas (**M2** e **S2**), é igual a 0,11.
- **Dominância semidiurna** - apresenta alguma desigualdade, com inserção de períodos em que ocorrem 1 preamar e 1 baixa-mar numa preponderância de 2 baixa-mares e 2 preamares. A razão **F** é igual a 0,90.
- **Dominância diurna** - preponderância de 1 preamar e 1 baixa-mar, com períodos de 2 baixa-mares e 2 preamares. A razão **F** é de 2,15.
- **Diurna** - 2 preamares 2 baixa-mares. Razão **F** igual a 18,9.



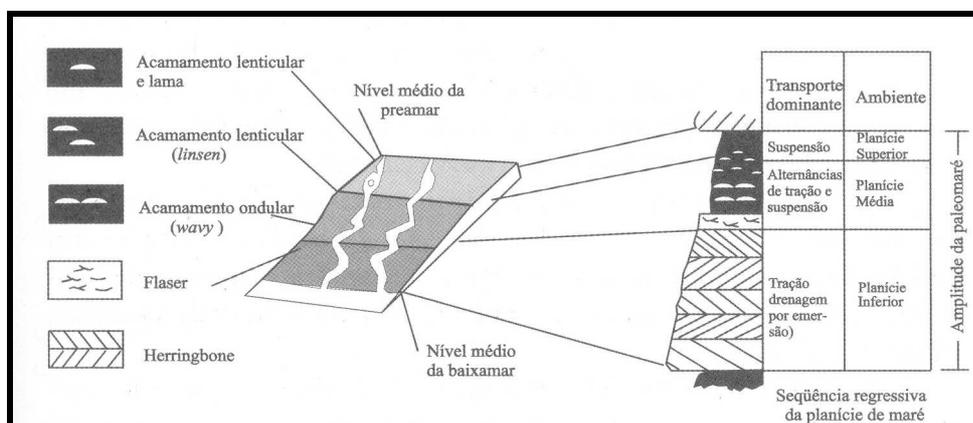
**Figura 77 - Exemplos de diferentes tipos de marés observados na Inglaterra,EUA, Filipinas e Vietnã (alterado de Stowe, 1996).**

Segundo vários autores (Dalrympire, 1992; Beer, 1996b), a amplitude da maré varia de centímetros em mar aberto, a mais de 15 metros na Baía de Fundy - Canadá. Em média, é da ordem de 1m na maior parte do mundo.

O movimento de subida e descida do nível do mar, durante a passagem da "onda de maré" é acompanhado por um movimento horizontal denominado corrente de maré (Brown, op. cit.). Estas correntes têm a mesma periodicidade do ciclo de maré característico do local, invertendo o sentido na subida e na descida da maré, tendendo a zero nas estofas de cheia e de baixa.

Della Fávera (2001) descreve 4 tipos de ambientes nos quais a maré é preponderante no transporte e deposição de sedimentos:

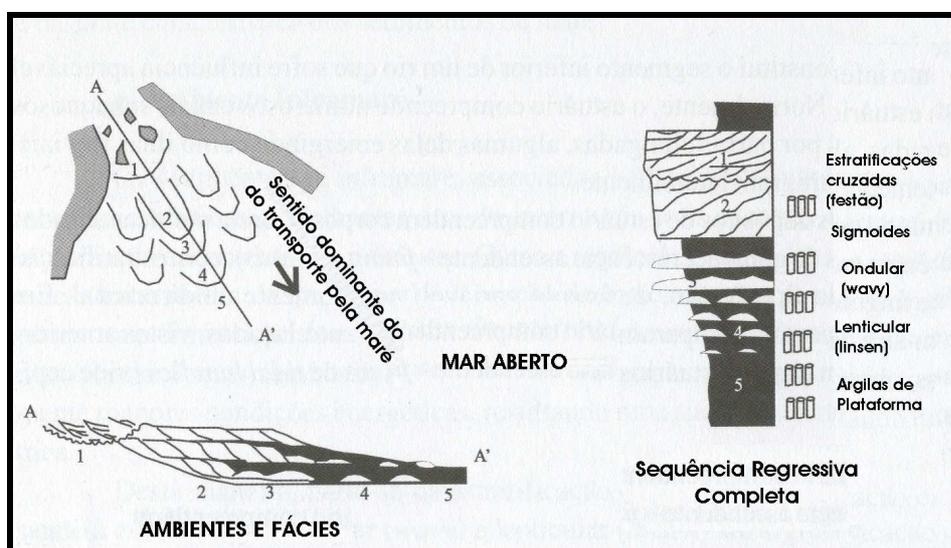
- Planície de maré - encontradas em áreas abrigadas, onde a ação das ondas é reduzida (baías, estuários e lagunas). Divide-se em três regiões distintas : Supramaré, acima do nível médio das preamares, sendo afetada apenas nos seus canais de drenagem; Intermaré (Figura 78), localizada entre os níveis médios de preamar e baixa-mar, é o local onde ocorrem os principais processos sedimentares, com a energia do ambiente aumentando do continente para o mar e tendo como agente preponderante as correntes de maré; e Inframaré, localizado abaixo da linha média das baixa-mares, possui cobertura sedimentar semelhante ao segmento anterior, mas com intensa ação biológica (bioturbação), tendo a energia do ambiente reduzida a partir da linha das baixa-mares, tanto para o continente quanto para o oceano.



**Figura 78 – Esquema mostrando o sistema deposicional de intermarés com suas principais estruturas sedimentares e empilhamento de fácies num ciclo de maré (alterado de Della Fávera, 2001).**

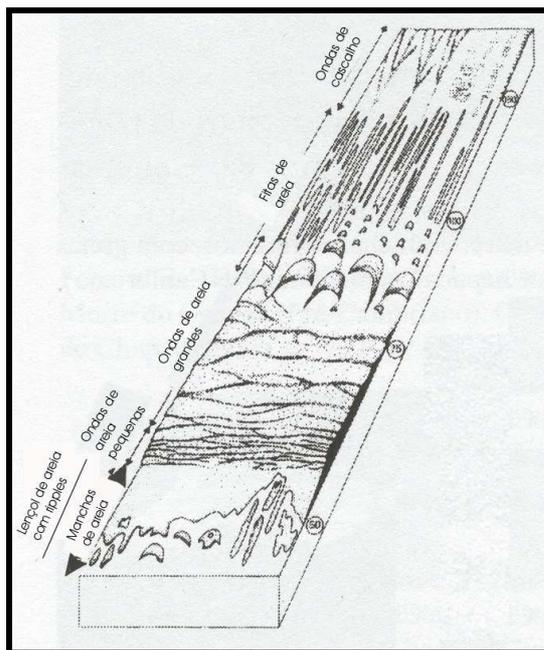
- Canais de maré - dutos de escoamento da água na planície de maré, durante a vazante e a enchente. Podem ser efêmeros (os menores) ou permanentes (os maiores) e, em ambos os casos, podem ser meandantes ou não. A seqüência deposicional característica é granodecrescente.

- Deltas dominados pela maré - são feições típicas de regiões de macro maré (amplitude > 4m), onde esta atua como neutralizadora da corrente fluvial (Figura 79). As feições características são:
  - estuário, caracterizado, de forma geral, pela deposição de corpos arenosos multicanalizados, de seqüência granodecrescente e estratificação cruzada unidirecional e de ângulo variável (festão);
  - barras de maré, compostas de bancos arenosos paralelos, arenosos, alongados e de direção concordante com a corrente de maré, seu principal agente de deposição. São feições progradantes que podem apresentar deslocamento lateral relacionado à migração da desembocadura do rio. A sucessão deposicional característica é granocrescente.



**Figura 79 - Esquema da deposição observada num delta dominado pela maré (alterado de Della Fávera, 2001).**

- Plataformas dominadas pela maré - caracterizadas pela deposição de barras de maré, que são grandes bancos arenosos que podem se formar a distâncias consideráveis do estuário. Sua forma varia com a distância da costa e a velocidade da corrente. São feições típicas de trato de sistema transgressivo (Figura 80).



**Figura 80 - Esquema de modelo geral de uma plataforma de maré, mostrando sua zonação e diferentes formas de fundo (alterado de Della Fávera, 2001).**

## - TSUNAMIS

A palavra tsunami, de origem japonesa, significa “onda do porto” (Pond and Pickard, 1993) e, atualmente serve para designar ondas de longo período e de comprimento de onda que pode chegar a 200Km (Pond and Pickard, op. cit.; Beer, 1996; Stowe, 1996 e Summerfield, 1996).

Pond and Pickard (op. cit) descrevem os movimentos tectônicos (terremotos), que apresentem componente de deslocamento vertical, como os principais causadores de tsunamis. Outros mecanismos, tais como grandes movimentos de massa, deslizamentos e desmoronamentos no fundo marinho, bem como erupções vulcânicas localizadas no fundo oceânico, em ilhas oceânicas ou arcos de ilhas, também podem gerar estas ondas.

Devido ao seu grande comprimento de onda (até 200Km) estas ondas, mesmo a grandes profundidades (> 4000m) comportam-se como ondas de água rasa pela sua interação com o fundo marinho. Isto acontece em função de que a razão entre a profundidade local e seu comprimento de onda ( $h/L$ ) é inferior a 1/20.

A velocidade de propagação dos tsunamis no oceano aberto, devido ao que foi descrito acima, é calculada através da fórmula para ondas de águas rasas (Beer, 1996a)., ou seja:

$$C = \sqrt{g \cdot h}$$

C – velocidade de propagação da onda;  
g – aceleração da gravidade;  
h – profundidade local.

Assim sendo, segundo Komar (1998), se considerarmos a profundidade local de 4000m e a gravidade (g) como  $9,8\text{m/s}^2$ , teremos:

$$C = \sqrt{g \cdot h} \rightarrow \sqrt{9,81 \times 4000} \rightarrow \sqrt{39.240} \approx 200\text{m/s} \rightarrow 700 \text{ Km/hora} \rightarrow 17.000 \text{ Km/dia}$$

Quando um tsunami atinge a plataforma continental, da mesma forma que acontece com uma onda gerada por vento em áreas rasas, sua interação com o fundo provoca a redução da velocidade em sua porção frontal, causando o aumento da altura até seu encontro com a costa, quando “arrebenta” e invade o continente (Komar, 1998).

O tsunami, na realidade, não é uma única onda e sim uma série delas, podendo chegar a totalizar 10.

A magnitude da energia envolvida, quando falamos de tsunamis, é muito grande. Della Fávera (2001) destaca a “importância dos tsunamis como agentes geológicos de deposição”, acentuando que “sua ação é altamente destrutiva” e que “este *setup* costeiro momentâneo favorece a formação de depósitos relativamente espessos”.

Ainda segundo Della Fávera (op. cit.), a comparação dos depósitos originados por tsunamis (tsunamitos) com os depósitos de ondas de tempestade (tempestitos) indica a ausência de estratificações cruzadas hummocky no primeiro, sendo estas estruturas comuns no segundo. Isto se deve ao fato de que o período do tsunami é muito longo, sendo gerado, então, apenas um depósito gradacional.

## ▪ MARÉ METEOROLÓGICA

A maré meteorológica, segundo Beer (1996b), é a variação do nível do mar forçada por condicionantes meteorológicas, ou seja, a ação dos ventos e pressão atmosférica, principalmente por ocasião da passagem de tempestades, gerando elevação ou abaixamento do nível do mar, junto à costa, a níveis superiores aos previstos pelas constantes harmônicas (maré astronômica).

A chegada de uma tempestade é precedida por queda de pressão atmosférica e calmaria, a chamada “condição pré-frontal”. O efeito causado, em termos de variação do nível do mar, pela queda de pressão pode passar despercebido. Beer (op. cit), utilizando a equação hidrostática ( $p=\rho gz$ ) calcula que 100KPa correspondem a 10 metros de água. Desta forma, 0,1Kpa (= 1mbar) gera variação de 1cm no nível da água, manifestando-se como elevação, com a queda da pressão atmosférica, ou abaixamento, com a subida da pressão atmosférica.

Após a calmaria, segue-se a tempestade, com ventos fortes soprando sobre a superfície do mar e a subida da pressão atmosférica. A ação dos ventos de tempestade sobre o oceano gera ondas mais altas que as de período de bom tempo. Quando, por circunstâncias geográficas, os ventos de tempestade sopram contra o continente ou ilha, em associação às ondas por ele geradas, provocam o que os oceanógrafos e meteorologistas denominam “empilhamento” da água contra a costa. Este fenômeno, denominado “Maré Meteorológica”, causa elevação do nível do mar acima das cotas previstas pela ação da maré astronômica (Figuras 81 e 82).

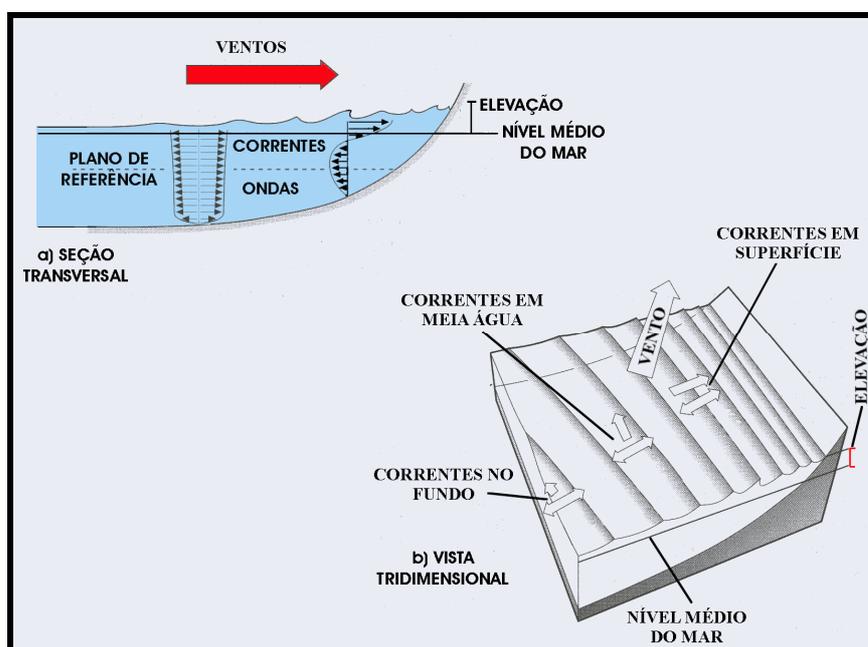
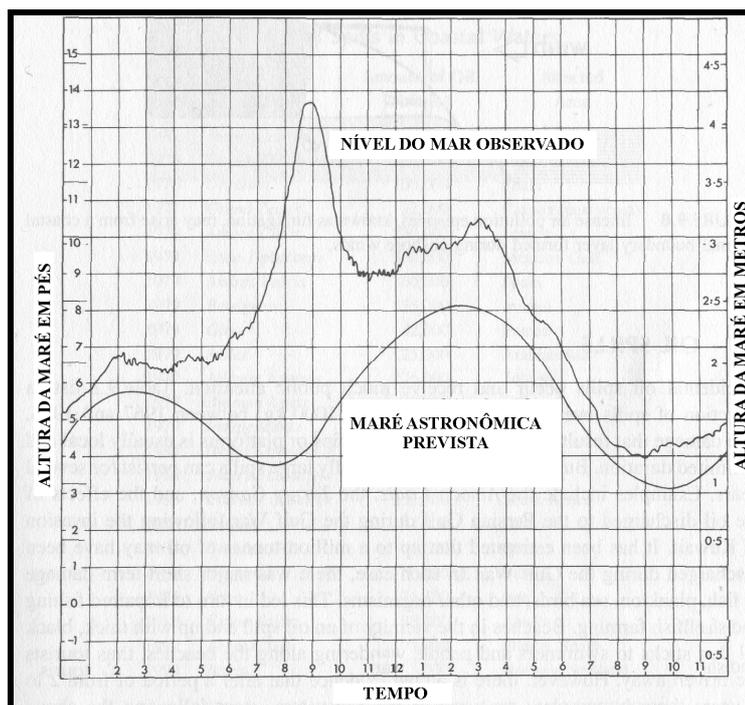


Figura 81 – Esquema mostrando a ação dos ventos no “empilhamento” da água contra a costa durante uma tempestade: a) seção transversal e b) visão 3D (alterado de Brown et al, 1996b).



**Figura 82 – Registro do marégrafo de Townsville em 24/12/1971 durante a passagem do ciclone tropical “Althea”. Podemos notar que a diferença entre a altura da maré medida e a prevista por análise harmônica (alterado de Beer, 1996).**

### **- VARIAÇÕES DE DENSIDADE DA ÁGUA DO MAR**

A densidade da água é uma das propriedades físicas deste líquido, sendo considerada como base da escala de medida de densidade a água destilada a 25°C (densidade=1). Este líquido peculiar tem seu maior valor de densidade a 4°C e não a 0°C como se esperaria de um líquido que tem sua densidade aumentando de forma inversamente proporcional à sua temperatura.

A densidade da água varia com a temperatura, com a salinidade e com a pressão. Essas três grandezas são altamente variáveis, tanto no espaço (latitude, longitude e profundidade), quanto no tempo (sazonalidade), quando tratamos do meio marinho (Lisitzin, 1974).

As variações de densidade da água do mar são responsáveis por variações no seu volume e, conseqüentemente, no nível do mar (**TABELA VIII**). Por este motivo, Lisitzin (op. cit), em seus estudos destas alterações, utiliza-se do volume específico da água do mar *in situ*, ou seja, considerando sua localização geográfica (x,y) e profundidade (z). A quarta componente do universo tetradimensional, ou seja, o tempo (t), irá influenciar nas variações das condições meteorológicas e sazonais.

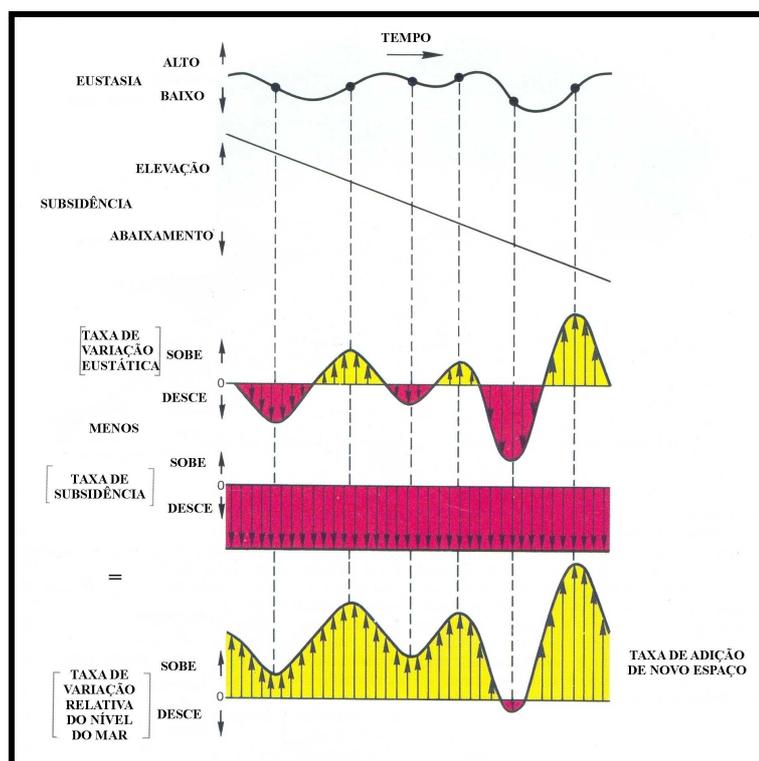
**TABELA VIII – Variação do Nível do Mar (cm), em cm, como função da densidade (volume específico), em diferentes profundidades na estação de Märket, no Mar Báltico (alterado de Lisitzin, 1974).**

PROF. (m)	MES											
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
10	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	0.3	1	0.9	0.2	-0.2	-0.3
20	-0.6	-0.7	-0.6	-0.4	-0.4	-0.4	0.4	1.6	1.5	0.4	-0.4	-0.5
30	-0.7	-0.8	-0.7	-0.5	-0.5	-0.4	0.4	1.8	1.8	0.5	-0.3	-0.6
40	-0.7	-0.8	-0.7	-0.5	-0.5	-0.5	0.3	1.7	1.8	0.6	-0.2	-0.5
50	-0.5	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.5	0.5	1.6	1.6	0.7	0	-0.3
60	-0.5	-0.7	-0.6	-0.4	-0.6	-0.7	0.1	1.3	1.4	0.6	0	-0.2
70	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	-0.6	-0.7	0	1.2	1.3	0.5	0.2	0
80	-0.3	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.7	-0.1	1	1.1	0.4	0.2	0.2
90	-0.2	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.7	-0.1	1	0.9	0.3	0.2	0.2
100	-0.2	-0.4	-0.3	-0.2	-0.5	-0.7	-0.1	0.9	0.8	0.2	0.2	0.2

## ▪ VARIAÇÕES DE LONGO PERÍODO

As variações do nível do mar de longo período, por sua vez, devido ao grande tempo envolvido, são resultantes da atuação concomitante de vários fatores.

Posamentier et al (1988), como pode ser observado na Figura 83, abaixo, determina a chamada taxa de variação relativa do nível do mar. Esta taxa é a combinação das variações eustáticas com a taxa de subsidência.



**Figura 83 - Variação relativa do nível do mar (alterado de Posamentier et al, 1988).**

Os fatores mais importantes nas variações do nível do mar de longo período, segundo Cronin (1999), são: variações termostéricas dos oceanos, glacioeustasia, tectonoeustasia, alterações do geóide, isostasia e elevações/subsidências locais. Vejamos mais detalhadamente cada um destes fatores:

- **Variações Termostéricas dos Oceanos** - a altura termostérica, em termos oceanográficos, é distância vertical (profundidade) entre dois pontos de mesma pressão, sendo usada para quantificar diferenças de densidade nos oceanos. O principal fator de controle deste efeito é a temperatura da água nos oceanos, que varia com as condições atmosféricas, provocando alterações de densidade da água e, conseqüentemente, de seu volume e do nível médio do mar.

Em termos de tempo geológico, a contribuição termostérica faz sentido quando pensamos em períodos glaciais e interglaciais, com a água mais fria e o nível do mar mais baixo, no primeiro caso, ou água mais quente e o nível do mar mais elevado, no segundo caso.

- **Glacioeustasia** - são variações causadas pelo derretimento ou acúmulo de gelo nas calotas polares e glaciares de altitude. Seu período de atuação varia entre 10Ka e 1Ma. Cronin (1999) destaca a criosfera, reserva de água na forma de gelo, como parte crítica na dinâmica climática da Terra. Cerca de 60% da água doce do mundo encontra-se, na forma de gelo, na Antártica, representando 91% do gelo terrestre, equivalendo a uma área de  $13,9 \times 10^6 \text{ Km}^2$  e um volume de  $30,1 \times 10^6 \text{ Km}^3$  (Cronin, 1999).

Um balanço de massa positivo, ou seja, aumento da massa de gelo no inverno maior que o derretimento no verão, causaria abaixamento do nível do mar. Por outro lado, o efeito inverso, elevação do nível do mar, aconteceria no caso de um balanço negativo (degelo no verão maior que o congelamento no inverno). No primeiro caso, a redução seria de 0,1m/ano para 5% de aumento do acúmulo anual degelo, enquanto que, no segundo caso, ocorreria elevação de 0,3 a 0,5 cm/ano para 1°C de elevação na temperatura (Meier, 1993, apud Cronin, 1999).

De acordo com o apresentado, são três os pontos significativos: Nível do mar, Temperatura (atmosférica) e Geleiras. O equilíbrio destes fatores é crítico e apresenta grande fragilidade, visto que a temperatura atmosférica, que é o termo de variação mais rápida, vem sofrendo com a poluição e gerando o temido “aquecimento global” e conseqüente diminuição da criosfera.

Rocha-Campos & Santos (2000), consideram que, de forma geral, os fatores que influenciam as glaciações podem ser agrupados em 4 categorias principais, a saber:

**a) Variações na Radiação Solar** - causadas por mudanças astronômicas ou orbitais da Terra, estas variações são fundamentais nas mudanças climáticas globais. Os ciclos orbitais foram identificados pelo astrônomo iugoslavo Milutin Milankovitch (Figura 84) e são:

- **inclinação axial** - variação da inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano de órbita em torno do Sol. Este ângulo oscila entre 21,5 e 24,5°, com periodicidade de 41Ka;

- **excentricidade da órbita terrestre** - passagem da órbita elíptica a circular, com periodicidade, segundo Strasser (1994), de 100 e 400Ka;
- **precessão dos equinócios** - causada pela oscilação do eixo da Terra, em razão da atração gravitacional da Lua e do Sol, configurando um cone, com periodicidade de 21Ka.

A ação conjunta destes ciclos provoca variações rítmicas na intensidade e distribuição sazonal da radiação solar incidente na Terra, gerando balanço positivo ou negativo no equilíbrio gelo/degelo.

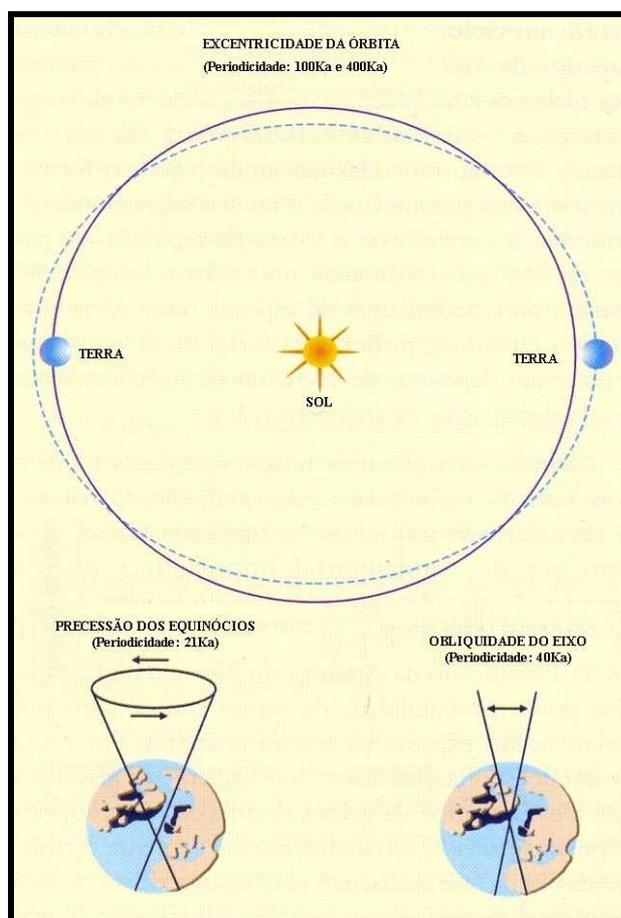
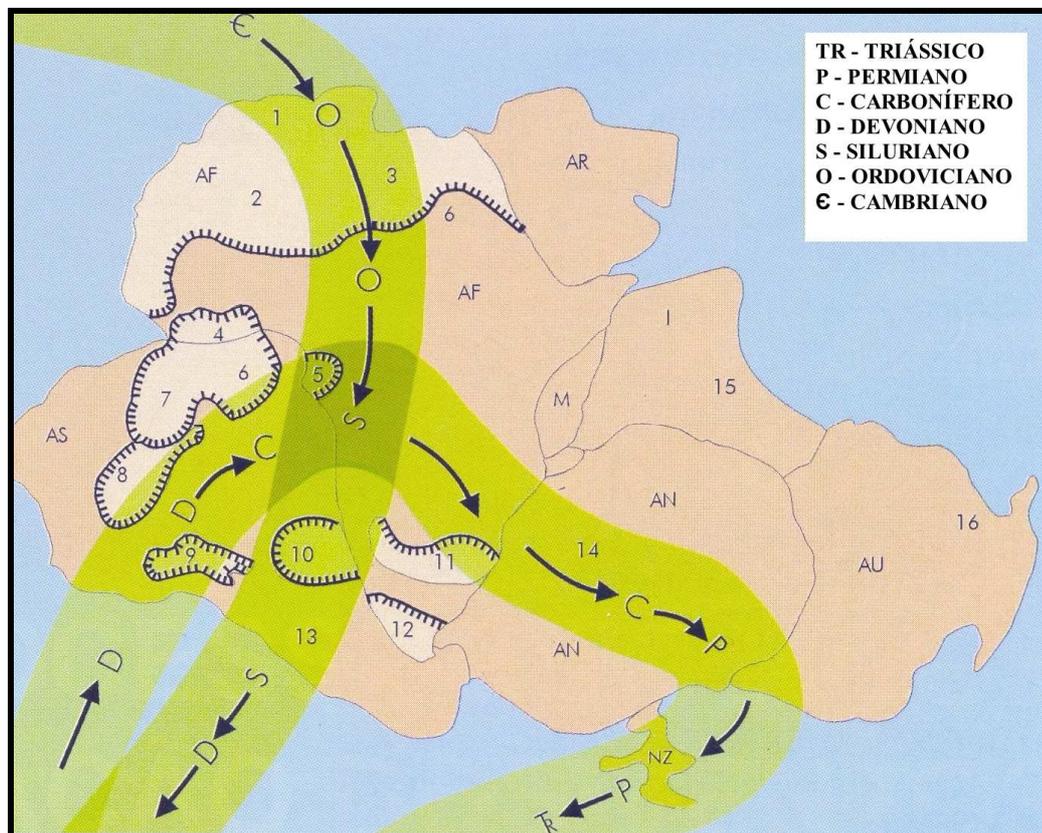


Figura 84 - Ciclos de Milankovitch (alterado de Rocha-Campos & Santos, 2000).

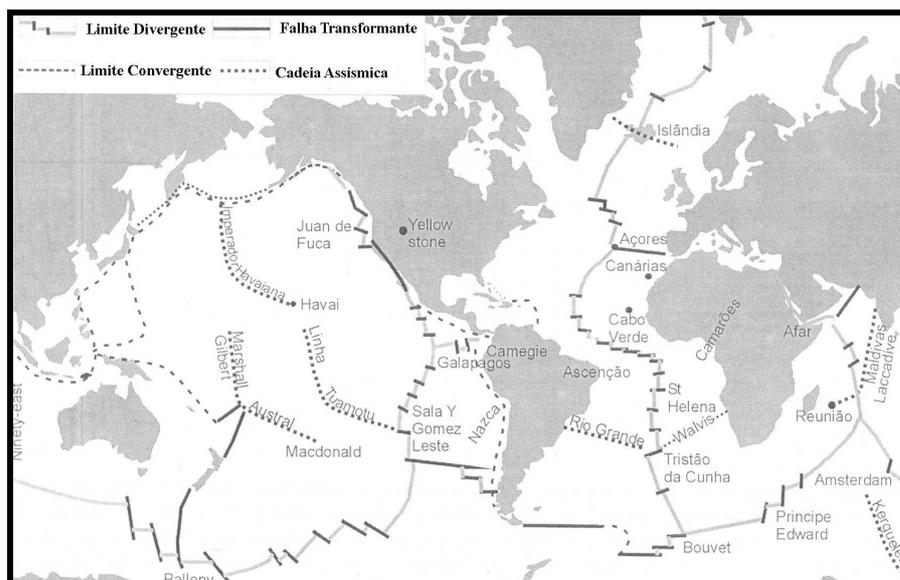
**b) Variações da composição da atmosfera** - o aumento da quantidade de CO<sub>2</sub> na atmosfera, segundo Rocha-Campos & Santos (2000), pode se ocasionada por maior atividade vulcânica, fases de expansão do assoalho oceânico, orogênese e transgressão marinha. Por outro lado, ainda segundo estes autores, fases de levantamento, regressão marinha e erosão corresponderiam a períodos de retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera.

**c) Alteração na posição geográfica dos continentes e oceanos** - a concentração de grandes massas continentais em altas latitudes (Figura 85) permite o acúmulo de neve, aumento do albedo e provoca resfriamento global. As mudanças na circulação oceânica e atmosférica relacionadas à distribuição das massas continentais seriam importantes também.



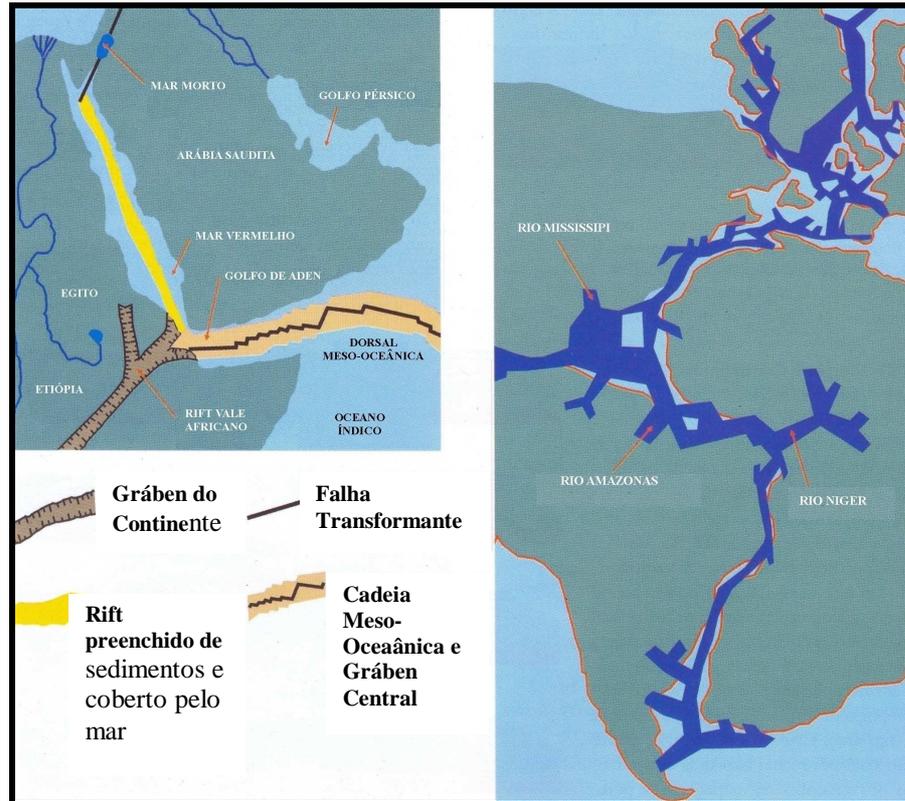
**Figura 85 - Migração polar do supercontinente Gondwana no Paleozóico (alterado de Rocha-Campos & Santos, 2000).**

- **Tectono-eustasia** - é a variação do nível do mar gerada por alterações das bacias oceânicas, relacionadas à Tectônica de Placas. Segundo Melo et al (2004), esta teoria foi proposta no final da década de 60 e considera a camada superficial da terra (litosfera) dividida em placas que apresentam movimentação relativa (Figura 86) em seus limites divergentes (cordilheiras meso-oceânicas), convergentes (zonas de subducção) e transformantes (zonas de fratura).

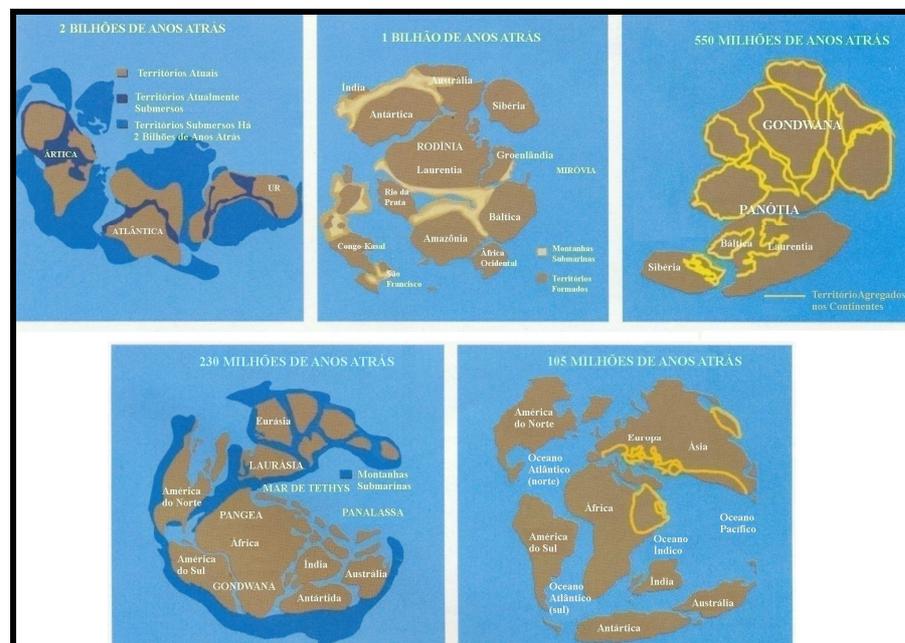


**Figura 86 - Mapa mostrando as placas tectônicas atuais e seus diferentes limites (alterado de Mello et al, 2004).**

Ao longo do tempo geológico as movimentações das placas tectônicas proporcionam formação de novos oceanos (Figuras 87 e 88), propagação de sistemas de rift, morte de oceanos, colisão continental (Figura 88), variação do volume/relevo das cordilheiras meso-oceânicas por anomalias do manto, alterações da morfologia/criação de zonas de subducção (fossas). Segundo Cronin (1999) esta é a maior força para explicar as transgressões e regressões em escala temporal de 1 a 10Ma.



**Figura 87 - Ilustração as junções tríplexes: (a) no Oriente Médio, mostrando a abertura do Mar Vermelho; (b) entre a América do Norte, a América do Sul e a África (alterado de Tassinari, 2000).**



**Figura 88 - Reconstrução da Posição dos continentes entre 2Ba e 100Ma atrás, mostrando a fragmentação e o aglutinamento dos mesmos (alterado de Tassinari, 2000).**

Melo et al (2004) coloca que: "acredita-se que o fluxo de calor na terra era muito maior no passado geológico do que atualmente e que, portanto, as placas litosféricas pré-Pangea deveriam ser diferentes, talvez em maior número e menores em área, explicando, assim, uma geometria de placas mais complexa que a de hoje". Corroborando esta idéia, Fairchild (2000a) afirma que o fluxo de calor gerado por decaimento radioativo já foi de 53 Picowatts/Kg, ou seja, cerca de quatro vezes maior que o atual valor de 13 Picowatts/Kg.

O processo de "quebra" de um supercontinente/abertura de oceanos e a colisão de continentes/fechamento de oceanos se repete ao longo do tempo geológico, no denominado "Ciclo de Wilson". Ao longo deste ciclo a morfologia do fundo oceânico muda drasticamente pelo estabelecimento de novos limites de placas e, conseqüentemente, o volume das bacias oceânicas também varia, acarretando subida ou descida do nível do mar pela redistribuição do volume de água que permanece "constante".

Cronin (1999) coloca que "variações globais do nível do mar, resultante destas variações de volume dos oceanos, ocorrem em taxas muito mais baixas (1cm//1000 anos) em relação às variações glacioeustáticas e outros mais".

- **Alterações Geoidais** - o geóide é a superfície equipotencial de gravidade da Terra, ou seja, um ponto de mesmo valor de atração gravitacional em sua superfície. A existência de um geóide irregular na superfície marinha indica diferentes atrações gravitacionais em diferentes regiões, ou seja, o nível do mar não é, espacialmente falando, o mesmo em toda a Terra (Cronin, 1999). Esta irregularidade da superfície dos oceanos é utilizada para a confecção de mapas de relevo submarino a partir da altimetria de satélites.

- **Isostasia** - é a teoria que considera o manto e crosta comportando-se como materiais viscoelásticos em resposta à distribuição de cargas. Esta teoria baseia-se no conceito de equilíbrio hidrostático de Arquimedes, segundo o qual um corpo ao flutuar desloca uma massa de água equivalente à sua própria.

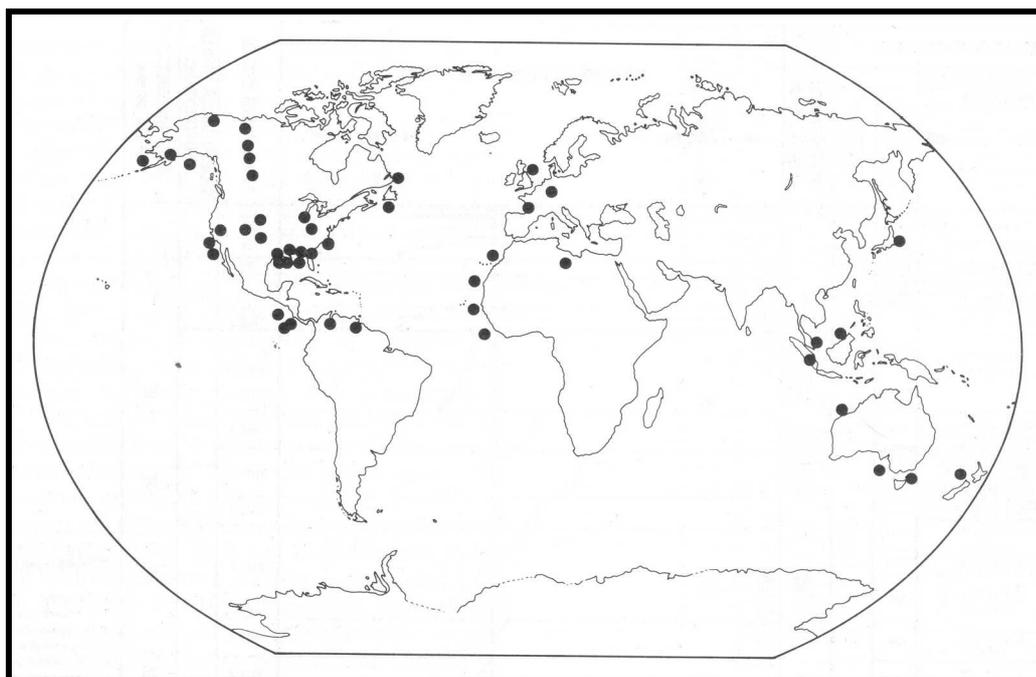
De acordo com este princípio a litosfera, rígida, flutua sobre a astenosfera, que se comporta plasticamente ao longo do tempo geológico. O equilíbrio isostático é atingido se um acúmulo ou perda de massa na parte emersa é contrabalançado com perda ou acúmulo de massa na parte submersa.

As variações do nível do mar, relacionadas às oscilações de alta frequência, têm sua origem associada a fenômenos meteorológicos, climatológicos, oceanográficos, movimentações de massa ou terremotos. Sua manifestação se dá em fração de tempo muito menor que os movimentos da crosta (tectonismo, isostasia, ajustes geoidais, etc), podendo ser assumidas, salvo raras exceções, como variações absolutas do nível do mar. Estas são as responsáveis pela "impressão" das estruturas sedimentares no registro geológico.

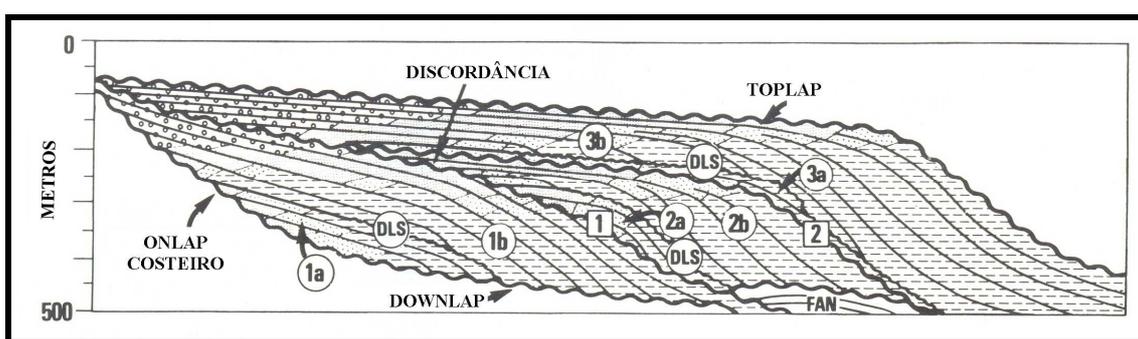
As variações de longo período, por sua vez, devido ao tempo envolvido na sua manifestação, tendem a ser relativas pela influência de vários fatores concomitantes. Estas variações são as responsáveis pela migração e/ou alteração nos ambientes sedimentares costeiros.

Subseqüentes subidas e descidas do nível do mar, ao longo do tempo geológico, deixaram suas "marcas" nas bacias sedimentares de todo o mundo. A observação, mapeamento e datação destas "marcas" possibilitaram construção de Curvas Globais de Variação Relativa do Nível do Mar.

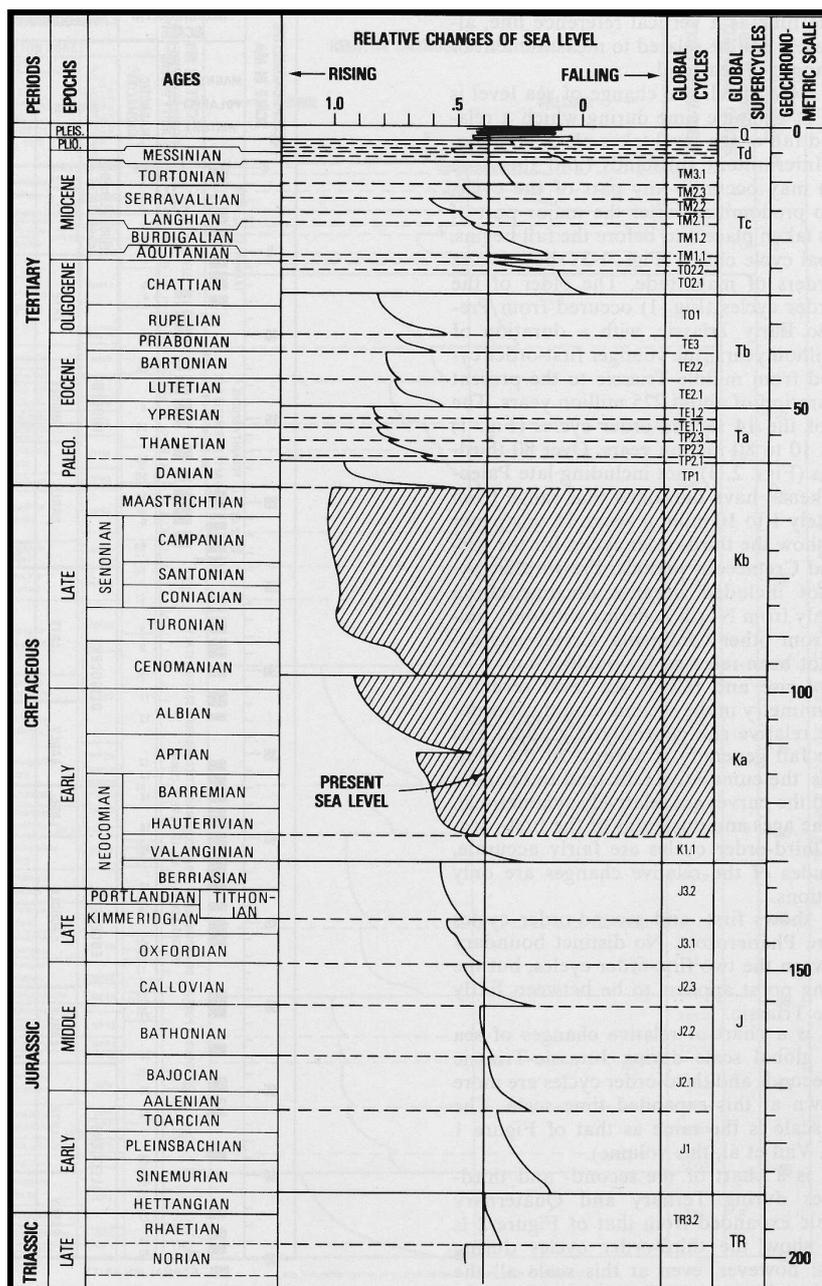
Vail et al (1977), partem do princípio que as mudanças relativas do nível do mar podem ser determinadas com base no onlap costeiro, ou seja, a terminação dos refletores sísmicos de origem marinha contra a superfície delimitada pelos refletores sísmicos de origem continental. Desta forma, utilizando seções sísmicas multicanal distribuídas ao longo do mundo (Figura 89) para a determinação da posição do onlap costeiro (Figura 90), além de sondagens geológicas para distinção entre os depósitos marinhos e costeiros/continentais dentro da seqüência, m constroem a Curva de Ciclos Globais de Variação do Nível do Mar, ou simplesmente “Curva de Vail” (Figura 91) , como ficou conhecida.



**Figura 89 – Localização dos estudos regionais de sismo-estratigrafia usados para a confecção da “Curva de Vail” (alterado de Vail et al, 1977).**



**Figura 90 – Esquema mostrando o onlap costeiro.**



**Figura 91 – Ciclos Globais de Variação Relativa do Nível do Mar durante o Jurássico-Terciário (alterado de Vail et al, 1977).**

Della Fávera (2001) destaca que o *onlap* costeiro apresenta “dificuldades de preservação no registro geológico e no seu processo de estabelecimento”. Ainda segundo este autor, a técnica de construção da curva de variação do nível do mar, com base no *onlap* costeiro, provocou deslocamentos exagerados, “como o da base do Chatiano (Neo-Oligoceno) que implicaria num rebaixamento de 350m do nível relativo do mar”.

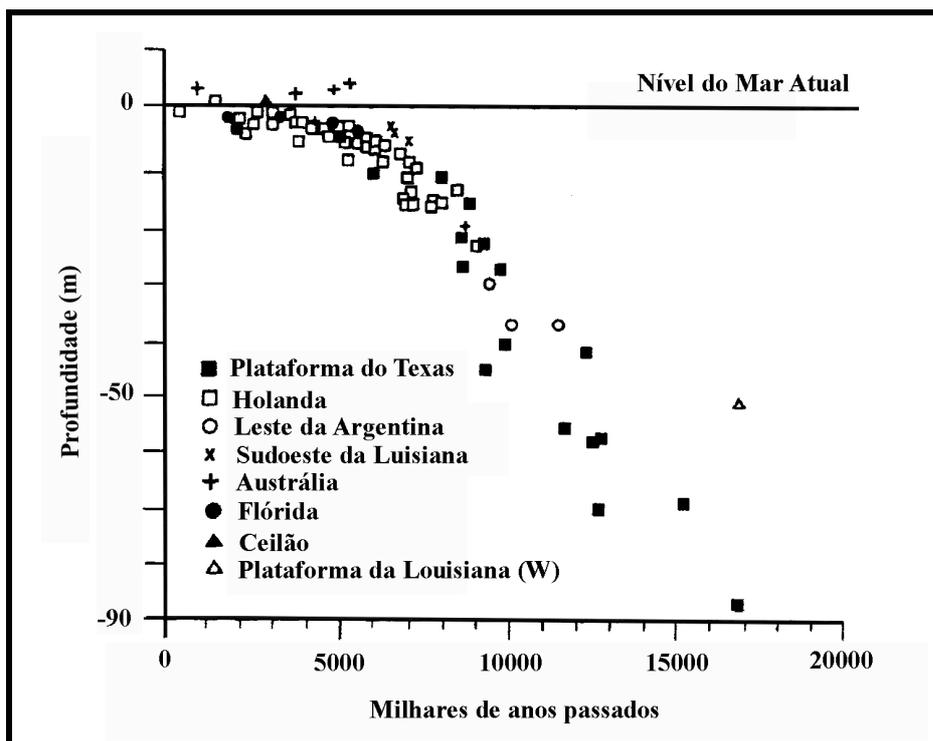
Os avanços na estratigrafia de seqüências, na bioestratigrafia, nas datações radiométricas e na magnetoestratigrafia possibilitaram, através da interpretação integrada destes dados oriundos de várias partes do globo, que Haq et al (1988) refizessem a Curva de Ciclos Globais de Variação do Nível do Mar, passando a ser denominada de “Curva de Haq” (Figura 92).



ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADES	Ma Bp	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO		0.011	
			PLEISTOCENO		1,75	
		NEOGENO	PLIOCENO	Gelasiano		2.58
				Piaceziano		3.4
				Zanclean		5.3
			MIOCENO	Messiniano		7.3
				Tortoniano		11.0
				Serravaliano		14.3
				Langsaniano		15.8
				Burdigaliano		20.3
				Aquitano		23.5
				OLIGOCENO	Chatiano	
		Rupeliano			33.7	
		EOCENO	Priaboniano			37.0
			Bartoliano			40.0
			Luteliano			46.0
		PALEOCENO	Ypresiano		53.0	
Thanetiano						
Selandiano						
		Daniano		65.0		

Figura 93 – Detalhe da Escala do Tempo Geológico (alterada de IUGS, 2005).

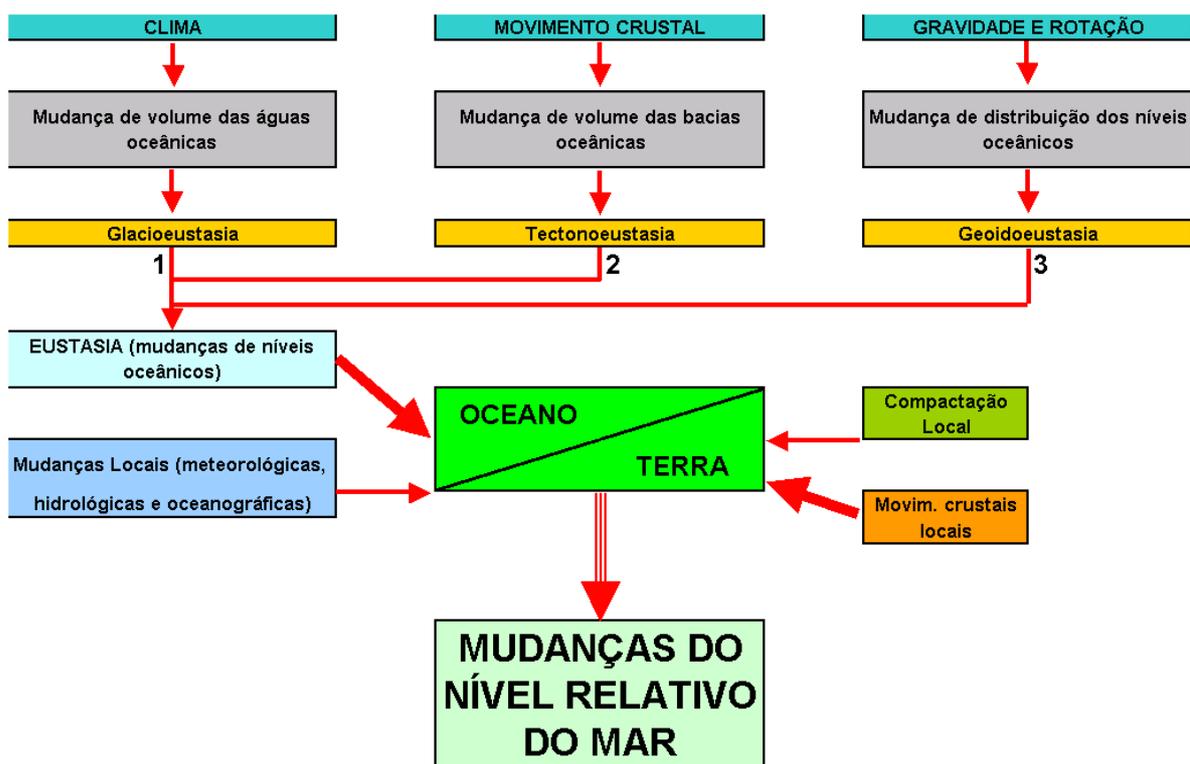
Na década de 60 cientistas renomados, tais como, Sheppard, Fairbridge, Curray e Milleman viam as variações quaternárias do nível do mar como “um evento mundial quase simultâneo” (Segundo Stanley, 1995). Nesta época foram geradas algumas curvas, baseadas em datações de feições costeiras e pela plotagem, em gráficos de elevação versus idade, de materiais coletados na Zona Costeira e Plataforma Continental de áreas consideradas estáveis (Figura 94).



**Figura 94 – Curva Global do Nível do Mar, gerada por Sheppard em 1963, para os últimos 20000 anos (alterada de Stanley, 1995).**

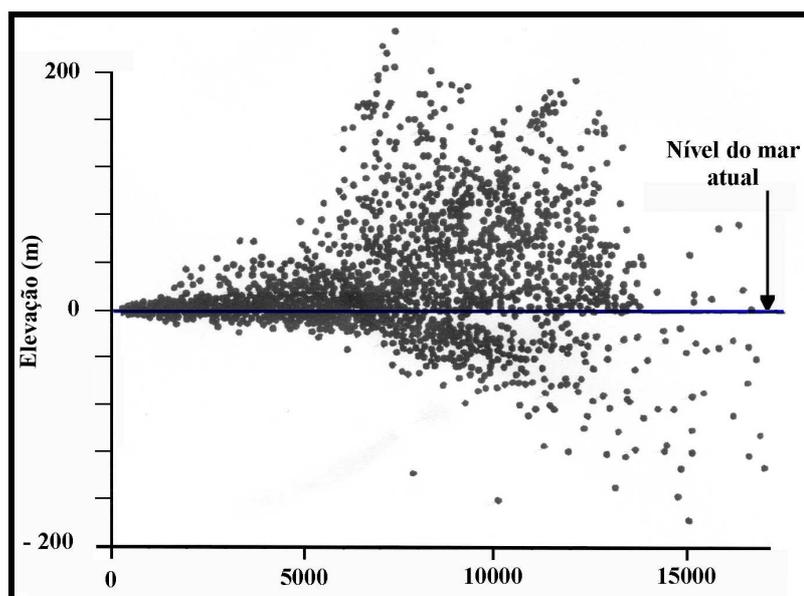
A partir dos anos 70, ainda segundo Stanley (op. cit.), cresceu a idéia de que o estabelecimento de uma curva geral da variação do nível do mar no quaternário era uma tarefa muito difícil. A base deste pensamento vem de que o continente pode se mover independentemente do nível do mar, quer seja por tectônica (falhamentos), por isostasia (por gelo, sedimento ou água), por compactação sedimentar ou por variações do geóide (Figura 95). Os vários fatores que atuam para gerar uma variação relativa do nível do mar o fazem concomitantemente, em diferentes escalas de tempo e amplitude.

Hantoro (1997) considera as variações de volume das “bacias” oceânicas, ligadas principalmente à tectônica global, como o principal agente nas variações de nível do mar de longo termo, mas para as variações de curto período geológico prevalecem as variações climáticas, como é o caso do Quaternário. Suguio (2005), de forma concordante, considera este período como “a idade das glaciações e do homem”, por serem estes dois marcos os mais representativos para sintetizar o referido período.



**Figura 95 - Principais fatores que influenciam as variações do nível do mar ao longo do tempo geológico (alterado de Suguio et al, 2005).**

Estudos mais recentes (Newman, 1986 apud Stanley, 1995) corroboram com o descrito acima. A plotagem da elevação de amostras datadas pelo método do  $C^{14}$  versus sua idade mostra distribuição variada da nuvem de pontos, acima e abaixo do nível de mar atual (Figura 96).



**Figura 96 – Gráfico de elevação versus idade de amostras coletadas em várias partes do mundo (alterado de Newman, 1986 apud Stanley, 1995).**

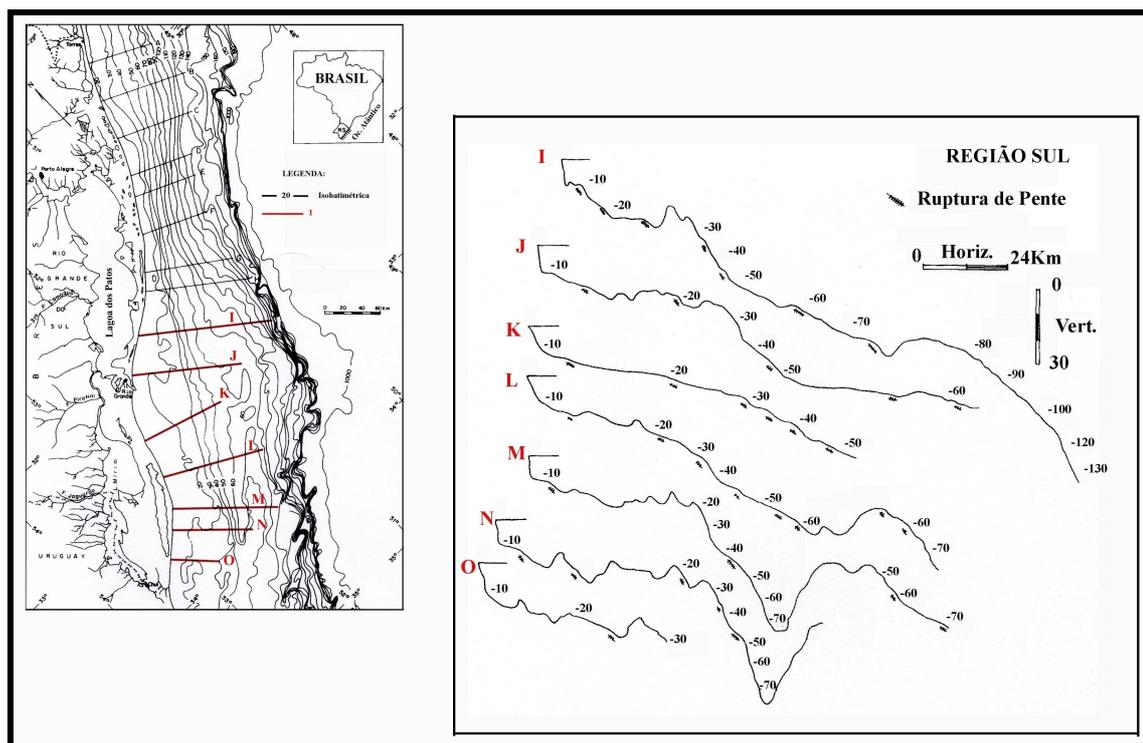
Como podemos ver, a reconstituição de paleoníveis de mar baseia-se em indicadores devidamente posicionados no universo espaço-temporal, ou seja, com sua localização geográfica e de altitude/profundidade (x,y,z), além da idade (t), bem definidas.

A análise de trabalhos de vários autores (Martin et al, 1986; Martin & Suguio, 1989; Suguio & Tessler, 1992; Barnhardt et al, 1995, Stanley, 1995; Hantoro, 1997; Martin et al, 1997; Caddah et al, 1998, Cronin, 1999; Caruso Jr et al, 2000; Wodroffe, 2000; Tebbens et al, 2000; Park et al, 2000; Gandolfo et al, 2001; Hansom, 2001; Barreto et al, 2002; Hulton et al, 2002; Harvey, 2002; Ramsey & Cooper, 2002; Martin, 2003; Boyd, 2004; Scholz, 2005; Porter, 2005; Mastronuzzi et al, 2005; Suguio et al, 2005; Witt & Schumann, 2005; Omaston & Harrison, 2005; Rother & Schulmeister, 2006; Ber, 2006; Uscinowicz, 2006 e Yim et al, 2006) mostram que a determinação das variações do nível do mar no quaternário pode ser feita de duas formas:

- Direta - a partir de dados geológicos/geomorfológicos, biológicos, passíveis de posicionamento (x,y,z) e datação precisas (t);
- Indireta - a partir de dados geofísicos, paleontológicos, palinológicos, arqueológicos, geoquímicos, etc., que não permitem localização espaço-temporal precisa, mas indicam sua ocorrência, possibilitando até estimativas aproximadas de sua amplitude.

Stanley (1995) considera possível a construção de uma curva global de variação do nível do mar para o Quaternário, sendo necessário para isto um maior número de amostras coletadas ao redor do mundo, em localizações estáveis tectonicamente e sem grandes variações climáticas. Estas amostras precisam ser localizadas dentro do universo espaço-temporal, ou seja, ter as coordenadas e altitude determinadas de forma precisa, além de datações radiométricas. Entretanto, ainda hoje, dez anos após estas considerações a curva não se tornou realidade e a pesquisa continua sendo feita e os trabalhos têm se utilizado de curvas específicas para cada localidade.

Em termos de Brasil, no que tange aos estudos das variações de nível do mar no Quaternário e o estabelecimento de curvas para este período, o grande progresso começou nas décadas de 70 e 80. Estudos de Kowsmann et al (1978), ao longo da margem continental brasileira, e de Corrêa (1979 e 1996), ao longo da plataforma continental do Rio Grande do Sul entre Torres e Chuí, evidenciaram a existência de escarpas submersas, correlacionando-as a paleo níveis do Mar abaixo do atual. Estas escarpas encontram-se entre -120 /-130m, definida como correspondente ao último máximo glacial ( $\pm$  17500 anos passados); -100/-110m; -60/-70m; -32/-45m e -20/-25m (Figura 97).



**Figura 97 – Perfis batimétricos na Porção Sul da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (alterado de Corrêa, 1996).**

Os níveis do mar acima do atual são detectados, segundo Martin & Suguio (1989), Suguio & Tessler (1992) e Suguio et al (2005), através de 3 tipos de indicadores, a saber:

- **Indicadores Geológicos** – podem ser terraços de construção marinha, caracterizados por depósitos sedimentares localizados acima do nível do mar atual, formando planícies costeiras ou baixadas litorâneas; terraços de abrasão marinha, representados por superfícies de erosão, geradas pela ação das ondas, em rochas mais antigas; e, por último, “beach rocks”, constituídos por areias cimentadas, geralmente, por  $\text{CaCO}_3$ , podendo conter conchas de moluscos e outros biodetritos.
- **Indicadores Biológicos** – são restos biogênicos de animais ou vegetais marinhos, ou ainda, fósseis traços diversos, encontrados nas proximidades do nível do mar atual. Preferencialmente devem ser restos de organismos coloniais sésseis, de distribuição vertical conhecida. Os mais comuns na costa brasileira são as incrustações de vermitídeos, ostras, corais ou buracos de ouriço, localizados em níveis acima da sua zona de vida natural. Há, também, os tubos fósseis de crustáceos e paleomanguezais. Estes indicadores fornecem materiais passíveis de datação radiométrica, estabelecendo-se, assim, a sua idade.
- **Indicadores Pré-históricos** – no litoral brasileiro, o único exemplo são os sambaquis, que podem se situar sobre diferentes substratos. Em geral, servem para caracterizar a posição limite da linha de costa.

No litoral do Rio Grande do Norte, Barreto et al (2002), datam os terraços marinhos encontrados como sendo de 210.000 anos passados.

No litoral do Rio Grande do Sul são observados 4 sistemas de ilha barreira/laguna costeira, identificadas como I, II, III e IV. Os dois primeiros conjuntos têm idade superior a 120.000 anos passados, enquanto que os complexos III e IV seriam mais recentes (Tomazelli & Vilwock, 2000).

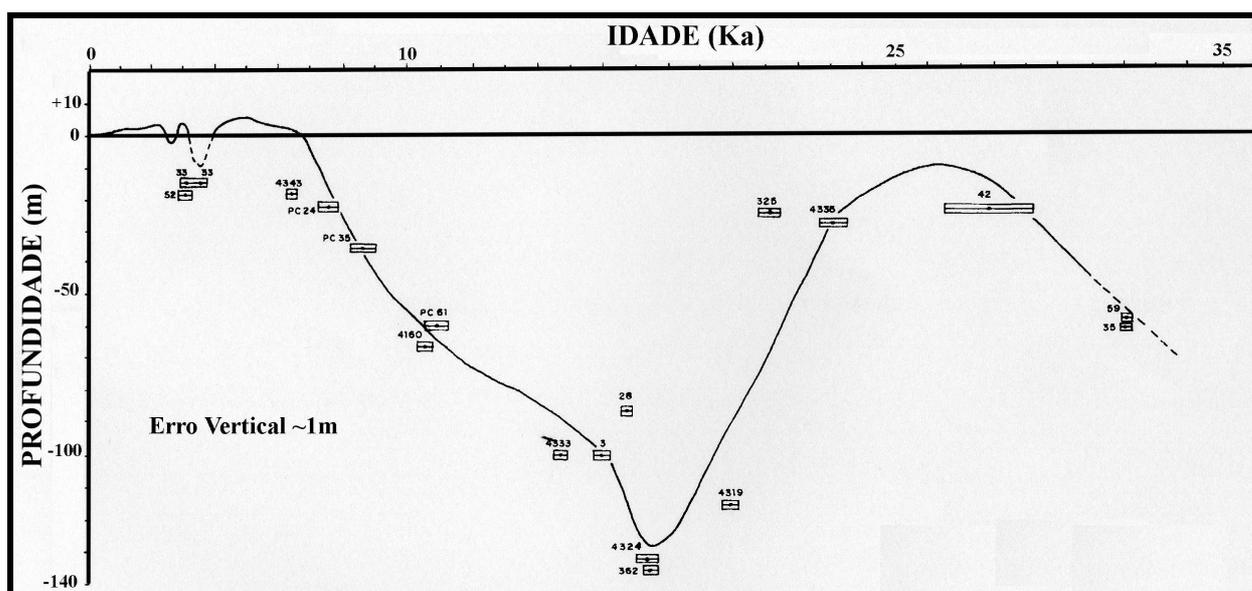
Nas planícies costeiras de Santa Catarina, Paraná e Sul de São Paulo existem vestígios de terraços arenosos/cascalhosos de origem marinha localizados a 13m acima do nível do mar atual. Martin et al (1988) correlacionam estes terraços ao sistema II do Rio Grande do Sul, mas Angulo considera correspondente ao nível de mar alto de 120.000 anos passados.

Suguio et al (2005), descreve na Bahia e em Sergipe a ocorrência de falésias erosivas, esculpidas na Formação Barreiras, sendo estas falésias atribuídas a um nível de mar mais alto, anterior a 120.000 anos passados. Bernat et al (1983, apud Suguio et al, 2005) datou amostras de corais na região de Olivença, BA, encontrando idades de  $123.500 \pm 5700$  anos passados.

No Rio Grande do Norte, datações por termoluminescência, realizadas por Suguio et al (2001) na Formação Touros, determinou idades de 120.000 anos passados. A área, entretanto parecer estar sujeita a Neotectonismo, visto que a citada formação está 20m acima do nível do mar atual, altura não observada no resto do litoral brasileiro.

Em termos de Holoceno, ou seja, de 10.000 anos passados ao recente, é observada uma elevação do nível do mar, iniciada há 17.500 anos atrás, quando o mar se encontrava 130 m abaixo do nível atual, como consequência da entrada em período interglacial.

Corrêa (1996) reconhece, como visto anteriormente na Figura 97, indicações de paleoníveis do mar na plataforma continental do Rio Grande do Sul, com estabilizações em -130m a 17.500 anos passados, época do início da transgressão. Outras estabilizações ocorreram há 11.500 anos passados (-70 a -60m), há 9.000 anos passados (-32 a -45m) e há 8.000 anos passados (-20 a -25m), como pode ser visto na Figura 98.



**Figura 98 – Curva Eustática do Nível do Mar para a Plataforma Continental do Rio Grande do Sul segundo Corrêa, 1990 (alterado de Corrêa, 1996).**

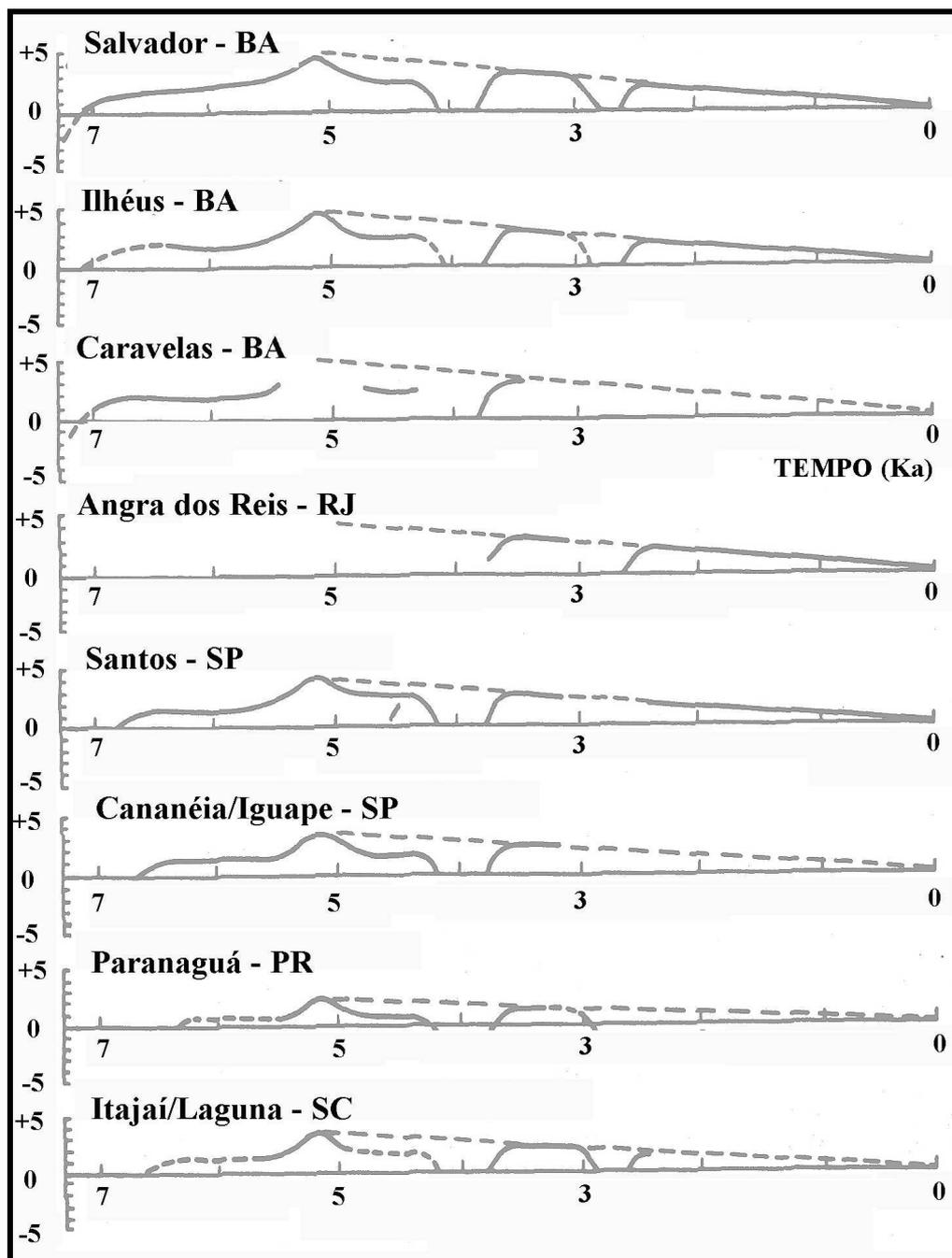
Corrêa (op. cit) descreve a cronologia desta transgressão quaternária na plataforma Continental do Rio Grande do Sul, como pode ser visto na TABELA IX, abaixo.

**TABELA IX – Cronologia da Transgressão Quaternária, nos últimos 17.500 anos passados, na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (alterado de Corrêa, 1996).**

<b>ANOS PASSADOS</b>	<b>VELOCIDADE DE ELEVAÇÃO (m/1000 anos)</b>	<b>RUPTURAS DE PENTE OBSERVADAS</b>
<b>17.500 A 16.000</b>	<b>20,0</b>	<b>-100/-110</b>
<b>16.000 A 11.000</b>	<b>6,6</b>	<b>-80/-90 e -60/-70</b>
<b>11.000 A 6.500</b>	<b>16,2</b>	<b>-32/-45 e -20/-25</b>
<b>6.500 AO ATUAL</b>	<b>XXXXXXXX</b>	<b>+5, -6, +3 e 0</b>

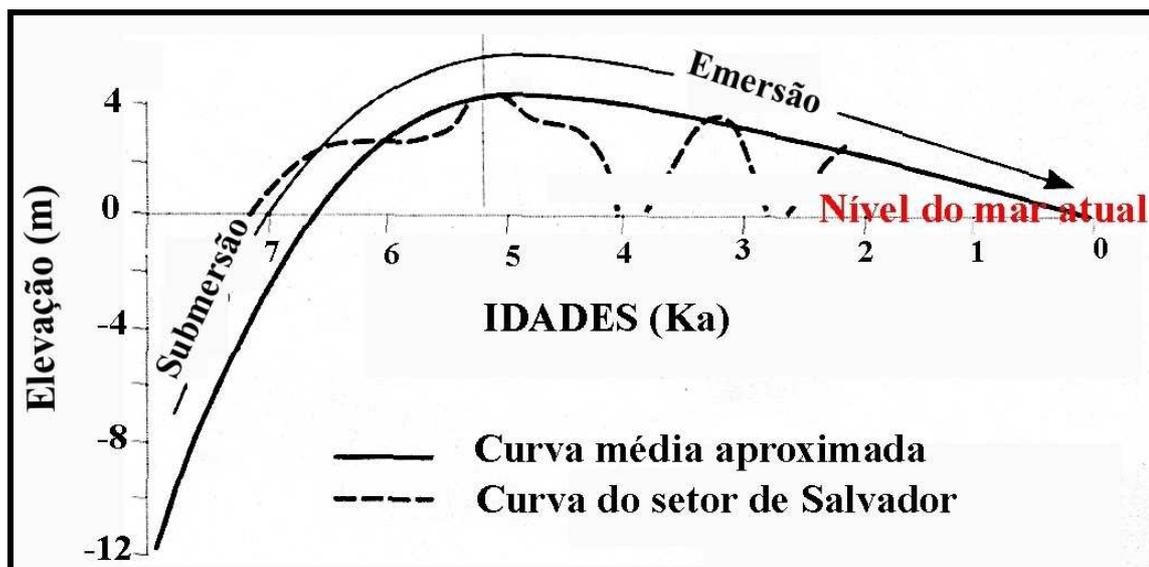
Os estudos das variações do nível do mar no Quaternário do Brasil, segundo Suguio et al (2005) são mais abundantes para o Holoceno, mais especificamente para os últimos 7.000 anos passados.

Martin & Suguio (1989) construíram curvas do nível do mar para vários setores da costa brasileira (Figura 99). A análise destas curvas mostra algumas nuances locais, mas em termos gerais, o nível do mar, entre 7.100 e 6.600 anos passados esteve próximo ao atual em todos os setores, mostrando elevação máxima (5m) há 5.100 anos passados. A partir deste momento ocorreu um abaixamento, com mínimo abaixo do nível atual, a cerca de 4.000 anos passados. Seguiu-se uma elevação, até  $\pm 2$  a 3m acima do nível atual, que pode ser detectada em vários setores, há aproximadamente 2.900/2,700 anos passados. A partir desta época o nível do mar entrou em período de regressão até atingir o nível atual



**Figura 99 – Curvas de Variação do Nível do Mar nos vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos passados (alterado de Martin & Suguio, 1989).**

Suguio et al (2005) apresenta uma curva média de variação do nível do mar para o litoral brasileiro nos últimos 7.000 anos, confrontando-a com a definida para o setor de Salvador, BA (Figura 100).

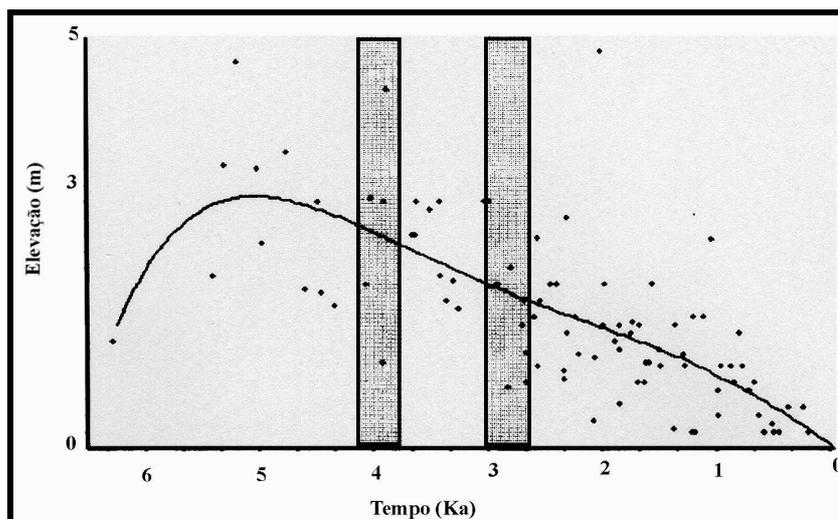


**Figura 100 – Comparação da curva média das variações do nível do mar ao longo da costa brasileira nos últimos 7.000 anos passados com a curva, para o mesmo período, do setor de Salvador – BA (alterado de Suguio at al, 2005).**

Ainda segundo Suguio at al (op. cit.), desconsiderando-se as variações de segunda ordem, podemos observar que todos os setores estudados do litoral brasileiro até agora apresentam níveis de mar acima do atual:

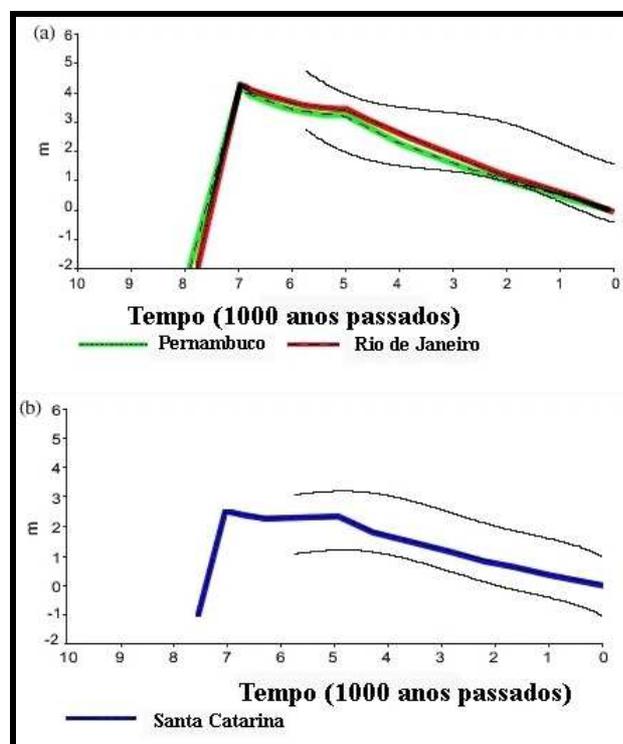
- Entre 7.000 e 6.500 anos passados o nível de mar atual foi superado pela primeira vez no holoceno;
- Há 5.500 anos passados o paleonível do mar subiu entre 3 e 5m;
- Aproximadamente 3.900 anos passados o nível do mar esteve 1,5 a 2m abaixo do atual;
- Pro volta de 2.800 anos passados o nível do mar esteve, novamente, abaixo do atual;
- Por fim, há 2.500 anos passados o nível do mar elevou-se 1,5 a 2m acima do atual e, desde então, sofreu contínuo abaixamento até o nível atual.

Angulo & Lessa (1997), com base em amostras de vermitídeos coletadas em todo o litoral brasileiro, plotaram uma curva de variação do nível do mar (Figura 101). Esta curva não apresenta os abaixamentos propostos por outros autores, embora siga a tendência de elevação, até o máximo de 5.100 anos passados e, a partir daí há a descendente até o nível atual.



**Figura 101 – Curva de variação do nível do mar, nos últimos 6.000 anos passados, com base em dados de vermitídeos de todo o litoral brasileiro (alterado de Angulo & Lessa, 1997). Destaca-se o período entre 4000 e 3000 anos passados, onde Suguio coloca as inflexões da curva.**

Angulo et al (2006), tomando como base mais de 1000 amostras datadas por  $C_{14}$  determinou a variação do nível do mar em 14 setores do litoral brasileiro, rediscutindo essas curvas frente às de Martin e Suguio (1989), e considerando não haver, de forma geral (Figura 102), um abaixamento como o proposto pelos outros autores.



**Figura 102 – Curvas de Variação do Nível do Mar em Pernambuco, Rio de Janeiro e Santa Catarina, sendo identificado o intervalo de confiança (alterado de Angulo et al, 2006).**

## VIII - DISCUSSÃO

As flutuações do nível do mar no Quaternário foram determinantes na evolução das planícies costeiras de todo o Brasil. Suas evidências são mencionadas há muito, tendo sido estudadas, primeiramente, com enfoque geomorfológico. Este quadro dos estudos foi modificar-se, segundo Martin et al (1993), após a década de 60, mais precisamente em 1964, com a publicação do trabalho de Van Andel e Laborel. Nos anos 70, entretanto, é que os estudos passaram a ser mais frequentes (Suguio et al, 2005).

Os dados obtidos e processados no presente trabalho, bem como as referências encontradas na bibliografia, destacam as variações do nível do mar na baía de Sepetiba através de vários indicadores.

Vejam, primeiramente, a sondagem geológica (ECOLOGUS, 2005) realizada na planície costeira da Baía de Sepetiba, com vista à implantação do Terminal Portuário Centro Atlântico (TPCA) e da Companhia Siderúrgica do Atlântico (CSA), cuja área de localização é mostrada na Figura 103, entre o Canal de São Francisco e o Canal do Guandu.



**Figura 103 – Vista aérea da área de implantação da Cia. Siderúrgica do Atlântico, dentro da qual está localizada a sondagem SPT 111 (alterado de ECOLOGUS, 2005).**

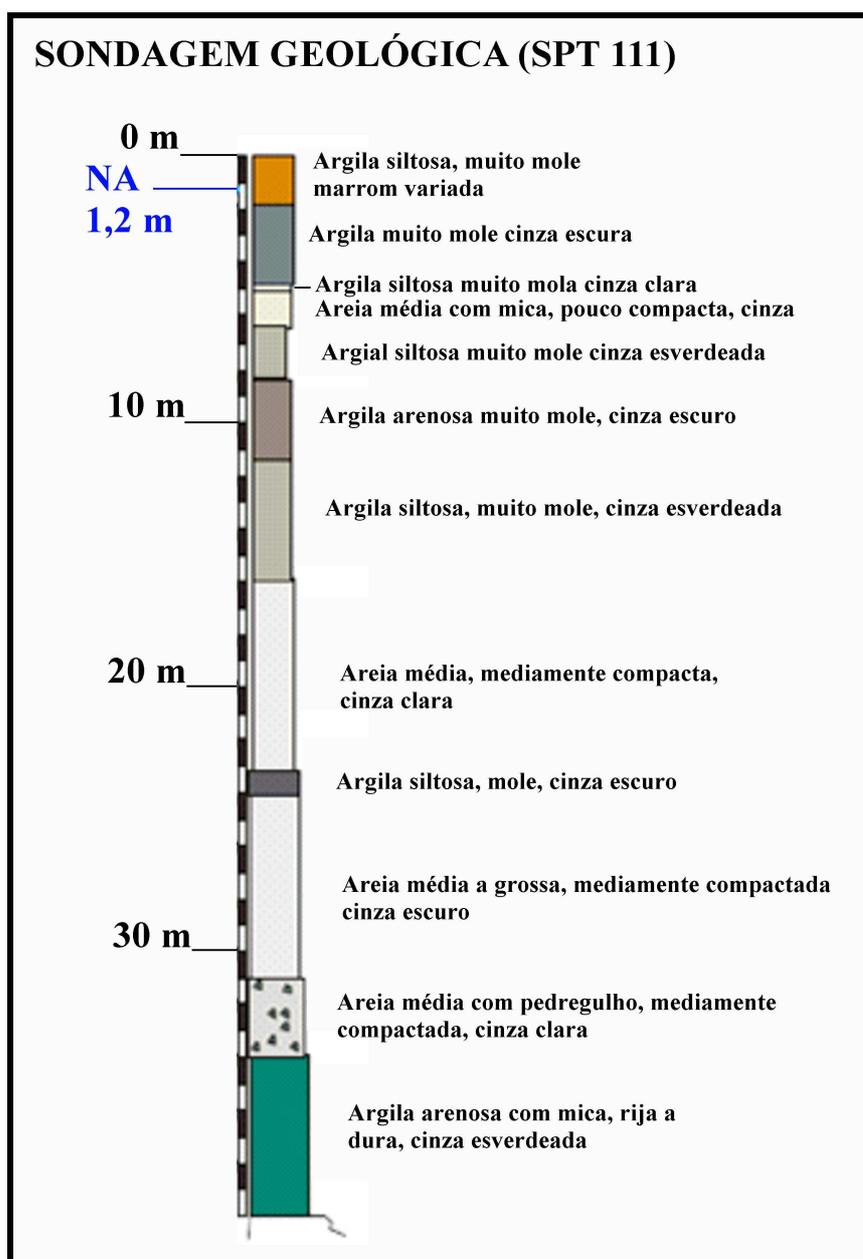
No EIA/RIMA do empreendimento (ECOLOGUS, OP. CIT.) não é feita menção ao posicionamento da amostragem, nem a análises granulométricas, parecendo, apenas haver a descrição de campo. Desta forma, a utilização fica limitada, apenas, ao indicativo da seqüência deposicional de um tempo maior que holocênico, com certeza.

A observação do perfil esquemático (Figura 104), cujo comprimento total é de 40m, mostra uma capa de alteração do embasamento cristalino entre 34 e 40m. Acima desta capa há uma areia média “com pedregulho”, conforme a descrição, mediamente compactada e de coloração cinza clara, que se estende até 31m.

A partir dos 31m podemos reconhecer uma seqüência que parece ter uma repetição

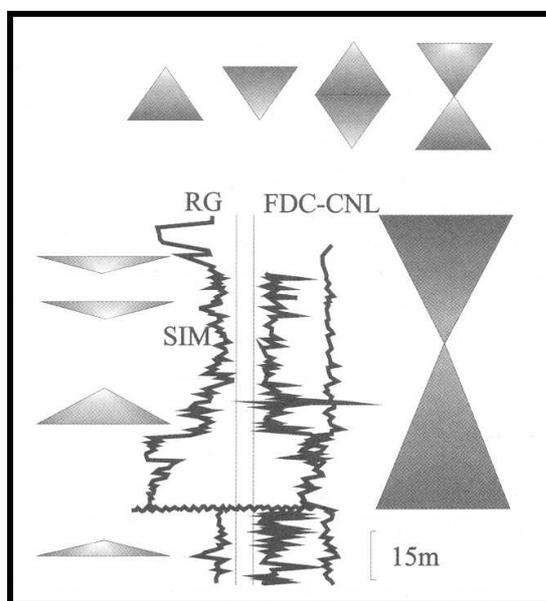
cíclica, de caráter granodecrescente ascendente, com base arenosa, de granulometria variada, e deposição de camadas de lama.

A deposição do primeiro ciclo é observada entre 31 e 23m, sendo composta areia média a grossa (até 24m) e lama (até 23m). Um segundo ciclo pode ser visto entre 23m e 8,5m, sendo composto pela areia basal média (até 16m), seguindo-se uma primeira camada de lama cinza esverdeada (até 11,3m), uma segunda camada de lama cinza escura (até 8,3m) e uma terceira camada de lama cinza (até 6,5m). O terceiro ciclo, que se estende entre 6,5m e a superfície atual, iniciando-se por deposição de areia média (até 5,1m), seguindo-se uma lama cinza clara (até 4,8m), outra camada de lama cinza escura (até 2m) e, por fim, uma camada de lama, muito mole, de coloração marrom variada.



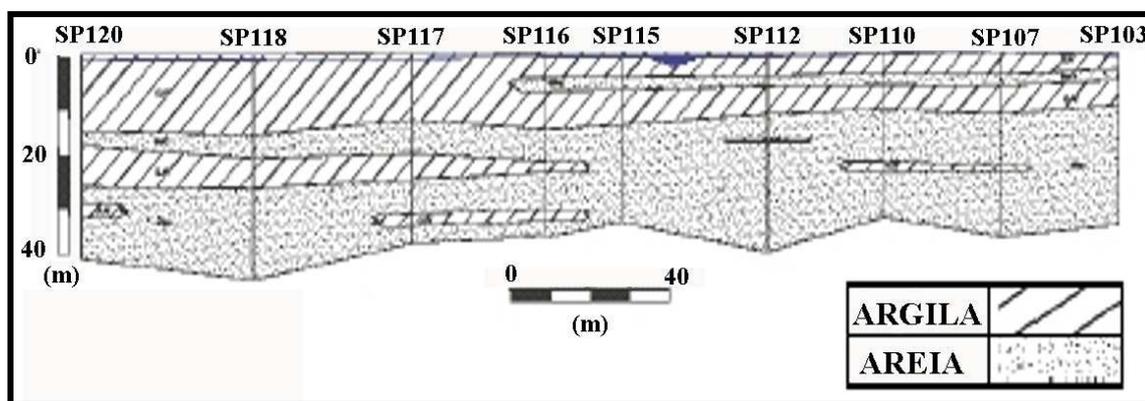
**Figura 104 – Desenho esquemático do perfil geológico da sondagem geotécnica realizada no entorno da Baía de Sepetiba (alterada de ECOLOGUS, 2005).**

Os ciclos observados, baseados simplesmente na composição litológica e sua granocrescência ou granodecrescência, denominados Ciclos de Karagodin (Figura 105), são indicativos, segundo Della Fávera (2001), da migração do sistema deposicional em relação à linha de praia. A granodecrescência significa um afastamento da área fonte, enquanto que a granocrescência está associada à aproximação em relação à área fonte de sedimentos.



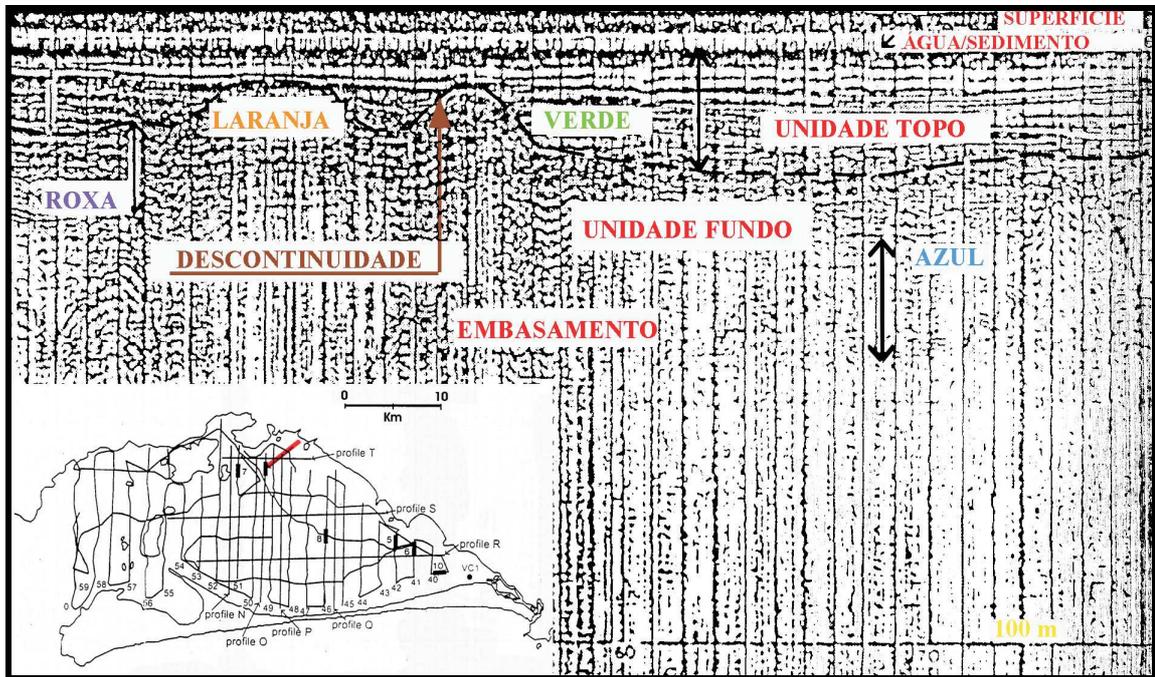
**Figura 105 – Esquema mostrando os ciclos de Karagodin (alterado de Della Fávera, 2001).**

Os estudos geotécnicos realizados para a implantação o terminal portuário e da siderúrgica envolveram a execução de 23 sondagens à percussão, até o impenetrável, com profundidade média atingida de 38,7m (ECOLOGUS, OP. CIT.). A interpretação destas sondagens mostra, como visto na Figura 106, “extensas camadas de argila com profundidades da ordem de 15m, atingindo-se camadas arenosas com intercalações de mantos argilosos”.

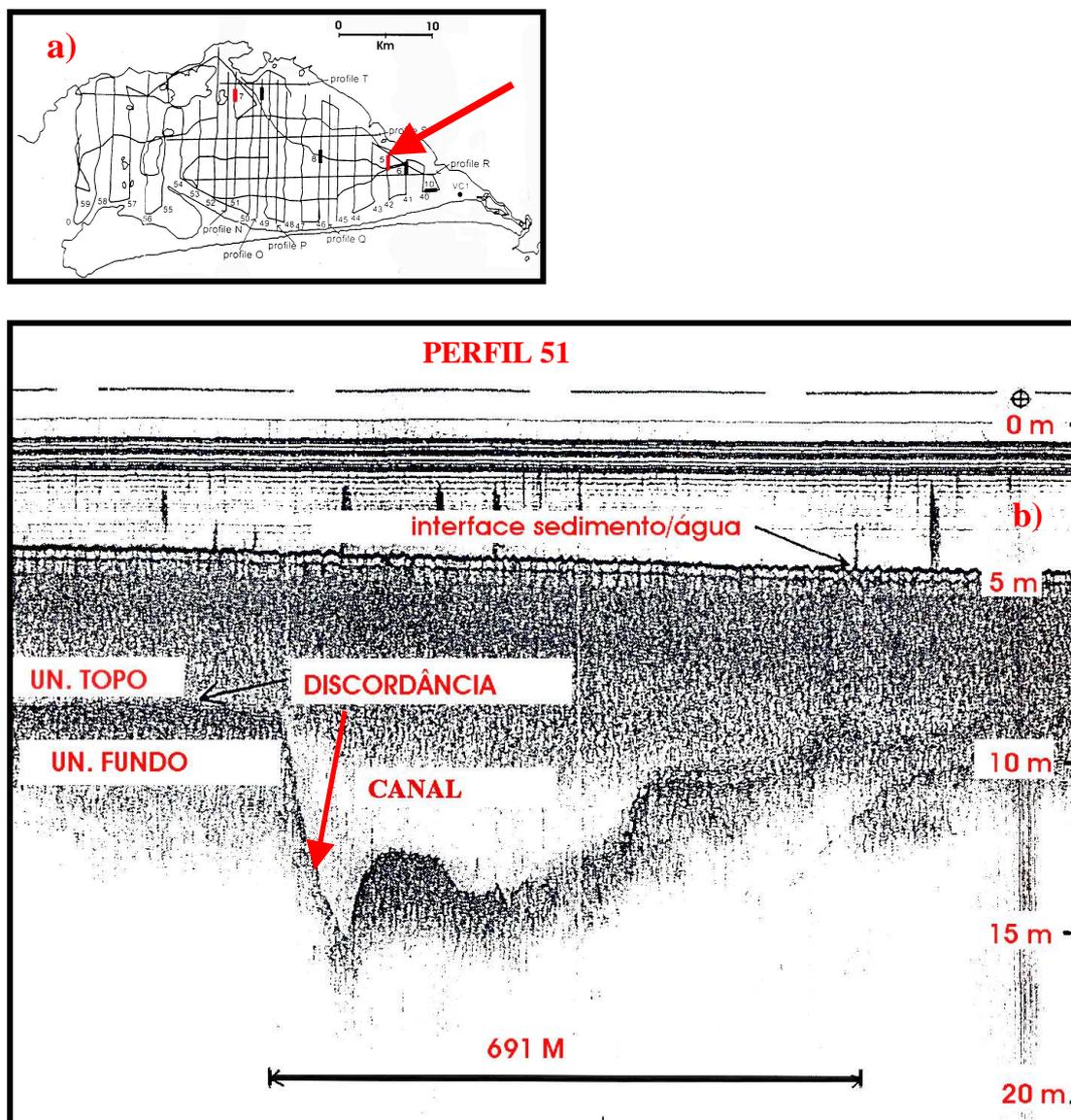


**Figura 106 – Perfil longitudinal do subsolo, em parte do terreno, em trecho paralelo e distante cerca de 900 metros do canal Guandu (ALTERADO DE ecologus, 2005).**

Um bom indicador que destacamos é a discordância erosiva regional. Observada primeiramente por Figueiredo et al (1989) através de perfilagem sísmica (FIGURA 107), sendo confirmada em estudo sísmico mais recente (Figura 108) feito por Borges (1998).



**Figura 3007– Perfil sísmico indicando as unidades sísmoestratigráficas verde, laranja, roxa e azul, com a respectiva localização no mapa (alterado de Borges et al, 1998)**

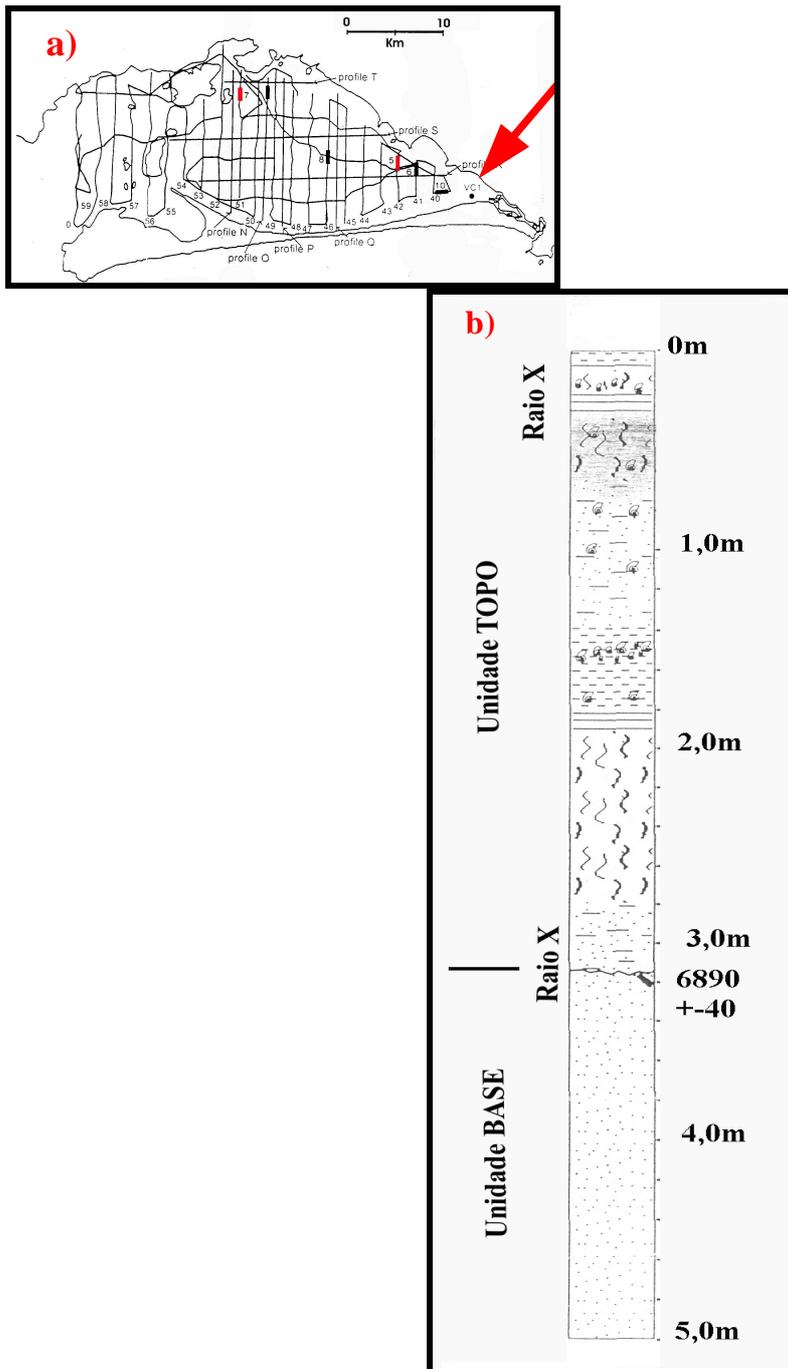


**Figura 108 - a) Localização do perfil sísmico 51 e b) interpretação deste, onde podemos identificar a discordância (alterado de Borges, 1998).**

Esta discordância faz a separação da sedimentação anterior à invasão marinha na área onde hoje temos a Baía de Sepetiba e a sedimentação posterior.

Esta discordância foi observada em dois testemunhos coletados na região. O primeiro deles, realizado no extremo leste da baía (Figura 109a) por Borges (1998) alcançou a discordância à aproximadamente 3,2m abaixo do fundo (Figura 109b), separando as unidades TOPO e FUNDO. A unidade basal (FUNDO) é descrita pela autora como sendo “composta por areia média semi-consolidada, com coloração marrom escura, caracterizando um ambiente de exposição sub-aérea”, enquanto que a superior é, ainda segundo a autora, composta por “três ambientes marinhos a saber: 1 – Lama bioturbada com fragmentos de conchas no topo; 2 – Zona laminada característica de canal de maré; e 3 – Areia lamosa a lama na base da unidade”..

Datação  $C_{14}$ , realizada por Borges (op. cit.), em pedaço de madeira coletado logo abaixo da discordância (Figura 109 b) mostrou idade de  $6890 \pm 40$  anos passados.



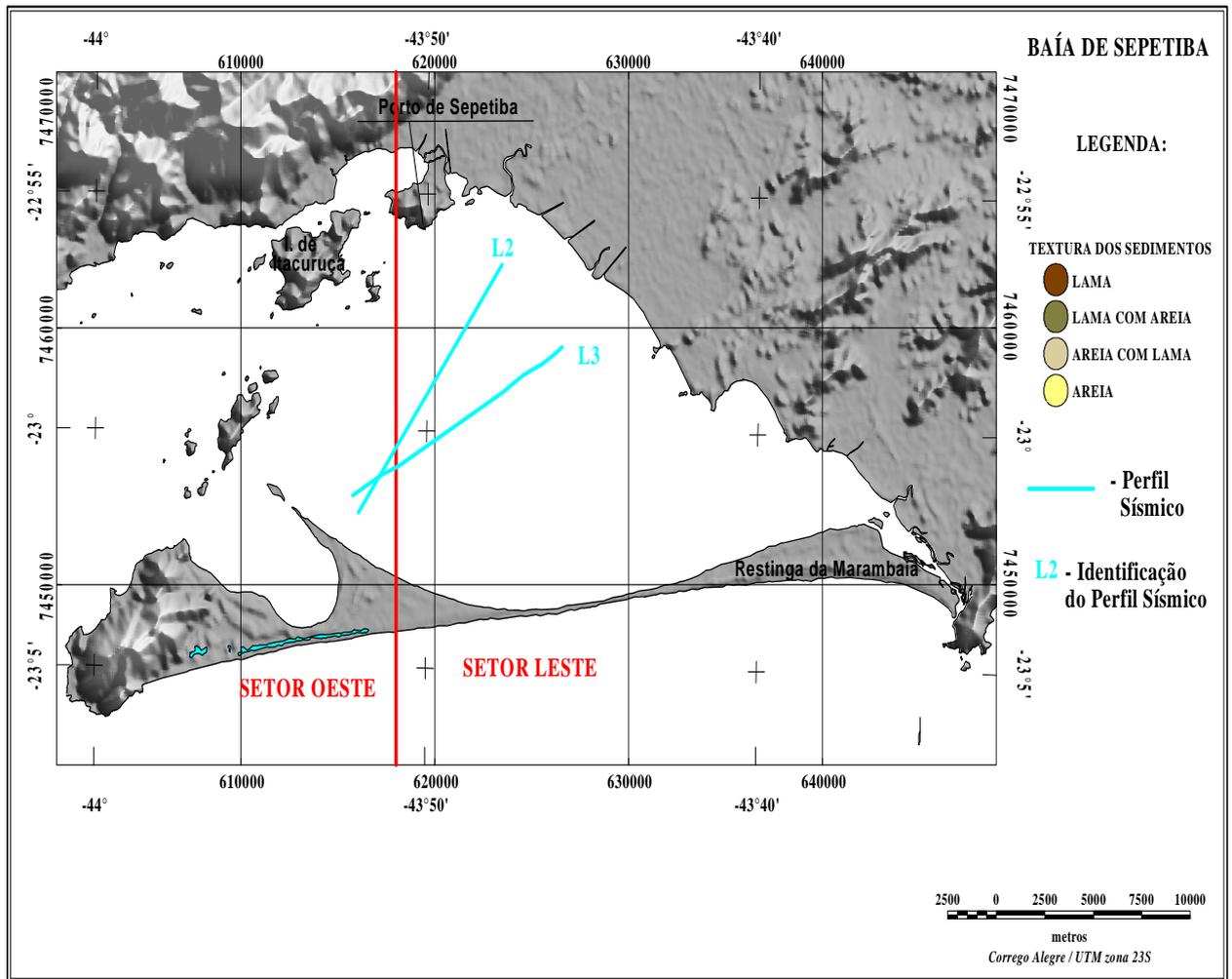
**Figura 109 – a) Localização do testemunho BVC1 e b) Esquema descritivo do testemunho, mostrando suas 2 unidades (alterado de Borges, 1998).**

Um outro testemunho (TH01), coletado no âmbito deste trabalho em fevereiro passado, na Planície Costeira da Baía de Sepetiba (Figura 110), também alcança a discordância à -3,4m, onde se percebe uma crosta de óxido de ferro indicativa de exposição sub-aérea. Esta discordância separa dois pacotes sedimentares de características distintas: abaixo da discordância encontramos um sedimento grosso, com teores acima de 70% de areia, chegando a apresentar alguma concentração de cascalho; acima temos sedimentos mais lamosos.

Fabri (2007), interpretando os registros de Sperle (2005), não faz a demarcação explícita da discordância, mas através de seu estudo dos ecocaráteres individualiza o Grupo I (Ia, Ib, Ic e Id), relacionando-o a níveis de mar inferiores a -20m e idade anterior há 8000 anos passados. Este grupo, por sua resposta acústica, tem caráter erosivo e granulometria grossa.

A observação dos registros e interpretação de Fabri (op. cit) frente à locação dos mesmos na baía, à divisão feita em função das características batimétricas (Este e Oeste) e à cobertura sedimentar (Pereira 2004), que pode ser visto na Figura 110, mostra que:

- o perfil denominado aqui como L2 (Perfil 5 para a autora) encontra-se mais próximo à boca da baía, à divisão batimétrica proposta por Villena (2003) e numa zona de maior dinâmica de correntes (Baptista Filho, 2004). O Grupo I, de ecocaráteres relacionados a sedimento grosso de nível de mar mais baixo, mostra-se aflorante na porção central do perfil, coincidindo com a textura sedimentar de areias detectada por Pereira (2004), mostrando uma não deposição de sedimentos que é coerente com a zona de maior dinâmica de correntes descrita por Baptista Filho (2004).
- o perfil L4, denominado por Fabri como Perfil 7, encontra-se mais distante da divisão de Villena (2003), bem como da boca da baía, inserindo-se no domínio da textura sedimentar lamosa de Pereira (2004) e na área de menor dinâmica de correntes de Baptista Filho (2004). Desta forma apresenta uma cobertura, de ecocaráteres distintos, relacionados à invasão marinha durante a subida do nível do mar (Grupo II de Fabri, op. cit.) e ao cenário atual de baía abrigada (Grupo III de Fabri, op. cit.).



**Figura 110 - Mapa mostrando o posicionamento dos perfis sísmicos de Fabri (2007) em relação á cobertura sedimentar de Pereira (2004) e à divisão da baía de Villena (2003).**

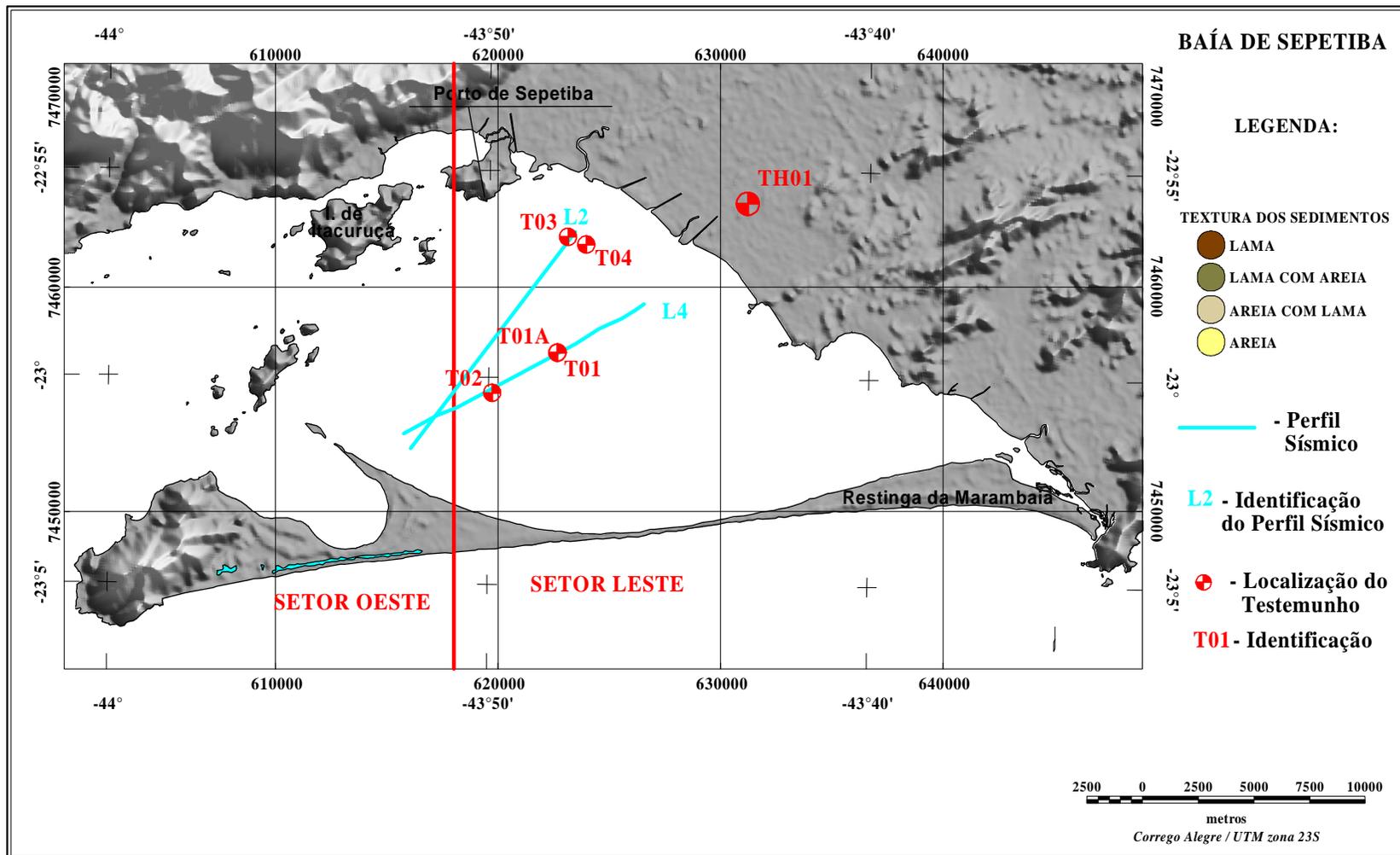


Figura 111 – Mapa de Localização dos Testemunhos Coletados em Relação á Cobertura Sedimentar de Pereira (2002) e à Divisão da Baía de Villena (2003) e aos perfis sísmicos (Fabri, 2007)..

Dos testemunhos T01 a T04, coletados no interior da baía (Figura 111), os três primeiros não chegaram a atingir a discordância, predominando em T01 e T03 uma composição sedimentos lamosos (Figura 112 a e c), o que é condizente com suas locações no meio da baía e parte distal do cone de sedimentação do Rio Guandú. O Testemunho T02 (Figura 112 b), localizado na porção mais próxima da restinga, buscando coletar sedimentos de um paleocanal detectado na sísmica, em área próxima ao despejo dos rejeitos de dragagem do Porto de Sepetiba, tem teores de areia mais elevados, entre 30 e 80%, com destacado aumento a partir do nível  $-0,9\text{m}$  até  $-0,2\text{m}$ . O quarto testemunho (T04), por sua vez, acertou em cheio numa locação em que a camada de areia grossa Grupo Ic de Fabri (2007) aflora no fundo marinho, bem próximo ao cone de sedimentação do Rio Guandu (Figura 112 d), representando a deposição anterior à elevação do nível do mar.

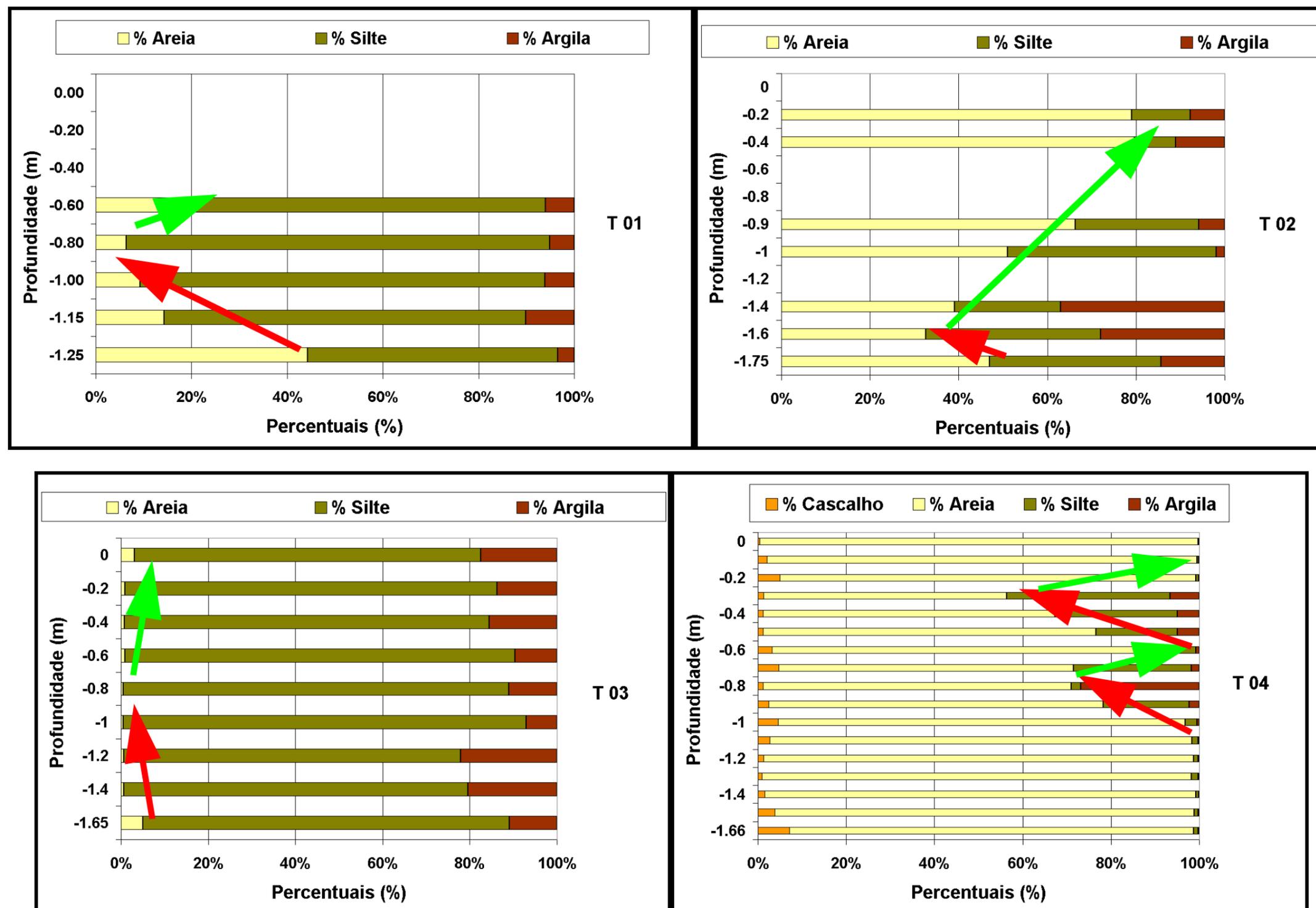


Figura 112 – Gráficos dos teores das texturas sedimentares nos testemunhos; a) T01; b) T02; c) T03 e d) T04. As setas indicam os ciclos de granocrescência (vermelho) ou granodecrescência (verde) ascendente.

O quinto testemunho (TH01), coletado na planície costeira entre o Rio Guandú e a Base Aérea de Santa Cruz (Figura 109), também conseguiu atingir a discordância. Acima desta e, conseqüentemente, do pacote sedimentar mais grosso, é detectada uma deposição de sedimentos de composição mais lamosa. A observação dos gráficos de granulometria deste testemunho (Figura 113) frente aos dos outros quatro (T01 a T04) observados na Figura 110 mostra que:

- Em TH01 ocorre a penetração de 0,6m na camada de areia grossa abaixo da discordância, o que corresponde à parte superficial do testemunho T04, sendo observado o mesmo ciclo de granodecrescência ascendente seguido de granocrescência ascendente observado na parte superior de T04;
- A deposição lamosa em TH01 totaliza 2,8m, sendo observados 2 ciclos principais de variação de granocrescência/granodecrescência. Os testemunhos marinhos T01 a T03, cuja penetração máxima foi de 1,75m, correspondem ao ciclo superficial observado em TH01.

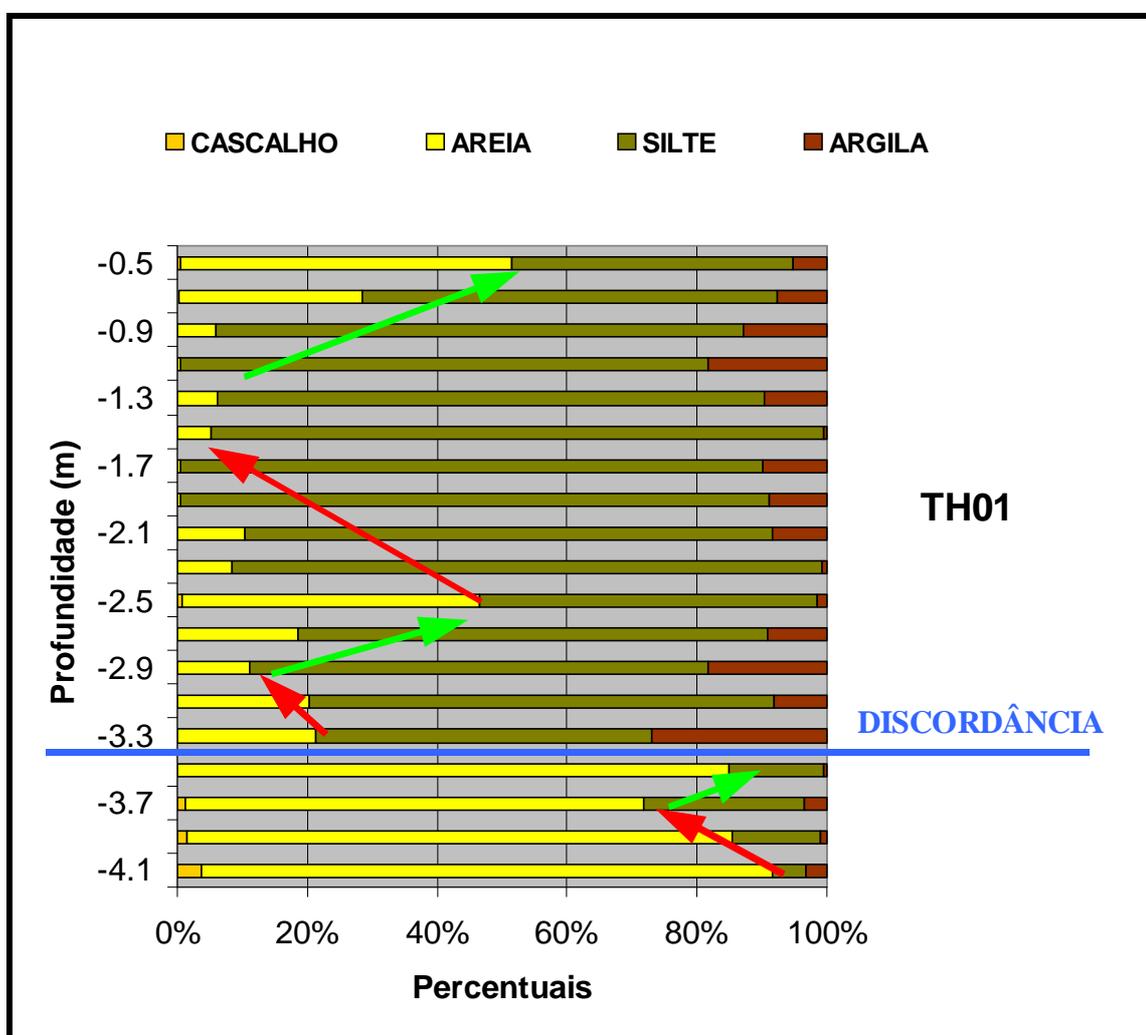
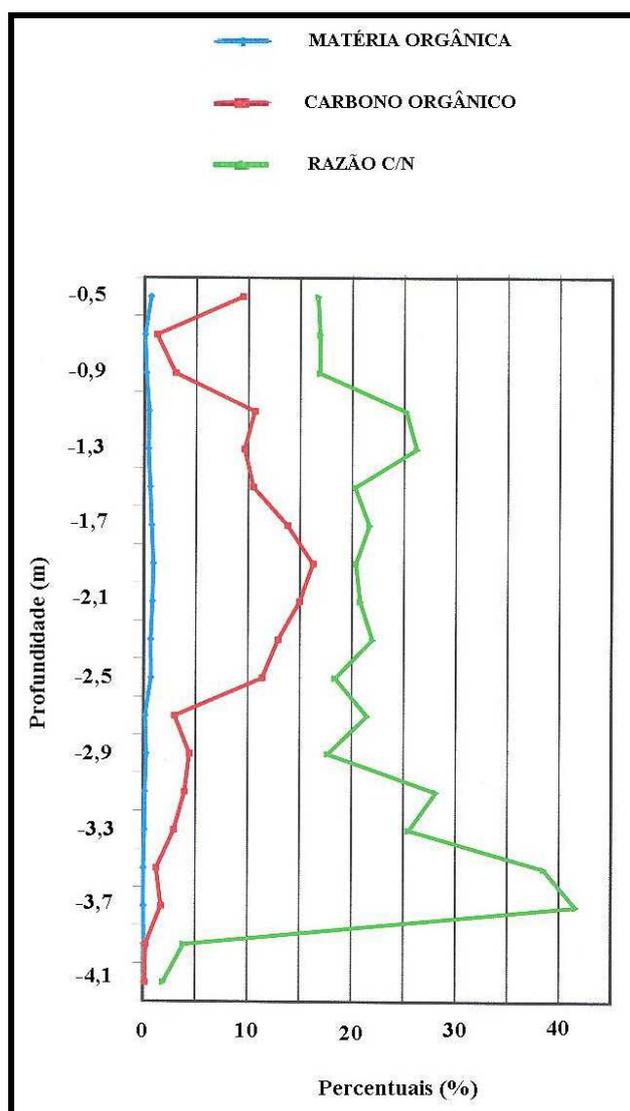


Figura 113 – Gráfico da composição granulométrica do testemunho TH01, sendo indicados os ciclos de granodecrescência ascendente (setas vermelhas) e granocrescência ascendente (setas verdes).

A observação dos ciclos de Karagodin no testemunho TH01, que consegue o perfil completo, desde a deposição anterior à discordância até  $-0,5\text{m}$  da superfície atual, indica dois ciclos principais de granodecrescência ascendente na camada lamosa entre  $-3,3\text{m}$  e  $-2,9\text{m}$  e entre  $2,5\text{m}$  e  $-1,7\text{m}$ , alternados com dois ciclos principais de granocrescência ascendente de  $-2,9\text{m}$  a  $-2,5\text{m}$  e de  $-1,1\text{m}$  a  $-0,5\text{m}$ .

Assim sendo podemos presumir que o nível do mar na região apresentou uma elevação inicial, interrompida por uma queda, seguindo-se novo ciclo. Neste novo ciclo há a subida do nível do mar novamente (aproximadamente  $-1,7$  a  $-1,9\text{m}$ ), e posterior descida.

A invasão marinha na área da baía é coincidente com a elevação do teor de matéria orgânica nos sedimentos e maior percentual carbono no testemunho TH01 (Figura 114).



**Figura 114 – Gráfico dos percentuais de matéria orgânica no sedimento, de carbono na matéria orgânica e razão percentual de carbono/nitrogênio.**

Infelizmente, no escopo do presente trabalho, não foi possível a realização da determinação das idades das conchas encontradas, para o enquadramento destes ciclos nas curvas de variação de nível do mar de Suguio (2005) e Angulo et al (2006).

Contraopondo-se os dados obtidos nos testemunhos deste trabalho com os resultados dos estudos de Pereira (1997), Santos (2000) e Laut (2003), conforme visto no esquema da Figura 115, podemos verificar que os ciclos deposicionais transgressivos e regressivos identificados aqui, pela granulometria, equivalem aos de Pereira (1997) e, tendo em conta as diferentes resoluções dos outros métodos utilizados pelos outros dois autores (Palinologia e Foraminíferos), também apresentam boa correlação.

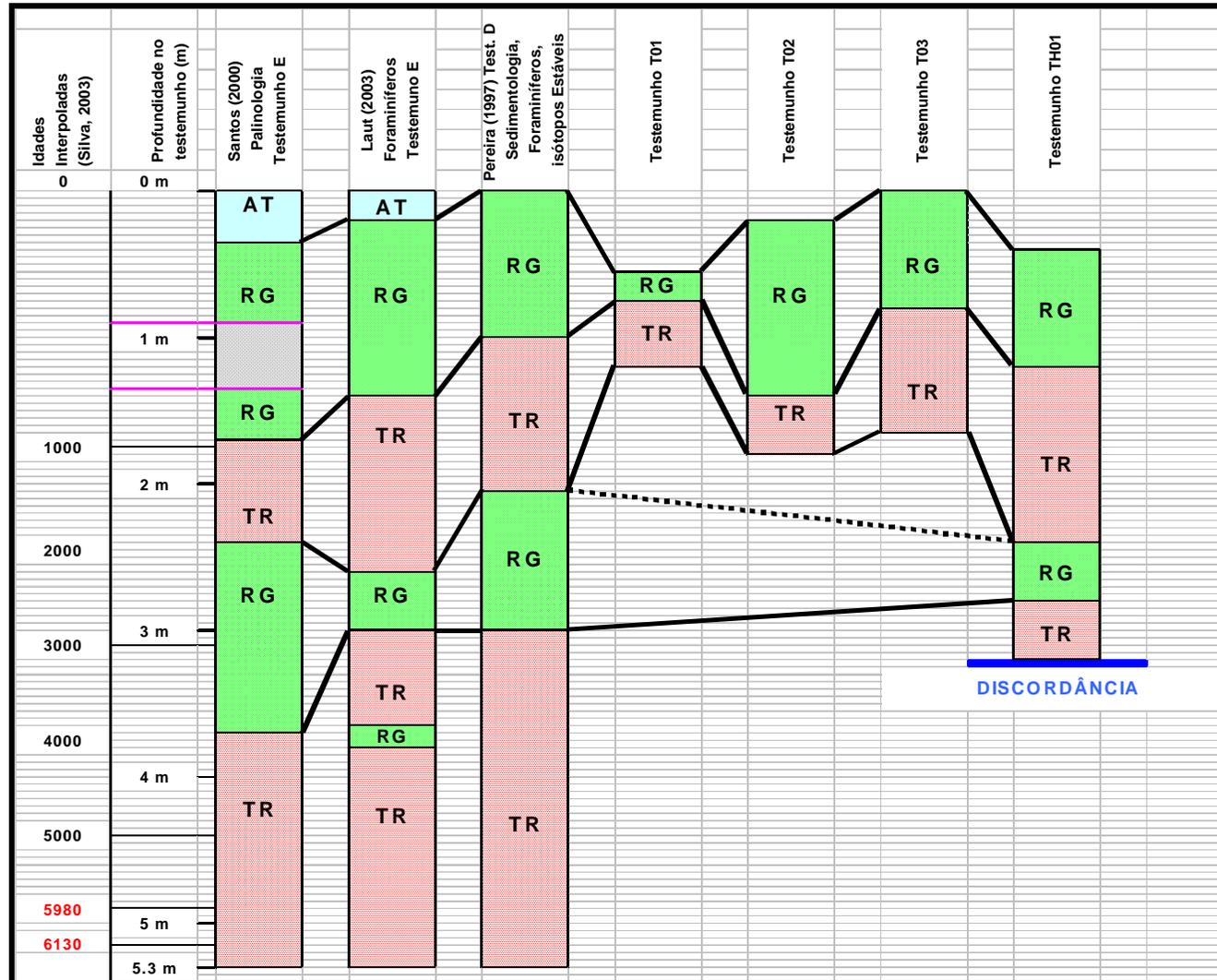


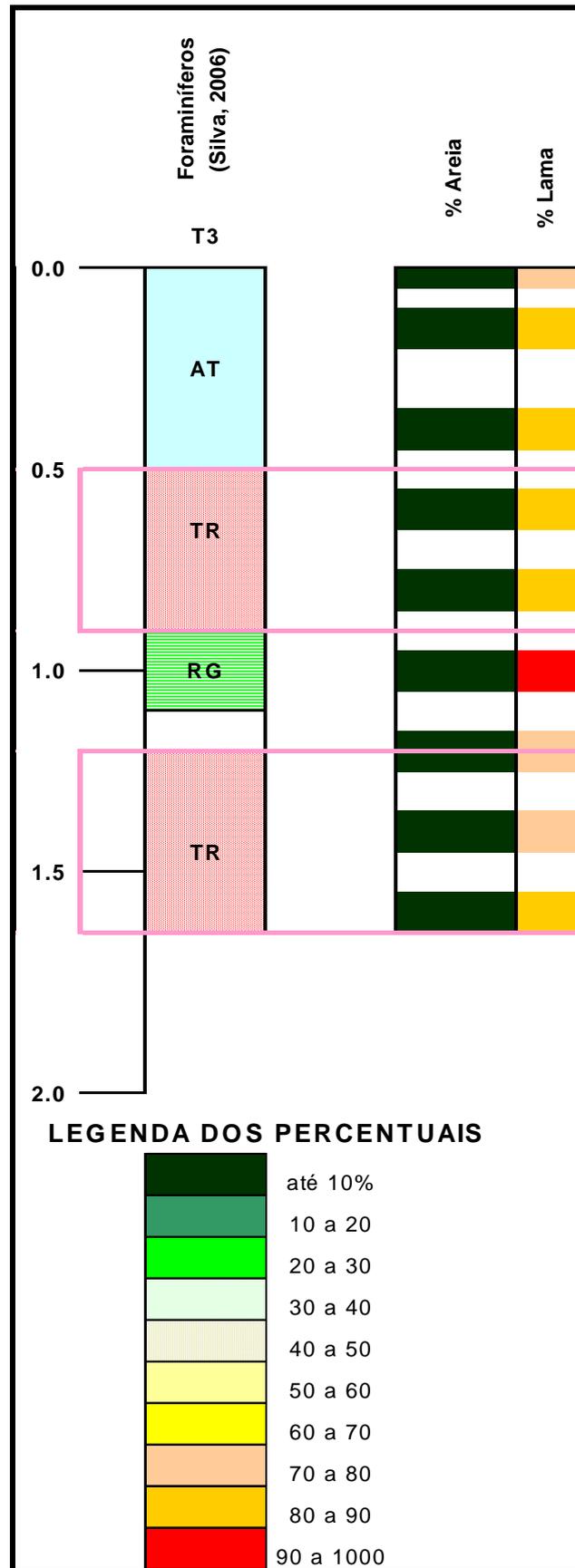
Figura 115 – Esquema de Correlação dos Ciclos Transgressivos e regressivos descritos por Pereira (1997), Santos (2000) e Laut (2003).  
 RG – Regressão; TR – Transgressão.

Pereira (op. cit.) procedeu , no testemunho E, análise granulométrica, micropaleontológica, de isótopos estáveis, além de datação. Com base nesses dados estabeleceu ciclos transgressivos e regressivos. O primeiro ciclo, definido a partir da base do testemunho até 3,0m, tem idade inicial de aproximadamente  $6130 \pm 40$  anos passados, conforme datação de concha encontrada na base do testemunho. Este ciclo enquadra-se, por sua idade, perfeitamente nas curvas de variação de nível do mar disponíveis, bem como coincide com o resultado de Borges (1998) que mapeou na sísmica uma discordância erosiva sub-aérea, datando-a em  $6890 \pm 40$  . Entre 3m e 2,1m estabeleceu-se um ciclo regressivo, com um transgressivo logo a seguir, até 1,0m. Acima de 1m há o rebaixamento gradual contínuo num ciclo regressivo.

Santos (2000), analisando o mesmo testemunho quanto ao seu conteúdo Palinológico, define uma zonação de ciclos transgressivos e regressivos, iniciando com elevação do nível do mar (transgressão) entre a base e o nível 3,7m. Seguiu-se, então uma regressão até 2,4m, quando um novo pulso transgressivo se instala até 1,95.. Neste ponto inicia-se uma regressão, até o nível 0,6m, dentro do qual a autora reconhece, entre 1,35 e 0,9m, a “Pequena Idade do Gelo”, período no qual ocorreu uma queda de temperatura, durante o século XVI, fora dos padrões médios observados pelo homem civilizado.

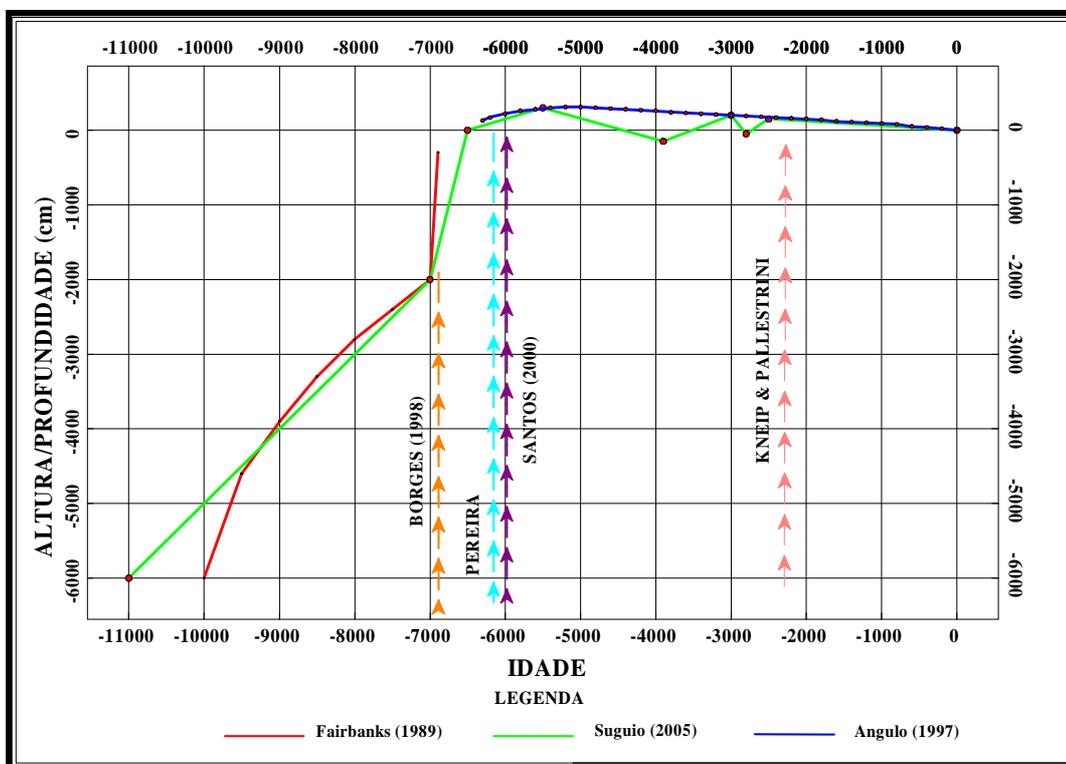
Laut (2003), valendo-se de material do mesmo testemunho, realiza estudo do conteúdo de foraminíferos, apresentando, também, sua interpretação quanto aos ciclos de regressão e transgressão. O ciclo basal, assim como nos trabalhos dos demais autores, é transgressivo até 3,8m, quando há a indicação de uma pequena regressão até 3,6m. Acima deste pulso, até a cota de 3,0m, ocorre uma transgressão e, depois, novo ciclo regressivo até 2,6m. Posteriormente, até 1,4m, ocorre uma nova transgressão até o nível de 0,2m. O resto do testemunho, até o topo, começa o pacote atual.

Além destes trabalhos, a análise de carapaças de foraminíferos no testemunho T03, realizada por Silva (2005), apresenta resultado semelhante, sendo definido (Figura 116) um ciclo transgressivo na base, seguido por outro ciclo de caráter regressivo, seguindo-se novo ciclo transgressivo e composição atual.



**Figura 116 – Esquema dos Ciclos de Silva (2006) frente aos percentuais de areia e lama. Rg- Regressão; TR – Transgressão.**

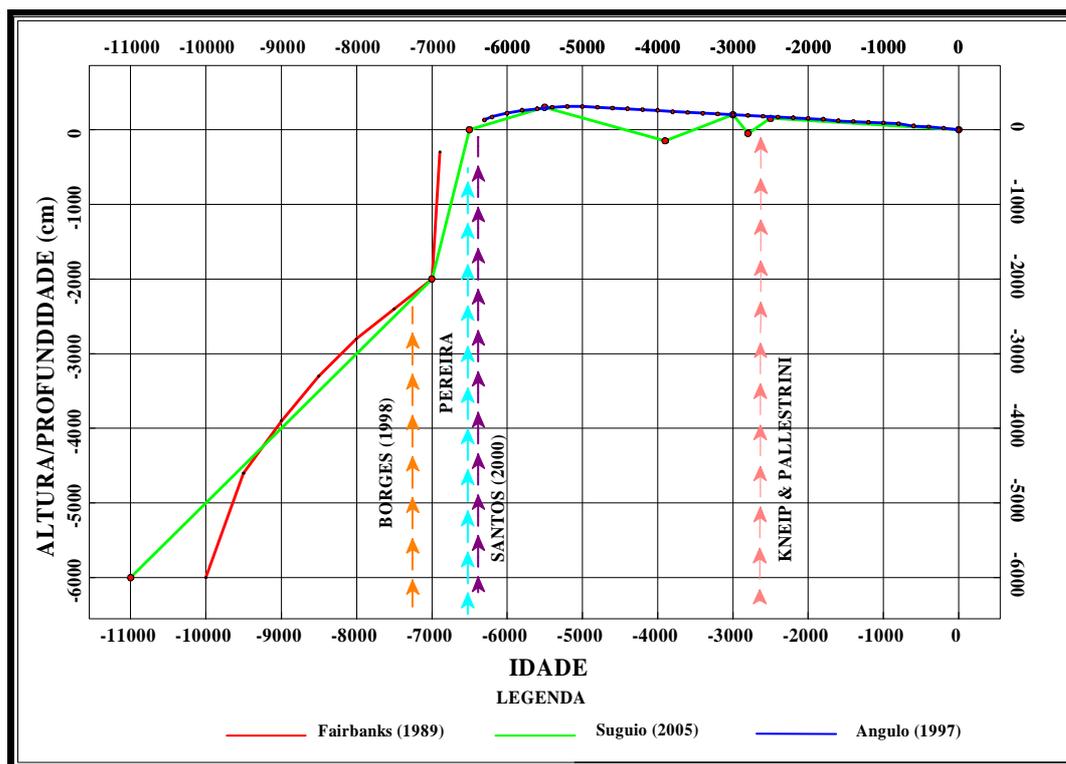
A bibliografia consultada apresentou 4 datações por  $C^{14}$ , Kneip & Pallestrinni (1985), Pereira (1997), Borges (1998) e Santos (2000). Na Figura 117, podemos observar a posição destas datações frente às curvas de variação do nível do mar.



**Figura 117 – Gráfico das curvas de variação do nível do mar para os últimos 11000 anos passados, com a plotagem das datações.**

Em seus trabalhos, nenhum dos autores responsáveis pelas datações utilizadas aqui menciona correção para o fracionamento isotópico. Segundo Suguio (1989) as amostras marinhas precisam ser corrigidas, somando-se 400 anos à datação encontrada.

A título de avaliação, na Figura 118 temos a plotagem das datações após a aplicação da correção de fracionamento isotópico.



**Figura 118 – Gráfico das curvas de variação do nível do mar para os últimos 11000 anos passados, com a indicação das posições das datações após a correção de fracionamento isotópico aplicada pelo autor.**

A datação de Pereira (1997), obtida em concha na base do testemunho D, segundo os ciclos de regressão e transgressão propostos pela autora, localiza-se num ciclo transgressivo, exatamente onde é alocada nas curvas de nível do mar, com ou sem correção.

A datação de Borges (1998), por sua vez, obtida de fragmento de madeira coletado logo abaixo da discordância erosiva, em ambiente de exposição subaérea, indica um nível de mar abaixo do atual, localização que se enquadra nas curvas de nível do mar, com ou sem correção.

A datação de Santos (2000), também de concha, coletada na base do testemunho E, por suas conclusões, pertenceria a ciclo transgressivo. Sua plotagem nas curvas de variação de nível do mar está de acordo com isto, considerando-se ou não a correção de fracionamento isotópico do  $C^{14}$ .

Por fim, a datação de Kneip & Pellestrini (1985) apresenta dois problemas, primeiro é realizada num sambaqui, considerado um indicador não muito confiável, apontando somente o nível máximo onde o mar poderia ter estado e, em segundo lugar, foi realizada há mais tempo, numa época em que o método de datação era menos preciso, vide o erro estimado ( $\pm 160$  anos). De acordo com a descrição de Kneip et al (1985), a base do sambaqui, hoje a 1,5m acima do nível do mar, é um depósito arenoso, correspondendo a um nível de mar mais baixo que o atual. A datação mais antiga no sambaqui do “Zé Espinho” é de 2260 anos ( $\pm 160$  anos).

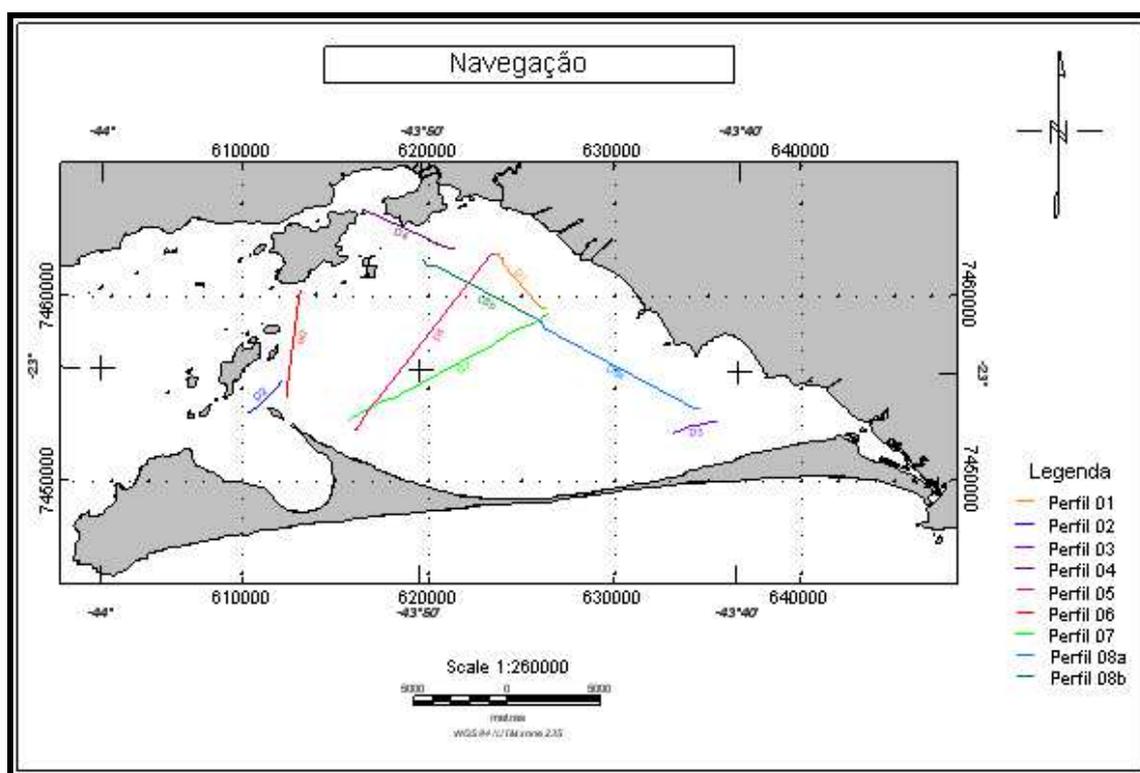
A plotagem da datação, sem correção, de Kneip & Pellestrini (op. cit.) na curva de nível do mar apresenta-se, tanto para a curva de Suguio (2005), quanto para a de Angulo (1997), em nível de mar acima do atual. Uma vez aplicada a correção de fracionamento isotópico do  $C^{14}$ , a plotagem coincide com um nível de mar mais baixo que o atual descrito por Suguio, em vários trabalhos, e demonstrado de forma indireta por Pereira (1997), Santos (2000), Silva (2003), Laut (2003) e Silva (2006).

A busca por uma explicação plausível sobre a aproximação dos ciclos reconhecidos para a Baía de Sepetiba com a curva de Suguio (2005) ao invés da curva de Angulo (2006) levou à suposição de haja a ocorrência de neotectônica na região.

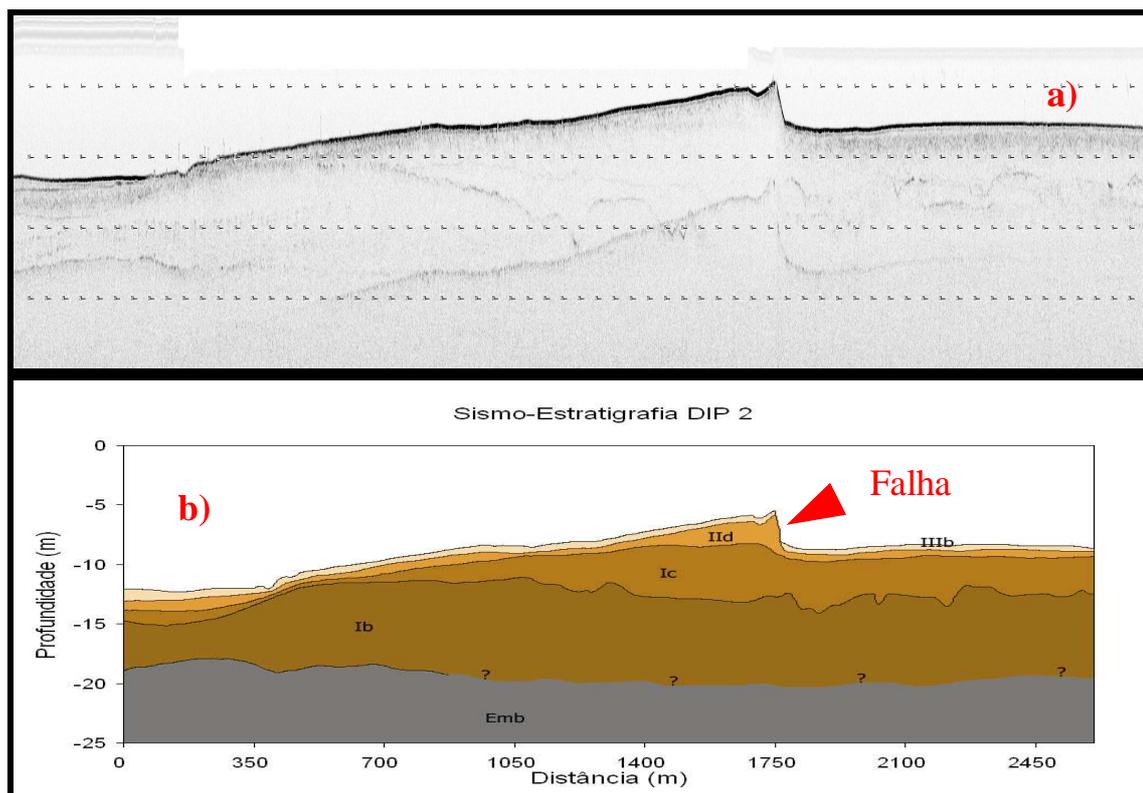
Nenhum estudo específico de neotectônica, foi encontrado para a região da Baía de Sepetiba. Entretanto, dois trabalhos, um na própria baía (Fabri, 2007) e outro em área próxima, Serra da Bocaina (Gontijo, 1999), mostram indícios de movimentações tectônicas a menos de 10000 anos passados.

Gontijo (op. cit.), conclui que ocorreram dois eventos tectônicos transpressivos na área da Serra da Bocaina. O primeiro deles foi definido como Plio-Pleistocênico, com movimentação dextral de direção NE e ENE, gerando ou reativando falhas E-NE e N-S. O segundo, por sua vez, reativou falhas de direção E-W e gerou outras normais de direção NW. As deformações encontradas afetam sedimentos holocênicos, levando a considerar que o período Neotectônico na região apresenta-se ativo e de relevada significância, o que é constatado pela deformação/falhamento de sedimentos holocênicos, bem como a presença de feições morfotectônicas neste período.

Fabri (2007), identifica a ocorrência de uma falha nas proximidades da Ponta da Pombeba (Figura 119) que, conforme o posicionamento da linha de navegação, tem direção aproximada de NW-SE. Esta falha, como visto na Figura 120, desloca o ecocaráter IIIb para baixo, indicando movimentação dentro do período de deposição deste pacote ou, no mínimo, ao final da deposição do ecocaráter subjacente (IIId).



**Figura 119 – Localização dos perfis sísmicos, com a devida indicação do Perfil 02 (alterado de Fabri, 2007).**



**Figura 120 – a) Registro Sísmico do Perfil 02; b) Interpretação do Perfil 02, com a Indicação da Falha Observada (alterado de Fabri, 2007).**

Em termos de conteúdo malacológico, o material encontrado no testemunho T02, localizado no meio da baía, mais próximo à restinga, apresentou espécies associadas a fundos mais arenosos na sua porção mais profunda (*Nassarius albus* a  $-1,35\text{m}$  e *Chione cancellata* a  $-1,61\text{m}$ ), enquanto que na porção mais rasa prevaleceram espécies de fundos mais lamosos (*Corbula sp* a  $-1,03$  e  $-1,0\text{m}$ ).

O testemunho TH01, por sua vez, teve a ocorrência de conchas numa estreita faixa ( $-2,2$  a  $-2,5\text{m}$ ), exatamente na faixa de uma virada de tendência regressiva para transgressiva pelo percentual de sedimentos grossos, ou seja, bem na divisa entre o primeiro e o segundo ciclo sedimentar. Na porção mais profunda ( $-2,5\text{m}$ ) encontramos espécies de fundos arenosos a lamo-arenosos (*Codakia sp* e *Trachicardium sp*), enquanto que a  $-2,4\text{m}$  temos um fragmento de exemplar da Classe Scaphopoda, exclusivamente marinho, e a  $-2,2\text{m}$  temos a ocorrência de *Anomalocardia brasiliana*, típica de fundo lamoso e águas rasas. A comparação entre este testemunho com o testemunho D de Pereira (1997) pode ser vista na Figura 121.

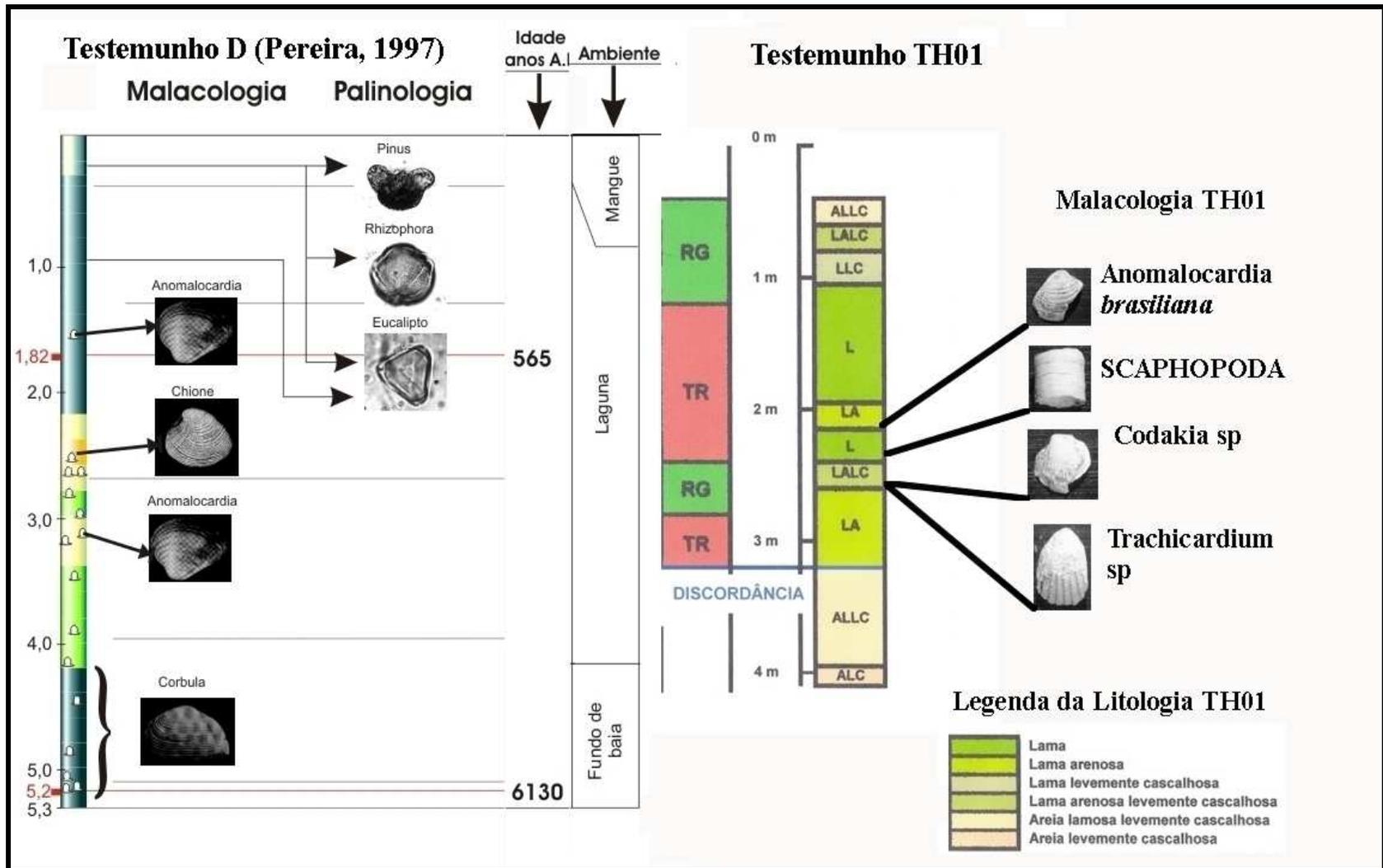


Figura 121 – Esquema mostrando a comparação entre o testemunho TH01 deste trabalho com o testemunho D de Pereira (1997).

Tomando como base os dados apresentados até aqui, bem como o conhecimento oriundo da bibliografia existente, podemos avaliar as mudanças topográficas/batimétricas, bem como as condições ambientais reinantes, ao longo da variação do nível do mar nos últimos 8000 anos.

Neste trabalho não será levado em conta como se deu a formação da Restinga da Marambaia, visto que há controvérsias na bibliografia sobre a direção de crescimento do cordão arenoso e, neste trabalho, como não houve intenção de elucidar este problema, não temos dados para esta discussão. Para este estudo importa que, em determinado momento a baía foi fechada por um cordão arenoso, o que é consenso em todos os modelos evolutivos da baía.

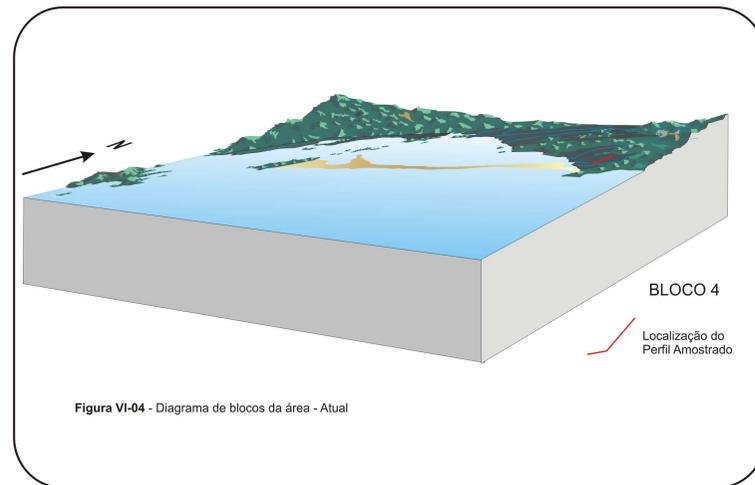
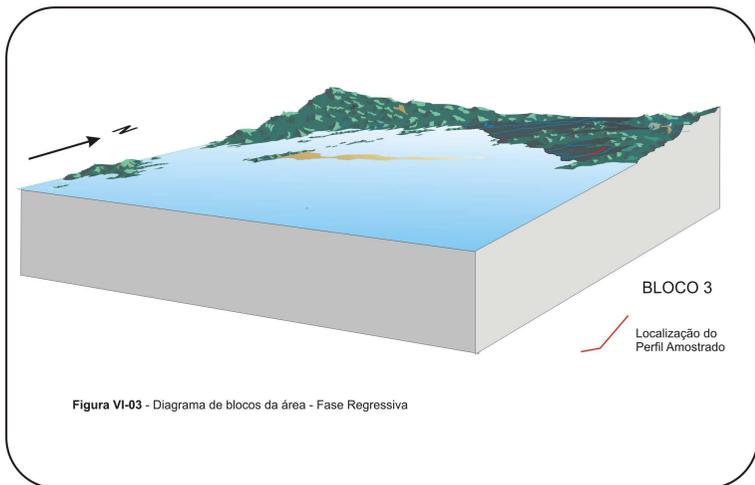
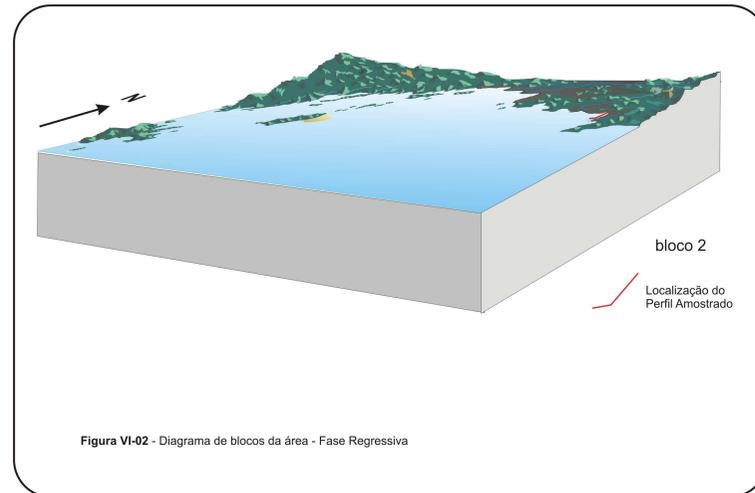
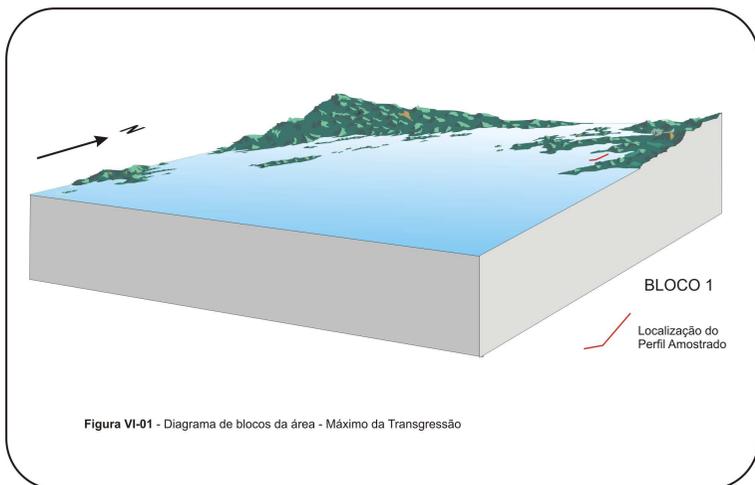
Pereira (1997) descreve o desenvolvimento da planície costeira de Guaratiba em dois ciclos, sendo um transgressivo e outro regressivo. Dentro do ciclo regressivo a autora descreve dois eventos transgressivos menores. Conforme o descrito pela autora, temos:

- Ciclo Transgressivo – subida do nível do mar, inundando as áreas de planície costeira, tendo atingido o nível mais elevado a 5100 anos passados, com o nível do mar atingindo 4,8m acima do atual. Neste cenário forma-se um grande embaiamento (Figura 122a), com sedimentos siltosos depositados onde hoje é a planície sedimentar de Guaratiba.
- Ciclo Regressivo – há cerca de 4900 anos passados o mar começou a descer, recuando a linha de costa, gerando deposição de sedimentos com maior teor de areia (1ª zona de progradação). Neste período forma-se um primeiro cordão arenoso, originando uma laguna por detrás há aproximadamente 3800 anos passados (Figura 122b).

Nesta época inicia-se uma elevação do nível do mar, de menor monta, retornando a sedimentação de lama com mais de 10% de areia e a migração do cordão arenoso em direção ao continente. A duração deste evento transgressivo persistiu até 3500 anos passados, quando começa outro ciclo regressivo. Um segundo cordão arenoso forma-se nesta segunda regressão, evoluindo, segundo a autora, a uma restinga, encerrando-se este período em 2700 anos passados (Figura 122c).

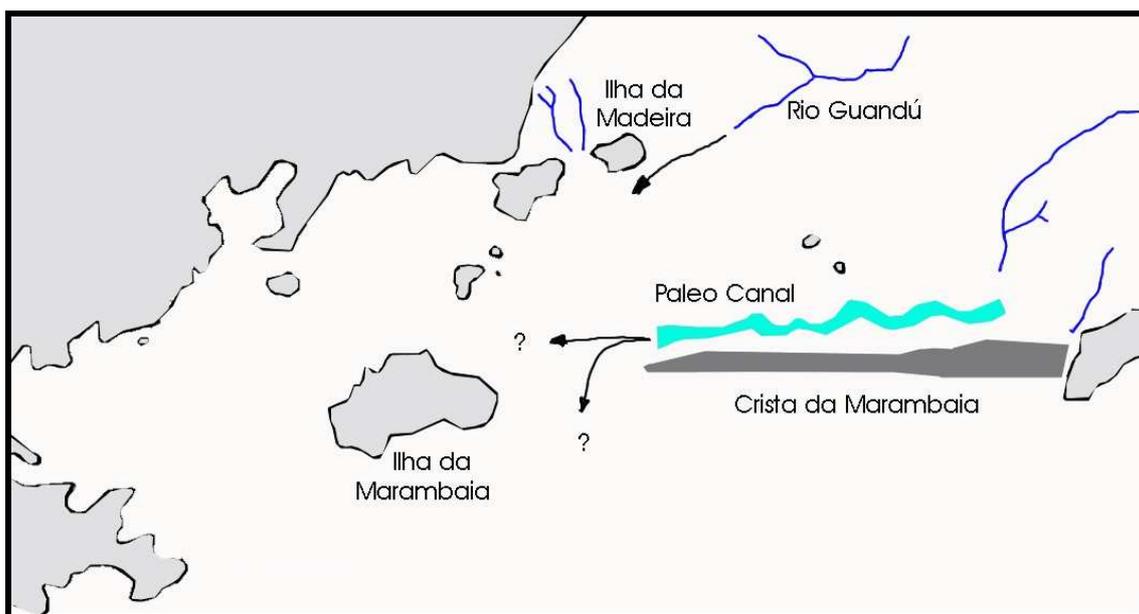
Nova transgressão, menor que a anterior, é verificada há cerca de 2400 anos passados, deslocando o cordão arenoso em direção ao continente.

A partir de então o nível do mar desceu, lenta e continuamente, até a posição atual, ocorrendo sedimentação lagunar, sucedida por sedimentação de mangue no topo da seqüência (Figura 122d).



**Figura 122 – Esquema Mostrando as Fases Descritas por Pereira (1997): a) Ciclo Transgressivo; b) Ciclo Regressivo; c) Pequena Transgressão; e d) Regressão até a Atualidade (Alterado de Pereira, 1997).**

Quando descreveu este modelo evolutivo Pereira (op. cit) não tinha à sua disposição dados de perfilagem sísmica. No ano seguinte, Borges (1998) com base em dados sísmicos, detectou um alto estrutural na atual posição da Restinga da Marambaia, junto à Barra de Guaratiba, denominando-o de Crista da Marambaia (Marambaia Ridge), paralelo ao qual corria um canal (Figura 123).



**Figura 123 – Esquema Mostrando a Configuração Morfológica da Área da Baía de Sepetiba no Final do Pleistoceno (alterado de Borges, 1998).**

Considerando-se que as elevações do nível do mar de longo período (eustáticas) forçam o deslocamento dos ecossistemas costeiros em direção ao continente (transgressão) ou ao mar (regressão) e que as elevações de curto período (principalmente oceanográficas) determinam o ambiente sedimentar e, portanto, imprimem no registro as feições sedimentares, como fica a evolução sedimentar do cone do Rio Guandu frente a tudo isto?

Tudo começa há mais de 7000 anos passados, quando o nível do mar estava abaixo do nível atual cerca de 20 metros, segundo Corrêa (1996), e inicia uma elevação. Nesta época, conforme estudos anteriores (Pereira, 1997; Borges, 1998), a Restinga da Marambaia não existia e a drenagem, segundo Borges (op. cit), como visto na Figura 121, corria em parte junto à Crista da Marambaia e em parte por ambos os lados da Ilha da Madeira. Neste cenário inicia-se a invasão marinha na região onde atualmente temos a Baía de Sepetiba e, conseqüentemente, a deposição de sedimentos em ambiente costeiro e marinho.

Vejamos como se deu a evolução sedimentar do Cone de Deposição do Rio Guandu, avaliando três momentos específicos:

- 1 - Nível do Mar Baixo** – Vamos iniciar as considerações com o nível do mar cerca de 11 metros abaixo do atual (Figura 124), pois é pouco abaixo desta cota que encontramos o primeiro registro de deposição deltaica, sendo detectada pelos perfis sísmicos de nº 50 e 51 de Borges (1995).

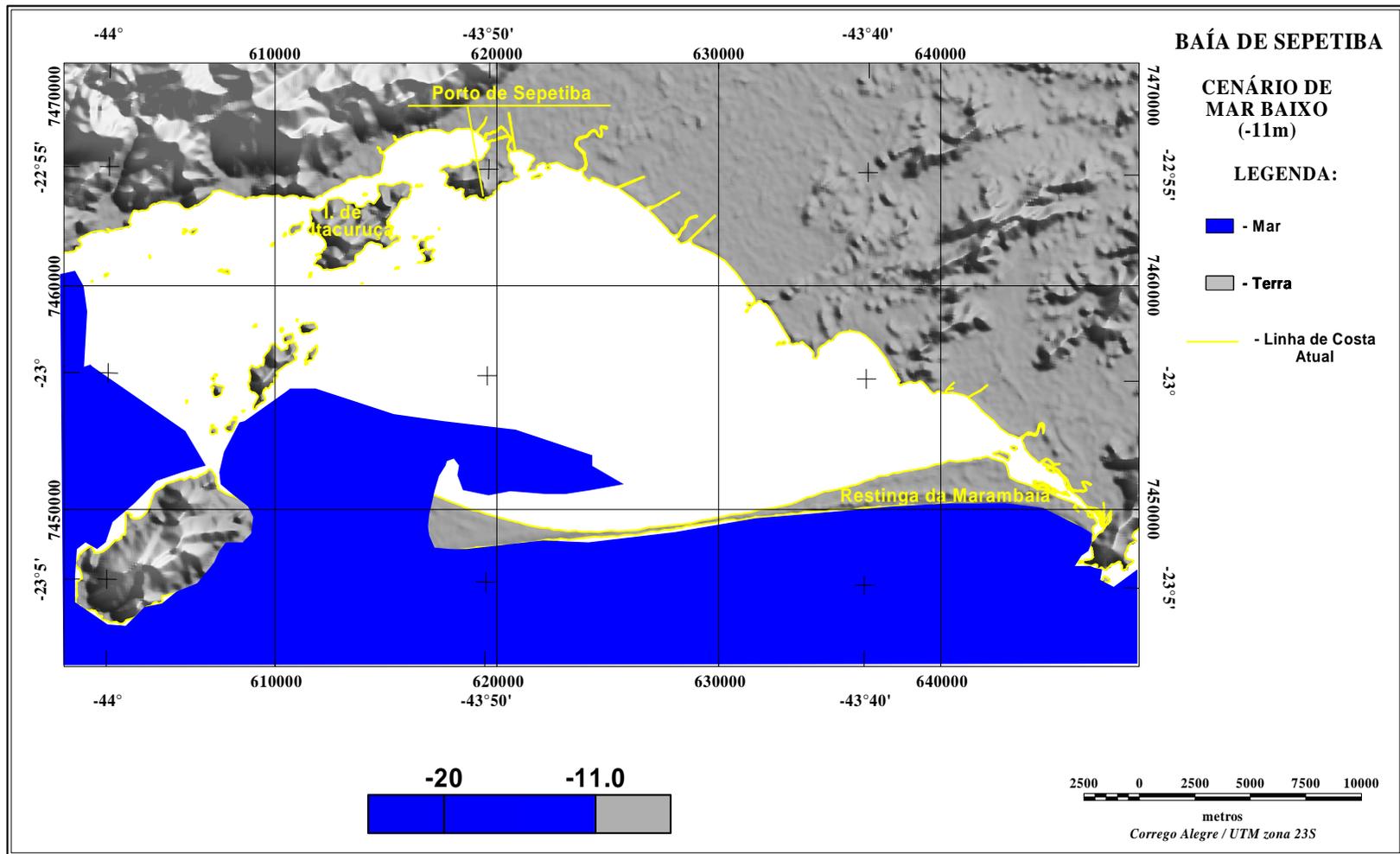
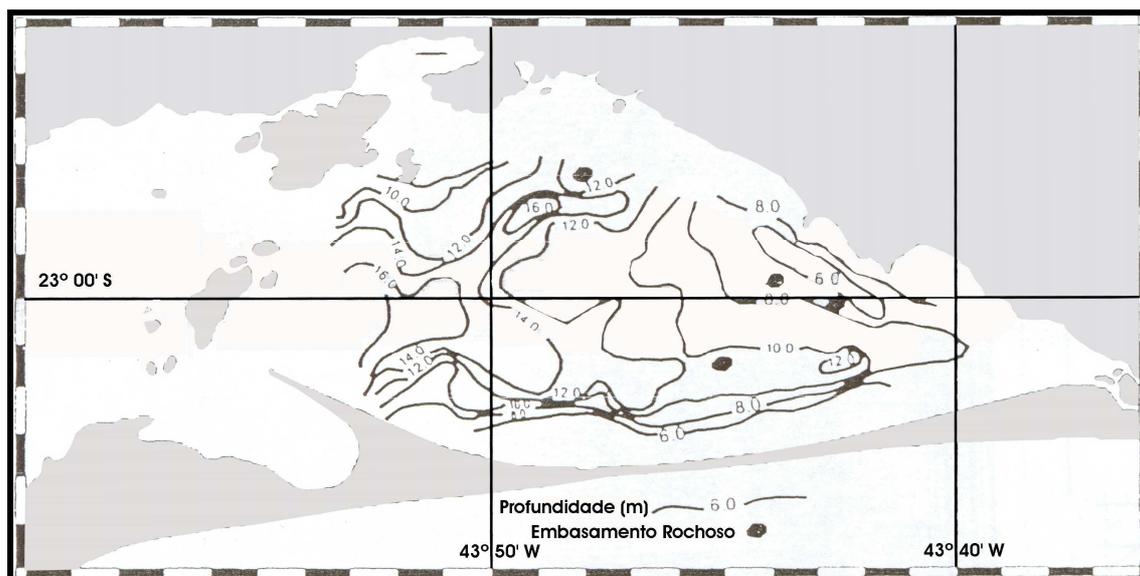


Figura 124 – Mapa Esquemático com a configuração Morfológica da Região da Baía de Sepetiba em Período de Nível de Mar Baixo (-11m).

Nesta primeira configuração, a incursão marinha produz-se pela porção W/SW, por ambos os lados da Ilha da Marambaia. A Restinga da Marambaia, não se fazia representar nesta época, mas conforme o descrito por Borges (op. cit) existia a Crista da Marambaia, que não permitiu a invasão franca e frontal do mar à porção E-Ne da área da Baía.

Formou-se uma pequena baía, que apresentava, com base em mapa paleotopográfico (Figura 125) de Borges (1998), um braço à leste, junto à entrada, próximo à Crista da Marambaia e comunicação com o mar entre a crista e a Ilha da Marambaia, como denotado pelas isolinhas de profundidade, e pela entrada atual, à oeste da Ilha da marambaia.



**Figura 125 – Mapa Esquemático com a Pleotopografia do Fnal do Pleistoceno, com Bse no Mpeamento da Sperfície da Sqüência TOPO nos Rgistros Smicos (alterado de Borges, 1998).**

As condições oceanográficas reinantes, com base na observação da posição relativa da baía em contraposição à sua embocadura, apontam para uma baía aberta, protegida apenas pela presença da Ilha da Marambaia, com a sua entrada larga (> 7Km à leste e > 12Km à oeste), boca em posição frontal ao fundo da baía e voltada para o quadrante sul. Nestes termos, podemos esperar uma baía de dinâmica de ondas bem superior à observada hoje no local.

Uma situação semelhante à suposição levantada é verificada hoje na porção oeste da Baía da Ilha Grande, na qual as ondas vindas de E e W são totalmente barradas; as ondas de SW são parcialmente barradas; enquanto que a penetração das ondas do setor S-SE é facilitada. Esta geografia justifica a maior sensibilidade que a porção oeste da baía possui as tempestades de SE (Muehe, 1996), tal como ocorre nas praias de Mambucaba, Brava e Itaorna, na Baía da ilha Grande.

Na praia de Itaorna entre 1976 e 1980 foi realizada medição de ondas (ENCAL, 1981), demonstrando que as ondas mais comuns possuem alturas entre 0 a 0,95 m e são provenientes da direção S - SE, sendo registradas no outono ondas de altura significativas máximas de 3 m. Os resultados deste trabalho são apresentados nas TABELA X.

**TABELA X: Médias dos Máximos mensais de Altura significativa ( $H_s$ ) e período crista a crista ( $T_c$ ) na enseada de Itaorna.**

MÊS	$H_s$ (m)	$T_c$ (s)
janeiro	1,5	10,0
fevereiro	1,5	9,9
março	1,78	11,3
abril	1,98	10,5
maio	1,75	9,5
junho	2,42	11,9
julho	1,7	9,4
agosto	1,8	10,2
setembro	2,3	11,2
outubro	1,9	10,0
novembro	1,8	10,2
dezembro	1,3	9,7

Observando a TABELA X, notamos que os máximos de período e altura ocorreram no mês de junho e têm valor de 2,4 m e 11,9 s, o que é coerente, pois ocorre no período de inverno, enquanto que as ondas menores (1,3 a 1,5 m) correspondem ao período de verão.

Esse regime de ondas, adentrando a baía durante o período de mar baixo (-11m), em curso frontal, não favoreceria a deposição de sedimentos finos nas margens da baía.

Os dados sísmicos obtidos por Borges (1995), por sua vez, indicam que o cone de deposição localizava-se próximo à Ilha da Madeira, iniciando-se a deposição logo acima da discordância. O caráter das reflexões sísmicas observadas nas progradações deltaicas, com alto poder refletivo, indícios de refletores internos e coloração mais escura, indicam sedimentos arenosos, corroborando a ação das ondas na deposição.

A conjunção dos dois fatores, regime de ondas provável e composição sedimentar provável, aponta para um cone de deposição tipo “Delta Dominado por Ondas”, conforme a classificação de Galloway (1975, apud Ferraz et al).

Pela posição dos perfis sísmicos, sendo um de Direção N-S (Perfil 50) e outro de direção NW-SE (Perfil 51), pela distância observada entre os pontos onde se localizam as frentes sigmoidais típicas de deposição deltaica, mais de 500 metros, em associação ao mapa de Borges (1998) da Figura 121, podemos desconfiar da existência de dois sistemas deltaicos. O primeiro deles, detectado no Perfil 50 seria associado à drenagem à leste da Ilha da Madeira, ou seja, ao Rio Grandú. O segundo sistema, detectado no Perfil 51, possui quatro cunhas de deposição identificadas e estaria associado a drenagem à oeste da referida ilha.

Para a confirmação desta suposição faz-se necessário uma campanha sísmica de detalhe na área próxima à Ilha da Madeira, de forma que se tenha mapeamento do sistema, ou sistemas, em três dimensões.

- 2 - **Nível do Mar Alto** – Num segundo momento, há cerca de 5100 anos passados (Sugio, 2005; Angulo, 2006), durante a “Transgressão Santos” (Pereira, 1997), a incursão marinha atinge seu auge com o nível do mar elevando-se a cerca de 4,8 a 5 metros acima do atual (Figura 126).

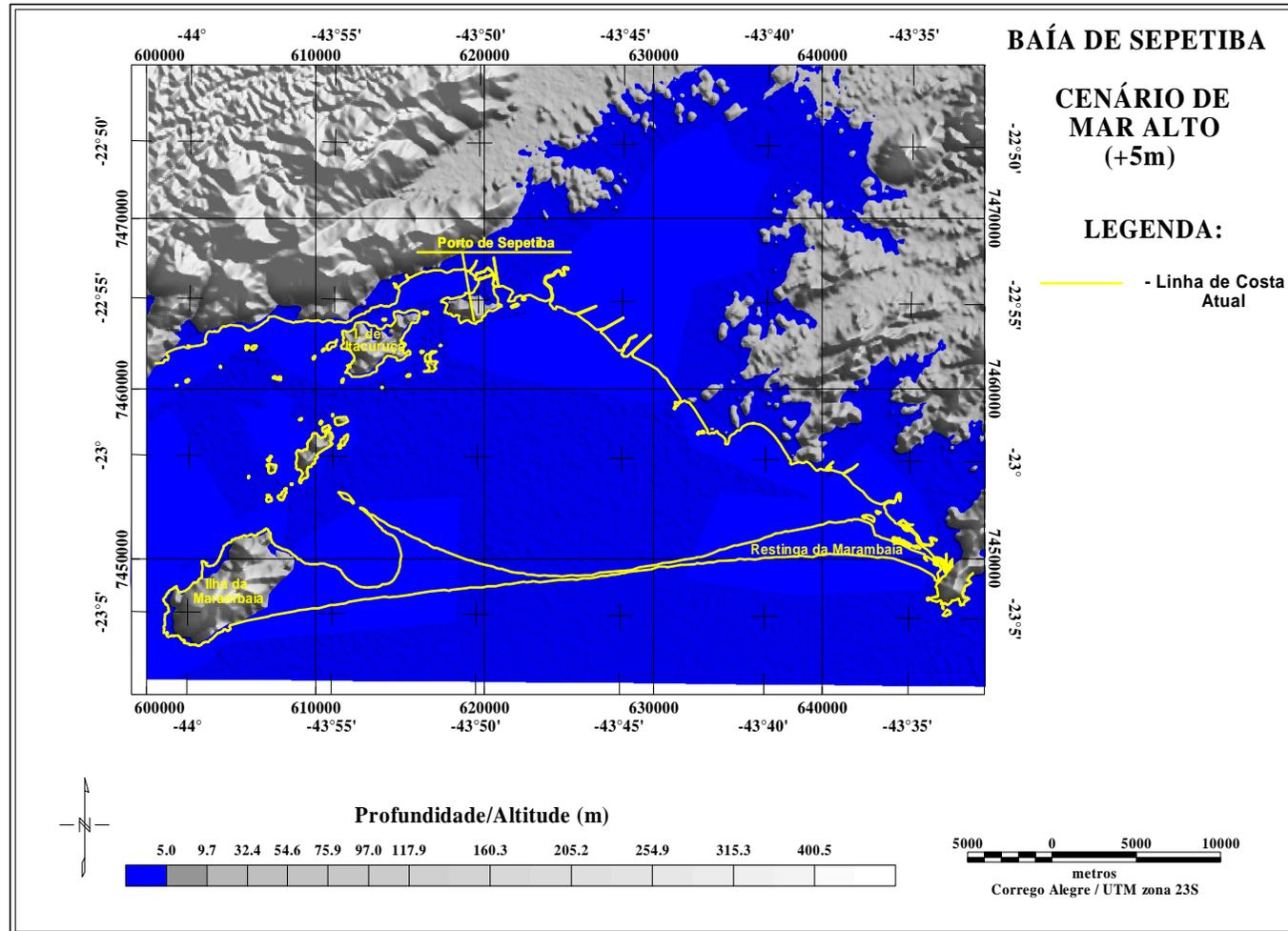
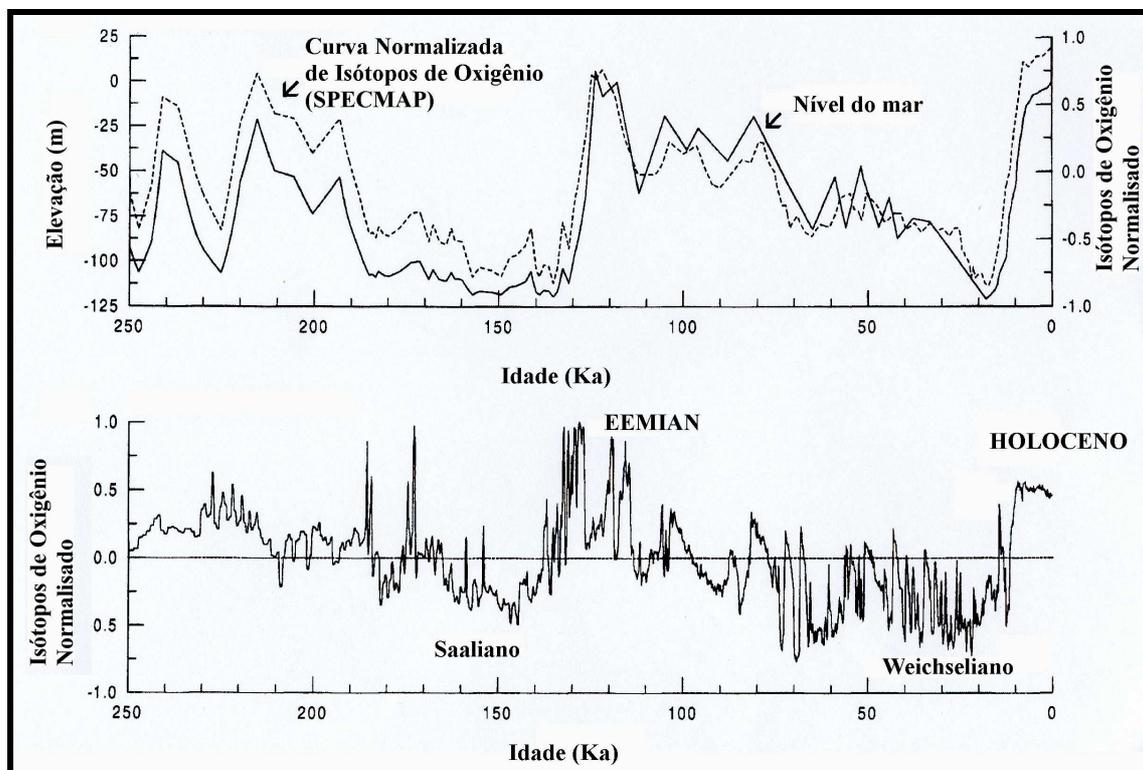


Figura 126 - Mapa Esquemático com a Configuração Morfológica da Região da Baía de Sepetiba em Período de Nível de Mar Alto (+5m).

Nesta segunda configuração o mar avança sobre o que atualmente é a planície costeira da região, numa flutuação eustática do nível do mar devido á entrada de um período interglacial (Figura 127).



**FIGURA 127 – Gráficos para os últimos 250Ka (alterado de Tebbens at all, 2000):Nível do mar e dados do Projeto SPECMAP;Dados normalizados de  $\delta O^{18}$  do testemunhos de gelo GRIP.**

Forma-se uma ampla baía, francamente aberta à influência marinha, com boca de mais de 34 Km entre a Ilha de Itacuruçá e a Ponta do Picão (Pedra de Guaratiba) voltada à direção SW. Numa conformação como esta é de se esperar uma ação ainda maior das ondas do que no cenário anterior.

Os ecossistemas costeiros foram diretamente impactados com as mudanças observadas, tanto pela variação de longo período (eustasia), quanto as de curto período (ondas e marés).

A variação de nível de mar de longo período, ou seja, a elevação eustática do nível médio do mar, forçou o deslocamento dos ambientes costeiros, migrando todos os sistemas em direção ao continente. Esta distância, no caso do Rio Guandu, medida no mapa esquemático (Figura 126), pode chegar a mais de 15Km.

Por outro lado, as variações e nível de mar de curto período, destacando-se ondas e marés, também foram acentuadas.

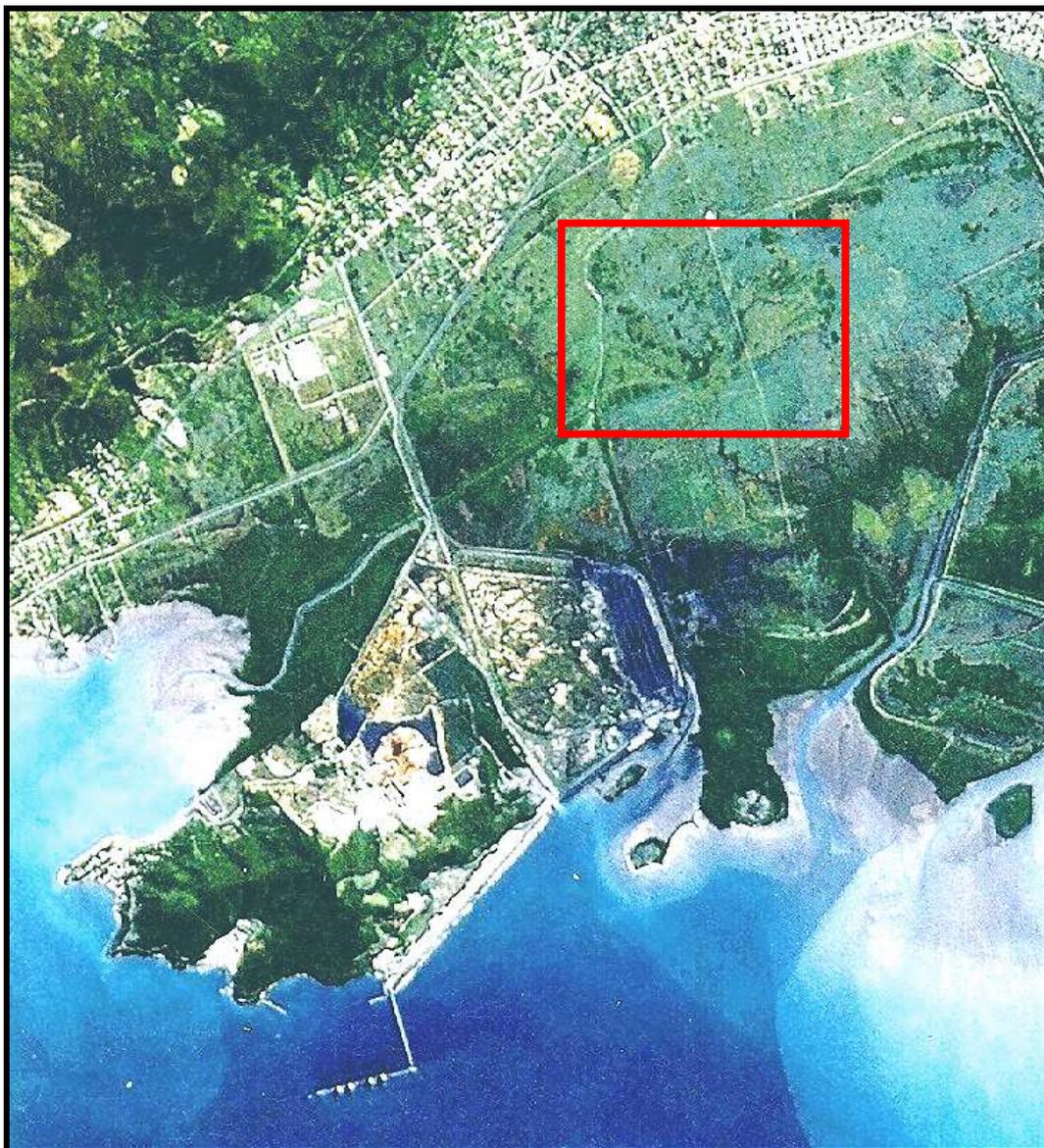
As marés, resultado da atração de massas do sistema Terra-Lua-Sol, passou a contar com um volume maior de água nos oceanos, significando, conseqüentemente, maior massa sob atração dos astros. Podemos pensar em maiores amplitudes de maré neste período.

Em termos de ondas, a conformação da baía favoreceu a entrada de ondas oceânicas, geralmente de maiores alturas e períodos, logo, de maior energia. Novamente, temos um ambiente desfavorável à deposição de sedimentos finos nas margens da baía, o que nos leva a

acreditar na ocorrência, novamente, de um delta dominado por ondas.

A migração do sistema deposicional pela elevação eustática do Nível do Mar desloca o delta para a região onde, hoje, temos o bairro de Santa Cruz - Rio de Janeiro e o Município de Itaguaí. O local é atualmente região agrícola, distrito industrial e área de moradia. Assim sendo, não foram obtidos neste estudo, indícios sobre a posição pretérita do Cone de Deposição do Rio Guandu para esta época.

Uma imagem de satélite cedida por Carelli (2007), entretanto, mostra as condições pretéritas de um outro delta na região (Figura 128).



**Figura 128 – Imagem SPOT Pancromática Canais 3, 4 e 5 da Área da Ilha da Madeira, na qual é indicada a posição de um delta pretérito que se evidencia (Carelli, 2007).**

A observação da feição morfológica do delta evidenciado acima, em contraposição ao que temos atualmente no Delta do Rio Paraíba do Sul (Figura 129), deixa clara a semelhança entre as duas feições. Os deltas do Rio Paraíba do Sul e do Rio São Francisco são exemplos típicos de sistemas deltaicos dominados por ondas, onde o sedimento depositado na planície deltaica é disposto em forma de cordões arenosos paralelos á costa.



**Figura 129 – Imagens IKONOS: a) Delta do Rio Paraíba do Sul; b) Delta do Rio São Francisco (alterado de Google Earth, 2007).**

Por associação de semelhança, podemos inferir que o delta observado na imagem de satélite (Figura 128) também seja dominado por ondas, segundo a classificação de Galloway (1975, apud Ferraz et al).

Considerando-se a franca abertura observada na baía (Figura 126) é possível admitir que o regime de ondas seria bem semelhante em toda a baía e, portanto, o Cone de Deposição do Rio Guandú também se apresentaria como sendo dominado por ondas neste período.

- 3 - Nível do Mar Atual** – O terceiro estágio é aquele em que o nível do mar está no nível observado nos dias de hoje (Figura 130).

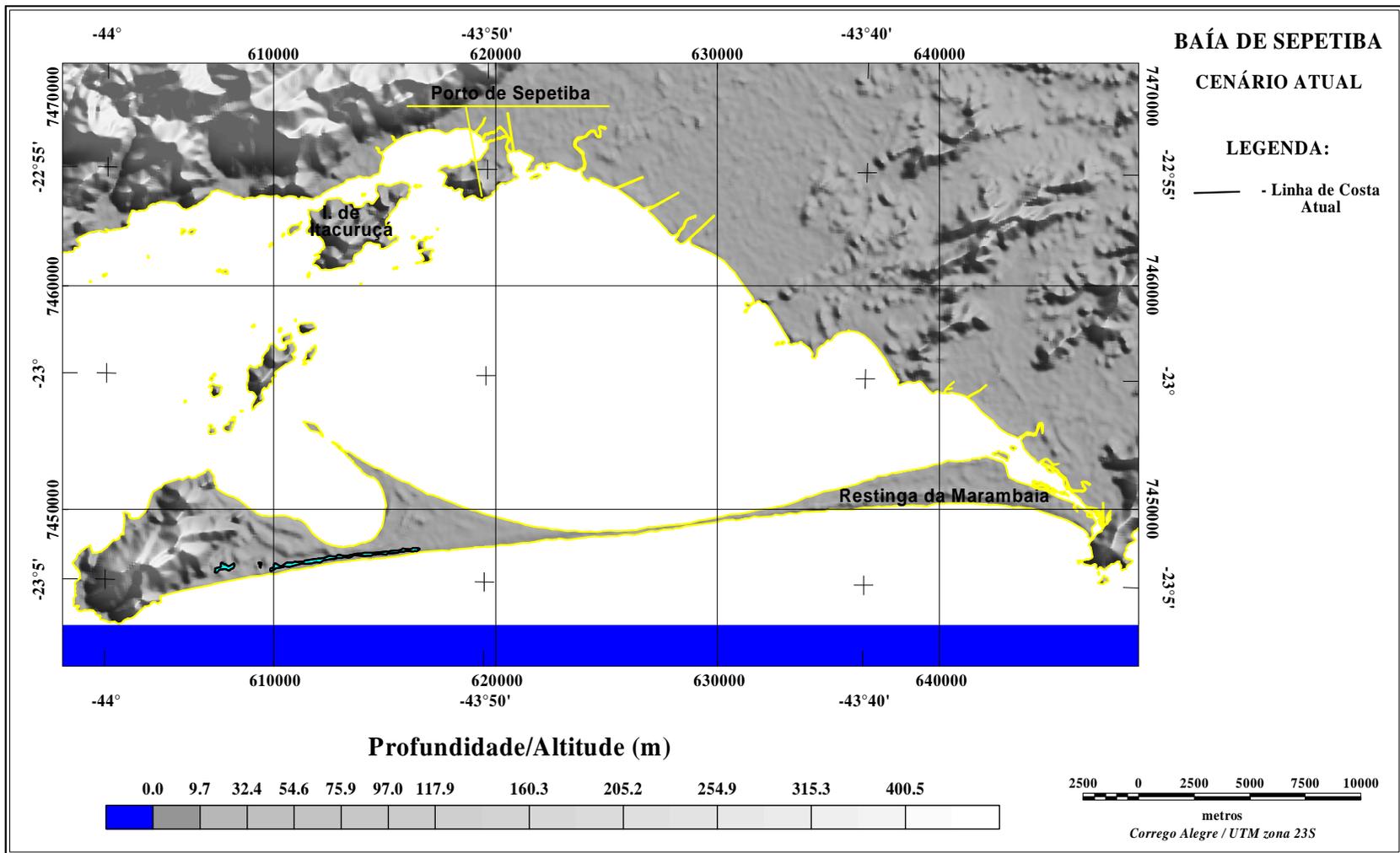


Figura 130 - Mapa Esquemático com a Configuração Morfológica da Região da Baía de Sepetiba em Período de Nível de Mar Próximo ao atual.

Após o máximo eustático, conforme a bibliografia existente, o nível do mar lentamente desce até ao nível atual. Existem duas correntes de pensamento sobre como se deu essa descida, conforme descrito anteriormente. Uma, encabeçada por Suguio, descreve pequenas oscilações entre o máximo eustático e o nível atual, a outra, defendida por Angulo, descreve uma descida lenta, contínua e gradual até o nível atual.

Os dados de testemunhos feitos por diversos autores na Baía de Sepetiba (Pereira, 1997; Santos, 2000; Laut, 2003; Silva, 2006), assim como os observados no testemunho TH01 deste trabalho, apontam para oscilações menores durante a descida do nível do mar desde o seu máximo, parecendo estas oscilações estarem relacionadas a movimentações neotectônicas em períodos inferiores há 6500 anos, conforme dados de Gontijo (1999) e Fabri (2007).

Os dados coletados no âmbito deste trabalho, para a caracterização do Cone de sedimentação do Rio Guandú, não tiveram resolução para identificação da influência destas pequenas oscilações na deposição sedimentar do cone.

Em termos de condições ambientais/oceanográficas em nível de mar atual, temos uma baía abrigada, na qual a Restinga da Marambaia desempenha o papel de ilha barreira, sendo a embocadura da baía voltada para oeste, num Angulo de aproximadamente 90° com a comunicação com o oceano, que se faz entre a Ilha da Marambaia e a Ilha Grande.

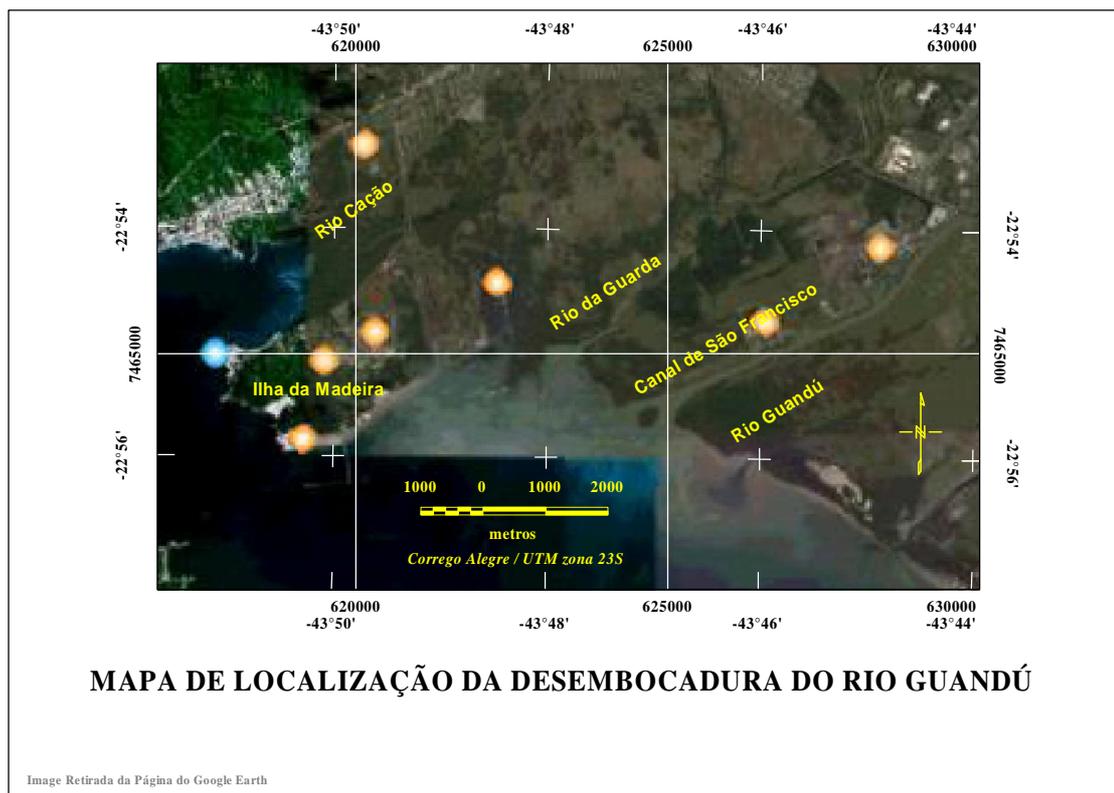
Esta disposição geográfica da baía lhe concede uma situação de boa proteção às ondas oceânicas (swell), restando, então, as ondas geradas pelo vento na região. Estas ondas locais, por sua vez, são na maioria do tempo de pequena altura e pequeno período, o que propicia a deposição de sedimentos finos nas margens da baía.

Os dados de perfilagem sísmica de Sperle (2005), trabalhados por Fabri (2007), mostram uma deposição sigmoidal na área do delta atual, com características de resposta sem refletores internos e transparência, indicando uma deposição de sedimentos com maior teor de finos, o que se confirma pelos dados de sedimentos superficiais (Pereira, 2003) e as considerações oceanográficas feitas por Villena (2003).

As características de maré na região, conforme ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ (1997), são de micromaré com desigualdade diurna com amplitudes entre 1,1m (sizígez) e 0,3m (quadratura), gerando correntes de maré, que predominam no interior da baía e chegam a velocidade de até 1,5 nós entre as ilhas de Jaguanum e Itacuruçá (DHN, 1986).

Velocidades altas de corrente na boca da baía não permitem a deposição dos sedimentos finos que hoje predominam na descarga dos rios locais, o que se confirma pelos dados de sedimentos superficiais de Pereira (2003), bem como pelo perfil sísmico L2, no qual Fabri (2007) detecta o afloramento da camada arenosa.

De acordo com o que podemos deduzir pelas condições de ondas, pelas características de maré e pela morfologia da desembocadura do Complexo Rio Guandu/Canal de São Francisco (Figura 131), o Cone de Deposição do Rio Guandú, segundo a classificação de Galloway (1975, apud Ferraz et al), como sendo um Delta Dominado pelo Rio.



**Figura 131 – Mapa com a vista Aérea da desembocadura do Sistema Guandu/Canal de São Francisco (alterado de Google Earth, 2007).**

De acordo com a SEMADS (2001), na desembocadura do Rio Guandu existe um “delta em formação”, onde podemos concluir que o observado atualmente é um estágio evolutivo deste delta.

Os sedimentos arenosos ficam restritos à sua desembocadura, havendo, inclusive, a formação de uma pequena ilha na saída do Canal de São Francisco (Figura 131). Os sedimentos finos, por sua vez, adentram a baía como pluma de material em suspensão, sofrendo transporte pelas correntes e processo de floculação e deposição (Figura 132).



**Figura 132 – Imagem de Satélite na qual Podemos Observar a Pluma de Sedimentos em Suspensão Sofrendo a Ação das Correntes (alterado de Carelli, 2007).**

## CONCLUSÕES

Tomando como base os dados obtidos e a bibliografia consultada, podemos concluir que: A Baía de Sepetiba, como ecossistema marinho costeiro que é, bem como os seus sub-ambientes, têm sua evolução holocênica intimamente ligada às variações do nível do mar; Pode-se identificar três fases distintas desta evolução sedimentar da baía e, conseqüentemente, do Cone de Sedimentação do rio Guandu, em relação às variações de nível de longo período (eustáticas): Nível de Mar Baixo (-11m), Nível de Mar Alto (+5m) e Nível de Mar Atual;

Nestas três condições observadas, as variações de nível de mar de curto período, relacionadas às condições oceanográficas (marés e ondas) e que são as responsáveis pelas características da sedimentação foram alteradas;

A sedimentação do Cone do Rio Guandu respondeu às variações de longo período através da migração de sua localização, situando-se próximo à Ilha da Madeira em nível de mar mais baixo (-11m), deslocando-se para algum ponto mais interior na atual planície costeira, onde hoje temos zonas industriais, agrícolas e urbanas de Santa Cruz-Rio de Janeiro e Itaguaí, recuando, por fim à posição atual com a descida do nível do mar;

Em relação às alterações das condições oceanográficas, variações de nível do mar de curto período, observa-se um delta de maior teor de sedimentos arenosos e, pela sua posição frontal à boca da baía à época, sujeito à incidência direta de ondas. Isto, provavelmente lhe concedeu um caráter de delta dominado por ondas, em nível de mar baixo. Seguiu-se, em nível de mar mais alto que o atual, segundo associação ao registro de delta próximo, e possível localização frontal à boca da baía à época, a formação de novo delta dominado por ondas.

Por fim, na atualidade, a área aparece como uma baía abrigada, cuja entrada oceânica se dá de forma indireta e lateral, onde o regime de maré é de micromarés, ocorre a deposição de sedimentos grossos em área restrita da desembocadura e a formação de um delta com alto teor de sedimentos lamosos, sob condições de delta dominado pelo rio (*bay head delta*);

Por fim, em relação aos indícios de oscilação de nível do mar observados nos testemunhos da planície costeira, notamos uma semelhança com a curva de Suguio (2005), que apresenta oscilações entre o máximo transgressivo e o nível atual. Esta semelhança parece estar relacionada a uma componente de neotectônica na região.

## REFERÊNCIA

- ANGULO, R.J & LESSA, G.C.** – The Brazilian Sea-Level Curves: A Critical Review with Emphasis on The Curves From Paranaguá and Cananéia Regons (1997). *Marine Geology*, nº 140, pp. 141-166.
- ANGULO, R.J & LESSA, G.C. & SOUZA, M.C.** – A critical review of mid- to late-Holocene sea-level .uctuations on the eastern Brazilian coastline (2006). *Quaternary Science Reviews* 25. pp. 486 – 506.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A., L.** - Hipótese Sobre a Causa do Tectonismo Cenozóico na Região Se do Brasil (1978). Projeto REMAC - CEMPES/PETROBRÁS Vol.4 88pp
- ASMUS, H. E. & GUAZELLI** - Descrição Sumária das Estruturas da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes - Hipótese Sobre o Tectonismo Causador e Implicação para os Prognósticos de Recursos Minerais (1981). Projeto REMAC - CENPES/PETROBRÁS Vol. 9 PP 187-269.
- ASMUS, H. E. & PORTO, R.** – Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas (1972). *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 26, Belém, v.2, Anais..., p. 67-90.*
- BAPTISTA FILHO** – Capítulo 5: Oceanografia Física; in: *Caracterização Oceanográfica da Costa do estado do Rio e Janeiro: Trecho I – Baía de Sepetiba* (2004). Relatório de Pesquisa a FAPERJ, Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 41-81.
- BARRETO, A.M.F.; BEZERRA, F.H.R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; PAIVA, R.P. & MUNTA, L.S.** – Late Pleistocene Marine Terrace Deposits in Northeastern Brazil: Sea-level Changes and Tectonic Implications (2002). *Paleogeography, Paleoclimatology & Paleoecology*, nº 179, pp. 57-69
- BARNHARDT, W.A., GEHRELS, W.R.; BELKNAP, D.F. & KELLEY, J.T.** – Late Quaternary Relative Sea Level Changes in the Western Gulf of Maine: Evidence of a Migrating Glacial Forebulge (1995). *Geology*, vol. 23, nº 4. pp 317-320.
- BASSETO, M.; ALKIMIN, F. F.; SZATMARI, P. & MOHRIAK, W. U.** – The Oceanic Segment of the Southern Brazillian Margin: Morpho-Structural Domains and their Tectonics Significance (2000). *In: Atlantic Rifts and Continental Margins – American Geophysical Union.* p. 235-259.
- BEER, T.** – Waves (1996a). *In: Environmental Oceanography, Chapter 3, 2nd ed. CRC Press Inc.* pp 59-86.

- BEER, T.** – Tides (1996b). In: Environmental Oceanography, Chapter 4, 2nd ed. CRC Press Inc. pp 87-116.
- BER, A.** – Pleistocene Interglacials and Glaciations of northeastern Poland Compared to Neighbouring Areas (2006). Quaternary International, n° 149, pp. 12-23.
- BORGES, H. V.** – Dinâmica Sedimentar da Restinga da Marambaia e Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro (1990). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 110pp.
- BORGES, H. V.** – Coleção de Perfis Sísmicos da Baía de Sepetiba (1995).
- BORGES, H. V.** – Holocene Geological Evolution of Sepetiba Bay and Marambaia Barrier Island, Brazil (1998). Tese de Doutorado, Marine Sciences Research Center, State University of New York in Stone Brook. 145pp.
- BOYD, W.E.** – Holocene Elevated Sea Levels on the North Coast of Vietnam (2004). Australian Geographical Studies, n° 42, pp. 77-88.
- BRONIMANN, P.; MOURA, J.A. & DIAS BRITO, D.** – Ecologia dos Foraminíferos e microrganismos associados da área de Guaratiba/Sepetiba: Modelo ambiental e sua aplicação na pesquisa de hidrocarbonetos (1981). Relatório 3549, PETROBRÁS. 81pp.
- BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D. and WRIGHT, J.** – Waves. In: Waves, Tides and Shallow Waters Process (1996a), 2° edition, Chapter I. The Open Universe. pp 7-42.
- BROWN, J.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D. and WRIGHT, J.** – Tides. In: Waves, Tides and Shallow Waters Process (1996b), 2° edition, Chapter II. The Open Universe. pp 43-66.
- CADDAH, L.F.; KOWSMANN, R. & VIANA, A.R.** – Slope Sedimentary Facies Associated with Pleistocene and Holocene Sea Level Changes, Campos Basin, Southeast Brazilian Margin (1998). Sedimentary Geology, n° 15, pp 159-174.
- CARELLI, S.** – Imagem de satélite SPOT Pancromática, canais 3, 4 e 5, da Baía de Sepetiba. (2007). Banco de Imagens da Faculdade de Geologia da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
- CARUSO JR., F.; SUGUIO, K. & NAKAMURA, T.** – The Quaternary Geological History of the Santa Catarina Southeastern Region, Brazil (2000). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol. 72, n° 2, pp 257-270.
- COELHO, L. G.** – Seis mil Anos de Variações Climáticas e do Nível do Mar na Região da Baía de Sepetiba, RJ – Um Registro Palinológico (1999). Dissertação de Mestrado.

Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 127pp.

**CORRÊA, I.C.S.** – Paleo Linhas de Costa na Plataforma Continental entre São Paulo e Santa Catarina (1979). Atas do II Simpósio Regional de geologia, Rio Claro, vol. 1, pp. 269-278.

**CORRÊA, I.C.S.** – Lês Variations du Niveau de la Mer Durant lês Derniers 17.500 Ans BP: L' exemple de la Plate-forme Atlantique Sud Brasiliene - Rio Grande do Sul, Brésil (1996). Marine Geology, vol. 130, pp. 163-178.

**COSTA M.N.S.** – A Coluna Geológica e a Paleontologia (2002). Anais do 4º Encontro Nacional de Criacionistas – Universidade Adventista de São Paulo (UNASP), São Paulo. Pp 11-21.

**CRONIN, T.M.** – Sea Level Changes (1999). In: Principles of Paleoclimatology Perspectives in Paleobiology and Earth History, Chapter 8. Publicação eletrônica em: [www.earthscience.org/r3/cronin](http://www.earthscience.org/r3/cronin). Pp 357-408.

**DALRYMPIRE, R.W.** – Tidal Deposits Systems (1992). In: Fácies Models, Chapter 11. Ed. Walker, R.G. and James, H.P. Geological Association of Canadá, pp 195-218.

**DEBENAY, J.; EICHLER, B.B.; DULEBA, W.; BONETTI, C. & EICHLER-COELHO** – Water Stratification in Coastal Lagoons: its Influence on Foraminiferal assemblages (1998). Marine Micropaleontology, nº 35. pp. 67-89.

**DELLA FÁVERA, J.C.** – Fundamentos da Estratigrafia Moderna (2001). EDUERJ, 263PP.

**DHN** (1971) – Folha de Bordo N°1601-001/1973

**DHN** (1977) - Manual de Hidrografia.

**DHN** (1981) - Folha de Bordo N°1622-001/1981

**DHN** (1981) - Folha de Bordo N°1622-002/1981

**DHN** (1981) - Carta Náutica N°1622.

**DHN** (1985) - Carta Náutica N°80.

**DHN**– Roteiro da Costa Sul (1986). Mrinha do Brasil, Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN. 317pp.

**DHN** (1993) - Catálogo de Cartas e Publicações - DH7.

**DIOS, F. R. B. & CUNHA, H. C. S.**– in: Geologia do Estado do Rio de Janeiro: Texto Explicativo do Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro (2001). Ministério das Minas e Energia, CPRM, p65-73.

**ECOLOGUS** – Estudo de Impacto Ambiental do Terminal Portuário Centro Atlântico (2005) – Versão digital (CD).

- ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ** – Macroplano de Gestão e Saneamento Ambiental da Bacia da Baía de Sepetiba Relatório R-5 TOMO I Volume I “Caracterização e Diagnóstico dos Componentes Físicos da Bacia de Baía de Sepetiba – Setembro de 1997” (1997). SEMA-RJ. Mídia Digital (CD).
- FAIRCHILD, T.R.** – A Terra: Passado, Presente e Futuro (2000a). In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, t.r. & Taioli, F., Organizadores – Decifrando a Terra – Capítulo 23. Oficina de Textos Ltd. Pp 492-516.
- FABRI, J.B.** – Estudo da Sismo-Estratigrafia Quaternária das Baías do Estado do Rio de Janeiro – estudo de Caso na baía de Sepetiba (1997). Monografia Final do Curso de Oceanografia da UERJ, 62pp.
- FEEMA/GTZ** – Avaliação da Qualidade da água da Bacia da Baía de Sepetiba – outubro de 1995/julho de 1998 (1998). Mídia Digital (CD).
- FIGUEIREDO, A.G.** - Norma de controle de qualidade para o processamento de testemunhos inconsolidados (1990). Projeto Sedimentos de Talude. Contrato PETROBRÁS/UFF N<sup>o</sup> 3-570-794-0-90. 37 p.
- FIGUEIREDO Jr, A.G. IVO, F.C.; GUIRO, P.P.; GALEA, C.G.; BORGES, H.V. and DUQUE, H.** – Estratigrafia Rasa da Baía de Sepetiba – RJ (1989). I Congresso da sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro. Pp 786 – 791.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C.** - Brazos River Bar: A Study in the Significance of the Grain Size Parameters - *Journal of Sedimentary Petrology* vol. 27 n<sup>o</sup>1 (1957) pp 3 - 26.
- FUNDAÇÃO CIDE** - Anuário Estatístico do Estado do Rio de Janeiro (1997). Secretaria de Planejamento e Controle/Governo do Estado do Rio de Janeiro, 389pp.
- GANDOLFO, O.C.B.; SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M.G. & RODRIGUEZ, M.** – Estratigrafia da Ilha Comprida (SP): Um Exemplo de Aplicação do GPR (2000). *Brasilian Journal of Geophysics*, vol. 19, n<sup>o</sup> 3, pp. 251-262.
- GEOSOFT** – Manual Eletrônico do Oásis Montaj 6.2 (2005).
- GONTIJO, A.H.F.** – Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (1999). Tese de Doutorado Do Curso de pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Regional, Universidade Estadual Paulista Jílio de Mesquita Filho, Campos Rio Claro. 265pp.
- GOOGLE EARTH** – Imagem de satélite IKONOS da Área da Desembocadura do Rio Guandu. (2007). [www.googleearth.com](http://www.googleearth.com)
- HALVORSON, H.O.** – Monitoring in Coastal Environments using foraminífera and thecamoebian indicators (2002). D.B. Scott, F.S Medioli, C.T. Schaefer; Cambridge

University Press., Cambridge, 2001, 177pp. Book review/Marine Pollution Bulletin, nº 44. pp82-84.

**HANSON, J.D.** – Coastal Sensitivity to Environmental Changes: A View From the Beach (2001). *Catena*, nº 42, pp. 291-305.

**HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.** – Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Changes. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; POSAMENTIER, H.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C.A. & Kendall, C.G. St C. – Sea Level Changes: Na Integrated Approach. Society of Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Publication nº 42. pp 71-108.

**HANTORO, W.S.** – Quaternary Sea Level Variations in the Pacific-Indian Ocean Gateways: Response and Impact (1997). *Quaternary International*, Vol. 37, pp 73-80.

**HARVEY, A.M.** – The Hole of Base Level Changes in the Dissection of Alluvial Fans: Case Study of the Southeastern Spain and Nevada (2002). *Geomorphology*, nº 45, pp. 67-87.

**HULTON, N.R.J.; PURVES, R.S.; McCULLOCH, R.D.; SUGDEN, D.E. & BENTLEY, R.J.** – The Last Glacial Maximum in Southern South América (2002). *Quaternary Science Review*, nº 21, pp233-241.

**IUGS** – International Stratigraphic Chart (2005). Eletrônico Publication In: <http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.htm>

**JORNAL DO BRASIL** – A Terra Está Ficando Mais Quente (2001). In: [www.infolink.com.br/peco/es010123.htm](http://www.infolink.com.br/peco/es010123.htm)

**KNEIP, L.M.** – Introdução (1987). In: KNEIP, L.M; FERREIRA, A.M.M.; OLIVEIRA, M.V.; ARAÚJO, D.S.D.; PALLESTRINNI, L.; CHIARA, P.; CRANCIO, F.; AGUIAR, N.V.O.; OLIVEIRA, D.V.; SAMIS, A.; MELLO, E.M.B.; CORRÊA, M.M.G.; ZWINK, W.; BRUM, I.N.S. & VOGEL, M.A.C. – Coletores e Pescadores Pré-históricos de Guaratiba - Rio de Janeiro. Editora da UFRJ e EDUFF. Pp 10-17.

**KNEIP, L.M. & PALLESTRINNI, L.** – Arqueologia: Estratigrafia, Cronologia e Estruturas do Sambaqui do Zé Espinho (1987). In: KNEIP, L.M; FERREIRA, A.M.M.; OLIVEIRA, M.V.; ARAÚJO, D.S.D.; PALLESTRINNI, L.; CHIARA, P.; CRANCIO, F.; AGUIAR, N.V.O.; OLIVEIRA, D.V.; SAMIS, A.; MELLO, E.M.B.; CORRÊA, M.M.G.; ZWINK, W.; BRUM, I.N.S. & VOGEL, M.A.C. – Coletores e Pescadores Pré-históricos de Guaratiba - Rio de Janeiro. Editora da UFRJ e EDUFF. Pp 89-141.

**KNEIP, L.M. ; MONTEIRO, A.M.F.; PALLESTRINNI, L. & CRANCIO, F.** – Informação sobre Sambaquis na Planície de Marés de Guaratiba – Rio de Janeiro 1(1984). In:

Lacerda L.D.; Araújo, D.S.D.; Cerqueira, r. & Turq, B. – Restingas: Origem, Estrutura e Processos. CEUFF. Pp. 147-155.

**KNEIP, L.M.; FERREIRA, A.M.M.; ARAÚJO, D.S.D.; MELLO, E.M.B.; VOGEL, M.A.C. & AGUIAR, N.V.O.** – Considerações Finais (1987). In: KNEIP, L.M; FERREIRA, A.M.M.; OLIVEIRA, M.V.; ARAÚJO, D.S.D.; PALLESTRINNI, L.; CHIARA, P.; CRANCIO, F.; AGUIAR, N.V.O.; OLIVEIRA, D.V.; SAMIS, A.; MELLO, E.M.B.; CORRÊA, M.M.G.; ZWINK, W.; BRUM, I.N.S. & VOGEL, M.A.C. – Coletores e Pescadores Pré-históricos de Guaratiba - Rio de Janeiro. Editora da UFRJ e EDUFF. Pp 245-257.

**KOMAR, P.D.** – Wave Generated Currents in the Nearshore (1998). In: Beach Process and Sedimentation, 2nd ed., Chapter 8. Prentice Hall Inc., pp 336-376.

**KOUSMAN, R.O. & COSTA, M.P.A.** - Evidence of Late Quaternary Sea Level Fluctuations on the Upper Brazilian Continental Margin: a Synthesis. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (1978) – pp 170 – 192

**KOUSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.N. & GAMBOA, L.A.P.** – Modelo de Sedimentação Holocênica na Plataforma Continental Sul Brasileira (1979). Projeto REMAC, vol. 2, pp. 7-26.

**KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F. J.** Manual of sedimentary petrography (1938). New York, Appleton-Century-Crofts, Inc. 549 pp.

**LAUT, L.L.M.** – Biofaciologia, Relações Ecológicas e Paleoecológicas de Foraminíferos Bentônicos Recentes da Planície de Maré de Guaratiba, Rio de Janeiro. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 147pp.

**LIU, C. C.** – Geologia Estrutural do Estado do Rio de Janeiro Vista Através de Imagens MSS do LANDSAT (1988). Anais do V Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. V. 2, p. 282-293.

**LISITZIN, E.** – The Meteorological and Oceanographic Contribution to Sea Levels (1974). In: Sea Level Changes – Elsevier Oceanographic Series – 8. pp 59-108.

**LORING, D.H. and RANTALA, R.T.T.** - Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter (1992). Earth-Science Reviews, 32: 235-283.

**MARTIN, L.** – Holocene Sea Level History along Eastern Southeastern Brazil (2003). Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ, Vol. 26, pp. 13-23.

**MARTIN, L. & SUGUIO, K.** - Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro) (1978). In:

International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary. Special Publication, n. 2, 98p.

**MARTIN, L.; MORNER, N.A.; FLEXOR, J.M. & SUGUIO, K.** – Fundamento e Reconstrução de Antigos Níveis Marinhos do Quaternário (1986). Boletim do Instituto de Geociências da USP, Publicação especial nº 4, 161pp.

**MARTIN, L. & SUGUIO, K.** – Excursion Route Along the Brazilian Coast Batwen Santos (State of São Paulo) and Campos (North of State of Rio de Janeiro) (1989). International Symposium on Global Changes in South América During the Quaternary – São Paulo, Brazil – Special Publication nº 2, 136pp.

**MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.M.** – As Flutuações do Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica dos Deltas Brasileiros (1993). Boletim IG-USP, Publicação Especial nº 15, 186pp.

**MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L. & FLEXOR, J.M.** – Geologia do Quaternário Costeiro do litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo (1997). CPRM & FAPESP. 112pp

**MASTRONUZZI, G.; SANSÓ, P; MURRAY-WALLACE C.V. & SHEENANAM, I.** – Quaternary Coastal Morphology and Sea Level Changes – Na Introduction Editorial (2005). Quaternary Science Reviews, nº 24, pp. 1963-1968

**MELO, S.L.M.; DIAS, M.S. & FERRARI, A.** – A Tectônica Global (2004). In: Baptista Neto, J.A.; Ponzi, V.R.A. & Sichel, S.E. – Organizadores – Introdução à Geologia Marinha – Capítulo 4. Editora Interciência ltd. Pp. 53-81.

**MIRANDA, L.B.; IKEDA, Y.; FILHO, B.M.C. & FILHO, N.P.** - Note on the Ocorrence of a Saline Front in the Ilha Grande (RJ) Region (1977). Boletim Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo Vol. 26 - pp 249 - 256.

**MOURA, J.A.; DIAS BRITO, D. & BRONNIMANN, P.** – Modelo Ambiental de Laguna Costeira Clástica – Baía de Sepetiba, RJ (1982). Atas do IV Simpósio de Geologia do Brasil. Pp 135-152.

**NASA** – Recente Warming of Artic May Affect Worldwide Climate (2003a). El. Publ.

[www.nasa.gov/centers/goddard/news/topstory/2003/1023esuice.html](http://www.nasa.gov/centers/goddard/news/topstory/2003/1023esuice.html) 12pp.

**NASA** – The Melting Ice of Greenland (2003b). El. Publ in:

[http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img\\_id=15341](http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=15341). 2pp.

**OSMASTON, H.A. & HARRISON, S.P.** – The Late Quaternary Glaciation of África: A regional synthesis. Quaternary International (2005), Elsevier ltd. Pp 32-54.

- PARK, S.C.; LEE, H.H.; HAN, H.S.; LEE, G.H.; KIM, D.C. & YOO, D.G.** – Evolution of the Late Quaternary Mud Deposits and Recent sediment Budget in the Southern Yellow Sea (2000). *Marine Geology*, nº 170, pp. 271-288.
- PEREIRA, S. D.** - Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ (1998). Tese de Doutorado. Centro de Geologia Costeira e Oceânica. UFRGS. 133 p.
- PEREIRA, S. D.; VILLENA, H.H.; BARROS, L.C. LOPES, M.B. , PANAZIO, W. & WANDECK, C.** - Baía de Sepetiba: caracterização sedimentar (2003). Arquivo Digital (CD) do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- PEREIRA, S. D.** – Capítulo 4: Item 4.2 Sedimentos de Fundo; in: Caracterização Oceanográfica da Costa do estado do Rio e Janeiro: Trecho I – Baía de Sepetiba (2004). Relatório de Pesquisa à FAPERJ, Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 31-40.
- PHILCHOWSKI, H.U.** – Vetores e Sistemas de Coordenadas. 2006. Publicação eletrônica em: [http://www2.dem.inpe.br/hans/fisa/FIS\\_A\\_aula02.doc](http://www2.dem.inpe.br/hans/fisa/FIS_A_aula02.doc), 8pp.
- PONÇANO, W.L.; FÚLFARO, V.J.; GIMENEZ, A.F.** – Sobre a Origem da Baía de Sepetiba e da Restinga da Marambaia, RJ (1979). Atas do 2º Simpósio Regional de Geologia (1), pp. 293-320.
- POND, S. AND PICKARD, G.** – Waves (1993). In: Introduction to Dynamic Oceanography – Chapter 12. Pergamon Press Ltd.. pp 207-252.
- PORTER, S.C.** – Pleistocen Snowlines and Glaciation of the Hawaiian Islands (2005). *Quaternary International*, nº 138-139, pp. 118-128.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. and VAIL, P.R.** – Eustatic controls on Clastics Deposition I – Conceptual Framework (1988). In; Sea-level Changes – na Integrated Approach. Ed.: C.K.Welgus; B.S.Hostings; C.G.St.C.Kendall; H.W.Posamentier; C.A.Ross and J.C.Van Wagoner). Special Publ. Econ. Paleontol. Miner nº 42, pp109-124.
- PONZI, V.R.A.** - Método de análises sedimentológicas de amostras marinhas. Representação de resultados através de gráficos e mapas (1995). Curso de Especialização em Geologia e Geofísica Marinha. LAGEMAR/UFF. 51 pp.
- PORCHER, C.C. & HINRICHS, R.** – Cronômetros da Terra – O Tempo Geológico. Publicação eletrônica, 10pp.
- RAMSEY, P.J. & COOPER, J.A.G.** – Late Quaternary Sea Level Change in South África (2002). *Quaternary Research*, nº 57, pp 82-90.
- RIOS, E.C.** – Sea Shells of Brazil, 2ª ed. (1994). Editora da Furg. 492pp.

- ROCHA-CAMPOS, A.C. & SANTOS, P.R.** – Ação Geológica do Gelo (2000). In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, t.r. & Taioli, F., Organizadores – Decifrando a Terra – Capítulo 11. Oficina de Textos ltd. Pp 215-246.
- ROSS, J.L.S.** - Geomorfologia: Ambiente e Planejamento - 2ª edição. São Paulo. Editora Contexto (1991) 85 pp Cap.4: Tratamento Metodológico na Geomorfologia Aplicada pp. 29 – 50
- ROTHER, H. & SHULMEISTER, J.** – Synotic Climate Changes as a Driver of Late Quaternary Glaciations in the Mmid-latitudes of the Southern Hemisphere (2006). *Climate of the Past*, nº 2, pp. 11-19.
- SANTOS, D. S. (2000)** – Análise Palinológica como Ferramenta de Interpretação de Oscilações Climáticas, Ambientais e do nível do mar na Baía de Sepetiba, RJ. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 85pp.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; CINTRON-MOLERO, G. & SOARES, M.L.G.** – Mangrove as Indicator of Sea Level Changes in Muddy Coasts of the World (2002). In: Healy, T.; Ying, W.; Healey, J.A. (EDS.) *Muddy Coasts of the World: Process, Deposits and Functions*, Chapter 9. Elsevier, 542pp.
- SILVA, J.K.** – Paleocologia de Foraminíferos Bentônicos do Holoceno Superior da Baía de Sepetiba (2006). Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 166pp.
- SANTOS, P.O.** – Bioestratigrafia, Biofaciologia, Relações Ecológicas e Paleoecológicas na Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, com Base na Associação de Foraminíferos Bentônicos (2003). Dissertação de Mestrado. Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 168pp.
- SCHOLZ, Z.D.** – U-series dating diagenetically Altered Fossil Reef Corals and the Application for Sea Level Reconstruction (2005). Tesis of Doctor Title, Combines Faculties of Natural Sciences and for Mathematics of the Ruperto Carola University – Heidelberg, Germany. 180 pp.
- SOARES, M.L.G.** – Estudo da Biomassa Aérea de Manguezais do Sudeste Brasileiro – Análise de Modelos.
- SPERLE, M.** - Significado Tectônico da Topografia do Sudeste do Brasil e suas Possíveis Relações com a Margem Continental Adjacente (1997). Tese de Doutorado em Geofísica - Observatório Nacional 169pp.
- SPERLE, M.** – Coleção de Perfis Sísmicos do Projeto “Aplicação de Métodos Geofísicos na Avaliação da Dinâmica de Sedimentar nas Baías da Ilha Grande e Sepetiba – RJ” (1995).

- STANLEY, D.J.** – A Global Sea-level Curve for the Late Quaternary: The Impossible Dream? (1995). *Marine Geology*, nº 125. pp. 1-6.
- STEVENSSON, M. R.; DIAS-BRITO, D.; STECH, J. L. & KAMPEL, M.** – How do Cold Water Biota Arrive in a Tropical Bay near Rio de Janeiro, Brazil (1998). *Continental Shelf Research*, nº 18, p 1595-1612.
- STOWE, K.** – Waves and Tides (1996). In: *Exploring Ocean Sciences*, Capítulo 9. pp199-232.
- STRASSER, A.** – Milankovich Cyclicality and High-resolution Sequence Stratigraphy in Lagoonal Peritidal Carbonates (Upper Tethonian-Lower Barriasian, Frenh Jura Mountains). 1994 In: Special Publ. Nº 19 – International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publication. Pp. 285-301.
- SUGUIO, K. & TESSLER, M.G.** – Depósitos quaternários da Planície Costeira de Cananéia-Iguape/SP.(1992) Instituto Oceanográfico da USP, Publicação Especial nº 9, 33pp.
- SUGUIO, K.; VIEIRA, E.M.; BARCELLOS, J.H. & SILVA, M.S.** – Interpretação Ecológica dos Foraminíferos de sedimentos modernos da Baía de Sepetiba e Adjacências, Rio de Janeiro (1979). *Revista Brasileira de Geociências*, nº 9 (4) p. 233-247.
- SUGUIO, K.; ANGULO, R.; CARVALHO, A.L.; CORRÊA L.C.S.; TOMAZELLI, L.J.; WILLWOCK, J.A. & VITAL, H.** – Paleo Níveis de Mar e Paleolinhas de Costa (2005). In: In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, t.r. & Taioli, F., Organizadores – Decifrando a Terra – Capítulo 6. Oficina de Textos ltd. Pp 115-129.
- SUMMERFIELD, M.A.** – Coastal Process and Landforms (1996). In: *Global Geomorfology – Na Introduction to the Study of Landforms*, chapter 13. pp 313-342.
- TASSINARI, C.C.G.** – Tectônica Global (2000). In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, t.r. & Taioli, F., Organizadores – Decifrando a Terra – Capítulo 6. Oficina de Textos ltd. Pp 97-112.
- TEBBENS, L.A.; VELDKAMP, A., VAN DIKE, J.J. & SCHOORL, J.M.** – Modeling Longitudinal Development in Response to Late Quaternary Tectonics, Climate and Sea-Level Changes: The River Meuse (2000). *Global and Planetary Change*, nº 27, pp 165-186.
- UNITED STATES GEOLOGICAL SERVICE (USGS)** – Shuttle Radar Topography Mission Data (2005). In: <http://seamless.usgs.gov>.
- USCINOWICZ, S.** – a Relative Sea-Level Curve for the Polish Southern Baltic Sea (2006). *Quaternary International*, nº 145-146, pp. 86-105.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR, R.M.; TODD, R.G.; WIDMEIER, J.M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J.B. & BUBB, J.N.** – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level (1977). In: AAPG Memoir 26. pp 49-212.

**VALERIANO, C.M. & HEILBRON, M.** – A Zonas de Transtensão de Volta Redonda e sua Importância na Junção entre os Rifts do Vale do Paraíba e da Guanabara: Dados Preliminares (1993). Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro. Pp 09-15.

**VILLENA, H. H.** - Baía de Sepetiba: Considerações Geológicas e Oceanográficas com Base em Dados Batimétricos e Sedimentológicos (2003). Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Mídia Digital (CD), 4pp.

**VILLENA, H. H.** – Capítulo 4: Item 4.1 Batimetria; in: Caracterização Oceanográfica da Costa do estado do Rio e Janeiro: Trecho I – Baía de Sepetiba (2004). Relatório de Pesquisa à FAPERJ, Departamento de Oceanografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 20-29.

**VIRO, E. J. Ed.** - Avaliação das Formações no Brasil (1985). Sociedade Comercial Brasileira de Pesquisas pelo Método Schlumberger Ltd 280pp.

**WASSERMAN, J. C.; FIGUEIREDO, A. M. G; PELLEGATTI, F. & SILVA FILHO, E. V.** – Elemental Composition of Sediment Sores from a Mangrove Environment Using Neutron Activation Analysis (2001). Journal of Geochemical Exploration, nº 72; p. 129-146.

**WITT, A. & SCHUMANN, Y.** – Holocene Climate Variability on Millennial Scales Record in Greenland Ice Cores (2005). Nonlinear Process on Geophysics, nº 12, pp. 345-352.

**WOODROFE, C.D.** – Deltaic and Estuarine Environments and Their Late Quaternary Dinamics on the Sunda and Sahul Shelves (2000). Journal of Asian Earth Sciences, nº 18, pp. 393-413.

**YIN, W.W.S.; ANTONIOLLI, F.; HANEBUTH, T.J.J. & SHAW, J.** –Quaternary Sea-Level Changes: Contribution of the 32nd IGC (2006). Quaternary International, nº 145-146, pp. 1-2.