

Podemos classificar estas variações 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.

#### 2.2.4.1 Variações relativas do nível do mar para a costa do Brasil

A partir de datações por radiocarbono, indicadores geológicos (terraços marinhos e lagunares), biológicos (restos biogênicos de animais ou vegetais e fósseis) e pré-históricos (sambaquis), Martin e Suguio (1989) identificaram há 120.000 anos A.P., para regiões da Paraíba até o Rio de Janeiro, um nível marinho situado a  $\pm 8 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$  acima do nível atual (penúltima transgressão).

Já para o Holoceno, os mesmos autores estabeleceram curvas, para a região de Angra dos Reis, que mostram que o nível do mar, entre 7.100 e 6.600 anos passados esteve próximo ao atual em todos os setores, mostrando elevação máxima (5 m) há 5.100 anos passados, além de duas rápidas oscilações posteriores, entre 2 e 3 metros, relacionadas a movimentos tectônicos em alguns locais da costa fluminense (Figura 5).

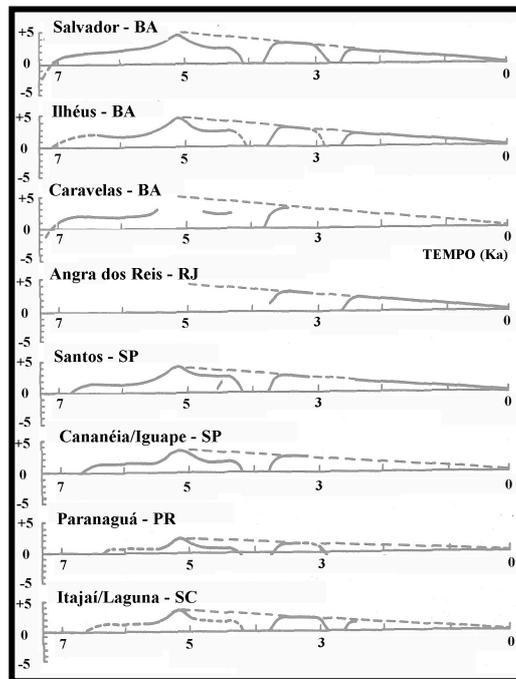


Figura 5 - Curvas de Variação do Nível do Mar nos vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos passados.

Fonte: Martin e Suguio, 1989.

Para a região sudeste do Brasil, essas três fases de níveis marinhos mais altos, foram denominadas respectivamente de Transgressão Cananéia, de idade Pleistocênica (120.000 anos A.P.), e de Transgressão de Santos (7.000 anos A.P.), relacionada ao período glacial pós Wurn (holocênica), que teria apresentado o seu nível máximo há aproximadamente 5.100 anos (SUGUIO e TESSLER, 1984).

Suguió e Cruz (1982), compararam as curvas de variações do nível relativo do mar elaborada para o setor Paraty – Angra dos Reis com a curva do Gráben da Guanabara, área do entorno deste estudo, e segundo estes, a variação do nível do mar não superou os 3 metros para a região do gráben, conforme apresentado na Figura 6.

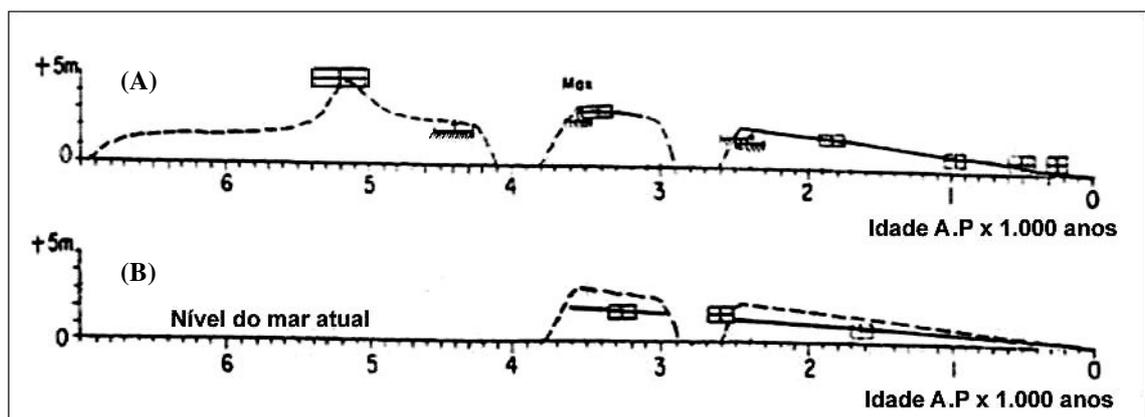


Figura 6 - Curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos para o setor do litoral Paraty-Angra (A), e curva e variação do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos no litoral inserido no Gráben da Guanabara (B). Fonte: Modificado de Suguió e Cruz, 1982.

Villena (2007) fez uma revisão sobre esse tema e destacou a evidência de duas correntes de pensamentos sobre o comportamento do NM na região do Gráben da Guanabara nos últimos 7.000 anos. A primeira seria de Suguió e Cruz (1982) (referida anteriormente) e outra, defendida por Angulo (2006), que descreve uma descida lenta, contínua e gradual até o nível atual.

Ao fazer uma reconstituição sedimentar do Cone de Deposição do Rio Guandu, Villena (2007) identificou três momentos, que são coincidentes com aquelas postadas por Suguió e Cruz (1982), podendo estar relacionadas a movimentações neotectônicas em períodos inferiores há 6.500 anos:

- 7.000 A.P. – o nível do mar estava cerca de 11 m abaixo do nível atual, onde foi encontrado o primeiro registro de deposição deltaica detectado na análise de perfis sísmicos;
- 5.100 A.P. – durante a “Transgressão de Santos” a incursão marinha atinge seu auge com o nível do mar elevando-se a cerca de 4,8 a 5 m acima do atual;
- ATUAL – nível do mar está no nível observado nos dias de hoje.

Em 2008, Carelli (apud SAMPAIO, 2009) esboçou uma curva de variação do nível do mar, ancorada na datação de Borges (1998), para a região de Ilha da Madeira/Baixada de Itaguaí, baseada em datações de conchas encontradas em uma série de cordões arenosos distantes entre 3 a 5 quilômetros da linha de praia atual. Esta curva indicou um aumento lento de 7.412 A.P. até 5.580 A.P., onde o nível do mar elevou-se de -3,2 m a 1,4 m. A partir deste momento seguiu-se um período de rápida elevação quando o mar alcançou 3,5 m há 4.660 A.P.. De 4.660 A.P. a 3.440 A.P. foi registrado um período de regressão, com o mar atingindo a cota de 2 m, seguindo-se um novo período de rápida elevação até 2.795 A.P., quando o nível do mar estava na marca de 4,5 m. Deste ano até os dias atuais, o nível do mar teria regredido até chegar ao nível atual. Sendo assim, a curva de Carelli (1998) se mostra consonante com as curvas apresentadas por Suguio e Cruz (1982) e Villena (2007).

Assim, podemos dizer que o litoral brasileiro ficou sujeito, no decorrer do Holoceno, em três fases de submersão associadas a três fases de emersão. Entretanto, tal situação não é verificada no resto do mundo, como por exemplo, a costa atlântica e do Golfo do México (Estados Unidos), o nível relativo do mar nunca foi superior ao atual durante os últimos 7.000 anos. Torna-se evidente que a evolução litorânea durante este período não foi a mesma nas costas leste dos Estados Unidos e do Brasil. As costas em submersão são caracterizadas pela existência de sistemas de ilhas barreiras bem como de lagunas enquanto que as regiões costeiras em emersão apresentam extensos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos (FLEXOR, 1984).

### 2.3 Caracterização e aspecto geológico geral

A Baía de Sepetiba é um corpo de água semi-confinado com aproximadamente 520 km<sup>2</sup> (SEMADS, 2001), limitando-se a norte pela Serra do Mar, a leste pela planície de maré de Guaratiba, a sul pela Restinga de Marambaia e a oeste por um cordão de ilhas migmatíticas, destacando-se a de Itacuruçá e Jaguanum.

A Baía possui um formato elipsoidal com 40 km de comprimento e 16 km de largura. As menores profundidades estão no setor leste, que apresenta um relevo suave e assimétrico (Figura 7). Na sua porção central a baía possui uma depressão alongada com profundidades que atingem 8 metros. Apresenta ainda três canais no seu setor oeste (onde se encontram as principais comunicações com o Oceano Atlântico), que é marcado por relevo acidentado, com altos valores de gradiente associados (afloramento de várias ilhas e lages), no qual predomina a influência do embasamento: o primeiro na entrada da baía a sul da Ilha Guaíba, com um máximo de 31 metros de profundidade; o segundo e principal, entre a Ilha de Itacuruçá e a Ilha de Jaguanum, com profundidade máxima de 24 metros; e, o terceiro entre a Ilha de Itacuruçá e o continente, atinge 5 metros de profundidade (BORGES, 1990). Já a comunicação pelo lado leste, é feita precariamente em Barra de Guaratiba, através de um canal bastante raso e de poucas dezenas de metros de largura, denominado Canal do Bacalhau, comprimido entre o bordo continental e a extremidade oriental da restinga.

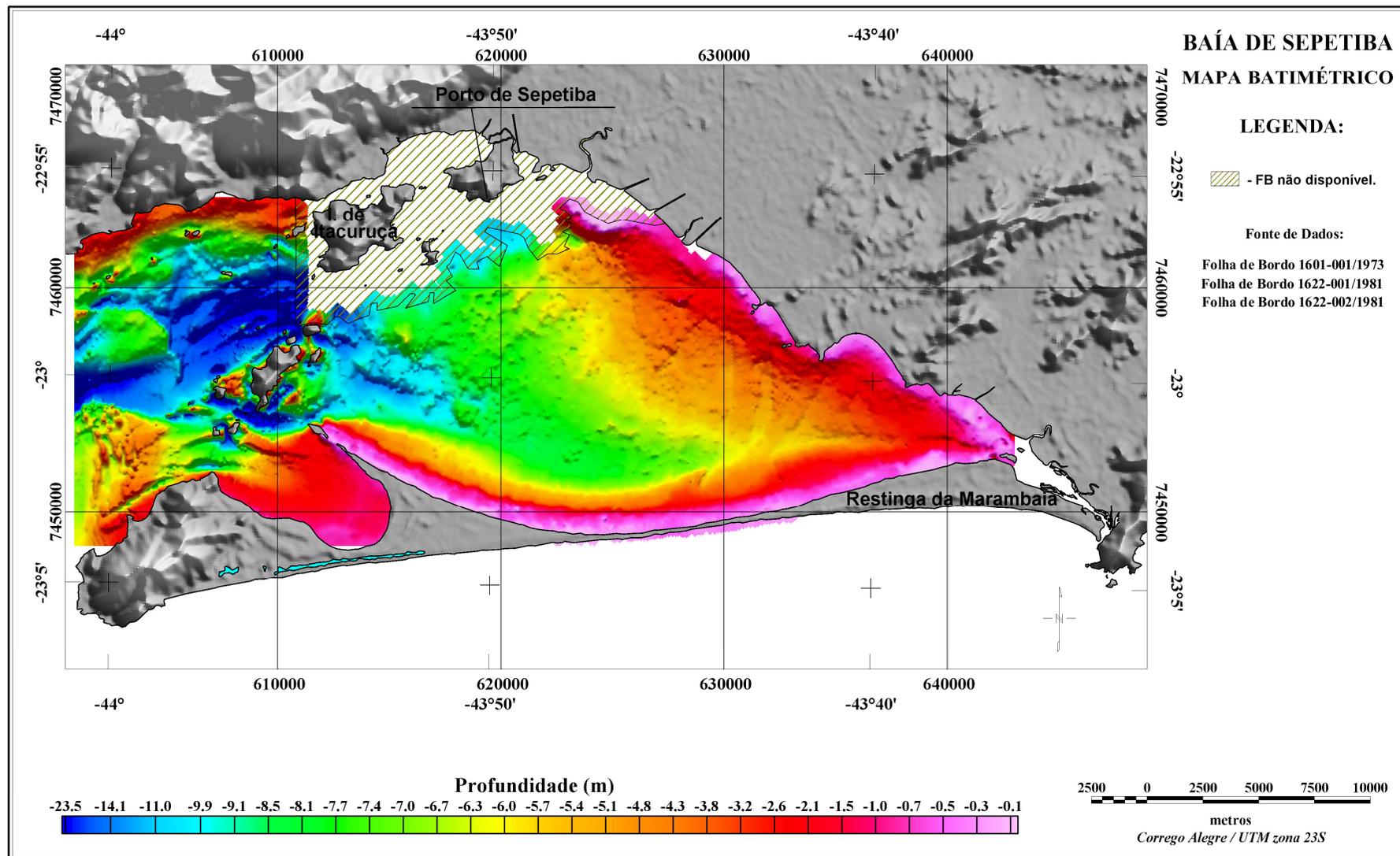


Figura 7 - Mapa batimétrico.

Fonte: Villena, 2007.

## 2.4 Aspectos oceanográficos gerais

### 2.4.1 Bacia de drenagem

De acordo com Pereira (1998), a rede fluvial que drena 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 N/NE, destacando-se a área entre  $43^{\circ} 42' W/43^{\circ} 50' W$  e  $22^{\circ} 54' S/22^{\circ} 58' S$ , onde desembocam os principais rios da região, entre eles o Rio Guandu e o Itaguaí (Figura 8).

No total, a Bacia de drenagem da Baía de Sepetiba possui uma área de aproximadamente  $2.600 \text{ km}^2$ .



Figura 8 - Imagem de satélite da banda pancromática do LANDSAT, na qual são assinaladas as principais desembocaduras de rios, entre eles o Rio Guandu e o Itaguaí, que deságuam na baía.

Fonte: Modificado por Villena, 2004.

### 4.4.2 Aspectos climatológicos e circulação

O clima na Baía de Sepetiba caracteriza-se como um microclima típico de região litorânea tropical, influenciada por: latitude e longitude, proximidade

do mar, topografia, natureza da cobertura vegetal e ação da circulação local ou secundária (brisas marítimas e terrestres) (VILLENNA, 2004).

Os ventos apresentam direção predominante de NE/SO ou de ENE/SSO, sendo o regime de fluxo e refluxo determinado pela topografia e pela proximidade da área com o mar. Já as correntes do interior da baía são influenciadas tanto pela amplitude da onda de maré (micromaré semidiurno), morfologia de fundo, contorno da costa, ventos, como pelo aporte de água doce através da bacia hidrográfica (ETEP-ECOLOGUS/SEMA-RJ, 1997).

Bronniman et al. (1981, apud Pereira, 1998), descreve uma circulação superficial, gerada pela maré, 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 (“corrente oito”), 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 bifurca-se, gerando uma corrente que segue, junto ao litoral sul da baía, para leste e outra que segue para oeste (Figura 9). Essa corrente que corta perpendicularmente a Baía, seria a responsável pela erosão da face interna da Restinga.

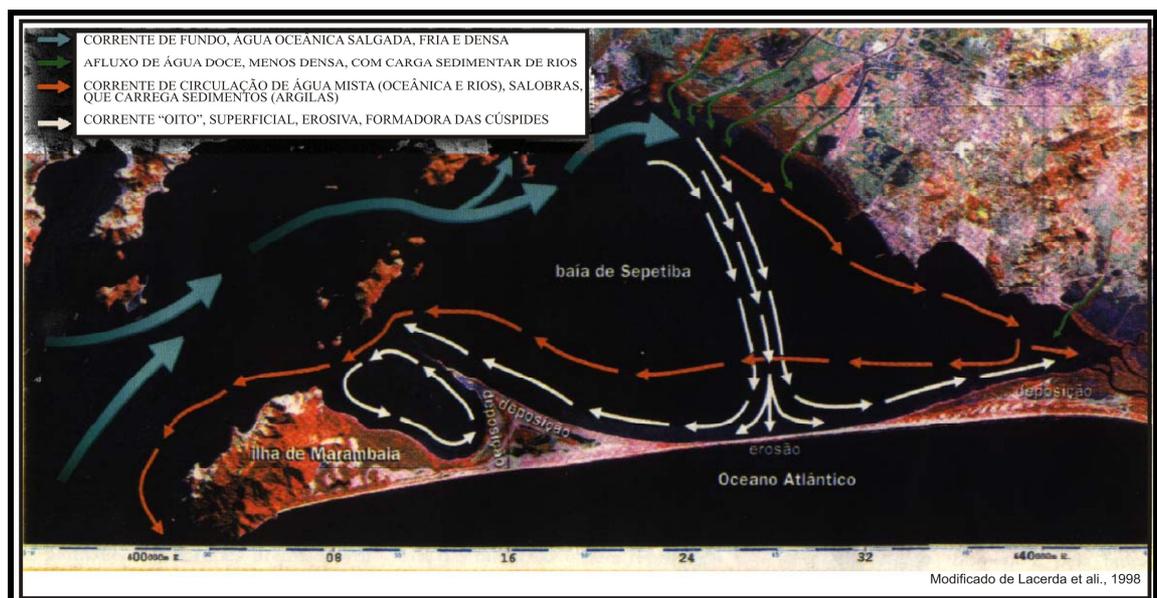


Figura 9 - Modelo de circulação na Baía de Sepetiba.

Fonte: Pereira, 1998.