

## INTRODUÇÃO

O Período Quaternário é o mais recente da Era Cenozoica e desde 2009 seu início é estabelecido em 2,58 Ma. Ele é dividido nas épocas Pleistoceno e Holoceno, também chamado de Recente (GIBBARD et al., 2009 a, b).

O Pleistoceno, com seus eventos de ocupação de grandes porções do globo pelas geleiras, severo resfriamento, extinção de espécies de grande porte (a megafauna pleistocênica), principalmente de mamíferos, e a irradiação do *Homo sapiens* para o continente americano, constitui um período único na história da Terra (HEAD e GIBBARD, 2005). Entre as chamadas glaciações do Pleistoceno, a última grande glaciação – Glaciação Würm (nos Alpes) ou Winsconsin (na América do Norte) – ocorreu no período entre 115.000-12.000 anos AP (SUGUIO, 2003).

O Holoceno teve início há  $\approx 11.000$  cal. anos AP – idade do Dryas Recente, uma anomalia de resfriamento que marca o limite Pleistoceno-Holoceno – quando o clima se tornou mais ameno. De acordo com Walker et al. (2008, 2009), características como mudanças no sistema climático, transgressões marinhas de grande magnitude, migrações de micro e macrofauna, e evolução e ocupação definitiva do Homem na Terra fazem do Holoceno uma das épocas mais estudadas nas Geociências.

As alterações climáticas e ambientais ocorridas na Terra durante o Quaternário deixaram marcas inequívocas nos registros geológicos, e podem ser descritas e analisadas através de diferentes tipos de indicadores. Segundo Suguio (2003; 2005), os indicadores paleoambientais do Quaternário são geológicos, geoquímicos e biológicos (paleontológicos/micropaleontológicos), sendo que os últimos integrados fornecem uma visão paleoecológica e paleoclimática mais acurada. Os indicadores geológicos são representados por feições geomorfológicas e sedimentares que evidenciam principalmente as variações do nível do mar. Entre os marcadores geoquímicos destacam-se os isótopos estáveis de carbono e oxigênio, representados por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  respectivamente, e que revelam, entre outras informações, paleoprodutividade, paleossalinidade e paleotemperatura da água do mar, e propriedades químicas das massas d'água pretéritas (KROOPNICK, 1985; LEA e BOYLE, 1989; HEIZE, 1994; CORNFIELD, 1995; LANGER, 1999; LEA, 1999; WEFER et al., 1999; WOLFF et al., 1999; DULEBA et al., 2007; GORNITZ, 2009). Estes marcadores são obtidos a partir de testas de micro-organismos preservados no sedimento e que em razão do seu comportamento ecológico, são também capazes de fornecer informações sobre ambientes

pretéritos. Neste contexto, destacam-se os foraminíferos, não só através do estudo das suas associações como também da análise geoquímica das suas testas.

A análise isotópica em testas de foraminíferos tem exercido um papel de destaque na determinação de estágios isotópicos marinhos (MIS), que marcam ciclos glaciais-interglaciais. Autores como Emiliani (1955) foram pioneiros em utilizar estes micro-organismos nesta abordagem paleoclimática, aplicando o princípio de Urey (1947) de que os carbonatos apresentam diferentes razões entre  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$ , conforme a temperatura de precipitação.

No Brasil, estudos sobre o Quaternário ganharam proeminência a partir da década de 1970, com o Projeto REMAC (Reconhecimento da Margem Continental Brasileira), com o objetivo de investigar as variações do nível relativo do mar (SUGUIO, 2005). Posteriormente, trabalhos de reconhecimento de estruturas geomorfológicas e no registro sedimentar dessas variações vêm sendo incrementados com dados de vestígios biológicos e paleontológicos – tocas de vermetídeos, microfauna de ostracodes e foraminíferos, entre outros. Exemplos de trabalhos que integram as abordagens sedimentológicas com as de fauna de foraminíferos em plataforma são os de Araújo e Machado (2008 a, b, c), na região de talude continental superior da Bahia. Estudos com dados isotópicos na carapaça de microrganismos têm ganhado destaque no intuito de compreender em uma escala mais detalhada o estudo de mudanças ambientais do Quaternário brasileiro. Exemplos desta abordagem são os trabalhos de Costa et al. (2006); Barbosa (2010) e Petró et al. (2016).

Tais mudanças são de grande importância na compreensão dos ambientes de sedimentação, sobretudo nas áreas costeiras. Estes ambientes representam a transição entre o continente e o oceano, em condições de equilíbrio dinâmico, e constituem regiões amplamente ocupadas pelas populações humanas. Com características geológicas e energéticas peculiares, estas regiões estão em constante mudança, em diferentes escalas de tempo e espaço.

A evolução das regiões costeiras está profundamente relacionada às alterações climáticas que ocorrem no globo terrestre, sendo que na costa brasileira as ocorridas durante o Quaternário possuem considerável evidência. Diversos estudos no Brasil têm contemplado as oscilações do nível do mar nesta época, investigando as feições resultantes no registro sedimentar, geomorfológico e micropaleontológico nas regiões costeiras. Exemplos desses trabalhos são os de Petri e Suguio (1971, 1973); Kowsmann e Costa (1974); Kowsmann et al. (1977); Vicalvi (1977, 1997); Vicalvi et al. (1977, 1978, 1997); Suguio e Petri (1973); Angulo e Lessa (1997); Suguio et al. (1985); Villwock et al. (1986); Martin et al. (1996); Carreño, et al. (1997, 1999); Duleba et al. (1999); Angulo et al. (2002, 2008); Suguio (2003); Barbosa et

al. (2005); Suguio et al. (2005); Mahiques et al. (2002, 2010, 2011) e Semensatto-Jr et al. (2009)

### **Baía de Sepetiba**

Na Baía de Sepetiba, sudoeste do litoral do Estado do Rio de Janeiro, trabalhos de reconstrução paleoambiental têm sido realizados para uma maior compreensão da evolução da baía. Em tais investigações procuram identificar eventos transgressivos e regressivos atuantes na evolução da costa durante o Quaternário, mas sobretudo no Holoceno. Entre esses estudos, destacam-se os de cunho sedimentológico, estratigráfico, e micropaleontológico, como os de Roncarati e Barrocas (1978); Laut et al. (2006, 2009, 2012); Roncarati e Carelli (2012) e Borges e Nittrouer (2016 a, b).

Este trabalho visa efetuar a cronologia de eventos paleoambientais relacionados principalmente com a regressão marinha que iniciou após o Último Máximo Transgressivo (UMT) há cerca de 5.100 anos AP (FAIRBRIDGE, 1960, 1961; BITTENCOURT et al., 1979; MARTIN et al., 1979; VIEIRA, 1981). Para o efeito, foram analisadas amostras de testemunhos coletados no Manguezal de Guaratiba (planície de maré), no corpo lagunar (baía) e próximo ao Canal de São Francisco, com base em dados das assembleias de foraminíferos e dados texturais, mineralógicos e geoquímicos (carbono orgânico total, teor de carbonatos, isótopos estáveis, concentrações de elementos químicos), traçando um cenário paleoambiental. A associação deste conjunto de dados com idades calibradas de radiocarbono obtidos ao longo de testemunhos é usada a fim de se identificar fases de maior ou menor influência oceânica na área de estudo, a região interna da Baía de Sepetiba.

## HIPÓTESE

A Última Transgressão (BITTENCOURT et al, 1979), iniciada há  $\approx 17.500$  anos AP, resultou no aumento do nível do mar, e no retrabalhamento de areias depositadas em um contexto de sedimentação continental durante a Última Glaciação (115.000-12.000 anos AP, SUGUIO, 2003). Na Baía de Sepetiba, as areias depositadas numa fase de nível mais baixo do que o atual foram provavelmente depositadas sobre o embasamento do fundo da baía (RONCARATI e BARROCAS, 1978). Assim, sobre esta areia retrabalhada, que teria sido a “matéria-prima” dos cordões arenosos que formariam a restinga de Guaratiba, teria se depositado uma sequência de sedimentos marinhos correspondentes a uma superfície de inundação máxima (SIM) Esta superfície foi reconhecida por autores como Figueiredo et al. (1989), Friederichs et al. (2013) e Borges e Nittrouer (2016 a, b) através de perfisagens sísmicas dentro da Baía de Sepetiba.

Considerando que os foraminíferos são excelentes bioindicadores de paleoambientes pretendeu-se procurar evidências da ocorrência da SIM através do estudo das paleocenoses destes organismos presentes ao longo de colunas sedimentares coletadas na Baía de Sepetiba. Os foraminíferos já foram previamente aplicados em estudos de evolução holocênica na Baía de Sepetiba (por ex. LAUT et al. 2009, 2012; LAUT e RODRIGUES, 2011).

Estes micro-organismos são muito úteis na identificação de ambientes e paleoambientes sujeitos a variações de salinidade e de lâmina d’água, típicas de zonas costeiras moduladas pelas oscilações do nível do mar (BISWAS, 1976; LAUT et al., 2012; SCOTT e MEDIOLI, 1980; 1986).

Apesar de terem sido efetuados na região de estudo alguns trabalhos de reconstituição ambiental baseados em foraminíferos bentônicos, até o momento não foram coletados testemunhos para estudos paleoecológicos com extensão e recuperação superior a 5,30 m, que fossem capazes de representar a evolução da sedimentação continental (correspondente a um nível de mar mais baixo que o atual) a um ambiente marinho raso (situação atual da Baía de Sepetiba). Além disso, entre os trabalhos que descrevem a SIM, apenas o de Borges e Nittrouer (2016 b) apresenta uma idade para a feição representativa desse evento, através de fragmento de madeira, datado em  $\approx 6.900$  anos AP.

Uma das sondagens, o testemunho SPT-Furnas, que constitui o escopo da presente tese, foi realizada em área continental, próxima ao canal do Rio São Francisco, e possui a extensão de 50,0 m, tendo-se atingido o embasamento. O referido canal constitui um trecho

retificado do Rio Guandu, a principal fonte de sedimentos fluviais para a Baía de Sepetiba (SUGUIO et al., 1979). Este testemunho constitui a primeira possibilidade de se efetuar a reconstituição da evolução paleoambiental da Baía de Sepetiba desde uma fase em que nível do mar esteve mais baixo que o atual. Além dos foraminíferos, foram usados outros indicadores de mudanças paleoambientais baseados em dados texturais, mineralógicos e geoquímicos (incluindo isótopos estáveis).

Além do SPT-Furnas, foram também estudados dois outros testemunhos: um coletado na zona interna da Baía de Sepetiba e outro no manguezal, os quais evidenciam também fases de maior e menor influência oceânica na área de estudo. O modelo de idades, baseado em várias (9) datações de radiocarbono obtidas nos três testemunhos estudados, permite estabelecer a cronologia de eventos de avanço e recuo do mar nesta zona interna da Baía de Sepetiba. Espera-se através da análise de dados obtidos ao longo dos três testemunhos referidos encontrar evidências da ocorrência de pulsos de maior ou menor lâmina d'água marinha na área de estudo, oscilações que terão culminado no estabelecimento de um ambiente lagunar semi-confinado, na sequência da formação e crescimento da Restinga da Marambaia.

## 1 OBJETIVOS

### 1.1 Gerais

- a) Encontrar evidências da ocorrência de uma superfície de inundação máxima (SIM), que segundo diversos autores, separa sedimentos não-marinhos de sedimentos marinhos a partir de testemunhos coletados em diferentes regiões da Baía Sepetiba;
- b) Estabelecer a cronologia de fases de maior ou menor influência oceânica na área de estudo, com base em datações de radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) e características sedimentológicas;
- c) Efetuar a reconstituição paleoambiental da Baía de Sepetiba, através da integração de dados estratigráficos, texturais, geoquímicos (como por ex. carbono orgânico total, isótopos estáveis), mineralógicos, micropaleontológicos (foraminíferos bentônicos) e composicionais;
- d) Encontrar evidências de variação do nível do mar e desta forma contribuir para os estudos que têm sido desenvolvidos na costa brasileira sobre esta temática.

### 1.2 Específicos

- a) Obter dados texturais dos sedimentos ao longo das colunas sedimentares estudadas;
- b) Efetuar a análise mineralógica por difração de raios X de níveis sedimentares selecionados;
- c) Realizar análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos em níveis sedimentares selecionados, a fim de obter maior detalhamento das condições paleoclimáticas da região;
- d) Analisar dados de COT, enxofre total e carbonatos;
- e) Identificar as assembleias de foraminíferos recuperadas nos testemunhos e efetuar a reconstituição paleoambiental da área de estudo;

- f) Datar material biogênico (conchas, principalmente) nos testemunhos, a fim de detalhar a cronologia dos eventos holocênicos ocorridos na região;
- g) Efetuar a integração e interpretação dos dados a fim de elaborar o modelo evolutivo da área de estudo.

## 2 INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS E PALEOCOLÓGICOS DO QUATERNÁRIO

O Período Quaternário é caracterizado pelo franco desenvolvimento de glaciações em regiões temperadas do Hemisfério Norte, associadas a respostas ambientais físicas e bióticas (GIBBARD e HEAD, 2009 a). Como resume Palombo (2007), as mudanças climáticas resultantes dos períodos glaciais e interglaciais conferiram a este período particularidades climáticas e paleontológicas. Outro fato de grande relevância é a evolução dos hominídeos e sua incontestável influência no sistema climático da Terra.

A formação e o derretimento das geleiras deixam registros inequívocos nas sequências sedimentares e nas feições de erosão. Alguns desses registros estão reunidos em uma grande variedade de dados paleoceanográficos, incluindo sedimentos de mar profundo e de lagos, testemunhos no gelo, relevos glaciais, recifes de corais, lençóis freáticos antigos, cavernas, sedimentos bastante consolidados, depósitos *loess*, palinofósseis, e reconstruções de níveis relativos do mar (GORNITZ, 2009). Recebem destaque neste grupo os microfósseis, sobretudo os carbonáticos, e os isótopos estáveis. Ambos fornecem importantes informações acerca de eventos climáticos pretéritos, cuja magnitude faz do Quaternário um período ímpar dentro do tempo geológico.

### 2.1 Foraminíferos

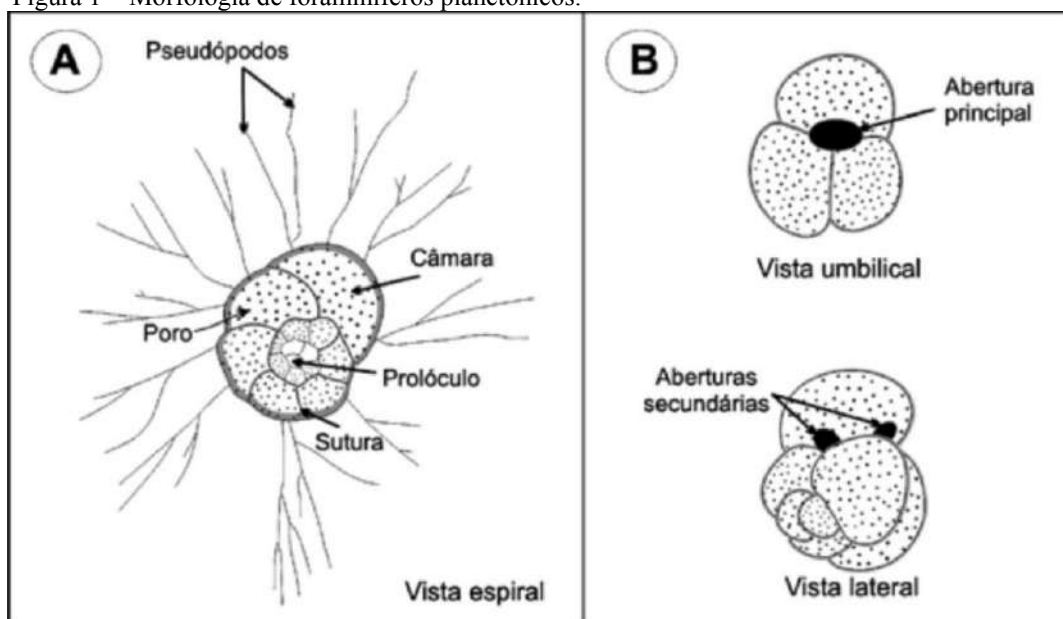
Microrganismos do Reino Protocista (SEN GUPTA, 1999), os foraminíferos possuem um protoplasma protegido por uma carapaça carbonática que pode ter uma ou mais câmaras, todas interconectadas por um orifício (forâmen), que permite ao protoplasma ocupar todo o interior da carapaça. Possuem também pseudópodes delgados e anastomosados, empregados para a locomoção e captura de alimento, como mostra o esquema da Figura 1 (LOEBLICH e TAPPAN, 1988).

As testas dos foraminíferos podem ser de matéria orgânica (proteoglicanas-polissacarídeos), de minerais secretados, sendo o principal a calcita (e também aragonita ou sílica) ou de partículas aglutinadas (grãos de areia, mica e espículas de esponja). Deste modo, as testas podem ser classificadas, respectivamente, em orgânicas, calcárias e aglutinantes.



Entre os aglutinantes, algumas espécies são altamente seletivas em relação ao tamanho e ao tipo de material do grão. Após a morte dos indivíduos, as testas (ou testas) passam a se comportar como grãos de sedimento e a refletir as condições encontradas no momento da deposição (SCOTT et al., 1998).

Figura 1 – Morfologia de foraminíferos planctônicos.



Legenda: A-Caracteres morfológicos da testa em vista espiral e projeções do citoplasma (pseudópodos);  
B-Vistas umbilical e lateral mostrando a posição das aberturas.

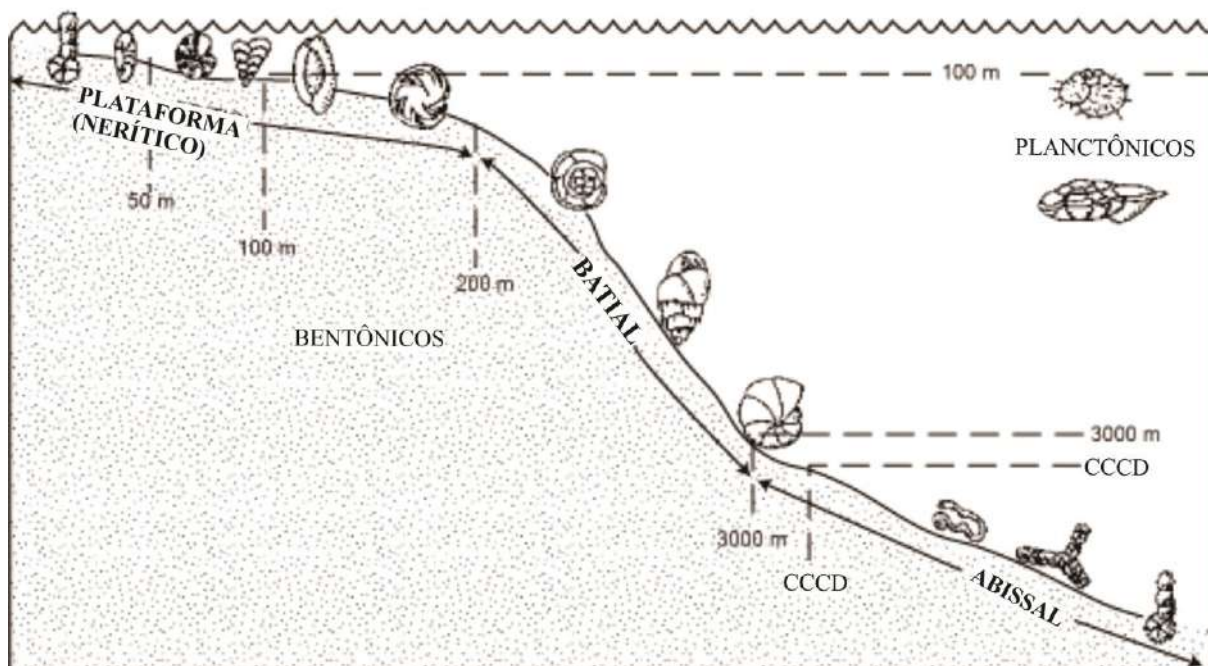
Fonte: Zeffass et al. (2011).

Foraminíferos ocupam diversos ambientes, desde manguezais, pântanos salinos, estuários e lagunas, a ambientes marinhos, da plataforma continental às zonas batial e abissal (HASLETT, 2002; Figura 2). No entanto, a distribuição das espécies está geralmente relacionada a fatores abióticos como mudanças sazonais, correntes marinhas, processos biogeoquímicos e fatores bióticos como nutrientes, competição e predação (EICHLER et al., 2006). Por conta disso, podem indicar diversas características dos ambientes onde vivem e de ambientes que ocuparam, incluindo variações de lâmina d'água, em diferentes escalas de tempo, entrada de correntes marinhas, paleotemperatura, suprimento de nutrientes, grau de confinamento (para baías e lagunas) e entrada de cunhas salinas em ambientes de transição. Seu tamanho pequeno, ciclo de vida curto e bom potencial de preservação no sedimento representam também características muito importantes em interpretações ambientais/paleoambientais.

Além disso, o carbonato de cálcio das testas é secretado em equilíbrio com a água do mar na época de sua formação. Por esta razão, os foraminíferos têm sido os micro-organismos

mais amplamente utilizados para análise de elementos como Mg e Ca em conchas/testas e de isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) tendo em vista efetuar reconstituições paleoceanográficas (GORNITZ, 2009).

Figura 2 – Formas de foraminíferos recentes associadas a diferentes regiões dos ambientes costeiro e oceânico.



Nota: CCCD (*Calcium Carbonate Compensation Depth*): superfície de compensação do carbonato de cálcio, abaixo da qual não há preservação de material carbonático. Deste modo, as espécies de foraminíferos calcários não são preservadas, encontrando-se mais frequentemente espécies de testas aglutinantes e orgânicas.

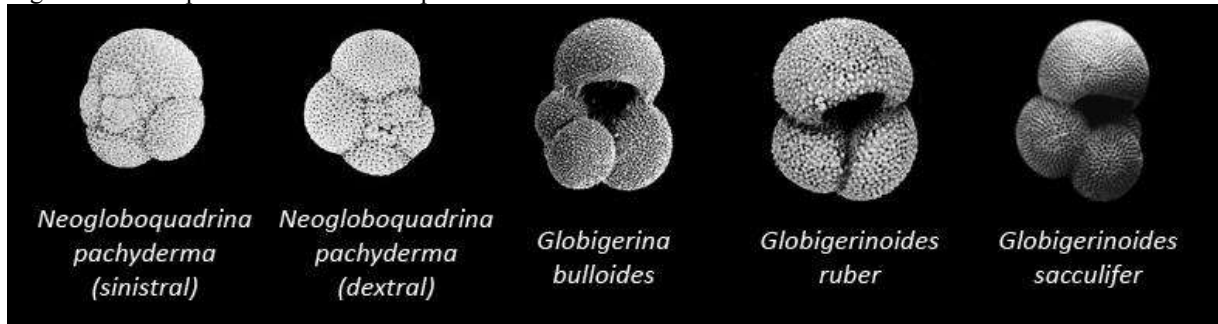
Fonte: Modificado de compilação feita por Bandy (1964), Brasier (1980) e Schroder et al. (1988).

### 2.1.1 Foraminíferos planctônicos

As formas planctônicas (Figura 3) surgiram há 190 Ma, no Jurássico médio e, por volta do Cretáceo médio, haviam se disseminado por todos os oceanos (SCHIEBEL e HEMLEBEN, 2005; SPEZZAFERRI e SPIEGLER, 2005). São exclusivamente marinhas, e têm preferência por águas oceânicas sem material em suspensão. Eles evitam águas costeiras e rasas, pois a profundidade da plataforma continental é muitas vezes insuficiente para realizarem suas migrações ontogenéticas (DEBENAY et al., 1996; DULEBA et al., 2005).

Por apresentarem ampla distribuição geográfica, foraminíferos planctônicos são mais empregadas em datações e correlações biocronoestratigráficas (ANTUNES e MELO, 2001).

Figura 3 – Exemplos de foraminíferos planctônicos.

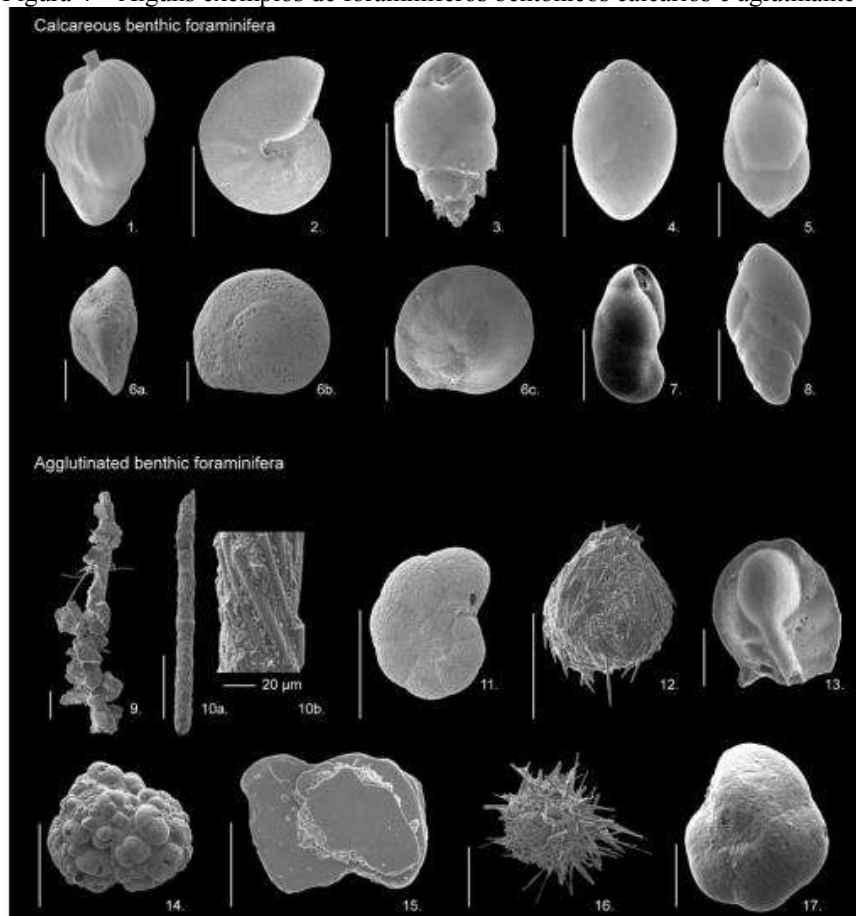


Fonte: retirado de Fraile et al. (2008) pela autora ,2017.

### 2.1.2 Foraminíferos bentônicos

As espécies de hábito bentônico (Figura 4) estão presentes na Terra desde o Cambriano Superior, há cerca de 550 Ma (LANGER, 1999). Sofreram radiação adaptativa em todas as zonas climáticas, dos polos às regiões desérticas e em todos os ambientes estuarinos, lagunares e marinhos, da região entre-marés às planícies abissais. Algumas espécies foram também descritas em água doce e ambientes terrestres úmidos (MEISTERFELD et al., 2001; HOLZMANN e PAWLOWSKI, 2002).

Figura 4 – Alguns exemplos de foraminíferos bentônicos calcários e aglutinantes.



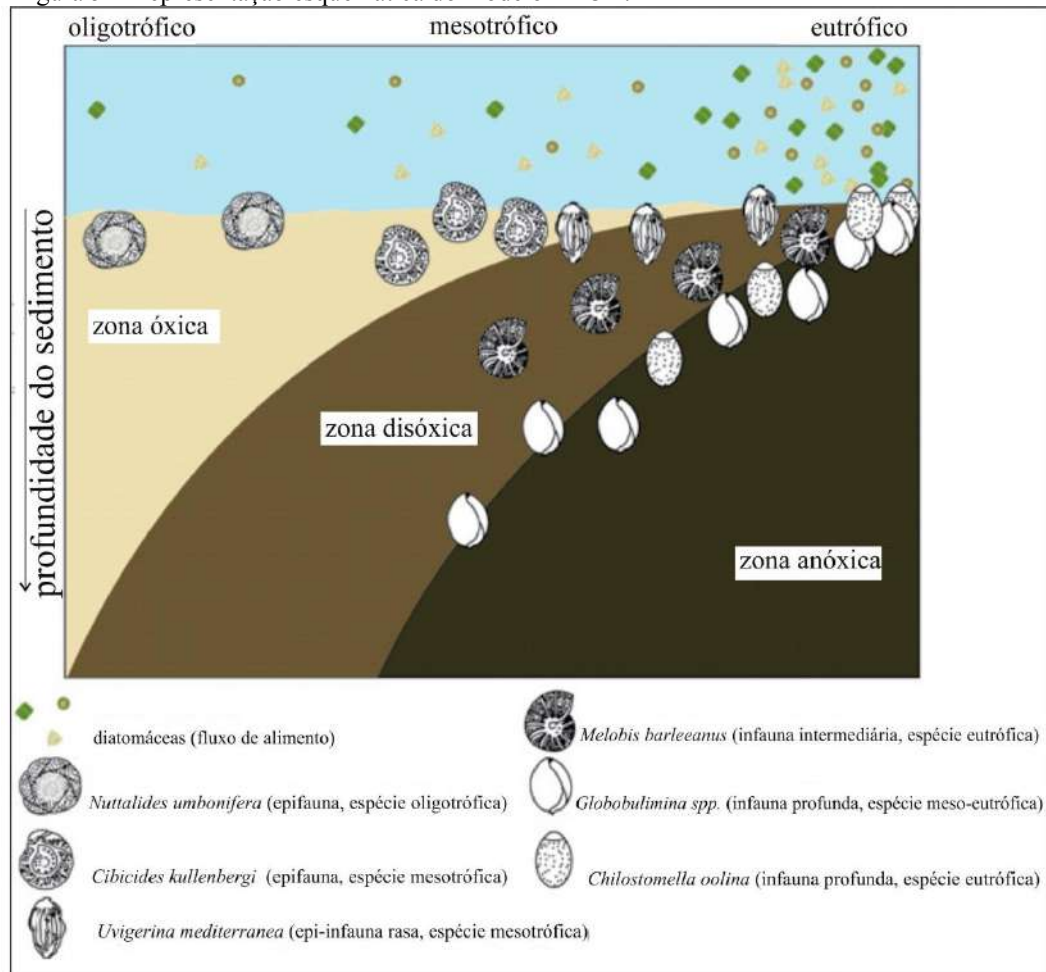
Legenda: 1. *Uvigerina mediterranea*; 2. *Melonis barleeanus*; 3. *Bulimina marginata*; 4. *Chilostomella oolina*; 5. *Globobulimina affinis*; 6. *Cibicides kullenbergi* (a, b, c); 7. *Cassidulinoides bradyi*; 8. *Fursenkoina* sp.; 9. *Hyperammina* sp.; 10. *Bathysiphon strictus*; 11. *Trochammina* sp. (parede construída com cocólitos de *Helicosphaera*); 12. *Technitella melo* (com espículas de esponja); 13. *Ammolagena clavata*; 14. *Trochammina* sp. (com diminutos foraminíferos planctônicos na construção da testa); 15. *Crithionina* sp. (testa composta de mica); 16. *Crithionina hispida*; 17. *Buzasina* cf. *ringen*

Fonte: retirado de Koho (2008).

De acordo com Jorissen et al. (1995), os foraminíferos bentônicos podem ocupar microhabitats epifaunais ou infaunais de acordo com a disponibilidade de dois recursos: oxigênio e alimento. Na Figura 5, é mostrado o modelo conceitual que explica essas relações, chamado de Modelo Oxi-Trófico (*Trophic Oxygen model - TROX model*).

Em ambientes com restrição de nutrientes e bem oxigenados, as associações de foraminíferos ficam restritas aos sedimentos superficiais devido ao baixo suprimento de alimento. Nessas regiões as comunidades de foraminíferos são sobretudo epifaunais ou de superfície, e são especializadas em viver em regiões oligotróficas. Por outro lado, em ambientes eutróficos, onde há boa disponibilidade de alimento e redução de oxigênio dissolvido na interface água-sedimento, as associações são dominadas por *taxa* infaunais tolerantes à escassez de oxigênio.

Figura 5 – Representação esquemática do modelo TROX.



Fonte: modificado de Jorissen et al. (1995).

Estudos ecológicos e paleoecológicos iniciados por Fred B. Phleger (ex. PHLEGER 1951; 1954), na segunda metade do século 20, apontam que a distribuição dos foraminíferos bentônicos modernos pode ser considerada análoga à registrada em sedimentos antigos. Esta particularidade, associada ao fato de ocuparem nichos ecológicos bem definidos, faz dos foraminíferos bentônicos importantes ferramentas em interpretações paleoambientais, ocupando um lugar de destaque na Paleoclimatologia e na investigação de sistemas climáticos da Terra (KOHO, 2008).

### 2.1.3 Estudo de foraminíferos no Quaternário Brasileiro

No Brasil, estudos sobre foraminíferos sub-recentes e fósseis do Quaternário têm sido realizados desde as décadas de 1950 e 1960, quando Ericson et al. (1956; 1963; 1964) e Ericson e Wollin (1968) estudaram testemunhos coletados em regiões de oceano profundo do Atlântico, para detetar períodos glaciais no Pleistoceno (DULEBA et al., 2007).

Em sedimentos quaternários de plataforma e talude dos Estados do Rio Grande do Sul e de São Paulo, além de Abrolhos e da região compreendida entre Maranhão e Ceará, autores como Vicalvi (1977), Vicalvi et al. (1977, 1978) e Vicalvi e Palma (1980) utilizaram foraminíferos planctônicos como indicadores paleoambientais e bioestratigráficos. Esses trabalhos foram realizados no escopo dos Projetos GEOMAR (Geologia Marinha) e REMAC entre o final da década de 1960 e meados da década de 1970, importantes no histórico de investigações de variações do nível do mar na costa brasileira.

Trabalhos realizados por empresas e instituições de pesquisa também nas décadas de 1970 e 1980 basearam-se nas associações de foraminíferos para realizarem estudos de evolução quaternária nas plataformas sul e sudeste e regiões estuarinas. Exemplos desses trabalhos são os de Petri e Suguio (1971; 1973), Suguio et al. (1979), Carvalho (1980); Rodrigues e Carvalho-Pires (1980 a; b); Bertels et al. (1982), Boltovskoy et al. (1982, 1983).

As associações de foraminíferos e de outros microrganismos como tecamebas e ostracodes em estudos de paleoceanografia e paleoclimatologia começaram a ganhar destaque no Brasil na década de 1990. De acordo com compilação feita por Duleba et al. (2007), três grandes projetos multidisciplinares, realizados nas regiões de talude, plataforma continental norte, leste e nordeste brasileiras, têm papel importante no crescimento destas pesquisas: o JOPS (*Joint Oceanographic Projects*), o ODP (*Ocean Drilling Program*, pernasadas realizadas no leque amazônico) e o AMASSEDS (*A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study*). Esses projetos tinham como objetivo, entre outros, compreender o padrão de circulação marinha, processos controladores da sedimentação, e produtividade da plataforma continental e na foz do rio Amazonas.

Para além de se terem expandido os estudos paleoambientais com associações de foraminíferos em regiões de plataforma continental (ex. PETRÓ et al., 2016), trabalhos com fauna de foraminíferos em regiões parálicas têm-se ampliado também. De acordo com Semensato-Jr e Dias Brito (2004), as associações de foraminíferos parálicos vêm sendo cada vez mais estudadas em todo o mundo, tanto com o objetivo de se conhecer a ecologia destes

protistas, quanto para auxiliar na compreensão do funcionamento natural dos ecossistemas e/ou detectar alterações neles induzidas pelas ações antrópicas (ex. SCOTT e MEDIOLI, 1980; BRÖNNIMANN e DIAS-BRITO, 1982; ALVE, 1991, 1995; HAYWARD e HOLLIS, 1994; ALVE e MURRAY, 1995, 1999; SCHAFER et al., 1995; WETMORE, 1995;).

No Brasil, destacam-se os trabalhos de Zaninetti et al. (1977), Brönnimann et al., (1981a,b) e Brönnimann e Dias-Brito (1982): estudos ecológicos de foraminíferos em sedimentos do Manguezal de Guaratiba e da Baía de Sepetiba; Dias-Brito et al. (1988): ecologia e foraminíferos e ostracodes da Baía de Sepetiba; Eichler et al. (1995): biozoneamento do sistema estuarino-lagunar de Iguape-Cananeia, SP, baseado na fauna de foraminíferos bentônicos; Eichler e Bonetti (1995): associação entre foraminíferos e tecamebas ocorrentes no manguezal do Rio Baguaçu, Cananéia, São Paulo; Vilela (1995) e Stevenson et al.(1998): utilização da fauna de foraminíferos bentônicos como indicadores de influência marinha na Baía de Guanabara; Debenay et al. (2001 a,b) e Duleba e Debenay (2003): aplicação de espécies de foraminíferos bentônicos como indicadores de circulação marinha em ambientes parálidos e costeiros; Geslin et al. (2002) e Vilela et al. (2004): associação entre anormalidades nas testas de foraminíferos bentônicos e a poluição de sedimentos em estuários no sudeste do Brasil; e Silva e Duleba (2013) comparação entre tafonomia de associações de foraminíferos das enseadas do Flamengo e da Fortaleza, SP.

## 2.2 Nanofósseis calcários

O termo “nanofósseis calcários” abrange organismos de dimensões diminutas (menores que 50µm) pertencentes a diferentes grupos biológicos, principalmente coccolitoforídeos (protistas planctônicos). A Figura 6 mostra algumas dessas formas.

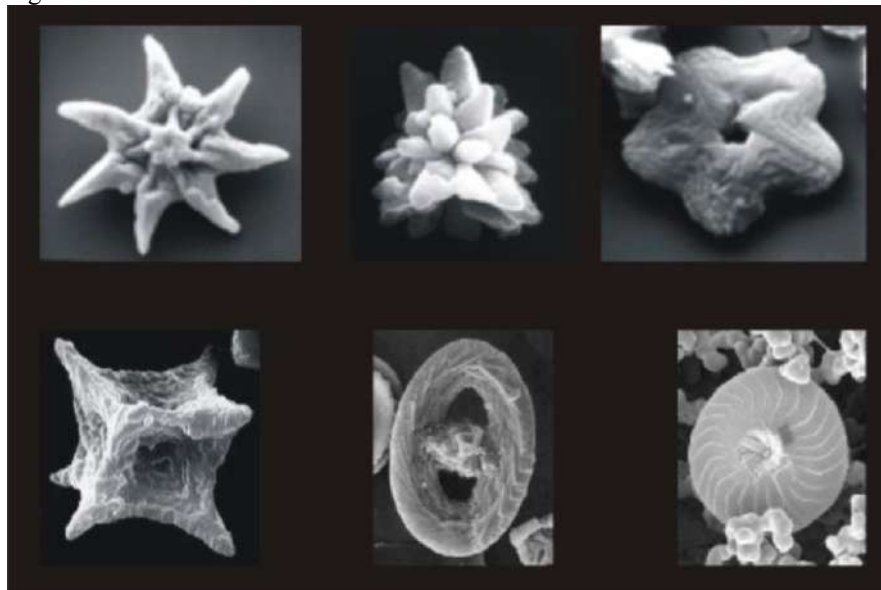
As estruturas relacionadas aos coccolitoforídeos e que são encontradas no registro fóssil são chamadas de cocólitos, que se originam do envoltório carbonático destas algas. Os cocólitos apresentam forma arredondada e provém da desagregação do envoltório carbonático de certas algas unicelulares planctônicas marinhas, conhecidas como coccolitoforídeos. As formas associadas, também de composição carbonática (GALM e ANTUNES, 2001).

Com um registro exclusivamente marinho, o grupo é constituído também pelas chamadas formas associadas. Estas são mais variadas, incluindo e.g. dinoflagelados, espículas

de ascídias e alguns organismos *incertae sedis*, provavelmente de origem algálica (ANTUNES e MELO, 2001; BERGUE e COIMBRA, 2008).

Os nanofósseis calcários originaram-se no Neotriássico e a primeira grande diversificação ocorreu no Jurássico. Desde então, são os principais fixadores de carbono atmosférico e importantes formadores de rochas carbonáticas.

Figura 6 – Formas de nanofósseis calcários.



Fonte: retirado de Ferreira (2006).

Estes micro-organismos constituem ótimos fósseis-guia para sedimentos quaternários, em função de sua rápida evolução. Além disso, seus níveis de abundância são excelentes indicadores de produtividade primária, havendo, ainda, outras potencialidades para a paleoceanografia e paleoclimatologia, devido ao papel que desempenharam na regulação climática durante o Cenozoico (BERGUE e COIMBRA, 2008).

### 2.2.1 Estudo de nanofósseis calcários no Quaternário Brasileiro

Um dos principais trabalhos com nanofósseis calcários como indicadores biológicos do Quaternário é o realizado por Gomide (1989). Neste trabalho, o autor propõe um zoneamento biotestratigráfico para a Bacia de Pelotas, baseado na distribuição vertical destes organismos, em sondagens nas porções *onshore* e *offshore* da bacia. De acordo com Preamor



et al. (2010), o biozoneamento proposto por Gomide (1989) é o mais completo para a Bacia de Pelotas, englobando sedimentos do Cretáceo até o Pleistoceno.

### 2.3 Ostracodes

Os ostracodes constituem um grupo de microcrustáceos pertencentes à Classe Ostracoda (Figura 7). Seu corpo é envolvido por uma carapaça carbonática formada por duas valvas (bivalvia) que geralmente é encontrada bem preservada no sedimento (ANTUNES e MELO, 2001; DULEBA et al., 2007). Sua ocorrência é registrada desde o Cambriano até o recente.

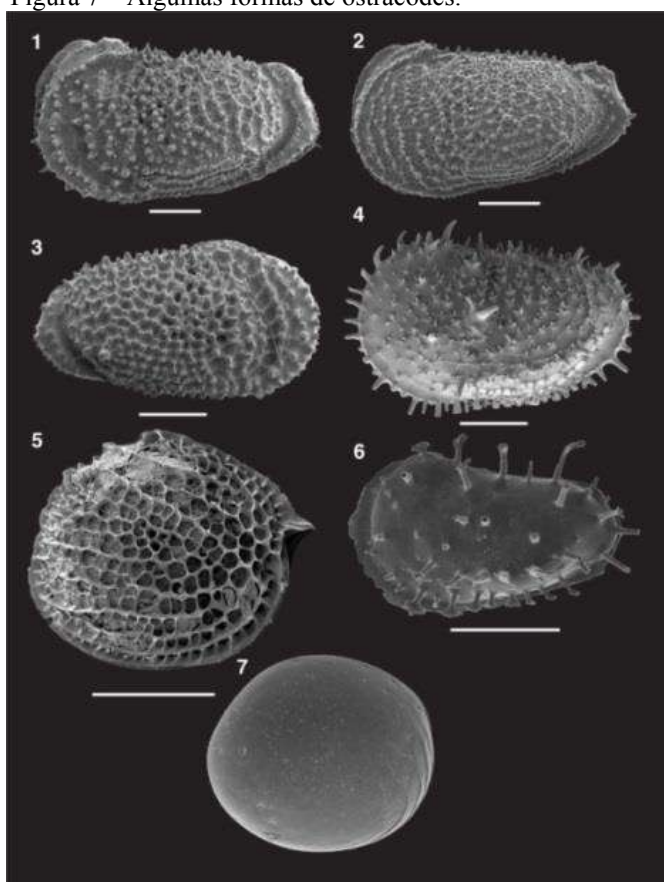
Eles ocorrem em praticamente todos os ambientes aquáticos – lacustres, transicionais e marinhos proximais – e exibem hábito predominantemente bentônico, o que lhes confere importância biocronoestratigráfica em correlações locais e/ou regionais. Segundo Antunes e Melo (2001), ostracodes não-marinhos em especial são largamente utilizados em bacias sedimentares mesozoicas de todo o mundo, por conta da grande expansão dos ecossistemas lacustres relacionadas à partição do Gondwana.

O primeiro trabalho que utilizava a aplicação de ostracodes na interpretação de paleoambientes do Quaternário no Brasil foi realizado por Vicalvi et al. (1977). Este trabalho, de caráter pioneiro, evidenciou a importância deste grupo no estudo das variações eustáticas, permitindo verificar a passagem de um ambiente fluvial a estuarino, marinho raso e, finalmente, marinho médio, característico de um ciclo transgressivo (DULEBA et al., 2007).

#### 2.3.1 Estudo de Ostracodes no Quaternário Brasileiro

Os primeiros trabalhos com ostracodes fósseis foram publicados na década de 1860, com a descrição de algumas espécies do Eocretáceo da Bahia (DULEBA et al., 2007). Após quase um século sem trabalhos sobre estes micro-organismos, Hartmann (1955) publicou um estudo com a descrição de poucas espécies marinhas e mixo-halinas na região de Itanhaém, litoral norte do estado de São Paulo.

Figura 7 – Algumas formas de ostracodes.



Legenda: 1, 2 -*Pennyella dorsoserrata* (Brady); 3 -*Pennyella horridus* Whatley e Coles; 4, 6 -*Legitimocythere acanthoderma* (Brady); 5- *Polycope* cf. *P. clathrata* Sars. 6 - Forma jovem. 7 - *Polycope orbicularis* Sars.

Fonte: retirado Proceedings. Disponível em <  
[http://publications.iodp.org/proceedings/303\\_30\\_6/213/213\\_p1.htm](http://publications.iodp.org/proceedings/303_30_6/213/213_p1.htm)>.  
 Acesso em 13 de junho de 2016.

Os trabalhos que se seguiram no Brasil tratam basicamente da ecologia e da utilização dos ostracodes como bioindicadores de salinidade, com o consequente zoneamento de regiões parálicas. Um exemplo é a setorização da Baía de Sepetiba com base em dez biofácies de ostracodes, incluindo biofácies mixo-halinas e eualinas (DIAS-BRITO et al., 1988).

No entanto, outra vertente de investigação vinha se desenvolvendo: a aplicação de ostracodes (assim como outros microfósseis calcários) em interpretações paleoambientais do Quaternário. Neste cenário, o primeiro trabalho a empregar os ostracodes com esta finalidade foi o de Vicalvi et al. (1977) no contexto do Projeto REMAC, em sedimentos da plataforma continental média do estado de São Paulo (DULEBA et al., 2007).

O emprego dos ostracodes em estudos de variações eustáticas no Quaternário ganhou destaque com dois trabalhos em especial: os de Carreño et al. (1997) e Carreño et al. (1999), ambos na Bacia de Pelotas. Os dois estudos abrangem o intervalo compreendido entre o Neomioceno e o Pleistoceno, associando também à interpretação paleoambiental dados de

foraminíferos e de nanofóssies calcários. Carreño et al. (1999) identificaram vários ciclos de variação eustática, inclusive no Pleistoceno. Trabalhos de Bergue et al. (2006, 2007) na Bacia de Santos, e de Nicolaidis (2008), na bacia de Campos, também apresentam reconstituições de paleoníveis do mar, através do estudo de dados faunísticos de ostracodes e de resultados geoquímicos.

## 2.4 Isótopos de carbono e oxigênio

### 2.4.1 Generalidades

Cada elemento químico tem um isótopo dominante “leve” e um ou mais “pesados”, com abundância natural próxima a 1%. As reações químicas e processos físicos, como a evaporação e a condensação discriminam os mais pesados (PESENDA et al., 2005).

A composição isotópica de qualquer substância é dada em termos da variação da razão entre diferentes isótopos em comparação com a razão isotópica de uma substância de composição conhecida, sendo apresentada na forma da notação  $\delta$  (delta). Uma amostra apresentando  $\delta$  positivo apresenta uma composição enriquecida no isótopo mais pesado, em relação ao padrão, enquanto  $\delta=0$  indica que a composição isotópica da amostra é igual à do padrão, e por sua vez,  $\delta$  negativo aponta para o enriquecimento do isótopo mais leve.

De acordo com Zerfass et al. (2011), as variações da composição isotópica de carbono e oxigênio estão diretamente relacionadas a mudanças paleoambientais e, devido a isso, representam uma ferramenta para a interpretação de paleoambientes, especialmente na obtenção de parâmetros como paleotemperatura, paleoprodutividade e variações do nível do mar.

Como resumem Duleba et al. (2007) e Gornitz (2009), análises isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e de elementos-traço (Mg, Sr, Ba, Cd, F, B) das testas de foraminíferos e ostracodes calcários fornecem informações que permitem reconstituir a paleossalinidade, paleoprodutividade, a intensidade da ressurgência oceânica, mudanças de temperatura da água do mar, e propriedades químicas das massas d'água pretéritas (KROOPNICK, 1985; LEA e BOYLE, 1989; HEIZE, 1994; CORNFIELD, 1995; LANGER, 1999; LEA, 1999; WEFER et al., 1999; WOLFF et al., 1999;). Isto é possível em razão da composição das testas calcárias

refletirem a composição da água do mar e as condições físicas e biológicas presentes durante a precipitação da calcita, ainda que alguns autores apresentem ressalvas quanto a esta relação. Os isótopos de oxigênio e de carbono e elementos traço são incorporados diretamente da água do mar, durante a precipitação da calcita (LEA, 1999; ROHLING e COOKE, 1999).

#### 2.4.2 Carbono

Dois isótopos estáveis de carbono ocorrem na natureza, o  $^{12}\text{C}$  e o  $^{13}\text{C}$ . Estes isótopos são fracionados por diversos processos naturais, incluindo a fotossíntese e as reações de troca de isótopos entre compostos de carbono (PESSENDA et al., 2005).

A fotossíntese leva ao enriquecimento em  $^{12}\text{C}$  dos compostos orgânicos biologicamente sintetizados, uma vez que o  $^{12}\text{CO}_2$  é preferencialmente utilizado na fotossíntese. Por outro lado, as reações de troca de isótopos entre o  $\text{CO}_2$  e o carbonato em solução aquosa tendem a enriquecer os carbonatos em  $^{13}\text{C}$  (FAURE, 1986).

A composição isotópica do carbonato é geralmente expressa em termos do parâmetro  $\delta^{13}\text{C}$  (‰), tendo como padrão de referência o  $\text{CO}_2$  gasoso obtido das testas de belemnites (molusco fóssil *Belemnites americana* da Formação PeeDee Belemnite, no estado da Carolina do Norte, EUA).

O  $\delta^{13}\text{C}$  é expresso pela seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ams}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{pad}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{pad}}} \times 10^3 \quad (1)$$

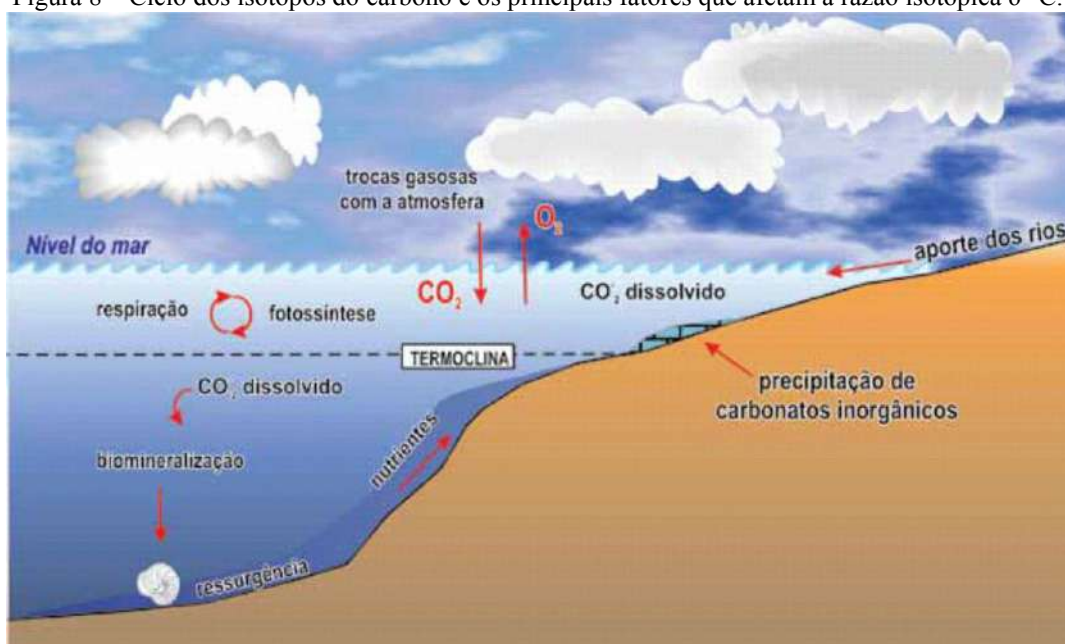
onde  $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{pad}}$  é a medida do padrão e  $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ams}}$  é o valor medido na amostra.

Assim, como definiram Mitchell et al. (1996) e Wefer et al. (1999), o aumento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  nos carbonatos biogênicos indica um aumento da produtividade. Por outro lado, a intensificação dos processos de retrabalhamento e oxidação da matéria orgânica devolvem  $^{12}\text{C}$  ao sistema, diminuindo os valores de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Zerfass et al. (2011) ressalta, no entanto, que a composição isotópica de carbono das testas de foraminíferos pode não refletir a composição do carbono dissolvido na água do mar por alguns fatores (Figura 8). Em primeiro lugar, a precipitação biogênica é mais rápida em

relação à precipitação inorgânica, resultando em um fracionamento cinético. Em segundo, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  também são influenciados pela fotossíntese dos simbiontes algálicos (RAVELO e HILLAIRE-MARCEL, 2007). Além desses fatores, o efeito vital ainda afeta a composição isotópica de carbono, posto que uma das principais causas do desequilíbrio isotópico é a reincorporação de  $\text{CO}_2$  metabólico, isotopicamente mais leve (EREZ, 1978; GROSSMAN, 1987).

Figura 8 – Ciclo dos isótopos do carbono e os principais fatores que afetam a razão isotópica  $\delta^{13}\text{C}$ .



Fonte: retirado de Zerfass et al. (2011).

### 2.4.3 Oxigênio

O oxigênio tem três isótopos estáveis,  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ , que ocorrem naturalmente nas respectivas proporções de 99,76%, 0,04%, e 0,2%. Pelo fato dos isótopos  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  serem fracionados primeiramente em relação ao  $^{16}\text{O}$ , e pela reduzida abundância do  $^{17}\text{O}$ , a razão isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  é a mais usualmente medida na água (e.g. geleiras), sedimentos carbonáticos ( $\text{CaCO}_3$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e matéria orgânica (GORNITZ, 2009).

Os isótopos de oxigênio se combinam com os de hidrogênio ( $^1\text{H}$  e  $^2\text{H}$ ) para formar água; e a molécula de água, por sua vez, pode apresentar diferentes configurações isotópicas, cuja mais comum é  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  (FAURE, 1986; BOWEN, 1988). Assim, as moléculas de água mais pesadas terão pressão de vapor menor e, conseqüentemente, o vapor d'água resultante da

evaporação da água líquida é enriquecido nos isótopos mais leves ( $^{16}\text{O}$  e  $^1\text{H}$ ). A evaporação então transfere preferencialmente as moléculas de  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  para a atmosfera. Da mesma forma, a condensação do vapor d'água em nuvens, produzindo chuva, causa o enriquecimento da fase líquida nos isótopos mais pesados, uma vez que a molécula  $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$  passa mais facilmente para a fase líquida devido à sua menor pressão de vapor (BOWEN, 1988).

O principal fracionamento do oxigênio ocorre durante a precipitação do carbonato e o  $\delta^{18}\text{O}$  resultante é fortemente dependente da temperatura, bem como da composição isotópica do meio aquoso no qual a cristalização ocorreu. Se o carbonato é calcita, a temperatura de equilíbrio de cristalização (t) é relacionada como uma função do fracionamento dada por  $\delta c = \delta^{18}\text{O}_{\text{calc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{aq}}$ , onde os padrões de referência são o PDB (Pee Dee Belemnite) para calcita e SMOW (Value of *Standard Mean Ocean Water* – Valor Médio do Padrão da Água do Oceano) para a água da mar (HOLSER et al., 1996).

O  $\delta^{18}\text{O}$  é expresso pela seguinte equação:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ams}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{pad}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{pad}}} \times 10^3 \quad (2)$$

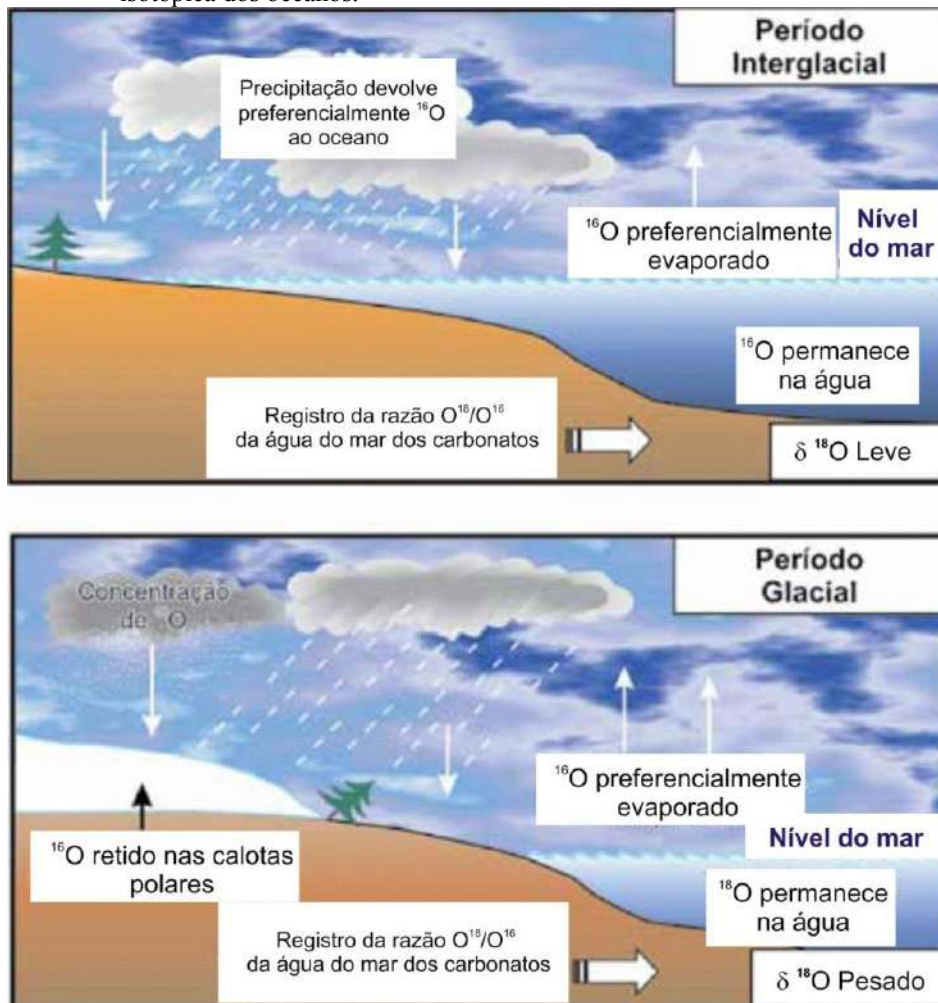
onde  $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{pad}}$  é a medida do padrão e  $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ams}}$  é o valor medido na amostra.

Urey (1947) demonstrou que os carbonatos apresentam diferentes razões entre  $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$ , conforme a temperatura de precipitação. Emiliani (1955) aplicou este princípio em foraminíferos planctônicos, corroborando o modelo de ciclicidade das variações orbitais proposto por outros autores. Os valores isotópicos plotados em um gráfico geraram uma curva cujos picos positivos e negativos (mais ou menos  $^{18}\text{O}$ , respectivamente) mostraram a ocorrência de períodos de clima quente e frio.

Segundo este autor, as proporções dos isótopos  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  oscilam entre períodos glaciais e interglaciais. Durante os eventos glaciais, a água do mar encontra-se enriquecida com o isótopo mais pesado (picos positivos). Ao mesmo tempo, a água depositada nas geleiras encontra-se enriquecida com o isótopo mais leve, o  $^{16}\text{O}$ . Isso ocorre porque o isótopo leve é extraído mais facilmente por meio da evaporação e migra para as altas latitudes, onde fica principalmente retido nas calotas polares. Ao término dos períodos glaciais, o derretimento em larga escala destas massas de gelo restabelece a proporção natural entre os dois isótopos (picos negativos de  $^{18}\text{O}$ ). A Figura 9 apresenta um esquema que demonstra esta troca isotópica ao longo dos ciclos glaciais.

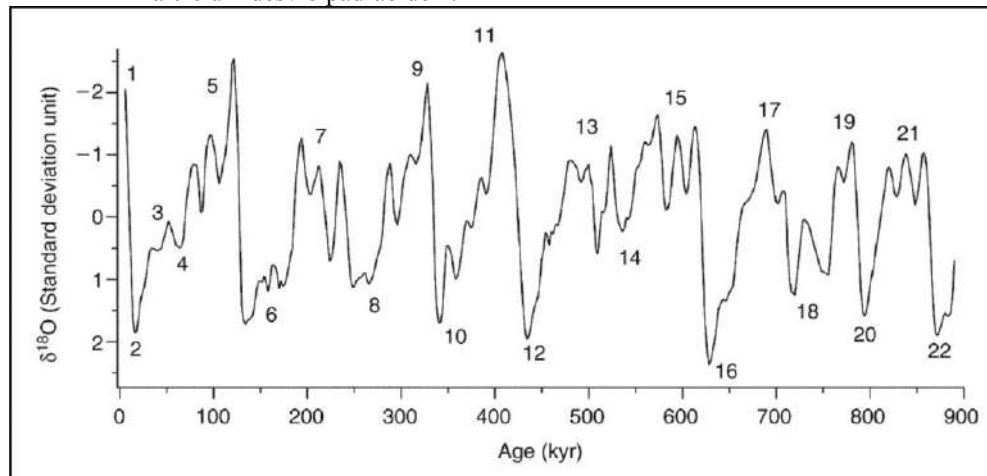
Assim, Emiliani (1955) subdividiu o Quaternário em estágios isotópicos marinhos (MIS, na sigla em inglês), codificados em sequência numérica crescente, onde os números ímpares correspondem aos períodos interglaciais e os pares, aos glaciais. Exemplificando, o interglacial atual é representado pelo número um, o Último Máximo Glacial (UMG) pelo número dois, e assim sucessivamente. Estudos posteriores produziram curvas isotópicas mais acuradas que permitiram, inclusive, a subdivisão dos MIS (PISIAS et al., 1984). A Figura 10 representa alguns dos MIS do Quaternário, para os últimos 900.000 anos.

Figura 9 – Ciclo dos isótopos de oxigênio mostrando os efeitos da temperatura na composição isotópica dos oceanos.



Fonte: modificado de Zerfass et al. (2011).

Figura 10 – Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em uma escala na qual os mesmos tenham uma média de valor igual a 0 e um desvio padrão de 1.



Nota: Os MIS têm a seguinte convenção: números ímpares para fases quentes, e pares para as frias.

Fonte: retirado de compilação de Gornitz (2009).

#### 2.4.4 Cálculo da paleotempertura

O principal parâmetro obtido da razão isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  é o conhecimento de paleotemperaturas, uma vez que o principal fracionamento do oxigênio ocorre durante a precipitação do carbonato e o  $\delta^{18}\text{O}$  resultante é fortemente dependente da temperatura. (HOLSER et al. 1996).

Shackleton (1974) elaborou uma equação para calcular a paleotempertura da água baseada em dados isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  em testas dos foraminíferos planctônicos:

$$T = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2 \quad (3)$$

onde T é a paleotempertura ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\delta^{18}\text{O}_c = \delta^{18}\text{O}$  do carbonato de foraminíferos planctônicos (‰VPDB) e  $\delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O}$  da água do mar (‰ VPDB) depois da conversão do valor de VSMOW por subtração de 0,27‰ (HUT, 1987).

De acordo com Ravelo e Hillaire-Marcel (2007), a composição isotópica de oxigênio da água do mar atual ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) é de 0‰. No entanto, considerando-se os processos geológicos, este valor tem sido temporariamente aumentado pela cristalização de uma fração considerável da massa d água, como o gelo glacial que é muito enriquecido em  $^{16}\text{O}$ . Logo, os valores da



razão isotópica do carbonato ( $\delta^{18}\text{O}_c$ ), obtidos das testas de foraminíferos e outros micro-organismos carbonáticos, estão relacionados não apenas à temperatura mas também ao  $\delta^{18}\text{O}_w$  da água.

Segundo revisão realizada por Duleba et al. (2007), a análise da composição de isótopos estáveis, especialmente dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em testas de foraminíferos planctônicos tem permitido refinar a bioestratigrafia e a paleoceanografia do Quaternário do Atlântico Sul. Esses dados são capazes de fornecer indícios de “períodos climáticos mais quentes e úmidos associados a pulsos de sedimentos terrígenos no talude superior (ARZ et al., 1998); flutuações cíclicas (ordem de 41.000 anos) da profundidade da termoclina, em razão do gradiente de temperatura (MULITZA et al., 1997; WOLFF et al., 1999); e de períodos de ressurgência (18.000 anos AP) na porção sul do banco de Abrolhos, BA (PASSOS, 2000).”

### 3 QUATERNÁRIO BRASILEIRO

#### 3.1 Caracterização e breve histórico

Os primeiros estudos sobre o Quaternário brasileiro foram realizados por pesquisadores estrangeiros. De acordo com Suguio (2005) e Mansur et al. (2011), um exemplo é o trabalho de Charles Darwin (1841), que mencionou a ocorrência de rochas praias (*beach rocks*) e recifes de corais em Recife (PE). Neste trabalho, Darwin interpretou as rochas praias como evidências de uma flutuação do nível do mar na região.

Avanços nesse campo de estudo foram relativamente lentos, com o desenvolvimento de áreas de pesquisa de acordo com o aparecimento de instituições de pesquisa e ensino. E apesar do florescimento de áreas como a paleontologia, representada por estudos microfaunísticos, microflorísticos e de paleofauna de mamíferos (PAULA-COUTO, 1979), as demais como geomorfologia e arqueologia não estabeleciam uma relação muito estreita com esses estudos.

A partir da década de 1970, quando pesquisas interdisciplinares do Quaternário brasileiro começaram a ser realizadas através de convênios entre instituições de pesquisa, a área iniciava um período de maior fôlego. A afiliação do Brasil à INQUA também colaborou para o crescente destaque neste campo das Geociências (SUGUIO, 2005).

#### 3.2 As oscilações do nível relativo do mar no Quaternário do Brasil

Atualmente, grande parte da plataforma continental do Brasil já conta com dados relativos aos paleoníveis do mar durante o Quaternário. De acordo com Suguio (2003), para estabelecer uma reconstituição de antigos níveis marinhos, é recomendável obter um número razoável de antigas posições ocupadas pelos níveis relativos do mar, cobrindo um setor de costa durante um intervalo de tempo. Assim, é possível delinear uma curva de variações para aquele trecho de costa no intervalo de tempo considerado. Essas posições podem ser obtidas a partir da definição e da análise de um conjunto de indicadores, que vão fornecer informações

nos contextos espacial e temporal (MARTIN et al., 1996; SUGUIO, 2003; SUGUIO et al., 2005).

Kowsmann et al. (1974), ao realizarem estudos de paleolinhas de costa nas plataformas continentais dos Estados do Pará e do Amapá (área norte) e Estado do Rio Grande do Sul (área sul) afirmaram que existem na plataforma continental brasileira as seguintes evidências de oscilações eustáticas do nível do mar durante o Quaternário:

- a) Presença de patamares erosionais.
- b) Presença de faixas arenosas em desequilíbrio com o ambiente atual de deposição.
- c) Presença de faunas litorâneas encontradas em profundidade.

De acordo com Angulo et al. (2006), os primeiros trabalhos a abordarem paleoníveis no Holoceno foram publicados por Hartt (1870) e Branner (1902). Na década de 1940, esses estudos receberam maior detalhamento como em Lamego (1940), Bigarella (1946), Maack (1947, 1949) e Almeida (1955).

Trabalhos com datação por radiocarbono começaram a ser publicados na década de 1960. Estas datações foram obtidas em vermetídeos por Van Andel e Laborel (1964), que propuseram as primeiras interpretações temporais e espaciais confiáveis de paleoníveis marinhos. Outros trabalhos de grande importância são os de Bigarella (1965, 1971), Bigarella e Sanches (1966), Delibrias e Laborel (1969), Laborel (1969), que chegaram a comparar curvas de variações do nível relativo do mar do Brasil com a curva de variações eustática de Fairbridge (1961) (ANGULO et al., 2006, 2008).

### 3.2.1 Indicadores de nível do mar abaixo do atual

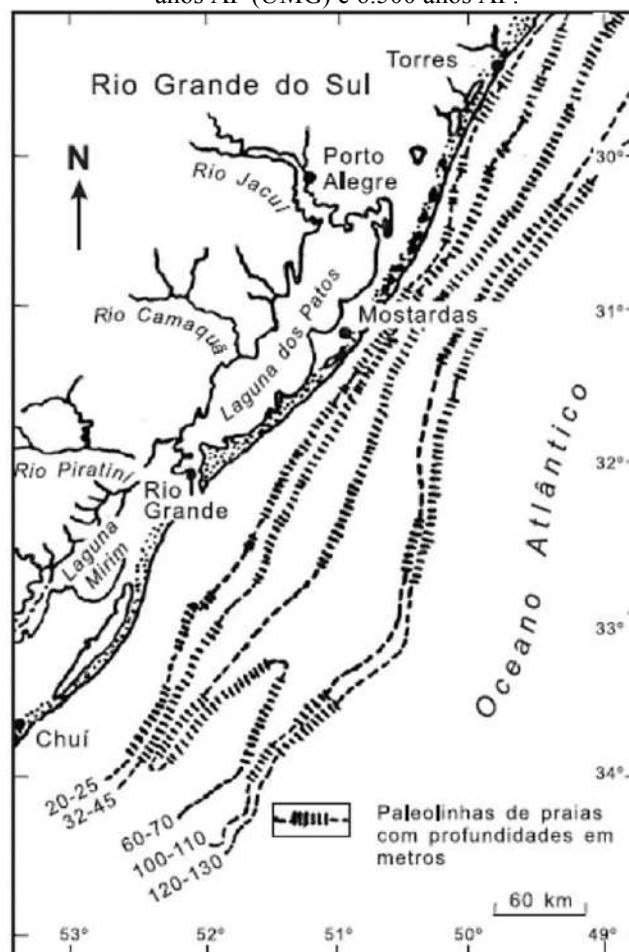
Os indicadores de níveis do mar abaixo do atual para a costa brasileira são principalmente geológicos e geomorfológicos.

No primeiro grupo, destacam-se as rupturas de pendentes dos fundos oceânicos. Estas feições, observadas em trechos de costa tectonicamente estável, teriam sido formadas durante a estabilização de paleoníveis do mar desde  $\approx 17.500$  anos AP – Último Máximo Glacial (UMG) – até  $\approx 6.500$  anos AP – Máximo da Última Transgressão com uma tendência ao rebaixamento do mar até o presente (FAIRBRIDGE, 1960; BITTENCOURT et al., 1979). As

mesmas se encontram recobertas por sedimentos bioclásticos e siliciclásticos mais grossos do que os adjacentes e por alinhamentos de rochas praiais (indicadores de níveis marinhos mais altos).

A plataforma continental do Estado do Rio Grande do Sul, entre Torres e Chuí, é a mais detalhadamente estudada no sentido de identificação de níveis marinhos abaixo do atual, refletindo talvez a evolução do nível do mar abaixo do atual para toda a plataforma continental brasileira (SUGUIO, 2003; SUGUIO et al., 2005). Nesta região, foram reconhecidas escarpas submersas com vertentes mais acentuadas, representando também posições de estabilização de antigos níveis do mar. A partir destas observações, autores como Kowsmann et al. (1977), e Corrêa (1996) propuseram as profundidades mostradas na Figura 11.

Figura 11 – Mapa da plataforma continental sul, entre Torres e Chuí, mostrando o contorno de antigas linhas de praia durante as fases de estabilização do nível do mar entre  $\approx 17.500$  anos AP (UMG) e 6.500 anos AP.



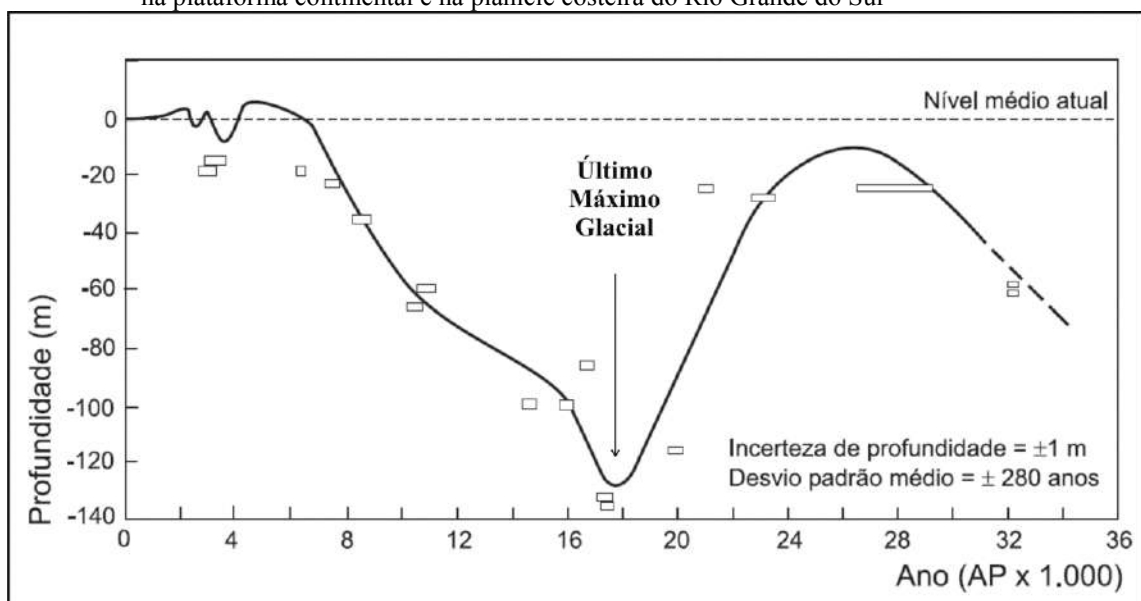
Fonte: Corrêa (1996).

Segundo os autores, o paleonível de 120-130 m abaixo do atual corresponde ao período de regressão máxima, de idade pleistocênica, associado ao UMG, há  $\approx 17.500$  anos AP (Figura 12). Na parte mais sul da costa brasileira, entre Torres e Chuí, a ação da tectônica não é considerada relevante, uma vez que o trecho esteve submetido a movimentos epirogênicos (movimentos ascensionais verticais) bastante suaves. Por esta razão, as peculiaridades fisiográficas deste compartimento costeiro são unicamente atribuíveis aos fenômenos deposicionais e erosivos, que resultaram dos últimos eventos transgressivos (avanço do mar continente adentro) e regressivos (recoo do mar costa afora) posteriores ao UMG, que atuou predominantemente no Hemisfério Norte (SUGUIO, 2003).

Por sua vez, o nível de 60 a 70 m abaixo do atual, segundo informações fornecidas por micro-organismos, corresponderia ao início do Holoceno há aproximadamente 11.000 anos AP, quando o clima se tornou mais ameno e houve aceleração na ascensão do nível relativo do mar. Ao longo desta ascensão, dois níveis de estabilização foram reconhecidos, entre 32 e 45 m e entre 20 e 25 m, e evidenciados por camadas de cascalho biodetríticos e concentração de minerais pesados (indicação de paleolinha de costa) (CORRÊA, 1996; Figuras 10 e 11).

Entre as evidências geomorfológicas de costa submersa Vieira (1981) cita paleolagunas, antigos níveis de erosão marinha e vales fluviais submersos.

Figura 12 – Curva de variações do nível relativo do mar desde  $\approx 30.000$  AP até hoje, segundo dados obtidos na plataforma continental e na planície costeira do Rio Grande do Sul



Fonte: modificado de Corrêa (1996).

### 3.2.2 Indicadores de nível do mar acima do atual

#### 3.2.2.1 *Geológicos/Sedimentares*

Paleoníveis marinhos acima do atual possuem como principais indicadores geológicos os terraços de construção marinha (*wave-built terraces*), os terraços de abrasão marinha (*wave-cut terraces*) e as rochas praias (*beach rocks*).

Os terraços de construção marinha estão situados acima do nível do mar atual e constituem parte das planícies costeiras ou das baixadas litorâneas. O mapeamento destas estruturas e as datações pelo método do radiocarbono permitiram identificar várias gerações de terraços construídas após os máximos relacionados a episódios transgressivos do Quaternário (SUGUIO et al., 1985; MARTIN et al., 1987 a; MARTIN et al., 1988b).

De acordo com Martin et al. (1996), um estudo mais detalhado das estruturas sedimentares primárias e do tamanho dos grãos das areias que formam os terraços pode indicar o local onde as areias foram depositadas, definindo-se com uma precisão de mais ou menos 50 cm a posição do principal nível marinho na época da deposição. Entretanto, a utilização desses terraços como indicadores de níveis do mar mais altos não é consenso entre os pesquisadores da área. Angulo e Lessa (1997) criticam, por exemplo, o princípio de tamanho dos grãos das areias como indicadores de elevação do nível do mar, proposto por Bigarella et al. (1961) e assumido nos diversos trabalhos de Martin e Suguio para os setores sudeste e sul da costa brasileira. De acordo com Angulo e Lessa (1997), Bigarella não levou em consideração a energia das ondas, o que resultaria na observação de terraços com elevações diferentes representando o mesmo nível marinho. Em trabalho publicado em 1998 por Martin e colaboradores, é feita, entre outras ressalvas, a defesa dos terraços de construção marinha como indicadores de paleoníveis marinhos mais altos. De acordo com este trabalho, uma suposta superelevação em função do tamanho dos grãos, da morfologia e da energia local não é descartada. E ainda, as informações fornecidas pelas estruturas sedimentares permitem a reconstrução de posições pretéritas do nível do mar com uma considerável acurácia. Ademais, o próprio nível médio relativo do mar, inferido pelos terraços, já traz em si um erro de  $\pm 0,5$  m.

Terraços de abrasão marinha representam superfícies de erosão sustentadas por rochas mais antigas do embasamento – sedimentares, ígneas ou metamórficas. Assim como os

terraços de construção, os de abrasão têm sua origem relacionada à energia das ondas, que primeiramente resultam em entalhes marinhos de menores dimensões, e progressivamente podem originar cavernas marinhas. E finalmente, quando os tetos destas cavernas colapsam, acabam por se transformar em terraços de abrasão marinha (SUGUIO et al., 2005).

As rochas praias são compostas de arenitos ou conglomerados de paleopraias, em geral cimentados por carbonato de cálcio, contendo conchas de moluscos mais ou menos fragmentadas e outros biodetritos, como espinhos de ouriços, algas calcárias, fragmentos de corais etc. Essas rochas são típicas de regiões de climas quentes e, ao longo do litoral brasileiro, são encontradas do litoral norte do Rio de Janeiro (complexo deltaico do rio Paraíba do Sul) até a costa nordestina (FLEXOR e MARTIN, 1979; SUGUIO, 2003).

### 3.2.2.2 *Biológicos*

Fragmentos biogênicos, e.g. partes de animais e de vegetais marinhos, fósseis traços e micro-organismos representam indicadores de níveis do mar acima do atual. Estes indicadores devem corresponder a restos de organismos sésseis, geralmente coloniais e de distribuição vertical bastante restrita em vida, de modo que permitam obter a posição do nível do mar ou, mais precisamente, reconstruir a zonação dos organismos litorâneos relacionados aos limites das faixas de distribuição (MARTIN et al., 1986 a,b; SUGUIO, 2003). Como exemplo de indicadores biológicos de antigos níveis do mar, podem ser citadas as tocas de ouriço, as incrustações de vermetídeos (moluscos gastrópodes), ostras e corais situados acima da zona atual de ocupação desses animais. Esses organismos também fornecem material carbonático de suas testas, o que permite a datação por radiocarbono (SUGUIO et al., 2005).

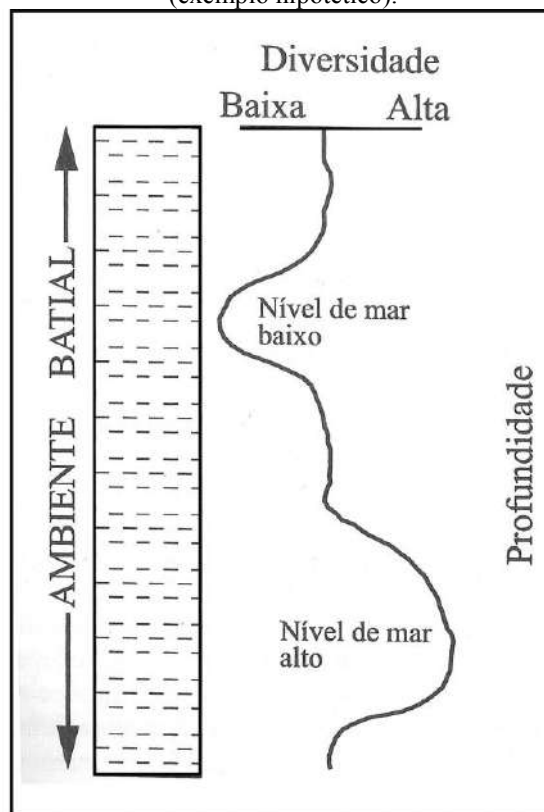
Angulo e Lessa (1997) e Angulo et al. (2006) chegaram a afirmar que as tocas de vermetídeos são os indicadores de paleoníveis mais confiáveis, sugerindo que curvas baseadas na aplicação de outros indicadores (ex., geológicos e geomorfológicos), poderiam fornecer resultados não totalmente corretos.

Em relação aos microrganismos, é importante salientar que a sua aplicação pode ser muito útil nos estudos de deslocamento da linha de costa, que podem estar relacionados às oscilações do nível do mar (ANTUNES e MELO, 2001). Como exemplificam Antunes e Melo (2001), na análise das faunas de foraminíferos planctônicos marinhos “um máximo de diversidade observado em uma coluna sedimentar pode sugerir uma posição de nível de mar

alto, enquanto um mínimo na curva de diversidade, registrado em depósitos de um mesmo contexto ambiental, pode sugerir uma posição relativa de nível de mar baixo” (Figura 13).

Os paleomanguezais, considerados por Suguio (2003) e Suguio et al. (2005) como indicadores biológicos de níveis de mar mais altos, fornecem informações mais variadas sobre as oscilações do nível do mar, principalmente no Holoceno. São representados por sedimentos contendo restos vegetais de espécies típicas de manguezal, como *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia tomentosa* etc. E esses sedimentos podem ser relacionados às zonas intermareais de paleoestuários (SCHAEFFER-NOVELLI et al., 2002). Nos paleomanguezais, segundo Suguio (2003) e Suguio et al. (2005), podem ser reconhecidas duas zonas: a superior que é em geral muito rica em fragmentos de madeira e a inferior que é, sobretudo, lamosa. Pode-se estimar que, no primeiro caso, a deposição tenha ocorrido entre os níveis médio e de maré alta da época e que, no segundo caso, a deposição corresponda aos níveis médio e de maré baixa.

Figura 13 – Associação da variação relativa do nível do mar à diversidade (exemplo hipotético).



Fonte: Antunes e Melo (2001).



Além disso, os próprios manguezais, como ecossistemas estuarinos, representam a transição entre os ambientes terrestre e marinho, tendo sua formação relacionada com as flutuações do nível do mar no Quaternário (SOUZA-JÚNIOR et al., 2007).

Assim, os indicadores biológicos não só evidenciam níveis marinhos mais altos do que o atual, como também podem auxiliar no estudo de paleoambientes estabelecidos em condições de nível do mar mais baixo, sobretudo no Holoceno.

### *3.2.2.3 Arqueológicos – as limitações do uso dos sambaquis na reconstrução de antigos paleoníveis do Quaternário*

Sambaquis são construções artificiais feitas por populações pré-históricas que habitaram a costa do Brasil pelo menos entre 7.000 e 1.000 anos AP (GASPAR, 1996); é provável, entretanto, que sítios mais antigos tenham existido. Neste caso, eles podem ter sido destruídos pela elevação do nível do mar no início do Holoceno (HURT, 1983, 1984; LIMA, 1999, 2000), estão submersos, ou foram preservados em grandes profundidades graças a armadilhas geomorfológicas e sedimentares (AFONSO e TENÓRIO, 2007). Os sítios variam de pequenas elevações de 2 m de altura até imponentes estruturas de 30 m de altura por 500 m de comprimento, atualmente consideradas como monumentos destinados a marcar a paisagem (DeBLASIS et al., 1998).

Autores como Martin e Suguio (1975, 1976), Martin et al. (1979/1980; 1981, 1982, 1984, 1986a) e Suguio et al. (1985, 1991) têm utilizado os sambaquis para subsidiar a construção de curvas de variação do nível relativo do mar no litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos. A aplicação desse indicador tem recebido muitas críticas.

Como afirmam Scheel-Ybert et al. (2009), os sambaquis não constituem a melhor evidência para reconstrução espacial e temporal das antigas posições dos níveis marinhos, já que não é possível estabelecer diretamente a relação vertical entre suas bases e o nível do mar. No entanto, persiste o conceito de que a base dos sítios no início de sua construção deve ter estado acima do nível da maré alta. Segundo Scheel-Ybert et al. (2009) o uso de sambaquis como indicadores de paleoníveis marinhos, conforme preconizado por Fairbridge (1961, 1976) e Bigarella (1965; 1976), partiu de premissas arqueológicas que não podem mais ser sustentadas.

Angulo e Lessa (1997) também contestaram a aplicação dos sambaquis como indicadores de paleoníveis mais altos do que o atual. No trabalho citado, os autores criticaram as curvas de oscilação do mar para as regiões de Paranaguá e Cananeia, propostas por Martin et al. (1996), utilizando argumentos semelhantes ao de Scheel-Ybert et al. (2009). Angulo e Lessa (1997) afirmaram “...de fato, não há evidências de que a acumulação de conchas era construída sempre acima do nível do mar.”

### 3.2.3 Transgressões, variações do nível do mar e conformação da costa brasileira

#### 3.2.3.1 *Transgressão Antiga*

As evidências mais antigas registradas de variação do nível do mar na costa brasileira correspondem a períodos anteriores a 123.000 anos AP, e são representadas pelos terraços arenosos, evidências de níveis marinhos mais altos. Nas planícies costeiras dos Estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, estes níveis marinhos mais altos foram demonstrados por vestígios de terraços arenosos e cascalhosos com mais de 13 m de altura acima do nível do mar atual, de possível origem marinha. Segundo Bittencourt et al. (1979), e Martin et al. (1983), este nível marinho mais alto, de 13 m, corresponde a um evento aumento do nível do mar de idade pleistocênica, chamado de Transgressão Antiga.

Para as costas dos Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia, Bittencourt et al. (1979; 1983) afirmam que durante esta transgressão, o mar erodiu a Formação Barreiras esculpindo falésias que foram recuando em consequência deste evento, até quando o mesmo atingiu o seu máximo. Ao mesmo tempo, os baixos cursos dos rios da região foram afogados, constituindo estuários. Desta forma, os registros da Transgressão Antiga não se mostraram tão assertivos no nordeste da costa brasileira, correspondendo a falésias fósseis, provavelmente de origem marinha, esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras, de provável idade terciária.

Martin et al. (1988b) sugerem que o terraço mais alto poderia ser correlacionável ao sistema de ilhas-barreira/lagunas II do Estado do Rio Grande do Sul, reconhecidos por Villwock et al. (1986), onde ocorrem os registros mais completos do evento de ascensão do nível do mar, com a identificação também de uma unidade mais velha. Esta unidade seria chamada de sistema de ilhas-barreira/laguna I (VILLWOCK et al., 1986). No entanto, as únicas unidades com datação absoluta (termoluminescência), referentes à Transgressão

Antiga, são terraços pleistocênicos no litoral do Rio Grande do Norte, ao sul de Natal: 210.000 anos AP (BARRETO et al., 2002 a). Os terraços da costa do Rio Grande do Sul não contam com datação absoluta, o que impede a correlação temporal com eventos conhecidos de variações eustáticas (SUGUIO et al., 2005).

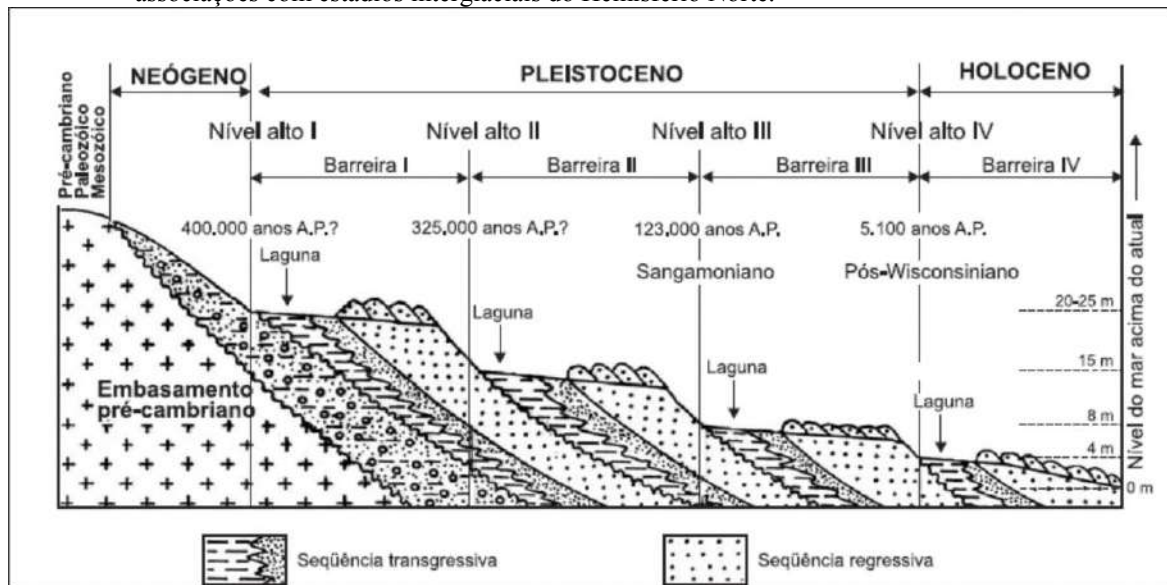
### 3.2.3.2 Penúltima Transgressão

Após a Transgressão Antiga, seguiu-se outro evento transgressivo. O evento mundialmente reconhecido, quando o mar esteve  $8 \pm 2$  m acima do nível atual, pôde ser evidenciado em grande parte da costa brasileira por terraços que foram identificados pelo menos desde a Paraíba até o Rio Grande do Sul. Este episódio ficou conhecido no Estado de São Paulo como Transgressão Cananeense (SUGUIO, 2003) ou como Penúltima Transgressão nas costas da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco (BITTENCOURT et al., 1979).

Os terraços marinhos correspondentes à Penúltima Transgressão exibiram topos de 6 a 10 m e são referenciados por Bittencourt et al. (1979) como Pleistocênicos. As estruturas sedimentares não puderam ser utilizadas em razão de sua obliteração por processos pedogenéticos. Os tubos fósseis de vermetídeos do gênero *Callichirus*, associados a estratificações plano-paralelas horizontais e cruzadas na base desses terraços, é que permitiram a reconstrução das posições pretéritas dos níveis marinhos, uma vez que esses animais constroem os seus tubos na zona intermareal e nas proximidades do nível de maré baixa. Através de datação pelo método  $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$  (Io/U, como descrevem BERNAT et al., 1983) em fragmentos de corais do gênero *Siderastrea*, encontrados na base dos terraços na região de Olivença (sul da Bahia), foi obtida a idade de  $123.500 \pm 5.700$  anos AP (MARTIN et al., 1982; BERNAT et al., 1983). E de acordo com Martin et al. (1982), nesta época o nível do mar teria atingido seu máximo, em torno de 8 a 10 acima do nível atual. Segundo Dominguez et al. (2002), até o momento, esta é a única datação radiométrica para estes terraços em toda a costa brasileira.

Deste modo, os terraços foram correlacionados ao nível do mar mais alto do estágio interglacial Sangamoniano (América do Norte) ou Eemiano (Escandinávia) do Pleistoceno superior (BLOOM et al., 1974; CHAPPELL, 1983) e ao sistema de ilhas barreira – lagunas III do Rio Grande do Sul (VILLWOCK et al., 1986) (Figura 14).

Figura 14 – Sistemas de ilhas barreira – lagunas registrados na planície costeira do Rio Grande do Sul, evidenciando fases de ascensão do nível relativo do mar acima do atual no Quaternário e suas associações com estádios interglaciais do Hemisfério Norte.

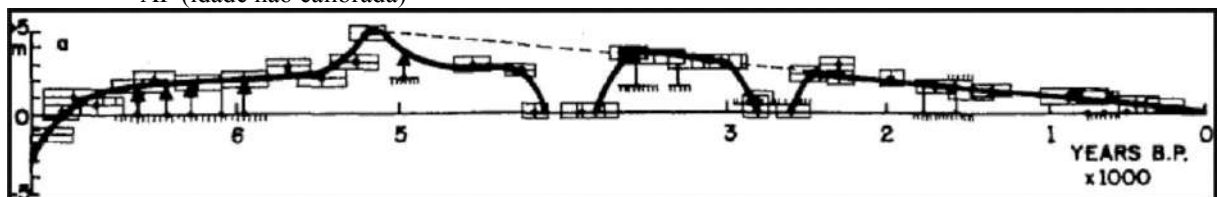


Fonte: Suguio (2003).

### 3.2.3.3 Última Transgressão/Transgressão Flandriana

A última fase transgressiva, conhecida globalmente como Transgressão Flandriana, iniciou-se há  $\approx 17.500$  anos AP (FAIRBRIDGE, 1961), e teve seu máximo por volta de 5.100 anos A.P, quando o mar atingiu em torno de 5 m acima do nível médio atual (MARTIN et al., 1979). Após este máximo, o mar sofreu alterações eustáticas de menor porte, com tendência geral para pequeno rebaixamento até o presente (FAIRBRIDGE, 1961; VIEIRA, 1981). A curva de oscilação do nível do mar para a costa da Bahia, a mais completa para os últimos 7.000 anos, exemplifica este comportamento do mar (Figura 15).

Figura 15 – Curva de variação do nível relativo do mar na região de Salvador (BA) para os últimos 7.000 anos AP (idade não calibrada)



Fonte: Martin et al. (1998).

Suguio (2003) argumenta que esta denominação “Transgressão Flandriana” é errônea, já que no norte da Bélgica, onde sedimentos relacionados a esta transgressão foram identificados por Heinzelin e Tavernier (1957), o nível do mar teve comportamento bem diferente do Brasil. Assim, o autor sugere o termo “Transgressão Santista” para este evento, seguindo a terminologia de Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1996). O termo é referente a sedimentos reconhecidos na planície costeira da cidade de Santos, no Estado de São Paulo. Bittencourt et al. (1979) dá a esta transgressão o nome de “Última Transgressão”. O mesmo princípio foi aplicado por Suguio (2003) para se referir à Penúltima Transgressão como Transgressão Cananeense.

Na planície costeira do Rio Grande do Sul o máximo transgressivo do referido evento é correlacionado ao sistema de ilhas barreira – lagunas IV, e ao estágio interglacial Pós-Wisconsiniano (VILLWOCK et al., 1986) (Figura 14).

As evidências geológicas mais destacáveis deste período de subida do nível do mar são os terraços marinhos dispostos externamente aos terraços pleistocênicos referentes à Penúltima Regressão, e por vezes destes separados por uma zona baixa pantanosa. Estes terraços, que mostraram altitudes de 4 a 5 m acima da preamar atual, foram formados durante a regressão subsequente à Última Transgressão (BITTENCOURT et al., 1983). Na superfície dessas feições foram identificadas cristas praias bem preservadas, em contraste com o que ocorre nos terraços pleistocênicos. Apresentam também estruturas sedimentares bem preservadas, como as estratificações características das faces praias (BITTENCOURT et al., 1983).

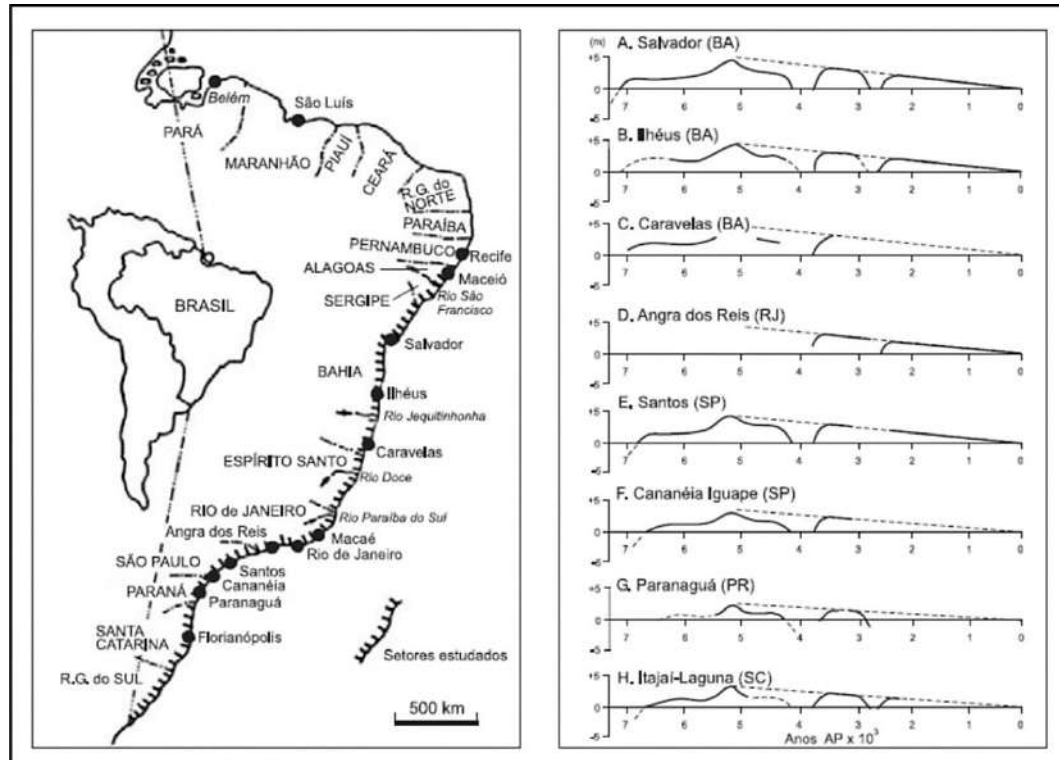
Apesar do uso extensivo de indicadores geológicos no estudo de oscilação marinha no Holoceno, não há dados de datação absoluta para a costa brasileira anteriores a 7.000 anos (ANGULO et al., 2006, 2008, 2016).

#### 3.2.4 Controvérsias: das curvas até as oscilações em escala local

As curvas elaboradas por Martin e Suguio em trabalhos como os de Suguio et al. (1985), Figura 16, e de Martin et al. (1996) abrangem diferentes setores da costa brasileira. Seus resultados foram baseados na análise de aspectos sedimentológicos, geomorfológicos, arqueológicos, biológicos e geocronológicos. No setor destacado na Figura 16, foram realizadas mais de 700 datações geocronológicas por  $^{14}\text{C}$ , que foram empregadas na

construção de curvas de variação do nível do mar em diferentes localidades (SUGUIO et al. 1985; MARTIN et al., 1996). Entretanto, as oscilações evidenciadas nessas curvas não constituem um consenso entre os pesquisadores.

Figura 16 – Curvas de variações dos níveis relativos do mar nos últimos 7.000 anos ao longo de vários trechos do litoral brasileiro.



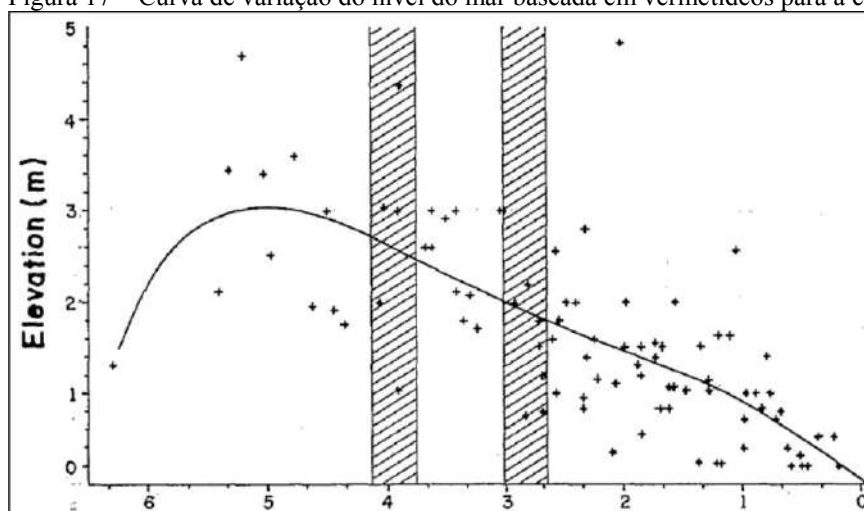
Fonte: modificado de SUGUIO et al. (1985).

Entretanto, em trabalho publicado em 1997, Angulo e Lessa teceram abertamente críticas aos indicadores utilizados não só pelos autores citados acima, como por trabalhos publicados ainda na década de 1960, como os de Bigarella. Neste trabalho, até mesmo a forma como o mar teria se comportado nos últimos 7.000 anos seria um pouco diferente da proposta de trabalho de Martin e Suguio, como mostra a Figura 17.

Os trabalhos de Angulo (1993) e Angulo e Lessa (1997) basearam-se exclusivamente em amostras datadas de vermetídeos ao longo da costa, o que resultou em uma curva de aspecto linear. Tal linha é fortemente rebatida por Martin et al. (1998), pois segundo estes autores a relação entre as larguras da faixa vertical de vida desses organismos e as amplitudes locais das marés é contestável, conforme Laborel (1979). Ademais, diversos autores propuseram curvas de variações eustáticas que evidenciam a ocorrência de ciclos menores de transgressão e regressão após 5.000 anos (SUGUIO, 2003). Somente para o trecho correspondente à região de Salvador, Suguio et al. (1985) utilizaram 63 reconstruções,

baseadas em amostras de vermetídeos, terraços marinhos e sambaquis (MARTIN et al., 1979) (Figuras 15 e 16). Esta variedade dos tipos de indicadores resultou em curvas mais detalhadas, que levavam em consideração aspectos locais como a geomorfologia do trecho estudado (MARTIN et al., 1998).

Figura 17 – Curva de variação do nível do mar baseada em vermetídeos para a costa brasileira.



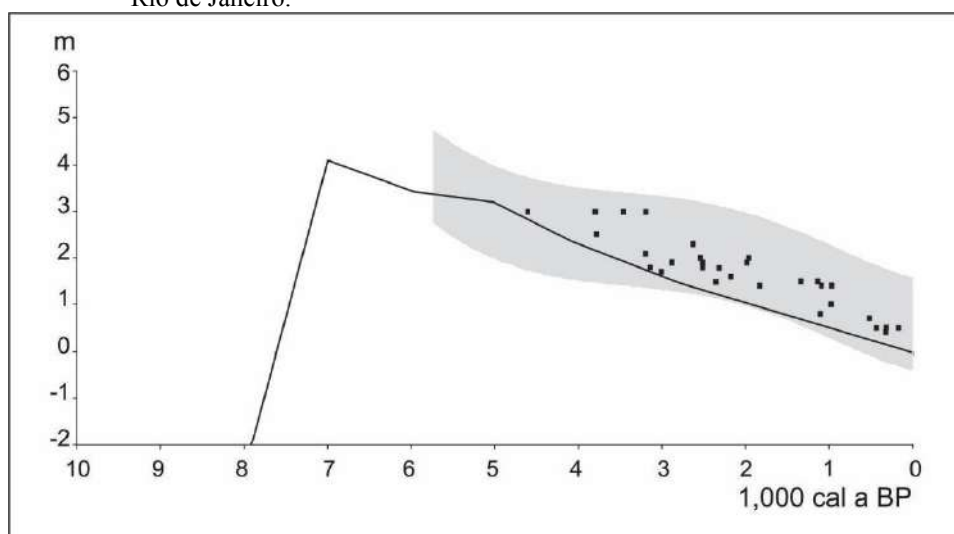
Fonte: Angulo e Lessa (1997).

Mais críticas a trabalhos sobre as variações do nível relativo do mar no Holoceno foram feitas por Angulo et al. (2016), a trabalhos como o de Castro et al. (2014) para a costa do Estado do Rio de Janeiro. A crítica se baseia principalmente na interpretação equivocada de dados de datação, adquiridos a partir de organismos provenientes de *beach rocks* na região de Cabo Frio, e.g. vermetídeos e conchas. Segundo Angulo et al. (2016), estes dados dão a informação da amplitude máxima do mar em determinada idade, e não da variação do mesmo. Entretanto, os autores afirmam que quando os dados são analisados sob a perspectiva de variáveis como a diferença entre a época de deposição das conchas e a posição do nível médio mar, a curva que resulta desses dados se aproxima da curva de variação eustática proposta por Milne et al. (2005).

Ainda que a magnitude das oscilações do nível do mar na Última Transgressão não apresente um consenso, pelo menos em escala temporal tem mostrado consistência com alguns trechos da costa brasileira, como o Estado do Rio de Janeiro. Milne et al. (2005) e Angulo et al. (2006), por exemplo, propuseram curvas a partir de inferências de paleoníveis do mar para a região de Cabo Frio, aplicando métodos geofísicos e datação por radiocarbono em vermetídeos (Figura 18).

De acordo com Milne et al.(2005), que apresenta dados referentes a variações eustáticas para os últimos 10.000 anos, houve um máximo transgressivo há cerca de 7.000 anos cal. AP, quando o mar atingiu 4 m acima do nível atual e entrou em descensão. Até o presente, esta tendência se manteve, com um pequeno aumento no nível do mar há aproximadamente 5.000 anos cal. AP (cerca de 3 m acima do nível do mar atual) e continuação do processo de rebaixamento. A reconstrução proposta por Angulo et al. (2006) foi baseada na compilação de dados de datação por radiocarbono de 1.000 amostras. Segundo estes autores, o mar atingiu seu nível máximo do Holoceno entre 7.000-6.000 anos cal. AP, que foi seguido por uma descensão até o presente. Desta forma, assim como Milne et al. (2005), os autores sugerem que há uma tendência de diminuição do nível do mar pelo menos nos últimos 7.000 anos.

Figura 18 – Curva de nível eustático do mar, faixa com estimativa do nível do mar e reconstruções do nível do mar a partir de vermetídeos e cracas para a costa do Rio de Janeiro.



Legenda: Linha sólida - Curva de nível eustático do mar (Milne et al. 2005). Área cinza - Faixa com estimativa do nível do mar (Angulo et al. 2006.)  
Fonte: modificado de Angulo et al., 2016.

Ainda que os trabalhos publicados por Suguio e Martin recebam muitas críticas referentes aos princípios metodológicos e conceituais, seus resultados se aproximam dos apresentados por outros autores, como Angulo (1993), Angulo e Lessa (1997), Angulo et al. (2002) e Angulo et al. (2008).

Na Baía de Sepetiba, por exemplo, Suguio et al. (1985 a), Martin et al.(1996) e Suguio (2003) afirmaram que o nível do mar atual foi ultrapassado pela primeira vez entre 7.000-6.500 anos AP. Autores como Borges e Nittrouer (2016 b) conseguiram datar uma superfície de inundação máxima (SIM) em testemunhos na baía de Sepetiba, que corresponderiam ao



“marco da transgressão holocênica na região”, em aproximadamente 6.900 anos AP. Ainda que esta idade também não seja calibrada, ela pode representar um ponto de partida e discussão para trabalhos mais detalhados na região em questão e demais setores da costa brasileira.

Neste sentido, a aplicação de *proxies* paleoecológicos e paleoclimáticos, e.g. microrganismos indicadores como foraminíferos e isótopos estáveis, e associação com dados geoquímicos e datações calibradas de carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) pode auxiliar na reconstituição ambiental do contexto de variações do nível do mar do Holoceno.

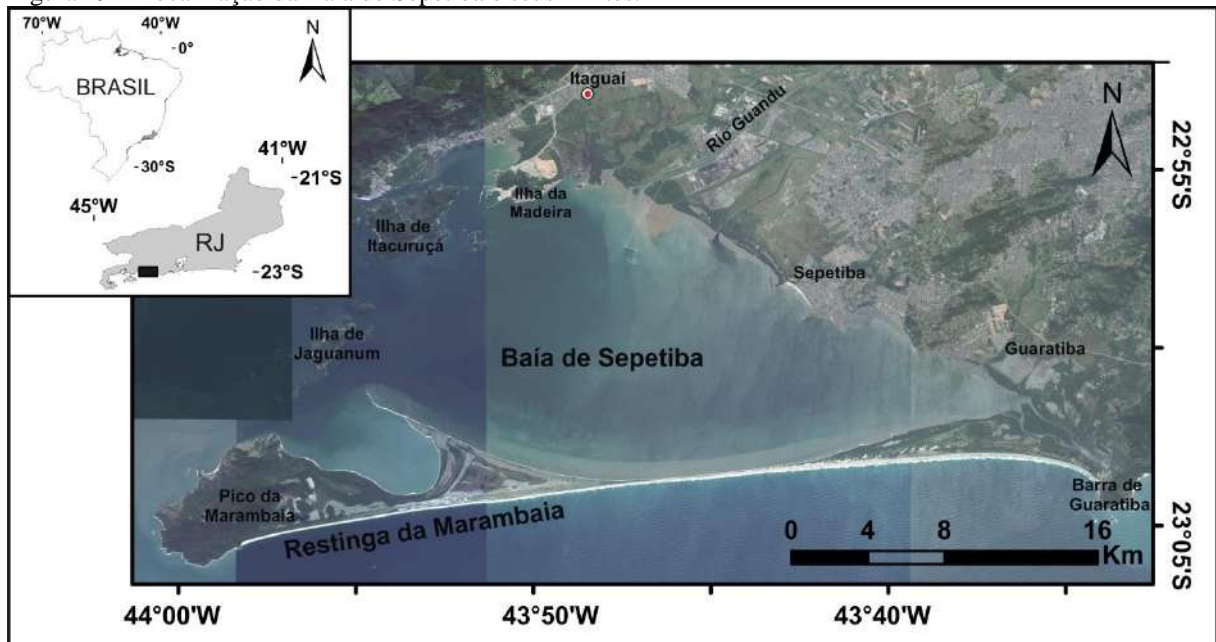
## 4 ÁREA DE ESTUDO: BAÍA DE SEPETIBA

### 4.1 Característica gerais

A Baía de Sepetiba é uma das três grandes baías do litoral do Estado do Rio de Janeiro, juntamente com as baías de Guanabara e de Ilha Grande. Possui um formato elipsoidal, comprimento de 40 km, largura de 6 km e área total de espelho d'água de aproximadamente 305 km<sup>2</sup> (VILLENNA et al., 2012, Figura 19).

Com características de um corpo lagunar semi-confinado, a Baía de Sepetiba está situada entre as coordenadas 22°55'S e 23°05'S, e 43°35'W e 44°00'W. Seus limites são: o continente a norte, a planície de maré de Guaratiba a leste, Restinga da Marambaia a sul e um cordão de ilhas migmatíticas, com destaque para as ilhas de Itacuruçá e Jaguanum, a oeste. (SUGUIO et al., 1979; BRÖNNIMANN et al., 1981 a; RONCARATI e CARELLI; VILLENNA et al, 2012).

Figura 19 – Localização da Baía de Sepetiba e seus limites.



Fonte: modificado de Google Earth.

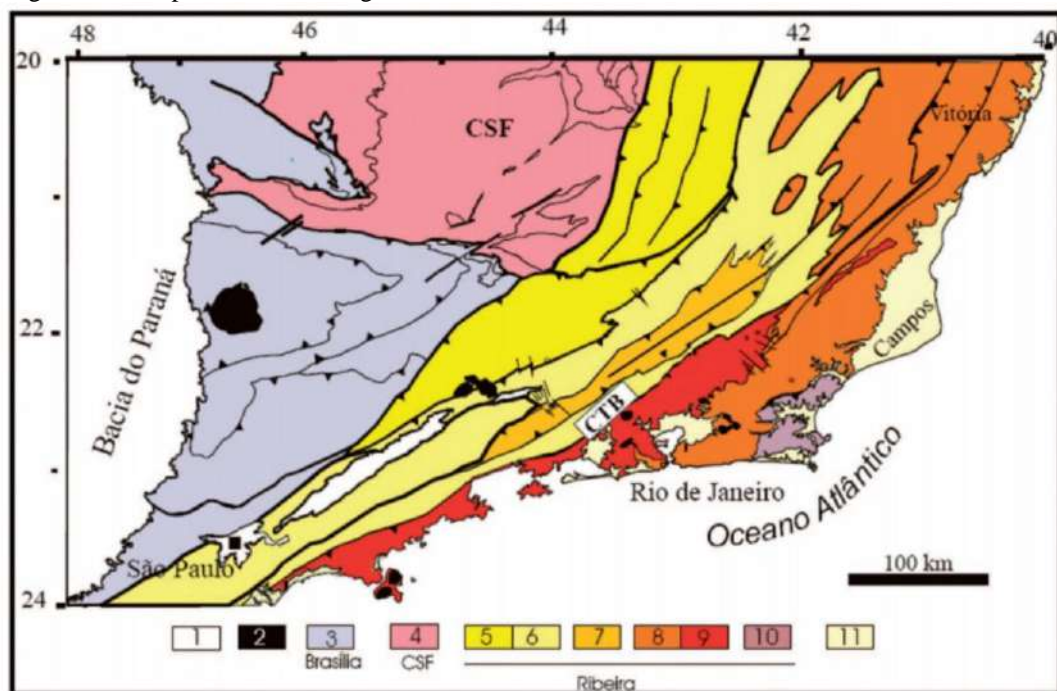
A comunicação da baía com o oceano se dá pela desembocadura oeste, entre o continente e a Ilha da Marambaia, e a leste, em menor escala, pelo Canal de Guaratiba. De

acordo com Ponçano et al. (1976) e Suguio et al. (1979), as desembocaduras dos rios que escoam para a Baía de Sepetiba concentram-se na face norte/nordeste, com destaque para o Rio Guandu.

## 4.2 Arcabouço geotectônico

A área de estudo localiza-se no contexto da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1998), entidade geotectônica que engloba a Faixa Móvel Ribeira. Segundo Heilbron et al (2004), a Faixa Móvel Ribeira é constituída por rochas proterozoicas remobilizadas e metamorfizadas no Ciclo Brasileiro (720-590 Ma), que acabaram por formar complexas unidades geológicas, individualizadas por descontinuidades tectônicas de direção ENE-WSW (Figura 20).

Figura 20 – Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil

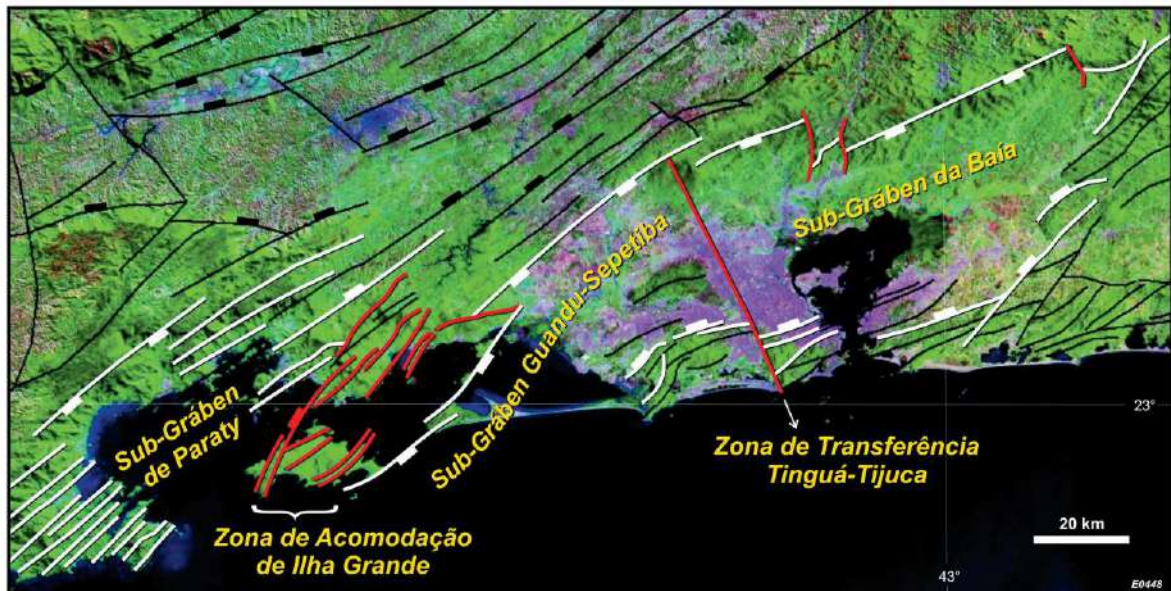


Legenda: 1- Riftes Cenozoicos; 2-Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 3-Orógeno Brasília; 4-Cráton do São Francisco; 5-Terreno ocidental. Domínio Andrelândia; 6-Terreno ocidental. Domínio Juiz de Fora; 7-Terreno oriental. Klippe Paraíba do Sul; 8-Terreno oriental. Domínio Costeiro; 9-Terreno oriental - Arco Magmático Rio Negro; 10-Terreno Cabo Frio; 11-Sedimentos cenozoicos indiferenciados.

Fonte: Bispo et al. (2013).

O Gráben da Guanabara é uma feição tectônica formada no interior do Planalto Atlântico, durante o Paleoceno. Possui uma área total entre 4.000-4.500 km<sup>2</sup>, largura média de 30-40 km a leste a 20 km a oeste, e estrangulamentos locais de 10 km. Alonga-se por cerca de 210 km na direção ENE-WSW, da região de Paraty, no extremo oeste, às faces ocidentais das intrusões alcalinas de Rio Bonito/Tanguá/Soarinho, no seu extremo leste. O gráben é subdividido em: Sub-Gráben da Baía, Sub-Gráben Guandu-Sepetiba, onde se localiza a área de estudo, e Sub-Gráben de Paraty. Essas unidades são separadas, respectivamente, pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca – um divisor de águas – e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba – região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e de Ilha Grande (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005: Figura 21).

Figura 21 – Imagem de satélite Landsat com a interpretação estrutural do Gráben da Guanabara.



Nota: Subdivisão do gráben pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba nos sub-grábens da Baía, de Guandu-Sepetiba e de Paraty.

Fonte: Zalán e Oliveira (2005).

Segundo Almeida e Carneiro (1998), a origem do Gráben da Guanabara é relacionada à evolução da margem continental adjacente. Sua instalação se deu sobre rochas neoproterozoicas como gnaisses e migmatitos (meta-ígneas do Complexo Rio Negro) e granito-gnaisses (granitoide Rio Turvo). Os tipos litológicos mais antigos são os migmatitos quartzo-feldspáticos do Complexo Serra dos Órgãos e os granulitos e charnokitos retrometamorfizados do Complexo Juiz de Fora. Sobre essas formações geológicas, está assentada uma sequência metassedimentar migmatizada mais nova, do Complexo Paraíba do Sul.

As rochas do embasamento fazem parte da Região de Dobramentos do Sudeste (HASUI et al., 1984) e foram intensamente remobilizadas durante o Ciclo Brasileiro. Desta forma, encontram-se sob forte controle da tectônica local, com direção estrutural NE-SW e sistema de fraturas com predominância de direção NE-SW e NW-SE. Esta estruturação é responsável pela configuração do relevo: cristas alinhadas, vales alongados, segmentos de drenagem retilínea, escarpas íngremes e de grande amplitude (SEMADS, 2001).

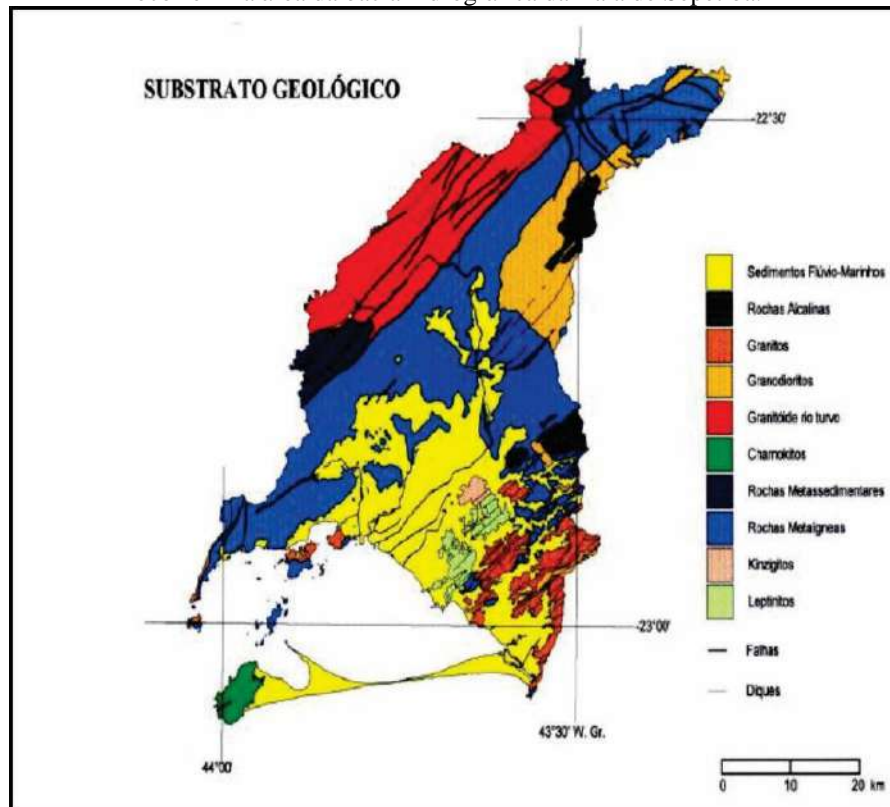
### 4.3 Geologia local

As regiões adjacentes à Baía de Sepetiba apresentam diversas unidades litológicas disseminadas entre si, como rochas neoproterozoicas com nítido *strike* NE-SW, intrusões de rochas alcalinas cenozoicas e sedimentos neógenos (quaternários) de origem flúvio-marinha espalhados na baixada (SEMA-ZEE/RJ, 1996; VALERIANO et al., 2012). (Figura 22).

Entre as unidades neoproterozoicas encontram-se rochas ortoderivadas (tonalitos, granodioritos, granitos e gabros foliados) do Complexo Rio Negro, porção plutônica de um arco magmático de 790-600 Ma (TUPINAMBÁ et al., 2000; HEILBRON e MACHADO, 2003), além de ortoderivadas associadas ao Granitoide Rio Turvo, de 579±6 Ma (MACHADO et al., 1996; VALERIANO et al., 2012). A reativação no Mesozoico das zonas de fraqueza Pré-Cambrianas forneceu o arcabouço do relevo, que abriga planícies costeiras com orientação NE e o paredão da escarpa principal da Serra do Mar, assim como ilhotas e morros isolados por sedimentos cenozoicos (RONCARATI e CARELLI, 2012).

Intrusões de rochas alcalinas cenozoicas também são observadas, na forma de diques e intrusões. Os diques possuem orientação preferencialmente, NE, e subordinadamente, NW. As intrusões são representadas pelos maciços de Tinguá e do Mendanha, configurando altitudes elevadas nessas regiões, uma vez que esses tipos litológicos são resistentes à erosão por apresentarem homogeneidade mineralógica e estrutural (PONÇANO et al., 1979; SEMADS, 2001).

Figura 22 – Mapa geológico regional mostrando as principais feições geológicas que ocorrem na área da bacia hidrográfica da Baía de Sepetiba.

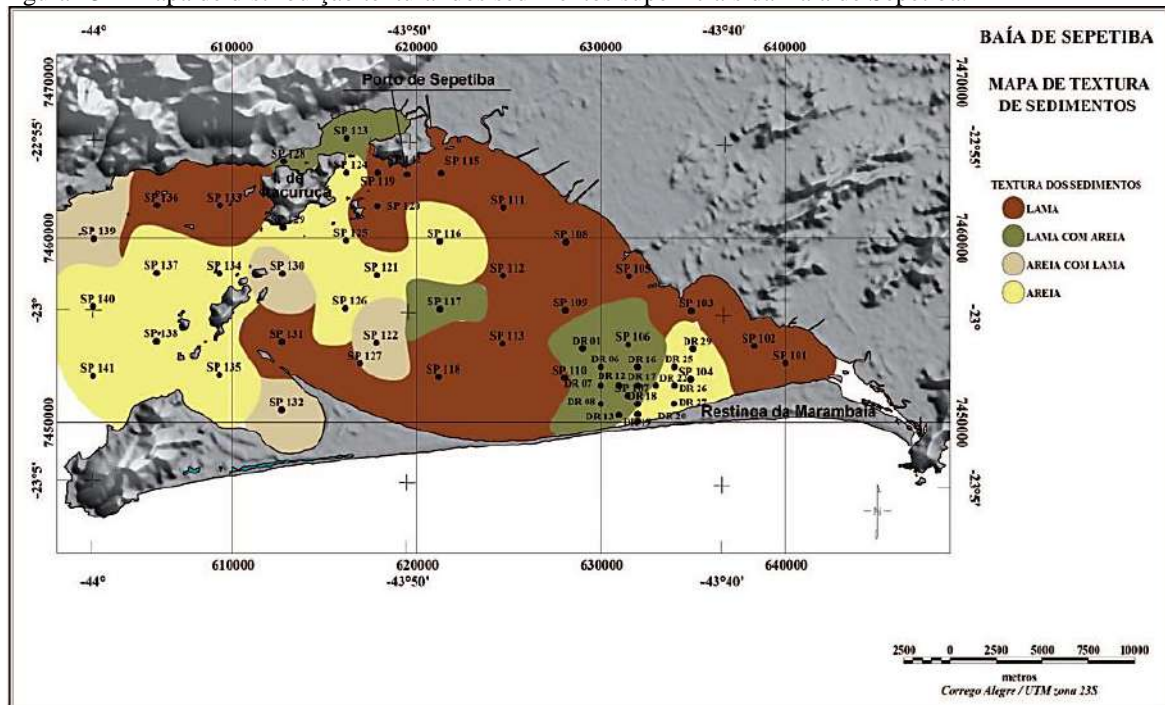


Fonte: SEMA ZEE/RJ (1996).

Os sedimentos neógenos são representados por sedimentos quaternários nas planícies costeiras, abrangendo sedimentos fluviais, de canais de maré e de mangue. Predominam os sedimentos clásticos finos, argilo-silticos e areno-silticos (Figura 23). No entanto, em trechos como as regiões ao longo da restinga, nas áreas de ligação com o mar e junto à foz do canal de São Francisco – onde se forma um pequeno delta e onde atuam processos fluviais – os sedimentos são mais grossos e arenosos (SEMADS, 2001).

De acordo com Suguio et al. (1979), a cobertura sedimentar da Baía de Sepetiba é proveniente de duas fontes: externa e interna. De fonte externa, atingem a baía através da rede de drenagem fluvial que deságua na parte norte/nordeste do corpo d'água, com destaque para o rio Guandu. Os sedimentos de fonte interna são representados pelas areias resultantes da erosão da restinga (BRÖNNIMANN et al., 1981a).

Figura 23 – Mapa de distribuição textural dos sedimentos superficiais da Baía de Sepetiba.



Fonte: modificado de Villena et al. (2012).

#### 4.4 Contexto de sedimentação quaternária

Os sedimentos que chegam à baixada de Sepetiba são trazidos essencialmente por rios que drenam a própria baixada e por rios provenientes da escarpa da serra do Mar voltada para o Oceano Atlântico. O curso destes rios é fortemente controlado por direções estruturais do embasamento, e acabam por carrear sedimentos oriundos de terras mais altas. A drenagem é responsável ainda pela escavação de vales de fundo plano preenchidos por sedimentos fluviais, que se intercalam com depósitos coluvionares, compondo um amplo sistema de leques aluviais coalescentes. Nas suas poções distais, estes leques se interdigitam com sedimentos deltaicos, lagunares e marinhos, cuja origem está relacionada a fatores diversos, como os relacionados às oscilações do nível do mar (sobretudo após a Última Transgressão), a mudanças climáticas, e à influência da tectônica regional (SILVA, 2001).

As planícies costeiras que se encontram nas baixadas quase planas, contornando elevações formadas por rochas neoproterozoicas e que formam a baixada de Sepetiba e a Restinga da Marambaia, mostram uma variedade de ambientes deposicionais construídos durante o Quaternário. São encontrados sedimentos quaternários aluviais de origem fluvial,

flúvio-marinha, flúvio-lacustre, estuarinos e marinhos. Esses sedimentos sofreram intenso retrabalhamento durante as diversas mudanças climáticas e variação do nível do mar, que atingiram o litoral fluminense a partir do Pleistoceno (SILVA, 2001).

Ao longo da borda litorânea associada à baixada, são identificadas extensas áreas pantanosas. A formação destas áreas está relacionada à configuração geomorfológica da região, caracterizada por um perfil horizontalizado ao nível do mar, fazendo com que os cursos d'água atinjam o nível de base centenas de metros, ou até mesmo quilômetros, antes de se lançarem ao mar, originando as áreas alagadas, como manguezais e pântanos. Estas planícies embrejadas foram e têm sido submetidas a obras de drenagem, com a retificação de rios, como o canal de São Francisco, e a construção de canais artificiais (SILVA, 2001).

O canal de São Francisco, trecho retificado do rio Guandu, é um dos principais canais responsáveis pelo aporte de água doce na Baía de Sepetiba, que segue por 15 km até desaguar na baía, onde apresenta principalmente sedimentos aluvionares (SILVA, 2001; FILHO, 2013). A constante deposição destes sedimentos formaria uma expressiva cunha sedimentar em subsuperfície, acarretando o assoreamento no interior da baía e o aumento da planície de maré associada.

#### 4.5 Geomorfologia

A baixada de Sepetiba apresenta duas unidades morfoesculturais: “Cinturão Orogênico do Atlântico” e “Bacias Sedimentares Cenozoicas” (Paleoceno ao Oligoceno). De acordo com Sampaio (2002), esta unidade em especial figura entre as mais importantes feições geotectônicas resultantes da tectônica extensional cenozoica no sudeste brasileiro, apresentando um sistema de fraturas de direções predominantes NE-SW e NW-SE. O domínio é resultante de dobramentos, falhas reativadas e blocos remobilizados, produzindo cristas alinhadas, vales alongados, segmentos de drenagem retilínea, escarpas íngremes e grandes amplitudes de relevo (SEMADS, 2001).

Em termos fisiográficos são reconhecidos o Domínio Serrano, representado por montanhas e escarpas da vertente oceânica da Serra do Mar, maciços costeiros (Pedra Branca, Mendanha, Ilha da Marambaia), e o Domínio da Baixada, representado por uma extensa planície flúvio-marinha, atravessada por rios que desembocam na Baía de Sepetiba. As partes mais elevadas do Domínio Serrano (acima de 800m) situam-se nas Serras do Mazomba e do



Couto e nos Maciços do Tinguá, Mendanha, e Pedra Branca. Na zona intermediária (200-400 m e 400-600m) localizam-se os vales do alto Rio Guandu (Serra das Araras) e Rio Santana, onde a Serra do Mar apresenta um relevo mais dissecado (SEMADS, 2001; RONCARATI e CARELLI, 2012).

Segundo Roncarati e Carelli (2012), as formas de relevo da Baía de Sepetiba foram elaboradas principalmente no Paleógeno, no que diz respeito ao controle morfo-estrutural pré-existente. Provavelmente, no final do Paleógeno e início do Neógeno, configuraram-se a escarpa falhada da Serra do Mar e a depressão tectônica da baixada de Sepetiba, onde está inserida a baía. As drenagens, cujo papel no transporte de sedimentos para a baía é de grande importância, são controladas pelas feições morfoestruturais, designadas por rios provenientes de escarpas da Serra do Mar em direção ao Oceano Atlântico que convergem para a baixada de Sepetiba.

A ligação da baía com o mar se dá em suas porções leste e oeste. A leste, uma rede de pequenos canais com baixas profundidades, como os do Pau Torto, Pedrinho e Bacalhau, estabelece a ligação com o oceano, através da “Barra de Guaratiba”. Já a oeste a entrada de água do mar se dá através de passagens e canais existentes entre o continente e as Ilhas de Itacuruçá, Jaguanum e Pombeba, sendo que o canal mais importante fica entre a Ponta dos Castelhanos, na Ilha Grande, e a Ponta Grossa, na Ilha da Marambaia (SEMADS, 2001; PONÇANO et al., 1979).

#### 4.6 Clima

Características como a proximidade do mar, topografia, latitude, longitude e massas de ar combinam-se para produzir ainda microclimas e variações de regimes pluviais a curta distância. A precipitação média anual na bacia situa-se entre 1.000 mm e mais de 2.230 mm, sendo que as serras apresentam precipitações superiores às das zonas de baixada. O período de precipitação pluviométrica máxima vai de dezembro a março (verão) e o de precipitação mínima, de junho a agosto (inverno). A umidade relativa média anual observada na Base Aérea de Santa Cruz é de 80 % e a temperatura média anual varia de 20 a 27°C, sendo que a média das mínimas está entre 15 e 23°C e a média das máximas entre 26 e 32°C (SEMADS, 2001).

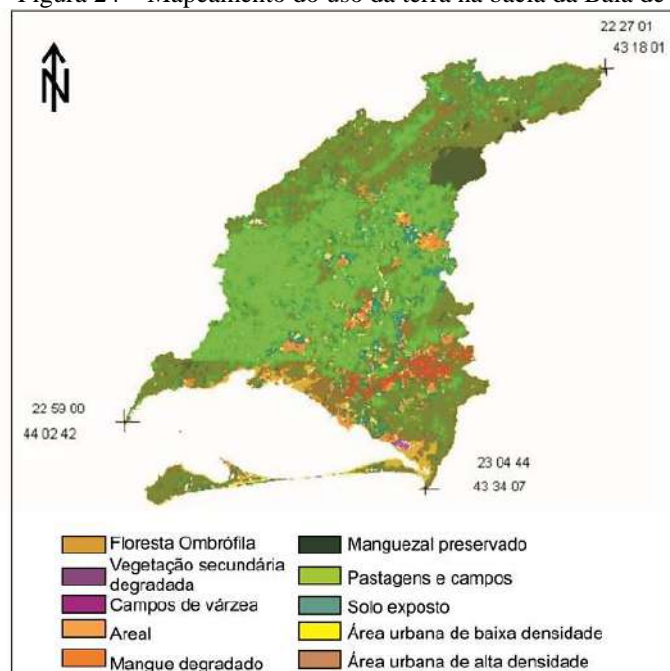
Em virtude do relevo e da proximidade com o oceano, o vento apresenta, como primeira predominância, os quadrantes S e WSW e como segunda predominância os quadrantes NNE e ENE. Os ventos de direção SE ajudam a espalhar os sedimentos trazidos pelo rio Guandu, assoreando o canal principal, enquanto os SW provocam o empilhamento das águas da baía em direção ao canal da Barra de Guaratiba. Este arranjo resulta em um fenômeno descrito como maré meteorológica, que pode provocar a inundação nas áreas baixas de manguezal.

O clima na região pode ser classificado como brando subtropical (wa), com inverno seco (w) e verão quente (a) e tropical chuvoso (tropical úmido, Af-Am-Aw), de região de floresta (f), com monção e savana (w) (SEMADS, 2001; RONCARATI e CARELLI, 2012).

#### 4.7 Cobertura vegetal

A bacia da Baía de Sepetiba apresenta os seguintes tipos remanescentes de vegetação nativa: floresta densa e em estágio médio de regeneração, floresta em estágio inicial de regeneração; comunidades vegetais de afloramento rochoso, comunidades vegetais de restinga; vegetação de mangue e vegetação de mangue degradado (Figura 24).

Figura 24 – Mapeamento do uso da terra na bacia da Baía de Sepetiba.



Fonte: modificado de Costa et al. (2005).

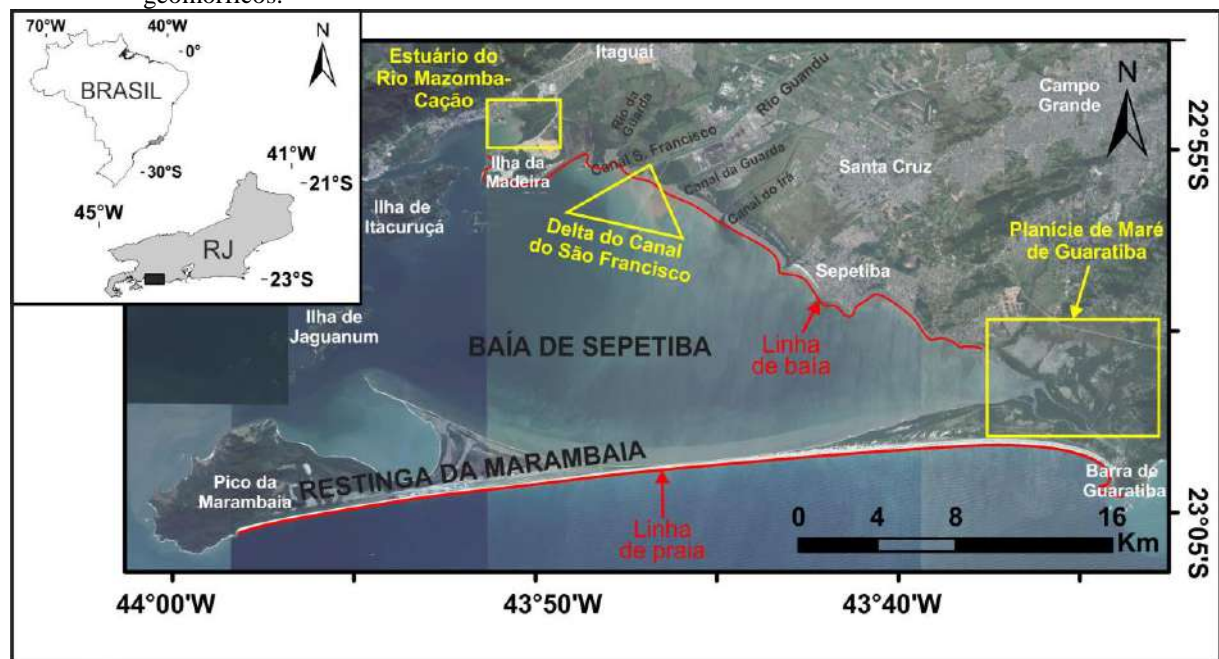
Atualmente, as florestas existentes abrangem cerca de 40% da área da bacia e são representadas por fragmentos de diversos tamanhos e estágios sucessionais, situados quase que exclusivamente nos topos e encostas das serras, raramente alcançando as margens dos rios nos trechos de baixada. A vegetação de mangue degradado é a menos abundante, representando cerca de 1,73% da cobertura vegetal.

Entre as classes de uso da terra, encontram-se: campo/pastagem; áreas inundadas e inundáveis; reflorestamento; áreas agrícolas; solos expostos e áreas urbanas.

#### 4.8 Complexo Costeiro Guandu-Sepetiba

Segundo Roncarati e Carelli (2012), a Baía de Sepetiba faz parte do Complexo Costeiro Guandu-Sepetiba, ou ainda Complexo Costeiro Guaratiba-Sepetiba. Além da baía, fazem parte dessa unidade a restinga da Marambaia (uma ilha-barreira), o delta do canal de São Francisco (um delta dominado por processos fluviais), o estuário do rio Cação e uma planície de maré, onde se destaca o manguezal de Guaratiba (Figura 25).

Figura 25 – Imagem de satélite do Complexo Costeiro Guandu-Sepetiba, mostrando seus principais componentes geomórficos.



Fonte: modificado de Roncarati e Carelli (2012).

Como outros sistemas costeiros, o Complexo Guandu-Sepetiba teve sua configuração e controle relacionados aos eventos posteriores ao Último Máximo Glacial, ocorrido há  $\approx 19.000$  anos AP (YOKOYAMA et al., 2000). Estudos sedimentológicos, geofísicos, geocronológicos e biológicos realizados por Roncarati e Carelli (2012) têm sugerido uma sequência de eventos que culminaram na proposição de um cenário de evolução holocênica para a região.

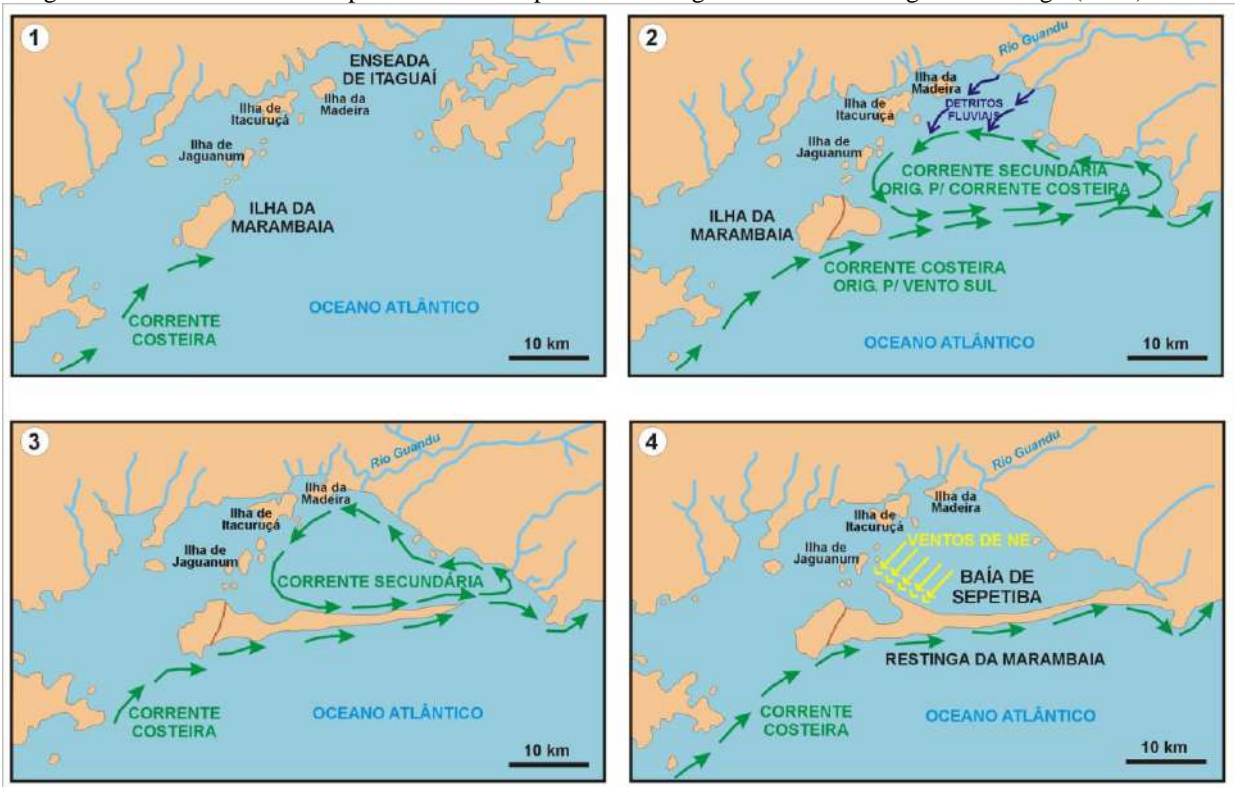
## 5 HISTÓRICO DA EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA BAÍA DE SEPETIBA

### 5.1 Trabalho pioneiro de reconstituição paleoambiental

Os primeiro modelo de evolução para a Baía de Sepetiba foi proposto por Lamego (LAMEGO, 1945). Através de análises geomorfológicas e de dados de correntes litorâneas, o autor sugeriu que a estruturação da baía como um corpo d'água semi-confinado estaria relacionada à formação de esporões arenosos sob a forte ação destas correntes.

Sedimentos arenosos trazidos pelos rios Guandu e Itaguaí eram impedidos de circularem para a enseada pelo cordão formado pelas ilhas de Itacuruçá, Jaguanum e Madeira. Assim, formava-se um tombolo arenoso, que começou a crescer de oeste para leste pela atuação conjunta de correntes litorâneas e internas à enseada, com a formação de uma restinga (Figura 26).

Figura 26 – Modelo evolutivo para a Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia segundo Lamego (1945).



Legenda: 1-Baía de Sepetiba antes da formação da Restinga da Marambaia; 2-Início da formação da Restinga da Marambaia; 3-Desenvolvimento da Restinga; 4-Fase atual.

Fonte: modificado de Lamego (1945).

A restinga, no entanto, não migrou completamente para leste a ponto de confinar a Baía de Sepetiba; para Lamego, o resultado foi então a formação de um manguezal. A Baía de Sepetiba representaria, portanto, um quadro ainda incompleto de retificação do litoral por faixas arenosas, diferente de lagoas maduras (completamente isoladas por cordões arenosos) a leste, como a de Saquarema, Araruama, Jacarepaguá.

## **5.2 Fases de exposição e abandono da restinga, e assoreamento e erosão simultâneos na Baía de Sepetiba**

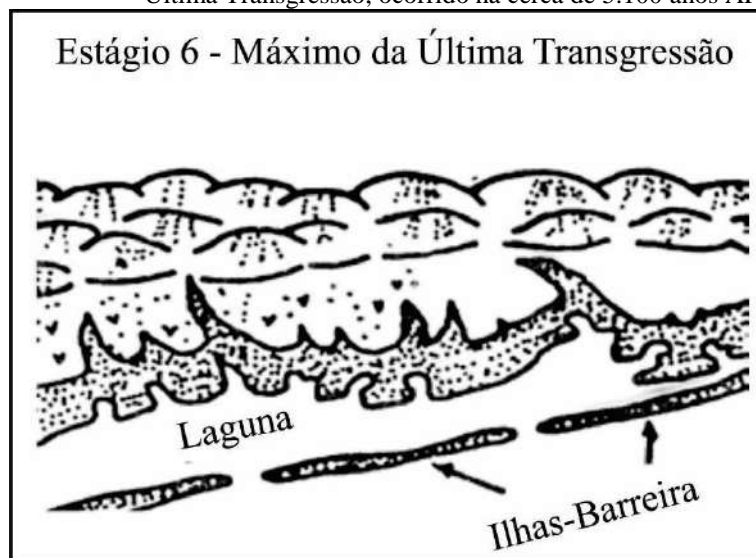
Ao conceito elaborado por Lamego (1945), Roncarati e Barrocas (1978) acrescentaram dados sedimentológicos e aerofotogramétricos (Roncarati e Carelli, 2012). Segundo esses autores, a região da Baía de Sepetiba estaria sob condições de sedimentação continental durante a última glaciação, Würm (entre 115.000-12.000 anos AP). Com a mudança climática iniciada no final deste período e degelo das calotas glaciais, o volume das águas dos mares começou a aumentar, dando início à Última Transgressão ca. 17.500 anos, de acordo com Suguio (2003). Durante este período, os sedimentos continentais teriam sido retrabalhados, formando-se assim uma camada arenosa de areias litorâneas transgressivas, que acabaram por constituir as areias do fundo da enseada.

Segundo Roncarati e Barrocas (1978), a Baía de Sepetiba esteve sob a influência de sedimentação continental até o auge da Última Transgressão, ocorrida em torno de 7.000 anos AP. Este evento transgressivo, que resultou no aumento do nível do mar, levou também a um retrabalhamento das areias fluviais que constituíam o fundo da baía. Assim, sobre esta areia retrabalhada, que seria “matéria-prima” para os cordões arenosos que formariam a restinga, estaria a base de uma sequência de sedimentos marinhos.

No auge da Última Transgressão formou-se uma larga enseada na área da atual Baía de Sepetiba, onde o nível máximo das águas teria atingido de 4 a 6 metros acima do nível atual (SUGUIO e TESSLER, 1984). A formação da enseada e seu confinamento por cordões arenosos está de acordo com o modelo de sistemas de ilhas-barreira/lagunas relacionado ao máximo da Última Transgressão descrito por Dominguez et al. (1981). Estes processos, segundo estes autores, constituem o Estágio 6 (Figura 27) na sequência de evolução da

planície costeira do estado da Bahia. O mesmo pode ser projetado para a porção central do litoral brasileiro durante o Quaternário, entre Macaé (RJ) e Recife (PE).

Figura 27 – Estágio 6 da evolução da planície costeira do estado da Bahia no máximo da Última Transgressão, ocorrido há cerca de 5.100 anos AP.



Nota: subida do nível do mar, entre 4 e 5 m acima do atual, erosão de terraços pleistocênicos e formação do sistema de ilhas-barreira/laguna.

Fonte: modificado de Dominguez et al. (1981).

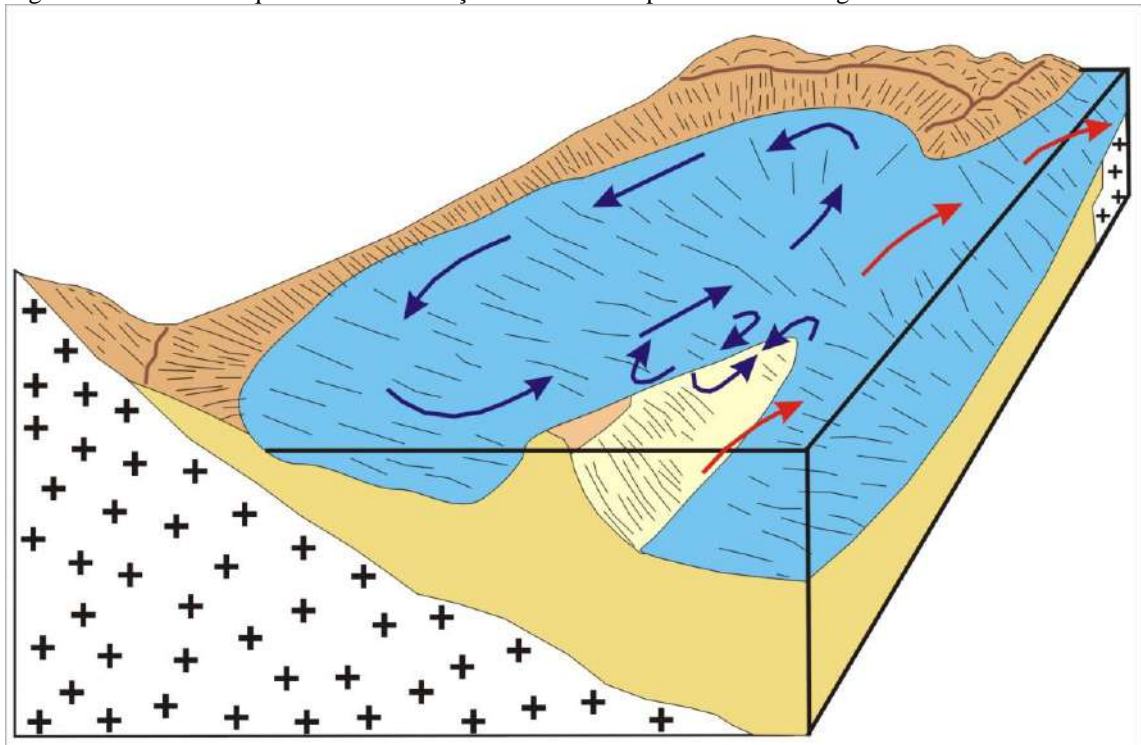
Dentro da enseada, correntes litorâneas de direção W-E que passavam pela ampla abertura da enseada transportariam sedimentos fluviais depositados ao norte da enseada pelos rios que ali desaguavam. Nesta região, os sedimentos fluviais trazidos por essas correntes começaram a formar um cordão arenoso, que evoluiu para uma restinga interna. Esta restinga, acompanhando os movimentos das correntes internas da enseada, começou a migrar em direção ao continente (W-E).

Com o final da transgressão e o conseqüente rebaixamento do nível do mar, a restinga interna foi abandonada. No entanto, a ação das correntes internas da baía, que carregavam sedimentos fluviais em direção ao leste do Pico da Marambaia, acabou por formar uma nova restinga, mais externa. Da mesma forma, esta restinga começou a migrar em direção W-E, confinando cada vez mais a enseada. À medida que ocorria o seu fechamento, correntes circulares internas em forma de “oito” mobilizavam as areias da face norte da restinga (erosão), carregando sedimentos arenosos que se acumulariam no fundo (Figura 28). Assim, a formação (fechamento) da Restinga da Marambaia e o assoreamento da Baía de Sepetiba teriam sido praticamente simultâneos.

No topo da seqüência dos sedimentos fluviais, foi reconhecida uma superfície de inundação máxima (SIM), que marcaria nitidamente a mudança para um ambiente com

características mais marinhas. Trabalhos como os de Figueiredo et al. (1989), Friederichs et al. (2013) e Borges e Nittrouer (2016 a, b) identificaram esta feição através de interpretação sismoestratigráfica no cone do rio Guandu, na plataforma continental interna da baía, e no interior da baía, respectivamente. Somente Borges e Nittrouer (2016 b) obtiveram datações da SIM, em fragmentos de madeira em um testemunho coletado na planície de maré de Guaratiba, que resultaram em  $6.890 \pm 40$  anos cal. AP.

Figura 28 – Modelo esquemático da evolução da Baía de Sepetiba e da Restinga da Marambaia.



Nota: destaque para a ação das correntes circulares internas da baía (em azul) e a migração do corpo arenoso que resultaria na Restinga da Marambaia no sentido W-E (em vermelho).

Fonte: modificado de Roncarati e Barrocas (1978).

### 5.3 Evidências de paleopraias e cordões arenosos na planície de Itaguaí

Roncarati e Carelli (2012) propuseram uma atualização do modelo de evolução geomorfológica preconizada por Lamego (1945) e Roncarati e Barrocas (1978), através de dados sedimentológicos, geocronológicos e biológicos. Este modelo compreende quatro estágios para a evolução da Baía de Sepetiba, fortemente relacionados com a formação da Restinga da Marambaia:

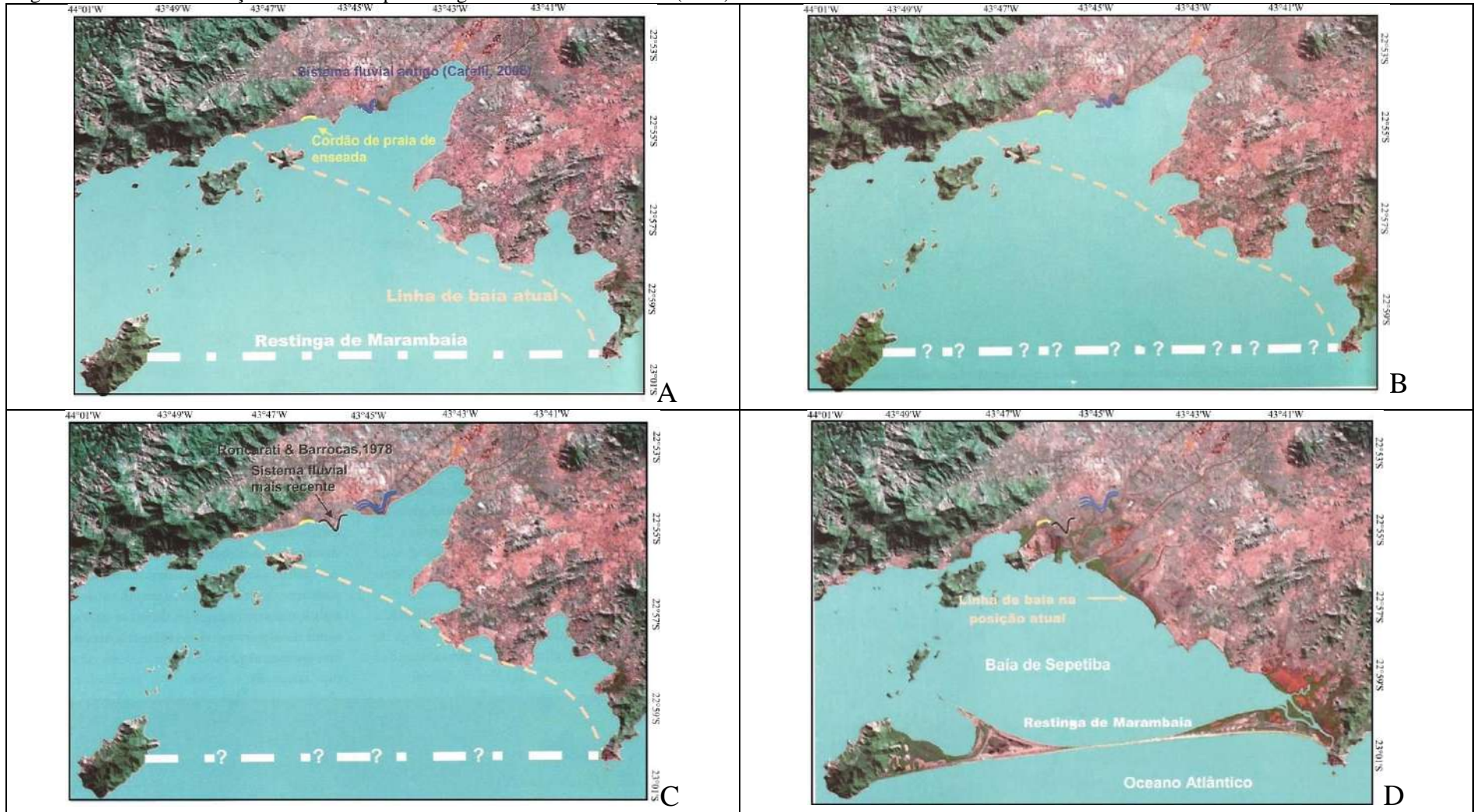


- a) Há cerca de 6.800 anos, o mar estaria de 4 a 5 m acima do nível atual, o que foi corroborado por datação em um cordão de praia na planície de Itaguaí, com a mesma cota altimétrica (CARELLI, 2008). Esta ideia está de acordo com as observações de Suguio et al. (1985); Martin et al. (1996) e Suguio (2003), que sugerem que o nível médio atual do mar foi ultrapassado, pela primeira vez, entre 7.000 e 6.500 anos AP. Esta constatação está de acordo também com resultados obtidos por Borges e Nittrouer (2016 b) dataram em testemunho com 5 m de extensão na planície de maré de Guaratiba, uma descontinuidade observada em perfis de sísmica rasa na Baía de Sepetiba e que separava dois pacotes sedimentares. O primeiro correspondia a uma unidade composta de areia média semi-consolidada de coloração marrom escura, indicando exposição subaérea; acima, uma unidade constituída por lama com laminações, conchas e bioturbações. Para esta descontinuidade, foi obtida a idade de  $6.890 \pm 40$  anos AP, representando assim uma superfície de inundação máxima, referida por Borges e Nittrouer (2016 a, b) como “o marco da transgressão holocênica na região”. De acordo com os referidos autores, este evento pode ser alocado nas curvas de variação do nível do mar de Suguio et al.(1985), para a costa brasileira, e de Fairbanks (1989), para a costa caribenha.
- b) Segundo Roncarati e Barrocas (1978) e Roncarati e Carelli (2012), ainda nesse estágio, um sistema flúvio-deltaico, com idade aproximada de 6.000 anos AP começava a se formar (Figura 29A). E associado a ele, um cordão arenoso.
- c) No sistema fluvial citado, foi formado um segundo cordão arenoso (por volta de 4.660 anos AP), em função de uma descida no nível do mar, subsequente ao Último Máximo Transgressivo (UMT) ocorrido há 5.100 anos AP (SUGUIO e TESSLER, 1984; Figura 29B). A restinga começava a ser construída.
- d) Há 3.400 anos AP, após uma descida do nível do mar iniciada há cerca de 3.800 AP (SUGUIO e TESSLER, 1984; SUGUIO et al., 2005), um terceiro cordão arenoso começou a ser construído no sistema fluvial formado há cerca de 6.000 anos AP. Neste período também ocorreu a formação de um sistema fluvial mais recente, descrito por Roncarati e Barrocas (1978) como um sistema deltaico dominado por ondas. Ainda que a barra arenosa formada pela

migração dos cordões descritos estivesse migrando de leste para oeste (ação de correntes internas e externas), a restinga da Marambaia não estava completamente fechada (Figura 29C).

- e) A restinga fechou-se completamente depois de 3.400 anos AP, estabelecendo contato com o continente e confinando parcialmente a baía; a linha de costa assumia a posição atual. (Figura 29D). Datações por radiocarbono realizadas em conchas de moluscos e dados paleocológicos de foraminíferos bentônicos no manguezal de Guaratiba indicam que a baía se tornou um ambiente lagunar confinado pela restinga por volta de 3.500 anos AP (PEREIRA e SANTOS et al., 2012; LAUT et al., 2006, 2009, 2012).

Figura 29 – Fases de evolução da Baía de Sepetiba segundo Roncarati e Carelli (2012).



Nota: A - Linha tracejada indicando o atual nível do mar e um sistema fluvial mais antigo com a mesma idade do cordão de praia (em azul) descrito por Roncarati e Barocas (1978); B - construção de um segundo cordão arenoso (em amarelo); ainda não há a restinga; C- formação do terceiro cordão arenoso e de um sistema fluvial mais recente, descrito por Roncarati e Barocas (1978) (em preto); D - Restinga da Marambaia já formada e os cordões de praia (em azul) indicando a antiga linha de costa.

Fonte: modificado de Roncarati e Carelli (2012).