



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR**

**GERALDO MARCELO PEREIRA LIMA**

**ANÁLISE DO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO, DAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E  
DAS CONDIÇÕES DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUÍPE, LITORAL  
NORTE DA BAHIA, BRASIL**

Salvador, Bahia

2010

**GERALDO MARCELO PEREIRA LIMA**

**ANÁLISE DO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO, DAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E  
DAS CONDIÇÕES DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUÍPE, LITORAL  
NORTE DA BAHIA, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geologia.

**ORIENTADOR: PROF. DR. GERALDO DA SILVA VILAS BOAS**

Salvador, Bahia

2010

**"Análise do espaço de acomodação, das taxas de sedimentação e das condições de preenchimento do estuário Jacuípe, litoral norte da Bahia, Brasil."**

**Por  
Geraldo Marcelo Pereira Lima**

**Geógrafo (Universidade Católica do Salvador - 2001)**

**TESE DE DOUTORADO**

**Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de**

**DOUTOR EM CIÊNCIAS - GEOLOGIA**

**À**

**Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação da  
Universidade Federal da Bahia**

**Prof. Dr. Geraldo da Silva Vilas Boas (Orientador UFBA)**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

Antônio Fernando de Souza Queiroz (Prof. Dr. Antônio Fernando S. Queiroz - NEA/UFBA)  
Eduardo Siegle (Prof. Dr. Eduardo Siegle - USP)  
Oliver Antônio L. de Lima (Prof. Dr. Oliver Antônio L. de Lima - UFBA)  
Roberto Max de Argollo (Prof. Dr. Roberto Max de Argollo - IF/UFBA)

**Data da defesa: 06/10/2010**

**Resultado final: Aprovado ( X )**

Em memória de:

*Semirames Pereira Lima*

## RESUMO

O presente trabalho analisa o espaço para acomodação dos sedimentos, as taxas de sedimentação e as condições evolutivas de preenchimento do estuário Jacuípe, localizado no município de Camaçari, no litoral norte da Bahia. O ambiente estudado se mostra controlado estruturalmente pela transição dos domínios tectônicos do embasamento cristalino e da sub-bacia do Recôncavo. Há indícios, apesar de incipientes, de que esse controle possa afetar a redução dos espaços de acomodação estuarino, cenário opostamente relatado na literatura. A técnica de sondagem elétrica foi usada para interpretar as unidades litoestratigráficas que preenchem os espaços de acomodação no estuário. Foi identificado que os pacotes sedimentares quaternários do estuário recobrem diretamente a sub-bacia do Recôncavo, o maior deles possui espessura de 20 m de areia. Os volumes dos espaços de acomodação foram determinados para diversos cenários estuarinos, dentre eles o arcaibouço total durante o Quaternário ( $6,84 \times 10^7 \text{ m}^3$ ), o espaço preenchido abaixo do nível do mar atual ( $2,02 \times 10^7 \text{ m}^3$ ) e o espaço restante ( $6,67 \times 10^6 \text{ m}^3$ ). As condições de preenchimento do estuário Jacuípe foram estimadas utilizando-se os métodos geocronológicos combinados  $\text{Pb}^{210}$  e  $\text{Cs}^{137}$  e a verificação dos espaços de acomodação de sedimentos ainda existentes. Duas taxas de sedimentação foram identificadas nesse estuário nos últimos 70 anos. A primeira, de  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$ , refere-se às condições naturais de sedimentação que ocorrera até meados da década de 1960 e, a segunda, mais recente, é provavelmente devida à influência antropogênica na bacia hidrográfica, que aumentou o aporte de sedimentos para a bacia, de  $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$ . Estima-se que o estuário Jacuípe, com espaço de acomodação restante, de  $6,97 \times 10^6 \text{ m}^3$ , pode ser totalmente preenchido em menos de 300 anos. Este último valor comprova o estado típico de um ambiente em avançado estágio de preenchimento sedimentar, com menos de 10% do volume inicial.

## ABSTRACT

This study has evaluated the sediment accommodation spaces of the Jacuípe estuary, located in the Camaçari country, northern coast of Bahia. Geoelectrical probing were used to interpret the lithostratigraphic units underlying the area. The studied environment is shown to be structurally controlled by the transition of the crystalline basement tectonic domain to that of the Reconcavo sub-basin. There are evidences, although incipients, that this control can drastically reduce the estuarine areas of accommodation, the opposite scenario reported in the literature. The soundings showed that the Quaternary sedimentary package of the estuary overlies directly the Reconcavo sub-basin, up to a maximum thickness of 20 m of sand. Volumes of accommodation spaces were determined for various estuarine scenarios, among them the total framework for the Holocene, of  $6.84 \times 10^7 \text{ m}^3$  and the smallest space remaining,  $6.67 \times 10^6 \text{ m}^3$ . The conditions of infilling of estuary was estimate using geochronology  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  combined methods and verification of accommodation sediments spaces still exist. Two sedimentation rates were identified in this estuary more less 70 years old. The first, from  $3.7 \text{ mm y}^{-1}$ , refers to the natural conditions of sedimentation that occurred until the mid-1960s, and the second, more recent, is probably due to anthropogenic influences in the watershed which increased the contribution sediments to  $6.0 \text{ mm y}^{-1}$ . It was estimated that Jacuípe estuary, with the remaining accommodation space of  $6.96 \times 10^6 \text{ m}^3$ , can be completely filled in less than 300 years. The last value demonstrated the typical state of an environment in an advanced stage of infilling, with 10% of the initial volume.

## APRESENTAÇÃO

A presente Tese de Doutorado intitulada ANÁLISE DO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO, DAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E DAS CONDIÇÕES DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUÍPE, LITORAL NORTE DA BAHIA, BRASIL, resulta do projeto de pesquisa Estudo das Variações Climáticas do Quaternário na Região Costeira do Estado da Bahia (Processo CNPq nº 140128/2008-5), coordenado pelo Prof. Dr. Geraldo da Silva Vilas Boas – IGEO/UFBA. Desse projeto de pesquisa foram gerados, entre outros, dois artigos científicos submetidos para revista de circulação nacional. O primeiro artigo, intitulado TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO RECENTES PROVENIENTES DOS MÉTODOS Cs<sup>137</sup> E Pb<sup>210</sup> E ESTIMATIVA DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUÍPE, BAHIA, BRASIL (*RECENT SEDIMENTATION RATES DERIVED FROM <sup>210</sup>PB AND <sup>137</sup>CS METHODS AND INFILLING ESTIMATE OF THE JACUIPE ESTUARY, BAHIA, BRAZIL*) foi submetido para a Revista Brasileira de Geociências, em 31 de maio de 2010, tendo já sido avaliado por um revisor, cuja indicação foi de favorável para publicação, devido à proposta metodológica e devido à avaliação ter sido realizada em uma região de grande importância econômica e ambiental. O segundo artigo, intitulado ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS VERIFICADOS A PARTIR DE SONDAJENS ELÉTRICAS NO ESTUÁRIO JACUÍPE, BAHIA, BRASIL (*QUATERNARY SEDIMENT ACCOMMODATION SPACE DERIVED FROM GEOELECTRICAL PROBING IN THE JACUIPE ESTUARY, BAHIA, BRAZIL*) foi submetido para a Revista Brasileira de Geofísica, em 20 de agosto de 2010. Ambos os manuscritos são inéditos e tratam das principais variáveis que condicionam manutenção de um estuário do litoral brasileiro atualmente em estágio regressivo, dentre elas: o espaço de acomodação, as taxas de sedimentação, as variações do nível relativo do mar e o fator tempo. Os artigos citados acima foram, então, adequados ao formato exigido pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia – UFBA.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus pelo “Dom da Vida”, pelo entusiasmo e condições de trabalho.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e seu corpo de professores, em particular ao Prof. Geraldo Vilas Bôas, meu orientador, pela oportunidade, confiança e logística para realização do trabalho.

Ao coordenador do curso de Pós-Graduação em Geologia Manoel Jerônimo Moreira Cruz pelo suporte acadêmico.

Ao Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia – CPGG, por toda a logística destinada para a realização deste trabalho e ao Instituto de Física Nuclear da UFBA, em especial, aos professores Roberto Argollo e Alexandre Costa pelas análises isotópicas e eventuais discussões e sugestões.

Aos professores, pela participação direta ou indireta na minha formação acadêmica, enquanto doutorando: José Maria Domingues Landim, Abílio Bittencourt, Luiz César Corrêa Gomes e Johildo Salomão Barbosa (membros da pós-graduação), Tânia Araújo, Arno Brichta, Antônio Fernando Queiroz, Ronaldo Montenegro, Olga Otero e ao professor Eduardo Siegle (IO-USP).

Ao CNPq pelo fomento ao projeto e a CAPES, pela concessão da bolsa de pesquisa.

Agradecimento especial ao Prof. Félix Farias, meu amigo, pelo apoio nos momentos difíceis.

Agradecimento especial ao Prof. Olivar Antônio Lima de Lima, pela atenção destinada para a realização deste trabalho, pelos comentários e sugestões e, principalmente, pela confiança depositada em meu trabalho.

Agradecimento especial a Carolina Poggio, pelo companheirismo, pela ajuda na difícil etapa de testemunhagens de campo e pelo incentivo.

Agradecimento especial “em memória” de Gilzélío Nascimento, pelo incentivo e suporte acadêmico.

À Nilton Santos, Nilton Silva, Cícero Gonçalves, Reinaldo e Lene e Joaquim Lago pelo suporte acadêmico.

À Taoan Franklin pela grande ajuda na coleta dos testemunhos, a Filipe Moraes com a base de dados, a Carlos do laboratório de sedimentologia e a André Calmon pela ajuda nas sondagens elétricas.

## ÍNDICE

<b>Resumo</b> .....	i
<b>Abstract</b> .....	ii
<b>Apresentação</b> .....	iii
<b>Agradecimentos</b> .....	iv
<b>Capítulo 1 - Introdução</b> .....	1
<b>1.1 Introdução</b> .....	2
<b>1.2 Área de estudo</b> .....	4
<b>1.3 Materiais e métodos</b> .....	9
<b>1.3.1 Espaços de acomodação estuarino</b> .....	9
1.3.1.1 Ecobatimetria .....	9
1.3.1.2 Sondagens elétricas .....	10
<b>1.3.2 Taxas de sedimentação e datação (Método combinado Cs<sup>137</sup> e Pb<sup>210</sup>)</b> .....	12
<b>1.3.3 Descarga fluvial</b> .....	14
<b>Capítulo 2 - Fundamentação teórica</b> .....	15
<b>2.1 Definição</b> .....	16
<b>2.2 Espaço de acomodação dos sedimentos em ambiente estuarino</b> .....	19
<b>2.3 Taxa de sedimentação estuarina</b> .....	20
<b>Capítulo 3 - Resultados</b> .....	23
<b>3.1 Espaços de acomodação preenchidos durante o Quaternário</b> .....	24
<b>3.2 Espaços de acomodação restantes</b> .....	28
<b>3.3 Taxas de sedimentação estuarina</b> .....	30
<b>3.4 Condições de preenchimento do estuário</b> .....	34
<b>Capítulo 4 - Discussões</b> .....	37
<b>4.1 Espaços de acomodação estuarino</b> .....	38
<b>4.2 Taxas de sedimentação estuarina</b> .....	46

<b>Capítulo 5 - Considerações finais</b> .....	53
<b>Capítulo 6 - Referências</b> .....	56
<b>Anexos</b> .....	65
Artigo 1 .....	66
Artigo 2 .....	86

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> – Modelo digital de terreno delineando a bacia hidrográfica do rio Jacuípe e da zona estuarina. ....	5
<b>Figura 1.2</b> – Mapa geológico simplificado da bacia do rio Jacuípe .....	6
<b>Figura 1.3</b> – Principais características do estuário Jacuípe, como a transição da bacia sedimentar do Recôncavo com o embasamento cristalino e a curva das oscilações do NRM nos últimos 2 milhões de anos. ....	8
<b>Figura 1.4</b> - Representação esquemática da configuração linhas de corrente e das linhas equipotenciais para o arranjo <i>Schlumberger</i> . ....	11
<b>Figura 1.5</b> – Dados topográficos dos pontos de sondagens realizados na planície costeira adjacente ao estuário do Jacuípe, obtidos a partir das folhas do SICAR-RMS. ....	12
<b>Figura 2.1</b> – Diagrama esquemático de um estuário hipotético e suas áreas de transição. ....	18
<b>Figura 3.1</b> - Sondagens elétricas verticais realizadas na borda da bacia do Recôncavo, onde se encontra instalado o estuário do Jacuípe. ....	26
<b>Figura 3.2</b> - Perfil Geológico interpretado a partir das sondagens elétricas realizadas no estuário do Jacuípe. ....	27
<b>Figura 3.3</b> – Espaço para acomodação sedimentar restante ao estuário Jacuípe, com detalhe das depressões no perfil longitudinal retirado do talvegue. ....	29
<b>Figura 3.4</b> –Taxas de sedimentação do estuário do Jacuípe, distribuição granulométrica e a descarga fluvial do rio Jacuípe entre 1955 e 2005. ....	32
<b>Figura 3.5</b> – Imagens aéreas do estuário do Jacuípe praticamente sem ocupação humana e atualmente urbanizada. ....	33
<b>Figura 4.1</b> – Espaços para acomodação de sedimentos verificados a partir de sondagens elétricas e perfis sísmicos na borda da bacia do Recôncavo. ....	39

<b>Figura 4.2</b> – Arcabouço estrutural da sub-bacia Recôncavo sul, demonstrando sua área fortemente controlada por lineamentos tectônicos, onde se encontra instalado o estuário Jacuípe.	..... 41
<b>Figura 4.3</b> – Modelo hipotético evolutivo da bacia sedimentar do Araripe, no Ceará.	..... 44
<b>Figura 4.4</b> – Análises de traços de fissão em apatitas realizadas na bacia do Araripe, na bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas e detalhe do Recôncavo e no rio Muni, costa oeste da África, demonstrando o resfriamento da pluma mantélica no Cenozóico.	..... 45
<b>Figura 4.5</b> – Situação da ocupação humana atual no baixo curso da bacia hidrográfica do Jacuípe.	..... 50
<b>Figura 4.6</b> - Destaque do grande número de lavras de areia e argila nas sub-bacias dos rios Capivara Grande e Capivara Pequeno.	..... 50

### ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 3.1</b> – Atividades de $Pb^{210}_{total}$ , $Ra^{226}$ e $Pb^{210}_{excesso}$ encontrados até 0,33 m de profundidade no testemunho coletado no estuário do Jacuípe.	..... 31
<b>Tabela 3.2</b> – Resumo das principais características hidrológicas, sedimentológicas e geomorfológicas do estuário Jacuípe e a estimativa de preenchimento calculada a partir das taxas de sedimentação e dos espaços de acomodação em diferentes cenários do NRM.	..... 36
<b>Tabela 4.1</b> - Taxas de sedimentação em ambientes estuarinos, utilizando-se radionuclídeos de $Pb^{210}$ , $Cs^{137}$ e $C^{14}$ em alguns estuários no mundo.	..... 48

## **Capítulo 1 - Introdução**

---

## 1.1 Introdução

O litoral brasileiro foi submetido a diversas oscilações no nível relativo do mar (NRM) durante o período Quaternário. Com elas se formaram e se extinguíram inúmeros estuários, em estágios transgressivos e regressivos, respectivamente. A evolução temporal e espacial desses estuários é complexa, devido à grande extensão desse litoral (~8.500 km). Parte dessa complexidade já pode ser notada no litoral da Bahia (~1.000 km), onde dezenas de estuários partilham do preenchimento sedimentar temporalmente desigual, com a descida do nível marinho nos últimos 5.000 anos. Essas condições de preenchimento podem ser previamente estabelecidas pela analogia dos espaços de acomodação (espaço que permite o aumento de sedimentos) observados entre os estuários.

De modo geral, a maioria dos estuários apresenta espaços de acomodação com reduzidas dimensões: opostamente a uma minoria de estuários, com profundidade de -30 m. Quanto maiores os espaços de acomodação são necessários maiores volumes e/ou maior tempo para seu preenchimento sedimentar. Os diversos estuários que ainda se mantêm, possuem distintas características litológicas, geomorfológicas e sedimentológicas que enredam o entendimento do assunto.

Duas hipóteses foram inicialmente discutidas sobre os espaços de acomodação de sedimentos em um litoral regressivo e sobre as condições de preenchimento dos estuários brasileiros, em especial, na Baía de Todos os Santos. A primeira hipótese diz que os espaços de acomodação dos estuários são afetados por eventos neotectônicos (movimentos crustais ocorridos desde o Neogeno até o Quaternário), tendo como consequência a subsidência do terreno e ampliação vertical da área de deposição (Lessa & Corrêa-Gomes, no prelo). A segunda hipótese argumenta que os espaços de acomodação foram gerados por escavação fluvial, quando o nível de base estava vários metros abaixo do atual. Concatenado a esse argumento, os espaços de acomodação não teriam sido totalmente preenchidos pelo reduzido

suprimento de sedimento fluvial e, essa restrição, ocorre pela condição climática intermediária existente (nem úmida, nem árida) e pelo fato das bacias hidrográficas, possuírem pequenas áreas de drenagens (Domingues et al., 2009).

O estuário Jacuípe é um exemplo de ambiente fortemente controlado por estruturas tectônicas, por ter se formado na transição da sub-bacia do Recôncavo (de idade do Cretáceo Inferior) com o embasamento cristalino (Precambriano) no litoral norte do Estado da Bahia. Atualmente, esse estuário possui indicadores geomorfológicos (altimétricos e batimétricos), que aludem ao rebaixamento topográfico do vale fluvial e no estuário (Lima 2007).

Geologicamente, a presença de estuários na porção norte do litoral da Bahia deve ter sido restrita na maior parte do tempo, devido, naquela área, se encontrar a menor extensão da plataforma continental do país. Como fator agravante, soma-se o NRM ter permanecido, geralmente, em -45 m (Domingues & Bittencourt, 2009), ou seja, próximo à quebra da plataforma atual, sendo os sedimentos fluviais lançados diretamente no talude.

Este trabalho tem por finalidade ampliar as discussões sobre os espaços de acomodação sedimentar e sobre as condições de preenchimento e/ou sustentação. Em tese, sugere-se que o estuário Jacuípe, localizado no município de Camaçari, no litoral norte da Bahia apresenta avançado estágio de preenchimento sedimentar. Para tanto, os objetivos deste trabalho são de: (i) analisar a dimensão dos espaços de acomodação, as espessuras dos pacotes sedimentares subjacente ao estuário nas situações pretéritas, comparando-os com os espaços de acomodação ainda existentes, (ii) observar se os espaços de acomodação são sustentados por algum tipo de controle estrutural, (iii) determinar as cronologias e as taxas de sedimentação estuarina, analisando se foram contínuas ao longo do tempo e sua proporção a demais estuários no Brasil e no mundo e, (iv) estimar quanto tempo resta para o total preenchimento sedimentar desse estuário.

## 1.2 Área de estudo

O estuário Jacuípe está localizado no litoral norte do Estado da Bahia (LNEB), no município Camaçari. O rio Jacuípe possui uma bacia de drenagem relativamente pequena, com aproximadamente 1.275 km<sup>2</sup> (Figura 1.1), sendo o rio Capivara Grande seu maior tributário, abrangendo cerca de 23% desse total (295 km<sup>2</sup>). O rio Jacuípe passou por alterações hidrológicas depois da construção da barragem Santa Helena (localizada a 35 km da embocadura, seguindo o curso do rio), em 1980, com o seu rompimento, em 1984 e, principalmente, após sua reconstrução, em 2000. A bacia de drenagem apresenta um alto gradiente de redução da precipitação da faixa litorânea, com alta pluviosidade, em relação à cabeceira da bacia. Sendo assim, seus tributários permanecem perenes a maior parte do ano. A precipitação média acumulada na bacia do rio Jacuípe varia entre 1900 mm/ano (próximo do litoral) e 1100 mm/ano (na cabeceira).

A maior parte da bacia hidrográfica do Jacuípe (mais de 90%) está instalada sobre rochas sedimentares friáveis da bacia do Recôncavo (Cretáceo Inferior) (Figura 1.2). Um forte controle litológico e estrutural é exercido pela transição dos domínios tectônicos do embasamento cristalino e da porção sul-leste da bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá, seguindo o prolongamento da falha do Jacuípe (margem leste). Um sistema de falhas normais escalonadas pode ser percebido em superfície pela extensão das falhas de Salvador e do Iguatemi, com orientação NE-SW (Figura 1.3). Ao se encontrarem no estuário, esse sistema de falhas mudam para a direção N/S (aqui denominada falha do Jacuípe). Novamente os contornos da sub-bacia Recôncavo são desviados ao final da falha do Jacuípe, desta vez, pela falha Mata-Catú (Destro et al., 2003), com inflexão para NW/SE, formando um grande cotovelo de borda de bacia, na qual funciona como divisor de águas entre a bacia hidrográfica do Jacuípe e a bacia circunvizinha.

Nesse trecho, o canal principal é deslocado para o lado da falha na qual o estuário encontra-se confinado, onde a falha é então recoberta pelos litotipos do Grupo Barreiras (Terciário). Por sua vez, os depósitos do Grupo Barreiras representam as maiores elevações da região (em torno de 50 m). Já as planícies de inundação da maré são extensas e apresentam uma morfologia monótona, sem grandes ressaltos topográficos, onde meandros abandonados são observados. A planície intermareal é ocupada por vegetação de manguezal, enquanto que a borda externa da planície completa o limite do estuário, onde ocorrem áreas supramareais (provavelmente apicuns), inundadas apenas sob alturas de marés extremas de sizígia.

As unidades geomorfológicas que constituem a planície do estuário são: terraços marinhos e depósitos flúvio-lagunares (Martin et al., 1980), modeladas pelos eventos de mudanças climáticas durante o Quaternário. Esse último período foi marcado por sucessivos estágios transgressivos e regressivos que originaram os contornos do estuário Jacuípe.

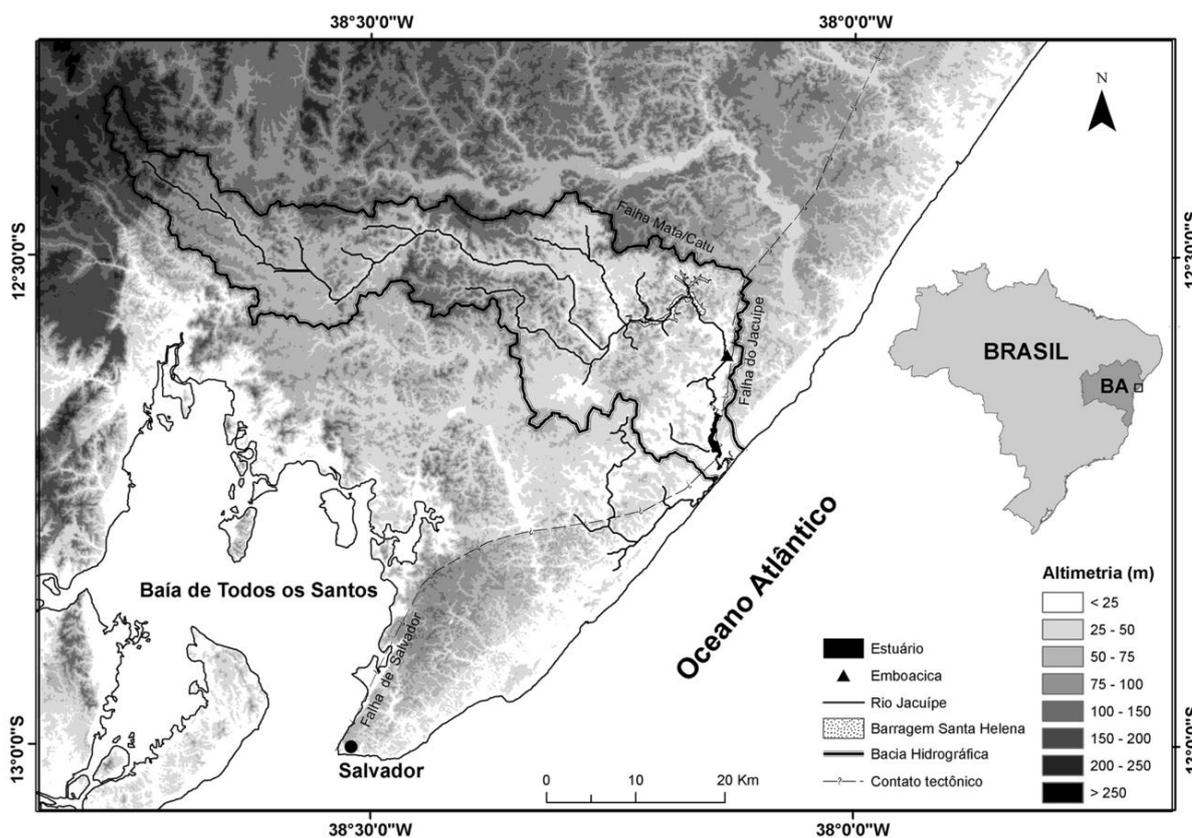


Figura 1.1 – Modelo digital de terreno delineando a bacia hidrográfica do rio Jacuípe e, ao final desta, a zona estuarina.

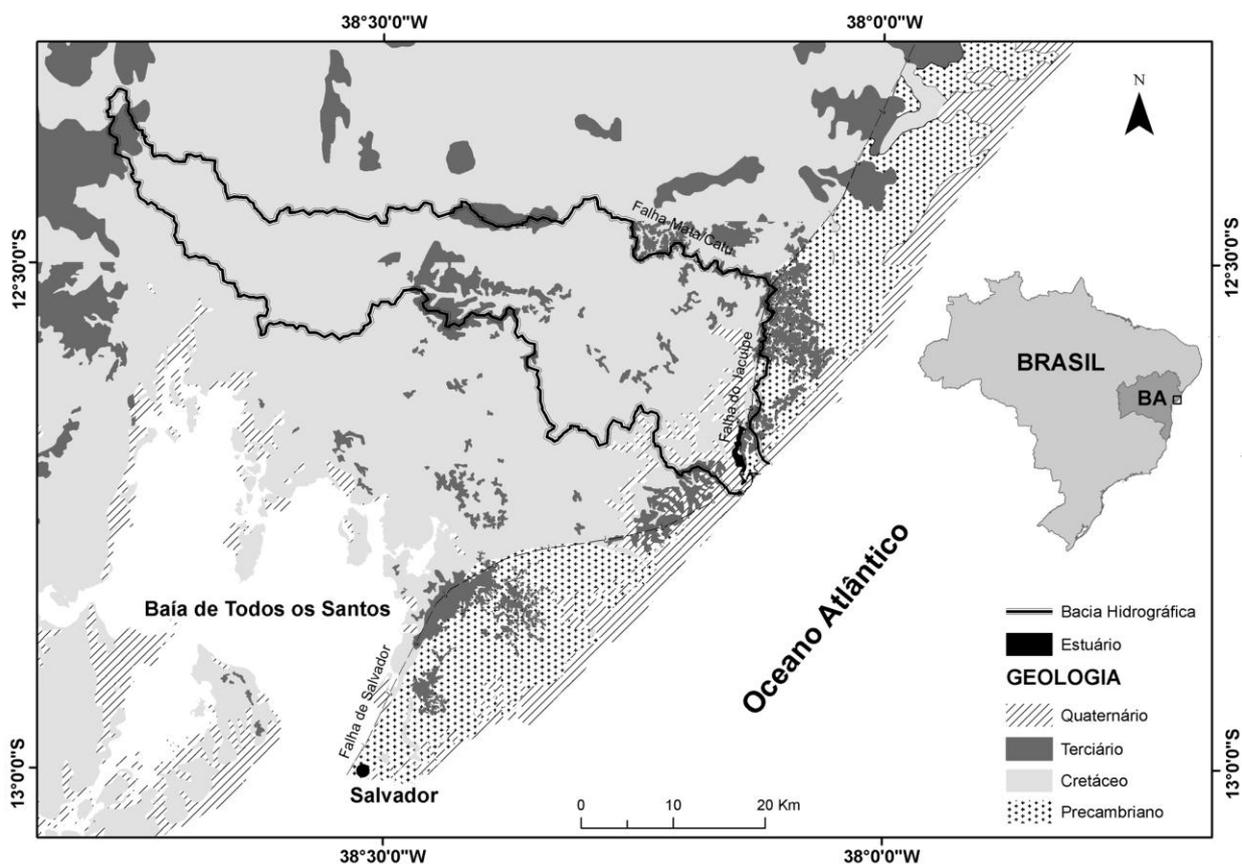


Figura 1.2 – Mapa geológico simplificado da bacia do rio Jacuípe (depois de Martin et al. 1980; Lima et al. 1981; Barbosa & Domingues, 1996). Notar o estuário do Jacuípe (em preto) instalado no limite tectônico entre a bacia do Recôncavo (Cretáceo) com o embasamento cristalino (Precambriano).

Os afloramentos do embasamento cristalino são constituídos de rochas granulíticas (Paleoproterozóico) pertinentes ao Cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Domingues, 1996). Na área de estudo, os afloramentos são discretos, encontrados na embocadura estuarina (vistos apenas na baixamar de sizígia) e a 2 km seguindo para montante. Na embocadura, o embasamento sustenta os depósitos quaternários e é responsável pela diminuição da profundidade, representando um alto estrutural (Alto de Salvador) e fazendo com que a altura da onda de maré seja amortizada, pelo atrito com o fundo e com as margens do canal, tornando esse estuário um ambiente de maré hiposincrônica (Lima, 2007).

A arquitetura básica da sub-bacia Recôncavo reflete as heterogeneidades do embasamento Precambriano sobre o qual atuaram esforços distensionais durante o Cretáceo Inferior. Nesse período, a borda leste da bacia subsidiu rapidamente a 1500 m, assumindo um

arcabouço tectônico de rifte assimétrico (Magnavita et al., 2005), resultando em uma bacia meio-graben, cujo preenchimento foi finalizado pela sedimentação dos depósitos fluviais e lacustres da Formação São Sebastião (Milani, 1986). Esta formação, localmente, é constituída de arenitos vermelhos e amarelados (Membro Rio Joanes), contendo intercalações de folhelhos e siltitos (Ghignone, 1979; Lima, 1999). No entorno do estuário, ambos os domínios supracitados são recobertos por depósitos residuais do Grupo Barreiras e por depósitos arenosos (Quaternário).

Segundo Vilas Boas et al. (2001), os depósitos do Grupo Barreiras encontrados ao longo do litoral norte da Bahia são interpretados como de origem predominantemente fluvial, de padrão entrelaçado, com carga de leito areno-cascalhosa, associados a leques aluviais depositados em condições de clima árido a semi-árido.

Os depósitos quaternários mais antigos preservados no entorno do estuário Jacuípe são os depósitos eólicos (de idade imprecisa) antecessores a *Penúltima Transgressão* (Martin et al., 1980), constituídos de areia fina, quartzosa e bem selecionada.

O vale estuarino, em si, é preenchido por areias que compõem os terraços marinhos derivados da *Penúltima Transgressão* pleistocênica (123 mil anos atrás), cerca de 5-8 m acima do nível atual (Martin et al., 1980; Martin et al., 1982; Bernar et al., 1983; Domingues et al., 2009; Dominguez & Bittencourt, 2009). Ainda no pleistoceno (19 mil anos atrás), o NRM rebaixou -120 m e expôs toda a plataforma continental, bem como parte do arcabouço do estuário. O NRM voltou a subir rapidamente durante o holoceno (Martin *et al.*, 2003), alcançando cerca de 3-4 m acima do nível atual (5 mil anos atrás) (Figura 1.3). Desde então, o NRM vem descendo e, o estuário Jacuípe, gradualmente vem sendo preenchido.

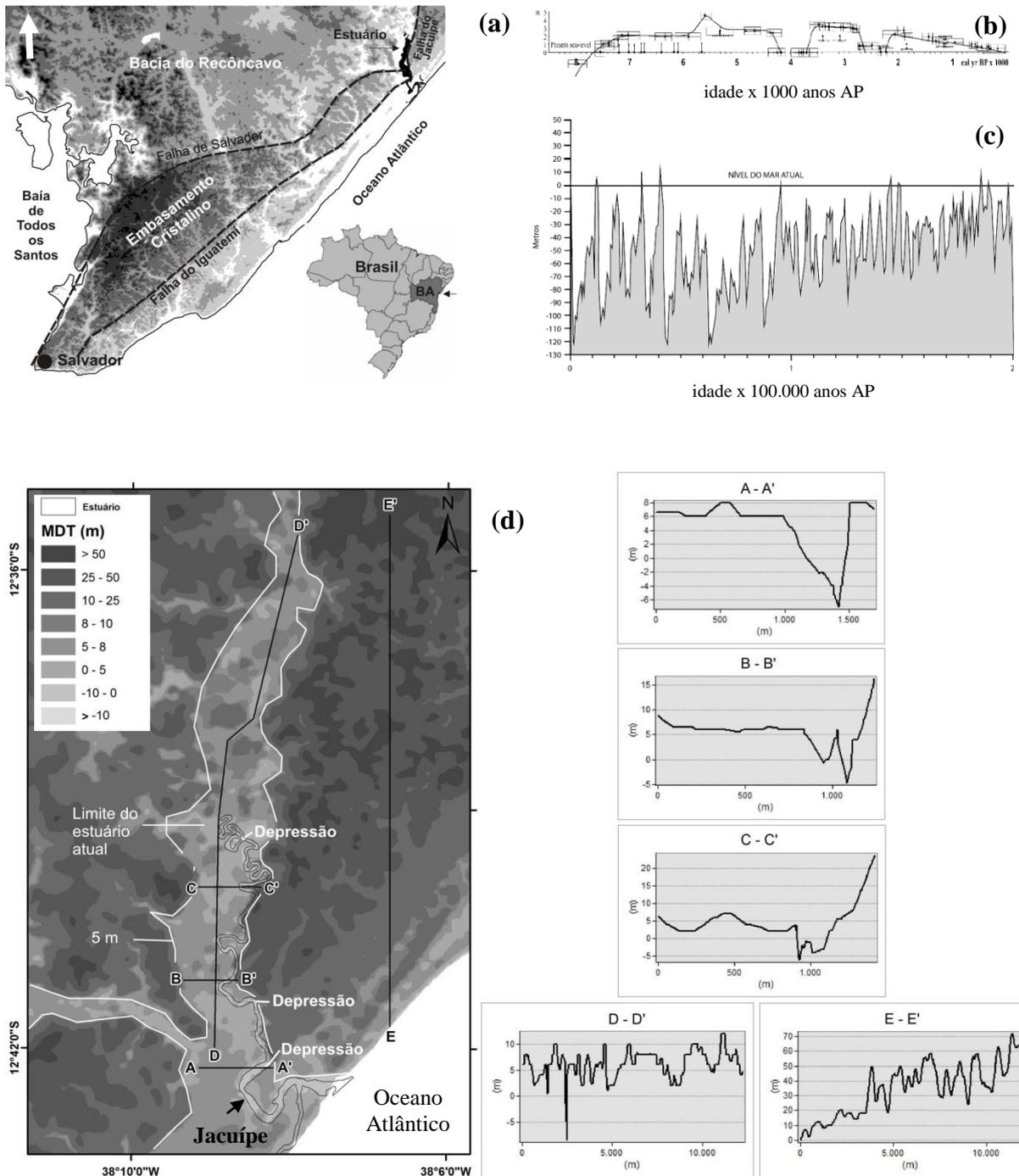


Figura 1.3 – Principais características do estuário Jacuípe. Em (a) o modelo digital de terreno (MDT) mostrando a transição da bacia sedimentar do Recôncavo com o embasamento cristalino, em (b) a curva das oscilações do NRM em Salvador, durante o Holoceno (Martin et al., 2003), em (c) as oscilações do NRM nos últimos 2 milhões de anos (Miller et al., 2005), em (d) a geomorfologia do estuário Jacuípe com perfis topográficos (A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E') extraídos a partir de imagens SRTM.

## 1.3 Materiais e métodos

### 1.3.1 Espaço de acomodação estuarino

#### 1.3.1.1 Ecobatimetria

O espaço de acomodação do estuário do Jacuípe pode ser dividido pelas áreas que compõem o canal principal (inframaré) e a planície de inundação (intermaré e supramaré). No primeiro caso, a amostragem batimétrica foi executada sob a forma de perfis transversais ao longo do canal estuarino, com o auxílio de um ecobatímetro acoplado a um GPS e a um computador portátil obtendo-se, simultaneamente, as coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Durante a amostragem, a altura da maré foi acompanhada em três pontos distintos ao longo do estuário para posterior redução dos dados. No tratamento dos dados batimétricos eliminaram-se os dados espúrios existentes na malha amostral (*spikes*), para posterior interpolação.

Para a planície de inundação, construiu-se um modelo digital de terreno estimando suas elevações a partir das variações das alturas de maré (em sizígia e quadratura), até atingir as cotas da área externa ao estuário. A mesma estimativa foi atribuída para a cabeceira do estuário, assim como para alguns trechos onde a amostragem foi insuficiente. A elevação das áreas de manguezal mais externa foi estimada com base na elevação da preamar de sizígia, com altura máxima de 1,27 m (Lima 2007). A interpolação das cotas batimétricas e os limites da área intermareal foram feitas com o programa SMS<sup>®</sup>. As cotas foram reduzidas ao nível médio do mar com base na análise harmônica das séries de maré (Lima 2007), e as elevações foram niveladas a um nível de redução arbitrário relacionado ao extremo da baixamar.

Finalmente, multiplicando-se as taxas de sedimentação  $\omega$  ( $\text{m ano}^{-1}$ ) pela área total  $A$  ( $\text{m}^2$ ) obtêm-se o volume de sedimento produzido a cada ano no estuário. Esse resultado, dividido pelos espaços de acomodação  $V$  ( $\text{m}^3$ ) ainda existentes em níveis inframareal,

intermareal e supramareal, resulta no quociente do preenchimento estuarino e o inverso desse valor dá o tempo de preenchimento do estuário em anos (equação 1):

$$\text{Tempo de preenchimento estuarino} = \frac{V}{\omega \cdot A} \quad (1)$$

### 1.3.1.2 Sondagens Elétricas

Foi utilizado o método de eletrorresistividade para investigar os espaços de acomodação subjacentes ao estuário do Jacuípe, bem como para determinar a espessura e litotipos dos pacotes sedimentares e para avaliar se as depressões existentes nesse ambiente sofrem algum tipo de controle estrutural. O método supracitado consiste basicamente no uso de medidas da corrente elétrica injetada entre dois pontos no terreno (A e B) e da diferença de potencial entre dois outros pontos (M e N). A técnica aplicada foi a sondagem elétrica.

O arranjo utilizado na execução da sondagem foi o de *Schlumberger*, no qual a corrente elétrica penetra nas camadas mais profundas do substrato à medida que se expandem os eletrodos de corrente em torno de um ponto central (Figura 1.4). Neste caso, as aberturas entre os eletrodos  $AB/2$  variaram de 1,0 m até 200 m. A resistência de contato nos eletrodos foi minimizada com o uso de água salgada, especialmente na seção SE-4.

Quatro sondagens foram realizadas em junho de 2010, tendo os pontos de sondagens sido previamente escolhidos com base em fotografias aéreas, de modo a se obter um perfil geológico atravessando os domínios entre a bacia do Recôncavo e o embasamento cristalino, no trecho estuarino onde se encontram as maiores depressões (o equivalente ao perfil A – A', ver figura 1.3). O equipamento usado para coletar os dados foi um eletrorresistivímetro SYSCAL-R2 com potência máxima de 250 W.

Utilizou-se o programa RES1D para inverter os dados de eletrorresistividade refinando, assim, automaticamente o modelo inicial para um modelo de melhor ajuste em

cinco camadas. O procedimento consistiu em calcular os parâmetros (resistividades e espessuras) de um dado modelo constituído de camadas horizontais isotrópicas e homogêneas, a partir de valores de resistividade aparente medidos para diferentes espaçamentos. O centro das sondagens foram nivelados a topografia local, utilizando-se as folhas do Sistema Cartográfico da Região Metropolitana de Salvador - SICAR-RMS (CONDER, 1976), em escala de detalhe de 1:10.000 (Figura 1.5) e a batimetria realizada por Lima (2007). A seguir, com base nos valores de espessuras e resistividades das camadas encontradas no substrato, as unidades litoestratigráficas que preenchem o estuário puderam ser interpretadas pelas propriedades elétricas conhecidas nas rochas (Lima & Sharma, 1990) e por trabalhos realizados na região (Lima, 1999; Santos, 2003; Cavalcanti, 2006).

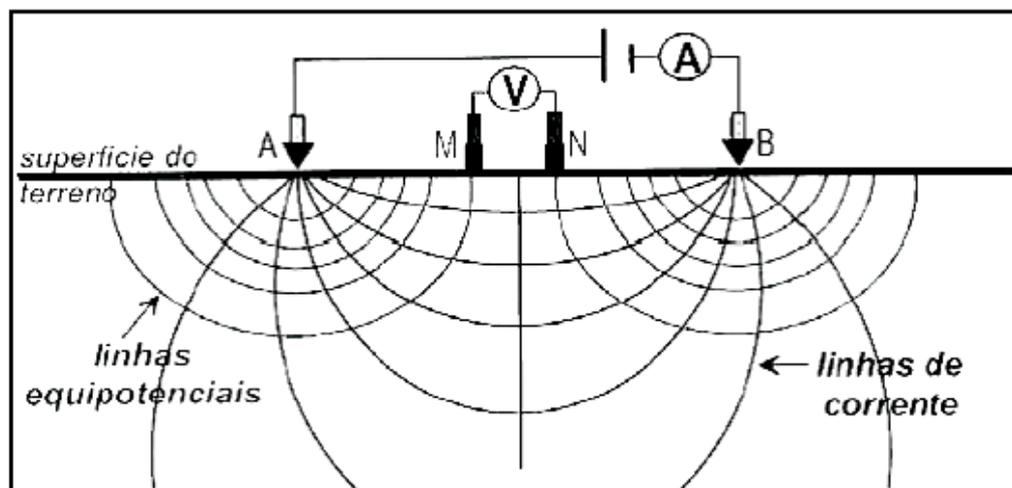


Figura 1.4 - Representação esquemática da configuração linhas de corrente e das linhas equipotenciais para o arranjo *Schlumberger* (Santos, 2003).

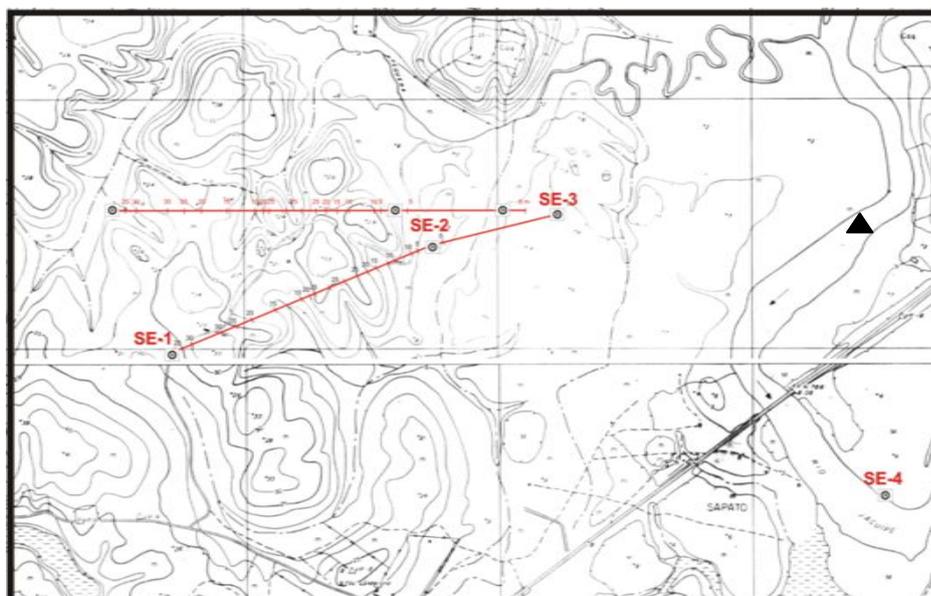


Figura 1.5 – Dados topográficos dos centros de sondagens realizadas na planície costeira adjacente ao estuário do Jacuípe, obtidos a partir das folhas do SICAR-RMS, em escala de detalhe de 1:10.000 (CONDER, 1976). O triângulo representa o local de testemunhagem.

A reconstrução dos volumes correspondentes ao espaço de acomodação no estuário é então obtida pela seguinte relação (equação 2):

$$V = h \cdot A \quad (2)$$

onde  $V$  é o volume do espaço de acomodação ( $m^3$ ) que se formara em cada posição do NRM,  $h$  é a profundidade máxima (m) do arcabouço estuarino desprovido de sedimentos, nivelado em relação ao zero topográfico atual e,  $A$  é a área ( $m^2$ ) inundada durante a transgressão marinha (cota de 5 m) e atual (ver figura 1.3d).

### 1.3.2 Taxa de sedimentação e datação (Método combinado $Cs^{137}$ e $Pb^{210}$ )

Utilizou-se o método combinado  $Pb^{210}$  e  $Cs^{137}$  para determinação da taxa de sedimentação e cronologia do processo de sedimentação. A geocronologia com  $Pb^{210}$  ( $T = 22,26$  a) e  $Cs^{137}$  ( $T = 30,17$  a) é o método mais usado para avaliar a dinâmica de sedimentação recente. O método baseia-se por um lado no decaimento radioativo do excesso do  $Pb^{210}$  e, por outro, na detecção do  $Cs^{137}$  para identificar sedimentos depositados no período 1964-1965 (Hermanson 1990; Argollo 2001). O excesso do  $Pb^{210}$ ,  $Pb_{exc}^{210}$ , é obtido pela diferença entre as

atividades do  $Pb^{210}$  total e a do  $Ra^{226}$  presente no sedimento. Numa coluna de sedimento depositada em ambiente aquático numa taxa de sedimentação constante  $\omega$  e sem mistura, a atividade do  $Pb_{exc}^{210}$  numa profundidade  $z$ ,  $A(z)$ , é dada por (equação 3):

$$A(z) = A_0 \exp(-\lambda z / \omega) \quad (3)$$

onde  $A_0$  é a atividade em  $z = 0$ ,  $\lambda$  é a constante de decaimento do  $Pb^{210}$  e  $\omega$  é a taxa de sedimentação. O parâmetro  $\omega$  pode ser calculado pela expressão (equação 4):

$$\omega = -\lambda \log e / \alpha \quad (4)$$

onde  $\alpha$  é o coeficiente angular da regressão linear do gráfico de  $\log A(z)$  versus  $z$ . Assim, nesse método combinado, o  $Pb^{210}$  permite determinar a taxa de sedimentação e o  $Cs^{137}$  permite identificar a camada de sedimentos depositada em 1965, no caso do hemisfério sul (Argollo 2001).

Os dados analisados referem-se à determinação das cronologias e das taxas de sedimentação estuarina obtidas a partir de um testemunho raso de sondagem, de 0,60 m de comprimento, coletado em 2008 por percussão e localizado a 4 km da embocadura (ver figura 1.5) seguindo o curso do canal principal. Esse local de coleta foi previamente estabelecido por ser o único depósito de sedimentos finos (silte e argila) encontrado no canal estuarino, sendo essas frações as mais indicadas por fixarem os radionuclídeos investigados.

O testemunho coletado foi aberto e cortado em fatias de 1 cm de espessura. Em parte do material foram feitos os procedimentos granulométricos estatísticos (Folk & Ward 1957; Shepard 1954; Perjurup 1988) e a outra parte foi pulverizada, seca e retirada alíquotas de 9 a 12 g, para serem postas em recipientes de polietileno de dimensão 15 mm  $\times$  54 mm, os quais foram hermeticamente fechados para prevenir o escape do  $Rn^{222}$  que se forma pelo decaimento do  $Ra^{226}$ . Após uma espera de um mínimo de 32 dias para que o  $Ra^{226}$  atinja o equilíbrio radioativo com o  $Pb^{214}$  e o  $Bi^{214}$  contou-se, por um período de 24 h, para obter-se o

espectro gasoso da amostra. Os radioisótopos  $\text{Ra}^{226}$ ,  $\text{Pb}^{210}$ ,  $\text{Pb}^{214}$  e  $\text{Cs}^{137}$  foram analisados por espectrometria gama, um método não-destrutivo (sem qualquer tratamento químico preliminar), usando-se um espectrômetro gama com detector de germânio de alta pureza tipo poço e multicanal com 8.192 canais. As atividades dos radionuclídeos são determinadas através de seus fotopicos de absorção total no espectro da amostra: a do  $\text{Pb}^{210}$ , via seu fotopico de 46,5 keV; a do  $\text{Ra}^{226}$ , via o fotopico do  $\text{Pb}^{214}$  em 352 keV, e a do  $\text{Cs}^{137}$ , pelo seu fotopico em 661,6 keV. Os espectros obtidos da amostra foram superpostos ao espectro da radiação de fundo do espectrômetro. O espectro gama da amostra é obtido, então, subtraindo-se o espectro da radiação de fundo do espectrômetro. A subtração da radiação de fundo é feita canal por canal utilizando o programa Maestro 32 fornecido pela ORTEC e o espectro líquido resultante é o espectro da amostra.

### **1.3.3 Descarga fluvial**

Os dados de descarga fluvial referem-se à série histórica da estação fluviométrica Emboacica (1961 – 1979), ampliada sua série para 50 anos, a partir da estação Mata de São João (1955 – 1960 e 1980 – 1997) (obtidos junto a Agência Nacional das Águas - ANA) e, a partir de 2000 até 2005 (obtidos junto a Empresa Baiana de Saneamento – EMBASA), pelos deflúvios da barragem Santa Helena (Lima 2007; Lima et al., no prelo). Para efeito de análise, será desconsiderada a área de drenagem do rio Capivara Grande (ver figura 1.1), por desaguar já próximo da embocadura estuarina e a jusante do local de amostragem.

## **Capítulo 2 - Fundamentação Teórica**

---

## 2.1 Definição

Estuários são feições costeiras bastante dinâmicas no tempo e no espaço, sendo encontrados em zonas costeiras de todo o mundo, em todas as latitudes, exceto nos pólos. São caracterizados como ambientes de transição entre a bacia hidrográfica e a zona costeira. Seus processos sedimentológicos de maior importância envolvem ciclos de alta e baixa frequência, que variam de dias a meses (regidos pela ação da descarga fluvial, das marés, das ondas e do vento) e de séculos a milênios (governados pela variabilidade climática e oscilações do nível do mar) (Schoellhamer, 2002; Perillo, 1995; Uncles, 1994).

Existem diferentes definições e classificações que são atribuídas aos ambientes estuarinos. Estas definições podem ser baseadas na característica fisiográfica, no gradiente de salinidade, nos padrões de circulação e mistura, na variação da altura de maré, na distribuição das fácies sedimentares e das comunidades biológicas presentes neste tipo de ambiente (Elliott & McLusky, 2002). Uma das definições mais comumente adotadas é a de Pritchard, (1952), de cunho oceanográfico, definindo que:

*“Estuário é um corpo de água costeiro semifechado, com uma livre ligação com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental”.*

Os estuários atuam como depósitos efetivos dos sedimentos fluviais e marinhos, dependendo diretamente das condições hidrodinâmicas reinantes, onde funcionam como verdadeiros filtros retendo os sedimentos em sua área de deposição. Com base nesta perspectiva, Dalrymple et al. (1992) propõem:

*“... o limite mais a jusante de um vale afogado que recebe sedimentos fluviais e marinhos e que contém fácies sedimentares influenciadas pela maré, pelas ondas e pelos processos fluviais. O estuário compreende toda a extensão do vale afogado que se estende do limite à montante das fácies de maré até o limite à jusante das fácies costeiras, próximo à desembocadura”.*

Kjerfve (1987) apresenta uma subdivisão para os ambientes estuarinos, em três zonas, com base na interação entre o prisma de maré e a descarga fluvial, fatores primeiramente responsáveis pela circulação e padrão de sedimentação, como:

**Zona de Maré do Rio (ZR)** - onde a salinidade da água é sempre menor que 1, mas os efeitos das marés ainda são observados na cabeceira do estuário, sendo as correntes bidirecionais;

**Zona de Mistura (ZM)** - área que apresenta uma variação de salinidade entre 1 a 35, com correntes bidirecionais e onde uma zona de turbidez máxima pode ser observada;

**Zona Costeira (ZC)** - localizada na zona costeira adjacente que se estende até a frente da pluma estuarina, delimitando a camada limite costeira, onde a salinidade observada coincide com a salinidade oceânica.

Comparando a definição de Kjerfve (1987) com as definições de Pritchard (1952), observa-se que a ZR e ZM correspondem aos setores denominados estuário fluvial e médio ou ao estuário de definição clássica, respectivamente. A inclusão da ZC procura abranger a influência direta da zona estuarina na plataforma continental. Ressalta-se ainda que os limites entre estas zonas apresentadas são bastante dinâmicos, no tempo e no espaço, em resposta as diversas forçantes que atuam nos sistemas estuarinos (Figura 2.1), podendo estas zonas migrar ou simplesmente não serem observadas em determinado momento (Miranda et al., 2002).

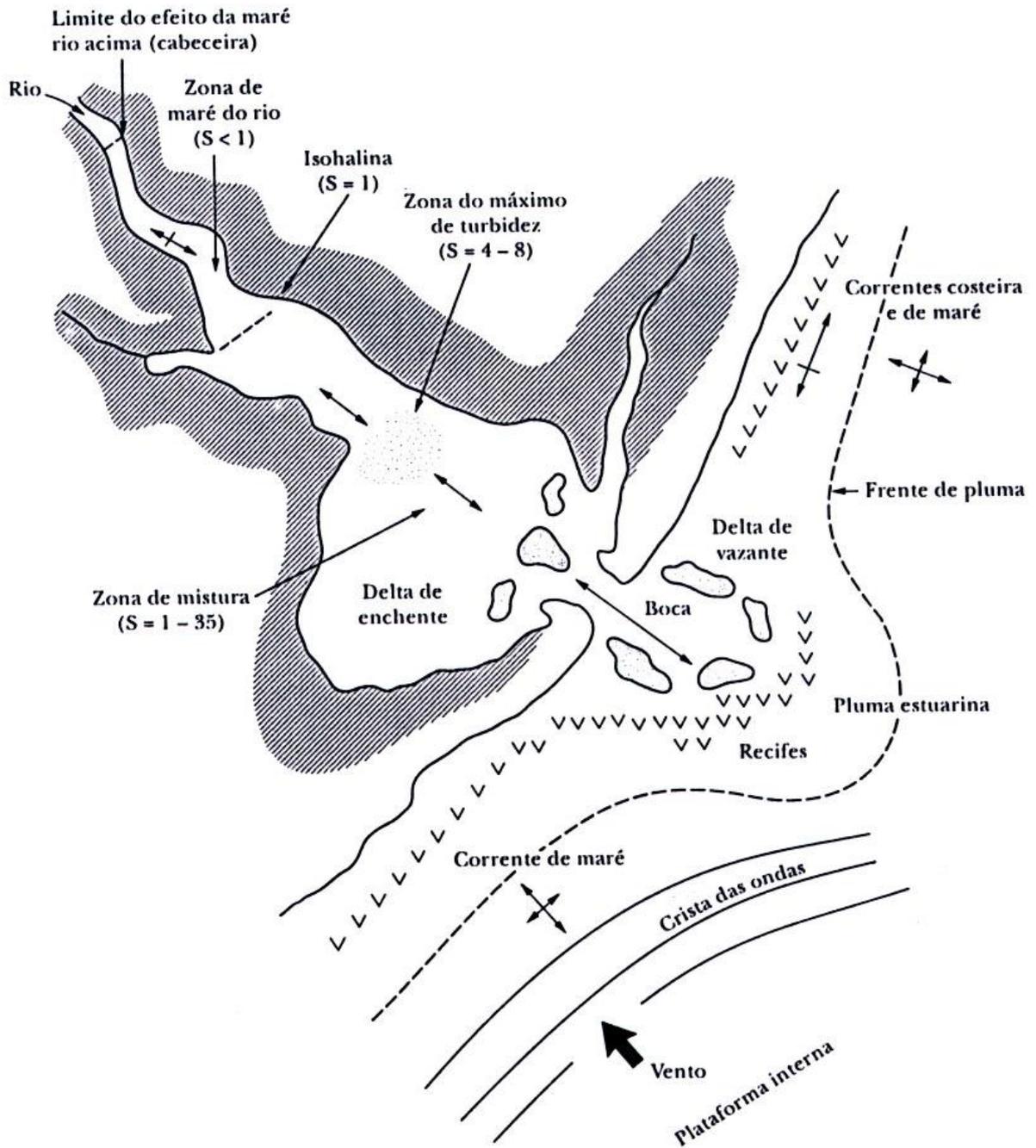


Figura 2.1 – Diagrama esquemático de um estuário hipotético e suas áreas de transição (Kjerfve, 1987. *In*: Miranda, 2002).

## **2.2 Espaço de acomodação dos sedimentos em ambiente estuarino**

O espaço de acomodação de um estuário é a porção distal do vale afogado por uma transgressão, estando localizado à retaguarda da linha praiial (voltada para mar aberto), onde fácies marinhas e fluviais são espacialmente distribuídas por processos associados à vazão dos rios, às correntes de maré e às ondas (Dalrymple et al., 1994; Perillo, 1995). O completo preenchimento deste espaço indica, assim, o desaparecimento do estuário. Quando tal fato ocorre, sedimentos fluviais passam a ser disponibilizados em grande volume para a antepraia. A manutenção do espaço de acomodação em costas transgressivas ocorre quando a taxa de elevação do nível relativo do mar excede a taxa de sedimentação (agradção do leito). Em costas com nível de mar estável, o tempo de vida de um estuário é determinado pela razão entre a sua profundidade e a taxa de sedimentação (Dalrymple et al., 1994). Já em costas regressivas, o tempo de vida de um estuário é diminuído pois à taxa de sedimentação soma-se a taxa de descida do nível do mar. A costa brasileira, submetida a uma regressão da ordem de menos de 5 m nos últimos 5.000 anos, mostra evidência de preenchimento dos vales estuarinos. O espaço de acomodação quando não oriundo da subida do nível marinho é pouco conhecido, sendo basicamente apresentadas duas hipóteses a respeito do assunto, conforme já mencionado. Uma por influência neotectônica, cujo reconhecimento é possível se constada a configuração do sistema de falhas planares, enquanto que a outra pela escavação do vale fluvial.

As lacunas no conhecimento sobre espaços de acomodação e sobre a sedimentação nos estuários podem ser aperfeiçoadas com estudos que utilizam métodos geofísicos de alta resolução (como perfilador de sub-fundo, GPR e eletroresistividade). Estas ferramentas são essenciais na reconstituição da arquitetura dos depósitos sedimentares em diversas partes do mundo (Porsani et al. 2004; Weschenfelder et al., 2008), principalmente para a caracterização dos processos sedimentares de fundo e subfundo (Damuth, 1980; Damuth & Hayes, 1977;

Flood, 1980). Na costa atlântica sul-americana foram realizados levantamentos geofísicos no estuário de Bahia Blanca, Argentina (Aliotta et al., 2004), na baía de Guanabara, Rio de Janeiro (Baptista Neto et al., 1996; Quaresma et al., 2000), e ainda na plataforma continental do Amazonas (Costa & Figueiredo, 1998; Figueiredo et al., 1996).

### **2.3 Taxa de sedimentação estuarina**

Em estágio regressivo, a descarga fluvial torna-se a variável de grande importância nos processos de sedimentação na zona estuarina. Além da descarga líquida, as drenagens têm o papel natural de transportar os sedimentos que foram erodidos no interior das bacias hidrográficas. Ao chegar à zona costeira, os sedimentos podem ser filtrados e depositados na zona estuarina, ou serem distribuídos ao longo da costa pelas correntes de deriva, ou ejetados até a plataforma continental externa nos episódios de alta energia (Wolanski et al., 1996). Esta última condição ocorre nos períodos de enchente fluvial, onde um grande volume de sedimento pode ser movimentado em um curto período de tempo (Figueiredo & Underkoffler, 1996; Kuehl et al., 1998). A função natural dos estuários, portanto, é atuar como verdadeiros filtros, retendo o sedimento grosso e ejetando parcialmente os sedimentos finos.

A maior quantidade de sedimentos que chega aos estuários é trazida pelos rios e seu volume depende diretamente da declividade, da extensão e das características climáticas da bacia hidrográfica. Os rios com grandes extensões tendem a apresentar grandes descargas de sedimentos. Um bom exemplo é o rio Mekong, localizado no Vietnã, que está entre os 10 rios que possuem as maiores descargas de sedimento do mundo. Suas maiores vazões ocorrem em outubro, atingindo  $39\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ , enquanto que no período seco, em maio, as vazões são de  $1700\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ . As maiores descargas podem contribuir para que todo o estuário (228 km) possa receber grandes volumes de sedimentos, com uma produção anual de  $170 \times 10^6$  toneladas

(Wolanski et al., 1996). Entretanto, as bacias de drenagem que afluem para os estuários podem ser periodicamente submetidas à redução e aumento do aporte de sedimentos (Goman, 2000). Uma estimativa das descargas dos rios em todos os continentes nos últimos 200 anos tem demonstrado que as variações hidrológicas podem afetar a descarga de longo período (Pekárová et al., 2003). As variações já identificadas ocorrem por influência da variabilidade climática (Wolock & McCabe, 1999; Pekárová et al., 2003; Gregory et al., 2006; Ekdahl et al. 2008) nos intervalos interanuais, em alternância aos períodos secos e úmidos. Na maior parte dos casos, tem-se observado a diminuição do aporte de sedimento fluvial devido à diminuição natural dos picos de enchentes.

Uma alusiva comparação das taxas de sedimentação proporcionadas pelos grandes rios pode ser observada na região deltáica do rio Mississipi (Corbett et al., 2004), na qual os picos de vazão com mais  $20.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  podem apresentar taxas de sedimentação superiores a  $4.0 \text{ cm ano}^{-1}$ . Este cenário demonstra que grandes volumes de sedimentos de uma bacia podem anular a presença de estuários. Isso se repete com o rio Amazonas, que pode atingir uma vazão  $200.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e uma taxa de sedimentação de  $60 \text{ cm ano}^{-1}$  na plataforma continental (Dukat & Kuehl, 1995). Os estuários propriamente ditos recebem de seus afluentes, descargas máximas inferiores a  $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , e tendem a apresentar taxas de sedimentação da ordem de  $\text{mm ano}^{-1}$  (Benito et al., 2003; Madsen et al., 2007; Schriek et al., 2007).

Ao tratar da sedimentação estuarina, alguns pesquisadores vêm salientando para seu preenchimento temporalmente desigual durante o Holoceno. Madsen et al., 2007 combinaram diferentes métodos de datação ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{14}\text{C}$  e termoluminescência) para verificar as mudanças temporais da sedimentação estuarina na Dinamarca, durante o Holoceno. Os resultados comprovaram que em 1400 anos atrás (correspondente a 1 m no testemunho), o estuário experimentava um período de rápida sedimentação, em torno de  $9 \text{ mm ano}^{-1}$ . Entre 1340 e 970 anos atrás foi separado por uma fase de sedimentação muito mais lenta, com cerca

de  $0,3 \text{ mm ano}^{-1}$  e, nos últimos 300 anos, essa taxa atinge  $\sim 1,2 \text{ mm ano}^{-1}$ . Os autores relataram que a taxa de sedimentação diminuta acima citada, transcorreu de uma fase de descida do nível do mar, diminuindo os espaços de acomodação do estuário.

Por outro lado, pode-se também observar em diversas partes do mundo, tanto alterações na sedimentação estuarina quanto alterações ambientais nas bacias hidrográficas causadas pela influência do crescimento econômico: opostamente às condições naturais cresceu o aporte de sedimentos para os estuários (Lu & Matsumoto, 2005; Santos et al., 2008).

Apesar de sua grande importância, ainda se observa na literatura a ausência de uma análise adequada das descargas fluviais em estuários. Tamanha dificuldade é dada pelos custos operacionais que envolvem a coleta de dados sobre as descargas de sedimentos nas bacias de drenagem. Uma alternativa eficaz ao problema é o uso do método combinado dos radionuclídeos naturais  $\text{Pb}^{210}$  e  $\text{Cs}^{137}$ , que é uma ferramenta utilizada em estudos ambientais como traçadores de eventos ocorridos até 150 anos (Chanton et al., 1983; Goodbred & Kuehl, 1998; Argollo, 2001). Esse método expõe as assinaturas marcadas pelos registros da sedimentação, além de fornecer informações importantes sobre o histórico hidrossedimentológico das bacias.

Atualmente, os estuários são vistos com grande preocupação mundial devido ao crescimento exponencial da população humana em menos de dois séculos. Tal preocupação é razoável, pois mudanças severas nos padrões de sedimentação atuais, além de afetar a disponibilidade de água e energia para esta população podem, como fator agravante, comprometer as condições de habitação, já que mais da metade dos 6,4 bilhões da população atual ocupam as zonas costeiras e as margens de grandes estuários (Miranda et al., 2002).

## **Capítulo 3 – Resultados**

---

### 3.1 Espaço de acomodação preenchidos durante o Quaternário

O resultado das sondagens elétricas mostra, transversalmente, a transição entre o embasamento cristalino e a bacia do Recôncavo, no qual o vale estuarino encontra-se instalado (Figuras 3.1 e 3.2). A sondagem SE-1 (localizada a oeste) é a topograficamente mais elevada, com 22 m. Nessa sondagem, a camada superficial, de espessura de 4,4 m e resistividade variando entre 698 ohm.m e 108 ohm.m é interpretada como um pacote de areia inconsolidada, associada aos depósitos eólicos quaternários mais antigos. A variação de resistividade nessa camada inicial se relaciona à presença de água na parte inferior. Logo abaixo, observa-se uma camada com resistividade de 2030 ohm.m e com aproximadamente 9 m de espessura, associada ao Grupo Barreiras, cujo nível de base está a 9 m acima do zero topográfico. Imediatamente abaixo do Grupo Barreiras ocorrem duas camadas com resistividades de 667 ohm.m e 30 ohm.m, interpretadas como arenitos e folhelhos da Formação São Sebastião, respectivamente (sub-bacia do Recôncavo). Esta formação está presente em todas as sondagens, funcionando como alicerce do estuário, exceto na SE-4.

A sondagem SE-2 apresenta a mesma sequência estratigráfica da sondagem anterior, com diferença apenas nas espessuras das camadas e na topografia mais baixa (altitude de 4 m). Nessa sondagem pode-se observar que a base do Grupo Barreiras encontra-se desnivelada cerca de 13,4 m abaixo se comparado à seção SE-1 e não aparece na SE-3. O local da sondagem SE-2 representa o limite lateral do paleoestuário durante o Quaternário.

A sondagem SE-3 apresenta três camadas com resistividade variando entre 569 ohm.m, 761 ohm.m e 232 ohm.m, representando areias pleistocênicas uma vez que o topo encontra-se a uma altitude de 8 m. O arcabouço do paleoestuário nessa sondagem representa o maior espaço de acomodação do perfil realizado, com aproximadamente 20 m, é preenchido por areia, sendo que atualmente 12 m deste encontra-se abaixo do zero topográfico.

A sondagem SE-4 mostra depósitos arenosos holocênicos na superfície, com a resistividade baixa (devido a presença de água), de 17,1 ohm.m a 3,0 ohm.m e com espessura de 3,1 m recobrando diretamente o embasamento cristalino (Figura 3.1). A parte superior do embasamento apresenta 23,5 m de espessura e resistividade de 2,3 ohm.m, com características de bastante alterado (saprólito). Logo abaixo, o embasamento apresenta resistividade de 4996 ohm.m, devido a presença de água doce nos seus interstícios.

O perfil geológico construído a partir das sondagens elétricas, da topografia do terreno e dos depósitos sedimentares (Figura 3.2), foi extrapolado pela linha de sondagens SE-1, SE-2 e SE-3 até a outra margem do estuário. Observou-se que a escavação do leito estuarino do Jacuípe atingiu uma profundidade 12 m abaixo do zero topográfico atual e uma extensão lateral máxima de 1,2 km. Com base ainda nas interpretações das sondagens elétricas no estuário Jacuípe e nas observações em campo, pode-se verificar o desnivelamento da sub-bacia do Recôncavo em relação ao embasamento cristalino (Figura 3.2). As rochas sedimentares da Formação São Sebastião que preencheram a sub-bacia atualmente estão topograficamente mais elevadas que o embasamento, tendo a base dos depósitos do Grupo Barreiras recobrando a sub-bacia, entre as sondagens SE-1 e SE-2, com o desnivelamento de 13,5 m (Figura 3.2). Ocorre também, o alargamento abrupto da planície de inundação no km 4 a partir da embocadura, a contra-margem da falha do Jacuípe, coincidindo com a primeira depressão já enunciada anteriormente. Esse alargamento se estende de forma retilínea e alinhada com o vale encaixado do rio Capivara Pequeno (Figura 3.2). Essas características sugerem que a área de estudo é marcada por fortes traços estruturais gerados pela influência do sistema de falhas que convergem para o estuário, gerando contornos retilíneos e interceptados por curvaturas com ângulos de aproximadamente 90°. Por fim, a área de estudo possui antecedentes de subsidência em seus substratos antigos.

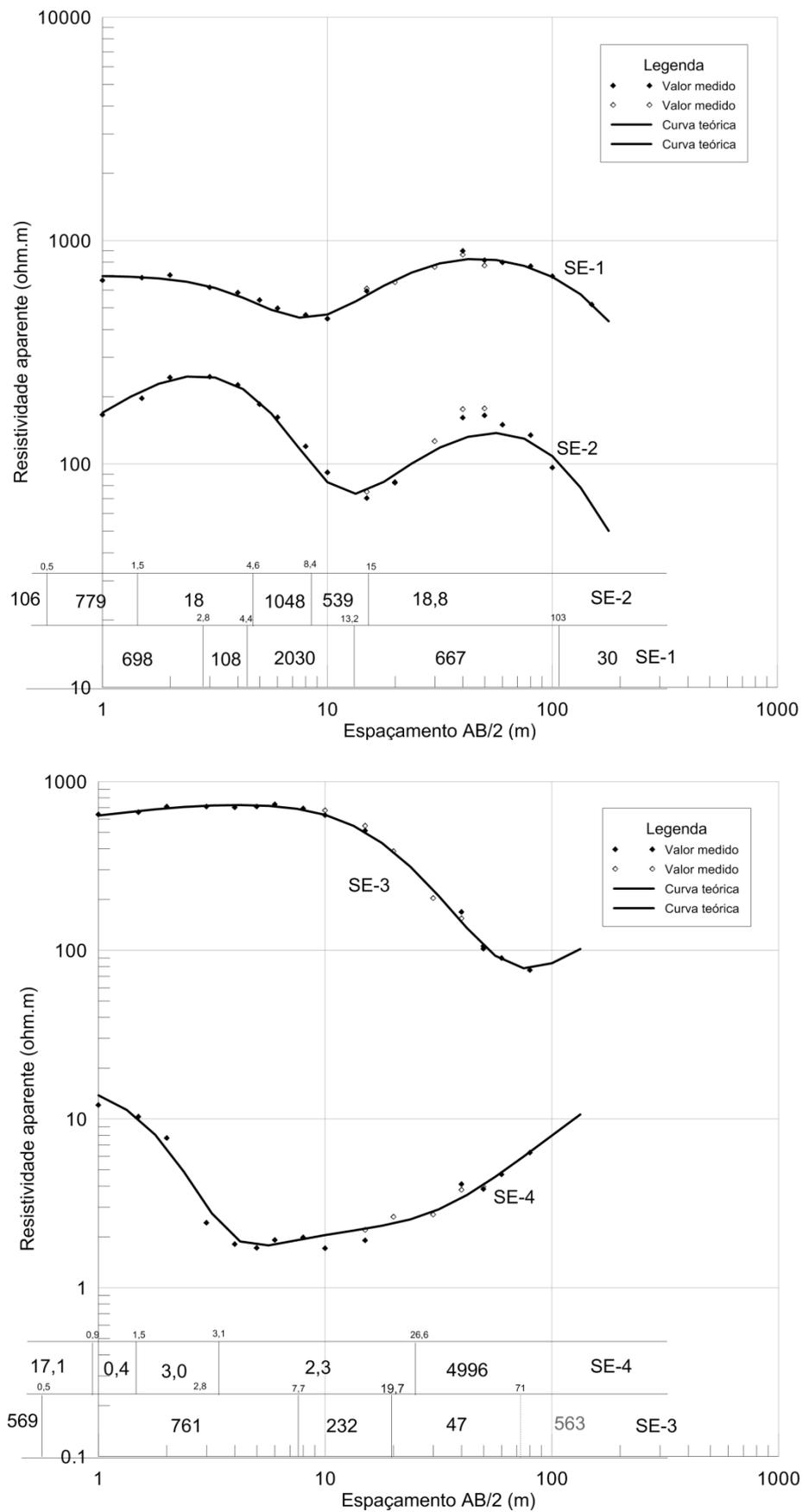


Figura 3.1 - Sondagens elétricas verticais realizadas na borda da bacia do Recôncavo, onde se encontra instalado o estuário do Jacuípe.

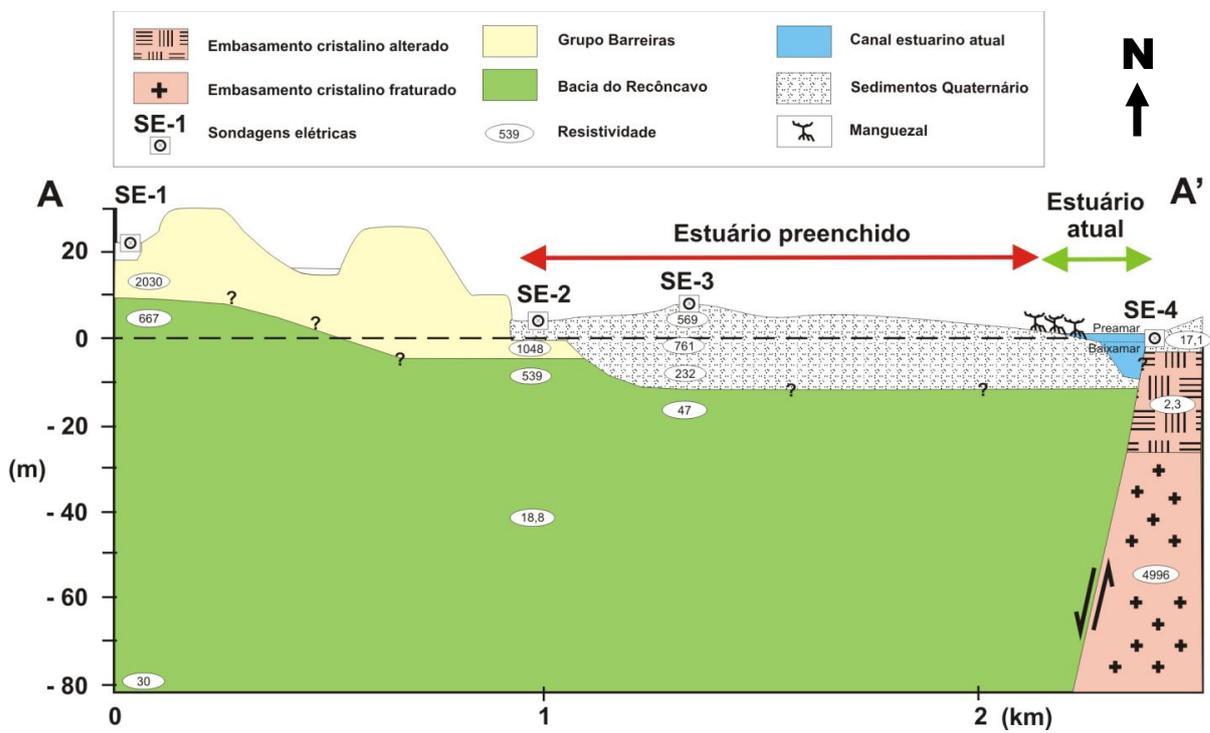


Figura 3.2 - Perfil Geológico A – A' interpretado a partir das sondagens elétricas realizadas no estuário do Jacuípe. A linha tracejada na imagem acima se refere aos alinhamentos estruturais inferidos e, na figura abaixo, ao zero topográfico atual.

### 3.2 Espaço de acomodação restante

O estuário do Jacuípe possui uma área de 6,22 km<sup>2</sup>, configura-se em uma morfologia meandrante, sendo bastante irregular e raso (predominando profundidades de menos de 3 metros), com profundidade média (volume total/área total) de 1,08 m. O pequeno espaço de acomodação que essas profundidades representam é contradito por três depressões abaixo do nível médio do mar (Figura 3.3a). As duas primeiras, localizadas a 4 km e 5,5 km da embocadura apresentam -9 m e, a última, situada a 13,7 km da embocadura, está a -7,5 m. Essas depressões são pontuais, ocorrem alinhadas ao limite da bacia do Recôncavo e não garante uma maior sustentação desse estuário, como mostra as profundidades do talvegue inferiores a 3 m (Figura 3.3b).

Uma barra arenosa que ocorre na embocadura formou-se por conta da importação de sedimento da antepraia para o estuário, devido às correntes de maré serem mais fortes durante a enchente que durante a vazante (Lima et al., no prelo). Esta condição acelera o preenchimento do estuário pela importação de sedimentos da antepraia. Ao longo do estuário, outras barras longitudinais ficam emersas (entre os quilômetros 3 e 3,5 e 5) a partir da embocadura, apenas durante as baixamares de sizígia, o que demonstra um estágio de parcial preenchimento do estuário. A planície de inundação estuarina é ampla e plana em relação ao canal principal (Figura 3.3), correspondendo a 67,3% da área do estuário o que origina a assimetria negativa nas correntes de maré descrita acima.

Resta atualmente ao estuário Jacuípe um espaço de acomodação total de  $6,76 \times 10^6$  m<sup>3</sup> a ser preenchido. O volume correspondente ao prisma de sizígia é de  $4,80 \times 10^6$  (volumes de inter e supramaré), enquanto que o volume inframaré representa pouco menos de  $\frac{1}{3}$  do total, com  $1,96 \times 10^6$  m<sup>3</sup>. O completo preenchimento deste espaço indica, assim, o desaparecimento do estuário.

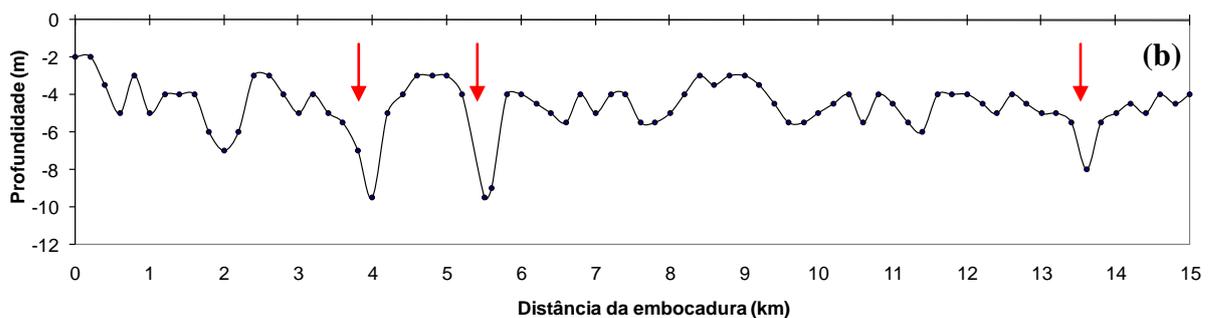
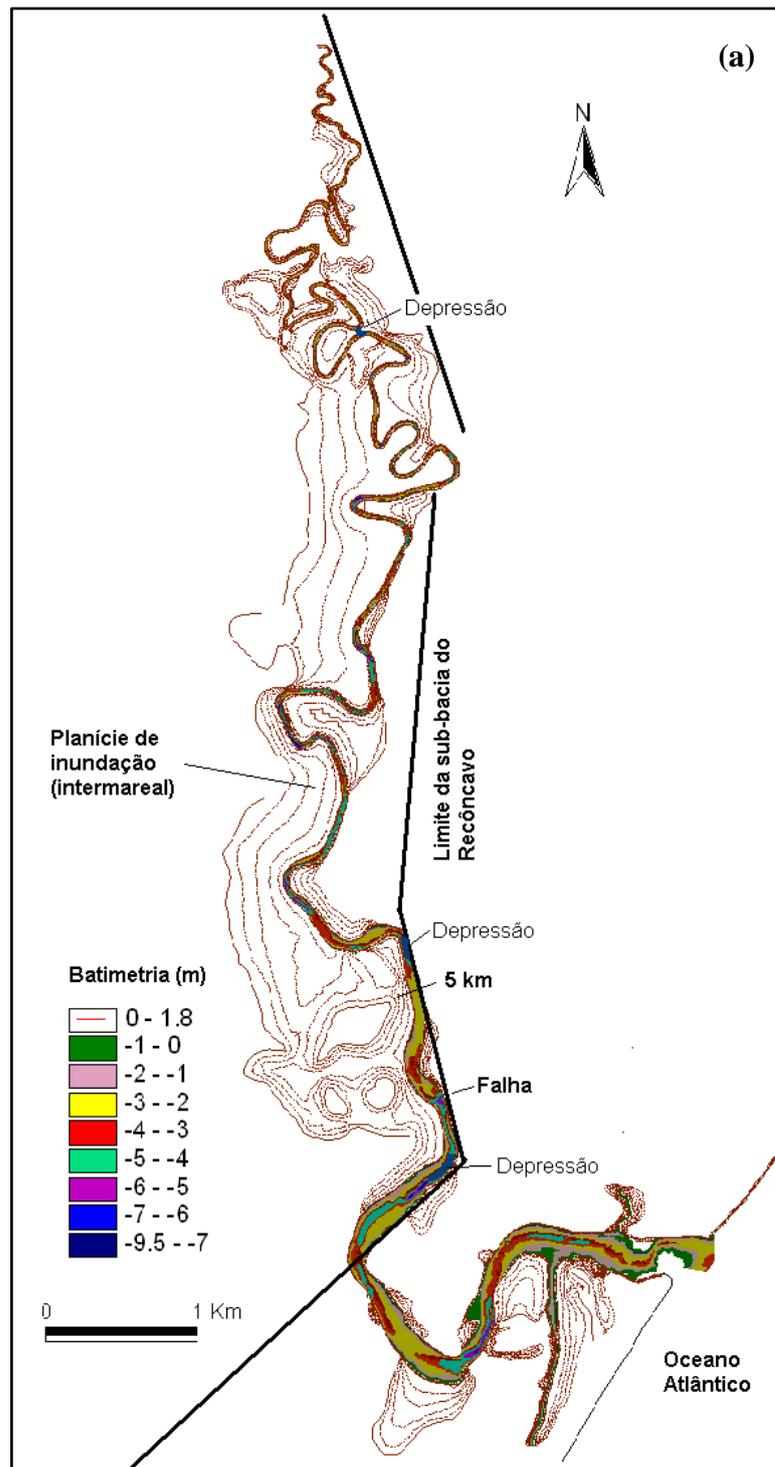


Figura 3.3 – Espaço para acomodação sedimentar restante ao estuário Jacuípe (a), com detalhe das depressões (setas) no perfil longitudinal retirado do talvegue (b).

### 3.3 Taxas de sedimentação estuarina

A descrição dos dados referentes à taxa de sedimentação e granulometria segue no sentido do topo para base do testemunho. As atividades do  $Pb^{210}_{total}$  e do  $Ra^{226}$  assinalaram a atividade calculada do  $Pb^{210}_{excesso}$  até 0,33 m do testemunho e são apresentadas na tabela 3.1. O  $Cs^{137}$  foi detectado na fatia 24 cm do testemunho (correspondente a 1965), porém com valores abaixo do limite de quantificação. O gráfico apresentado na figura 3.4a mostra que houve uma mudança na taxa de sedimentação numa época correspondente à profundidade de até 0,23 m, de  $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$  para  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$  abaixo desse valor. Considerando o  $Cs^{137}$  aparecer em 24 cm, a mudança ocorreu entre 1962 e 1966. Com o  $Pb^{210}$  pode-se verificar 70 anos de sedimentação no estuário do Jacuípe. Entretanto, não há evidência unívoca de mudanças na descarga fluvial líquida que afetasse o comportamento sedimentológico desse estuário (Figura 3.4c). Esse aumento da taxa de sedimentação deve ter sido provocado, portanto, pelas intervenções humanas no interior dessa bacia, nos municípios de Mata de São João e São Sebastião do Passé, que se deram após o início da exploração de petróleo em meados de 1960 e que, por conseguinte, ocasionou os primeiro pulsos de ocupação para a região (Figura 3.5).

O aumento da taxa de sedimentação pode ser percebido, inclusive, pela mudança granulométrica, com o aumento da deposição de sedimentos finos (não ultrapassando 40% do total), em especial silte (em 0,18 - 0,22 m no testemunho) e que decresce novamente, mas a proporções menores (Figura 3.4b). Do ponto de vista textural e mineralógico, predomina a deposição da fração areia, não apenas nesse trecho do canal, mas no estuário como um todo (Lima 2007), sendo principalmente formado de areia média a fina, bem selecionada, com predominância de quartzo (>95%). A base do testemunho (0,60 m), com idade de 140 anos, experimentou uma sedimentação com 95,4% de areia, destes 55,3% são areia média,

diminuindo granulometricamente de forma quase que gradativa em sentido ao topo (Figura 3.4b).

Tabela 3.1 – Atividades de  $Pb^{210}$  total,  $Ra^{226}$  e  $Pb^{210}$  excesso encontrados até 0,33 m de profundidade no testemunho coletado no estuário do Jacuípe.

<b>Profundidade (m)</b>	<b>[<math>Pb^{210}</math>] total (Bq kg<sup>-1</sup>)</b>	<b>[<math>Ra^{226}</math>] (Bq kg<sup>-1</sup>)</b>	<b>[<math>Pb^{210}</math>] exc (Bq kg<sup>-1</sup>)</b>
0,01	158,00	14,90	143,10
0,02	161,00	17,20	144,80
0,03	169,60	16,90	152,70
0,04	144,30	16,20	128,70
0,05	151,80	15,50	136,30
0,06	149,90	14,90	135,80
0,07	133,10	15,10	118,00
0,08	115,60	12,70	102,90
0,09	93,50	12,10	81,40
0,10	116,30	15,80	100,50
0,11	109,80	13,70	96,70
0,12	114,10	17,00	97,10
0,13	116,80	16,00	100,80
0,14	95,60	15,20	80,40
0,15	112,20	16,20	96,00
0,16	104,50	14,60	89,90
0,17	96,00	14,40	87,60
0,18	99,80	12,60	87,20
0,19	97,70	12,30	85,40
0,20	81,10	14,70	66,40
0,21	62,60	16,40	66,20
0,22	80,90	14,30	66,60
0,23	50,50	14,50	46,00
0,24	46,41	12,79	33,62
0,25	33,45	11,86	21,59
0,26	56,84	11,61	25,23
0,27	33,90	13,31	20,59
0,28	25,00	9,36	15,64
0,29	19,94	10,01	9,93
0,30	18,85	9,81	9,04
0,31	18,99	10,36	8,63
0,32	17,46	10,82	6,64
0,33	19,51	13,67	5,84

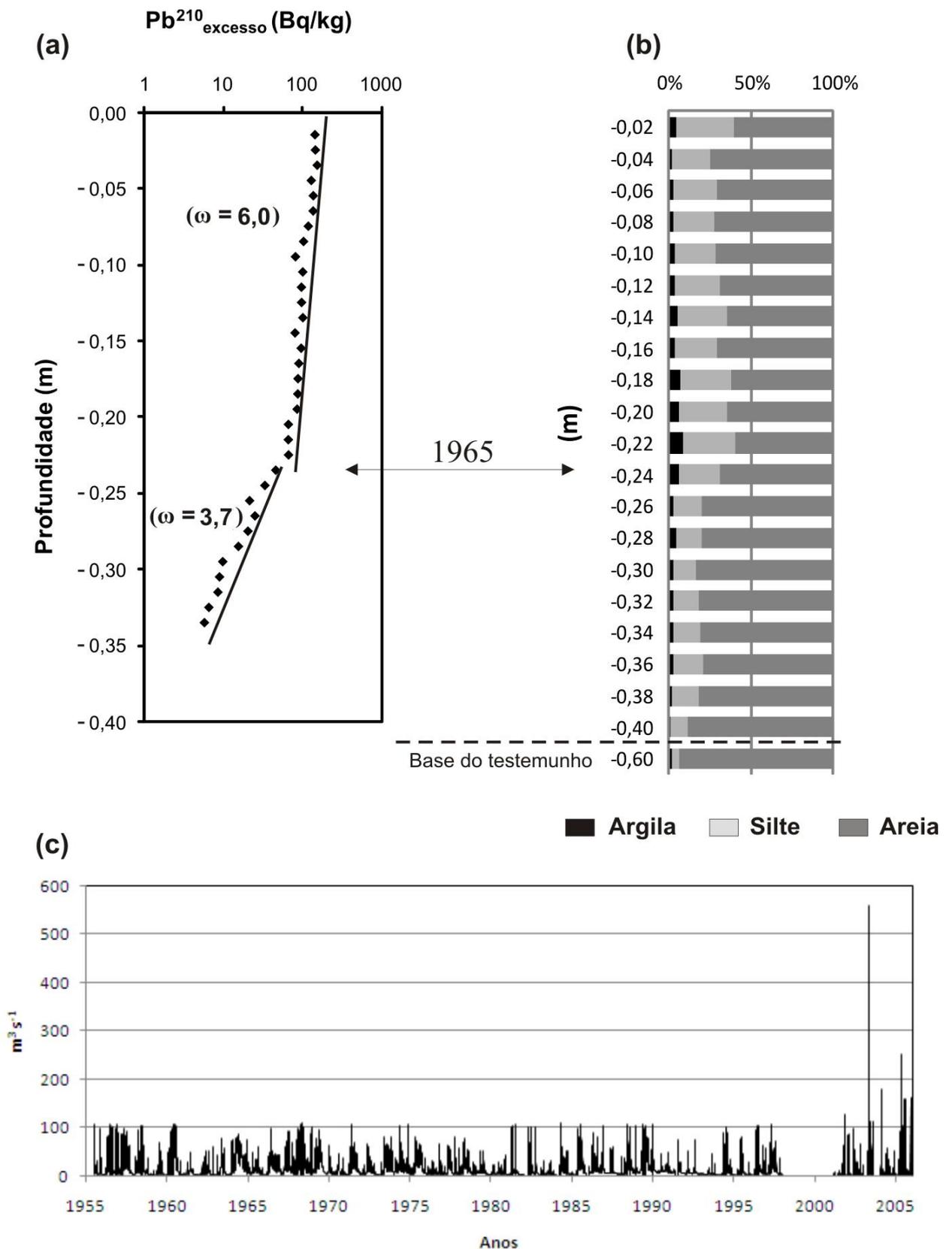


Figura 3.4 – (a) Taxas de sedimentação do estuário do Jacuípe, (b) distribuição granulométrica e (c) a descarga fluvial do rio Jacuípe entre 1955 e 2005 (Lima, 2007).

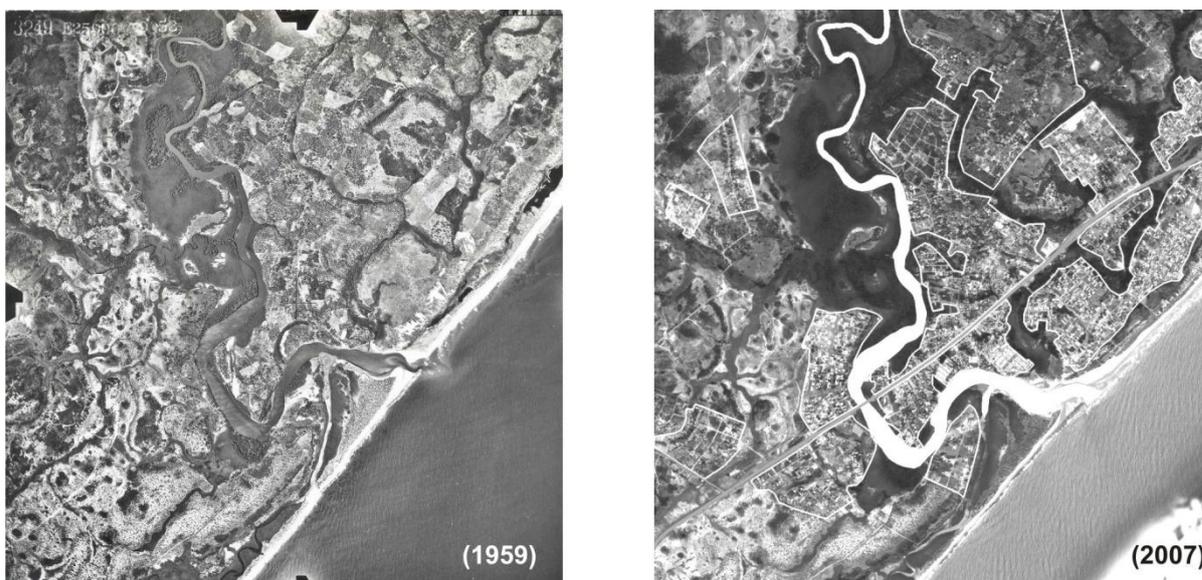


Figura 3.5 – Imagens aéreas do estuário do Jacuípe (a) praticamente sem ocupação humana e (b) atualmente urbanizada. Os polígonos referem-se as áreas de maior adensamento populacional.

Entretanto, não foram registradas mudanças na sedimentação estuarina por conta das alterações nas descargas sólidas desse rio, com os eventos da construção (1980) e com o rompimento da barragem Santa Helena (1984). No primeiro caso, os efeitos previsíveis pela construção de uma barragem teriam a ver com a contribuição do sedimento grosso do rio, que normalmente é aprisionado a montante do barramento. No segundo caso, com o rompimento da barragem, a maior parte dos sedimentos finos carregados não teria ficado retida no estuário, e sim ejetada para a plataforma continental.

Essas condições de sedimentação encontradas demonstram que, apesar da bacia do Jacuípe possuir uma área de drenagem relativamente pequena (1.275 km<sup>2</sup>), a produção de sedimentos no seu interior pode ser considerada como alta, o que é explicado pelos litotipos da bacia estarem submetidos mais intensamente ao processo de erosão. Suas drenagens recortam terrenos constituídos de rochas sedimentares da sub-bacia do Recôncavo, as quais são propícias à erosão e, como consequência, um maior aporte de sedimentos é produzido.

### 3.4 Condições de preenchimento do estuário

Um resumo das características volumétricas e sedimentológicas para diversos cenários do estuário Jacuípe pode ser observado na tabela 3.2. O volume máximo para acomodação dos sedimentos nesse estuário é de  $6,84 \times 10^7 \text{ m}^3$ , cenário este, idealizado para o arcabouço estuarino nu (espaço entre a Formação São Sebastião e o NRM cerca de 5 m acima do atual). Atualmente, resta ao estuário Jacuípe um volume total de  $6,77 \times 10^6 \text{ m}^3$  (espaço referente ao prisma de sizígia mais o espaço inframareal), e esse valor corresponde a 9,89% do volume total do estuário, o que comprova o seu avançado estágio de preenchimento.

Com os volumes conhecidos dos espaços de acomodação, pode-se checar o tempo suficiente e/ou volume de sedimento necessário para preencher o estuário do Jacuípe, comparando-os com as taxas de sedimentação e de descida do NRM (Tabela 3.2). As únicas taxas de sedimentação disponíveis no estuário são consideradas como alta (Lima et al., submetido). A taxa de sedimentação de  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$  (1870-1965) demonstra que a capacidade de preenchê-lo totalmente ocorreria em 10,8 mil anos atrás. Isto representa, pelo menos, 10% da idade dos depósitos mais antigos preservados no vale estuarino antigo. A taxa de sedimentação, inclusive, quase dobrou desde 1965 até o presente ( $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$ ). Em resumo, se o NRM tivesse permanecido estável a cerca de 5.000 atrás até o presente, seria necessária apenas uma taxa de  $2,3 \text{ mm ano}^{-1}$  para preencher o arcabouço estuarino.

A possibilidade de incorrer em erro nesta reconstituição seria se: entre a SE-3 e a margem interna do estuário (planície de inundação intermareal), local onde não foi possível se obter outras sondagens estiver com valores subestimados, se ali ocorrer o talvegue preenchido, mais profundo que o aqui observado (proporcional ao que se simboliza a depressão atual). As sondagens elétricas não puderam ser realizadas naquela área, por esta ser coberta pela vegetação de manguezal, de difícil acesso e locomoção e pela presença de água salobra percolada no substrato, o que dificultaria a leitura pelo equipamento.

No entanto, estas estimativas, apesar de serem incipientes, pois as taxas de sedimentação estuarina não devem ter sido contínuas no tempo, tampouco o arcabouço estuarino deve ter uma morfologia uniforme até a cabeceira, demonstram que o suprimento de sedimento produzido pela bacia é suficiente para preencher o estuário.

Considerando-se os volumes encontrados e uma estimativa de sedimentação uniforme e em condições naturais (a  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$ ), o estuário do Jacuípe seria totalmente preenchido (Tabela 3.2) em menos de 300 anos (calculado pelo  $Pb^{210}$ ). No entanto, a condição de parcial extinção do estuário já seria cogitada pelo preenchimento do canal principal devido ao efeito de bloqueio na penetração das marés no estuário, o que afetaria drasticamente a sua existência em 260 anos. Contudo, mantida a condição de elevada produção de sedimentos que recentemente se configurou na bacia hidrográfica, o estuário poderia deixar de existir em 160 anos. A média de preenchimento entre os diferentes volumes analisados são de apenas 25 anos, sendo 222 anos para o preenchimento total e 197 anos para o preenchimento parcial (Tabela 3.2).

Tabela 3.2 – Resumo das principais características hidrológicas, sedimentológicas e geomorfológicas do estuário Jacuípe e a estimativa de preenchimento calculada a partir das taxas de sedimentação e dos espaços de acomodação em diferentes cenários do NRM.

	<b>Ambiente</b>	<b>Valores</b>	<b>Observações</b>
<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	Bacia hidrográfica	1275	Imagens SRTM resolução de 30 m Folhas Topográficas SICAR-RMS Imagens SRTM resolução de 30 m
	Estuário atual	6,22	
	Estuário holoceno	17,0	
<b>Taxa de sedimentação (<math>\omega</math>) (mm ano<sup>-1</sup>)</b>	1870 – 1965	3,7	Calculado pelo método Pb <sup>210</sup>
	1965 – 2008	6,0	
	Média	4,9	
<b>Taxa descida do NRM (mm ano<sup>-1</sup>)</b>	Últimos 1.000 anos	1,2	Valor estimado pela curva de Salvador (Martin et al., 2003)
<b>Espaços de acomodação (m<sup>3</sup>)</b>	Inframareal	1,96 x 10 <sup>6</sup>	Volume abaixo do nível de redução Prisma de maré de sizígia Somatórios dos dois volumes acima Volume entre as cotas -12 m e 0 m* Volume entre as cotas -12 m e 5 m**
	Intermareal	4,80 x 10 <sup>6</sup>	
	Total atual	6,76 x 10 <sup>6</sup>	
	Arcabouço nu	2,04 x 10 <sup>7</sup>	
	Arcabouço Total	6,84 x 10 <sup>7</sup>	
<b>Estimativa do tempo necessário para o preenchimento (ka)</b>	0 – 5 m	7,6	Taxa de sedimentação de 3,7 mm ano <sup>-1</sup>
	Perfil A – A'	3,2	
	Total	10,8	
<b>Espessura do pacote sedimentar(m)</b>	Idade Pleistocênica	20	SE-03 (este trabalho)
<b>Profundidade atual (m)</b>	Média	1,5	Lima <i>et al</i> (no prelo)
	Máxima	9,0	
<b>Preenchimento do espaço de acomodação *** restante no estuário (em anos)</b>	Volume total	180	$\omega = 6,04 \text{ mm ano}^{-1}$
		294	$\omega = 3,70 \text{ mm ano}^{-1}$
	Volume inframareal	160	$\omega = 6,04 \text{ mm ano}^{-1}$
		261	$\omega = 3,70 \text{ mm ano}^{-1}$
Volume total	197	$\omega_{\text{média}} = 4,90 \text{ mm ano}^{-1}$	

\* correspondente a área total inundada pelo nível marinho até a cota de 5 m (17 km<sup>2</sup>).

\*\* idem.

\*\*\* correspondente a área total inundada pelo estuário atual (6,22 km<sup>2</sup>).

## **Capítulo 4 - Discussões**

---

#### 4.1 Espaço de acomodação estuarino

Poucos trabalhos foram realizados no Brasil e no mundo com o intuito de avaliar o arcabouço estuarino, o espaço para acomodação dos sedimentos (volumes iniciais e atuais) e sua condição de preenchimento. Os locais que oferecem esses tipos de dados possuem grandes extensões, de modo que, comparações análogas serão possíveis apenas do ponto de vista das espessuras dos pacotes sedimentares. Weschenfelder et al. (2008) mapearam, por meio das discordâncias sismoestratigráficas, os pacotes e o truncamento das fácies sedimentares, além do espaço de acomodação da bacia marginal, com 30 m de profundidade (2/3 deste preenchidos), e a presença de paleocanais preenchidos durante as oscilações do nível marinho no Quaternário, na lagoa do Patos (RS). Lessa & Dias (2009), mapearam com sonar de varredura lateral o espaço de acomodação na baía de Todos os Santos (BA), segunda maior baía em área do Brasil,  $\sim 1200 \text{ km}^2$ , encontrando-a parcialmente preenchida por duas fácies texturais predominantes: uma constituída de areia na área sul e, a outra, argila siltosa no centro e norte da baía. O espaço de acomodação total restante no estuário Jacuípe representa apenas 0,05% se comparado ao espaço de acomodação atualmente restante à baía de Todos os Santos (com volume de  $12,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) (Lima & Lessa, 2001). Já o correspondente apenas à zona intermareal em relação ao prisma de sizígia entre ambos os ambientes, o Jacuípe representa cerca de 0,14% em analogia a baía de Todos os Santos ( $3,36 \times 10^9 \text{ m}^3$ ).

Sondagens elétricas realizadas na proximidade do estuário Jacuípe, da linha de costa para o continente (Santos, 2003) e uma seção sísmica no mesmo sentido (Milani, 1986) corroboram de forma preliminar que um forte controle estrutural é exercido pelo contato do embasamento com a sub-bacia (Figura 4.1). Uma semelhança conferida em todos os perfis é de que a sub-bacia do Recôncavo se encontra mais elevada topograficamente que o embasamento cristalino. Ao contrário do estuário Jacuípe, os maiores espaços de acomodação

estão presentes sobre o embasamento cristalino, onde acumulam o dobro da espessura em areias quaternárias (Perfil 3 – Figura 4.1).

Localmente, a proeminência da bacia (em cerca de 40 m) impediu a ampliação da planície costeira durante as transgressões ao truncar os depósitos quaternários. Este cenário é o ponto chave para a discussão se o espaço de acomodação (mais espessos) dos sedimentos quaternários teria sido herdado do substrato mais antigo ou por influência neotectônica. Entretanto, não há um consenso na literatura a respeito da cronologia das falhas e se há reativação das mesmas na região, da qual poderia ser inferido aumento/diminuição dos espaços de acomodação para os sedimentos.

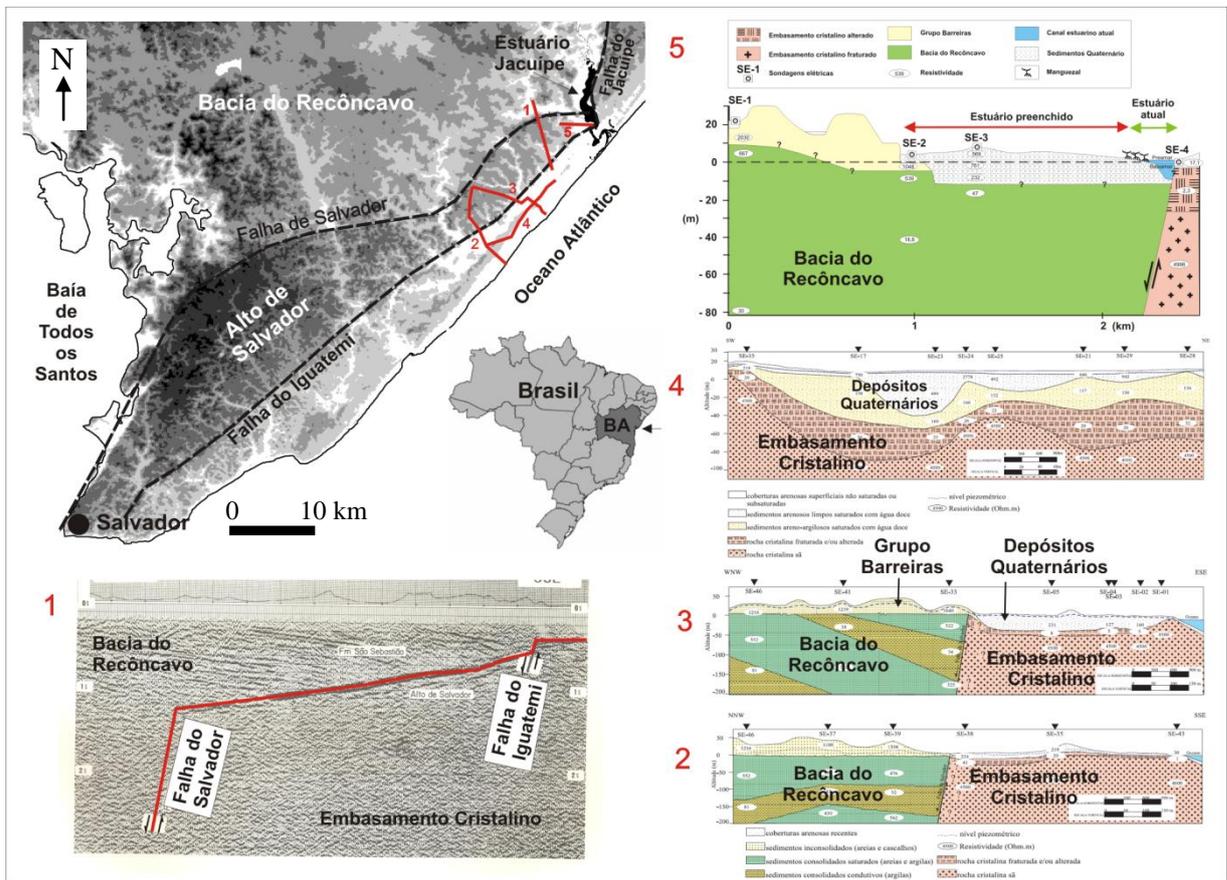


Figura 4.1 – Espaços para acomodação de sedimentos verificados a partir de sondagens elétricas e perfis sísmicos na borda da bacia do Recôncavo. Em 1, observa-se a extensão das falhas de Salvador e do Iguatemi (Milani, 1986; Souza, 2008), em 2, 3 e 4 (Santos, 2003) e em 5 este trabalho.

Magnavita (1992) interpretou, a partir de dados estratigráficos, a cronologia do sistema de falhas da borda da sub-bacia do Recôncavo como decorrente de duas fases principais de movimento (*modelo de deslocamento duplo*), ocorridas no Cretáceo Inferior. Na primeira fase, a zona de transferência da falha de Salvador teria ocorrido pela distensão E/W (*Estágio Rio da Serra*) durante o Valengiano Superior (140.2 Ma  $\pm$ 3.0) e, na segunda fase, a sub-bacia teria sido rotacionada no sentido horário (*Estágio Jiquiá*), formando uma zona *strike-slip* (Destro et al., 2003) no final da idade Barremiana (130.0 Ma  $\pm$ 1.5), onde hoje seria aproximadamente o estuário Jacuípe e a falha Mata-Catú, com orientação NW/SE (Figura 4.2).

Domingues & Bitencourt (2009) sustentam a hipótese acima apresentada, com base em análises de linhas sísmicas de alta resolução realizadas na baía de Todos os Santos (porção sul da sub-bacia do Recôncavo). Suas interpretações não mencionam qualquer evidência de movimentações neotectônicas subsidentes, responsáveis pela criação dos espaços de acomodação. A morfologia dessa baía teria sido rebaixada pelo processo de erosão diferencial atuante, preferencialmente, nas rochas sedimentares da sub-bacia do Recôncavo, durante o Cenozóico, quando o nível de base se encontrava vários metros abaixo do atual. Esses mesmos autores reconhecem o fato da bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá possuir altitudes muitas vezes com centenas de metros de diferença em relação ao embasamento cristalino.

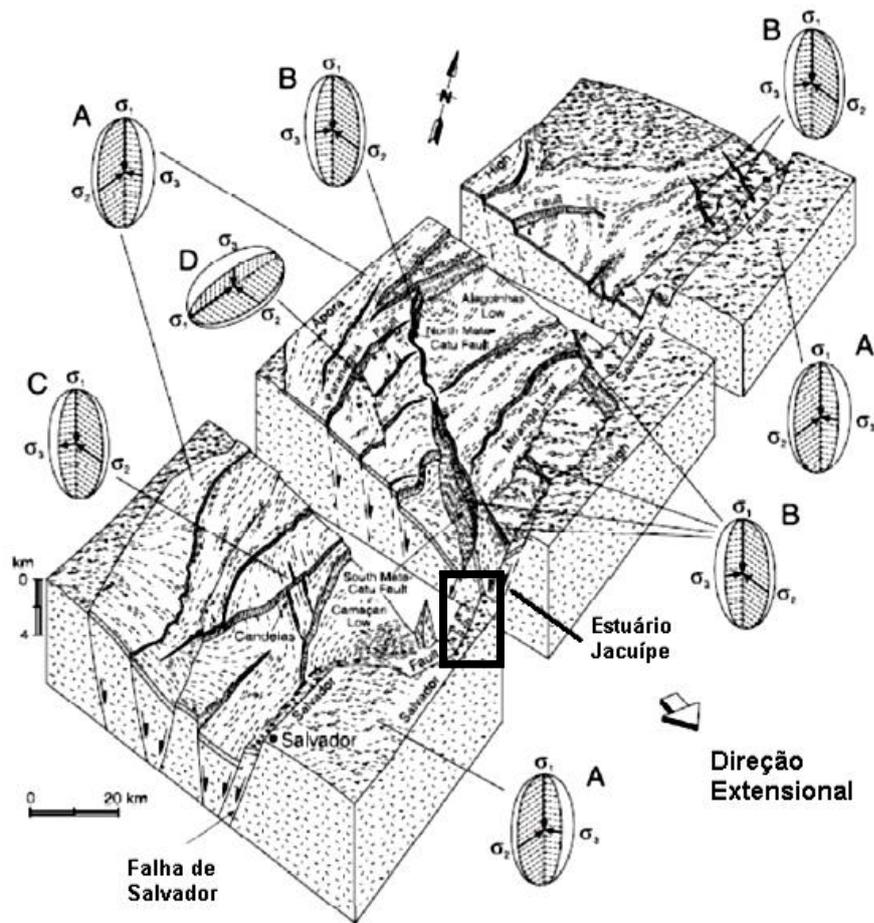


Figura 4.2 – Arcabouço estrutural da sub-bacia Recôncavo sul (modificado de Destro et al., 2003), demonstrando sua área fortemente controlada por lineamentos tectônicos onde se encontra instalado o estuário Jacuípe (retângulo).

Magnavita et al. (1994) chamam atenção para as diferenças topográficas entre as sub-bacias do Recôncavo e do Tucano e atribuíram-nas as diferenças na intensidade da precipitação na região. Uma inferência sobre o assunto é difícil de ser atribuída, em especial, pelo caráter estocástico, devido à inexistência de dados paleoclimáticos, isotópicos ou palinológicos e pela restrita rede de estações meteorológicas da região. Além disso, a relação hipsometria-litologia-pluviometria oferece contrastes dentro de cada subárea, onde as mais afetadas pela denudação possuem menor índice pluviométrico.

Na contramão desses argumentos, uma série de estudos tem-se intensificado na margem continental do Atlântico Sul, utilizando-se Análises de Traço de Fissão em Apatitas (ATFA), em diversas bacias sedimentares brasileiras (tipo rifte) e em suas rochas correspondentes no lado da África, para verificar os episódios de movimentação da litosfera.

Um trabalho pioneiro avaliou os diversos estágios evolutivos contemplando-se processos da formação, subsidência, preenchimento sedimentar e soerguimento crustal na bacia do Araripe (Figura 4.3), no Ceará (Ponte & Ponte Filho, 1996). Suas rochas se configuram como um grande platô constituído por sedimentos da fase pós-rifte e por sua notável topografia elevada (Chapada do Araripe), com cerca de 600 m acima do embasamento cristalino, denominado de “*o enigma do platô de Araripe*” (Hegarty et al., 2002).

Os eventos térmicos determinados por ATFA (termocronologia) datam que as reativações tectônicas nas bacias do NE brasileiro são ubíquas (simultâneas em locais diferentes), a partir do Eoceno (40 Ma) e se mantém no presente (portanto neotectônicas), como se mostram em Araripe (Morais Neto et al., 2006), Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas (Turner et al., 2008) (Figura 4.4). Na parte central da sub-bacia do Recôncavo, a exumação das rochas sedimentares e a erosão atingiram menos 1 km desde o início dos eventos. Estes estudos, no entanto, foram realizados na porção sul da sub-bacia Tucano não devendo ser extrapolados para a bacia como um todo.

A aplicação da técnica de termocronologia por traços de fissão em apatita foi também usada na margem passiva da costa da Namíbia (Raab et al., 2002) para estabelecer as taxas de soerguimento, denudação e a evolução geotermal da região. Os resultados demonstram que houve ubiqüidade entre as movimentações tectônicas. Os períodos de resfriamento na margem continental africana ocorreram em 45–35 Ma (Eoceno: Lutetiano–Priaboniano) e 15–2 Ma (Mioceno–Plioceno) (Figura 4.4). A explicação para a neotectônica estaria associada ao resfriamento da pluma mantélica e, seu efeito, soergueria regionalmente, por descompressão, o relevo sobrejacente. Isso explica o porquê das rochas de uma bacia, área conceitualmente tida como extensa e deprimida para onde os sedimentos são transportados (*graben*), estaria topograficamente mais elevada que as rochas adjacentes do embasamento (*horst*).

Há ainda evidências neotectônicas por influência flexural negativa, na plataforma continental do Amazonas (região norte do Brasil) desde o Mioceno médio (15 Ma). Neste caso, o efeito de subsidência é dado pelo peso da coluna sedimentar, com aproximadamente 3 km sobre essa plataforma (Watts, 2001). Por conta disso, o NRM deverá se elevar cerca de 1 m nos próximos 100 anos (Cohen et al., 2005).

No litoral sul da Bahia, a suposição de neotectonismo é personificada por diversos vales rebaixados, vistos desde o trecho estuarino e prosseguem por vários quilômetros na direção do vale fluvial, dentre eles os rios: Buranhém, João de Tiba, dos Frades e Jucuruçu, contendo falhas normais com hachuras no bloco de baixo (Bahia, 2000), sendo cogitada a ocorrência dos eventos neotectônicos, pós-deposicional ao Grupo Barreiras (Lima et al., 2006). Já no litoral norte, sondagens elétricas realizadas no rio Itapicuru, demonstra a presença de um vale inciso profundo (com mais 300 m), instalado em uma área com fortes traços estruturais do embasamento cristalino e preenchido por depósitos do Grupo Barreiras (Costa Júnior, 2008).

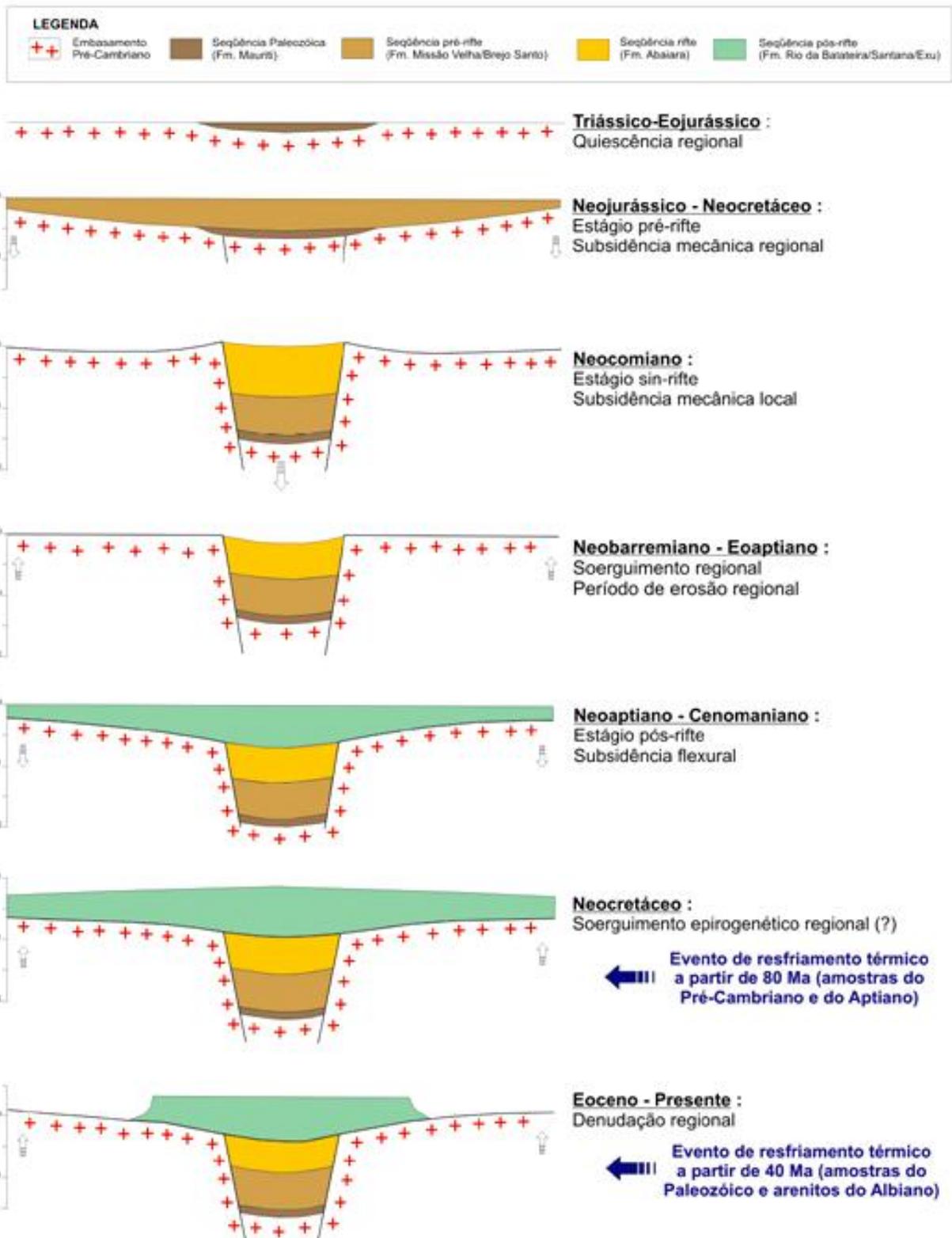


Figura 4.3 – Modelo hipotético evolutivo da bacia sedimentar do Araripe, no Ceará (Ponte & Ponte Filho, 1996 *apud*: Morais Neto et al., 2006).

(a)

**Detalhes das amostras e sumário dos resultados da modelagem da história térmica para as amostras coletadas na área da Bacia do Araripe**

Amostra	Litologia	Unidade Litoestratigráfica	Unidade Cronoestratigráfica / Idade Absoluta	Número de gases	Número de traços	Idade dos traços de fissão (Ma)	Temperatura atual (°C)	Cenário Modelado para a História Térmica			
								Primeiro Evento		Segundo Evento	
								Paleotemperatura máxima (°C)	Início do resfriamento (Ma)	Paleotemperatura máxima (°C)	Início do resfriamento (Ma)
RD57-37	Granito	Embasamento cristalino	Pré-cambriano (> 600 Ma)	20	211	286.6 +/- 23.4	25	> 100	400 a 230	75 - 85	80 a 0
RD57-38	Arenito	Fm Missão Velha ("Bacia do Araripe")	Aptiano (124 - 112 Ma)	4	47	249.5 +/- 70.8	25	—	—	70 - 80	80 a 0
RD57-40	Arenito	Fm Exu ("Bacia do Araripe")	Albiano (112 - 97 Ma)	20	106	131.7 +/- 12.7	25	80 - 100	112 a 40	70 - 80	40 a 0
RD57-41	Arenito	Fm Exu ("Bacia do Araripe")	Albiano (112 - 97 Ma)	20	89	164.2 +/- 21.1	25	80 - 100	112 a 40	70 - 80	40 a 0
RD57-42	Arenito	Fm Mauriti ("Bacia do Cedro")	SinJuriano-Ordoviciano (510 - 408 Ma)	20	102	169.7 +/- 30.3	25	100 - 110	220 a 80	70 - 85	50 a 0
RD57-43	Arenito	Fm Mauriti ("Bacia do Cedro")	SinJuriano-Ordoviciano (510 - 408 Ma)	6	76	194.0 +/- 45.2	25	100 - 110	220 a 80	70 - 80	50 a 0

(Morais Neto et al., 2006)

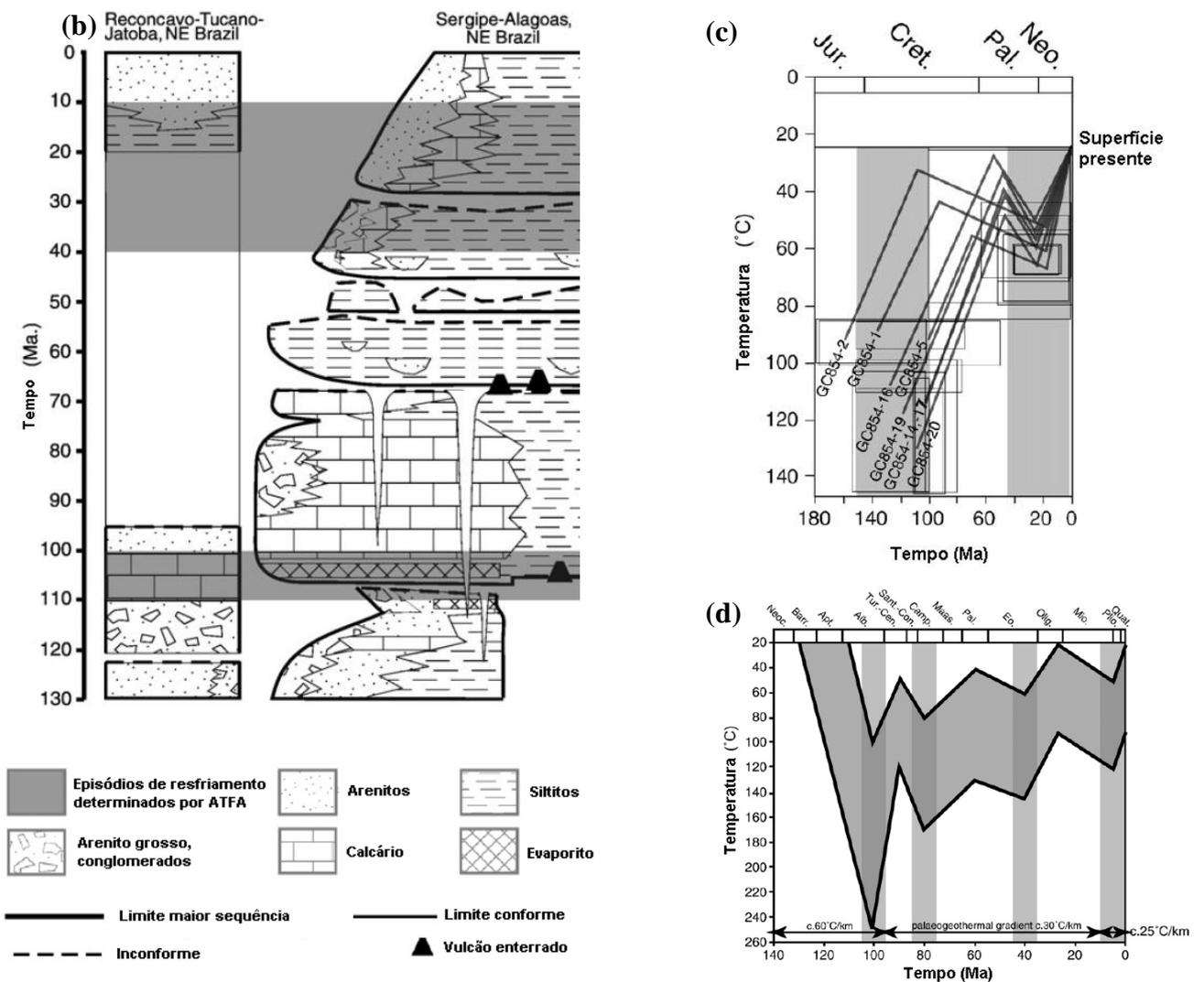


Figura 4.4 – Análises de traços de fissão em apatitas realizadas na bacia do Araripe (a), na bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas (b) e detalhe do Recôncavo (c) e no rio Muni, costa oeste da África (d), demonstrando o resfriamento da pluma mantélica no Cenozóico.

Neste trabalho não foram evidenciados concretamente que os espaços de acomodação no estuário Jacuípe tenham correlação a neotectonismo. O mesmo não se pode dizer a respeito de partes do alto de Salvador, cujos rejeitos da sub-bacia são resultantes do soerguimento (falha do Iguatemi). Assume-se apenas que: a origem do estuário se deu a partir da incisão fluvial no ponto de fraqueza do contato litológico (por erosão diferencial) entre bacia e embasamento. O recuo das vertentes alargou o vale fluvial e expôs, no seu leito, as rochas da sub-bacia do Recôncavo. O vale fluvial se alargou cerca de 1,2 e 2 km, expondo na sua margem esquerda a escarpa de falha do embasamento e, na outra margem, os depósitos do Grupo Barreiras. Nestas condições, a imprecisão estaria apenas relacionada quanto à posição da desembocadura por conta da presença do embasamento cristalino. Presume-se que a mesma ocorria mais para sul. Posteriormente, a inundação do vale fluvial com a subida do nível do mar, formara-se um estuário raso, o qual foi sendo preenchido por sedimentos fluviais e marinhos.

#### **4.2 Taxas de sedimentação estuarina**

Uma comparação análoga a outros locais no Brasil e no mundo é ainda bastante incipiente, pois poucos canais estuarinos dispõem de cálculos de taxas de sedimentação (Tabela 4.1). De modo geral, os trabalhos já realizados demonstra que a natureza das taxas de sedimentação estuarina apresenta ordem de grandeza de poucos milímetros por ano, em ambos os estágios de evolução do nível do mar. Santos (2007) verificou uma taxa de sedimentação de  $16 \text{ mm ano}^{-1}$  no estuário do rio São Francisco (entre Sergipe e Alagoas) nos últimos 20 anos com testemunhos retirados de uma área de manguezal (Tabela 4.1). Saito et al. (2001) encontraram a taxa de 5 a  $10 \text{ mm ano}^{-1}$  no complexo estuarino Cananéia-Iguape (SP). Madsen et al. (2007) verificaram que nos últimos 300 anos um pequeno estuário no Mar do Norte (Dinamarca) experimenta uma taxa de sedimentação de  $\sim 1,2 \text{ mm ano}^{-1}$ . Quando

esses valores em milímetros por ano são superados geralmente ocorre progradação do leito e a formação de deltas (Corbett et al., 2004).

No que diz respeito à comparação quanto às recentes mudanças ocorridas na sedimentação no estuário Jacuípe, essa poderia ser feita, de forma aproximada, e apenas do ponto de vista qualitativo, com algumas baías brasileiras, a exemplo de: Guanabara e Sepetiba (RJ), Todos os Santos (BA) e Paranaguá (PR) (Tabela 4.1), salientando que nas três primeiras, as taxas de sedimentação mais que dobraram em poucas décadas. Na Baía de Guanabara, os valores encontrados localmente foram de 22,0 mm ano<sup>-1</sup> (Godoy et al., 1998), na baía de Todos os Santos a taxa média é de 6,9 mm ano<sup>-1</sup> (Argollo 2001), enquanto que em Paranaguá, atinge 12,2 mm ano<sup>-1</sup> (Souza et al., 2001). Do ponto de vista quantitativo, essa comparação é indébita, pois as baías acima relacionadas possuem grandes espaços de acomodação para os sedimentos e, por conseqüência, o efeito armadilha nelas seria diferente da de um estuário estreito, meandrante e raso, como é o caso do Jacuípe.

Em demais lugares no mundo, as taxas de sedimentação estuarina são também restritas e refletem o cenário encontrado no Brasil; apenas grandes baías dispõem de cálculos de taxas de sedimentação e o aumento destas foram também provocados pela influência humana nas últimas décadas. Na baía de Chesapeake (costa leste estadunidense), a taxa de sedimentação é de cerca de 12 mm ano<sup>-1</sup> na cabeceira, uma modesta taxa de 3 mm ano<sup>-1</sup> no meio da baía e uma taxa intermediária de 8 mm<sup>-1</sup> na embocadura. A principal descarga de sedimento na cabeceira dessa baía é trazida pelo rio Susquehanna, enquanto que, na embocadura, a proveniência dos sedimentos é de origem marinha (Officer et al., 1984). Não foi possível comparar se as taxas de sedimentação são significativamente mais altas por setores no estuário Jacuípe, seja aproximando-se da cabeceira ou da embocadura, devido no leito estuarino predominar a fração areia e por essa dificultar a fixação dos radionuclídeos necessários à investigação geocronológica estabelecida.

Tabela 4.1 - Taxas de sedimentação em ambientes estuarinos, utilizando-se radionuclídeos de  $Pb^{210}$ ,  $Cs^{137}$  e  $C^{14}$  em alguns estuários no mundo.

Estuário	País	Taxas de sedimentação registradas ( $mm\ ano^{-1}$ )	Referências
Jacuípe (BA)	Brasil	3,7 – 6,0	Este trabalho
Cananéia (SP)	Brasil	5,0 – 10,0	(Saito et al., 2001)
São Francisco (SE-AL)	Brasil	16,6	(Santos, 2007)
Caravelas (BA)	Brasil	6,6	(Neto, 2008)
Ho Havn	Dinamarca	1400 (anos A.P.) = 9,0 1340-970 (anos A.P.) = 0,3 300 (anos A.P.) = 1,2	(Madsen et al., 2007)
Vermelho	Vietnã	3,0 – 14,0	(Van Santen et al., 2007)
Brahmaputra	Índia	14,7	(Goodbred & Kuehl 1998)
Tagus	Portugal	<u>Testemunho 1</u> 5150 (anos A.P.) = 0,1 2100 (anos A.P.) = 0,4 150 (anos A.P.) = 5,0 <u>Testemunho 2</u> 8100 - 7500 (anos A.P.) = 7,0 7500 - 5750 (anos A.P.) = 1,5	(Van der Schriek et al., 2007)
Vigo	Espanha	2001 e 484 (anos A.P.) = 1,1 484 (anos A.P.) e atual = 4,4	(Perez-Arlucea et al., 2005)
Ravenglass / Windscale	Inglaterra	2,0 – 7,0	(Aston & Stanners 1981)
Scheldt	Bélgica	<u>Testemunho 1</u> = 13,0 – 17,0 <u>Testemunho 2</u> = 8,4 – 9,0	(Zwolsman et al., 1993)
Hudson	Estados Unidos	13,0 1,0	(Woodruff et al., 2001) (McHugh et al., 2004)

Rios com extensas bacias hidrográficas e consideráveis alturas de precipitação pluviométrica dispõem de grande volume de sedimentos para os estuários a ponto de preenchê-los rapidamente. Já nas descargas superiores a  $200.000\ m^3\ s^{-1}$  do rio Amazonas, verifica-se que os sedimentos são atualmente lançados diretamente no mar, com pouca sedimentação na embocadura (apenas  $10\ mm\ ano^{-1}$ ), que a partir da plataforma continental interna a taxa é de  $60\ cm\ ano^{-1}$  (Dukat & Kuehl 1995), enquanto que na plataforma externa a taxa é altíssima, da ordem de  $5\ a\ 15\ m\ ano^{-1}$  (Kuehl et al., 1986).

Há de se mencionar os efeitos da variabilidade interanual do clima e de que, para a região nordeste do Brasil, são esperados déficits hídricos (Molion & Moraes 1987; Marengo & Tomasella 1998; IPCC 2007). Desta forma, entrará em funcionamento a operação de

retirada de água da barragem Santa Helena para fins de atender o aumento na demanda da região. Nos últimos 10 anos, essa barragem tem ajudado na manutenção do estuário do Jacuípe, com picos de descargas liberados artificialmente, tendo esses, a capacidade de erodir os sedimentos e auxiliando na desobstrução do canal. Diversos picos de descargas foram liberados pela barragem, com valores acima da vazão máxima natural desse rio, de  $109 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (ver figura 3.4c). Alguns desses picos instantâneos (de  $834 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) superam oito vezes a magnitude das máximas naturais e depois são amortecidos na média diária (em  $561 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Lima (2007) demonstra que a uma descarga de  $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , ocorre o bombeamento fluvial (*river pumping*), o que contribui facilmente para que seja ejetada do estuário.

Conforme se mantém o crescimento populacional da Região Metropolitana de Salvador (IBGE 2009) aumenta também a ocupação das margens do estuário do Jacuípe. Não obstante a esse crescimento, soma-se a expansão imobiliária da cidade de Salvador, da qual diversos materiais utilizados para construção civil são provenientes da bacia do rio Jacuípe. Dezenas de lavras abertas exploram areias e argilas em terrenos friáveis das sub-bacias Capivara Grande e Capivara Pequeno (Figura 4.5 e 4.6), provocando a formação de inúmeros sulcos e voçorocas e maior aporte de sedimentos liberados para a calha fluvial. A consequência imediata dessa intensa exploração afetou principalmente a parte baixa do estuário, com o aumento de sedimentos finos como pôde ser percebido no topo do testemunho (ver figura 3.4b).



Figura 4.5 – Situação da ocupação humana atual no baixo curso da bacia hidrográfica do Jacuípe (imagem original: Google Earth<sup>Pro</sup>, 2007).



Foto: Autor (outubro de 2009)

Figura 4.6 - Destaque do grande número de lavras de areia e argila nas sub-bacias dos rios Capivara Grande e Capivara Pequeno.

A combinação do aumento da sedimentação estuarina com a redução dos picos de descarga da barragem deverá reduzir ainda mais o tempo de existência do estuário estimado neste trabalho. Do ponto de vista ambiental, estuários são os ambientes de transição entre as bacias hidrográficas e o oceano, sendo considerados os berçários para a vida marinha (peixes, mamíferos, além da micro, meio e macro fauna característica), terrestre (mamíferos, aves e répteis) e do ecossistema manguezal. Além disso, uma preocupação tornar-se-á ainda maior, devido ao crescimento exponencial da população humana em menos de um século (IPCC 2007). Tal preocupação é razoável, pois milhares de ribeirinhos habitam as zonas costeiras e as margens de estuários brasileiros, de onde retiram o seu sustento diário, por meio da atividade pesqueira. Geralmente, a capacidade adaptativa dessas comunidades é baixa, especialmente frente a eventos extremos, podendo ser suprimidas frente às mudanças econômicas. O preenchimento de um estuário, entre outros impactos negativos severos, provoca o impedimento à navegação e às atividades turísticas, risco a muitas propriedades e a redução importante de rendimentos em muitas localidades, e o desequilíbrio ecológico da região afetada.

O estado avançado de preenchimento estuarino parece não ser exclusivo apenas ao Jacuípe. Estudos em estuários desse próprio litoral (por exemplo: Pojuca, Inhambupe, Sauípe, Subaúma, Joanes e Itariri), apontam para tempos de preenchimento unívocos ao do Jacuípe (Lima et al., em preparação) e, em demais litorais brasileiros, alguns estuários não mais existem (Lessa 2006).

No entanto, se concatenada a hipótese de compensação isostática, se configuraria no estuário Jacuípe o efeito contrário, de redução do espaço de acomodação, pelo exercício de exumação da sub-bacia do Recôncavo (fenômeno não antes mencionado pela literatura). Essa condição seria confortável para explicar também o porquê de uma bacia hidrográfica relativamente pequena, como é o caso do rio Jacuípe (1275 km<sup>2</sup>), contribuir com um aporte sedimentar tão alto para o estuário, de 3,7 mm ano<sup>-1</sup> (entre 1860 e 1960) se comparada de

forma proporcional a outros ambientes no Brasil e no mundo (Lima et al., submetido). Este valor é, inclusive, o triplo da taxa de descida do NRM, de  $1,2 \text{ mm ano}^{-1}$ , observada pela curva de Salvador nos últimos 1.000 anos.

No que tange as depressões enunciadas neste trabalho (ver fig. 3.3), até então não havendo evidências de déficit sedimentológico e nem sinais de subsidência do estuário, as mesmas podem ser explicadas por coincidirem com as margens côncavas dos meandros, estando aptas a ser erodidas e/ou por não permitirem que o sedimento se deposite. Prova disso, se dá pela depressão a montante ter sido derivada do desvio do curso do rio e pelo abandono do meandro, devido as bruscas intervenções hidrológicas ocorridas na década de 1980 (Lima et al., no prelo). Já na depressão ao meio do estuário constatou-se, em mergulho livre, a presença de blocos decamétricos de espodossolo (substrato litificado por concentrações de hidróxido de ferro) acomodados ao fundo, tendo sido erodidos da sua margem esquerda.

A discussão sobre a redução dos espaços de acomodação sedimentar em estuários, por isostasia é ainda embrionária, fazendo-se necessários estudos mais aprofundados (geofísicos, estruturais e geotectônicos) que confirmem ou não tal cenário. O mesmo deve ser dito para demais investigações que apontem como seriam afetados os estuários da borda oeste da sub-bacia do Recôncavo em contato com o embasamento (controlados pela Falha de Maragojipe) e a concomitância desse fenômeno com os sistemas estuarinos da borda oposta dessa sub-bacia, inclusive, na própria baía de Todos os Santos.

## **Capítulo 5 - Considerações Finais**

---

Ao tratar do preenchimento dos estuários, há de levar-se em consideração uma série de fatores responsáveis por esse fenômeno, tais como: (1) taxa de sedimentação, (2) variações do nível relativo do mar, (3) espaços de acomodação (4) e o fator tempo. Este trabalho estimou o tempo de preenchimento sedimentar necessário para que o estuário do Jacuípe fosse extinto. Sendo assim, os dados obtidos e comparados com as informações da literatura pertinente levam a se concluir o seguinte:

- O estuário Jacuípe, localizado no município de Camaçari, no litoral norte da Bahia, se mostra como um ambiente fortemente controlado por estruturas tectônicas, refletindo os ambientes antigos preexistentes. Na margem esquerda, o estuário é limitado pelo embasamento cristalino (Precambriano), tendo como substrato as rochas da sub-bacia do Recôncavo (Cratáceo Inferior), sobre as quais o estuário encontra-se preferencialmente instalado.
- Os espaços de acomodação dos sedimentos obtidos com mapas topográficos e sondagens elétricas demonstram que o estuário primitivo possuía profundidades de -12 m e largura de 1,2 km (atualmente com 200 m), tendo a maior espessura do pacote de sedimentos alcançado 20 m. Na parte da bacia, a coluna estratigráfica, quando não há discordância, é composta por folhelhos e arenitos da Formação São Sebastião (máximo de 80 m abaixo do zero topográfico), a qual é recoberta por depósitos residuais do Grupo Barreiras e “ ” pelos depósitos Quaternários. Fora da bacia, os sedimentos holocênicos ocorrem diretamente sobre o embasamento, o qual se encontra fraturado, com a presença de água no seu interior.
- As depressões pontuais encontradas não garantem uma maior sustentação a esse estuário, com profundidade média de 1 m. Sua permanência não se dá por rebaixamento do terreno, mas sim, por sua localização coincidir com as margens erosivas dos meandros.

- Os resultados obtidos com as sondagens elétricas foram capazes de fornecer indícios de reativações neotectônicas, uma vez que todas as bacias citadas no NE brasileiro sofrem soerguimento desde o Eoceno (40 Ma) até o presente e, com isso, pode-se ampliar a discussão sobre os espaços de acomodação em estuários.
- Se confirmado o referido cenário de soerguimento da sub-bacia do Recôncavo, o estuário Jacuípe que se instalou na sua borda leste, em contato com o embasamento cristalino, deve ter reduzido o espaço de acomodação para os sedimentos.
- A insuficiência no aporte sedimentar fluvial desse estuário foi descartada.
- O estuário Jacuípe se mostra como um ambiente em avançado estágio de preenchimento sedimentar, uma vez que, cerca de 90% do espaço de acomodação, originados durante o Quaternário, já foram ocupados.
- A ordem de grandeza da sedimentação em estuários é sempre de poucos milímetros ao ano e, no caso do Jacuípe foi de  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$ . Essa ordem foi perturbada a partir da década de 1960, com o início das atividades humanas no interior da bacia, aumentando para  $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$ ;
- O espaço de acomodação atual nesse estuário é relativamente pequeno, devendo seu estágio de preenchimento se completar em 3 séculos. Esse intervalo de tempo pode ser ainda reduzido caso se mantenha a taxa de sedimentação estuarina e ocorra a redução nos deflúvios atuais na barragem Santa Helena.

## **Capítulo 6 – Referências**

---

ALIOTTA S, LIZASOAIN G & GINSBERG S. 2004. Dinamica sedimentaria y evolucion morfologica de un profundo canal del estuario de Bahia Blanca. *Revista Asociacion Geologica Argentina*, 59: 14–28.

ARGOLLO R. M. 2001. Cronologias de sedimentação recente e de deposição de metais pesados na Baía de Todos os Santos usando  $^{210}\text{Pb}$  e  $^{137}\text{Cs}$ . Tese de Doutorado em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 104 p.

ASTON SR & STANNERS D.A. 1981. Americium in intertidal sediments from the coastal environs of Windscale. *Marine Pollution Bulletin*, 12: 149-153.

BAPTISTA NETO JA, DA SILVA MAM. & FIGUEIREDO JR. AG. 1996. Sísmica de alta frequência e o padrão de distribuição de sedimentos na enseada de Jurujuba (Baía de Guanabara)-RJ/Brasil. *Rev. Bras. Geof.*, 14: 51–57.

BARBOSA JSF & DOMINGUEZ JML. 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador-BA, 382 pp.

BARBOSA JSF, CORRÊA-GOMES LC, DOMINGUEZ JML, SAS CRUZ & SOUZA JS. 2005. Petrografia e litogeoquímica das rochas da parte oeste do alto de Salvador, Bahia. *Rev. Bras. Geo.*, 35: 9–22.

BERNART MS, MARTIN L, BITTENCOURT ACSPN & VILAS BÔAS GS. 1983. Datation Io-U du plus haute nireau Marin du dernier interglaciaire sur la cote du Brésil. *Utilization Du 229Th commentracerin*. C.R. Acad. SC. Paris, 296: 198-199.

CATTANEO A & STELL RJ. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62: 187–228.

CAVALCANTI SS. 2006. Quantificação dos recursos hídricos subterrâneos do aquífero recôncavo na bacia do rio capivara. Tese de Doutorado em Geofísica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 121pp.

CHANTON JP, MARTENS CS, KIPPHUT GW. 1983.  $^{210}\text{Pb}$  sediment geochronology in a changing coastal environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1791-1804.

COHEN MCL, SOUZA FILHO PWM, LARA RJ, BEHLING H & ANGULO RJ. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetl Ecol Manag*, 13: 433-443.

CONDER 1976. Sistema Cartográfico da Região Metropolitana de Salvador – SICAR-RMS: Folhas topográficas 101000, 089000, 076000, 063000. Escala 1:10.000.

CORBETT DR, MCKEE B, DUNCAN D. 2004. An evaluation of mobile mud dynamics in the Mississippi River deltaic region. *Marine Geology*, 209: 91-112.

COSTA EA & FIGUEIREDO JR AG. 1998. Echo-character and sedimentary processes on the Amazon Continental Shelf. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 70: 187–200.

COSTA JÚNIOR MPC. 2008. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte do estado da Bahia – município

de Conde. Tese de Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 246pp.

DALRYMPLE RW, ZAITLIN BA & BOYD R. 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Journ. Sedim. Petrol.*, 62: 1130-1146.

DAMUTH JE & HAYES DE. 1977. Echo character of the East Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geol.*, 24: 73–95.

DAMUTH JE. 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea: A review. *Mar. Geol.*, 38: 51–75.

DESTRO N, SZATMARI P, ALKIMIM FF & MAGNAVITA LP. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bull.*, 7: 1123-1144.

DOMINGUES JML & BITTENCOURT ACSP. 2009. Geologia. In: HATJE V & ANDRADE JB. Baía de Todos os Santos: Aspectos oceanográficos, 1ª Ed., Salvador: Edufba, 304pp.

DOMINGUES JML, ANDRADE ACS, ALMEIDA AB & BITTENCOURT ACSP. 2009. The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia. In: DILLENBURG SR & HESP PA. Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 377pp.

DUKAT DA & KUEHL SA. 1995. Non-steady-state  $^{210}\text{Pb}$  flux and the use of  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  as a geochronometer on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125: 329-350.

EKDAHL E., FRITZ SC, BAKER PA, RIGSBY CA & COLEY K. 2008. Holocene multidecadal-to millennial-scale hydrologic variability on the South American. *The Holocene*, 18: 867-876.

ELLIOTT M & MCLUSKY DS. 2002. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. *Estuarine. Coast. Shelf Sci.*, 55: 815-827.

FIGUEIREDO JR, AG, NITTROUER CA & COSTA EA. 1996. Gas-charged sediments in the Amazon Submarine Delta. *Geo-Marine Letters*, 16: 31–35.

FLOOD RD. 1980. Deep sea sedimentary morphology: modelling and interpretation of echo-sounding profiles. *Mar. Geol.*, 38: 77–92.

FOLK RL & WARD WC. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Jour. Sedim. Petrol.*, 27: 3-26.

GHIGNONE JI. 1979. Geologia dos Sedimentos Fanerozóicos do Estado da Bahia, In: CAVALCANTI SS. 2006. Quantificação dos recursos hídricos subterrâneos do aquífero recôncavo na bacia do rio capivara. Tese de Doutorado em Geofísica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 121pp.

GODOY JM, MOREIRA I, BRAGANÇA MJ, WANDERLEY C & MENDES LB. 1998. A study of Guanabara Bay sedimentations rates. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 227: 157-160.

- GOMAN M. 2000. Trends in River Flow Affecting the Northeastern Reach of the San Francisco Bay Estuary over the Past 7000 Years. *Quaternary Research*, 54: 206–217.
- GOODBRED SL & KUEHL SA. 1998. Floodplain processes in the Bengal Basin and the storage of Ganges–Brahmaputra river sediment: an accretion study using  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  geochronology. *Sedimentary Geology*, 121: 239–258
- GREGORY KJ, BENITO G, DIKAU R, GOLOSOV V, JONES AJJ, MACKLIN MG, PARSONS AJ, PASSMORE DG, POESEN J, STARKEL L & WALLING DE. 2006. Past hydrological events related to understanding global change. *Catena*, 66: 2 – 13.
- HEGARTY KA, MORAIS NETO JM & KARNER GD. 2002. The enigma of the Araripe Plateau: new constraints on its uplift and tectonic history using AFTA. In : MORAIS NETO JM, HEGARTY KA & KARNER GD. 2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *B. Geoci. Petrobras*, 14: 113-119.
- HERMANSON MH. 1990.  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  chronology of sediments from small, shallow Arctic lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 1443-1451.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2009. Disponível em <http://www.ibge.gov.br>. Acessado em 24 maio 2010.
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais 2010. Disponível em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>. Acessado em janeiro 2010.
- IPCC - Intergovernmental Panel of Climate Change 2007. Impacts, Adaptation, and Vulnerability – Contribution of Working Group II to the IPCC Third Assessment Report.
- JÚNIOR MPC. 2008. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte do estado da Bahia – município de Conde. Tese de Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 246pp.
- KUEHL SA, DEMASTER DJ & NITTROUER C.A. 1986. Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, 6: 209-225.
- KUEHL SA, MARTIN AMA & HASSAN ATC. 1998. The importance of floodplain sedimentation for river sediment budgets and terrigenous input to the oceans: Insights from the Brahmaputra–Jamuna River. *Geology*, 26: 175–178.
- LESSA GC. 2006. Brazilian coastal bays: large estuaries in a regressive coast. In: R. Angulo, H. Klein and C. Souza (Eds), *Proceedings 3rd IGCP 495 Meeting, Camburiú, Brazil*, p. 1-4.
- LESSA GC & DIAS KA. 2009. Distribuição espacial das litofácies de fundo da Baía de Todos os Santos. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 01:84-97.
- LESSA GC & CORRÊA-GOMES LC. no prelo. The brazilian estuaries: are they expressions of tectonically controlled local subsidence? *Quaternary Science Reviews*. Submetido em 17 de junho de 2009.

LIMA MIC, FONSECA EG & OLIVEIRA EP. 1981. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Levantamento de Recursos Naturais, 24 - Folha SD.24 Salvador. Rio de Janeiro, p. 25-192.

LIMA OAL & SHARMA MM. 1990. A grain conductivity approach to shaly sandstones, *Geophysics*, 55:1347–1356.

LIMA OAL. 1999. Caracterização hidráulica e padrões de poluição no aquífero Recôncavo na região de Camaçari - Dias D'Ávila, Tese Prof. Titular, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

LIMA GMP & LESSA GC. 2001. The Fresh-Water Discharge in Todos os Santos Bay (Ba) and the General Water Circulation. *Revista PESQUISAS em Geociências*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul- RS, 28: 85-97.

LIMA CCU, VILAS BÔAS GS & BEZERRA FHR. 2006. Faciologia e análise tectônica preliminar da formação Barreiras no litoral sul do estado da Bahia, Brasil. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 6: 71-80.

LIMA GMP. 2007. Caracterização sedimentológica e dos padrões de circulação e mistura do estuário do rio Jacuípe – Litoral Norte do Estado da Bahia. Dissertação de Mestrado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 137pp.

LIMA GMP, LESSA GC & FRANKLIN TS. no prelo. Avaliação dos impactos da barragem Santa Helena no trecho estuarino do rio Jacuípe, litoral norte da Bahia – Brasil, aceito em março em 2010, pela revista internacional *Quaternary and Environmental Geosciences*.

LIMA GMP, VILAS BÔAS GS, COSTA AB & ARGOLLO RM. submetido. Taxas de sedimentação recentes provenientes dos métodos  $Cs^{137}$  e  $Pb^{210}$  e estimativa de preenchimento do estuário do rio Jacuípe, Bahia – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. Submetido em 31 de maio de 2010.

LIMA GMP, VILAS BÔAS GS & LIMA OAL. submetido. Espaço de acomodação dos sedimentos Quaternários verificados a partir de sondagens elétricas no estuário Jacuípe, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. de Geof.*, Submetido em 20 de agosto de 2010.

LIMA GMP, VILAS BOAS GS & COSTA A.B. (em preparação). Analogias entre as taxas de sedimentação dos estuários no litoral norte da Bahia.

LU X & MATSUMOTO E. 2005. Recent sedimentation rates derived from  $^{210}Pb$  and  $^{137}Cs$  methods in Ise Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65: 83-93.

MADSEN AT, MURRAY AS, ANDERSEN TJ & PEJRUP M. 2007. Temporal changes of accretion rates on an estuarine salt marsh during the late Holocene — Reflection of local sea level changes? The Wadden Sea, Denmark. *Marine Geology*, 242: 221–233.

MAGNAVITA L. 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE-Brazil. In: BUENO GV. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *B. Geoci. Petrobras*, 12: 203-229.

- MAGNAVITA L, DAVISON I & KUSZNIR NJ. 1994. The erosion and exhumation history of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, N.E. Brazil during south Atlantic opening. *Tectonics*, 13: 367-388.
- MAGNAVITA LP, SILVA RR & SANCHES CP. 2005. Guia de campo da bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13: 301-334.
- MARENGO JA & TOMASELLA J. 1998. Trends in Streamflow and Rainfall in Tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwestern Peru. *Journ. Geophys. Res.*, 103: 1775-1783.
- MARTIN L, BITTENCOURT ACSP, VILAS BOAS GS & FLEXOR JM. 1980. Texto explicativo para o mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia. Escala 1:250.000. CPM/SME. Salvador, 60pp.
- MARTIN L, BITTENCOURT ACSP, & VILAS BOAS GS. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, 3: 16-17.
- MARTIN L, FLEXOR JM, BITTENCOURT ACSP & DOMINGUEZ JML. 1986. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. *Neotectonics*, 1: 87-103.
- MARTIN L, DOMINGUEZ JML & BITTENCOURT ACSP. 2003. Fluctuating holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 19: 101-124.
- MCHUGH CMG, PEKAR SF, CHRISTIE-BLICK N, RYAN WBF, CARBOTTE S & BELL R. 2004. Spatial variations in a condensed interval between estuarine and open-marine settings: Holocene Hudson River estuary and adjacent continental shelf. *Geology*, 32: 169-172.
- MILANI EJ. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência Técnica Petróleo*, vol. 18, 61pp.
- MILLER KG, KOMINZ MA, BROWNING JV, WRIGHT JD, MOUNTAIN GS, KATZ ME, SUGARMAN PJ, CRAMER BS, CHRISTIE-BLICK N & PEKAR SF. 2005 The phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310: 1293-1298.
- MIRANDA LB, CASTRO BM & KJERFVE B. 2002. Princípios de Oceanografia Física de Estuários. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo 414pp.
- MOLION L & MORAES J. 1987. Oscilação Sul e Descarga de Rios na América do Sul tropical. *Rev. Bras. Eng., Caderno de Hidrologia*, 5: 53-63.
- MORAIS NETO JM, HEGARTY KA & KARNER GD. 2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. *B. Geoci. Petrobras*, 14: 113-119.
- NETO AM. 2008. Modificações da zona costeira do extremo sul da Bahia nos últimos 150 anos, e sua relação com a sedimentação do banco de Abrolhos. Tese de Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia, 176pp.

OFFICER CB, LYNCH DR, SETLOCK GH & HELZ GR. 1984. Recent Sedimentation Rates in Chesapeake Bay. In: KENNEDY VS. (ed.) *The Estuary as a Filter*, New York, Academic Press, p.: 131-157.

PEKÁROVÁ P, MIKLÁNEK P & PEKÁR J. 2003. Spatial and Temporal Runoff Oscillation Analysis of the Main Rivers of the World During the 19th–20th Centuries. *Journ. Hydrol.*, 274: 62-79.

PEREZ-ARLUCEA M, MENDEZ G, CLEMENTE F, NOMBELA M, RUBIO B & FILGUEIRA M. 2005. Hydrology, sediment yield, erosion and sedimentation rates in the estuarine environment of the Ria de Vigo, Galicia, Spain. *Journal of Marine Systems*, 54: 209– 226.

PERILLO GME. 1995 (Editor). *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, Elsevier Science B.V. Amsterdam, 471 pp.

PERJURUP M. 1988. The Triangular Diagram Used for Classification of Estuarine Sediments: A New Approach. In: BOER P.L., VAN GELDER A., NIO S.D. (eds.) *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*, Reidel, Dordrecht, p.: 289-300.

PONTE FC & PONTE FILHO FC. 1996. Evolução tectônica e classificação da bacia do Araripe. In: *Simpósio sobre o cretáceo do Brasil. Boletim Rio Claro, UNESP*, 4: 123-133.

PORSANI JL, BORGES WR, ELIS VR, DIOGO LA, HODO FY, MARRANO A & BIRELLI CA. 2004. Investigações geofísicas de superfície e de poço no sítio controlado de geofísica rasa do IAG-USP. *Rev. Bras. Geof.*, 22: 245-258.

PRITCHARD DW. 1952. Estuarine Hydrography. In: *Advances in Geophysics, Vol 1*, Academic press, New York, pp.: 243-280.

QUARESMA VS, DIAS GTM & BAPTISTA NETO JA. 2000. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz) na porção sul da Baía de Guanabara-RJ. *Rev. Bras. Geof.*, 18: 201–214.

RAAB MJ, BROWN RW, GALLAGHER K, CARTER A & WEBER K. 2002. Late cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349: 75-92.

ROSSETTI DF & GÓES AM. 2009. Marine influence in the Barreiras Formation, State of Alagoas, northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81: 741-755.

SAITO RT, FIGUEIRA RCL, TESSLER MG & CUNHA I.L. 2001.  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  geochronologies in the Cananeia-Iguape estuary and in the southern continental shelf of São Paulo State, Brazil. *J. Radioanalytical Nuclear Chemistry*. 249 pp.

SANTOS CPL. 2003. Análise geofísica das características hidráulicas da falha de Salvador na região de Arembépe-Ba. *Dissertação de Mestrado em Geofísica. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador – Bahia*, 93pp.

SANTOS ES. 2007. Aplicação de marcadores geoquímicos para a avaliação dos impactos das barragens nos sedimentos do estuário do Rio São Francisco (Al/Se). Tese de Doutorado. Universidade Federal Fluminense, 139 pp.

SANTOS IR, BURNETT WC & GODOY J.M. 2008. Radionuclides as tracers of coastal processes in Brazil: review, synthesis, and perspectives. *Brazilian Journal of Oceanography*, 56: 115-131.

SCHOELHAMER DH. 2002. Variability of Suspended Sediment Concentration at Tidal to Annual Time Scales in San Francisco Bay, USA. *Cont. Shelf Res.*, 22:1857-1866.

SHEPPARD FP. 1954. Nomenclature Based on Sand, Silt, Clay Ratios. *Journ. Sed. Petrol.*, 24:151-158.

SOUZA MC, ANGULO RJ, TESSLER MG & FIGUEIRA RCL. 2001. Taxas de sedimentação no complexo estuarino da Baía de Paranaguá, Estado do Paraná, estimadas a partir do método de datação por espectrometria gama: resultados preliminares. In: Congresso da Abequa, 7. Imbé, Brazil: ABEQUA, p. 182-183.

TURNER JP, GREEN PF, HOLFORD SP & LAWRENCE SR. 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa)–NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 354–367.

UNCLES RJ, BARTON ML & STEPHENS JA. 1994. Seasonal Variability of Fine-sediment Concentrations in the Turbidity Maximum Region of the Tamar Estuary. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 38: 19-39.

VAN DER SCHRIEK T., PASSMOREA D.G., ROLÃO J., STEVENSON A.C. 2007. Estuarine–fluvial floodplain formation in the Holocene Lower Tagus valley (Central Portugal) and implications for Quaternary fluvial system evolution. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2937–2957.

VAN SANTEN P, AUGUSTINUS PGEF, JANSSEN-STELDER BM, QUARTEL S & TRI NH. 2007. Sedimentation in an estuarine mangrove system. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 566–575.

VILAS BÔAS GS, SAMPAIO FJ & PEREIRA AMS. 2001. The Barreiras group in the northeastern coast of the state of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 73: 417-427.

WATTS AB. 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, 478pp.

WESCHENFELDER J, CORRÊA ICS, TOLDO JR EE & BAITELLI R. 2008. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26: 367-375.

WOLANSKI E, HUAN NN, DAO LT & NHAN NH. 1996. Fine-sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43: 565-582.

WOLOCK DM & MCCABE GJ. Simulated effects of climate change on mean annual runoff in the conterminous United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 35: 1341-1350.

WOODRUFF JD, GEYER WR & SOMMERFIELD CK. 2001. Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson estuary. *Marine Geology*, 179: 105-119.

ZWOLSMAN JJG, BERGER GW & VAN ECK GTM. 1993. Sediment accumulation rates, historical input, postdepositional mobility and retention of major elements and trace metals in salt marsh sediments of the Scheldt estuary, SW Netherlands. *Marine Chemistry*, 44: 73-94.

## ANEXOS

---

## Artigo 1

### **ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS VERIFICADOS A PARTIR DE SONDAGENS ELÉTRICAS NO ESTUÁRIO JACUÍPE, BAHIA, BRASIL**

Submetido para a Revista Brasileira de Geofísica, em 20 de agosto de 2010.

**ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS  
VERIFICADOS A PARTIR DE SONDAgens ELÉTRICAS  
NO ESTUÁRIO JACUIPE, BAHIA, BRASIL**

**QUATERNARY SEDIMENTS ACCOMMODATION SPACE  
DERIVED FROM GEOELECTRICAL PROBING IN THE  
JACUIPE ESTUARY, BAHIA, BRAZIL**

Geraldo Marcelo Pereira Lima<sup>1</sup>, Geraldo da Silva Vilas Boas<sup>2</sup>  
e Olivar Antônio Lima de Lima<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro de Pesquisas em Geofísica e Geologia (CPGG), Universidade Federal da Bahia (UFBA), Instituto de Geociências, Rua Caetano Moura n.123 - Campus Ondina, CEP. 40.170-290, Salvador, BA, Brasil. Fone: (71) 3283-8531; Fax: (71) 3283-8501  
E-mail: glima@ufba.br

<sup>2</sup>Centro de Pesquisas em Geofísica e Geologia (CPGG), Universidade Federal da Bahia (UFBA), Instituto de Geociências, Departamento de Sedimentologia, Rua Caetano Moura n.123 - Campus Ondina, CEP. 40.170-290, Salvador, BA, Brasil. Fone: (71) 3283-8604; Fax: (71) 3283-8501  
E-mail: gsvboas@ufba.br

<sup>3</sup>Centro de Pesquisas em Geofísica e Geologia (CPGG), Universidade Federal da Bahia (UFBA), Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Geofísica, Rua Caetano Moura n.123 - Campus Ondina, CEP. 40.170-290, Salvador, BA, Brasil. Fone: (71) 3283-8597; Fax: (71) 3283-8501  
E-mail: olivar@cpgg.ufba.br

**Geraldo Marcelo Pereira Lima.** Graduado em Geografia (2001) pela Universidade Católica do Salvador, Mestre (2007) em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (UFBA). Professor Assistente da UFBA. Áreas de atuação: Aplicação de métodos geofísicos e geocronológicos em Sedimentologia, Geomorfologia e Paleoclimatologia.

**Geraldo da Silva Vilas Boas.** Graduado em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (1966), especialização em Geologie pela Université Louis Pasteur de Strasbourg (1972) e doutorado em Geologie pela Université Louis Pasteur de Strasbourg (1975). Professor Titular da Universidade Federal da Bahia e Membro de corpo editorial da Revista Brasileira de Geociências. Áreas de atuação: Sedimentologia, rochas sedimentares, evolução dos tabuleiros costeiros e depósitos associados.

**Olivar Antônio Lima de Lima.** Graduado em Geologia (1967) e Mestre em Geologia Estrutural (1970) pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Doutor em Geofísica (1979) pela Universidade Federal da Bahia (UFBA). Pós-Doutorado (1989-1990) no Departamento de Engenharia de Petróleo da Universidade do Texas, Austin. Professor Titular da UFBA. Áreas de atuação: Aplicação de métodos geofísicos na exploração de água subterrânea, petróleo e problemas ambientais; Petrofísica. É sócio da SBGf, SBG e ABAS; e da SEG, EAGE, AGU e SPWLA.

## ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO DOS SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS VERIFICADOS A PARTIR DE SONDAGENS ELÉTRICAS NO ESTUÁRIO JACUÍPE, BAHIA, BRASIL

Geraldo Marcelo Pereira Lima<sup>1</sup>, Geraldo da Silva Vilas Boas<sup>2</sup>  
e Olivar Antônio Lima de Lima<sup>3</sup>

**ABSTRACT.** This study has evaluated the sediment accommodation spaces of the Jacuípe estuary, located in the Camaçari country, northern coast of Bahia. Geoelectrical probing were used to interpret the lithostratigraphic units underlying the area. The studied environment is shown to be structurally controlled by the transition of the crystalline basement tectonic domain to that of the Reconcavo sub-basin. There are evidences, although incipient, that this control can drastically reduce the estuarine areas of accommodation, the opposite scenario reported in the literature. The soundings showed that the Quaternary sedimentary package of the estuary overlies directly the Reconcavo sub-basin, up to a maximum thickness of 20 m of sand. Volumes of accommodation spaces were determined for various estuarine scenarios, among them the total framework for the Holocene, of  $6.84 \times 10^7 \text{ m}^3$  and the smallest space remaining,  $6.67 \times 10^6 \text{ m}^3$ . The last value demonstrated the typical state of an environment in an advanced stage of infilling, with 9,89% of the initial volume.

**Key-words:** accommodation space, electroresistivity, estuary

**RESUMO.** O presente trabalho verificou os espaços de acomodação de sedimentos do estuário Jacuípe, localizado no município de Camaçari, no litoral norte da Bahia. A técnica de sondagem elétrica foi usada para interpretar as unidades litoestratigráficas que preenchem a referida área. O ambiente estudado se mostra controlado estruturalmente pela transição dos domínios tectônicos do embasamento cristalino e da sub-bacia do Recôncavo. Há indícios, apesar de incipientes, de que esse controle possa afetar, dramaticamente, a redução dos espaços de acomodação estuarino, cenário opostamente relatado na literatura. As sondagens elétricas revelaram que os pacotes sedimentares quaternários do estuário recobrem diretamente a sub-bacia do Recôncavo, o maior deles possui espessura de 20 m de areia. Foram determinados os volumes dos espaços de acomodação para diversos cenários estuarino, dentre eles o arcabouço total durante o Holoceno, de  $6,84 \times 10^7 \text{ m}^3$  e o espaço restante, de  $6,67 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Este último valor comprovou o estado típico de ambiente em avançado estágio de preenchimento, com apenas de 9,89% do volume inicial.

**Palavras-chave:** espaço de acomodação, sondagem elétrica, estuário

## INTRODUÇÃO

O litoral brasileiro foi submetido a diversas oscilações no nível relativo do mar (NRM) durante o período Quaternário. Com elas se formaram e se extinguíram inúmeros estuários, em estágios transgressivos e regressivos, respectivamente. A evolução temporal e espacial desses estuários é complexa, devido à grande extensão desse litoral (~8.500 km). Parte dessa complexidade já pode ser notada no litoral da Bahia (~1.000 km), onde dezenas de estuários partilham do preenchimento sedimentar temporalmente desigual, com a descida do nível marinho nos últimos 5.000 anos. Essas condições de preenchimento podem ser previamente estabelecidas pela analogia do espaço de acomodação (espaço que permite o aumento de sedimentos) observado entre os estuários.

De modo geral, a maioria dos estuários apresenta espaço de acomodação com reduzidas dimensões: opostamente a uma minoria de estuários, com profundidade de -30 m. Quanto maiores os espaços de acomodação são necessários maiores volumes e/ou maior tempo para seu preenchimento sedimentar. Os diversos estuários que ainda se mantêm, possuem distintas características litológicas, geomorfológicas e sedimentológicas que enredam o entendimento do assunto.

Dois suposições foram inicialmente discutidas sobre o espaço de acomodação de sedimentos em um litoral regressivo e sobre as condições de preenchimento dos estuários brasileiros, em especial, na baía de Todos os Santos. A primeira suposição diz que o espaço de acomodação dos estuários é afetado por eventos neotectônicos (movimentos crustais ocorridos desde o Neogeno até o Quaternário), tendo como consequência a subsidência do terreno e ampliação vertical da área de deposição (Martin et al., 1986; Lessa & Corrêa-Gomes, no prelo). No segmento estuarino, a ampliação dos espaços de acomodação se daria basicamente pela instalação de sistema de falhas planares. A segunda suposição argumenta que os espaços de acomodação foram gerados pela escavação fluvial, quando o nível de base estava vários metros abaixo do atual. Concatenando o argumento anterior, o espaço de acomodação não foi totalmente preenchido pelo reduzido suprimento de sedimento fluvial e, essa restrição, ocorre pela condição climática intermediária existente (nem úmida, nem árida) e pelo fato das bacias hidrográficas, possuírem pequenas áreas de drenagens (Domingues et al., 2009).

As lacunas no conhecimento sobre espaços de acomodação e sobre a sedimentação nos estuários podem ser aperfeiçoadas com estudos que utilizam métodos geofísicos de alta resolução (como perfilador de sub-fundo, GPR e eletroresistividade). Estas ferramentas são essenciais na reconstituição da arquitetura dos depósitos sedimentares em diversas partes do mundo (Porsani et al., 2004; Weschenfelder et al., 2008), principalmente para a caracterização dos processos sedimentares de fundo e subfundo (Damuth, 1980; Damuth & Hayes, 1977; Flood, 1980). Na costa atlântica sul-americana foram realizados levantamentos geofísicos no estuário de Bahia Blanca, Argentina (Aliotta et al., 2004), na baía de Guanabara, Rio de Janeiro (Baptista Neto et al., 1996; Quaresma et al. 2000), e ainda na plataforma continental do Amazonas (Costa & Figueiredo, 1998; Figueiredo *et al.*, 1996). Lessa & Dias (2009), mapearam com sonar de varredura lateral o espaço de acomodação na baía de Todos os Santos (BA), parcialmente preenchidos por duas fácies texturais predominantes: uma constituída de areia na área sul e, a outra, de argila siltosa no centro e norte da baía.

O estuário Jacuípe é um exemplo de ambiente fortemente controlado por estruturas tectônicas, por ter se formado na transição da sub-bacia do Recôncavo (de idade Cretácea) com o embasamento cristalino (Precambriano) no litoral norte do estado da Bahia (Fig. 1). Atualmente, essa área possui indicadores geomorfológicos (altimétricos e batimétricos), que aludem ao rebaixamento topográfico do vale fluvial (no baixo curso) e no estuário, onde o espaço de acomodação geralmente inferior a -3 m são contraditos por depressões -9 m abaixo do nível médio do mar (Lima, 2007).

Geologicamente, a presença de estuários na porção norte do litoral da Bahia deve ter sido restrita na maior parte do tempo, devido, naquela área, se encontrar a menor extensão da plataforma continental do país. Como fator agravante, soma-se o NRM ter permanecido, geralmente, em -45 m, ou seja, próximo à quebra da plataforma atual, sendo os sedimentos fluviais lançados diretamente no talude.

Este trabalho tem por finalidade ampliar as discussões sobre o espaço de acomodação sedimentar e sobre as condições de preenchimento do estuário Jacuípe (BA). Para tanto, os objetivos deste artigo são de: (i) analisar a dimensão do espaço de acomodação a partir das espessuras dos pacotes sedimentares subjacente ao estuário nas situações pretéritas e atuais e, (ii) observar se o espaço de acomodação são sustentados por algum tipo de controle estrutural.

## ÁREA DE ESTUDO

O estuário Jacuípe encontra-se instalado na transição dos domínios tectônicos do embasamento cristalino e da porção sul-leste da bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá. Um sistema de falhas normais escalonadas pode ser percebido em superfície pela extensão das falhas de Salvador e do Iguatemi (Barbosa et al., 2005), com orientação NE-SW (Fig. 1). Ao se encontrarem no estuário, esse sistema de falhas muda para a direção N/S (aqui denominada falha do Jacuípe). Novamente os contornos da sub-bacia Recôncavo são desviados ao final da falha do Jacuípe, desta vez, pela falha Mata-Catú (Destro et al., 2003), com inflexão para NW/SE, formando um grande cotovelo de borda de bacia, na qual funciona como divisor de águas entre a bacia hidrográfica do Jacuípe e a bacia circunvizinha.

Os afloramentos do embasamento cristalino são constituídos de rochas granulíticas (Paleoproterozóico) provenientes do Cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Domingues, 1996). Na área de estudo, os afloramentos são discretos, encontrados na embocadura estuarina (vistos apenas na baixamar de sizígia) e a 2 km seguindo para montante. Na embocadura, o embasamento sustenta os depósitos quaternários e é responsável pela diminuição da profundidade, representando um alto estrutural (Alto de Salvador) e fazendo com que a altura da onda de maré seja amortizada, pelo atrito com o fundo e com as margens do canal, tornando esse estuário um ambiente de maré hiposincrônica (Lima, 2007).

A arquitetura básica da sub-bacia Recôncavo reflete as heterogeneidades do embasamento Precambriano sobre o qual atuaram esforços distensionais durante o Cretáceo Inferior. Nesse período, a borda leste da bacia subsidiou rapidamente a 1500 m, assumindo um arcabouço tectônico de rifte assimétrico (Magnavita et al., 2005), resultando em uma bacia meio-graben, cujo preenchimento foi finalizado pela sedimentação dos depósitos fluviais da Formação São Sebastião (Milani, 1987). Esta formação, localmente, é constituída de arenitos vermelhos e amarelados (Membro Rio Joanes), contendo intercalações de folhelhos e siltitos (Ghignone, 1979; Lima, 1999). No entorno do estuário, ambos os domínios supracitados são recobertos por depósitos residuais do Grupo Barreiras (Terciário Superior) e por depósitos arenosos da estreita planície costeira (Quaternário).

Segundo Vilas Boas et al. (2001), os depósitos do Grupo Barreiras encontrados ao longo do litoral norte da Bahia são interpretados como de origem predominantemente fluvial, de padrão entrelaçado, com carga de leito areno-cascalhosa, associados a leques aluviais depositados em condições de clima árido a semi-árido.

Os depósitos quaternários mais antigos preservados no entorno do estuário Jacuípe são depósitos eólicos, predecessores da *Transgressão Mais Antiga* (sem idade precisa), com cerca de 25 m acima do nível do mar atual (Martin et al., 1980), constituídos de areia fina, quartzosa e bem selecionada.

O vale estuarino, em si, é preenchido por areias que compõem os terraços marinhos derivados da *Penúltima Transgressão* pleistocênica (123 mil anos atrás), cerca de 5-8 m acima do nível atual (Martin et al., 1980; Martin et al., 1982; Bernar et al., 1983; Domingues et al., 2009; Dominguez & Bittencourt, 2009). Ainda no pleistoceno (19 mil anos atrás), o

NRM rebaixou -120 m e expôs toda a plataforma continental, bem como parte do arcabouço do estuário. O NRM voltou subir rapidamente durante o holoceno (Martin et al., 2003), alcançando cerca de 3-4 m acima do nível atual (5 mil anos atrás) (Fig. 1). Desde então, o NRM vem descendo e, o estuário Jacuípe, gradualmente preenchido e o pequeno espaço de acomodação que resta é contrastado por três depressões encontradas no seu leito (Lima, 2007). As duas primeiras, localizadas a 4 km e 5,5 km da embocadura estão -9 m abaixo do zero topográfico e, a última, situada a 13,7 km da embocadura, a -7,5 m (Fig. 1).

### Figura 1

## MATERIAIS E MÉTODOS

### Sondagens Elétricas

Foi utilizado o método de eletrorresistividade para investigar o espaço de acomodação subjacente ao estuário do Jacuípe, bem como para determinar a espessura e litotipos dos pacotes sedimentares e para avaliar se as depressões existentes nesse ambiente sofrem algum tipo de controle estrutural. O método supracitado consiste basicamente no uso de medidas da corrente elétrica injetada entre dois pontos no terreno (A e B) e da diferença de potencial entre dois outros pontos (M e N). A técnica aplicada foi a sondagem elétrica.

O arranjo utilizado na execução da sondagem foi o de *Schlumberger*, no qual a corrente elétrica penetra nas camadas mais profundas do substrato à medida que se expande os eletrodos de corrente em torno de um ponto central (Fig. 2). Neste caso, as aberturas entre os eletrodos AB/2 variaram de 1,0 m até 200 m. A resistência de contato nos eletrodos foi minimizada com o uso de água salgada, especialmente na seção SE-4.

Quatro sondagens foram realizadas em junho de 2010, tendo os pontos de sondagens sidos previamente escolhidos com base em fotografias aéreas, de modo a se obter um perfil geológico atravessando os domínios entre a bacia do Recôncavo e o embasamento cristalino, no trecho estuarino onde se encontram as maiores depressões (o equivalente ao perfil A – A', ver fig. 1). O equipamento usado para coletar os dados foi um eletrorresistivímetro SYSCAL-R2 com potência máxima de 250 W.

Utilizou-se o programa RES1D para inverter os dados de eletrorresistividade refinando, assim, automaticamente o modelo inicial para um modelo de melhor ajuste em cinco camadas. O procedimento consistiu em calcular os parâmetros (resistividades e espessuras) de um dado modelo constituído de camadas horizontais isotrópicas e homogêneas, a partir de valores de resistividade aparente medidos para diferentes espaçamentos. O centro das sondagens foram nivelados a topografia local, utilizando-se as folhas do Sistema Cartográfico da Região Metropolitana de Salvador (CONDER, 1976), em escala de detalhe de 1:10.000 (Fig. 3) e a batimetria realizada por Lima (2007). A seguir, com base nos valores de espessuras e resistividades das camadas encontradas no substrato, as unidades litoestratigráficas que preenchem o estuário puderam ser interpretadas pelas propriedades elétricas conhecidas nas rochas (Lima & Sharma, 1990) e por trabalhos realizados na região (Lima, 1999; Santos, 2003; Cavalcanti, 2006).

### Figura 2

### Figura 3

A reconstituição dos volumes correspondentes ao espaço de acomodação no estuário Eq. (1) é então obtida pela seguinte relação:

$$V = h \cdot A \quad (\text{equação 1})$$

onde,  $V$  é o volume do espaço de acomodação ( $\text{m}^3$ ) que se formara em cada posição do NRM,  $h$  é a profundidade máxima (m) do arcabouço estuarino desprovido de sedimentos, nivelado em relação ao zero topográfico atual e,  $A$  é a área ( $\text{m}^2$ ) inundada durante a transgressão marinha (cota de 5 m) e atual.

## RESULTADOS

O resultado das sondagens elétricas mostra, transversalmente, a transição entre o embasamento cristalino e a bacia do Recôncavo, no qual o vale estuarino encontra-se instalado (Figs. 4 e 5).

A sondagem SE-1 (localizada a oeste) é a topograficamente mais elevada, com 22 m. Nessa sondagem, a camada superficial, de espessura de 4,4 m e resistividade variando entre 698 ohm.m e 108 ohm.m é interpretada como um pacote de areia inconsolidada, associada aos depósitos eólicos quaternários mais antigos. A variação de resistividade nessa camada inicial se relaciona à presença de água na parte inferior. Logo abaixo, observa-se uma camada com resistividade de 2030 ohm.m e com aproximadamente 9 m de espessura, associada ao Grupo Barreiras, cujo nível de base está a 9 m acima do zero topográfico. Imediatamente abaixo do Grupo Barreiras ocorrem duas camadas com resistividades de 667 ohm.m e 30 ohm.m, interpretadas como arenitos e folhelhos da Formação São Sebastião, respectivamente (sub-bacia do Recôncavo). Esta formação está presente em todas as sondagens, funcionando como alicerce do estuário, exceto na sondagem SE-4.

A sondagem SE-2 apresenta a mesma sequência estratigráfica da sondagem anterior, com diferença apenas nas espessuras das camadas e na topografia mais baixa (altitude de 4 m). Nessa sondagem pode-se observar que a base do Grupo Barreiras encontra-se desnivelada cerca de 13,4 m abaixo se comparado à seção SE-1 e não aparece na SE-3. O local da sondagem SE-2 representa o limite lateral de escavação do paleoestuário durante o Quaternário.

A sondagem SE-3 apresenta três camadas com resistividade variando entre 569 ohm.m, 761 ohm.m e 232 ohm.m, representando areias pleistocênicas uma vez que o topo encontra-se a uma altitude de 8 m. O arcabouço do paleoestuário nessa sondagem representa o maior espaço de acomodação do perfil realizado, com aproximadamente 20 m, é preenchido por areia, sendo que atualmente 12 m deste encontra-se abaixo do zero topográfico (Fig. 4).

A sondagem SE-4 mostra depósitos arenosos holocênicos na superfície, com a resistividade baixa (devido a presença de água), de 17,1 ohm.m a 3,0 ohm.m e com espessura de 3,1 m recobrando diretamente o embasamento cristalino (Figura 4). A parte superior do embasamento apresenta 23,5 m de espessura e resistividade de 2,3 ohm.m, com características de bastante alterado (saprólito). Logo abaixo, o embasamento apresenta resistividade de 4996 ohm.m, devido a presença de água doce nos seus interstícios.

O perfil geológico construído a partir das sondagens elétricas, da topografia do terreno e dos depósitos sedimentares (Fig. 5), foi extrapolado pela linha de sondagens SE-1, SE-2 e SE-3 até a outra margem do estuário. Observou-se que a escavação do leito estuarino do Jacuípe atingiu uma profundidade -12 m abaixo do zero topográfico atual e uma extensão lateral máxima de 1,2 km.

## Figura 4

## Figura 5

Um resumo das características volumétricas e sedimentológicas para diversos cenários do estuário Jacuípe podem ser observados na tabela 1. O volume máximo para acomodação dos sedimentos nesse estuário é de  $6,84 \times 10^7 \text{ m}^3$ , cenário este, idealizado com o arcabouço estuarino nu (espaço entre a Formação São Sebastião e o NRM cerca de 5 m acima do atual). Este valor é imensamente menor se comparado ao espaço de acomodação restante atualmente à baía de Todos os Santos (segunda maior baía em área do Brasil,  $\sim 1200 \text{ km}^2$ ), com volume de  $12,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ , onde  $3,36 \times 10^9 \text{ m}^3$  correspondem apenas à zona intermareal de sizígia (Lima & Lessa, 2001). Atualmente, resta ao estuário Jacuípe, um volume total de  $6,77 \times 10^6 \text{ m}^3$  (espaço referente ao prisma de sizígia mais o espaço inframareal) e, esse valor, corresponde a 9,89% do volume original do estuário, o que comprova o seu avançado estágio de preenchimento.

Com os volumes conhecidos do espaço de acomodação, pode-se checar o tempo suficiente e/ou volume de sedimento necessário para preencher o estuário Jacuípe, comparando-os com as taxas de sedimentação e de descida do NRM (Tab. 1). As únicas taxas de sedimentação disponíveis no estuário são consideradas como alta (Lima et al., submetido). A taxa de sedimentação de  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$  (1870-1965) demonstra que a capacidade de preenchê-lo totalmente ocorreria em 10,8 mil anos atrás. Isto representa, pelo menos, 10% da idade dos depósitos mais antigos preservado no vale estuarino antigo. O valor mencionado, inclusive, quase dobrou desde 1965 até o presente ( $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$ ). Em resumo, se o NRM tivesse permanecido estável a cerca de 5.000 atrás, seria necessária apenas uma taxa de sedimentação de  $2,3 \text{ mm ano}^{-1}$  para preencher o arcabouço estuarino.

## Tabela 1

A possibilidade de incorrer em erro nesta reconstituição seria se: entre a SE-3 e a margem interna do estuário (planície de inundação intermareal), local onde não foi possível se obter outras sondagens estiver com valores subestimados, se ali ocorrer o talvegue preenchido, mais profundo que o aqui observado (proporcional ao que se simboliza a depressão atual). As sondagens elétricas não puderam ser realizadas naquela área, por esta ser coberta pela vegetação de mangue, de difícil acesso e locomoção e pela presença de água salobra percolada no substrato, o que dificultaria a leitura pelo equipamento.

No entanto, estas estimativas, apesar de serem incipientes, pois as taxas de sedimentação estuarina não devem ter sido contínuas no tempo, tampouco o arcabouço estuarino deve ter uma morfologia uniforme até a cabeceira, demonstram que o suprimento de sedimento produzido pela bacia é suficiente para preencher o estuário.

Com base ainda nas interpretações das sondagens elétricas no estuário Jacuípe e nas observações em campo, podem ser mencionadas as seguintes evidências a comprovar o controle estrutural de uma área de transição litológica:

- Desnívelamento da sub-bacia do Recôncavo em relação ao embasamento cristalino (Fig. 5). As rochas sedimentares da Formação São Sebastião que preencheram a sub-bacia atualmente estão, topograficamente, mais elevadas que o embasamento.
- Desnívelamento da base do Grupo Barreiras entre as sondagens SE-1 e SE-2, em 13,5 m (Fig. 5), podendo ser consequência da primeira evidência citada;
- Alargamento abrupto da planície de inundação no km 4 a partir da embocadura, a contramargem da falha do Jacuípe, coincidindo com a primeira depressão já enunciada anteriormente. Esse alargamento se estende de forma retilínea e alinhada com o vale encaixado do rio Capivara Pequeno (Fig. 5);
- Área de estudo é marcada por fortes traços estruturais gerados pela influência do sistema de falhas que convergem para o estuário, gerando contornos retilíneos e interceptados por curvaturas com ângulos de aproximadamente 90° (Fig. 1a);
- Área de estudo possui antecedentes de subsidência em seus substratos antigos.

## DISCUSSÃO

Poucos trabalhos foram realizados no Brasil e no mundo com o intuito de avaliar o arcabouço estuarino, o espaço para acomodação dos sedimentos (volumes iniciais e atuais) e sua condição de preenchimento. Os locais que oferecem esses tipos de dados possuem grandes extensões, de modo que, comparações análogas serão possíveis apenas do ponto de vista das espessuras dos pacotes sedimentares. Weschenfelder *et al.* (2008) mapearam, por meio das discordâncias sismoestratigráficas, os pacotes e o truncamento das fácies sedimentares, além do espaço de acomodação da bacia marginal, com 30 m de profundidade (2/3 deste preenchidos), e a presença de paleocanais preenchidos durante as oscilações do nível marinho no Quaternário, na lagoa do Patos (RS). Lessa & Dias (2009), mapearam com sonar de varredura lateral o espaço de acomodação na baía de Todos os Santos (BA), parcialmente preenchidos por duas fácies texturais predominantes: uma constituída de areia na área sul e, a outra, argila siltosa no centro e norte da baía.

Sondagens elétricas realizadas na proximidade do estuário Jacuípe, da linha de costa para o continente (Santos, 2003) e uma seção sísmica no mesmo sentido (Milani, 1987) corroboram de forma preliminar que um forte controle estrutural é exercido pelo contato do embasamento com a sub-bacia (Fig. 6). Uma semelhança conferida em todos os perfis é de que a sub-bacia do Recôncavo se encontra mais elevada topograficamente que o embasamento cristalino. Ao contrário do estuário Jacuípe, o maior espaço de acomodação está presente sobre o embasamento cristalino, onde acumulam o dobro da espessura em areias quaternárias (Perfil 3 – Fig. 6). Localmente, a proeminência da bacia (em cerca de 40 m) impediu a ampliação da planície costeira durante as transgressões ao truncar os depósitos quaternários. Este cenário é o ponto chave para a discussão se o espaço de acomodação (mais espesso) dos sedimentos quaternários teria sido herdado do substrato mais antigo ou por influência neotectônica. Entretanto, não há um consenso na literatura a respeito da cronologia das falhas e se há reativação das mesmas na região, da qual poderia ser inferido aumento/diminuição do espaço de acomodação para os sedimentos.

### Figura 6

Magnavita (1992) interpretou, a partir de dados estratigráficos, a cronologia do sistema de falhas da borda da sub-bacia do Recôncavo como decorrente de duas fases principais de movimento (*modelo de deslocamento duplo*), ocorridas no Cretáceo Inferior. Na primeira fase, a zona de transferência da falha de Salvador teria ocorrido pela distensão E/W (*Estágio*

*Rio da Serra*) durante o Valengiano Superior (140.2 Ma  $\pm$ 3.0) e, na segunda fase, a sub-bacia teria sido rotacionada no sentido horário (*Estágio Jiquiá*), formando uma zona *strike-slip* (Destro et al., 2003) no final da idade Barremiana (130.0 Ma  $\pm$ 1.5) onde hoje seria aproximadamente o estuário Jacuípe e a falha Mata-Catú, com orientação NW/SE.

Domingues & Bitencourt (2009) sustentam a hipótese acima apresentada, com base em análises de linhas sísmicas de alta resolução realizadas na baía de Todos os Santos (porção sul da sub-bacia do Recôncavo). Suas interpretações não mencionam qualquer evidência de movimentações neotectônicas subsidentes, responsáveis pela criação dos espaços de acomodação. A morfologia dessa baía teria sido rebaixada pelo processo de erosão diferencial atuante, preferencialmente, nas rochas sedimentares da sub-bacia do Recôncavo, durante o Cenozóico, quando o nível de base se encontrava vários metros abaixo do atual. Esses mesmos autores reconhecem o fato da bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá possuir altitudes muitas vezes com centenas de metros de diferença em relação ao embasamento cristalino.

Magnavita *et al.* (1994) chamam atenção para as diferenças topográficas entre as sub-bacias do Recôncavo e do Tucano e atribuíram-nas as diferenças na intensidade da precipitação na região. Uma inferência sobre o assunto é difícil de ser atribuída, em especial, pelo caráter estocástico, devido à inexistência de dados paleoclimáticos, isotópicos ou palinológicos e pela restrita rede de estações meteorológicas da região. Além disso, a relação hipsometria-litologia-pluviometria oferece contrastes dentro de cada subárea, onde as mais afetadas pela denudação possuem menor índice pluviométrico.

A contramão desses argumentos, uma série de estudos tem-se intensificado na margem continental do Atlântico Sul, utilizando-se análises de traço de fissão em apatitas (ATFA), em diversas bacias sedimentares brasileiras (tipo rifte) e em suas rochas correspondentes no lado da África, para verificar os episódios de movimentação da litosfera.

Um trabalho pioneiro avaliou os diversos estágios evolutivos contemplando-se processos da formação, subsidência, preenchimento sedimentar e soerguimento crustal na bacia do Araripe, no Ceará (Ponte & Ponte Filho, 1996). Suas rochas se configuram como um grande platô constituído por sedimentos da fase pós-rifte e por sua notável topografia elevada (Chapada do Araripe), com cerca de 600 m acima do embasamento cristalino, denominado de “*o enigma do platô de Araripe*” (Hegarty et al., 2002).

Os eventos térmicos determinados por ATFA (termocronologia) datam que as reativações tectônicas nas bacias do NE brasileiro são ubíquas (simultâneas em locais diferentes), a partir do Eoceno (40 Ma) e se mantém no presente (portanto neotectônicas), como se mostram em Araripe (Morais Neto et al., 2006), Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas (Turner et al., 2008) (Fig. 7). Na parte central da sub-bacia do Recôncavo, a exumação das rochas sedimentares e a erosão atingiram menos 1 km desde o início dos eventos. Estes estudos, no entanto, foram realizados na porção sul da sub-bacia Tucano não devendo ser extrapolados para a bacia como um todo.

A aplicação da técnica de termocronologia por traços de fissão em apatita foi também usada na margem passiva da costa da Namíbia (Raab et al., 2002) para estabelecer as taxas de soerguimento, denudação e a evolução geotermal da região. Os resultados demonstram que houve ubiquidade entre as movimentações tectônicas. Os períodos de resfriamento na margem continental africana ocorreram em 45–35 Ma (Eoceno: Lutetiano–Priaboniano) e 15–2 Ma (Mioceno–Plioceno) (Fig. 7).

A explicação para a neotectônica estaria associada ao resfriamento da pluma mantélica e, seu efeito, soergueria regionalmente, por descompressão, o relevo sobrejacente. Isso explica o porquê das rochas de uma bacia, área conceitualmente tida como extensa e deprimida para onde os sedimentos são transportados (*graben*), estaria topograficamente mais elevada que as rochas adjacentes do embasamento (*horst*).

## Figura 7

Há ainda evidências neotectônicas por influência flexural negativa, na plataforma continental do Amazonas (região norte do Brasil) desde o Mioceno médio (15 Ma). Neste caso, o efeito de subsidência é dado pelo peso da coluna sedimentar, com aproximadamente 3 km sobre essa plataforma (Watts, 2001). Por conta disso, o NRM deverá se elevar cerca de 1 m nos próximos 100 anos (Cohen et al., 2005).

No litoral sul da Bahia, a suposição de neotectonismo é personificada por diversos vales rebaixados, vistos desde o trecho estuarino e prosseguem por vários quilômetros na direção do vale fluvial, dentre eles os rios: Buranhém, João de Tiba, dos Frades e Jucuruçu, contendo falhas normais com hachuras no bloco de baixo (Bahia, 2000), sendo cogitada a ocorrência dos eventos neotectônicos, pós-deposicional ao Grupo Barreiras (Lima et al., 2006). Já no litoral norte, sondagens elétricas realizadas no rio Itapicuru, demonstraram um vale inciso profundo (com mais 300 m), instalado em uma área com fortes traços estruturais do embasamento cristalino e preenchido por depósitos do Grupo Barreiras (Costa Júnior, 2008).

Neste trabalho não foram evidenciados concretamente que os espaços de acomodação no estuário Jacuípe tenham correlação a neotectonismo. O mesmo não se pode dizer a respeito de partes do alto de Salvador, cujos rejeitos da sub-bacia são resultantes do soerguimento (falha do Iguatemi). Assume-se apenas que: a origem do estuário se deu a partir da incisão fluvial no ponto de fraqueza do contato litológico (por erosão diferencial) entre bacia e embasamento. O recuo das vertentes alargou o vale fluvial e expôs, no seu leito, as rochas da sub-bacia do Recôncavo. O vale fluvial se alargou cerca de 1,2 e 2 km, expondo na sua margem esquerda a escarpa de falha do embasamento e, na outra margem, os depósitos do Grupo Barreiras. Nestas condições, a imprecisão estaria apenas relacionada quanto à posição da desembocadura por conta da presença do embasamento cristalino. Presume-se que a mesma ocorria mais para sul. Posteriormente, a inundação do vale fluvial com a subida do nível do mar, formara-se um estuário raso, o qual foi sendo preenchido por sedimentos fluviais e marinhos.

No entanto, se concatenada a hipótese de compensação isostática, se configuraria no estuário Jacuípe o efeito contrário, de redução do espaço de acomodação, pelo exercício de exumação da sub-bacia do Recôncavo (fenômeno não antes mencionado pela literatura). Essa condição seria confortável para explicar também o porquê de uma bacia hidrográfica relativamente pequena, como é o caso do rio Jacuípe (1275 km<sup>2</sup>), contribui com um aporte sedimentar tão alto para o estuário, de 3,7 mm ano<sup>-1</sup> (entre 1860 e 1960) se comparada de forma proporcional a outros ambientes no Brasil e no mundo (Lima et al., submetido). Este valor é, inclusive, o triplo da taxa de descida do NRM, de 1,2 mm ano<sup>-1</sup>, observada pela curva de Salvador nos últimos 1.000 anos.

No que tange as depressões enunciadas neste trabalho (ver fig. 1), até então não havendo evidências de déficit sedimentológico e nem sinais subsidência do estuário, as mesmas podem ser explicadas por coincidirem com as margens côncavas dos meandros, estando aptas a ser erodidas e/ou por não permitirem que o sedimento se deposite. Prova disso, se dá pela depressão a montante ter sido derivada do desvio do curso do rio e pelo abandono do meandro, devido as bruscas intervenções hidrológicas ocorridas na década de 1980 (Lima et al., no prelo). Já na depressão ao meio do estuário constatou-se, em mergulho livre, a presença de blocos decamétricos de espodossolo (substrato litificado por concentrações de hidróxido de ferro) acomodados ao fundo, tendo sido erodidos da sua margem esquerda.

A discussão sobre a redução do espaço de acomodação sedimentar em estuários, por isostasia, é ainda embrionária, fazendo-se necessários estudos mais aprofundados (geofísicos,

estruturais e geotectônicos) que confirmem ou não tal cenário. O mesmo deve ser dito para demais investigações que apontem como seriam afetados os estuários da borda oeste desta sub-bacia em contato com o embasamento (controlados pela Falha de Maragojipe) e a concomitância desse fenômeno com os sistemas estuarinos da borda oposta dessa sub-bacia, inclusive, na própria baía de Todos os Santos.

## **CONCLUSÕES**

Com base nos dados obtidos e comparados com as informações da literatura pertinente, pode-se concluir que:

- O estuário Jacuípe, localizado no município de Camaçari, no litoral norte da Bahia, se mostra como um ambiente fortemente controlado por estruturas tectônicas, refletindo os substratos antigos preexistentes do embasamento cristalino (Precambriano) e da sub-bacia do Recôncavo (Cretáceo Inferior), nesta última, sobre o qual o estuário encontra-se preferencialmente instalado.
- O espaço de acomodação dos sedimentos obtidos com mapas topográficos e sondagens elétricas demonstra que o estuário primitivo possuía profundidades de 12 m e largura de 1,2 km (atualmente com 200 m).
- Na parte da bacia, a coluna estratigráfica, quando não há discordância, é composta por folhelhos e arenitos da Formação São Sebastião (máximo de 80 m abaixo do zero topográfico), na qual é coberto por depósitos residuais do Grupo Barreiras e ao topo pelos depósitos Quaternários, cujo pacote de sedimentos alcança 20 m. Fora da bacia, os sedimentos holocênicos ocorrem diretamente sobre o embasamento cristalino e não ultrapassam 3m de espessura.
- Os resultados obtidos com as sondagens elétricas são capazes de fornecer indícios neotectônicos, uma vez que, todas as bacias citadas no NE Brasileiro vêm sofrendo reativação desde o Cenozóico e, com isso, amplia-se a discussão sobre o espaço de acomodação para deposição de sedimentos em estuários.
- Se confirmado o referido cenário de soerguimento da sub-bacia do Recôncavo, o estuário Jacuípe que se instalou na sua borda leste, em contato com o embasamento cristalino, deve ter reduzido, ao longo do tempo, o espaço de acomodação para os sedimentos.
- A insuficiência no aporte sedimentar desse estuário foi descartada.
- O estuário do Jacuípe se mostra como um ambiente em avançado estágio de preenchimento sedimentar, uma vez que, cerca de 90% do espaço de acomodação, originados durante o Quaternário, já foram ocupados.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia – CPGG, pelos equipamentos cedidos e pela logística designada para a realização das sondagens elétricas, a André Nery Calmon pela ajuda nas amostragens de campo, ao professor Luiz César Corrêa Gomes do Curso de Pós-graduação em Geologia-UFBA e a Geóloga Jailma S. Souza pelas discussões mantidas durante a elaboração deste manuscrito.

## LISTA DE TABELA E FIGURAS

**Tabela 1** – Resumo das principais características hidrológicas, sedimentológicas e geomorfológicas do estuário Jacuípe.

**Figura 1** - Principais características do estuário Jacuípe. Em (a) o modelo digital de terreno (MDT) mostrando a transição da bacia sedimentar do Recôncavo com o embasamento cristalino, em (b) a curva das oscilações do NRM em Salvador, durante o Holoceno (Martin et al., 2003), em (c) as oscilações do NRM nos últimos 2 milhões de anos (Miller et al., 2005), em (d) a geomorfologia do estuário Jacuípe com perfis topográficos (A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E') extraídos a partir de imagens SRTM e, em (e) e o perfil batimétrico longitudinal referente ao talvegue do estuário do Jacuípe (Lima et al., no prelo). As setas indicam as depressões mencionadas e sua localização no mapa acima.

**Figura 2** - Representação esquemática da configuração linhas de corrente e das linhas equipotenciais para o arranjo *Schlumberger* (Santos, 2003).

**Figura 3** – Dados topográficos dos pontos de sondagens realizados na planície costeira adjacente ao estuário do Jacuípe, obtidos a partir das folhas do SICAR-RMS, em escala de detalhe de 1:10.000.

**Figura 4** - Sondagens elétricas verticais realizadas na borda da bacia do Recôncavo, onde se encontra instalado o estuário do Jacuípe.

**Figura 5** - Perfil Geológico A – A' interpretado a partir das sondagens elétricas realizadas no estuário do Jacuípe. A linha tracejada na imagem acima se refere aos alinhamentos estruturais inferidos e, na figura abaixo, ao zero topográfico atual.

**Figura 6** – Espaços para acomodação de sedimentos verificados a partir de sondagens elétricas e perfis sísmicos na borda da bacia do Recôncavo. Em 1, observa-se a extensão das falhas de Salvador e do Iguatemi (Milani, 1987; Barbosa et al., 2005), em 2, 3 e 4 (Santos, 2003) e em 5 este trabalho.

**Figura 7** – Análises de traços de fissão em apatitas realizadas na bacia do Araripe (a), na bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas (b) e detalhe do Recôncavo (c) e no rio Muni, costa oeste da África (d), demonstrando o resfriamento da pluma mantélica no Cenozóico.

Tabela 1

	<b>Ambiente</b>	<b>Valores</b>	<b>Observações</b>
<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	Bacia hidrográfica	1275	Imagens SRTM resolução de 30 m Folhas Topográficas 1:10.000 Imagens SRTM resolução de 30 m
	Estuário atual	6,22	
	Estuário holoceno	17,0	
<b>Taxa de sedimentação (<math>\omega</math>) (mm ano<sup>-1</sup>)</b>	1870 – 1965	3,7	Lima et al. (submetido)
	1965 - 2008	6,0	
<b>Taxa descida do NRM (mm ano<sup>-1</sup>)</b>	1 ka A.P.	1,2	Valor estimado pela curva de Salvador (Martin et al., 2003)
<b>Espaços de acomodação estuarino (m<sup>3</sup>)</b>	Inframareal	1,96 x 10 <sup>6</sup>	Volume abaixo do nível de redução Prisma de maré de sizígia Volume entre as cotas -12 m e 0 m* Volume entre as cotas -12 m e 5 m**
	Intermareal	4,80 x 10 <sup>6</sup>	
	Arcabouço nu	2,04 x 10 <sup>7</sup>	
	Arcabouço Total	6,84 x 10 <sup>7</sup>	
<b>Estimativa do tempo necessário para o preenchimento (ka)</b>	0 – 5 m	7,6	Taxa de sedimentação de 3,7 mm ano <sup>-1</sup>
	Perfil A – A'	3,2	
	Total	10,8	
<b>Espessura do pacote sedimentar(m)</b>	Idade Pleistocênica	20	SE-03 (este trabalho)
<b>Profundidade atual (m)</b>	Média	1,5	Lima et al. (submetido)
	Máxima	9,0	

\* correspondente a área total inundada pelo nível marinho até a cota de 5 m (17 km<sup>2</sup>).

\*\*idem.

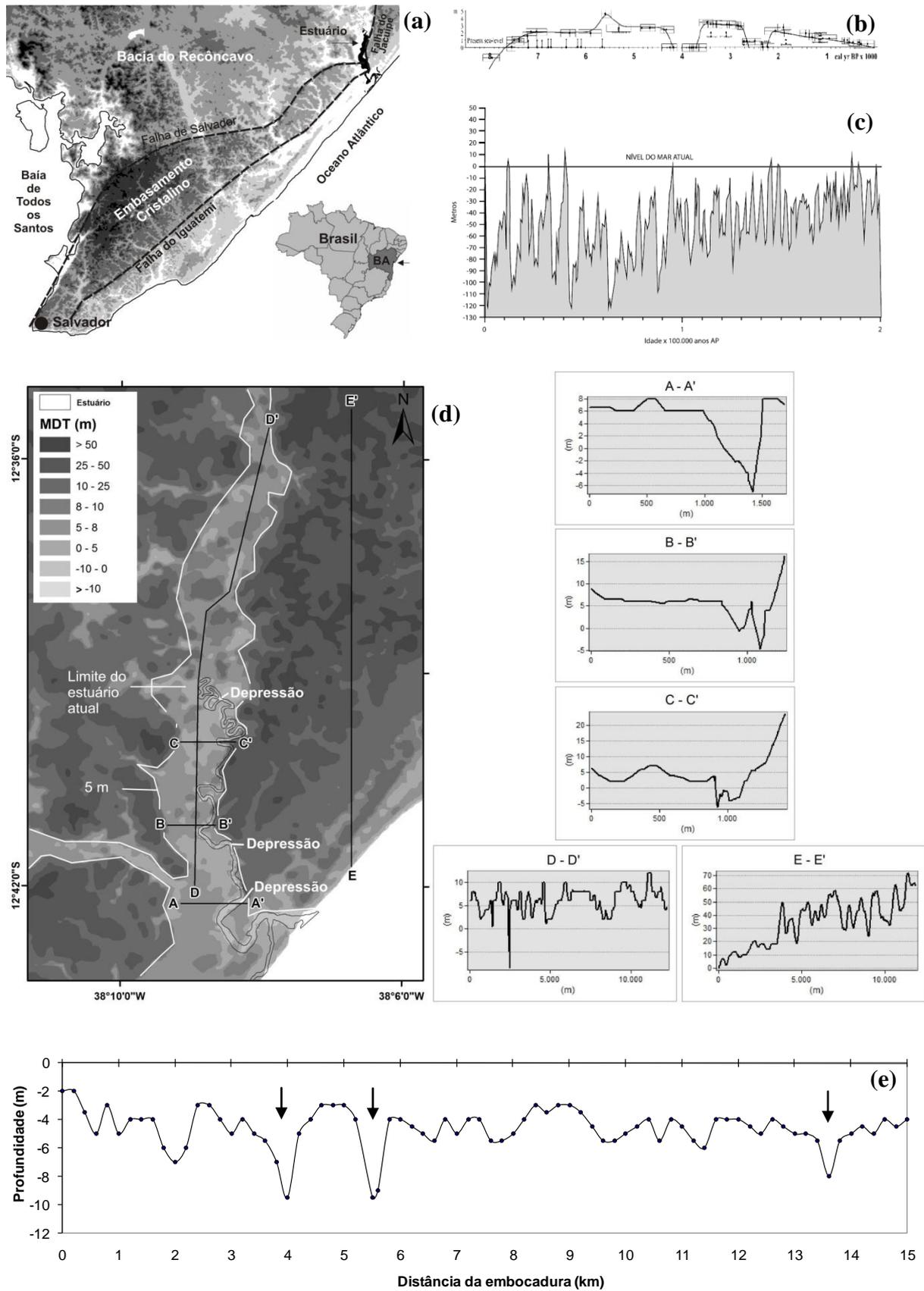


Figura 1

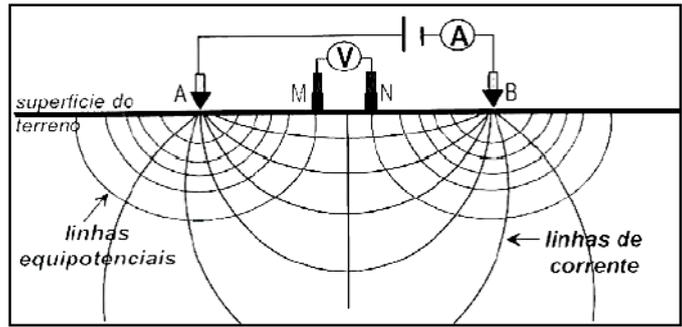


Figura 2

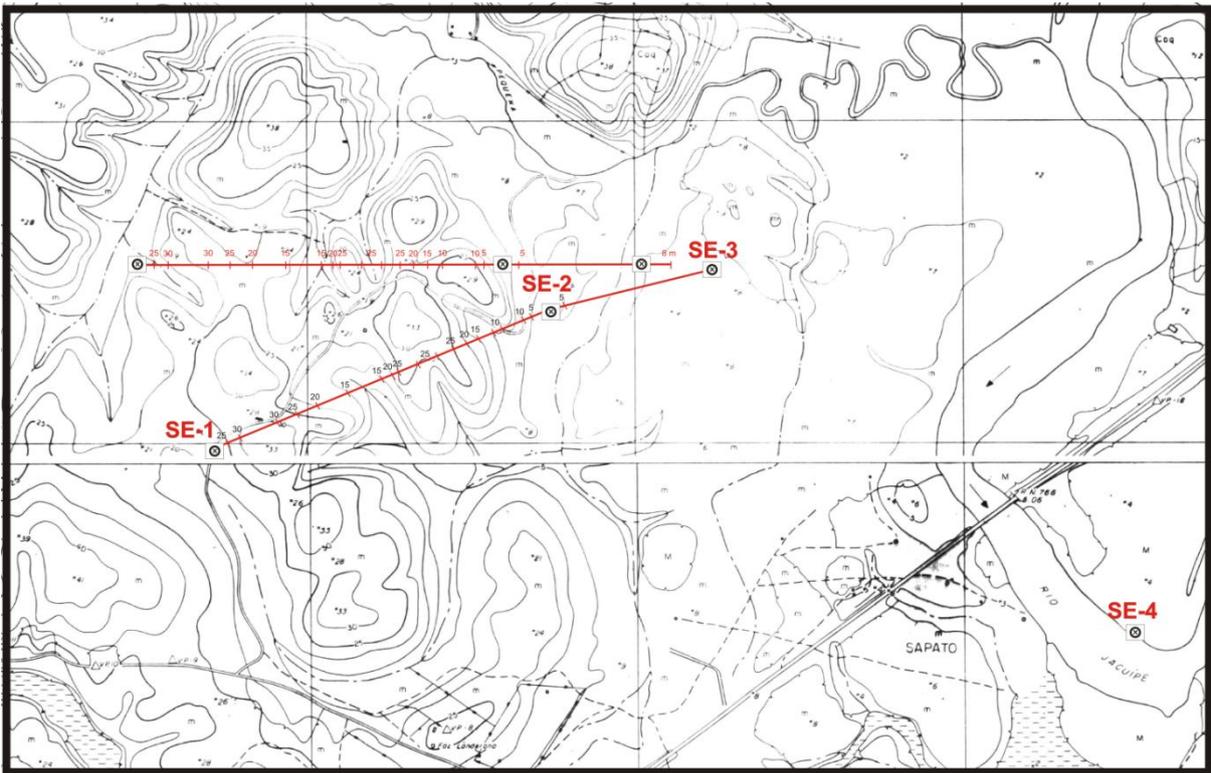


Figura 3

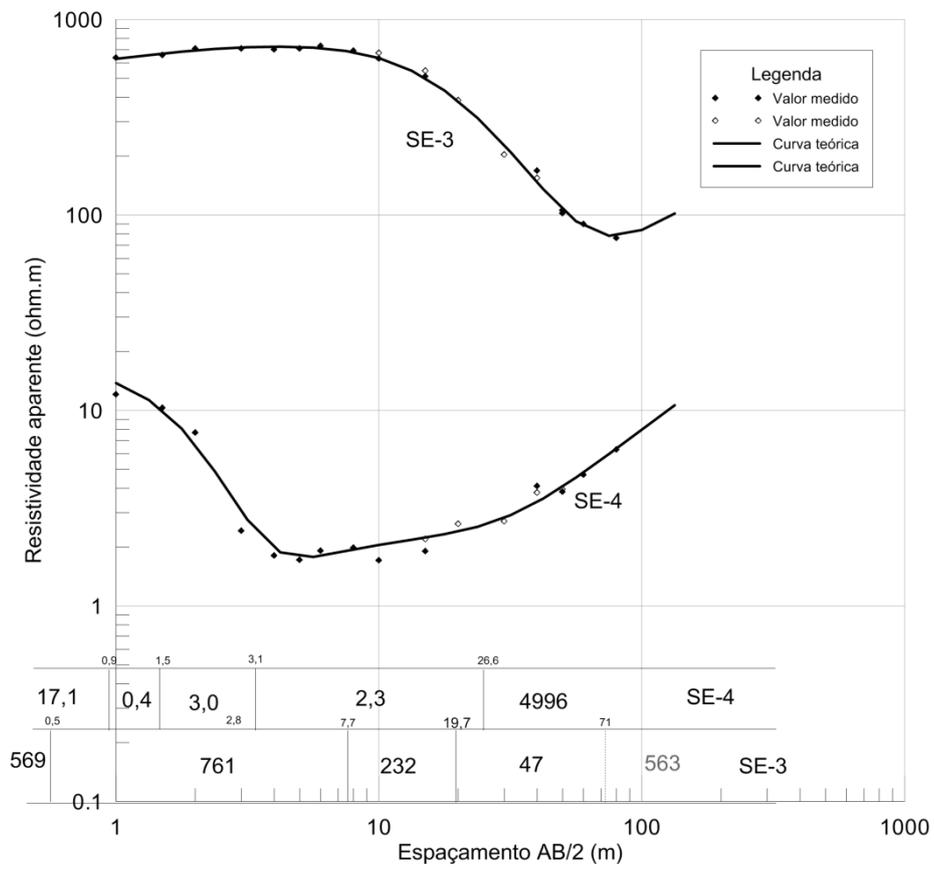
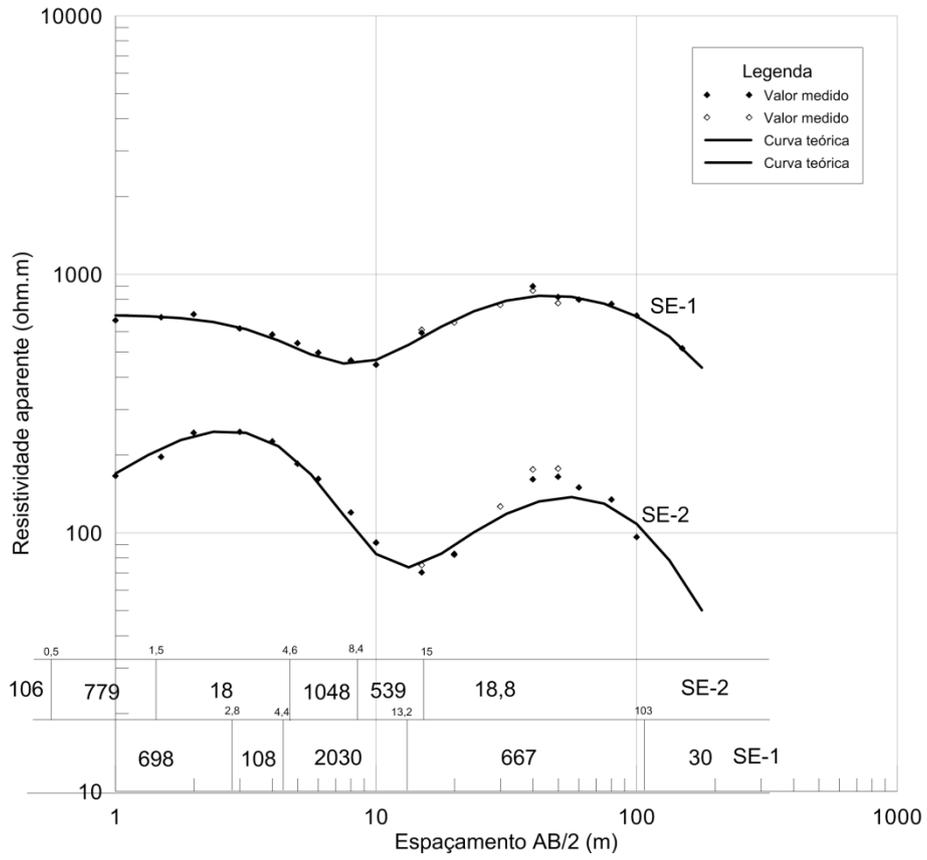


Figura 4

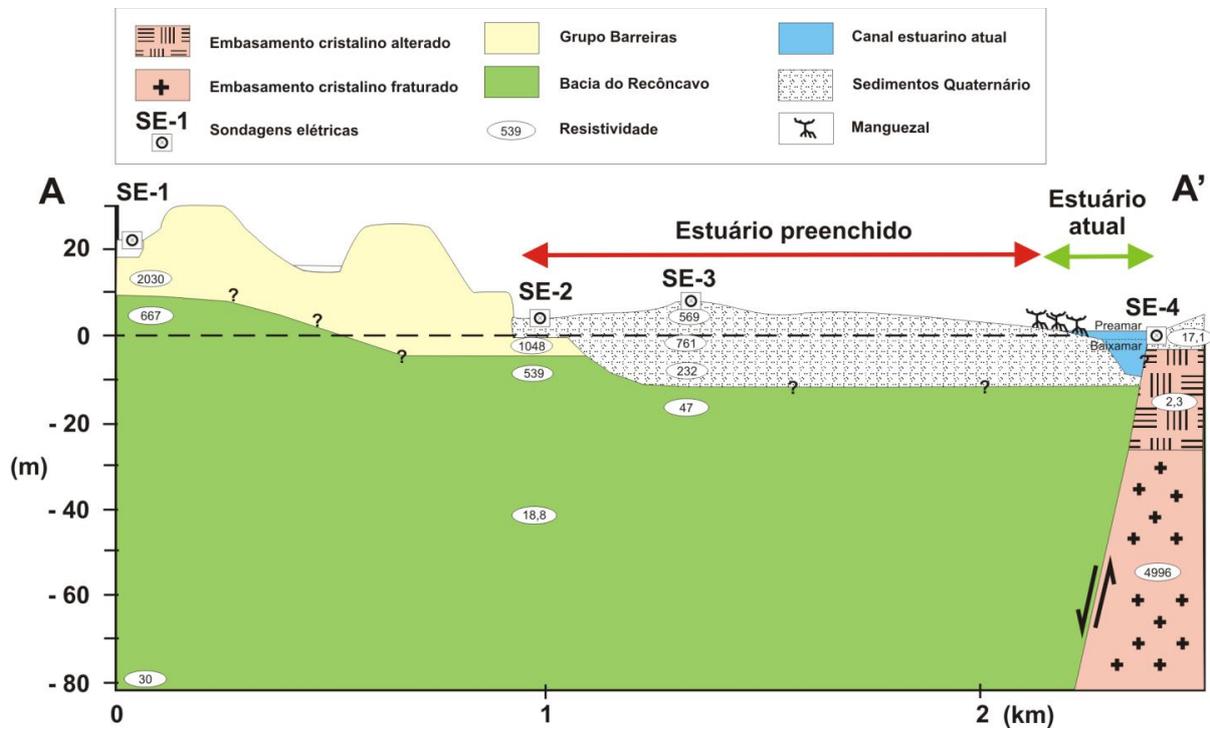
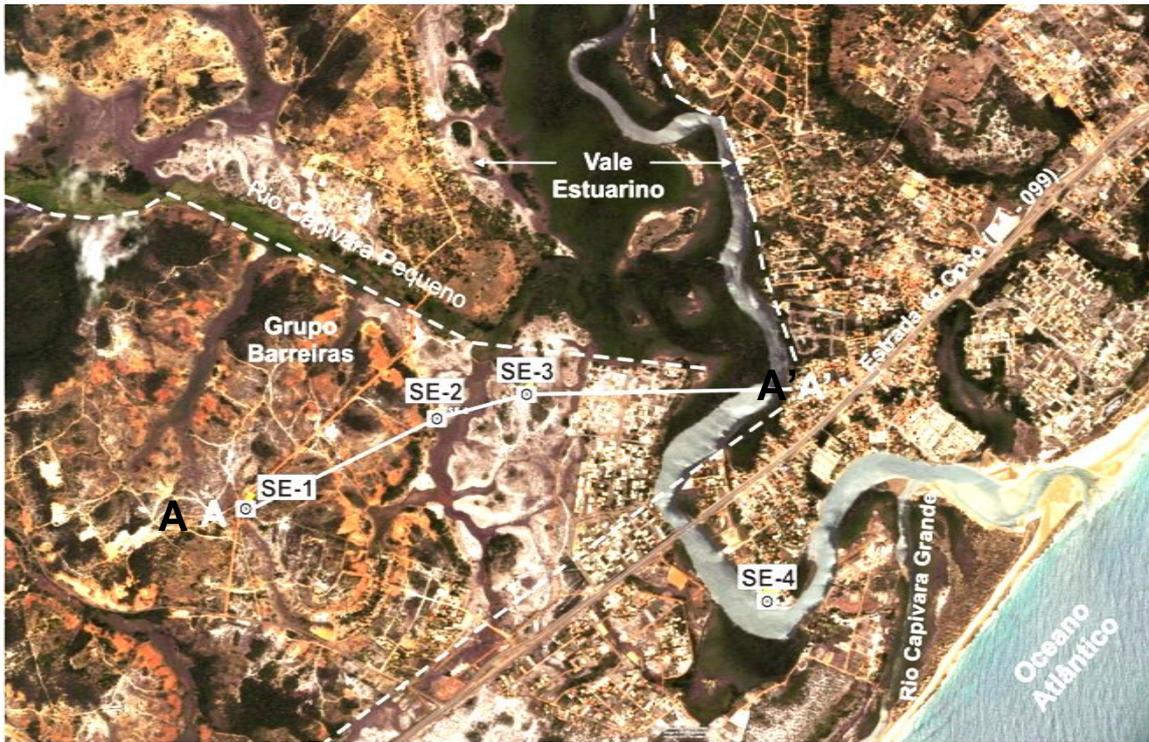


Figura 5

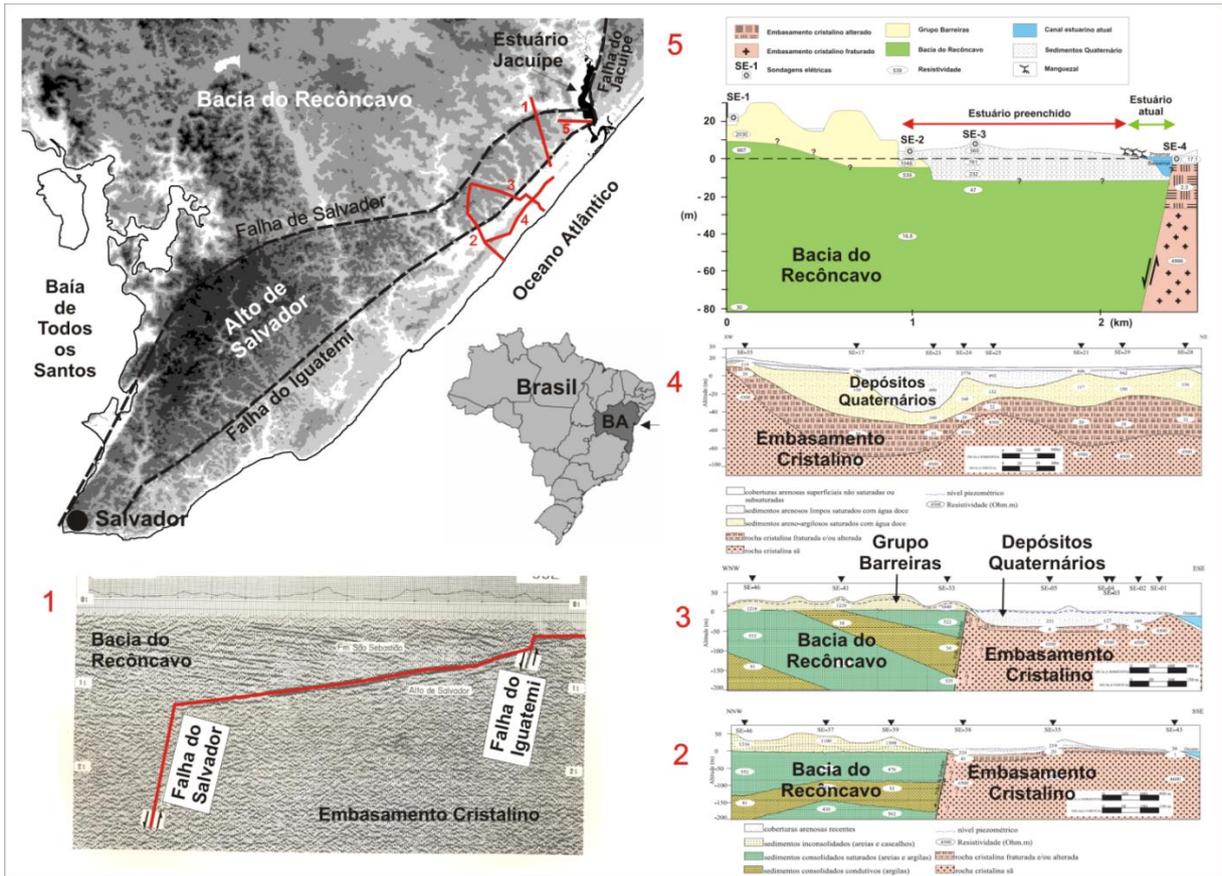


Figura 6

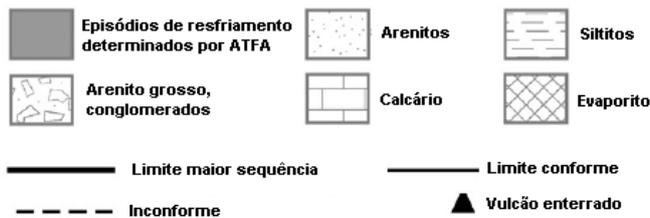
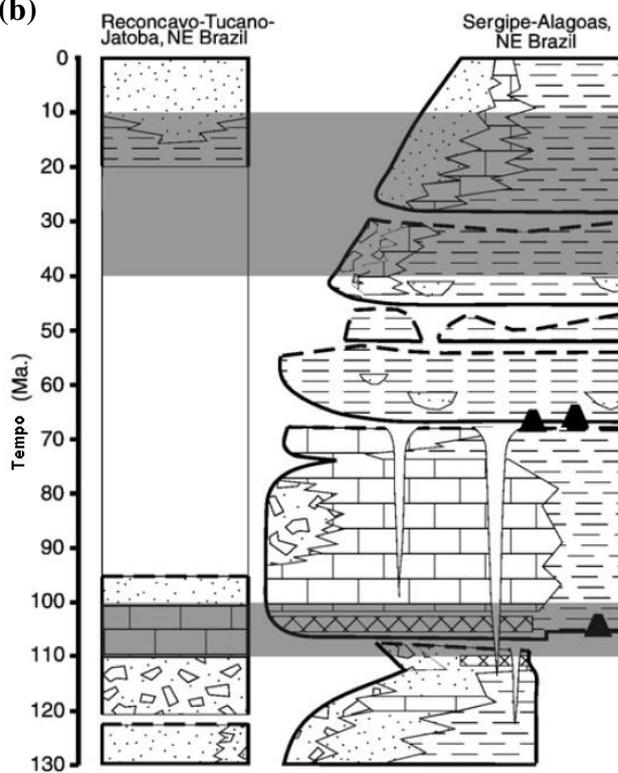
(a)

Detalhes das amostras e sumário dos resultados da modelagem da história térmica para as amostras coletadas na área da Bacia do Araripe

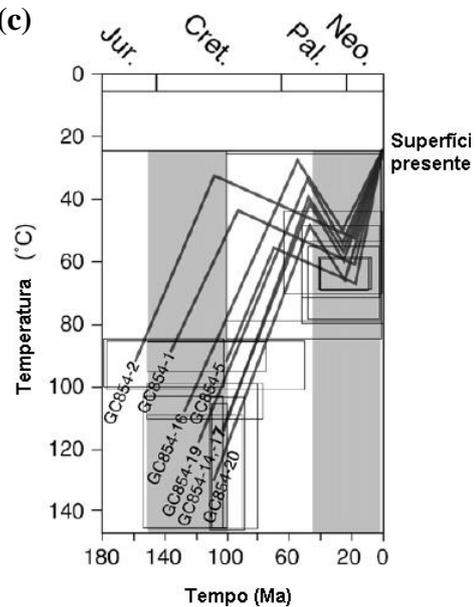
								Cenário Modelado para a História Térmica			
								Primeiro Evento		Segundo Evento	
Amostra	Litologia	Unidade Litoestratigráfica	Unidade Cronoestratigráfica / Idade Absoluta	Número de gases	Número de traços	Idade dos traços de fissão (Ma)	Temperatura atual (°C)	Paleo-temperatura máxima (°C)	Início do resfriamento (Ma)	Paleo-temperatura máxima (°C)	Início do resfriamento (Ma)
RD57-37	Granito	Embasamento cristalino	Pre-cambriano (> 600 Ma)	20	211	266.6 +/- 23.4	25	> 100	400 a 230	75 - 85	80 a 0
RD57-38	Arenito	Fm Missão Velha ("Bacia do Araripe")	Aptiano (124 - 112 Ma)	4	47	249.5 +/- 70.8	25	—	—	70 - 80	80 a 0
RD57-40	Arenito	Fm Exu ("Bacia do Araripe")	Albiano (112 - 97 Ma)	20	106	131.7 +/- 12.7	25	80 - 100	112 a 40	70 - 80	40 a 0
RD57-41	Arenito	Fm Exu ("Bacia do Araripe")	Albiano (112 - 97 Ma)	20	89	164.2 +/- 21.1	25	80 - 100	112 a 40	70 - 80	40 a 0
RD57-42	Arenito	Fm Mauní ("Bacia do Cedro")	Siluriano-Ordoviciano (510 - 408 Ma)	20	102	169.7 +/- 30.3	25	100 - 110	220 a 80	70 - 85	50 a 0
RD57-43	Arenito	Fm Mauní ("Bacia do Cedro")	Siluriano-Ordoviciano (510 - 408 Ma)	6	76	194.0 +/- 45.2	25	100 - 110	220 a 80	70 - 80	50 a 0

(Morais Neto et al., 2006)

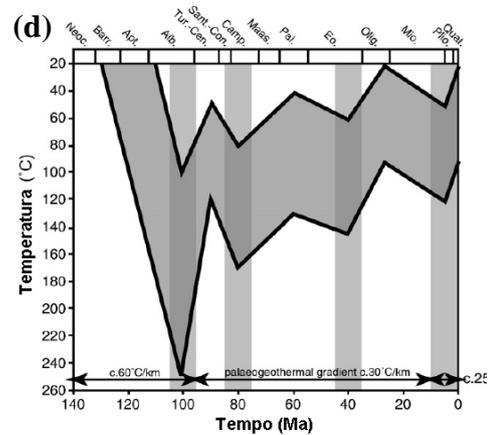
(b)



(c)



(d)



(modificado de Turner et al., 2008)

Figura 7

## Artigo 2

### **TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO RECENTES PROVENIENTES DOS MÉTODOS Cs<sup>137</sup> E Pb<sup>210</sup> E ESTIMATIVA DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUÍPE, BAHIA, BRASIL**

Submetido para a Revista Brasileira de Geociências, em 31 de maio de 2010.

# TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO RECENTES PROVENIENTES DOS MÉTODOS Cs<sup>137</sup> E Pb<sup>210</sup> E ESTIMATIVA DE PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO JACUIPE, BAHIA, BRASIL

GERALDO MARCELO PEREIRA LIMA<sup>1,A</sup>, GERALDO DA SILVA VILAS BOAS<sup>2,A</sup>,  
ALEXANDRE BARRETO COSTA<sup>3,B</sup>, ROBERTO MAX DE ARGOLLO<sup>4,B</sup>

<sup>1</sup> Professor Assistente - [glima@ufba.br](mailto:glima@ufba.br), <sup>2</sup> Professor Titular - [gsyboas@ufba.br](mailto:gsyboas@ufba.br), <sup>3</sup> Professor Adjunto - [abc@ufba.br](mailto:abc@ufba.br), <sup>4</sup> Professor Titular - [robmax@ufba.br](mailto:robmax@ufba.br),  
<sup>a</sup> Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Rua Caetano Moura n.123 – Campus Ondina, CEP. 40.170-290, Salvador-BA, Brasil.  
<sup>b</sup> Universidade Federal da Bahia, Instituto de Física - Laboratório de Física Nuclear Aplicada, Rua Caetano Moura s/n. – Campus Ondina, CEP. 40.170-290, Salvador-BA, Brasil.

**Abstract** RECENT SEDIMENTATION RATES DERIVED FROM <sup>210</sup>Pb AND <sup>137</sup>Cs METHODS AND INFILLING ESTIMATE OF THE JACUIPE ESTUARY, BAHIA, BRAZIL The present work estimated the conditions of infilling of the Jacuipe estuary, located in the north coast of Bahia, using geochronology <sup>137</sup>Cs and <sup>210</sup>Pb combined methods and verification of accommodation sediments spaces still exist. Two sedimentation rates were identified in this estuary more less 70 years old. The first, from 3,7 mm y<sup>-1</sup>, refers to the natural conditions of sedimentation that occurred until the mid-1960s, and the second, more recent, is probably due to anthropogenic influences in the watershed which increased the contribution sediments to 6,0 mm y<sup>-1</sup>. It was estimated that Jacuípe estuary, with the remaining accommodation space of 6.97 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, can be completely filled in less than 300 years. This time interval may drop by half if it continues the current rate of sedimentation and hydrological changes of confirmation provided in this basin.

**Keywords:** estuarine infilling, sedimentation rates, geochronology <sup>137</sup>Cs and <sup>210</sup>Pb.

**Resumo** O presente trabalho estimou as condições de preenchimento do estuário Jacuípe, localizado no litoral norte da Bahia, utilizando-se os métodos geocronológicos combinados Pb<sup>210</sup> e Cs<sup>137</sup> e a verificação dos espaços de acomodação de sedimentos ainda existentes. Duas taxas de sedimentação foram identificadas nesse estuário nos últimos 70 anos. A primeira, de 3,7 mm ano<sup>-1</sup>, refere-se às condições naturais de sedimentação que ocorrera até meados da década de 1960 e, a segunda, mais recente, é provavelmente devido à influência antropogênica na bacia hidrográfica, que aumentou o aporte de sedimentos para a bacia, de 6,0 mm ano<sup>-1</sup>. Estimou-se que o estuário do Jacuípe, com espaço de acomodação restante, de 6,97 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, pode ser totalmente preenchido em menos de 300 anos. Esse intervalo de tempo pode cair pela metade, caso se mantenha a atual taxa de sedimentação e se confirme as mudanças hidrológicas previstas nessa bacia.

**Palavras-chave:** preenchimento estuarino, taxas de sedimentação, geocronologia Cs<sup>137</sup> e Pb<sup>210</sup>.

**INTRODUÇÃO** Estuários são ambientes formados pelo afogamento de um vale fluvial com a subida do nível relativo do mar, nos quais são criados espaços para acomodação de sedimentos fluviais e marinhos (Dalrymple *et al.* 1992; Perillo 1995). Geologicamente, os estuários são pouco duradouros e sua tendência evolutiva é serem gradualmente preenchidos até atingir um estágio final de evolução (em estágio regressivo) quando os sedimentos fluviais serão lançados diretamente no mar (Dalrymple *et al.* 1992). Em estágio regressivo, os estuários se mantêm quando a taxa de sedimentação não superar a taxa de descida do nível do mar (Cattaneo & Steel 2003). No litoral brasileiro, os estuários tiveram sua origem a cerca de 5000 anos, quando o nível relativo do mar atingiu cerca de 5 m acima do atual (Martin *et al.* 1980; Martin *et al.* 2003). Desde então, esse litoral tem experimentado um estágio regressivo, possuindo os estuários espaços de acomodação com reduzidas dimensões (Lessa 2006).

Em estágio regressivo, a descarga fluvial torna-se a variável de grande importância nos processos de sedimentação na zona estuarina. Além da descarga líquida, as drenagens têm o papel natural de transportar os sedimentos que foram erodidos no interior das bacias hidrográficas. Ao chegar à zona costeira, os sedimentos podem ser filtrados e depositados na zona estuarina, ou serem distribuídos ao longo da costa pelas correntes de deriva, ou ejetados até a plataforma continental externa nos episódios de alta energia (Wolanski *et al.* 1996). Esta última condição ocorre nos períodos de enchente fluvial, onde um grande volume de sedimento pode ser movimentado em um curto período de tempo

(Figueiredo & Underkoffler 1996; Kuehl *et al.* 1998). A função natural dos estuários, portanto, é atuar como verdadeiros filtros, retendo o sedimento grosso e ejetando parcialmente os sedimentos finos.

As bacias de drenagem que afluem para os estuários podem ser periodicamente submetidas à redução e aumento do aporte de sedimentos (Goman 2000). Uma estimativa das descargas dos rios em todos os continentes nos últimos 200 anos tem demonstrado que as variações hidrológicas podem afetar a descarga de longo período (Pekárová *et al.* 2003). As variações já identificadas ocorrem por influência da variabilidade climática (Wolock & McCabe 1999; Pekárová *et al.* 2003; Gregory *et al.* 2006; Ekdahl *et al.* 2008) nos intervalos interanuais, em alternância aos períodos secos e úmidos. Na maior parte dos casos, tem-se observado a diminuição do aporte de sedimento fluvial devido à diminuição natural dos picos de enchentes.

Por outro lado, pode-se também observar em diversas partes do mundo, tanto alterações na sedimentação estuarina quanto alterações ambientais nas bacias hidrográficas causadas pela influência do crescimento econômico: opostamente às condições naturais acresceu o aporte de sedimentos para os estuários (Lu & Matsumoto 2005; Santos *et al.* 2008).

Apesar de sua grande importância, ainda se observa na literatura a ausência de uma análise adequada das descargas fluviais em estuários. Tamanha dificuldade é dada pelos custos operacionais que envolvem a coleta de dados sobre as descargas de sedimentos nas bacias de drenagem. Uma alternativa eficaz ao problema é o uso do método combinado dos radionuclídeos naturais  $Pb^{210}$  e  $Cs^{137}$ , que é uma ferramenta utilizada em estudos ambientais como traçadores de eventos ocorridos até 150 anos (Chanton *et al.* 1983; Goodbred & Kuehl 1998; Argollo 2001). Esse método expõe as assinaturas marcadas pelos registros da sedimentação, além de fornecer informações importantes sobre o histórico hidrossedimentológico das bacias.

No caso do estado da Bahia, que possui a maior linha de costa do Brasil, com mais de 1000 km de extensão, pouco se sabe sobre o comportamento das descargas fluviais (sólidas e líquidas) ocorridas no passado e sobre as condições, seja de preenchimento, ou de sustentação dos estuários.

O estuário do rio Jacuípe personifica uma região em cujo ambiente conjugaram-se inúmeras mudanças ambientais, tais como: alterações na descarga fluvial por influência da variabilidade climática natural, exploração de petróleo, mudanças hidrológicas causadas por barramento do rio, rompimento de barragem, crescimento populacional, corpo receptor de efluentes industriais e as recentes retiradas de areias e argilas para a construção civil (Lima 2007).

O objetivo deste trabalho é de verificar as condições de preenchimento e/ou sustentação do estuário do Jacuípe, a partir das cronologias e das taxas de sedimentação, se foram ou não contínuas ao longo do tempo e comparando-as com os espaços de acomodação ainda existentes no estuário.

**ÁREA DE ESTUDO** O estuário do Jacuípe, localizado no litoral norte do Estado da Bahia (LNEB), no município Camaçari, representa grande importância econômica para a região. O rio Jacuípe possui uma bacia de drenagem relativamente pequena, com aproximadamente 1275 km<sup>2</sup> (Figura 1), sendo o rio Capivara Grande seu maior tributário, abrangendo cerca de 23% desse total (295 km<sup>2</sup>). O rio Jacuípe passou por alterações hidrológicas depois da construção da barragem Santa Helena (localizada a 35 km da embocadura, seguindo o curso do rio), em 1980, com o rompimento desta, em 1984, mas, principalmente, após sua reconstrução, em 2000.

A maior parte da bacia hidrográfica do Jacuípe (mais de 90%) está instalada sobre rochas sedimentares friáveis da bacia do Recôncavo (Cretáceo) (Figura 2). Um forte controle litológico e estrutural é exercido pela transição dessa bacia com o embasamento cristalino (Precambriano), seguindo o prolongamento da falha do Jacuípe (margem leste). Nesse trecho, o canal principal é deslocado para o lado da falha na qual o estuário encontra-se confinado, onde a falha é então recoberta pelos litotipos do Grupo Barreiras (Terciário). Por sua vez, os depósitos do Grupo Barreiras representam as maiores elevações da região (em torno de 50 m). Já as planícies de inundação da maré são extensas e apresentam uma morfologia monótona, sem grandes ressaltos topográficos, onde meandros abandonados são observados. A planície intermareal é ocupada por vegetação de mangue, enquanto que a borda externa da planície completa o limite do estuário, onde ocorrem áreas supramareais (apicuns), inundadas apenas sob alturas de marés extremas de sizígia.

As unidades geomorfológicas que constituem a planície do estuário são: terraços marinhos e depósitos flúvio-lagunares, modeladas pelos eventos de mudanças climáticas durante o Quaternário

(Martin *et al.* 1980). Esse último período foi marcado por sucessivos estágios transgressivos e regressivos dos quais se originaram os contornos do estuário do Jacuípe.

Figura 1 – Modelo digital de terreno (INPE 2010) delineando a bacia hidrográfica do rio Jacuípe e, ao final desta, a zona estuarina. Notar que a drenagem do rio Capivara Grande mesmo fazendo parte da bacia foi diminuída para efeito de análise, uma vez que seu deságue ocorre já próximo da foz do Jacuípe e fora da área de cobertura do testemunho (localizado mais a montante).

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da bacia do rio Jacuípe (depois de Martin *et al.* 1980; Lima *et al.* 1981; Barbosa & Domingues 1996). Notar o estuário do Jacuípe instalado no limite tectônico entre a bacia do Recôncavo (Cretáceo) com o embasamento cristalino (Precambriano).

**MATERIAIS E MÉTODOS** **Método combinado Cs<sup>137</sup> e Pb<sup>210</sup>** Neste trabalho utilizou-se o método combinado Pb<sup>210</sup> e Cs<sup>137</sup> para determinação da taxa de sedimentação e cronologia do processo de sedimentação. A geocronologia com Pb<sup>210</sup> (T = 22,26 a) e Cs<sup>137</sup> (T = 30,17 a) é o método mais usado para avaliar a dinâmica de sedimentação recente. O método baseia-se por um lado no decaimento radioativo do excesso do Pb<sup>210</sup> e, por outro, na detecção do Cs<sup>137</sup> para identificar sedimentos depositados no período 1964-1965 (Hermanson 1990; Argollo 2001). O excesso do Pb<sup>210</sup>, Pb<sub>exc</sub><sup>210</sup>, é obtido pela diferença entre as atividades do Pb<sup>210</sup> total e a do Ra<sup>226</sup> presente no sedimento. Numa coluna de sedimento depositado em ambiente aquático numa taxa de sedimentação constante  $\omega$  e sem mistura, a atividade do Pb<sub>exc</sub><sup>210</sup> numa profundidade z, A(z), é dada por (equação 1):

$$A(z) = A_0 \exp(-\lambda z / \omega) \quad (1)$$

onde A<sub>0</sub> é a atividade em z = 0,  $\lambda$  é a constante de decaimento do Pb<sup>210</sup> e  $\omega$  é a taxa de sedimentação. O  $\omega$  pode ser calculado pela expressão (equação 2):

$$\omega = -\lambda \log e / \alpha \quad (2)$$

onde  $\alpha$  é o coeficiente angular da regressão linear do gráfico de  $\log A(z)$  versus z. Assim, nesse método combinado, o Pb<sup>210</sup> permite determinar a taxa de sedimentação e o Cs<sup>137</sup> permite identificar a camada de sedimentos depositada em 1965, no caso do hemisfério sul (Argollo 2001).

Os dados analisados referem-se à determinação das cronologias e das taxas de sedimentação estuarina obtidas a partir de um testemunho raso de sondagem, de 0,60 m de comprimento, coletado em 2008 por percussão e localizado a 4 km da embocadura (ver figura 1) seguindo o curso do canal principal. Esse local de coleta foi previamente estabelecido por ser o único depósito de sedimentos finos (silte e argila) encontrado no canal estuarino, sendo essas frações as mais indicadas por fixarem os radionuclídeos investigados.

O testemunho coletado foi aberto e cortado em fatias de 1 cm de espessura. Em parte do material foram feitos os procedimentos granulométricos estatísticos (Folk & Ward 1957; Shepard 1954; Perjurup 1988) e a outra parte foi pulverizada, seca e retirada alíquotas de 9 a 12 g, para serem postas em recipientes de polietileno de dimensão 15 mm × 54 mm, os quais foram hermeticamente fechados para prevenir o escape do Rn<sup>222</sup> que se forma pelo decaimento do Ra<sup>226</sup>. Após uma espera de um mínimo de 32 dias para que o Ra<sup>226</sup> atinja o equilíbrio radioativo com o Pb<sup>214</sup> e o Bi<sup>214</sup> contou-se por um período de 24 h para obter-se o espectro gasoso da amostra. Os radioisótopos Ra<sup>226</sup>, Pb<sup>210</sup>, Pb<sup>214</sup> e Cs<sup>137</sup> foram analisados por espectrometria gama, um método não-destrutivo (sem qualquer tratamento químico preliminar), usando-se um espectrômetro gama com detector de germânio de alta pureza tipo poço e multicanal com 8.192 canais. As atividades dos radionuclídeos são determinadas através de seus fotopicos de absorção total no espectro da amostra: a do Pb<sup>210</sup>, via seu fotopico de 46,5 keV; a do Ra<sup>226</sup>, via o fotopico do Pb<sup>214</sup> em 352 keV, e a do Cs<sup>137</sup>, pelo seu fotopico em 661,6 keV. Os espectros que se obtém da amostra foram superpostos ao espectro da radiação de fundo do espectrômetro. O espectro gama da amostra é obtido, então, subtraindo-se o espectro da radiação de fundo do

espectrômetro. A subtração da radiação de fundo é feita canal por canal utilizando o programa Maestro 32 fornecido pela ORTEC e o espectro líquido resultante é o espectro da amostra.

**Descarga fluvial** Os dados de descarga fluvial referem-se à série histórica da estação fluviométrica Emboacica (1961 – 1979), ampliada sua série para 50 anos, a partir da estação Mata de São João (1955 – 1960 e 1980 – 1997) (obtidos junto a Agência Nacional das Águas) e, a partir de 2000 até 2005 (obtidos junto a Empresa Baiana de Saneamento – EMBASA), pelos deflúvios da barragem Santa Helena (Lima 2007; Lima *et al.* no prelo). Para efeito de análise, será desconsiderada a área de drenagem do rio Capivara Grande por desaguar já próximo da embocadura estuarina e a jusante do local de amostragem (ver figura 1).

**Espaço de acomodação estuarino** O espaço de acomodação do estuário do Jacuípe pode ser dividido pelas áreas que compõem o canal principal (inframaré) e a planície de inundação (intermaré e supramaré). No primeiro caso, a amostragem batimétrica foi executada sob a forma de perfis transversais ao longo do canal estuarino, com o auxílio de um ecobatímetro acoplado a um GPS e a um computador portátil, obtendo-se simultaneamente as coordenadas x, y, z. Durante a amostragem, a altura da maré foi acompanhada em três pontos distintos ao longo do estuário para posterior redução dos dados. No tratamento dos dados batimétricos eliminaram-se os dados espúrios existentes na malha amostral (*spikes*) para posterior interpolação.

Para a planície de inundação, construiu-se um modelo digital de terreno estimando suas elevações a partir das variações das alturas de maré (em sizígia e quadratura) até atingir as cotas da área externa ao estuário. A mesma estimativa foi atribuída para a cabeceira do estuário assim como para alguns trechos onde a amostragem foi insuficiente. A elevação das áreas de manguezal mais externa foi estimada com base na elevação da preamar de sizígia, com altura máxima de 1,27 m (Lima 2007). A interpolação das cotas batimétricas e os limites da área intermareal foram feitas com o programa SMS<sup>®</sup>. As cotas foram reduzidas ao nível médio do mar com base na análise harmônica das séries de maré (Lima 2007) e as elevações foram niveladas a um nível de redução arbitrário relacionado ao extremo da baixamar.

Finalmente, multiplicando-se as taxas de sedimentação  $\omega$  (m ano<sup>-1</sup>) pela área total A (m<sup>2</sup>) obtêm-se o volume de sedimento produzido a cada ano no estuário. Esse resultado, dividido pelos espaços de acomodação V (m<sup>3</sup>) ainda existentes em níveis inframareal, intermareal e supramareal, resulta no quociente do preenchimento estuarino e o inverso desse valor dá o tempo de preenchimento do estuário em anos (equação 3):

$$\text{Tempo de preenchimento estuarino} = \frac{V}{\omega \cdot A} \quad (3)$$

**RESULTADOS E DISCUSSÕES** **Taxas de sedimentação estuarina** A descrição dos dados referentes à taxa de sedimentação e granulometria segue no sentido do topo para base do testemunho. As atividades do Pb<sup>210</sup><sub>total</sub> e do Ra<sup>226</sup> assinalaram a atividade calculada do Pb<sup>210</sup><sub>excesso</sub> até 0,33 m do testemunho são apresentadas na tabela 1. O Cs<sup>137</sup> foi detectado na fatia 24 cm do testemunho (correspondente a 1965), porém com valores abaixo do limite de quantificação.

Tabela 1 – Atividades de Pb<sup>210</sup><sub>total</sub>, Ra<sup>226</sup> e Pb<sup>210</sup><sub>excesso</sub> encontrados até 0,33 m de profundidade no testemunho coletado no estuário do Jacuípe.

O gráfico apresentado na figura 3a mostra que houve uma mudança na taxa de sedimentação numa época correspondente à profundidade de até 0,23 m, de 6,0 mm ano<sup>-1</sup> para 3,7 mm ano<sup>-1</sup> abaixo desse valor. Considerando o Cs<sup>137</sup> aparecer em 24 cm, a mudança ocorreu entre 1962 e 1966. Com o Pb<sup>210</sup> pode-se verificar 70 anos de sedimentação no estuário do Jacuípe. Entretanto, não há evidência unívoca de mudanças na descarga fluvial líquida que afetasse o comportamento sedimentológico desse estuário (Figura 3c). Esse aumento da taxa de sedimentação deve ter sido provocado, portanto, pelas

intervenções humanas no interior dessa bacia, nos municípios de Mata de São João e São Sebastião do Passé, que se deram após o início da exploração de petróleo em meados de 1960 e que, por conseguinte, ocasionou os primeiros pulsos de ocupação para a região (Figura 4).

O aumento da taxa de sedimentação pode ser percebido, inclusive, pela mudança granulométrica, com o aumento da deposição de sedimentos finos (não ultrapassando 40% do total), em especial silte (em 0,18 - 0,22 m no testemunho) e que decresce novamente, mas a proporções menores (Figura 3b). Do ponto de vista textural e mineralógico, predomina a deposição da fração areia, não apenas nesse trecho do canal, mas no estuário como um todo (Lima 2007), sendo principalmente formado de areia média a fina, bem selecionada, com predominância de quartzo (>95%). A base do testemunho (0,60 m), com idade de 140 anos, experimentou uma sedimentação com 95,4% de areia, destes 55,3% são areia média, diminuindo granulometricamente de forma quase que gradativa em sentido ao topo (Figura 3b).

Figura 3 – (a) Taxas de sedimentação do estuário do Jacuípe, (b) distribuição granulométrica e (c) a descarga fluvial do rio Jacuípe entre 1955 e 2005.

Figura 4 – Imagens aéreas do estuário do Jacuípe (a) praticamente sem ocupação humana e (b) atualmente urbanizada. Os polígonos referem-se as áreas de maior adensamento populacional.

Entretanto, não foram registradas mudanças na sedimentação estuarina por conta das alterações nas descargas sólidas desse rio, com os eventos da construção (1980) e com o rompimento da barragem Santa Helena (1984). No primeiro caso, os efeitos previsíveis pela construção de uma barragem teriam a ver com a contribuição do sedimento grosso do rio, que normalmente são aprisionados a montante do barramento. No segundo caso, com o rompimento da barragem, a maior parte dos sedimentos finos carregados não teria ficado retida no estuário e, sim, ejetada para a plataforma continental.

Essas condições de sedimentação encontradas demonstram que, apesar de a bacia do Jacuípe possuir uma área de drenagem relativamente pequena (1275 km<sup>2</sup>), a produção de sedimento no seu interior pode ser considerada como alta, o que deve ser explicado pelos litotipos da bacia estarem submetidos mais intensamente ao processo de erosão. Suas drenagens recortam terrenos constituídos de rochas sedimentares da bacia do Recôncavo, as quais são propícias à erosão e, como consequência, um maior aporte de sedimentos é produzido.

Uma comparação análoga a outros locais no Brasil e no mundo é ainda bastante incipiente, pois poucos canais estuarinos dispõem de cálculos de taxas de sedimentação (Tabela 2). De modo geral, os trabalhos já realizados demonstraram que a natureza das taxas de sedimentação estuarina apresentam ordem de grandeza de poucos milímetros por ano, em ambos estágios de evolução do nível do mar. Santos (2007) verificou uma taxa de sedimentação de 16 mm ano<sup>-1</sup> no estuário do rio São Francisco (entre Sergipe e Alagoas) nos últimos 20 anos com testemunhos retirados de uma área de manguezal (Tabela 2). Saito *et al* (2001) encontraram a taxa de 5 a 10 mm ano<sup>-1</sup> no complexo estuarino Cananéia-Iguape (SP). Madsen *et al* (2007) verificaram que nos últimos 300 anos um pequeno estuário no mar do norte (Dinamarca) experimenta uma taxa de sedimentação de ~1,2 mm ano<sup>-1</sup>. Quando esses valores em milímetros por ano são superados geralmente ocorre progradação do leito e a formação de deltas (Corbett *et al*. 2004).

Tabela 2 - Taxas de sedimentação em ambientes estuarinos, utilizando-se radionuclídeos de Pb<sup>210</sup>, Cs<sup>137</sup> e C<sup>14</sup> em alguns estuários no mundo.

No que diz respeito à comparação quanto às recentes mudanças ocorridas na sedimentação no estuário do Jacuípe, essa poderia ser feita, de forma aproximada, e apenas do ponto de vista

qualitativo, com algumas baías brasileiras, a exemplo de: Guanabara e Sepetiba (RJ), Todos os Santos (BA) e Paranaguá (PR) (Tabela 3), salientando que nas três primeiras, as taxas de sedimentação mais que dobraram em poucas décadas. Na Baía de Guanabara, os valores encontrados localmente foram de 22 mm ano<sup>-1</sup> (Godoy *et al.* 1998), na baía de Todos os Santos a taxa média é de 6,9 mm ano<sup>-1</sup> (Argollo 2001), enquanto que em Paranaguá, atinge 12,2 mm ano<sup>-1</sup> (Souza *et al.* 2001). Do ponto de vista quantitativo, essa comparação é indébita, pois as baías acima relacionadas possuem grandes espaços de acomodação para os sedimentos e, por consequência, o efeito armadilha nessas baías seriam diferentes a um estuário estreito, meandrante e raso, como é o caso do Jacuípe.

Em demais lugares no mundo, as taxas de sedimentação estuarina são também restritas e refletem duplamente ao cenário encontrado no Brasil, onde apenas grandes baías dispõem de cálculos de taxas de sedimentação e onde o aumento desta foi também provocado pela influência humana nas últimas décadas. Na baía de Chesapeake (costa leste estadunidense), a taxa de sedimentação é cerca de 12 mm ano<sup>-1</sup> na cabeceira, uma modesta taxa de 3 mm ano<sup>-1</sup> no meio da baía e uma taxa intermediária de 8 mm ano<sup>-1</sup> na embocadura. A principal descarga de sedimento na cabeceira dessa baía é trazida pelo rio Susquehanna, enquanto que, na embocadura, a proveniência dos sedimentos é de origem marinha (Officer *et al.* 1984). Não foi possível comparar se as taxas de sedimentação foram significativamente mais altas por setores no estuário do Jacuípe, seja aproximando-se da cabeceira ou da embocadura, devido no leito estuarino predominar a fração areia e por essa dificultar a fixação dos radionuclídeos necessários à investigação geocronológica estabelecida.

**Preenchimento estuarino** O estuário do Jacuípe possui uma área de 6,22 km<sup>2</sup>, configura-se em uma morfologia meandrante, sendo bastante irregular e raso (predominando menos de 3 metros), com profundidade média (volume total/área total) de 1,08 m (Figura 5). Uma barra arenosa que ocorre na embocadura formou-se por conta da importação de sedimento da antepraia para o estuário, devido às correntes de maré serem mais forte durante a enchente que durante a vazante (Lima *et al.* no prelo). Ao longo do estuário, outras barras longitudinais ficam emersas (entre os quilômetros 3 e 3,5 e 5), apenas durante as baixamares de sizígia, o que demonstra um estágio de parcial preenchimento do estuário. A planície de inundação estuarina é ampla e plana em relação ao canal principal, correspondendo a 67,3% da área do estuário o que origina a assimetria negativa nas correntes de maré descrita acima. Depressões pontuais de até 9,5 m encontradas nos km 4 e 5,5 e de 8 m no km 13,5 a partir da embocadura, ocorrendo alinhadas no limite da bacia do Recôncavo não garantem uma maior sustentação desse estuário, como mostra as profundidades do talvegue, inferiores a 3m (Figura 5).

Figura 5 – Mapa batimétrico do estuário do Jacuípe, com detalhe para o perfil longitudinal retirado do talvegue do canal principal.

Resta atualmente ao estuário do Jacuípe um espaço de acomodação total de 6,77 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> a ser preenchido (correspondente ao prisma de sizígia mais o volume inframareal) e o volume inframareal representa pouco menos de 1/3 desse total, com 1,96 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (Tabela 4). O completo preenchimento deste espaço indica, assim, o desaparecimento do estuário – menor volume menor o tempo necessário para o preenchimento sedimentar.

Considerando-se os volumes encontrados e uma estimativa de sedimentação uniforme e em condições naturais (a 3,7 mm ano<sup>-1</sup>), o estuário do Jacuípe seria totalmente preenchido (Tabela 3) em menos de 300 anos (calculado pelo Pb<sup>210</sup>). No entanto, a condição de parcial extinção do estuário já seria cogitada pelo preenchimento do canal principal devido ao efeito de bloqueio na penetração das marés no estuário, o que afetaria drasticamente a sua existência em 260 anos. Contudo, mantida a condição de elevada produção de sedimentos que recentemente se configurou na bacia hidrográfica, o estuário poderia deixar de existir em 160 anos. A média de preenchimento prevista entre os diferentes volumes analisados foram de apenas 25 anos, sendo 222 anos para o preenchimento total e 197 anos parcial (Tabela 3).

Tabela 3 – Estimativa de preenchimento calculada a partir das taxas de sedimentação e dos espaços de acomodação do estuário do Jacuípe.

Rios com extensas bacias hidrográficas e consideráveis alturas de precipitação dispõem de grande volume de sedimentos para os estuários a ponto de preenchê-los rapidamente. Já nas descargas superiores a  $200.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  do rio Amazonas, verifica-se que os sedimentos são atualmente lançados diretamente no mar, com pouca sedimentação na embocadura (apenas  $10 \text{ mm ano}^{-1}$ ), que a partir da plataforma continental interna a taxa é de  $60 \text{ cm ano}^{-1}$  (Dukat & Kuehl 1995), e que na plataforma externa a taxa é altíssima, da ordem de  $5 \text{ a } 15 \text{ m ano}^{-1}$  (Kuehl *et al.* 1986).

Há de se mencionar os efeitos da variabilidade interanual do clima que, para a região nordeste do Brasil, são esperados déficits hídricos (Molion & Moraes 1987; Marengo & Tomasella 1998; IPCC 2007). Isso significa que, entrará em funcionamento a operação de retirada de água da barragem Santa Helena para fins de atender o aumento na demanda da região. Nos últimos 10 anos, essa barragem tem ajudado na manutenção do estuário do Jacuípe, com picos de descargas liberados artificialmente, tendo esses, a capacidade de erodir os sedimentos e auxiliando na desobstrução do canal. Diversos picos de descargas foram liberados pela barragem, com valores acima da vazão máxima natural desse rio, de  $109 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (ver figura 3). Alguns desses picos instantâneos (de  $834 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) superam oito vezes a magnitude das máximas naturais e depois são amortecidos na média diária (em  $561 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  – ver figura 3c). Lima (2007) demonstrou que a uma descarga de  $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , ocorre o bombeamento fluvial (*river pumping*) o que faz facilmente o sedimento ser ejetado do estuário.

Conforme se mantém o crescimento populacional da Região Metropolitana de Salvador (IBGE 2009) aumenta também a ocupação das margens do estuário do Jacuípe. Não obstante a esse crescimento, soma-se a expansão imobiliária da cidade de Salvador, da qual os materiais utilizados para construção civil são provenientes da bacia do rio Jacuípe. Dezenas de lavras abertas exploram areias e argilas em terrenos friáveis das sub-bacias Capivara Grande e Capivara Pequeno (Figura 6a e 6b), provocando a formação de inúmeros sulcos e voçorocas e maior aporte de sedimentos liberados para a calha fluvial. A consequência imediata dessa intensa exploração afetou principalmente a parte baixa do estuário, com o aumento de sedimentos finos como pôde ser percebido no topo do testemunho (ver figura 3b).

Figura 6 – (a) Situação da ocupação humana atual no baixo curso da bacia hidrográfica do Jacuípe (imagem original: Google Earth<sup>Pro</sup>, 2007) e (b) destaque para um grande número de lavras de areia e argila nas sub-bacias dos rios Capivara Grande e Capivara Pequeno.

A combinação do aumento da sedimentação estuarina com a redução dos picos de descarga da barragem deverá reduzir ainda mais o tempo de existência do estuário estimado nesse trabalho. Do ponto de vista ambiental, estuários são os ambientes de transição entre as bacias hidrográficas e o oceano, sendo considerados os berçários para a vida marinha (peixes, mamíferos, além da micro, meio e macro fauna característica), terrestre (mamíferos, aves e répteis) e do ecossistema manguezal. Além disso, uma preocupação tornar-se-á ainda maior, devido ao crescimento exponencial da população humana em menos de um século (IPCC 2007). Tal preocupação é razoável, pois milhares de ribeirinhos habitam as zonas costeiras e as margens de estuários brasileiros, de onde retiram o seu sustento diário, por meio da atividade pesqueira. Geralmente, a capacidade adaptativa dessas comunidades é baixa, especialmente frente a eventos extremos, podendo ser suprimidas frente às mudanças econômicas. O preenchimento de um estuário, entre outros impactos negativos severos, provoca o impedimento à navegação e às atividades turísticas, risco a muitas propriedades e a redução importante de rendimentos em muitas localidades e o desequilíbrio ecológico da região afetada.

O estado avançado de preenchimento estuarino parece não ser exclusivo apenas ao Jacuípe. Estudos em estuários desse próprio litoral (por exemplo: Pojuca, Inhambupe, Sauípe, Subaúma, Joanes e Itariri) apontam para tempos de preenchimento unívocos ao do Jacuípe (Lima *et al.* em preparação) e, em demais litorais brasileiros, alguns estuários não mais existem (Lessa 2006).

**CONCLUSÕES** Ao tratar do preenchimento dos estuários, há de levar-se em consideração uma série de fatores responsáveis por esse fenômeno, tais como: (1) taxa de sedimentação, (2) variações do nível relativo do mar, (3) espaços de acomodação (4) e o fator tempo. Este trabalho estimou o tempo de preenchimento sedimentar necessário para que o estuário do Jacuípe fosse extinto. Sendo assim, os dados obtidos e comparados com as informações da literatura pertinente levam-se a concluir o seguinte:

- A ordem de grandeza da sedimentação em estuários é sempre de poucos milímetros ao ano e, no caso do Jacuípe foi de  $3,7 \text{ mm ano}^{-1}$ . Essa ordem foi perturbada a partir da década de 1960, com o início das atividades humanas no interior da bacia, aumentando para  $6,0 \text{ mm ano}^{-1}$ ;
- O espaço de acomodação atual nesse estuário é relativamente pequeno, devendo seu preenchimento, iniciado a cerca de 5000 anos atrás, ocorrer em 3 séculos, assumindo-se um nível médio do mar estacionário nesse período. Esse intervalo de tempo pode ser ainda reduzido caso se mantenha a taxa de sedimentação estuarina e ocorra a redução nos deflúvios atuais na barragem Santa Helena.

*Agradecimentos* – Ao apoio financeiro do CNPq (Processo nº 140128/2008-5); à CAPES, pela concessão da bolsa de pesquisa; ao Departamento de Sedimentologia – UFBA, sempre pela logística laboratorial e pelo incentivo dos companheiros, em especial, ao Prof. Félix Ferreira de Farias; à Companhia de Polícia de Proteção Ambiental (COPPA) do Estado da Bahia, pelo apoio na etapa de mapeamento da lavras; ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada – UFBA, pelas análises isotópicas; ao Núcleo de Estudos Ambientais – UFBA, pela refrigeração dos testemunhos; à Carolina de A. Poggio e Taoan S. Franklin, pela ajuda durante as amostragens de campo, e a Felipe Moraes, pela ajuda com a confecção dos mapas.

## LISTA DE TABELAS E FIGURAS

Tabela 1 - Atividades de  $Pb^{210}$  total,  $Ra^{226}$  e  $Pb^{210}$  excesso encontrados até 0,33 m de profundidade no testemunho coletado no estuário do Jacuípe.

Profundidade (m)	$[Pb^{210}]_{total}$ (Bq kg <sup>-1</sup> )	$[Ra^{226}]$ (Bq kg <sup>-1</sup> )	$[Pb^{210}]_{exc}$ (Bq kg <sup>-1</sup> )
0,01	158,00	14,90	143,10
0,02	161,00	17,20	144,80
0,03	169,60	16,90	152,70
0,04	144,30	16,20	128,70
0,05	151,80	15,50	136,30
0,06	149,90	14,90	135,80
0,07	133,10	15,10	118,00
0,08	115,60	12,70	102,90
0,09	93,50	12,10	81,40
0,10	116,30	15,80	100,50
0,11	109,80	13,70	96,70
0,12	114,10	17,00	97,10
0,13	116,80	16,00	100,80
0,14	95,60	15,20	80,40
0,15	112,20	16,20	96,00
0,16	104,50	14,60	89,90
0,17	96,00	14,40	87,60
0,18	99,80	12,60	87,20
0,19	97,70	12,30	85,40
0,20	81,10	14,70	66,40
0,21	62,60	16,40	66,20
0,22	80,90	14,30	66,60
0,23	50,50	14,50	46,00
0,24	46,41	12,79	33,62
0,25	33,45	11,86	21,59
0,26	56,84	11,61	25,23
0,27	33,90	13,31	20,59
0,28	25,00	9,36	15,64
0,29	19,94	10,01	9,93
0,30	18,85	9,81	9,04
0,31	18,99	10,36	8,63
0,32	17,46	10,82	6,64
0,33	19,51	13,67	5,84

Tabela 2 - Taxas de sedimentação em ambientes estuarinos, utilizando-se radionuclídeos de  $Pb^{210}$ ,  $Cs^{137}$  e  $C^{14}$  em alguns estuários no mundo.

Estuário	País	Taxas de sedimentação registradas (mm ano <sup>-1</sup> )	Referências
Cananéia (SP)	Brasil	5,0 – 10,0	(Saito <i>et al.</i> 2001)
São Francisco (SE-AL)	Brasil	16,6	(Santos 2007)
Caravelas (BA)	Brasil	6,68	(Neto 2008)
Ho Havn	Dinamarca	1400 (anos A.P.) = 9 1340-970 (anos A.P.) = 0,3 300 (anos A.P.) = 1,2	(Madsen <i>et al.</i> 2007)
Vermelho	Vietnã	3,0 – 14,0	(Van Santen <i>et al.</i> 2007)
Brahmaputra	Índia	14,7	(Goodbred & Kuehl 1998)
Tagus	Portugal	<u>Testemunho 1</u> 5150 (anos A.P.) = 0,1 2100 (anos A.P.) = 0,4 150 (anos A.P.) = 5,0 <u>Testemunho 2</u> 8100 - 7500 (anos A.P.) = 7,0 7500 - 5750 (anos A.P.) = 1,5	(Van der Schriek <i>et al.</i> 2007)
Vigo	Espanha	2001 e 484 (anos A.P.) = 1,1 484 (anos A.P.) e atual = 4,4	(Perez-Arlucea <i>et al.</i> 2005)
Ravenglass / Windscale	Inglaterra	2 – 7	(Aston & Stanners 1981)
Scheldt	Bélgica	<u>Testemunho 1</u> = 13 - 17 <u>Testemunho 2</u> = 8,4 – 9,0	(Zwolsman <i>et al.</i> 1993)
Hudson	Estados Unidos	13 1	(Woodruff <i>et al.</i> 2001) (McHugh <i>et al.</i> 2004)

Tabela 3 - Estimativa de preenchimento calculada a partir das taxas de sedimentação e dos espaços de acomodação do estuário do Jacuípe.

Volume estuarino (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	$\omega$ (mm ano <sup>-1</sup> )	$\omega \cdot A$ (m <sup>3</sup> )	Preenchimento estuarino (em anos)
Total 6,77	6,04	37568	180
	3,70	23014	294
Inframaré 1,96	6,04	12261	160
	3,70	7511	261
Pb <sup>210</sup> <sub>média</sub>	4,90	9947	197

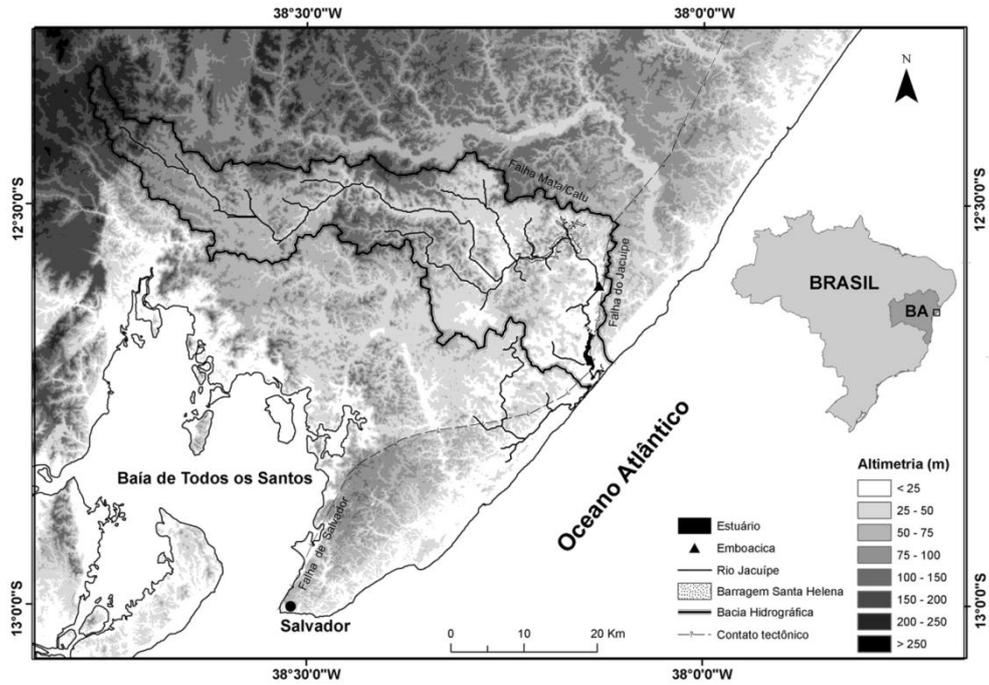


Figura 1 – Modelo digital de terreno (INPE 2010) delineando a bacia hidrográfica do rio Jacuípe e, ao final desta, a zona estuarina. Notar que a drenagem do rio Capivara Grande mesmo fazendo parte da bacia foi diminuída para efeito de análise, uma vez que seu deságue ocorre já próximo da foz do Jacuípe e fora da área de cobertura do testemunho (localizado mais a montante).

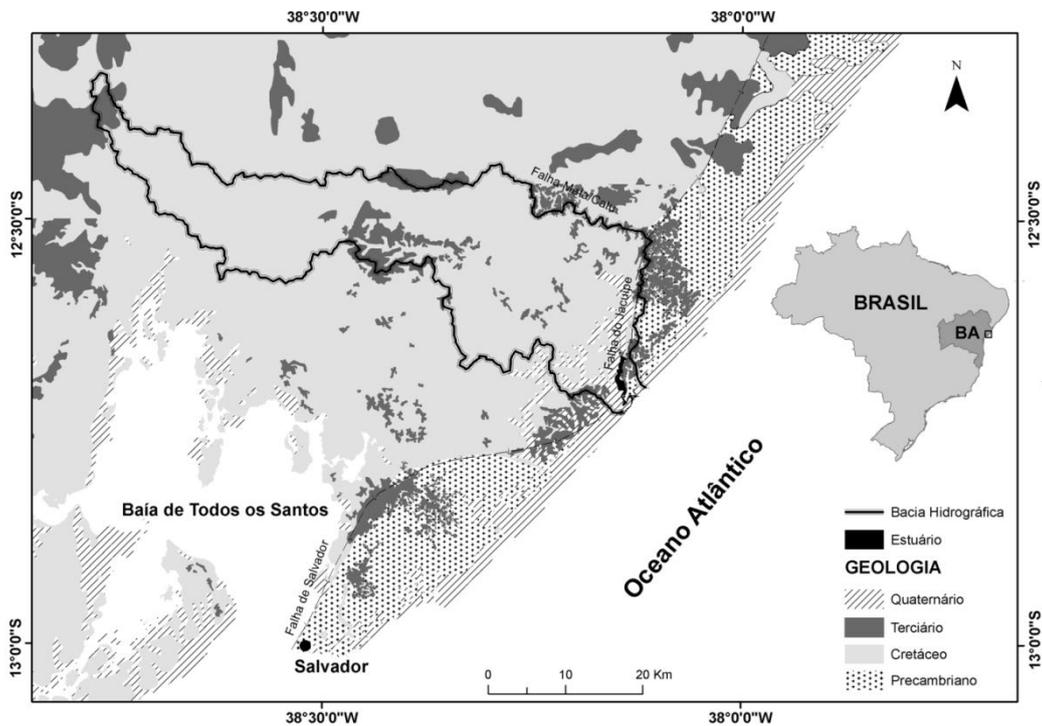


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da bacia do rio Jacuípe (depois de Martin *et al.* 1980; Lima *et al.* 1981; Barbosa & Domingues 1996). Notar o estuário do Jacuípe instalado no limite tectônico entre a bacia do Recôncavo (Cretáceo) com o embasamento cristalino (Precambriano).

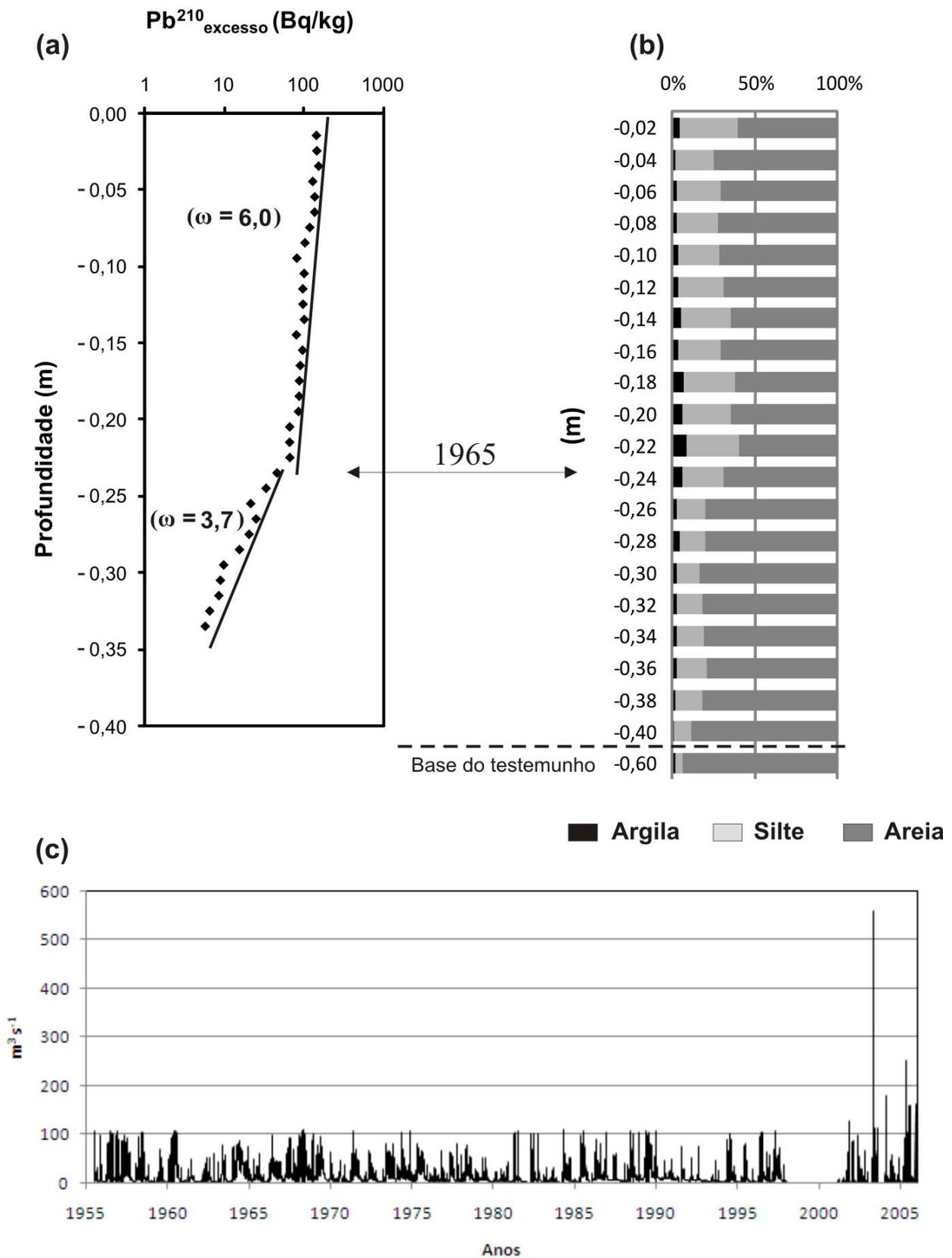


Figura 3 – (a) Taxas de sedimentação do estuário do Jacuípe, (b) distribuição granulométrica e (c) a descarga fluvial do rio Jacuípe entre 1955 e 2005.



Figura 4 – Imagens aéreas do estuário do Jacuípe (a) praticamente sem ocupação humana e (b) atualmente urbanizada. Os polígonos referem-se as áreas de maior adensamento populacional.

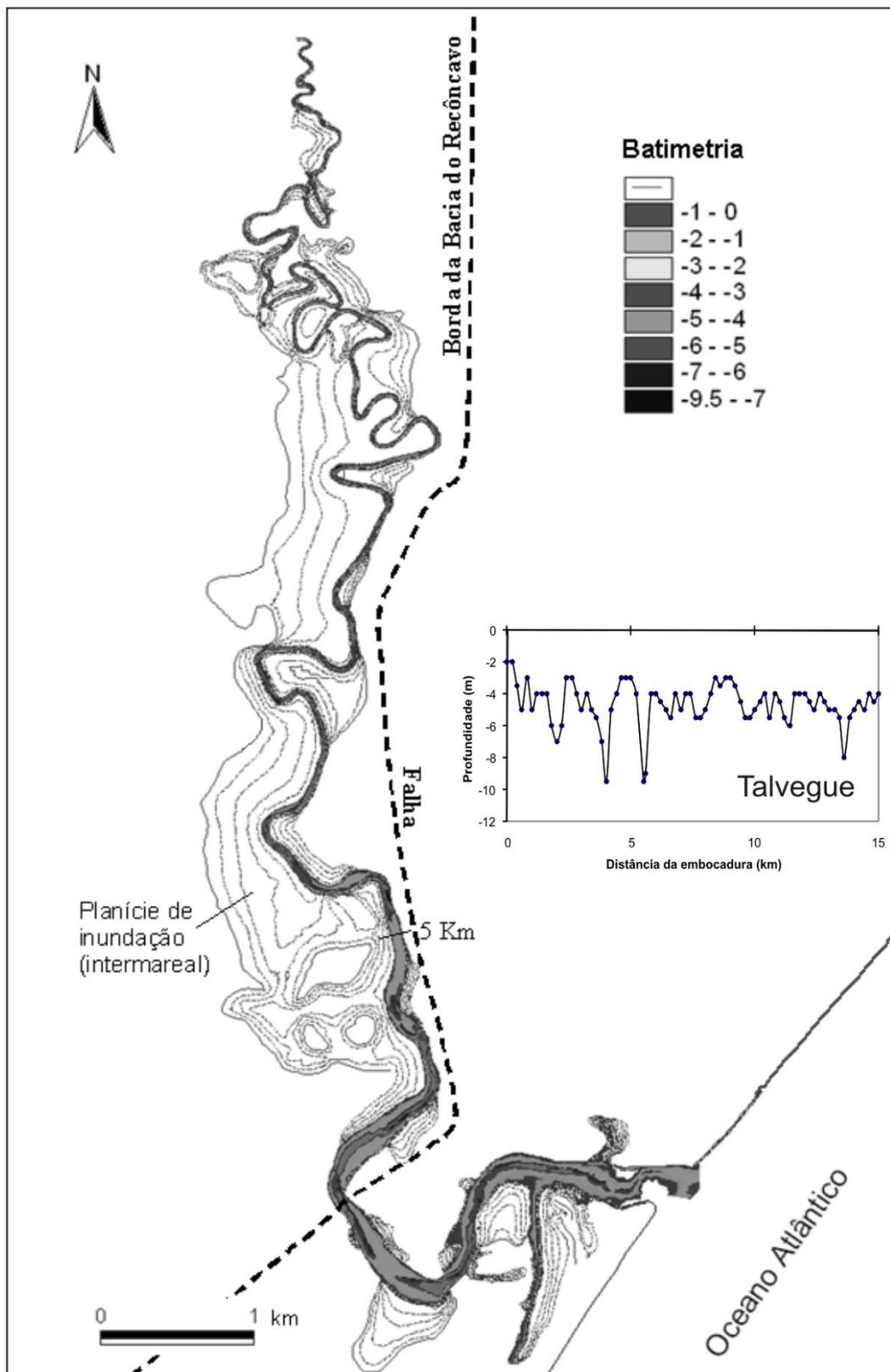


Figura 5 – Mapa batimétrico do estuário do Jacuípe, com detalhe para o perfil longitudinal retirado do talvegue do canal principal.



Figura 6 – (a) Situação da ocupação humana atual no baixo curso da bacia hidrográfica do Jacuípe (imagem original: Google Earth<sup>Pro</sup>, 2007) e (b) destaque para um grande número de lavras de areia e argila nas sub-bacias dos rios Capivara Grande e Capivara Pequeno.