



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**TESE DE DOUTORADO**

**DETECÇÃO DE MUDANÇA E SEDIMENTAÇÃO NO ESTUÁRIO  
DO RIO COREAÚ**

**Tese apresentada por:**

**SUZAN WALESKA PEQUENO RODRIGUES**

**Orientador: Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA)**

**BELÉM  
2014**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

---

Rodrigues, Suzan Waleska Pequeno, 1983-  
Detecção de mudança e sedimentação no estuário do Rio Coreá / Suzan  
Waleska Pequeno Rodrigues. – 2014.  
xvi, 106 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho  
Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,  
Belém, 2014.

1. Sensoriamento remoto - Coreá, Rio (CE). 2. Sedimentação e depósitos  
- Coreá, Rio (CE). 3. Estuários. I. Título.

CDD 22. ed. 621.3678098131

---



**Universidade Federal do Pará**

**Instituto de Geociências**

**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**DETECÇÃO DE MUDANÇA E SEDIMENTAÇÃO NO  
ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ**

TESE APRESENTADA POR:

**SUZAN WALESKA PEQUENO RODRIGUES**

Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutora em Ciências na área de  
GEOLOGIA

Data de aprovação: 02/09/2014

Banca Examinadora:

Prof. PEDRO WALFIR MARTINS e SOUZA FILHO  
(orientador - UFPA)

Prof. LUÍS PARENTE MAIA  
(Membro – UFC)

Prof. VENERANDO EUSTÁQUIO AMARO  
(Membro – UFRN)

Prof. NILS EDVIN ASP NETO  
(Membro – UFPA/ BRAGANÇA)

Prof. JEAN-MICHEL LAFON  
(Membro – UFPA)

*Aos meus pais, Waldete e Salatiel,  
meus irmãos Thanan, Walesson e Rejane,  
pelo amor incondicional e incentivo infinito.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus, pela dádiva da vida, por todas as pessoas que colocou em meu caminho e pela finalização desta Tese.

Aos meus pais: Waldete e Salatiel; irmãos: Thanan, Walesson e Rejane; tios: Walmir, Waldomir, Tereza e Heloisa, por estarem sempre a meu lado, amo vocês infinitamente.

Gostaria também de agradecer, com grande satisfação, as seguintes instituições, pesquisadores e colegas:

À Universidade federal do Pará (UFPA), o qual passei grande parte da minha vida acadêmica; ao Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, onde cursei o mestrado e agora o Doutorado; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da Bolsa de Doutorado e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa sanduíche para o estágio realizado na Universidade de Washington (UW).

Ao meu orientador, professor Pedro Walfir, pela orientação ao longo de grande parte da minha vida acadêmica, e grandes conselhos fornecidos no desenvolvimento desta Tese.

Aos professores: Cláudio Lamarão, Alexandre Casseb, Francisco Berredo e Odete Silveira, por gentilmente terem assinado a carta de avaliação para a bolsa sanduíche.

Aos professores: Alberto Figueiredo, Jean Lafon, Luís Maia pelas observações e sugestões dadas em minha qualificação, assim como os dados fornecidos sobre a área pela UFC.

Aos colegas do Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) e da UFPA, o qual convivi grande parte da minha graduação e pós-graduação: Helenice Silva, Lorival Junior, Cléa Araújo, Glenda Carvalho, Afonso Quaresma, Sheila Teixeira, Wilson Nascimento, Paulo José, Edson Pereira, Francisco Costa, Márcio Sousa, Susane Rabelo, Michele Cougo, Diogo Santos, Luiza Reis e Tainã.

Aos professores Charles Nittrouer e Andrea Ogston pela enorme ajuda e atenção durante minha estadia na UW, me acolhendo como parte do grupo de pesquisa.

Aos colegas do grupo de sedimentologia UW: Katie Boldt, Richard Hale, Emily Eidam, Dan Nowacki, Aaron Fricke e Kristie Lee pela atenção e grande ajuda com o processamento das amostras.

Aos alunos do LIOG da UFPA, que me ajudaram com a sub-amostragem, assim como as pessoas que me ajudaram no trabalho de campo em Camocim-CE: Josué, Rafael, Afonso e Wilson.

Por fim agradeço a todos aqueles que me ajudaram direta e indiretamente, e que por ventura possa ter esquecido de citar nomes.

*“Os melhores resultados na vida são normalmente atingidos  
por meios simples e o exercício de qualidades comuns.  
Estes podem, por sua maior parte, ser resumido em dois:  
bom senso e perseverança”*

**Owen Feltham**

## RESUMO

O uso de novas técnicas para estudar a evolução e preenchimento de vales incisos tem fornecido, ao longo dos anos, importantes resultados para entendermos como foi a evolução costeira brasileira. Neste contexto, esta tese teve como objetivo estudar a evolução do estuário do rio Coreaú, localizado no estado do Ceará, em diferentes escalas temporais, seja “Eventual” (meses, anos), “Engenharia”(anos, décadas) e “Geológica” (centenas, séculos, milênios), proposta por Cowell et al. (2003), com intuito de avaliar se as transformações/alterações ao longo dos anos foram significativas ou não. Como resultados, obteve-se no primeiro objetivo, utilizando técnicas de sensoriamento remoto, a partir de imagens dos sensores TM, ETM<sup>+</sup> e OLI do satélite Landsat 5,7 e 8 e LISS-3 do satélite ResourceSat-1 de 1985 a 2013, uma alteração mínima em relação a transformações morfológicas ao longo do estuário nos últimos 28 anos (entre as escalas Eventual e de Engenharia), houve neste período um acréscimo de 0,236 km<sup>2</sup> (3%) de área, não trazendo sigificativas mudanças para o estuário. Em relação a taxa de sedimentação, correspondente ao segundo bjetivo, a partir da coleta de 9 testemunhos, de até 1 m de profundidade e utilizando o radionuclídeo <sup>210</sup>Pb, ao longo do estuário, obteve-se uma taxa que variou de 0,33 cm/ano a 1 cm/ano (escalas entre Engenharia e Geológica) próximo a foz do estuário, e com uma rápida sedimentação percebida na margem leste do rio, onde encontram-se sedimentos mais recentes em relação a margem oeste. Em relação ao preenchimento, terceiro e último objetivo, a partir da amostragem de testemunhos de até 18 m de profundidade, utilizando o amostrador Rammkernsonden (RKS), foram gerados perfis e seções estratigráficas que ajudaram a entender o preenchimento do vale inciso do estuário do rio Coreaú e entender que trata-se de um estuário fluvio-marinho, preenchendo os vales formados no Grupo Barreiras nos últimos 10.000 anos antes do presente.

Estas análises e resultados servirão como base para comparação com outros estuários, sejam fluviais, fluvio-marinhos ou marinhos, para entendermos melhor quais os possíveis eventos que dominaram a sedimentação ao longo da costa brasileira em diferentes escalas.

**Palavras-chaves:** Sensoriamento Remoto. Vale nciso. Estuário. Taxa de sedimentação, Manguezais.

## ABSTRACT

The use of new techniques to study the evolution and filling incised valleys has provided, over the years, important results was to understand how the coastal evolution of the Brazilian coastal zone. In this context, this thesis aimed to study the evolution of the estuary Coreaú River, located in the state of Ceará, in different time scales, is "Possible" (months, years), "Engineering" (years, decades) and "Geology" (hundreds, centuries, millenio), proposed by Cowell et al (2003), with the goal to assess whether changes /alterations over the years were significant or not in the estuary. As a result, we obtained the first goal, using remote sensing techniques from image sensor TM, ETM<sup>+</sup> and OLI of Landsat 5, 7 and 8 and sensor LISS-3 of satellite ResourceSat-1 from 1985 to 2013, a change minimal in relation to morphological changes along the estuary in the last 28 years (between Possible scales and Engineering), there was an increase in this period of 0.236 km<sup>2</sup> (3%) of the area, not bringing significant changes to the estuary. Regarding sedimentation rate, corresponding to the second goal, from the collection of nine witnesses, up to 1m deep and using radionuclídeo <sup>210</sup>Pb along the estuary, we obtained a rate that ranged from 0,33 cm/year 1 cm/year (between scales Geological and Engineering) near the mouth of the estuary, and with a quick sedimentation perceived on the east bank of the river, where there are younger sediments toward the west margin. Regarding the fulfillment, third and final goal from the sampling of testimonials to 18 m depth, using the sampler Rammkernsonden (RKS), profiles and stratigraphic sections that helped understand filling the valley section of the estuary of the Coreaú river were generated and that it is a fluvial-marine estuary, filling the valleys formed in group Barriers in the last 10.000 years before present.

These analyzes and results serve as a basis for comparison with other estuaries, either fluvial, fluvio-marine or marine, to better understand what the possible events that dominated sedimentation along the coast of Brazil at diferent scales.

**Keywords:** Remote Sensing. Subsection valley. Estuary. Sedimentation rate. Mangroves.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO 1:

Figura 1.1. Eventos espaciais geológicos baseados na escala temporal proposta por Cowell et al., 2003). .....	2
---	---

### CAPÍTULO 2:

<b>Figura 2.1.</b> Representação esquemática das definições de estuário de acordo com Pritchard (1967) (A) e definições de estuário proposta por Dalrymple et al. (1992) (B) e (C). .....	5
<b>Figura 2.2.</b> Representação dos tipos de maré: (A) maré semidiurna; (B) maré mista e (C) Maré diurna; (D) passagem da maré ao longo de um estuário (Pethick, 1984 depois de Hayes 1975). A largura da faixa hachurada representa a frequência da ocorrência. ....	6
<b>Figura 2.3.</b> Classificação dos estuários baseada em parâmetros morfológicos, sedimentológicos e oceanográficos (Reinson, 1992).....	7
<b>Figura 2.5.</b> Curvas dos níveis relativos do mar nos últimos 7000 anos de vários trechos do litoral brasileiro (Suguio et al. 1985).....	9
<b>Figura 2.6.</b> Modelo de evolução geológica das planícies costeiras das regiões leste e nordeste do litoral brasileiro durante o Quaternário, com destaque para a sedimentação das rochas do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras. Adaptado de Suguio <i>et al</i> in Sousa et al. (2009).....	11
<b>Figura 2.7.</b> Histórico de lançamento da série Landsat e duração de funcionamento.....	13

### CAPÍTULO 3:

<b>Figura 3.1.</b> Mapa de localização da área de estudo. ....	17
<b>Figura 3.2.</b> Localização da Zona Costeira do Nordeste baseada na divisão de (A) Zemruscki et al. (1972) e Palma (1984) e (B) Tessler e Mahiques (2003).....	19
<b>Figura 3.3.</b> Litoral nordestino (imagem SRTM). Linhas tracejadas representam divisão das bacias hidrográficas, linhas finas e contínuas representam drenagem (Dominguez, 2009). ....	19
<b>Figura 3.4.</b> Principais bacias hidrográficas, com ênfase para as bacias que deságuam na zona costeira do nordeste brasileiro (ANA, 2006). A paleta de cores de elevação não está legível.....	20
<b>Figura 3.5.</b> Mapa geológico sintético da margem continental e porção emersa adjacente do Estado do Ceará (Silva Filho et al., 2007). ....	21
<b>Figura 3.6.</b> Espacialização e quantificação das sub-bacias do estado do Ceará (COGERH, 2003 e Paulino & Fuck Jr, 2001). ....	22
<b>Figura 3.7.</b> Mapa geológico esquemático da bacia do Coreaú. Fonte: CPRM , 2003 e INESP, 2009. ....	23

<b>Figura 3.8.</b> (A) Imagem Spot do estuário do rio Coreau, (B) Mapa geomorfológico e (C) Principais fluxos de matéria e energia responsáveis pelos processos morfogenéticos .....	26
<b>Figura 3.9.</b> Gráfico da temperatura média anual do intervalo de 2005 a 2011, estação 46-sensor-3-Camocim. FUNCEME, 2012:.....	26
<b>Figura 3.10.</b> (A) Perfil médio diário, (B) Perfil médio mensal e (C) direção do vento em Camocim a 60m de altura (Lira et al., 2011). .....	27

#### CAPÍTULO 4:

<b>Figura 4.1.</b> Fluxograma com as etapas de execução de PDI nas imagens de 1985 a 2013. ....	29
<b>Figura 4.2.</b> Fluxograma apresentando as etapas e análises após coleta dos sedimentos. ....	38
<b>Figura 4.3.</b> (A) Localização dos pontos amostrados. (B) Esquema para amostragem e subamostragem dos testemunhos na área de estudo, utilizando o <i>Push Corer</i> .....	39
<b>Figura 4.4.</b> (A) Aparelho de raio-x. (B) Esquema mostrando o imageamento com o Sistema Controle de Diagnóstico de Raio-X portátil (UW/SO/EUA). ....	40
<b>Figura 4.5.</b> Fluxograma representativo das etapas de processamento dos filmes negativos de raio x. (A) Pseudocor - etapas 1 e 2 (azul); (B) Contraste e transformação IHS-RGB, etapas 1,2,3 (verde). ....	41
<b>Figura 4.6.</b> Fluxograma com as etapas realizadas nas amostras da área estudada. ....	43
<b>Figura 4.7.</b> (A) Equipamentos: Martelo a percussão ( <i>rammkernsonden</i> ), amostrador de 1m e sistema hidráulico- para retirada dos amostradores. (B) Localização dos pontos amostrados e das seções transversais e longitudinal. ....	44

#### CAPÍTULO 5:

<b>Figura 5.1.</b> Área classificada de manguezal e tanques de cultivo (fazenda de camarão e salinas) com suas respectivas áreas.....	49
<b>Figura 5.2.</b> Detecção de mudança no manguezal do estuário do rio Coreau.....	52
<b>Figura 5.3.</b> Detecção de mudança total no manguezal (1985-2013) .....	55

#### CAPÍTULO 6:

<b>Figura 6.1.</b> (A) Totais de precipitação (mm) e vazão média anual ( $m^3/s$ ), no estuário do Rio Coreau Tendências, nas ultimas três décadas, dos totais anuais de precipitação (mm) em azul e vazão ( $m^3/s$ ); (B) Periodograma das séries mencionadas onde se destacam dois sinais, sendo: um de 3-4 anos, provavelmente associado aos eventos ENSO, mais evidente nos totais de precipitação, e outro de 10 anos. ....	57
---	----

<b>Figura 6.2.</b> Os destaques coloridos identificam as áreas de maior correlação entre as anomalias de precipitação e de TSM das citadas bacias oceânicas, a saber: Atlântico Norte, ATLN (50W-20W; 10N-25N), Atlântico Sul, ATLS (30W-0; 20S-5S) e Pacífico Equatorial, PACEq (150W-90W; 5S-5N). .....	58
<b>Figura 6.3.</b> (A) Variabilidade anual da precipitação total de Camocim-SE e da TSM (média do período de Fevereiro à Maio), de cada ano. As anomalias de TSM - aTSM (°C), são referentes às bacias: a) Atlântico Norte – aatLN; b) Atlântico Sul-aatlS e c) Pacífico Equatorial – aPaceq. Os números, na extremidade de cada barra, indicam o ano de ocorrência da anomalia de precipitação servindo, também, como referência para as anomalias de TSM. (B) Correlação linear entre as anomalias de precipitação de Camocim e anomalias de TSM, para: a) Atlântico Norte; b) Atlântico Sul e c) Pacífico Equatorial. Coeficientes de correlação, dispostos no canto superior direito, são significativos ao nível de 99,9%, para (a) e (c), e 95% para (b), no Teste t-Student.....	59
<b>Figura 6.4.</b> Relação entre a precipitação e os dipolos na área estudada. ....	60
<b>Figura 6.5.</b> <i>Scree-plot</i> das 4 componentes principais. ....	62
<b>Figura 6.6.</b> Gráfico <i>Loading plot</i> representando a espacialização das variáveis em relação às componentes principais 1 e 2.....	62

## CAPÍTULO 7:

<b>Figura 7.1</b> (A) Mapa de Detecção de mudança no estuário do rio Coreau com a localização dos 9 pontos amostrados (B) zoom (verde) com a evolução de uma pequena ilha (Imagens dos sensores do Landsat composição 453 RGB para todas as imagens com excessão do ano de 2013 - 675 RGB). ...	65
<b>Figura 7.2</b> Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos (A) TX1 e (B) TX2. ....	67
<b>Figura 7.3.</b> Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos Tx3, Tx6, Tx8 e Tx9. ....	68
<b>Figura 7.4.</b> Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos TX2, TX4 e TX7.	69
<b>Figura 7.5.</b> (A) Localização dos pontos amostrados para a taxa de sedimentação e (B) zoom da área coletada com a representação espacial da velocidade de sedimentação.....	71

## CAPÍTULO 8:

<b>Figura 8.1.</b> Mapa com a localização dos pontos amostrados a partir do amostrador RKS, e o posicionamento das seções transversais S1, S2 e S3 e longitudinal L1.....	73
<b>Figura 8.2.</b> Fotografia dos testemunhos representando as principais fácies encontradas na área de estudo. Pa/D= Praia arenosa/Dunas; Ap=Apicum; PL/Mz= Planície lamosa/Manguezal; BE=Baía	

estuarina; BAS=Barras arenosas de submaré; Pd=Paleodunas ; DCF= Delta de cabeceira fluvial; CF= Canal fluvial; GB= Grupo Barreiras. Os depósitos alternam fácies representativas de ambiente fluvial (direita), sobrepostas por fácies transgressivas estuarinas (meio) e à esquerda, recobertos por fácies progradantes de planícies lamosas (manguezal) e a esquerda ambiente eólico (dunas).....	74
<b>Figura 8.3.</b> (A) Litoral cearense evidenciando o estuário do rio Coreaú e fotografias de campo das dunas (B) e da praia arenosa da ilha Carapebas (Ilha do Amor) (C). .....	75
<b>Figura 8.4.</b> Fotografia de campo evidenciando o apicum em contato com o manguezal (Ilha Carapebas). (A) Sul da ilha e (B) Norte da Ilha.....	76
<b>Figura 8.5.</b> Fotografias de campo ao longo do rio Coreaú. (A) Vegetação de mangue e (B) Manguezal adulto (margem oeste), (C) Planície lamosa/Manguezal e (D) Manguezal (Margem leste). .....	77
<b>Figura 8.6.</b> Seção transversal A-B e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas dos testemunhos CMRK1-C1, C2 e C3.....	78
<b>Figura 8.7.</b> Seção transversal C-D e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK2-C1; C2; C3 e C4 .....	80
<b>Figura 8.8.</b> Seção transversal E-F e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK3-C1; C2 e C3. ....	81
<b>Figura 8.9.</b> Seção longitudinal G-H e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK-L1; L2; L3; L4, L5 e L6. ....	84
<b>Figura 8.10.</b> (A) seção estratigráfica transversal e longitudinal do vale inciso do rio Coreaú e (B) zoom mostrando a localização dos pontos coletados na área de estudo. ....	87
<b>Figura 8.11.</b> (A) Bloco diagrama (esquemático) com a distribuição dos principais ambientes da área de estudo (B) seção longitudinal esquemática a-a` e (C) seção transversal esquemática b-b` .....	89

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO 2:

Tabela 2.1. Características dos satélites da série Landsat.....	13
---	----

### CAPÍTULO 4:

Table 4.1. Características das imagens .....	30
Tabela 4.2. Padrão planimétrico e erro das classes A, B e C.....	32
Tabela 4.3. Fórmulas para análise do PEC (Camargo et al., 2007) .....	32
Tabela 4.4. Regras para classificação (descritores e algoritmos) usados para o processo de decisão 1, 2 e 3.....	33
Table 4.5. Árvore de processamento utilizado na elaboração do processamento de detecção de mudanças.....	34
Tabela 4.6. Período dos dados adquiridos de pluviosidade e vazão do Rio Coreáú.....	35
Tabela 4.7. Esquema de classificação das séries históricas de precipitação e da TSM usando-se o método dos percentis (ou quantis). .....	36

### CAPÍTULO 5:

Tabela 5.1. Detecção de mudança nas áreas de manguezal (km <sup>2</sup> ). .....	49
Tabela 5.2. Interpretação do índice Kappa. ....	50
Tabela 5.3. Alterações naturais e artificiais no manguezal do rio Coreáú em km <sup>2</sup> . ....	53

### CAPÍTULO 6:

Tabela 6.1. Determinação dos anos chuvosos e secos, obtido através dos percentis de precipitação e Vazão. ....	57
Tabela 6.2. Principais componentes das variáveis estudadas .....	61

**LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

- A.P.** - Antes do presente  
**ANA** – Agência Nacional de Águas  
**CPRM** - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais  
**CPTEC** – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
**ETM<sup>+</sup>** - *Enhanced Thematic Mapper Plus*.  
**FUNCEME** - Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos  
**GCP** - *Ground Control points*  
**GPS** - *Global Positioning System*  
**ICP** – *Independent Check points*  
**INESP** - Instituto de Ensino Superior e Pesquisa  
**INPE** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
**ISRO** - Organização Indiana de Pesquisa Espacial  
**ITZC** - *Intertropical Convergence Zone*  
**LAIT** – Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido  
**LANDSAT** - *Land Remote Sensing Satellite*  
**LISS** - *Linear Imaging Self-Scanner*  
**MMA** – Ministério de Meio Ambiente  
**MSS** - *Multispectral Scanner System*  
**NASA** - National Aeronautics and Space Administration  
**OLI** - *Operacional Terra Imager*  
**PDI** – Processamento digital de imagens  
**PEC**- Padrão de Exatidão Cartográfica  
**PIXEL** - *Picture X Elements*  
**RBV** - *Return Beam Vidcon*  
**RMSE** - *Root Mean Square Error*  
**SAR**- *Synthetic Aperture Radar*  
**SIG**- Sistema de Informação Geográfica  
**SRH** - Secretaria dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará  
**SRTM** - *Shuttle Radar Topography Mission*  
**TIRS** - *Thermal Infrared Sensor*  
**TM** - *Thematic Mapper*  
**TSM** – Temperatura da Superfície do Mar  
**UFPA** – Universidade Federal do Pará  
**WIFS** - *Wide Field Sensor*

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>v</b>
<b>EPÍGRAFE</b> .....	<b>vi</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	<b>ix</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</b> .....	<b>xiv</b>
<b>CAPÍTULO 1: CONSIDERAÇÕES INICIAIS</b> .....	<b>1</b>
1.1. INTRODUÇÃO.....	1
1.2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	2
<b>CAPITULO 2: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>4</b>
2.1. SISTEMA ESTUARINO .....	4
2.2. ZONA COSTEIRA BRASILEIRA .....	7
<b>2.2.1. Erosão costeira no Brasil</b> .....	<b>7</b>
<b>2.2.2 Flutuações do nível do mar</b> .....	<b>8</b>
2.3. FASES EVOLUTIVAS DAS PLANÍCIES BRASILEIRAS .....	10
2.4. SENSORIAMENTO REMOTO .....	12
<b>2.4.1. Sistemas Landsat</b> .....	<b>12</b>
2.4.1.1. Sensores TM, ETM+ e OLI.....	14
2.4.2. Satélite IRS- P6 ou ResourceSat-1 .....	14
2.4.2.1. Sensor LISS-III, LISS-IV e WIFS.....	15
<b>2.4.3. Processamento digital de imagens - PDI</b> .....	<b>15</b>
<b>CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS GERAIS DA REGIÃO ESTUDADA</b> .....	<b>17</b>
3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	17
3.2. ZONA COSTEIRA DO NORDESTE - Contexto regional.....	18
<b>3.2.1. O Setor Nordeste brasileiro</b> .....	<b>20</b>
3.3. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO .....	20
3.4. ÁREAS ADJACENTES.....	22
<b>3.4.1. Bacia hidrográfica</b> .....	<b>22</b>
3.5. PLANÍCIE FLÚVIO-MARINHA DO RIO COREAÚ .....	24
3.6. ASPECTOS METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS.....	24
3.7. CARCINICULTURA NO BRASIL - Região nordeste.....	27

<b>CAPITULO 4: MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS</b> .....	28
4.1. SENSORIAMENTO REMOTO ( <i>atende ao objetivo específico: item 1</i> ) .....	28
4.1.1. Dados de sensores remotos .....	29
4.1.2. Processamento Digital de Imagens.....	30
4.1.3. Segmentação orientada a objeto e classificação.....	32
4.1.4. Detecção de mudanças a partir da classificação orientada a objeto .....	34
4.2. VARIAÇÕES DE ANOMALIA DE TSM – DO OCEANO ATLÂNTICO E PACÍFICO, PRECIPITAÇÃO, VAZÃO E DINÂMICA DAS ÁREAS DE MANGUEZAL ( <i>atende ao objetivo específico: item 1</i> ) .....	34
4.2.1. Processamento de dados de anomalia de TSM, pluviosidade e vazão .....	35
4.3. ESTUDO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO LAMOSA ( <i>atende ao objetivo específico: item 2</i> ).....	37
4.3.1. Análise dos sedimentos.....	38
4.3.1.1. Coleta dos sedimentos com o <i>Push Core</i> .....	38
4.3.2. Análise radiográfica por Raio-X .....	39
4.3.3. Análise Granulométrica dos Sedimentos.....	41
4.3.4. Quantificação da acumulação de sedimentos – <sup>210</sup> Pb .....	42
4.4. EVOLUÇÃO DO PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO DURANTE O QUATERNÁRIO ( <i>atende ao objetivo específico: item 3</i> ).....	42
4.4.1. Análise dos sedimentos.....	42
4.4.1.1. Coleta com o RKS ( <i>Rammkernsonde</i> ).....	43
4.4.1.2. Subamostragem de Sedimentos coletados pelo RKS .....	43
4.4.1.3. Análise granulométrica.....	45
4.4.1.3. Análise geocronológica .....	45
4.4.1.4. Análise faciológica .....	45
<b>CAPÍTULO 5: DETECÇÃO DE MUDANÇAS EM UM ESTUÁRIO DE CLIMA SEMI-ÁRIDO A PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO .</b> .....	46
5.1. INTRODUÇÃO.....	46
5.2. RESULTADOS .....	48
5.2.1. Mapeamento da floresta de manguezal, tanques de carcinicultura e salinas.....	48
5.2.2. Análise da acurácia.....	50
5.2.3. Detecção de mudança .....	50
5.3. DISCUSSÃO.....	53
5.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	55
<b>CAPÍTULO 6: INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DE ANOMALIA DE TSM DO ATLÂNTICO E DO PACÍFICO NA PRECIPITAÇÃO, VAZÃO E DINÂMICA DAS ÁREAS DE MANGUEZAL DO ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ, NORDESTE DO BRASIL</b> .....	56

6.1. INTRODUÇÃO.....	56
6.2. RESULTADOS .....	56
<b>6.2.1. Análise dos dados de Anomalias, pluviosidade e vazão para o estuário do Rio Coreau</b> .....	56
6.2.1.1. Tendência e Regime Pluviométrico.....	56
6.2.1.2. Variabilidade Interanual .....	58
<b>6.2.2. Classificação e quantificação das alterações no manguezal</b> .....	60
<b>6.2.3. Análise de Principais Componentes (APC)</b> .....	60
6.3. DISCUSSÃO.....	63
6.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	63
<b>CAPÍTULO 7: TAXA DE ACUMULAÇÃO DE SEDIMENTO NO ESTUÁRIO DO RIO COREAU, NORDESTE DO BRASIL</b> .....	64
7.1. INTRODUÇÃO.....	64
7.2. RESULTADOS .....	64
<b>7.2.1. Taxa de sedimentação no estuário do rio Coreau – <sup>210</sup>Pb</b> .....	64
7.3. DISCUSSÃO.....	71
7.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	71
<b>CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO E PREENCHIMENTO DO VALE INCISO DO ESTUÁRIO DO RIO COREAU NO QUARTENÁRIO.</b> .....	73
8.1. INTRODUÇÃO.....	73
8.2. RESULTADOS .....	73
<b>8.2.1. Descrição das associações de fácies</b> .....	74
8.2.1.1. Praias arenosas/Dunas (Pa/D).....	75
8.2.1.2. Apicum (Ap).....	76
8.2.1.3. Planície de maré lamosa/Manguezal (PL/Mz).....	76
8.2.1.4. Barra arenosa de submaré (BAS) .....	77
8.2.1.5. Paleodunas (Pd) .....	77
8.2.1.6. Delta de cabeceira fluvial (DCF).....	79
8.2.1.7. Baía estuarina (BE).....	79
8.2.1.8. Canal fluvial (CF).....	79
<b>8.2.2. Interpretação das associações de fácies</b> .....	82
<b>8.2.3. Preenchimento do vale inciso do rio coreau</b> .....	85
8.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	89
<b>CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES</b> .....	91

# CAPÍTULO 1: CONSIDERAÇÕES INICIAIS

## 1.1. INTRODUÇÃO

O litoral brasileiro possui extensão de 7.408 km, diversificando-se entre a desembocadura do Rio Oiapoque ao Arroio Chuí (Schaeffer-Novelli et al. 2000), com diversos ecossistemas, que variam entre campos de dunas, ilhas, recifes, costões rochosos, baías, estuários, brejos, falésias, praias, lagunas e manguezais. Dentro deste contexto, se destacam ao longo do litoral brasileiro diversos estuários com áreas superiores a 100 km<sup>2</sup> no Brasil (Lessa, 2005), sendo 17 localizados no estado do Ceará (Farias, 2006). Estes estuários desenvolvem-se entre os ambientes fluvio-marinhos e podem ser dominados por rios, marés e ondas. Estuários dominados por ondas apresentam caracteristicamente um pontal arenoso transversal à desembocadura e uma energia baixa na porção média, onde há a tendência ao acúmulo de lama. Por sua vez, estuários dominados por marés têm barras arenosas longitudinais ao fluxo fluvial e canais meandrantés na porção intermediária (Dalrymple et al. 1992). A área estimada para o manguezal é de 25.000 km<sup>2</sup> no litoral brasileiro dos 150.000 km<sup>2</sup> presentes no mundo (Spalding et al. 2010). A respeito da ampla ocorrência dos manguezais e sua já descrita habilidade de reter sedimentos finos e promover sedimentação, alguns estudos têm descrito a sedimentologia (Allison et al. 1995; Allison & Kepple, 2001; Walsh & Nittrouer, 2004) e a dinâmica sedimentar (Behling & Costa, 2004; Costa et al. 2004; Furukawa et al. 1997; Souza Filho et al. 2006) de manguezais em detalhe, particularmente em áreas com interação entre as descargas fluviais e os processos marinhos que incluem as marés e ondas. Os processos atuais de transporte e transformação que ocorrem nestes ambientes são bastante complexos, abrangendo uma ampla gama de escalas de tempo e espaço (Perillo, 1995). Em termos de escala geológica este ambiente é efêmero, com tempo de existência dependente do balanço entre as taxas de sedimentação e as taxas de elevação/descida do nível do mar (Dyer, 1997).

A zona costeira passa por diversas transformações ao longo dos anos, estas transformações são produtos de processos morfodinâmicos que funcionam de modo contínuo e cíclico em diferentes escalas espaciais e temporais, influenciados diretamente pelo tempo e intensidade de um determinado fenômeno (Carter & Woodroffe, 1994; Cowell e Thom, 1994). Neste contexto, a evolução de ambientes costeiros precisa ser compreendida em escalas de tempo geológico (acima de 100 anos), uma vez que elas controlam as tendências nos movimentos e na morfologia litorânea que têm importância nas escalas de tempo do gerenciamento; em escalas de tempo histórico, relacionados a eventos sazonais a seculares; escala de evento (dias a anos), relacionada a modificações em escala

espacial de 80 a 800 m; e em escala instantânea que envolvem mudanças ocorridas a curto período de tempo como por exemplos as ondas, marés e tempestades (Cowell et al. 2003). Assim, o presente trabalho pretende contribuir para o entendimento da evolução quaternária do estuário do rio Coreaú, na costa nordeste do Brasil, através da compreensão da dinâmica da linha de costa utilizando imagens de sensores remotos de resolução espacial moderada, da determinação da taxa de sedimentação lamosa em ambiente de planície de maré e proposição de modelo de preenchimento sedimentar para o vale inciso do estuário do rio Coreaú, associado aos eventos de variação do nível relativo do mar ocorridos durante o Quaternário. A Figura 1.1 sintetiza os objetivos desta tese apresentados na seção abaixo.

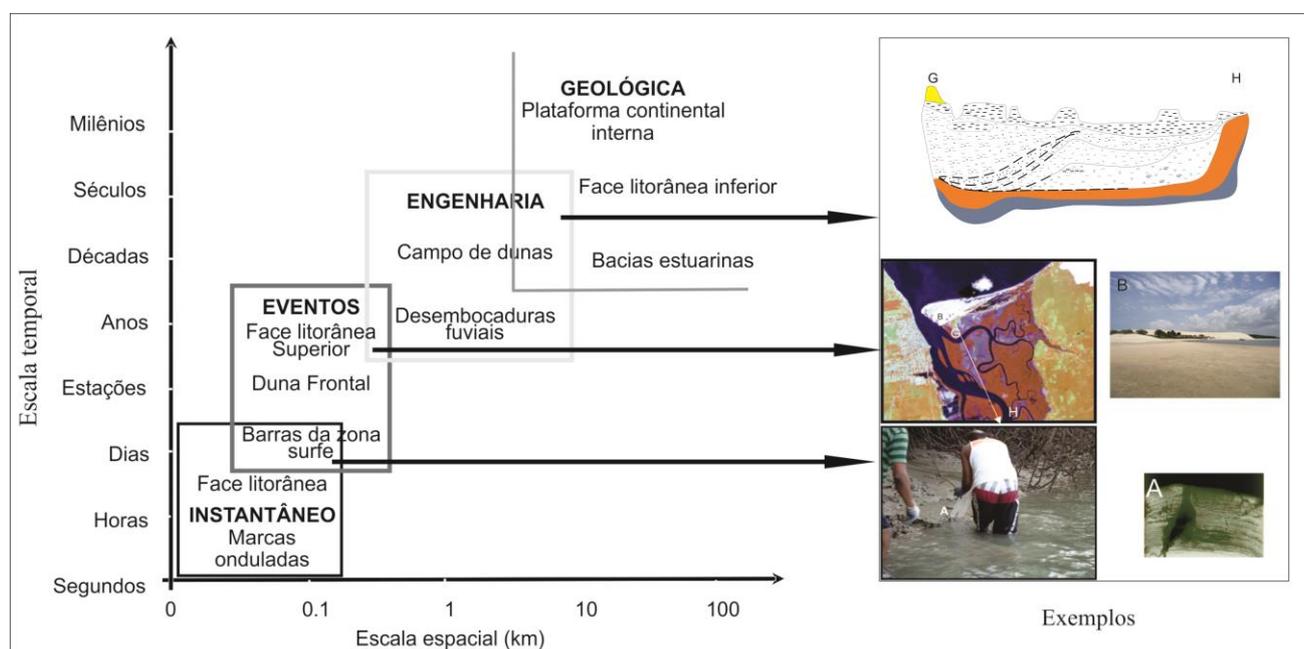


Figura 1.1. Eventos espaciais geológicos baseados na escala temporal proposta por Cowell et al. (2003).

## 1.2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE

Os objetivos propostos nesta tese são: 1) reconhecer e quantificar as alterações no manguezal ao longo do rio Coreaú nos últimos 30 anos, a partir de imagens de sensores orbitais, em relação as variabilidades climáticas, hidrológicas e antropológicas; 2) calcular a taxa de acumulação de sedimentos, no depósito lamoso de intermaré, ao longo do estuário do rio Coreaú, para investigar se nos dias atuais ocorre ou não progradação lamosa costeira; e 3) propor um modelo de evolução deposicional do estuário do rio Coreaú dos últimos 10.000 anos.

A tese é composta por nove capítulos. O Capítulo 1 apresenta as considerações iniciais da tese com as justificativas e os objetivos da mesma, bem como sua organização. O Capítulo 2 aborda a fundamentação teórica sobre os estuários e o sensoriamento remoto. O Capítulo 3 faz uma descrição dos diferentes aspectos da área em estudo. O capítulo 4 aborda os materiais e métodos utilizados para resolver os objetivos propostos. Os resultados obtidos na tese são abordados nos capítulos 5, 6, 7 e 8, onde optou-se organizar os capítulos por tema analisado, os quais possuem uma introdução ao tema, os resultados e as considerações finais do capítulo. O Capítulo 5 apresenta dados sobre a detecção de mudanças a partir de técnicas de sensoriamento remoto em um estuário de clima semi-árido. O Capítulo 6 analisa a influência das variações de anomalias de TSM, na precipitação, vazão e dinâmica do manguezal nos últimos 25 anos. O Capítulo 7 analisa a taxa de sedimentação na planície de maré lamosa do estuário do rio Coreaú. No Capítulo 8 é proposto um modelo de evolução deposicional do estuário do rio Coreaú durante os últimos 10.000 anos. No Capítulo 9 é apresentada as conclusões desta tese. Por fim, são listadas as referências bibliográficas utilizadas neste trabalho.

## CAPITULO 2: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. SISTEMA ESTUARINO

Diferentes definições surgiram para se determinar e classificar um estuário (Dalrymple et al. 2007; Yoshida et al. 2007). Uma das definições mais clássicas adotadas na oceanografia física é a de que um estuário é um corpo de água costeiro semifechado, com uma livre ligação com o oceano aberto (Figura 2.1 A), no interior do qual a água do maré mensuravelmente diluída pela água doce, oriunda da drenagem continental (Pritchard, 1955; Cameron & Pritchard, 1963). Como esta definição abrange apenas a região de influência do mar ou zona de mistura, outras definições surgiram, ora destacando a presença de três zonas ao longo do estuário: estuário inferior ou marinho, estuário médio ou de mistura, estuário superior ou fluvial (Dionne, 1963), ora destacando a influência da intrusão da salinidade e a da maré do rio (Harleman et al. 1977). Outras definições passaram a incorporar a gênese geológica e os processos regionais que contribuem para a formação de ambiente estuarino, intrinsecamente ligado as características geomorfológicas e fisiográficas encontradas na natureza (Kjerfve et al. 1987). Posteriormente, classificação relacionada aos processos costeiros, sua evolução e as variações do nível do mar foram apresentadas por Dalrymple et al. (1992). Este é o conceito mais utilizado na literatura geológica atualmente e tem se baseado na interação entre o prisma de maré, ondas e a descarga fluvial (Figura 2.1 C e D), responsáveis pela geração dos diferentes tipos de circulação, morfologia, sedimentação e evolução costeira (Yoshida et al. 2007).

Segundo Perillo (1995), a propagação da onda de maré pode representar o principal mecanismo físico de circulação no ambiente estuarino. A penetração da maré é fundamental na renovação e mistura das massas d'água, na distribuição de sal, sedimentos e nutrientes aos estuários.

A altura da maré pode variar de poucos centímetros a vários metros ao longo da costa, sendo classificadas em: micromaré (< 2 metros), mesomaré (2 e 4 metros), macromaré (4 e 6 metros) e hipermaré (> 6 metros), dependendo da zonação latitudinal (Hayes, 1975). O regime de marés nos estuários podem ser: diurna, semidiurna ou mista (Figura 2.2 A, B e C). Normalmente os estuários apresentam o tipo semidiurna, sendo observadas variações entre os períodos de enchente e de vazante, relacionadas com a circulação geral das águas e conseqüentemente com a sua fisiografia e geomorfologia (Figura 2.2 D). Correntes de deriva litorânea induzidas por ondas são importantes para a dinâmica costeira, pois elas podem transportar sedimentos por quilômetros, paralelamente à costa, através da incidência oblíqua das ondas no litoral (Hayes, 1975).

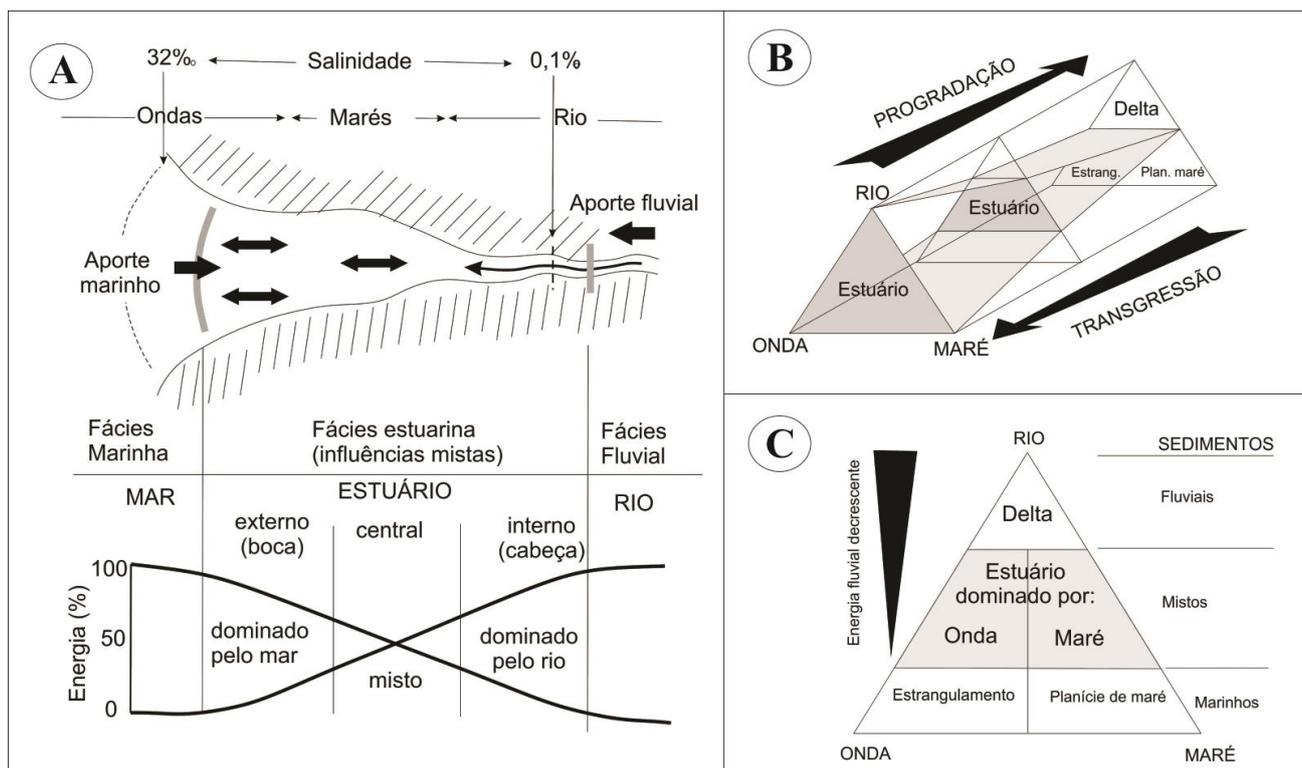


Figura 2.1. Representação esquemática das definições de estuário de acordo com Pritchard (1967) (A) e definições de estuário proposta por Dalrymple et al. (1992) (B) e (C).

A diferença de densidade entre a água fluvial e marinha é responsável pela circulação gravitacional no estuário, sendo as diferenças de nível entre o rio e o oceano (maré) e a atuação dos ventos outros dois fatores muito importantes na mistura e formação dos gradientes longitudinal e vertical de densidade e salinidade em estuários (Day et al. 1989).

A Figura 2.2 apresenta exemplos de cada um dos três tipos de maré, utilizando três dias de registros maregráficos de: Hampton Roads, Virgínia; São Francisco, Califórnia; e Pensacola, Flórida. A linha horizontal em cada curva representa o nível médio do mar e a intensidade da subida e descida da maré acima e abaixo do nível médio do mar é indicada pela escala à esquerda.

A dimensão de um estuário, varia entre as escalas pequena a média, em relação ao oceano adjacente, e para a maioria dos estuários o seu comprimento ( $L$ ) é maior do que a largura ( $B$ ). Entre a cabeceira e a boca, a salinidade varia entre a água fluvial (praticamente zero) e a região costeira adjacente ( $S_0$ ), gerando um gradiente longitudinal médio com intensidade  $S_0/L$ . O efeito dessa propriedade termalina é dominante sobre a densidade (Miranda et al. 2002).

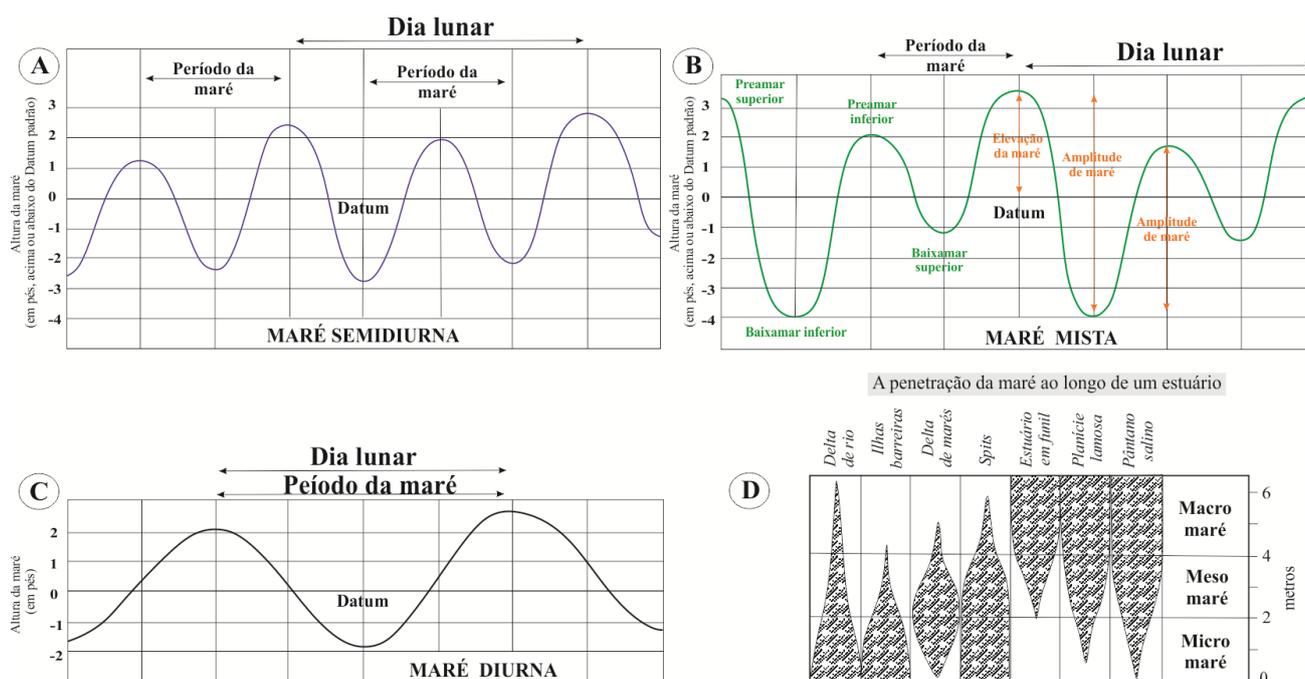


Figura 2.2. Representação dos tipos de maré: (A) maré semidiurna; (B) maré mista e (C) Maré diurna; (D) passagem da maré ao longo de um estuário (Pethick, 1984 depois de Hayes, 1975). A largura da faixa hachurada representa a frequência da ocorrência.

Tendo como base que a interação entre o volume total de água salgada (prisma de maré) e a descarga de água doce são responsáveis pela geração dos diferentes tipos de circulação e padrões sedimentares, o prisma de maré que circula em um estuário submetido a micro e mesomares aumentaria de acordo com a área superficial do estuário; enquanto que naqueles dominados por macromares, os efeitos da descarga fluvial seriam contidos. A partir destas considerações Reinson (1992), propôs uma classificação de estuários baseado na morfologia e sedimentologia (Figura 2.3).

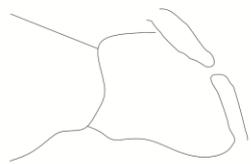
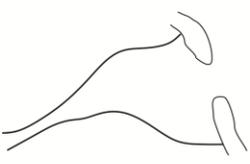
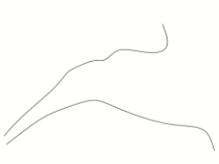
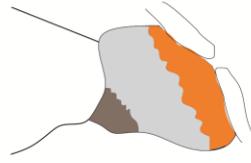
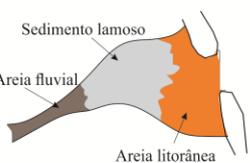
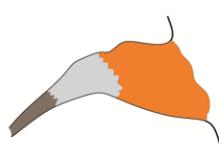
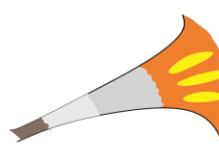
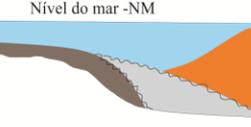
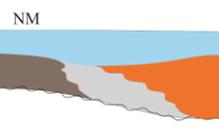
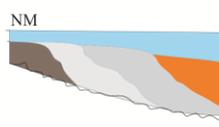
	Dominado por onda			Dominado por maré
	LAGUNAR	PARCIALMENTE FECHADO	DE FOZ ABERTA	DE MARÉ
CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA	PARALELO À LINHA DE COSTA 	PARALELO OU NORMAL À LINHA DE COSTA 	NORMAL À LINHA DE COSTA 	NORMAL À LINHA DE COSTA 
FAIXA DE MARÉ	MICROMARÉ	MICRO A MESOMARÉ	MESOMARÉ A MACROMARÉ	MACROMARÉ
PADRÃO DE CIRCULAÇÃO	PARCIALMENTE MISTURADO	PARCIALMENTE MISTURADO A BEM ESTRATIFICADO		HOMOGÊNIO
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS				
SEÇÃO AXIAL				
EXEMPLOS	Great Sound, New Jersey	Miramichi, New Brunswick	Girond	Broad Sound, Australia

Figura 2.3. Classificação dos estuários baseada em parâmetros morfológicos, sedimentológicos e oceanográficos (Reinson, 1992).

## 2.2. ZONA COSTEIRA BRASILEIRA

A zona costeira brasileira compreende uma faixa de 8.698 km de extensão e largura variável, contemplando um conjunto de ecossistemas contíguos sobre uma área de 324.000 km<sup>2</sup>. Inclui 17 estados da federação: Amapá, Pará, Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, e cerca de 400 municípios, onde vive 25% da população brasileira, distribuídas em uma densidade média de 121 hab./km<sup>2</sup>, seis vezes superior à média nacional (20 hab./km<sup>2</sup>) (MMA, 2008).

### 2.2.1. Erosão costeira no Brasil

A erosão costeira no Brasil é atribuída a diferentes fatores naturais e a diversas intervenções antrópicas (Souza, 2009). Suas principais causas naturais são provenientes de diversos fatores como:

dinâmica de circulação costeira que apresentam centros de divergência de células de deriva litorânea em determinados locais fracamente fixos da linha de costa (efeito "foco estável"); intervenções na deriva litorânea resultante, causada por fenômenos climáticos meteorológicos intensos; elevações do nível relativo do mar de curto período devido a efeitos combinados da atuação de sistemas frontais e ciclones extratropicais, marés astronômicas de sizígia e elevações sazonais do nível do mar; morfodinâmica praial; efeito "molhe hidráulico"; depósitos de sobrelavagem; obstáculos fora da praia (barras arenosas, ilhas, arenitos de praia e recifes); balanço sedimentar atual negativo originado por processos naturais individuais ou combinados (Souza et al. 2005; Souza, 2009).

As causas antrópicas podem ser influenciadas pela urbanização da orla, com destruição de dunas e/ou impermeabilização de terraços marinhos holocênicos e eventual ocupação da pós-praia; armadilhas de sedimentos associadas à implantação de estruturas artificiais, devido à interrupção de células de deriva litorânea e formação de pequenas células; conversão de terrenos naturais da planície costeira em áreas urbanas (manguezais, planícies fluviais/ e lagunares) gerando impermeabilização dos terrenos e mudanças no padrão de drenagem costeira (perda de fontes de sedimentos); a exploração indiscriminada de areia de dunas, pós-praia e antepraia, para a construção civil e aterros, agrava seriamente o déficit de sedimentos nas praias e acelera seu processo de emagrecimento (Cunha, 2005).

### **2.2.2 Flutuações do nível do mar**

As flutuações do nível do mar na costa brasileira foram realizadas com base em evidências sedimentológicas e paleoecológicas. As evidências sedimentológicas principais são duas gerações de terraços marinhos situados acima do nível atual de deposição e por antigas gerações de *beach rocks* (arenitos de praia). Outras evidências constatadas como as denominadas ecológicas consistem de incrustação de vermitídios, conchas de ostras e ouriços encontrados em níveis mais elevados que seu habitat natural e que permitem uma boa reconstrução da antiga posição do nível do mar (Suguio et al. 1985; Martin et al. 1986; Dominguez et al. 1992). Partindo destas evidências e associada ao estudo detalhado da geomorfologia costeira, foi determinada a evolução paleogeográfica da planície costeira e a reconstrução da curva de flutuação do nível do mar (Dominguez et al. 1992)

O nível elevado mais recente apresenta uma consolidada determinação, devido a grande quantidade de datações por radiocarbono (Suguio et al. 1985). O máximo desta transgressão foi definido como de 5.100 anos Antes do presente, com o nível relativo do mar alcançando entre 3 e 5 m acima do atual (Figura 2.5). Nos últimos 3.900 anos acompanhou-se um período de regressão quando o nível marinho atingiu cotas mais baixa do zero atual, assim, um terceiro evento transgressivo se

desencadeou, sendo considerado mais antigo do que a Penúltima Transgressão, denominado Transgressão Mais Antiga, marcada por uma rápida elevação do nível relativo do mar, chegando a atingir 3,5 m. Após esse período houve mais um evento regressivo, seguido por outro transgressivo por volta de 2.500 A.P, nível médio do mar atingiu o máximo de 2,5 m acima do atual. Desde então, teve início um processo regressivo lento e gradual até atingir o nível médio atual (Bittencourt et al. 1979; Martin et al. 1986; Dominguez et al. 1992).

No Brasil foram reconhecidos três níveis do mar acima do atual no setor leste brasileiro que foram denominadas por Bittencourt et al. (1979), como transgressão antiga (>120.000 anos), penúltima transgressão (= 120.000 anos) e última transgressão (5.000 anos).

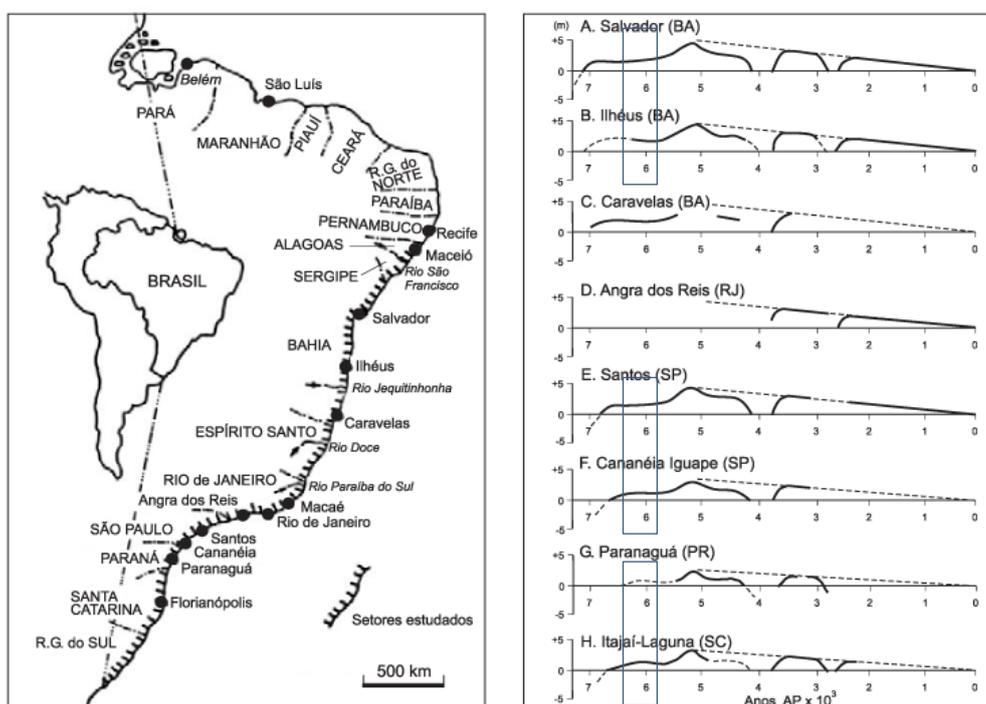


Figura 2.5. Curvas dos níveis relativos do mar nos últimos 7000 anos de vários trechos do litoral brasileiro (Suguio et al. 1985).

Trabalhos mais recentes tem evidenciado a influência destas variações, na região nordeste do Brasil, eles relatam a presença de flutuações quaternárias do nível do mar, a partir de características geomorfológicas, marinhas e geológicas presentes na zona costeira (Maia, 1993; Morais, 2000; Meireles et al. 2001; Meireles e Silva, 2002; Bezerra et al. 2003; Caldas et al. 2006).

Para o nordeste estudos feitos por Bezerra et al. (2003) relatam sobre a história do nível do mar na costa do Rio Grande do Norte, com base em 48 datações pelo método de radiocarbono, usando o modelo relativo de mudança do nível médio para essa região apresenta uma ascensão relativamente rápida, ficando entre 7.100-5.800 anos A.P., mantendo-se estável até aproximadamente

os 5.000 anos A.P., com elevação em torno de 2.5 - 4.0 m, o que ocasionou um recuo do litoral na região. O nível do mar baixou imediatamente e elevou-se outra vez há 2.100 - 1.100 anos A.P., tendo por resultado um segundo recuo do litoral no Holoceno (Ferreira et al. 2011).

### 2.3. FASES EVOLUTIVAS DAS PLANÍCIES BRASILEIRAS

Segundo Suguio et al. (1985) as flutuações do nível relativo do mar contribuíram para a evolução das planícies brasileiras, estas foram divididas em oito fases evolutivas: Sedimentação da Grupo Barreiras, Máximo da transgressão antiga, Sedimentação da Formação Continental Pós-Barreiras, Máximo da penúltima transgressão e construção de terraços marinhos pleistocênicos, máximo da última transgressão, construção de deltas interlagunares e construção de terraços marinhos holocênicos, estas fases são válidas para os trechos entre Recife (PE) e Macaé (RJ) (Figura 2.6).

De acordo com estudos de Maia (1993), Morais (2000), Meireles (2001), Meireles & Silva (2002), Meireles et al. (2005), Meireles (2011) para a costa cearense, as oito fases evolutivas destacadas anteriormente, seriam restritas a cinco, adequando-se melhor as particularidades locais, como por exemplo as baixas latitudes e sazonalidade climática. A Fase I (18 a 22 Ma), refere-se ao plioceno superior, quando o nível do mar atingiu cotas superiores a 6,0 m acima da cota de maré máxima atual, com a presença de regolitos depositados nos sopés das montanhas, na forma de leques aluviais, e sequencialmente sedimentados na faixa litorânea (Grupo Barreiras), com mudança para um clima mais árido e escassez de vegetação. A Fase II (120.000) refere-se a penúltima transgressão marinha, quando o nível do mar encontrava-se até 90 m abaixo do atual, e sedimentos depositados na fase anterior foram erodidos, causando o afogamento de rios, sendo estes transformados em estuários e lagunas costeiras. A Fase III (123.000 A.P.) representa o máximo da penúltima transgressão, quando o nível do mar alcançou cota de aproximadamente 3 m acima do nível do mar atual. Durante esta fase ocorreu a construção dos terraços marinhos e formação de extensas planícies costeiras (Martin et al. 1986). A Fase IV (7.000 a 2.000 A.P.) refere-se ao final da última transgressão, ou transgressão holocênica (flandriana), quando o nível do mar alcançou aproximadamente 3 m acima do nível atual. A planície costeira pleistocênica do Ceará, de acordo com Morais (2000), foi parcialmente destruída, afogando a rede de drenagem instalada sobre os terraços pleistocênicos, favorecido principalmente pela descida acentuada do nível da base anterior, sendo afogada e gerando o aparecimento de vales escavados no Grupo Barreiras. A Fase V- refere-se ao último processo de

regressão marinha que se deu de forma gradual e proporcionou a criação de terracos marinhos holocênicos. O Nível relativo do mar alcança a cota atual.

As rochas sedimentares do Grupo Barreiras situadas no litoral do Ceará e Rio Grande do Norte apresentam idades do Mioceno (Suguiu et al. 1985). Lima et al. (2007) e Lima (2008) realizaram estudos em óxidos e hidróxidos de ferro detríticos e óxidos e hidróxidos de ferro e manganês autigênicos pelos métodos (U-Th)/He e  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  para definir a idade desta formação. Os resultados  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  mostraram que os sedimentos do Grupo Barreiras, já estavam depositados e intemperizando há  $13,6\pm 1,4$  Ma e que este intemperismo se estendeu até  $7,7\pm 0,4$  Ma. Já os resultados de (U-Th)/He revelaram que os sedimentos já estavam depositados há  $17,8\pm 1,8$  Ma e que o processo de ferruginização se estendeu até  $7,5\pm 0,8$  Ma, consistente com os resultados de  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ . Em resumo, as rochas do Grupo Barreiras, no litoral leste do Ceará, teriam idades do Mioceno inferior, entre 18 Ma (Burdigaliano) e 22 Ma (Aquitânico).

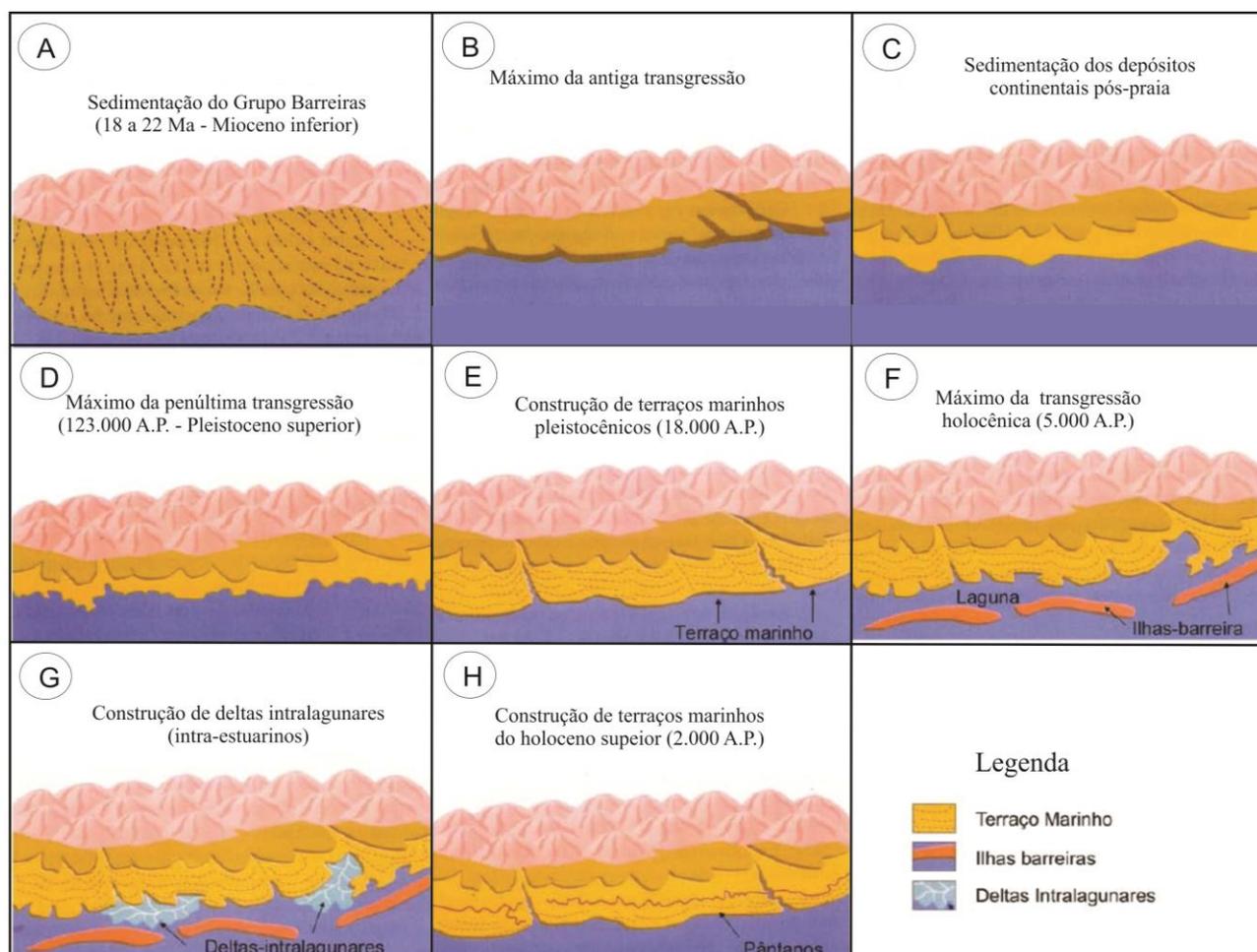


Figura 2.6. Modelo de evolução geológica das planícies costeiras das regiões leste e nordeste do litoral brasileiro durante o Quaternário, com destaque para a sedimentação das rochas do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras. Adaptado de Suguiu *et al* in Sousa et al. (2009).

## 2.4. SENSORIAMENTO REMOTO

Os elementos fundamentais para um sistema de sensoriamento remoto são: o objeto de estudo, a radiação eletromagnética e o sensor. Existem dois tipos de sensores: ativos e passivos, estes sensores podem ser posicionados em qualquer nível de aquisição seja terrestre, aéreo ou orbital. Os sensores ativos não dependem de uma fonte natural, pois liberam sua própria energia e recebem de volta após interagir com o alvo. Os sensores passivos precisam de uma fonte de energia natural para que interaja com o alvo, para só assim captar a energia refletida ou emitida (Novo, 1989, 1992).

Uma das características importantes dentro dos sensores remotos são as resoluções, elas são denominadas de: resolução espacial - capacidade do sensor em dividir ou resolver os elementos na superfície terrestre; resolução espectral - capacidade do sensor em operar em várias e estreitas bandas espectrais; resolução radiométrica- está relacionada ao nível de quantização ou sensibilidade do sensor em detectar pequenas variações radiométricas; e resolução temporal- definida em função do tempo de revisita do sensor para um mesmo ponto da superfície terrestre (Novo et al. 1989).

### 2.4.1. Sistemas Landsat

O sistema Landsat faz parte de um programa de Levantamento de Recursos Terrestres lançado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em 1972, com intuito de mapear a superfície da Terra de forma contínua, ele foi chamado inicialmente de ERTS-1 e após o lançamento do Landsat-2 em 1975, foi então renomeado de Landsat-1. Foram lançados ainda o Landsat-3 em 1978, Landsat 4 em 1982, Landsat-5 em 1984, Landsat-6 (perdido) em 1993, Landsat-7 em 1999 e Landsat-8 em 2013. Abaixo esquema da história e duração do sistema Landsat (Figura 2.7).

As principais características dos satélites da série Landsat estão representados na tabela 2.1.

Tabela 2.1. Características dos satélites da série Landsat

Missão	<i>Land Remote Sensing Satellite (LANDSAT)</i>							
Instituição responsável	<i>National Aeronautics and Space Administration (NASA)</i>							
Satélite	LANDSAT 1	LANDSAT 2	LANDSAT 3	LANDSAT 4	LANDSAT 5	LANDSAT 6	LANDSAT 7	LANDSAT 8
Situação atual	27/07/1972	22/01/1975	05/03/1978	16/07/1982	01/03/1984	05/10/1993	15/04/1999	11/02/2013
Lançamento	Inativo (06/01/1978)	Inativo (02/1982)	Inativo (03/1983)	Inativo (1993)	Ativo	Falha no lançamento	Inativo (2003)	Ativo
Órbita/Altitude	Polar/917km	Polar/917km	Polar/917km	Polar/705km	Polar/705km	x	Polar/705km	Polar/705km
Inclinação	99°	99°	99°	98,20°	98,20°	x	98,3°	98,20°
Tempo de órbita duração de órbita	103,27 min	103,27 min	103,27 min	98,20 min	98,20 min	x	98,9 min	98,20 min
Horário de passagem	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:15 A.M.	9:45 A.M.	9:45 A.M.	x	10:00 A.M.	10:00 A.M.
Período de revisita	18 dias	18 dias	18 dias	16 dias	16 dias	x	16 dias	16 dias
Instrumentos Sensores	RBV e MSS	RBV e MSS	RBV e MSS	MSS e TM	MSS e TM	ETM+	ETM+	OLI e TIRS

Nos três primeiros satélites (Landsat 1, 2 e 3), o sistema MSS foi colocado em órbita a uma altitude de 920 Km. Para dar uma volta em torno da Terra estes satélites gastavam 103 minutos e 27 segundos, totalizando, ao final de um dia, 14 faixas imageadas com largura de 185 km. Os satélites possuíam uma órbita síncrona com o sol com um ângulo de inclinação em relação ao equador de  $99^{\circ}11'$ , fazendo com que a órbita fosse quase polar em torno da Terra. A configuração da órbita dos três primeiros satélites foi estabelecida de tal modo que, a cada 18 dias, o sistema MSS imageava a mesma região da superfície terrestre, que havia sido imageada há 18 dias atrás, atribuindo assim uma resolução temporal ao sistema de 18 dias.

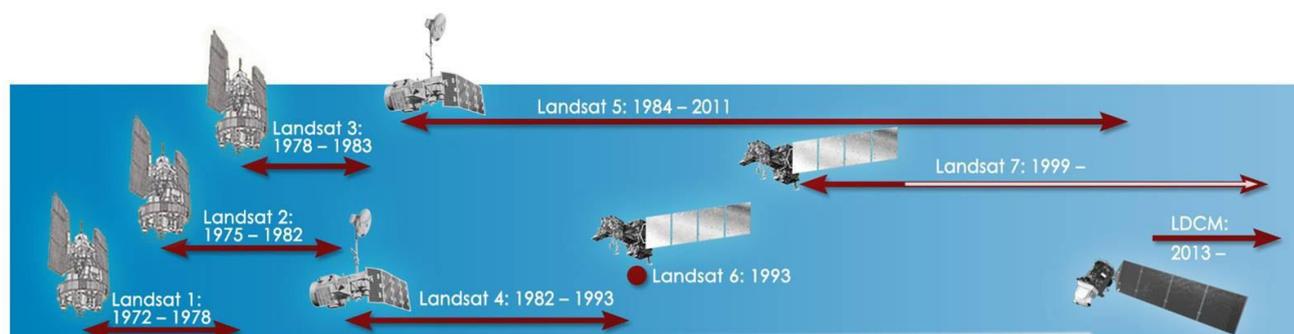


Figura 2.7. Histórico de lançamento da série Landsat e duração de funcionamento.

#### 2.4.1.1. Sensores TM, ETM+ e OLI

O sensor *Thematic Mapper* (TM) foi lançado em 1984 juntamente com o satélite Landsat-5, este sensor foi desenvolvido para atender a demanda de coleta de dados geoambientais, substituindo o *Return Beam Vidcon* (RBV) locado no Landsat-4. O sensor TM possui uma resolução espacial de 30 m, enquanto o *Multispectral Scanner System* (MSS) que também está a bordo do Landsat-5 possui 79 m. A melhor resolução espacial permite uma melhor análise visual, comportando um número maior de bandas, permitindo assim uma melhor resolução espectral (Richards, 1993).

O sensor *Enhancement Thematic Mapper Plus* (ETM<sup>+</sup>), desenvolvido para substituir o sensor TM, foi lançado em 1999, apresentando como melhorias a inserção de uma banda pancromática de resolução espacial de 15 m e uma banda termal com uma resolução espacial de 60 m, enquanto que a banda termal do sensor TM era de 120 m. Como melhoria constatou-se o aprimoramento na geometria de imageamento, o que resulta numa maior precisão em imagens corrigidas apenas a partir de dados de efemérides de satélite geradas pelo GPS de bordo, muito próxima da precisão obtida com imagens georreferenciadas com pontos de controle cartográficos.

O *Operational Terra Imager* (OLI), foi desenvolvido para substituir o ETM<sup>+</sup> sendo lançado em 2013. O sensor possui nove bandas com resolução espacial que varia de 30 metros para as multiespectrais, 15 m para a pancromática e 100 m para as termais. Possui como novidade uma banda chamada de ultra-azul, útil para estudos costeiros e aerossol, uma banda chamada de cirrus, útil para a detecção de nuvens.

A resolução temporal para os três sensores é de 16 dias, enquanto a resolução radiométrica é de 8 bit para as multiespectrais do TM e ETM<sup>+</sup> e de 12 bits para as bandas do OLI.

#### 2.4.2. Satélite IRS- P6 ou ResourceSat-1

Em 17 de outubro de 2003, o satélite indiano de sensoriamento remoto ResourceSat-1 foi lançado em uma órbita héliosíncrona a uma altitude de 817 km pela Organização Indiana de Pesquisa Espacial (ISRO). O ResourceSat-1 é o mais avançado satélite construído pela ISRO, trazendo continuidade para os atuais programas IRS-1C e 1D e melhorando significativamente a qualidade dos dados. O ResourceSat-1 possui três sensores: *Linear Imaging Self-Scanner* (LISS-IV e LISS-III) e *Wide Field Sensor* (WIFS), fornecendo imagens com 5.8, 23.6 m, e 56 m de resolução espacial respectivamente, nas bandas pancromáticas e multiespectral, para uma maior variedade de aplicação.

#### 2.4.2.1. Sensor LISS-III, LISS-IV e WIFS

O sensor LISS-III foi desenvolvido em duas versões: a primeira a bordo dos satélites IRS-1C e IRS-1D, operando em quatro comprimentos de onda e oferecendo resoluções espaciais diferenciadas, variando entre 23,6 a 180 metros em cenas de 142 ou 148 km; a segunda versão do LISS-III foi lançada a bordo do satélite IRS-P6 ou ResourceSat-1 onde as principais mudanças apresentadas foram na resolução espacial que passou a ser de 23,5 metros para todos os canais espectrais, em faixas imageadas de 141 km. Os satélites que possuem este sensor a bordo fornecem informações relacionadas a vegetação, caracterização de culturas e espécies vegetais.

O sensor LISS-IV opera em três bandas espectrais, no Visível e no Infra-Vermelho Próximo (VNIR) ou no modo PAN com 5.8 metros de resolução espacial, possui a capacidade de ângulo de visada de +/- 26 graus para obter imagens estereoscópicas e resolução temporal de 5 dias.

O sensor WIFS foi lançado a bordo dos satélites IRS-1C; IRS-1D e IRS-P3 direcionado aos estudos de vegetação. Nos dois primeiros satélites o instrumento operou em dois comprimentos de onda, nas regiões do vermelho e infravermelho próximo. A segunda versão, lançada pelo IRS-P3 em 1996, disponibilizou uma terceira banda na região do infravermelho médio. Este sensor é utilizado em estudos dinâmicos da vegetação.

#### 2.4.3. Processamento digital de imagens - PDI

É definido como manipulação de imagem por computador ou qualquer forma de processamento de dados, onde a entrada e saída são imagens digitais oriundas de fotografias, vídeos ou “Scanner” (Crósta, 1992).

O tratamento de imagens preocupa-se com a manipulação de figuras para sua representação final, enquanto que o processamento de imagens é uma concepção para novos processamentos de dados, tais como aprendizagem de máquina ou reconhecimento de padrões. A maioria das técnicas envolve o tratamento da imagem como um sinal bi-dimensional, no qual são aplicados padrões de processamento de sinal. Para se obter bons resultados a partir de imagens de satélite é muito importante saber utilizar e manipular as diferentes técnicas de processamento digital de imagens. De acordo com Crósta (1992, p. 17), a função principal do processamento de imagens é “fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração de informações contidas nas imagens”. Para tanto, na interpretação de imagens é necessário observar características importantes tais como: tonalidade/cor, textura, forma, tamanho, sombra e padrão (Rosa, 2003; Jensen, 2009). Assim, com o

auxílio de sistemas computacionais, softwares específicos e interpretes é possível extrair informações das imagens envolvendo o reconhecimento de objetos ou padrões.

Segundo Novo (2011), as técnicas de PDI podem ser classificadas em três conjuntos: técnicas de pré-processamento (preparação das imagens) em que ocorre a transformação dos dados digitais brutos em dados corrigidos radiométrica e geometricamente, dentre as quais a correção dos efeitos atmosféricos; técnicas de realce que visam melhorar a qualidade visual das imagens e as técnicas de classificação permitindo a identificação automática de objetos da cena a partir da análise quantitativa dos níveis de cinza.

Pré-processamento: consiste na maior parte de transformações lineares e não-lineares aplicadas à imagem visando melhoramento de contraste, remoção de ruído, regiões de interesse, decorrelação e codificação das informações para transmissão da imagem, reamostragem dos pixels em uma nova escala, treinamento e extração de características de imagem para segmentação, entre outros. Muitas aplicações requerem apenas operações de pré-processamento. As informações de interesse podem também ser extraídas das imagens e representadas de uma outra forma. Para tanto, a segmentação de imagens particiona a imagem em regiões disjuntas com algum significado para a aplicação (Roncero, 2005). Por exemplo, podemos querer separar um objeto de interesse do resto dos pixels da imagem particionando-a em duas regiões. A saída da segmentação pode ser a fronteira do objeto com seu exterior ou os pontos de seu interior. Isto define duas formas de representação para o objeto (Roncero, 2005). A representação consiste, portanto, das várias formas de armazenar a fronteira e o interior de objetos segmentados. Esta nova representação da imagem contém informações sobre a forma e a topologia dos objetos. A descrição quantitativa destas informações através da extração de características estruturais complementa o sentido de representação. Em seguida, com base na descrição, o reconhecimento associa um rótulo a cada objeto segmentado enquanto a interpretação associa um significado ao conjunto de objetos segmentados.

Processamento de imagens: O processamento digital de imagem é geralmente mais versátil, confiável e preciso, além de ser mais fácil de implementar que seus duais analógicos. Hardware especializado ainda é usado para o processamento digital de imagem, contando com arquiteturas de computador paralelas para tal, em sua maioria no processamento de vídeos.

## CAPÍTULO 3: CARACTERÍSTICAS GERAIS DA REGIÃO ESTUDADA

### 3.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estuário do Rio Coreaú está localizado na costa oeste do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil, na Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental (Figura 3.1). Segundo dados da Secretaria dos Recursos Hídricos do Estado do Ceará - SRH (1992), o Rio Coreaú tem uma extensão total de aproximadamente 150 km. O rio Coreaú tem suas nascentes no sopé do Planalto da Ibiapaba e percorre parte da depressão periférica local, até chegar ao litoral onde encontra-se o seu baixo curso. Tem como principais afluentes os rios São Mateus, do Meio, Imburana e Fortuna, possuindo duas grandes ilhas no estuário, a dos Amores e Trindade, tendo ainda uma grande extensão de praia junto à margem direita de sua desembocadura e, à margem esquerda, um conjunto de falésias vivas e a cidade de Camocim.

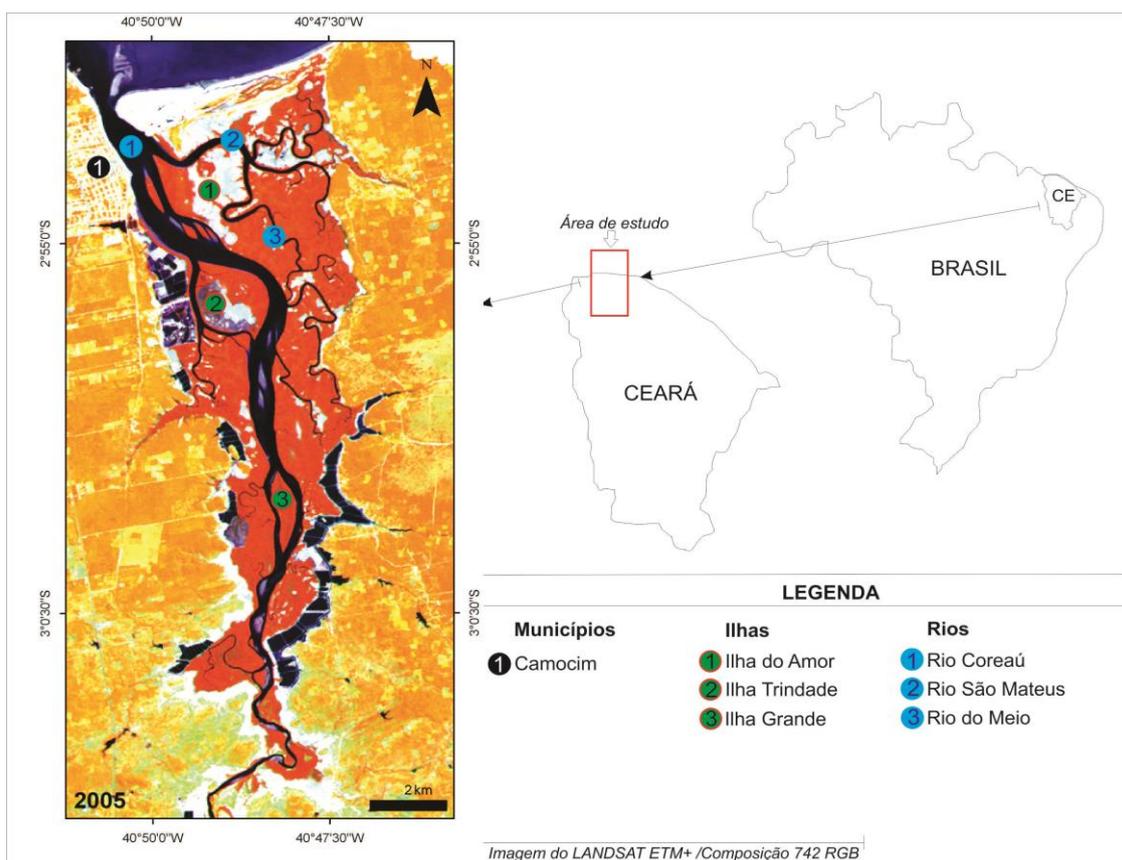


Figura 3.1. Mapa de localização da área de estudo.

### 3.2. ZONA COSTEIRA DO NORDESTE - Contexto regional

A zona costeira do Nordeste se estende desde a Baía de São Marcos - Maranhão até a Baía de Todos os Santos - Bahia. Esta zona está subdividida em dois grandes compartimentos (Figura 3.2): a Costa Semiárida, que situa-se à noroeste do Cabo Calcanhar, e a Costa Nordeste Oriental, que vai do Cabo Calcanhar até a Baía de Todos os Santos (MMA, 1997). Segundo Dominguez (2009), esta é provavelmente a seção do litoral brasileiro que recebe, nos dias de hoje, os menores volumes de sedimentos, estando estes associados aos ventos alísios intrabasal e aos baixos valores de precipitação. Esta zona é caracterizada por uma tendência de longas linhas de costa (Figura 3.3), cercadas por “beach rocks” e falésias ativas esculpidas no Grupo Barreiras (Rossetti et al. 2013).

A zona costeira ou interface terra-mar é uma ampla zona que se estende desde os limites mais interiores dos ambientes terrestres influenciados por processos marinhos (marés e ondas), até os limites mais externos dos ambientes marinhos influenciados por processos continentais (descarga fluvial), onde ocorrem estuários, manguezais, deltas, planícies de marés, pântanos salinos, ilhas barreiras, lagunas, praias, entre outros (Summerfield, 1991). Comparada com outras regiões costeiras do Brasil, a Zona Costeira do Nordeste é caracterizada como sendo uma região de baixas precipitações, alta temperatura, baixa descarga de águas continentais e, baixa descarga de partículas em suspensão, e mesomarés.

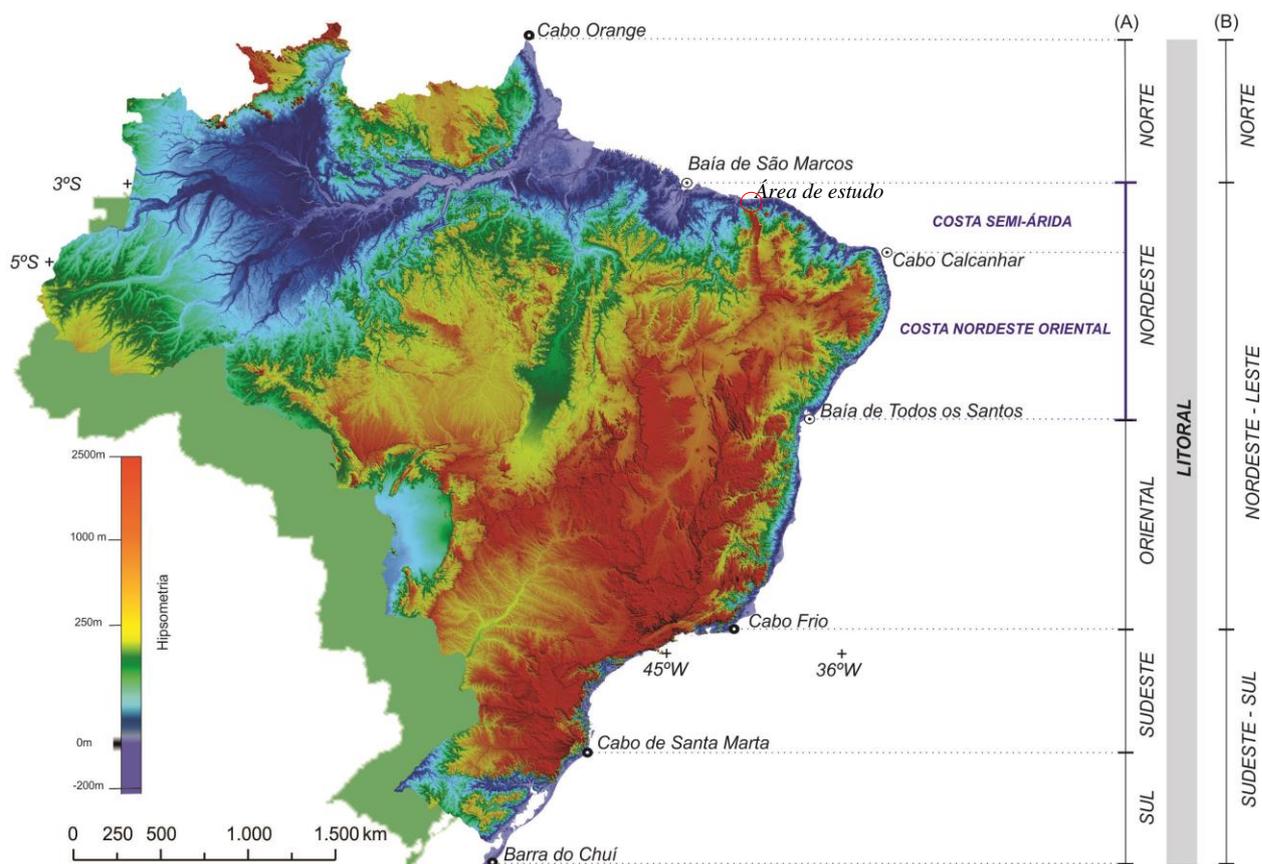


Figura 3.2. Localização da Zona Costeira do Nordeste baseada na divisão de (A) Zembruski et al. (1972) e Palma (1984) e (B) Tessler & Mahiques (2003).

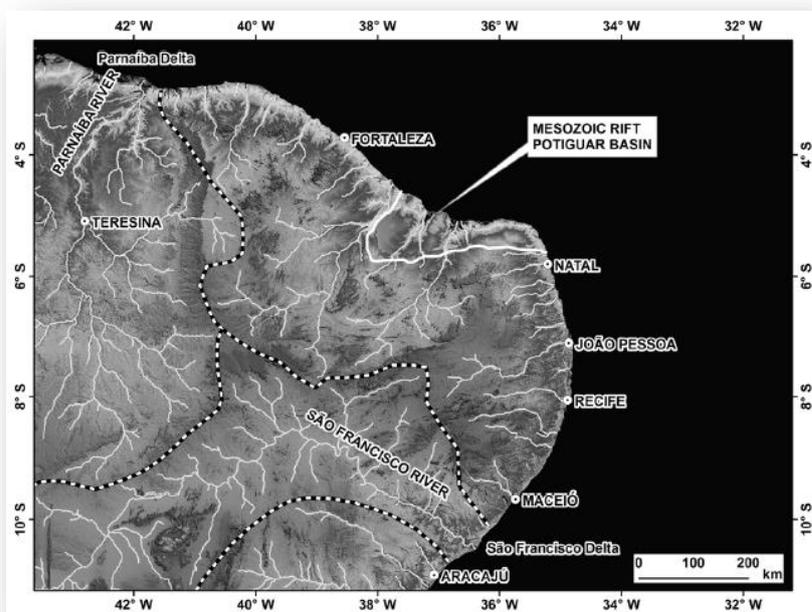


Figura 3.3. Litoral nordestino (imagem SRTM). Linhas tracejadas representam divisão das bacias hidrográficas, linhas finas e contínuas representam drenagem (Dominguez, 2009).

### 3.2.1. O Setor Nordeste brasileiro

De acordo com Zembruski et al. (1972), o setor Nordeste compreende uma área que segue da baía de São Marcos (MA) ao cabo São Tomé, no Rio de Janeiro (RJ), com área estimada de 845.000 km<sup>2</sup>, distinguindo-se dos outros setores pela complexidade de seu relevo, resultado de atividades vulcânicas e tectônicas intensas. Segundo os autores citados, apresenta uma topografia acidentada, com quebras bruscas de gradientes que proporcionam a presença de terraços, platôs e formas topográficas salientes. Possui diversos montes submarinos que ocupam, principalmente, o talude e o sopé continentais (Zembruski et al. 1972).

Sobre a influência exercida pelos rios que deságuam na Zona Costeira do Nordeste, as principais bacias hidrográficas que desembocam na região (Figura 3.4) são representadas pela rede Hidrográfica do Atlântico Nordeste Ocidental, Parnaíba, Atlântico Nordeste Oriental, São Francisco e Atlântico leste.

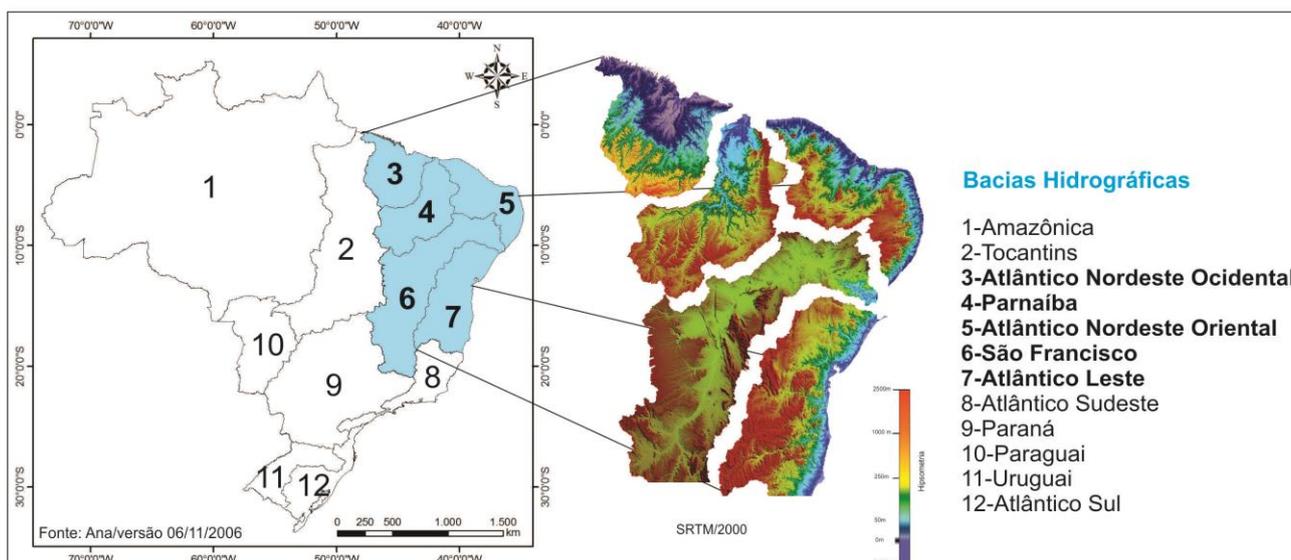


Figura 3.4. Principais bacias hidrográficas, com ênfase para as bacias que deságuam na zona costeira do nordeste brasileiro (ANA, 2006). A paleta de cores de elevação não está legível.

### 3.3. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

O Ceará abrange três blocos crustais, colados durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana, entre 640 e 580 Ma (Jardim de Sá, 1994): Domínio Noroeste do Ceará, Domínio Ceará Central e Domínio Rio Grande do Norte (Fetter et al. 2000). Estes domínios são separados entre si por descontinuidades crustais de grande porte, como a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, situada

entre os domínios Noroeste do Ceará e Ceará Central e que faz parte da extremidade nordeste do Lineamento Transbrasiliano, e a zona de cisalhamento de Senador Pompeu, situada entre os domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte (Figura 3.5). Também se destacam outras feições, como as zonas de cisalhamento de Granja (Noroeste do Ceará), Tauá (Ceará Central) e Jaguaribe (Rio Grande do Norte).

Segundo Matos (2000), a porção oriental da margem equatorial teve sua origem no processo de estiramento crustal fortemente influenciado por movimentos laterais que culminou com uma fase sintransformante, entre o Albiano e Eocenomaniano. Nesse contexto, formaram-se as duas bacias importantes no presente enfoque: Bacia do Ceará e Bacia Potiguar. A primeira é separada da Bacia Potiguar, a sudeste, pelo Alto de Fortaleza, sendo dividida por altos internos em quatro sub-bacias (de leste para oeste): Mundaú, Icaraí, Acaraú e Piauí-Camocim (Costa et al. 1990). Já a Bacia Potiguar, a qual apresenta expressivos campos petrolíferos, localiza-se em quase sua totalidade ao largo do Rio Grande do Norte, com a extremidade noroeste da porção submersa ocorrendo ao largo do Ceará. Sua arquitetura é composta de *grabens* separados por altos internos, os da porção emersa com eixos NE-SW e aqueles da porção submersa com eixos maiores paralelos à linha de costa (Bertani, 1990).

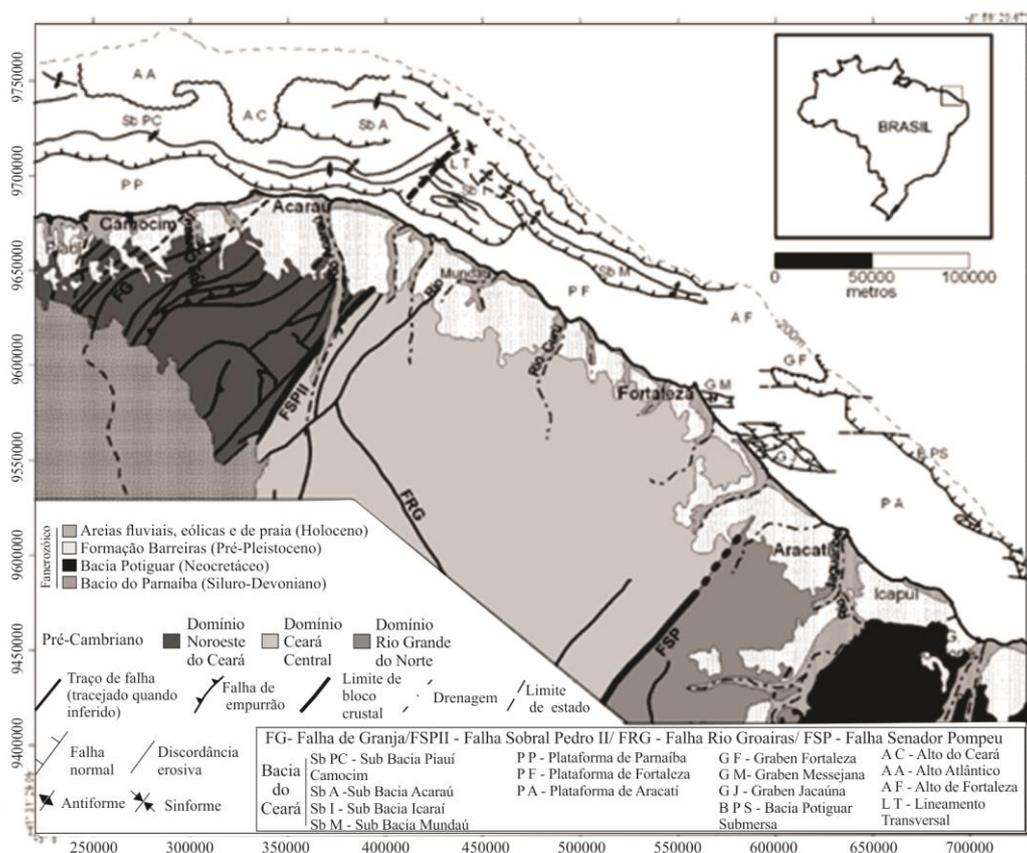


Figura 3.5. Mapa geológico sintético da margem continental e porção emersa adjacente do Estado do Ceará (Silva Filho et al. 2007).

### 3.4. ÁREAS ADJACENTES

#### 3.4.1. Bacia hidrográfica

A bacia do Coreaú localiza-se na porção Noroeste do Estado do Ceará (Figura 3.6). Faz contato com as seguintes bacias: ao sul as bacias do Poti-Longá e Acaraú, a oeste com a bacia do Parnaíba, a leste a bacia do rio Acaraú e ao norte o Oceano Atlântico. A linha de costa possui uma extensão de aproximadamente 130 km (INESP, 2009).

O rio Coreaú e seus tributários drenam água para esta bacia e para as microbacias que se abrem diretamente para o Oceano Atlântico, tais como as dos rios Timonha, Tapuio, Jaguarapi, Pesqueiro e da Prata, totalizando 10.633,66 km<sup>2</sup> de área correspondendo a 7% do território cearense, em relação as bacias do Ceará.

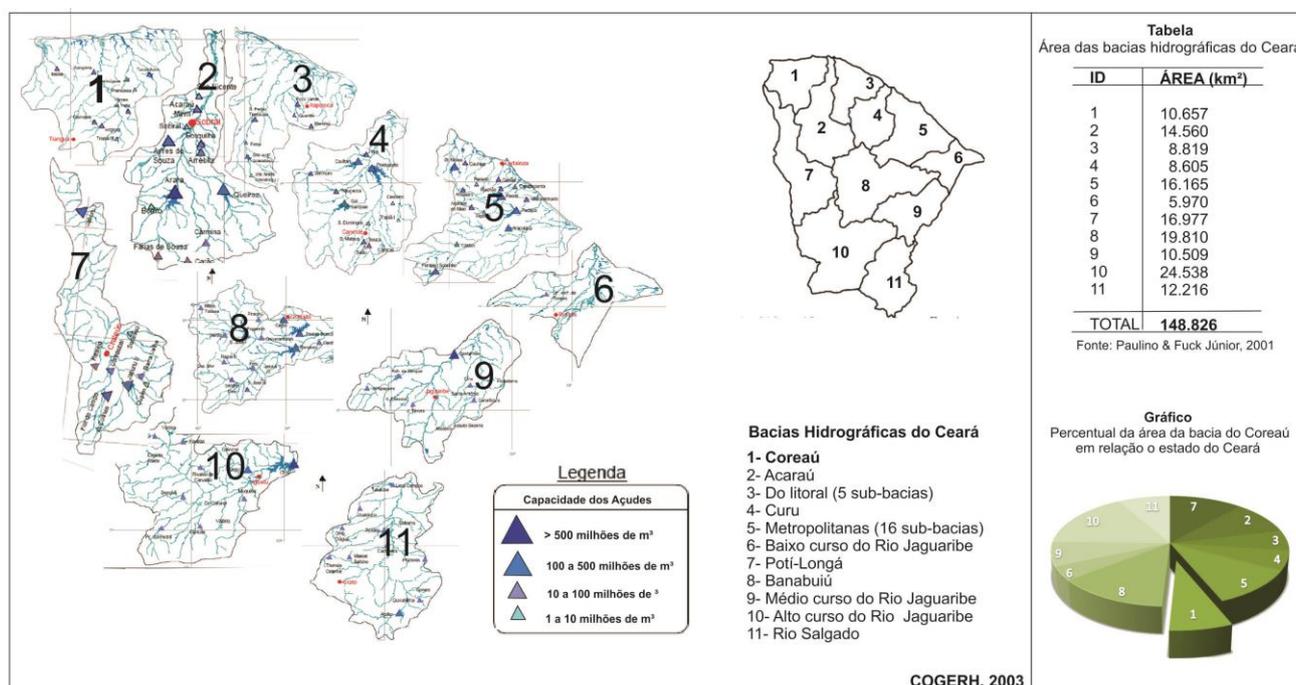


Figura 3.6. Espacialização e quantificação das sub-bacias do estado do Ceará (COGERH, 2003 e Paulino & Fuck Jr, 2001).

As altitudes variam de 0 m (litoral) a pouco menos de 900 m (Cuesta da Ibiapaba), apresentando as menores amplitudes pluviométricas do Estado com precipitação média mínima anual (mm) de pouco menos de 1.000 (norte da bacia) e precipitação média máxima anual (mm) de pouco menos de 1.350 (sul da bacia) (INESP, 2009). As altitudes, nas sedes dos municípios, variam entre 10 a 120 m, em média. Apresenta a maioria de suas nascentes localizadas no Planalto da Ibiapaba, o qual funciona como divisor com a Bacia do Parnaíba, ao sudoeste e sul.

Segundo dados da CPRM (2003) presente no estudo sobre a Bacia do Rio Coreaú feito pelo INESP (2009), a geologia da Bacia do Coreaú (Figura 3.7) é composta por terrenos cristalinos Pré-Cambrianos representado por gnaisses e migmatitos diversos, quartzitos e metacalcários, associados a rochas plutônicas e metaplutônicas de composição predominantemente granítica e por rochas sedimentares, como: arenitos da Formação Serra Grande, sedimentos areno-argilosos, não ou pouco litificados do Grupo Barreiras e das Coberturas Colúvio- eluviais, sedimentos eólicos constituídos de areias bem selecionadas de granulação fina a média, às vezes siltosas, dunas/paleodunas e cascalhos, areias, silte e argilas, com ou sem matéria orgânica, formados em ambientes fluviais, lacustres e estuarinos recentes dos depósitos aluvionares e de mangues.

As principais unidades geológicas encontradas na área em estudo (entorno do estuário do rio Coreaú) encontra-se constituído de litotipos pré-cambrianos e de idade cenozóica (Terciário e Quaternário). Os termos pré-cambrianos estão representados pelos corpos litológicos definidos como pertencentes ao Complexo Granja e ao Grupo Martinópolis, de acordo com as descrições de Nascimento et al. *in* Projeto RADAM BRASIL – Vol. 21 (1981). Com pequena representação geográfica, ocorre um "stock" granítico associado as intrusões paleozóicas posteriores ao Vulcanismo Parapuí. As unidades terciárias são representadas pela Formação Camocim, depositada durante o Mioceno, e pela Formação Barreiras cuja acumulação se deu durante o Plioceno. Os termos quaternários são representados por sedimentos litorâneos tais como as rochas de praia ou "beach rocks", as dunas móveis, semi-fixas e fixas, sedimentos flúvio-marinhos e os depósitos de praia atual. Ocorrem ainda durante este período os sedimentos lacustres e os sedimentos aluvionares (GEOCONSULT, 2008).

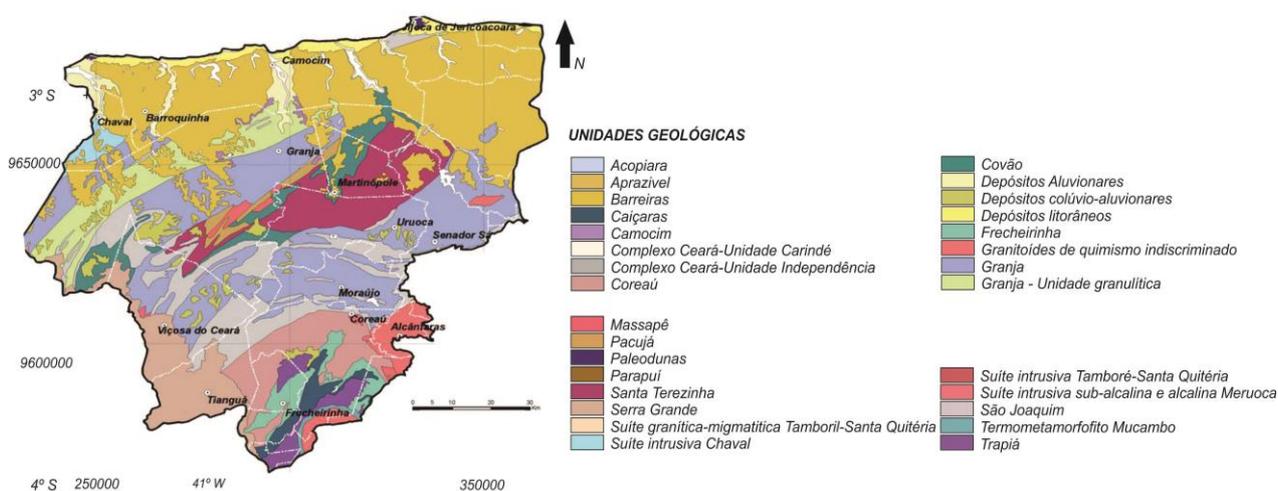


Figura 3.7. Mapa geológico esquemático da bacia do Coreaú. Fonte: CPRM , 2003 e INESP, 2009.

### 3.5. PLANÍCIE FLÚVIO-MARINHA DO RIO COREAÚ

A planície fluvio-marinha do Rio Coreaú foi estudada por Meireles (2001), Meireles & Silva (2002) e Farias (2006), Silva (2013), Farrapeira (2013). Estes caracterizaram ambientalmente o estuário do Rio Coreaú, além de associar os aspectos geomorfológicos com as diversas unidades fluvio-marinhas. Meireles & Silva (2002) subdividiram o estuário em três sistemas (Figura 3.8 A): (1) Ambiente marinho - Controlado pelas oscilações diárias de maré, dinâmica das ondas, ação dos ventos e transporte de sedimentos por deriva litorânea; (2) Sistema fluvio marinho – Zonas de convergência das energias geradas pela vazão fluvial, fluxo e refluxo das marés, ondas e ventos; (3) Sistema fluvial - Aporte fluvial controlado pelas condições ambientais de clima semiárido, com vazão fluvial concentrada durante o primeiro semestre. A fonte dos sedimentos está relacionada com os materiais do Grupo Barreiras e embasamento cristalino.

Ainda segundo Meireles & Silva (2002), a unidade pedológica predominante no estuário do rio Coreaú são complexas agrupações de solos indiscriminados de manguezal, com ocorrências de Gleisolo Sáfico e Glaisolotiomórfico. Apresentaram características hidro e halomórficas, pobres em cálcio e ricos em matéria orgânica, textura argilo-arenosa, elevada concentração de sais de sódio e enxofre, com acentuada deficiência de oxigênio no substrato. São solos impróprios à ocupação agrícola, mas favorecem ao desenvolvimento de uma flora altamente adaptada. O sistema ambiental guarda em suas margens e leito uma sequência de morfologias (Figura 3.8 B) representadas por mangues atuais e antigos, bancos areno-argilosos internos ao leito principal, planícies de maré circundadas por vegetação de mangue e entre o contato erosivo com o leito do estuário e o interflúvio tabular (com morfologias localmente denominadas de *apicum* ‘mangue’ em Tupi-Guarani e salgado), arenito de praia, paleoplataformas de abrasão, terraços marinhos, falésias mortas (paleofalésias) e vivas. Seu limite fluvio-marinho interior foi marcado pela presença de terraços fluviais e vegetação característica de mata de tabuleiro, com a presença marcante de carnaubais. A margem direita está associada a um grande campo de dunas móveis, que migra de nordeste para sudoeste (Figura 3.8 C).

### 3.6. ASPECTOS METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS

Em relação as condições climáticas que influenciam no baixo curso do rio Coreaú, deve-se destacar que apesar do litoral possuir um clima tropical subúmido, a maior parte de sua bacia, incluindo suas nascentes, estão inseridas no domínio climático do semiárido. Tal fato indica que o

fluxo hídrico à montante da planície flúvio-marinha possui um regime intermitente, estando à permanência de sua drenagem diretamente influenciada pelos períodos de chuva (Meireles e Silva, 2002).

De acordo com dados de séries temporais disponibilizados pela FUNCEME da estação 46-sensor-3 de Camocim- CE, no intervalo de 2005 a 2011, a temperatura média anual da área de estudo tem 25° (Figura 3.9).

Segundo Meireles & Silva (2002), os ventos em Camocim apresentam direções dominantes de SE, ESE e E, tendo um desempenho atuante nas formações eólicas e na deposição de sedimentos na planície flúvio-marinha. O perfil diário de velocidade média do vento é de 12,0 m/s, às 17:00h, horário local, medida a uma altura de 60 m (Lira et al. 2011). Considerando-se o perfil mensal de velocidade média, os períodos onde se verifica os maiores e os menores índices de velocidade média do vento coincidem com os mesmos períodos de estação seca e com a estação chuvosa da região.

A Figura 3.10 apresenta o perfil médio diário e mensal da velocidade do vento na Torre Anemométrica-TA de Camocim, evidenciando também que a direção predominante do vento é de leste, com variações entre as direções de nordeste e sudoeste. Segundo Barreto et al. (2002), isto é uma característica da influência dos ventos alísios na região.

De acordo com Freire (1985), durante a realização da operação GEOMAR XVIII foram realizadas quatro estações de correntometria, uma delas, localizada na plataforma interna próxima a foz do rio Coreaú, na qual apresentou uma corrente geral com velocidade na ordem de 0,24 m/s e direção 238°N na superfície e 0,21 m/s com direção de 87°N no fundo (Araújo, 2011) As marés no Estado do Ceará podem ser classificadas por ondas semi-diurnas com desigualdade de amplitude e com período médio de 12,4 horas (Freire, 1985). De acordo com a proposta de Schaeffer-Novelli et al. (1990), a região costeira do estado do Ceará está compreendida no segmento IV da divisão do litoral brasileiro. Segundo essa proposta, essa região está sujeita a um regime de mesomarés (amplitudes de marés entre 2 e 4 metros), possuindo uma costa submetida a baixa energia de ondas (Kampbel et al. 2005).

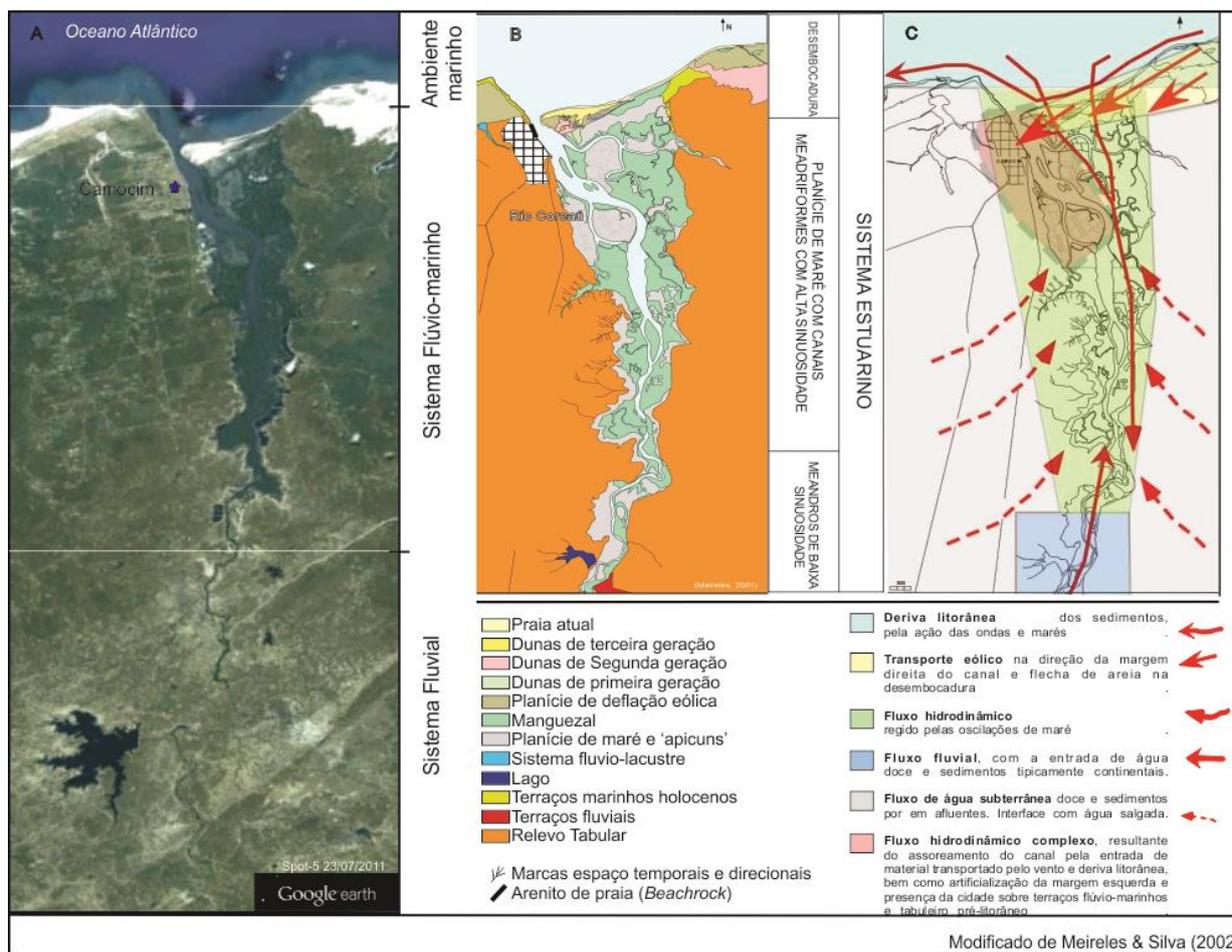


Figura 3.8. (A) Imagem Spot do estuário do rio Coreaú, (B) Mapa geomorfológico e (C) Principais fluxos de matéria e energia responsáveis pelos processos morfogenéticos (Meireles & Silva, 2002).

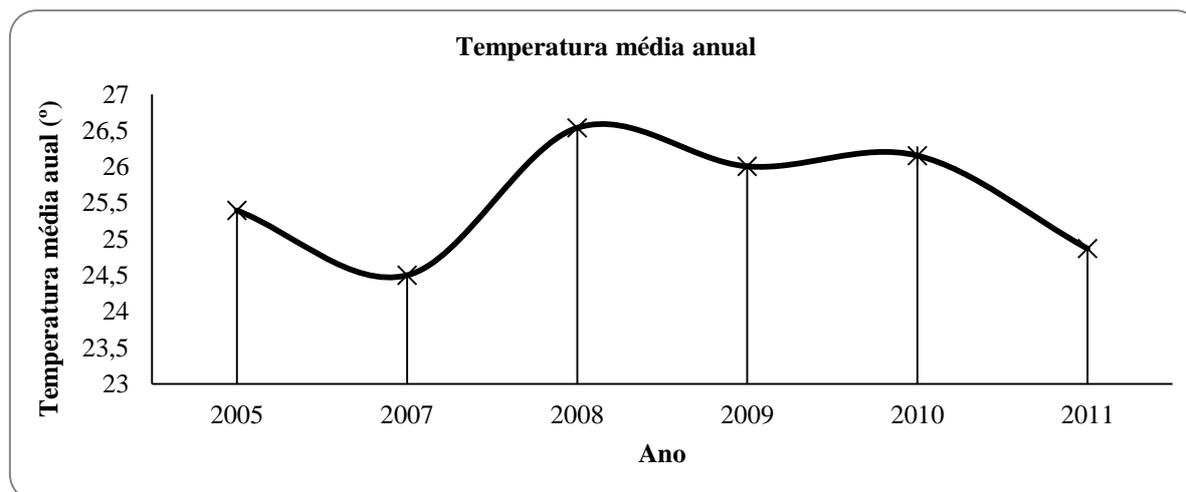


Figura 3.9. Gráfico da temperatura média anual do intervalo de 2005 a 2011, estação 46-sensor-3-Camocim. FUNCEME, 2012:

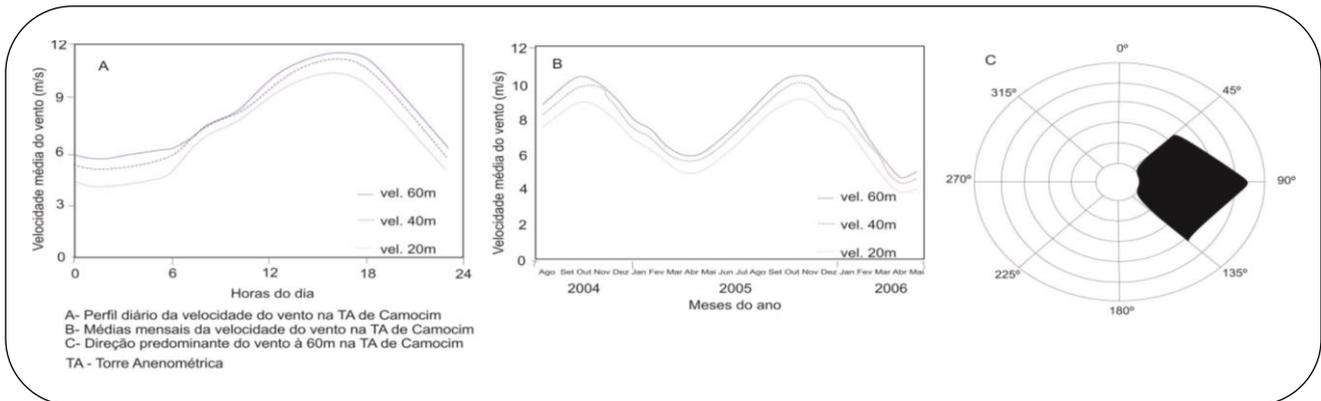


Figura 3.10. (A) Perfil médio diário, (B) Perfil médio mensal e (C) direção do vento em Camocim a 60m de altura (Lira et al. 2011).

### 3.7. CARCINICULTURA NO BRASIL - Região nordeste

Segundo dados do Ministério da Agricultura, Secretaria Especial de Aquicultura e Pesca em 2004 (BRASIL, 2004), a implantação e cultivo do camarão a nível empresarial, iniciou em meados dos anos 80 no Brasil, com o uso da espécie exótica *Penaeus japonicus*, contudo, com a baixa produtividade, os viveiros foram desativados e convertidos em salinas na região nordeste. No início dos anos 90 com a utilização da espécie *Litopenaeus vannamei*, proveniente do oceano pacífico, que se adequou as águas oligohalinas, inclusive as salitradas do nordeste brasileiro, a carcinicultura foi projetada ao mercado externo (IBAMA, 2005).

A partir dos dados da Associação Brasileira de Criadores de Camarão-ABCC, a produção mundial de camarão (captura e cultivo) nas últimas três décadas apresentou um crescimento exponencial. A produção reportada pela FAO (2013) indicou para o ano de 2011 um total de 3.930,059 toneladas, ou seja, 114% a mais em relação ao ano de 1979 com 63,398 toneladas, enquanto que a produção extrativa, apresentou um aumento de 6% entre os anos 1979 e 2011, passando de 1.535,335 toneladas para 3.288,467 toneladas (Rocha, 2013). Em relação a produção mundial, o continente asiático ainda permanece no topo da lista, representando 86%, tendo como maior produtor a China em 2011, deixando o Brasil em nono lugar. Em relação a produção no nordeste do Brasil, a carcinicultura no Ceará, presente em 21 municípios, apresentou uma produção de 4,86 ton\ha\ano em 2011, 1,45 ton\ha\ano a mais da média de produção nacional, apresentada para o mesmo ano, deixando o estado em primeiro lugar na produção de carcinicultura brasileira, seguido pelo Rio Grande do Norte, que até 2009 era o maior produtor (ABCC/MPA in Rocha, 2013).

## CAPITULO 4: MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS

A seguir, serão apresentados os materiais e métodos utilizados para o desenvolvimento de cada objetivo, que integrados, atenderão as necessidades do objetivo geral desta tese de doutorado.

Vale ressaltar que em estudos que envolvem uma análise espacial do ambiente, em função da interação dos processos costeiros, torna-se extremamente relevante à definição da escala temporal de observação (Masselink & Hughes, 2003). Dessa maneira, esta pesquisa envolve uma observação temporal: sazonal (escala eventual), histórica (150 anos) e geológica (20 mil anos), conforme proposto por Cowell & Thom (1994).

### 4.1. SENSORIAMENTO REMOTO (*atende ao objetivo específico: item 1*)

A abordagem metodológica (Figura 4.1) para a confecção dos mapas utilizados para detecção de mudanças envolveu o processamento digital das imagens ópticas dos sensores TM, ETM<sup>+</sup> e LISS-III, e de dados auxiliares como: pontos do *Differential Global Positioning System* - DGPS coletados em campo e de modelos digitais de elevação das imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), processados no *software* PCI V.10.2, além de levantamentos de campo, relativos à geomorfologia, topografia e sedimentologia. Para os estudos de variação de linha de costa, o geoindicador estabelecido correspondeu a vegetação de mangue, que permanece invariável independente da condição de maré. Este indicador foi definido em virtude de sua capacidade para mensurar e avaliar processos e formas costeiras, considerando que a vegetação de manguezal constitui um dos melhores ambientes para análise espacial de ambientes costeiros a partir de sensores remotos orbitais (Souza Filho & Paradella, 2003; Chu et al. 2006; Souza Filho et al. 2005, 2006). Após as etapas de processamento dos dados orbitais, foram extraídos, com a utilização do *software* ArcGIS 10.2, vetores marcando a posição da linha de costa em todas as imagens analisadas. Em seguida foi realizada a edição de polígonos, a sobreposição dos vetores, classificação e quantificação das áreas onde ocorreram mudanças, bem como, a mensuração de distâncias lineares, taxas e porcentagens.

Abaixo são apresentadas as características das imagens utilizadas, as etapas e os métodos desenvolvidos durante a realização deste trabalho.

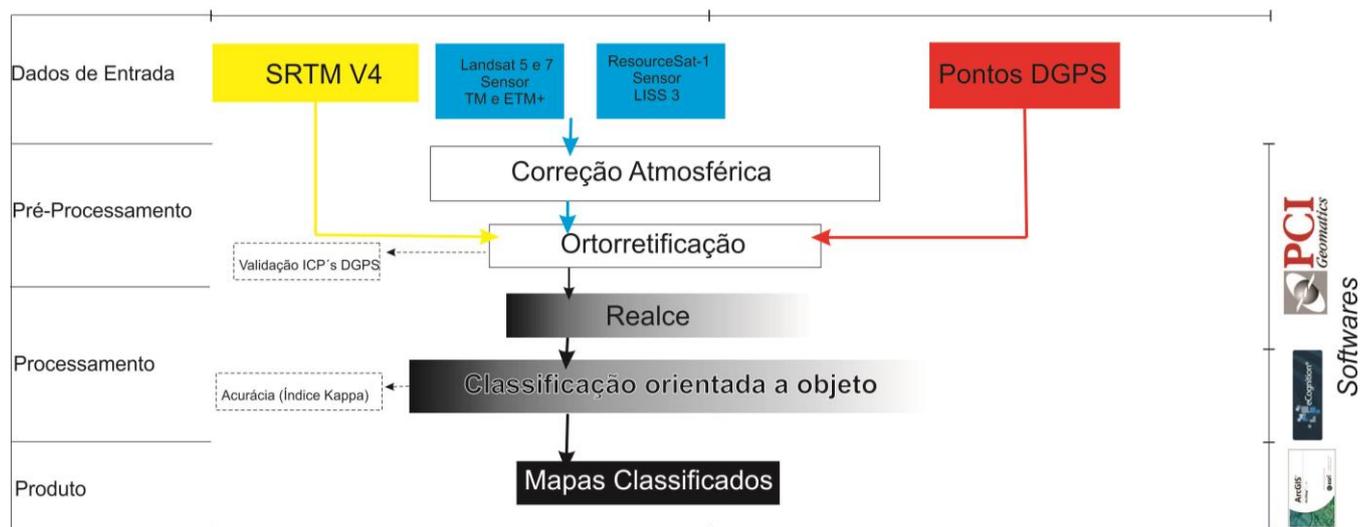


Figura 4.1. Fluxograma com as etapas de execução de PDI nas imagens de 1985 a 2013.

#### 4.1.1. Dados de sensores remotos

Para o reconhecimento das áreas de manguezal, foram utilizadas 16 imagens orbitais ópticas de resoluções espaciais moderadas. Estas imagens, proveniente dos sensores: *Thematic mapper* (TM), *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM<sup>+</sup>), *Operational Land Imager* (OLI) e *Linear Imaging Self Scanner* (LISS-III) dos satélites Landsat 5/7/8 e ResourceSat-1, respectivamente, foram adquiridas nos sites: *Global Land Cover Facility Project website* (GLCF) e no *U.S. Geological Survey* (USGS) e no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE (Tabela 4.1).

Como características importantes, para o melhor processamento destas imagens, levou-se em consideração na aquisição: a cobertura de nuvens inferior a 30% e a resolução espacial de 30 m ou inferior. O período estudado foi de 28 anos (1985 a 2013). O *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foi utilizado para o processamento das imagens, sendo o pixel das imagens reamostrado para 30 m, para melhor concordância com a resolução espacial das imagens ópticas utilizadas.

Table 4.1. Características das imagens

<b>Mês/ano</b>	<b>Sensor</b>	<b>Satélite</b>	<b>Resolução espacial</b>	<b>Maré</b>	<b>Aquisição (Imagens)</b>
<b>Jun 1985</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	INPE
<b>Jul 1987</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Jun 1991</b>	TM	Landsat 5	30 m	Baixa	
<b>Ago 1992</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Ago 1993</b>	TM	Landsat 5	30 m	Baixa	
<b>Jul 1994</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Ago 2000</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Ago 2001</b>	ETM <sup>+</sup>	Landsat 7	30 m	Baixa	
<b>Jun 2003</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Ago 2004</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	
<b>Set 2005</b>	TM	Landsat 5	30 m	Baixa	
<b>Jul 2006</b>	TM	Landsat 5	30 m	Baixa	USGS/GLCF
<b>Jun 2007</b>	TM	Landsat 5	30 m	Alta	INPE
<b>Set 2008</b>	TM	Landsat 5	30 m	Baixa	
<b>Ago 2010</b>	LISS-III	Resource Sat 1	24 m	Alta	USGS/GLCF
<b>Ago 2013</b>	OLI	Landsat 8	30 m	Baixa	

#### 4.1.2. Processamento Digital de Imagens

As imagens foram corrigidas radiometricamente a partir da correção atmosférica, seguida por ortorretificação e realce. Para atenuar os efeitos da atmosfera que reduzem os contrastes espectrais nas bandas de imagens ópticas, foi aplicada normalização na imagem através de ajuste de histograma (Jensen, 1996). Este método baseia-se no fato de que dados de infravermelho ( $> 0,7 \mu\text{m}$ ) são em grande parte livres de efeitos atmosféricos de dispersão, e que a região visível ( $0,4\text{-}0,7 \mu\text{m}$ ) é fortemente influenciada por eles. Para isso será adotado um processo de subtração de objetos escuros, alterando os histogramas, deslocando-os até valores iguais a zero, reduzindo os efeitos da dispersão atmosférica ao mínimo satisfatório (Chavez, 1988). A ortorretificação com a finalidade de corrigir geometricamente as imagens, representa a correção pixel a pixel, das distorções decorrentes do relevo, transformando a imagem de uma projeção cônica para uma perspectiva

ortogonal, mantendo a constância da escala em toda a imagem ortorretificada. Para a ortorretificação foram utilizados 40 ground control points (GCP's) em cada imagem, com exceção da imagem do ano de 2006, que já fora adquirida ortorretificada, sendo 20 GCP's coletados a partir da imagem base, representada pela imagem do ano de 2006 e 20 GCP's coletadas em campanha de campo (janeiro de 2012) pelo *differential ground positioning system* (DGPS). Como a área apresenta baixo relevo, o esquema de elevação utilizado para a ortorretificação foi o modelo digital de elevação (DEM) obtido a partir do SRTM (Rabus et al. 2003). Os resultados da ortorretificação fornecem uma estimativa dos erros da expressada a partir do Erro remissivo médio quadrático (RMSE), com valores residuais de 26m a 29m para dados dos sensores TM, ETM<sup>+</sup>, OLI e LISS-III. Após ortorretificação as imagens passaram por um realce (realce linear) a partir do *Look up table* (LUT) do *Algorithm Librarian* do *software* PCI Geomatics 10.3, com intuito de destacar as feições estudadas. A ortorretificação foi validada a partir do Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) e Erro Padrão (EP) que indicam qual a classe do mapa gerado (Tabela 4.2), através da análise de tendência e análise de precisão. Estas análises foram baseadas no teste "t" que permitiu verificar se a média das discrepâncias é igual a zero e no teste qui-quadrado ( $\chi^2$ ) para verificar se a variância amostral e a obtida a partir do erro padrão são iguais, indicando a precisão. As equações adotadas para o cálculo de acurácia posicional são exemplificadas na Tabela 4.3 de acordo com Camargo et al. (2007). A validação planialtimétrica foi calculada a partir da coleta de 10 pontos de controle do terreno, cujo RMS obtido foi de 0,40 *pixel* para as imagens ortorretificadas. Pontos de cheque foram coletados em campo com GPS de navegação Garmin 72 com Receptor WAAS (5m de precisão). A análise de acurácia foi efetuada para uma escala de 1:100.000, utilizando  $t_{39;0,05}$  e  $\chi^2_{39,10\%}$ , de um total de 40 amostras.

Tabela 4.2. Padrão planimétrico e erro das classes A, B e C.

Class	PEC (m)	EP (m)	$\sigma_x$ (m)
A	0.5	0.3	21.213
B	0.8	0.5	35.355
C	1.0	0.6	42.426

Tabela 4.3. Fórmulas para análise do PEC (Camargo et al. 2007)

O teste de hipótese <<t>> permite verificar se a média das discrepâncias é igual a zero. São avaliadas as seguintes hipóteses:	$H_o : \Delta\bar{X} = 0$ $H_1 : \Delta\bar{X} \neq 0$
O intervalo de confiança é calculado por:	$ tx  < t_{(n-1, \alpha/2)}$
Hipóteses avaliadas no teste Qui-Quadrado	$H_o : S^2_{\Delta X} = \sigma^2 X$ $H_1 : S^2_{\Delta X} > \sigma^2 X$
Estatística calculada a partir da variância amostral.	$X^2 x = (n-1) \frac{S^2_{\Delta X}}{\sigma^2_{\Delta X}}$
Certificar se o valor calculado se encontra no intervalo de aceitação da hipótese nula.	$X^2 x \leq X^2_{(n-1, \alpha)}$
Obs.: Caso o valor não se encontre no intervalo estabelecido, rejeita-se a hipótese nula, ou seja, a carta não atende à precisão estabelecida.	

#### 4.1.3. Segmentação orientada a objeto e classificação

O processo de particionamento em grupo de pixels de características numéricas similares e espacialmente adjacentes, aplicado em cada uma das imagens analisadas é chamado de segmentação. Este processamento leva em consideração a heterogeneidade interna das regiões, em que são calculados primeiramente os coeficientes de heterogeneidade para os atributos cor e forma, seguidos da soma ponderada destes dois coeficientes, cuja equação é chamada de similaridade (Baatz et al. 2004). Após o cálculo da similaridade, o valor resultante é comparado com o valor da escala fornecida pelo pesquisador, sendo que, se o valor de escala for menor do que o quadrado do limite de similaridade, os dois subobjetos analisados serão agrupados. O *software eCognition* necessita de quatro parâmetros (scale parameters, image layer weights, shape and compactness) para processar a segmentação em uma imagem (Baatz & Schäpe, 2000). Assim, para todas as imagens analisadas foram utilizados os seguintes valores: Shape:1; compactness: 0.5, *scale parameters*: 10 e *image layer weights*: bandas 5-10; bandas 4- 5 e bandas 1,2,3,7- 1.

Para a classificação das imagens foi necessário estabelecer, primeiramente, parâmetros de identificação de linha de costa, devido a região estudada ter sido imageada sob condições de marés distintas que poderiam interferir no resultado final da classificação. Para isso, decidimos utilizar a floresta de mangue como limiar, já que está constantemente em evidência, independente da condição de maré. Baseados em trabalho de campo e na utilização do modelo digital de elevação do SRTM, consideramos como intervalo de altura das florestas de mangue entre 8 m a 30 m. Esta técnica tem sido aplicada em diversas áreas no mundo (Simard et al. 2006; Nascimento et al. 2013) em que a identificação de linha de costa a partir da praia, antigo limite de maré alta, escarpa erosiva, entre outros se torna difícil. Sabendo-se os limites de linha de costa a partir da linha de vegetação, foram definidas 5 classes para a área estudada: manguezal (a partir da floresta de mangue), massa d'água, apicum, área de cultivo (fazenda de camarões e salinas) e outros (planalto costeiro, dunas, etc), mas para este estudo foram utilizadas apenas as classes manguezal e área de cultivo. Após a segmentação, foi gerada a classificação das feições a partir da árvore de processos sumarizada na Tabela 4.4.

Tabela 4.4. Regras para classificação (descritores e algoritmos) usados para o processo de decisão 1, 2 e 3

Árvore de processos	1. Segmentação	2. Classificação	3. Grupo
<i>Processo filho</i>	Segmentação	(2.1) Manguezal - Mz (2.2) Apicum - Ap (2.3) Água- A (2.4) Área de cultivo - Ac (2.5) Outros - O	
<i>Algoritmo</i>	Segmentação multiresolução	Classificação	<i>Merge</i> região classificação
<i>Função/Condição (Descrição)</i>	Forma =1 Compactação = 0.5 Parâmetros da escala = 10 Peso por bandas da imagem = b5 (10), b4 (5), b1,b2,b3,b7 (1)	Mz - [10*(mean b5 TM or ETM <sup>+</sup> or OLI)+(mean SRTM)] Ap - [10*(mean b5 TM or ETM <sup>+</sup> or OLI)+(mean SRTM)] A - [10*(mean b4 TM or ETM <sup>+</sup> or OLI)+(mean SRTM)] Ac - [10*(mean b4 TM or ETM <sup>+</sup> or OLI)+(mean SRTM)] O - no class(2.1), (2.2),(2.3) e (2.4)	
		Mz- Intervalo (52 - 255) Ap- Intervalo (70 - 255) A - Intervalo ( 0 - 70) Ac- Intervalo ( 0 - 159) O - sem função	Função 

O índice kappa baseado no modelo de Landis & Koch (1977) foi utilizado para calcular a acurácia das classes. Levantamentos de campo para a coleta de pontos de controle usando o GPS foram realizados para validar a interpretação prévia das imagens.

#### 4.1.4. Detecção de mudanças a partir da classificação orientada a objeto

Com a finalidade de avaliar as alterações no manguezal ao longo do rio Coreaú nos últimos 28 anos, cada sequência de imagens, de anos consecutivos, foram sobrepostas e classificadas em 3 novas classes de manguezal: ganho, perda e não alterado. O mesmo foi aplicado em relação a classe área de cultivo, assim foi possível quantificar quanto de perda natural e artificial ocorreu em áreas de manguezal para cada ano.

Após a classificação, foram calculadas as áreas das classes manguezal e área de cultivo para cada ano estudado. Assim foi possível determinar e quantificar quanto de área de cultivo degradou apenas o manguezal ao longo dos anos. Esse cálculo deve-se a sobreposição da classe área de cultivo do ano mais novo sobre a área de manguezal mais antigo, destacando as áreas em comuns (Tabela 4.5).

Table 4.5. Árvore de processamento utilizado na elaboração do processamento de detecção de mudanças.

Árvore de processo	Processo filho	Algoritmo	Nível	Função/Condição (Descrição)
<b>1. Segmentação</b>	(1.1) Segmentação da imagem	Segmentação multiresolução	1	Copiar abaixo do nível 1(ano A)
	(1.2) Cópia da segmentação	Copiar imagem objeto nível	2	Copiar abaixo do nível 2 (ano B)
	(1.3) Cópia da segmentação	Copiar imagem objeto nível	3	Mean year A=0
<b>2. Classificação</b>	(2.1) Classificar manguezal classe ano A	Classificação	2	Mean year B=0
	(2.2) Classificar manguezal classe ano B	Classificação	3	Existência de sub objetos manguezal ano B=1
<b>3. Detecção de mudança</b>	(3.1) Classificar aumento manguezal classe	Classificação	1	Existência de sub objetos manguezal ano A=0
	(3.2) Classificar redução manguezal classe	Classificação	1	Existência de sub objetos manguezal ano B=0
	(3.3) Classificar inalterado manguezal classe	Classificação	1	Existência de sub objetos manguezal ano A=1
			1	Existência de sub objetos manguezal ano B=1
				Existência de sub objetos manguezal ano A=1

#### 4.2. VARIAÇÕES DE ANOMALIA DE TSM – DO OCEANO ATLÂNTICO E PACÍFICO, PRECIPITAÇÃO, VAZÃO E DINÂMICA DAS ÁREAS DE MANGUEZAL (atende ao objetivo específico: item 1)

Foram adquiridas séries históricas anuais de pluviosidade e vazão (Tabela 4.6) através do site da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) e da Agência Nacional de Águas (ANA). Os dados de TSM foram gerados no âmbito do projeto *Extended Reconstruction of Global SST* (ERSST) que usa a base de dados *Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set* (COADS) fornecidos pela *National Oceanic & Atmospheric Administration* – NOAA. Para os dados de ganho e perda de área de manguezal foi utilizada a série temporal de imagens descritas anteriormente para o período de 1985 a 2010.

Tabela 4.6. Período dos dados adquiridos de pluviosidade e vazão do Rio Coreaú.

<b>Data</b>	<b>Period</b>	<b>Font</b>
<b>Precipitação</b>	1979 – 2010	FUNCEME
<b>Vazão</b>	1979 – 2010	SNIRH/ANA(HIDROWEB)
<b>TSM</b>	1979 – 2010	NOAA
<b>Alterações manguezal</b>	1985 – 2010	Gerado no capítulo 1

#### 4.2.1. Processamento de dados de anomalia de TSM, pluviosidade e vazão

No presente estudo foram analisadas séries temporais dos seguintes parâmetros: precipitação pluviométrica (mm), medida no foz do estuário, no município de Camocim-CE; vazão ( $m^3/s$ ), medida à montante do estuário, no município de Granja-CE, e temperatura da superfície do mar - TSM ( $^{\circ}C$ ), das bacias do Atlântico Norte, Sul e do Pacífico Equatorial. As séries temporais fazem referência ao período de 1979 a 2010, somando 32 anos contínuos de dados observados. Os dados de precipitação e vazão foram obtidos através de estatísticas distintas, a saber: a) a precipitação foi fornecida em valores acumulados (**totais**) diários e mensais; enquanto b) a vazão é fornecida em valores **médios** diários e mensais. Os dados são consistentes e apresentam continuidade, em escala temporal, necessárias para a realização de um estudo climatológico, como sugerido pela Organização Mundial de Meteorologia – OMM (WMO, 2010; Ayoade, 2010).

Para entender o papel dos oceanos na variabilidade pluviométrica e fluviométrica da região de estudo, utilizou-se um conjunto de dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) média mensal para o mesmo período. A estrutura do banco de dados de TSM é matricial, ou seja, as temperaturas foram distribuídas em 180 x 89 pontos (i, j) de grade, que corresponderam à área geográfica global (entre as latitudes  $88^{\circ} S - 88^{\circ} N$ , e longitudes  $0-358^{\circ} E$ ), a intervalos de  $2^{\circ}$ . Neste trabalho serão utilizadas as TSMs da área localizada entre as latitudes de  $25^{\circ} S$  a  $25^{\circ} N$  e longitudes  $180^{\circ}$  a  $20^{\circ} E$ , cobrindo a região do Pacífico Equatorial, onde é freqüente a ocorrência dos eventos ENSO (El Niño/La Niña-Southern Oscillation); e as bacias do Atlântico Norte e Sul, onde eventualmente se forma um gradiente de anomalias de TSM conhecido como “Dipolo”. Ambos os eventos extremos tem sido amplamente discutidos em estudos anteriores (Alves, 1992; Coelho et al. 2002; Souza et al. 1998; Souza et al. 2000, 2005) quanto ao seu papel na variabilidade da precipitação e, portanto, do clima regional, especialmente sobre os setores norte e nordeste brasileiro, de tal forma que detalhamentos sobre os mesmos fogem ao escopo deste trabalho. Os dados de TSM são gerados no âmbito do projeto *Extended Reconstruction of Global SST* (ERSST) que usa a base de

dados *Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set* (COADS) fornecidos pela NOAA (Reynolds et al. 2002; Smith & Reynolds, 2003, 2004).

Assumindo-se que o objeto desta etapa de estudo está na análise da tendência climatológica e da variabilidade anual da precipitação e vazão regionais, foram selecionados, apenas, os dados na frequência **mensal**. Estes, por sua vez, foram utilizados para produzir novas séries históricas na frequência **anual**, ou seja, gerando um conjunto de **totais** mensais e anuais de precipitação e **médias** mensais e anuais de vazão.

As séries históricas mensais, compreendendo 384 meses (32 anos x 12 meses), foram utilizadas para a obtenção do ciclo sazonal climatológico de ambos os parâmetros, precipitação e vazão. O procedimento é o cálculo da média mensal histórica, ou seja, para se obter a média climatológica da precipitação total de janeiro, o calculo ficaria:

$$\overline{Precipitação\ total}_{jan} = \frac{\sum_{i=1}^N Precipitação\ total_{i\,jan}}{N}$$

Onde *ijan* é o "iésimo" janeiro de uma série histórica de  $N = 32$  anos. Da mesma forma, procede-se para com os demais meses. Este método, contudo, não permite uma clara identificação dos meses característicos do período chuvoso e seco da região. O ideal é descartar-se dos chamados períodos/meses de "transição". Assim, assumindo-se que o ciclo sazonal da precipitação total climatológica apresenta uma distribuição aproximadamente normal (ou tipo *Student-t*), pode-se aplicar o cálculo dos percentis (ou quantis), que permite a delimitação dos dados em pelo menos cinco categorias ou classes (15%, 35%, 65% e 85%), facilitando a obtenção dos períodos Chuvoso e Seco, da região em estudo (ver Tabela 4.7).

Tabela 4.7. Esquema de classificação das séries históricas de precipitação e da TSM usando-se o método dos percentis (ou quantis).

	$\leq 15\%$	$\leq 35\%$	50%	$65\% \leq$	$85\% \leq$
<b>Precipitação</b>	Muito Seca	Seca	Normal ou Transição	Chuvoso	Muito Chuvoso
<b>TSM</b>	Muito Fria	Fria		Fria	Muito Fria
<b>Representação numérica das anomalias classificadas</b>	-2	-1	0	1	2

As séries de precipitação total anual, e vazão média anual, foram utilizadas para a análise de variabilidade climática, sob dois enfoques distintos: a) análises da tendência histórica/climatológica, realizada através do cálculo da tendência linear (equação da reta) para cada parâmetro; e b) análise da variabilidade interanual, procedendo-se ao cálculo das anomalias que, neste caso, consiste na remoção da média histórica anual. Devido às medidas de vazão sofrerem forte interferência da ação antropogênica (na forma de desvios de curso dos rios, construção de barragens, e etc), este parâmetro torna-se inadequado ao estudo da variabilidade climática, como proposto neste trabalho. Teoricamente, o cálculo das anomalias de uma série temporal de tamanho  $N$ , de um parâmetro qualquer,  $A$ , ficaria:

$$A' = A_i - \bar{A} \quad \therefore i = 1, 2, \dots, N \quad (1)$$

Sendo,

$$\bar{A} = \frac{\sum_{i=1}^N A_i}{N}$$

Onde,  $N=32$  anos, neste estudo. A fim de se obter resultados sobre o papel dos oceanos tropicais na variabilidade interanual do clima regional, o cálculo das anomalias também foi aplicado à TSM. Primeiramente, procurou-se identificar as áreas oceânicas que apresentassem melhor correspondência com a variabilidade pluviométrica de Camocim. Para isto, foram gerados mapas de coeficiente de correlação linear entre 32 anos de anomalias **classificadas** de precipitação de Camocim e de TSM, ponto a ponto de grade, para cada mês (ou seja, 32 Dezsembros; 32 Janeiros, ... , 32 Novembros). O uso de anomalias classificadas, neste caso, permitiu identificar as sub-áreas e os meses de melhor correlação **qualitativa** entre os eventos extremos na TSM [muito frio (-2) à muito quente (+2)] e na precipitação [períodos anormalmente secos (-2) à chuvosos (+2)]. No próximo tópico são apresentados os resultados encontrados sobre a sazonalidade e tendência histórica da precipitação e vazão regionais, assim como, sobre o papel dos oceanos tropicais na variabilidade climatológica local.

#### 4.3. ESTUDO DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO LAMOSA *(atende ao objetivo específico: item 2)*

Para estudarmos a evolução dos manguezais nos últimos 100 anos ao longo do estuário do Rio Coreá a partir do estudo da taxa de sedimentação, foram desenvolvidas as seguintes etapas:

### 4.3.1. Análise dos sedimentos

A amostragem subsuperficial de sedimentos foi feita com o testemunhador *Push Core*. As amostras coletadas foram sub-amostradas a cada 2 cm, para a realização de diferentes estudos. Para a localização dos pontos de amostragem foi utilizado o sistema de posicionamento global por satélite (GPS) e para o nivelamento topográfico, a estação total associada ao DGPS.

Os testemunhos foram fotografados, radiografados (raios-X) a cada 50 cm, analisados os aspectos texturais, cor (Munsell Soil Color Charts, 1975), composição e estruturas físicas visando o reconhecimento de fácies sedimentares (Mial, 1977). As análises granulométricas foram realizadas em granulômetro a laser (Sedigraph 5100 medidor de massa ). Os sedimentos foram caracterizados texturalmente segundo a metodologia de Folk (1974).

A figura 4.2 representa as etapas de análise seguidas para as amostras coletadas a partir do *push corer*.

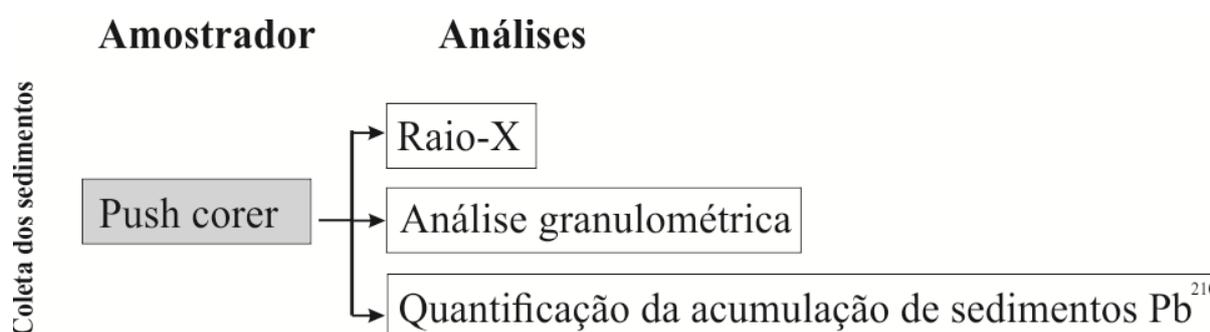


Figura 4.2. Fluxograma apresentando as etapas e análises após coleta dos sedimentos.

#### 4.3.1.1. Coleta dos sedimentos com o *Push Core*

Para calcular a taxa de acumulação de sedimentos, foram coletadas nove amostras, entre os dias 9 e 15 de outubro de 2012, distribuídas por áreas estratégicas (figura 4.3 A), áreas que apresentaram ganho e perda de sedimentos nos últimos 28 anos e em condições de baixamar, com intenção de verificar a acumulação de sedimentos em situações diferenciadas. Durante a amostragem foram utilizados tubos de PVC de 6” (~100mm) de diâmetro e ~1m de comprimento, com tampas para tubo de PVC (Figura 4.3 B). Posteriormente, o testemunho foi fatiado a cada 2 cm, sendo 2/4 das amostras destinadas para análise granulométrica e 2/4 para análise da taxa de sedimentação. As amostras foram processadas no laboratório de oceanografia da Universidade de Washington, durante

a realização de um estágio de doutorado sanduíche, seguindo a metodologia proposta por Nittrouer et al. (1979).

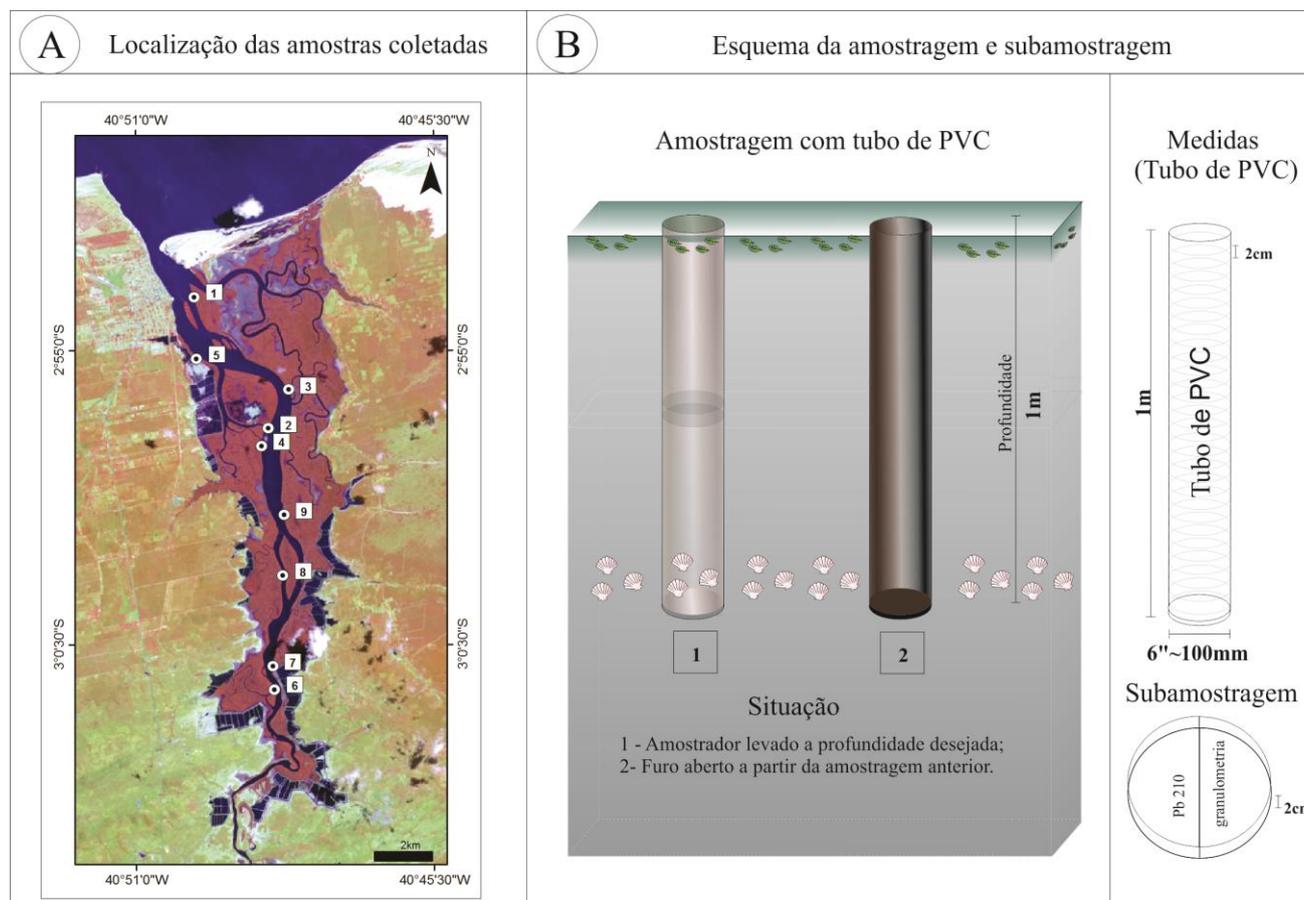


Figura 4.3. (A) Localização dos pontos amostrados. (B) Esquema para amostragem e subamostragem dos testemunhos na área de estudo, utilizando o Push Corer.

#### 4.3.2. Análise radiográfica por Raio-X

Esta técnica foi aplicada para as amostras coletadas no mesmo sítio dos pontos referentes a taxa de sedimentação a partir de uma amostrador de acrílico com 75 cm de altura e 15 cm de largura. A partir desta técnica, foi possível descrever as estruturas sedimentares para aferição das taxas de acumulação dos sedimentos, em virtude do padrão espacial das estruturas sedimentares, que geralmente corresponderem a acumulação dos sedimentos (Wheatcroft et al. 2006). A radiografia foi realizada através de um Sistema de Controle de Diagnóstico de Raio- X portátil (marca ACOMA MEDICAL IMAGING INC. modelo PX-1020HF), calibrado em 60 kv e 20 mA, com cinco a dez disparos e com tempo de exposição de aproximadamente 1,5 segundos, cada. A distância do Sistema de Raio-X para a placa de acrílico pode variar entre 0,5 e 1 m, de acordo com a altura do alvo radiografado (Figura 4.4).

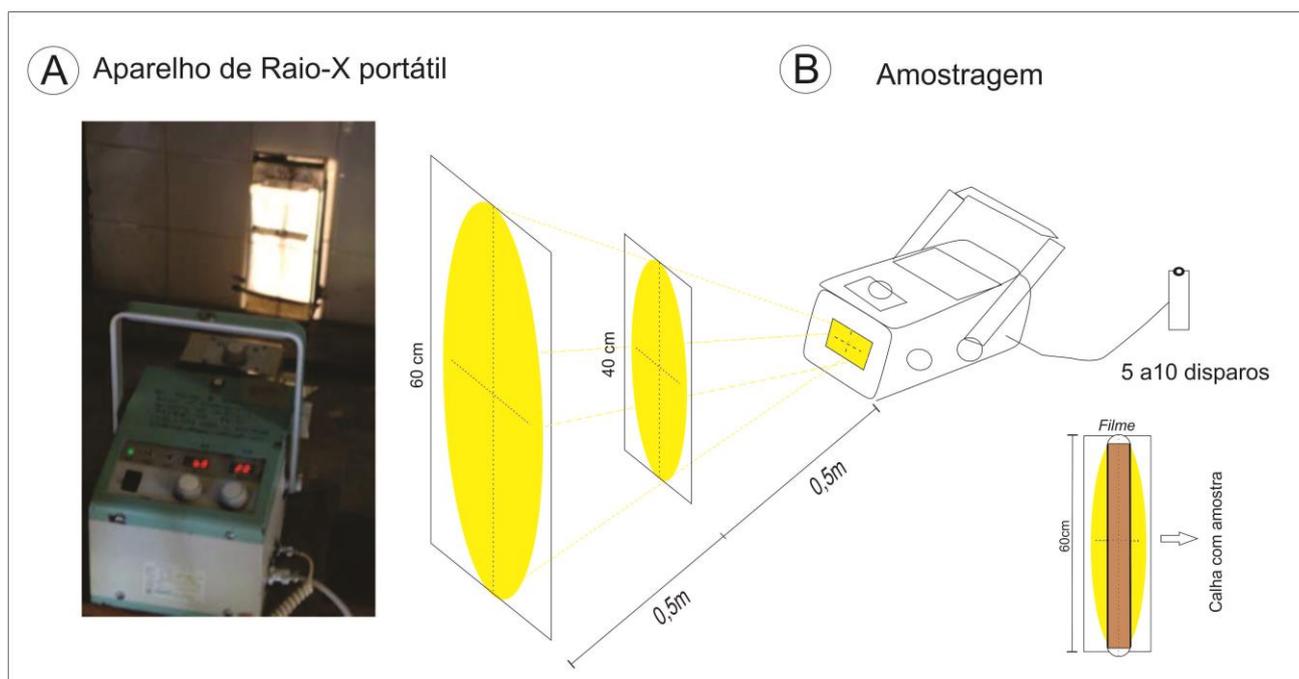


Figura 4.4. (A) Aparelho de raio-x. (B) Esquema mostrando o imageamento com o Sistema Controle de Diagnóstico de Raio-X portátil (UW/SO/EUA).

Os negativos foram escaneizados e processados em duas etapas: A- atribuição de pseudocor aos filmes originais escaneizados para melhor visualização dos materiais sedimentares (silte/lama, areia fina, média, grossa) e bioturbações; B- processamento dos dados originais escaneizados utilizando técnicas de contraste, inversão de cor e transformação de intensidade, matiz e saturação (IHS). Nesta etapa foram feitas duas cópias do dado original, na primeira foi aplicada um contraste adaptativo e posteriormente foi extraído o IHS, enquanto na segunda cópia foi aplicado a inversão de cores e posteriormente extraído o IHS. Para uma melhor visualização das estruturas aplicou-se a transformação IHS-RGB das informações de intensidade da segunda cópia atribuindo a ela a cor vermelho (R) e a matiz e saturação da cópia 1 atribuindo a elas a cor verde (G) e a cor azul (B), respectivamente. A Figura 4.5 ilustra as etapas do processamento.

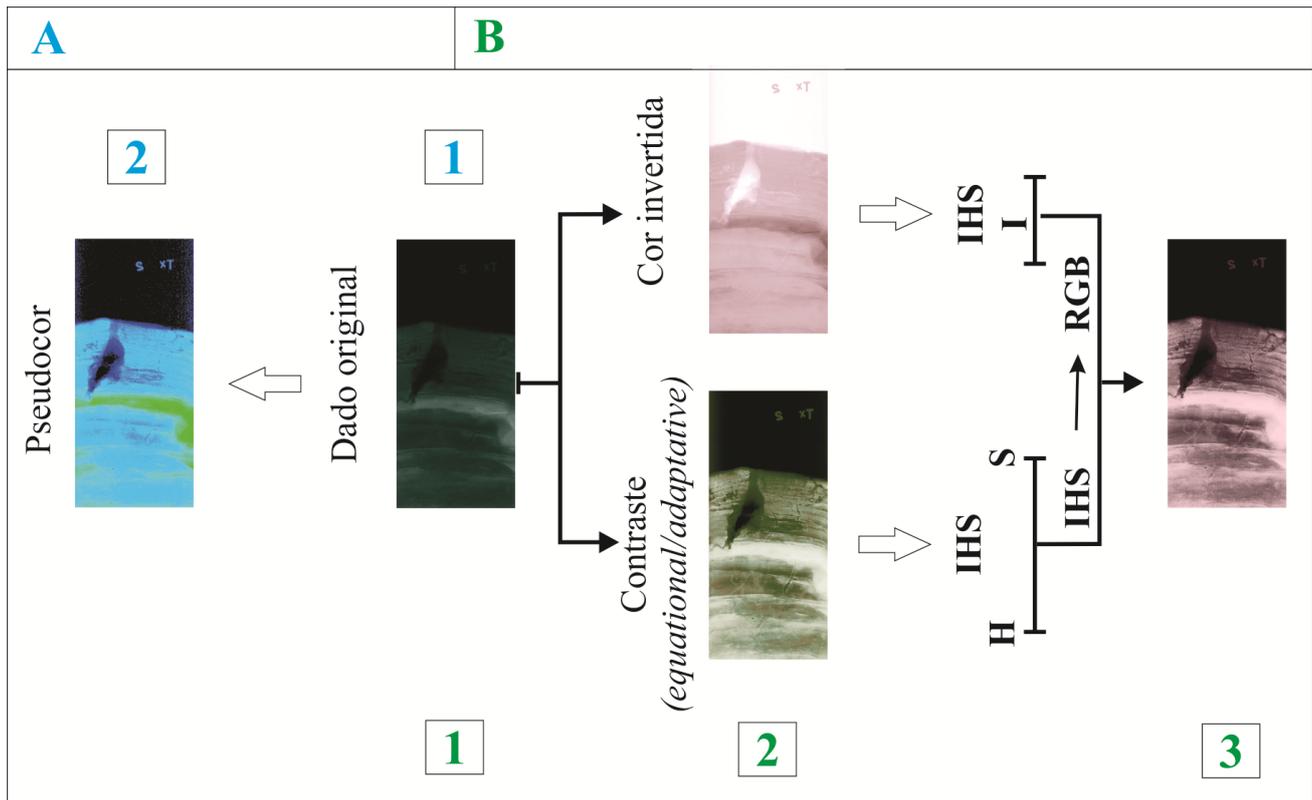


Figura 4.5. Fluxograma representativo das etapas de processamento dos filmes negativos de raio x. (A) Pseudocor - etapas 1 e 2 (azul); (B) Contraste e transformação IHS-RGB, etapas 1,2,3 (verde)

### 4.3.3. Análise Granulométrica dos Sedimentos

Foram utilizadas duas técnicas para determinar a granulometria das amostras: (1) *Sedigraph* 5100 medidor de massa, que utiliza absorção por raio x, foi utilizado para processar amostras até  $63\ \mu\text{m}$ ,  $3\phi - 4.5\phi$  (argila e silte) e (2) peneiras manuais para processar as amostras mais grossas,  $-3\phi$  a  $4\phi$  (areia).

(1) *Sedigraph* 5100: foram pesadas aproximadamente 6 g para sedimentos lamosos e aproximadamente 10 g para sedimentos arenosos, estas amostras foram colocadas em uma peneira de  $63\ \mu\text{m}$  e lavadas com água deionizada, que ao sair da peneira era armazenada em potes de vidro de 100 ml. O líquido dos potes eram despejados no *Sedigraph* e então feita a leitura, o computador fornecia gráficos e tabelas com informações da granulometria da amostra analisada. As amostras que ficaram acima de  $63\ \mu\text{m}$ , foram secas e peneiradas manualmente.

(2) Peneiras manuais: as amostras foram secas em estufa a uma temperatura entre  $50-60^\circ$  e posteriormente foram quarteadas. Foram pesados 30 g de cada amostra e peneiradas em agitador mecânico “*RoTap*” em coluna de peneiras ajustadas em intervalos de  $\frac{1}{2}\ \phi$  (phi), de acordo com a

escala de Wentworth, 1922 *in* McManus, 1988. Em seguida os dados foram processados no programa *Sysgran*®3, os quais foram representados graficamente, de acordo com o diagrama textural de Shepard e as multi-análises (parâmetros estatísticos de medida estatística de tendência central: mediana e média e de dispersão: desvio padrão, assimetria e curtose), segundo o método de Folk & Ward, 1957.

#### 4.3.4. Quantificação da acumulação de sedimentos – $^{210}\text{Pb}$

A atividade do chumbo foi determinada a partir dos procedimentos estabelecidos por Nittrouer et al. (1979). As amostras sedimentares foram secas (12 sub-amostras em média por tubo amostrado) a aproximadamente 60°C e posteriormente maceradas e pesadas 5g de cada sub-amostra. Estas foram analisadas a partir da atividade do  $^{209}\text{Po}$  e de ácidos  $\text{HNO}_3$  15.8 e de  $^6\text{N}$  no  $\text{HCl}$ . Após a centrifugação, os isótopos  $^{209}\text{Po}$  e  $^{210}\text{Po}$  foram removidos a partir da lixiviação por eletrodeposição nos *plancets* de prata, os quais foram contados com um sistema de alfa-espetroscopia de Ortec (*software Maestro II, da EG&G Ortec*®). As atividades neste estudo foram normalizadas com porcentagens da argila para remoção dos efeitos da granulometria (Goodbred & Kuehl, 1998). As taxas de acumulação de massa foram determinadas usando medidas de conteúdo de água para estimar a densidade do volume-seco, assumindo uma densidade de partícula de 2,65 g/cm<sup>3</sup> e uma salinity de 40x.

#### 4.4. EVOLUÇÃO DO PREENCHIMENTO DO ESTUÁRIO DURANTE O QUATERNÁRIO (*atende ao objetivo específico: item 3*)

Para estudarmos a evolução do preenchimento do vale inciso durante o quaternário utilizamos várias técnicas de análise de sedimentos, que serão descritos nos tópicos a seguir:

##### 4.4.1. Análise dos sedimentos

Para a amostragem subsuperficial de sedimentos foi utilizado o sistema a percussão RKS (*Rammkernsonde*). A coleta dos testemunhos foi posicionada de modo a se montar seções estratigráficas transversais e longitudinal ao canal estuarino, visando a correlação lateral, além de representatividade em diferentes unidades morfoestratigráficas. Os testemunhos foram subamostrados a cada 2 cm. Para a localização dos pontos de amostragem foi utilizado o sistema de

posicionamento global por satélite (GPS) e para o nivelamento topográfico, a estação total associada ao DGPS.

Os testemunhos foram fotografados e analisados nos aspectos textural, cor (Munsell Soil Color Charts, 1975), composição e estruturas físicas visando o reconhecimento de fácies sedimentares (Mial, 1977). As análises granulométricas foram realizadas em granulômetro laser. Os sedimentos foram caracterizados texturalmente segundo a metodologia de Folk (1974).

A cronologia dos eventos foi definida a partir da análise de radiocarbono, realizada no laboratório da empresa *Beta Analytic Inc.*, em Miami, na Flórida. Amostras com conteúdo orgânico e carbonático foram datadas pela técnica de espectrometria de massa com uso de acelerador (AMS) e as idades foram calibradas de acordo com Reimer et al. (2004), através do *software* Calib Rev 5.0.1.

As etapas estão representadas pelo fluxograma da Figura 4.6.

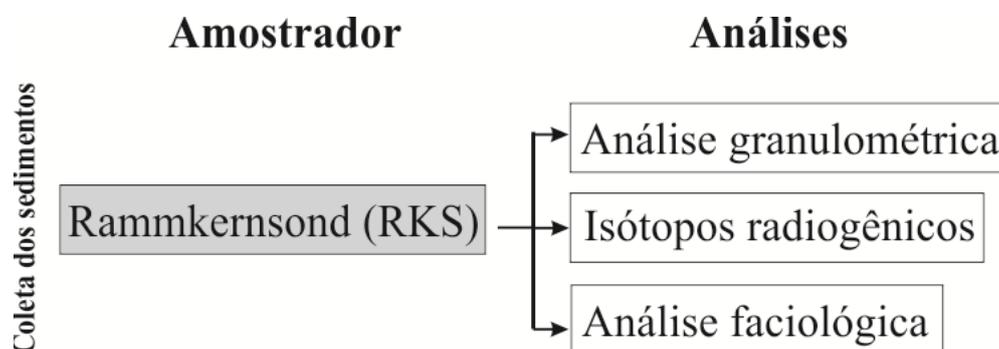


Figura 4.6. Fluxograma com as etapas realizadas nas amostras da área estudada.

#### 4.4.1.1. Coleta com o RKS (*Rammkernsonde*)

O testemunhador consiste de um martelo a percussão, modelo COBRA mk1, acoplado a hastes em aço de 1m ou diretamente ao amostrador, podendo alcançar 25 m de profundidade (Figura 4.7A). São utilizados dois amostradores em aço, formato aberto, com 1 m e 2 m de comprimento e 5 cm de diâmetro. A recuperação do testemunhador é realizada através de macaco hidráulico. Para cada amostragem é necessário que o registro fotográfico, descrição e coleta de amostras sejam realizadas imediatamente para a liberação do amostrador.

#### 4.4.1.2. Subamostragem de Sedimentos coletados pelo RKS

Foram coletadas amostras para compor três seções perpendiculares ao estuário, cada uma com três a quatro testemunhos de coleta, distribuídas ao longo do estuário do Rio Coreá e uma

seção longitudinal com cinco testemunhos (Figura 4.7 B). Os testemunhos coletados foram denominados CMRK-C/L1 (CM- Ciências do Mar; RK- *Rammkernsondem*; C- Camocim e 1 a 18 – local; L-seção longitudinal). A descrição macroscópica foi realizada segundo ficha-modelo modificada de Boyles et al. (1986), o qual permite a organização de uma série de informações tais como: coordenadas de localização do testemunho, comprimento, cor (Munsell, 1975), granulometria, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, concentração de matéria orgânica, fragmentos de vegetais ou de carapaças, traços fósseis, contatos, porções amostradas e tipo de análise (granulometria, foraminíferos, palinologia, datação), *etc.*

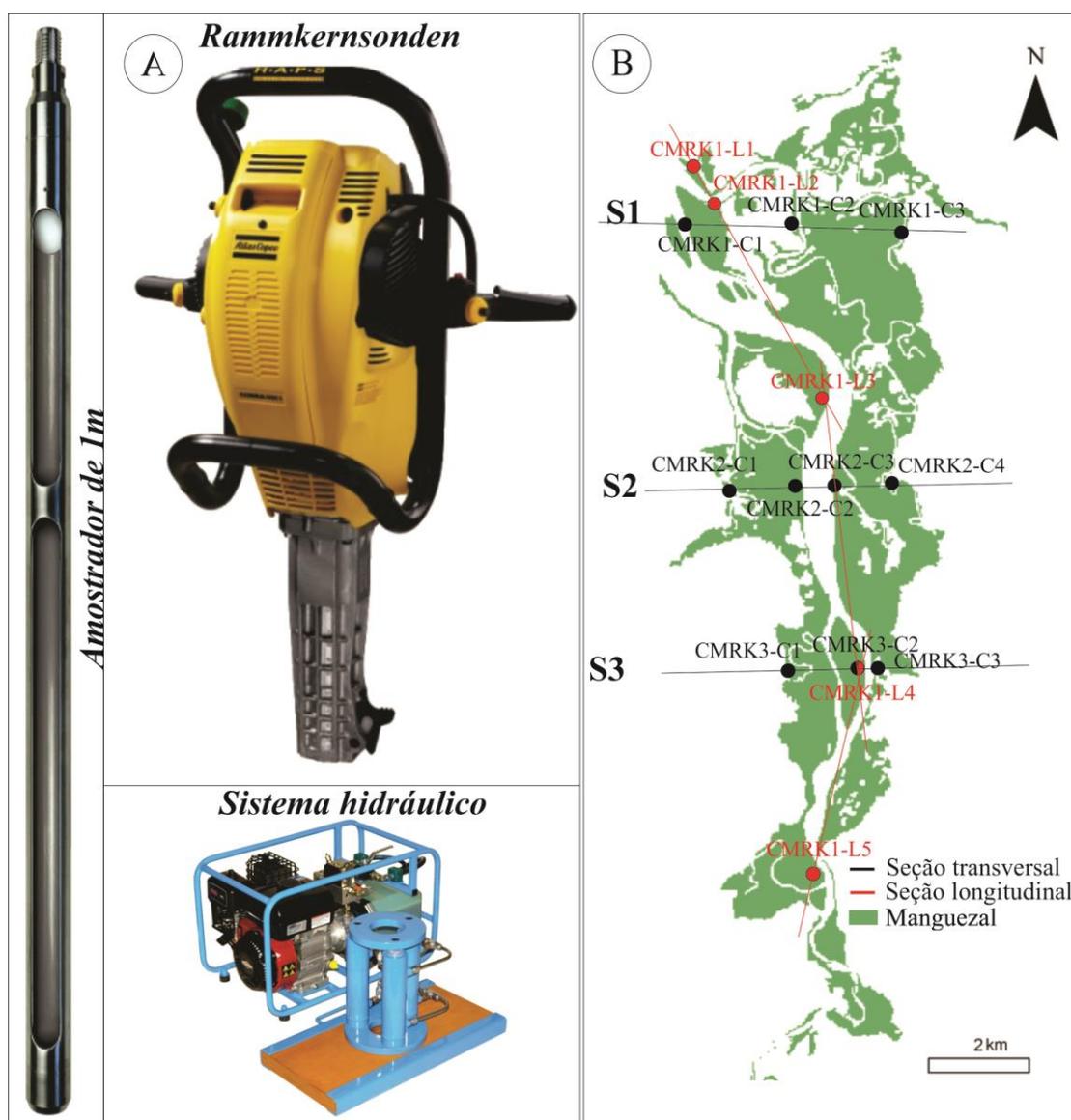


Figura 4.7. (A) Equipamentos: Martelo a percussão (*rammkernsonden*), amostrador de 1m e sistema hidráulico - para retirada dos amostradores. (B) Localização dos pontos amostrados e das seções transversais e longitudinal.

#### 4.4.1.3. Análise granulométrica

A análise granulométrica segue a mesma metodologia descrita no tópico do amostrador *Push Core*.

#### 4.4.1.3. Análise geocronológica

A análise geocronológica foi baseada na datação por carbono-14 (C-14), que consiste no fato de que o C-14 é radioativo e se desintegra produzindo nitrogênio-14. A concentração do C-14 em uma amostra pode ser medida com precisão e comparada com a quantidade de carbono-12 não radioativo. Com estas medidas pode-se calcular o tempo necessário para que o nível inicial do C-14 existente na amostra antes de sua morte pudesse chegar a este novo nível medido. Esta será a "idade C-14" da amostra, auxiliando nas interpretações das idades das amostras deposição na área. Amostras com conteúdo orgânico e carbonático foram datadas pela técnica de espectrometria de massa com uso de acelerador (AMS) e as idades foram calibradas de acordo com Reimer et al. (2004), através do *software* Calib Rev 5.0.1.

Os dados foram processados no Laboratório *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory* em Miami (USA).

#### 4.4.1.4. Análise faciológica

Na análise faciológica foram descritos a textura e estruturas sedimentares, seguida pelo agrupamento de fácies cogenéticas e contemporâneas estudadas em associações faciológicas, consistindo na elaboração de seus modelos posicionais (Walker et al. 1992).

## **CAPÍTULO 5: DETECÇÃO DE MUDANÇAS EM UM ESTUÁRIO DE CLIMA SEMI-ÁRIDO A PARTIR DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO .**

### **5.1. INTRODUÇÃO**

Uma das primeiras tentativas de estimar a área total de manguezal no mundo foi realizado como parte do Programa FAO/Nações Unidas para o Ambiente (UNEP) em 1980, quando a área de manguezal foi estimada em 15,6 milhões de hectares (FAO, 2007). Segundo estimativas mais recentes, a área de manguezal em 2000 foi calculada em 137.76 km<sup>2</sup>, destes, aproximadamente 75%, foram encontrados apenas em 15 países, entre os 118 países e territórios em que o manguezal se destaca. Entre os continentes, os que detem a maior percentagem são: Ásia (42%), seguido pela África (21%), América do Norte e América Central (15%), Oceania (12%) e América do Sul (11%) Giri et al. (2011).

A elevada sensibilidade dos manguezais às mudanças ambientais incluindo as alterações climáticas, os posicionam entre os ecossistemas mais ameaçados (Mackintosh et al. 2002; Ellison et al. 2010). O crescimento populacional mundial, a expansão das cidades em direção ao litoral e a conversão de manguezais para a agricultura, aquicultura e áreas urbanas, foi e é um dos principais determinantes na perda de manguezal no mundo (Alongi, 2002; Martín et al. 2003; Giri et al. 2008, 2011). Vale destacar que os países da Ásia, África e América Latina já sofreram uma perda entre 30% a 70% (Spalding et al. 2010) da área de manguezal. Segundo pesquisas feitas nas últimas décadas, o manguezal já reduziu drasticamente, a ponto de desaparecer em alguns territórios e\ou países (Alongi, 2002, Gilman et al. 2008).

Na América do sul, o Brasil é o país com maior extensão de manguezal (Kjerfve & Lacerda, 1993), são aproximadamente 6.800 km, partindo do rio Oiapoque, na divisa do Amapá com a Guiana Francesa, até à praia do Sonho, em Santa Catarina (Schaeffe-Novelli, 1989). O Brasil tem uma área de 1.071.000 ha de manguezal, quantificados em 2009 (Magris & Barreto, 2010), dos quais, cerca de 70% estão localizados na Zona Costeira de Macromaré da Amazônia (Souza Filho, 2005). De acordo com as informações do Atlas de manguezais do Nordeste do Brasil elaborado por Maia et al. (2006), com base na climatologia e nos critérios geológicos e geomorfológicos da zona costeira, além de sua extensa linha de costa, o litoral brasileiro pode ser subdividido em quatro setores: Costa Norte Quaternária - caracterizada por extensa planície quaternária dominada por mais de 800.000 ha de florestas de mangue (Herz, 1991); Costa Nordeste Semi-árida – caracterizada por pequenas extensões de manguezal principalmente em estuários, em que são afetados por regime de mesomaré (2 a 4

metros), e comporta cerca de 60% da área das fazendas de camarão do país; Costa Nordeste Leste Úmida – caracterizada por mangues que ocorrem principalmente nas desembocaduras dos rios e nas costas protegidas e Costa Granítica Sul - caracterizada pela ocorrência de afloramentos de rochas graníticas que seguem da Serra do Mar até o oceano, formando um litoral independente com várias baías protegidas e com cobertura de florestas de mangues.

Em relação as atividades agroindustriais que mais se desenvolveram nos últimos anos no Brasil, destaca-se a carcinicultura marinha que, no período entre 1997 e 2003, passou de 3.548 ha para 14.824 ha de viveiros construídos (Rocha et al. 2004), com uma produção anual de aproximadamente 4000 toneladas em 1997 e em estudos mais recentes com uma produção anual de 70.000 toneladas em 2008, representando uma área de aproximadamente 20.000 ha (Rocha, 2010). A rápida expansão da atividade, principalmente no nordeste brasileiro, associada ao histórico de conversão de áreas de manguezal em viveiros de cultivo, desflorestando extensas áreas de manguezal e destruindo as áreas hypersalinas, chamadas de Apicum, que estão associados ao manguezal (Guimarães et al. 2010).

Para compreender melhor a expansão e/ou redução do manguezal no mundo, foi necessário a utilização de novas técnicas para reconhecimento de áreas extensas e de difícil acesso, assim a fotografia aérea foi a primeira ferramenta do sensoriamento remoto para o mapeamento das zonas húmidas (Seher & Tueller, 1973; Howland, 1980), a partir daí, com a evolução e disponibilização de imagens de sensores ópticos, no início da década de 70, de sensores SAR, e o crescente uso do Sistema de Informação Geográfica (SIG) nos anos 80, houve um maior interesse na utilização destas ferramentas para monitorar e descrever a zona costeira em diversas escalas: global (Spalding et al. 2010; Giri et al. 2011), regional (Giri et al. 2007, 2008; Magris & Barreto, 2010; Shearman, 2010; Rodrigues & Souza-Filho, 2011; Nascimento Jr, 2013) e local (Brakel, 1984; Jensen et al. 1991; Sery et al. 1995; Ramsey & Jensen, 1996; Fromard et al. 2004; Souza-Filho & Paradella, 2005; Kovacs et al. 2006; Proisy et al. 2007; Rodrigues & Souza Filho, 2012).

Assim, neste capítulo destaca-se o uso de imagens de sensores remotos orbitais de resoluções espaciais moderadas, tendo como finalidade reconhecer, classificar e detectar as alterações dos últimos 28 anos no manguezal, ao longo do estuário do rio Coreau, no estado do Ceará, localizado na região nordeste do Brasil.

## 5.2. RESULTADOS

### 5.2.1. Mapeamento da floresta de manguezal, tanques de carcinicultura e salinas

Uma vez reconhecido a classe manguezal (Figura 5.1), e as áreas onde ocorrem as áreas de cultivo de camarão, determinou-se o ganho e a perda natural e artificial de área de manguezal, ao longo do estuário do rio Coreau (Tabela 5.1).

As áreas de manguezal ocupavam uma área de  $\sim 37,7$  km<sup>2</sup> em 1985 e 38,7 km<sup>2</sup> em 2013, no final do período estudado. Os períodos com maior desenvolvimento do manguezal ocorreram entre 2003-2004, seguido de 2008-2010 e 2010-2013, com áreas de  $\sim 37,7$  km<sup>2</sup>,  $\sim 38,5$  km<sup>2</sup> e  $\sim 38,7$  km<sup>2</sup> respectivamente.

Por outro lado, As áreas de cultivo sofreram uma evolução significativa, passando de 4,572 km<sup>2</sup> em 1985 para 13,364 km<sup>2</sup> em 2013.

Levando-se em consideração que a implementação de tanques de carcinicultura nas áreas de apicum, as áreas ocupadas por tanques de cultivo aumentaram consideravelmente. Em 1985 estas áreas ocupavam  $\sim 4,6$  km<sup>2</sup>. Até 1991 ocorreu um aumento de  $\sim 2,6$  km<sup>2</sup>, chegando a ocupar uma área de  $\sim 7,2$  km<sup>2</sup>. De 1991 até 2001 observa-se uma redução nas áreas de tanque de cultivo. A partir de 2001, as áreas de cultivo praticamente triplicaram, chegando a ocupar uma área de  $\sim 13,4$  km<sup>2</sup> em 2013.

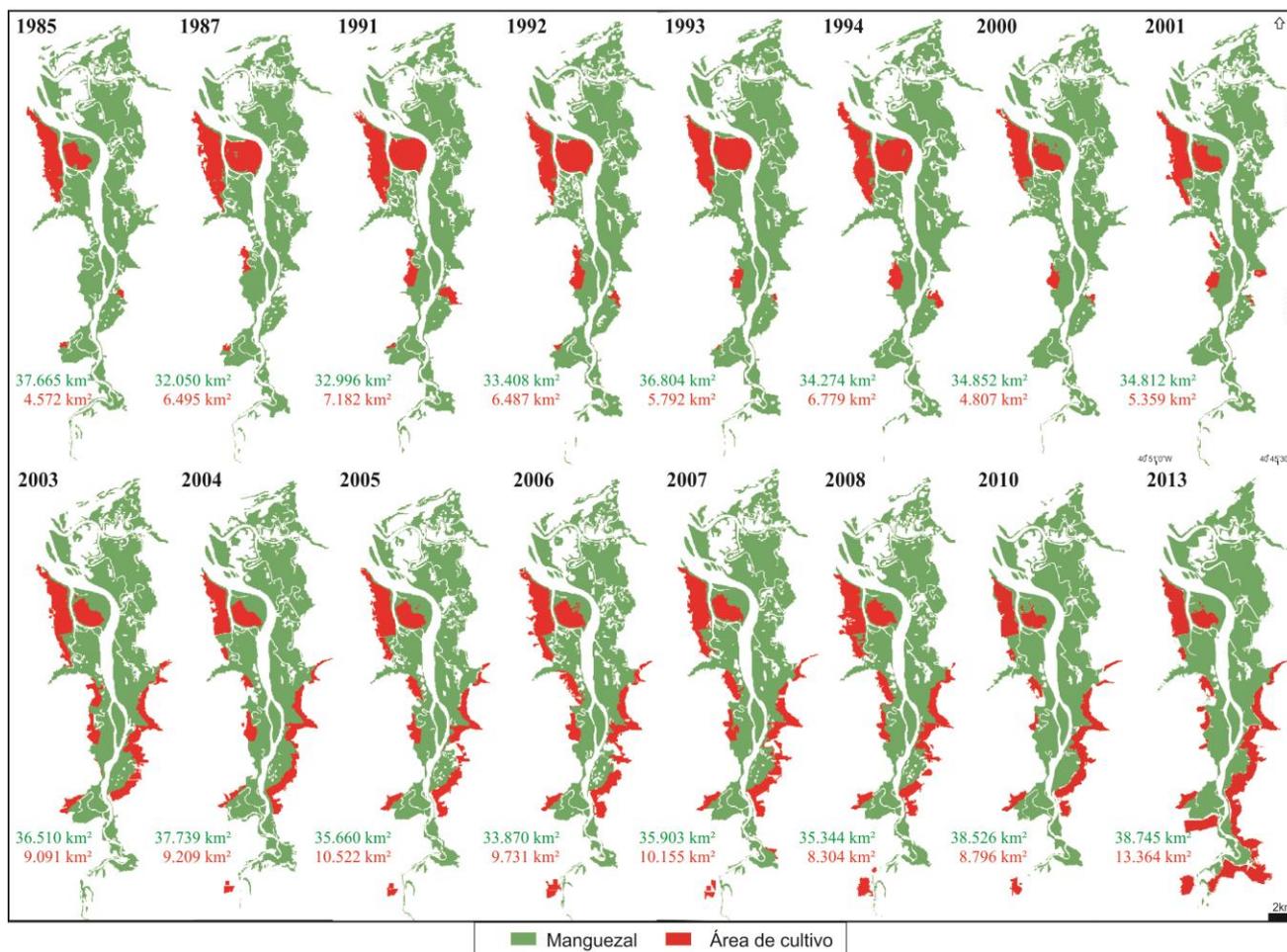


Figura 5.1. Área classificada de manguezal e tanques de cultivo (fazenda de camarão e salinas) com suas respectivas áreas

Tabela 5.1. Detecção de mudança nas áreas de manguezal (km<sup>2</sup>).

Ano	Área Total do manguezal	Área de cultivo no manguezal	Área total natural	Ano	Área Total do manguezal	Área de cultivo no manguezal	Área total natural
<b>1985</b>	37,665	0	37,665	<b>2003</b>	36,510	0,35	36,156
<b>1987</b>	33,953	<b>1,90</b>	32,050	<b>2004</b>	37,739	0,49	37,249
<b>1991</b>	34,226	<b>1,23</b>	32,996	<b>2005</b>	35,660	0,39	35,270
<b>1992</b>	34,068	0,66	33,408	<b>2006</b>	33,870	<b>0,72</b>	33,148
<b>1993</b>	37,074	0,27	36,804	<b>2007</b>	35,903	0,68	35,227
<b>1994</b>	35,104	<b>0,83</b>	34,274	<b>2008</b>	35,344	0,58	34,764
<b>2000</b>	35,312	0,46	34,852	<b>2010</b>	<b>38,526</b>	0,12	<b>38,407</b>
<b>2001</b>	34,965	0,15	34,812	<b>2013</b>	<b>38,745</b>	<b>0,84</b>	37,901

### 5.2.2. Análise da acurácia

Para cada imagem classificada obteve-se um valor de índice kappa e exatidão geral que variaram de 0,94 a 0,99 e 0,95 a 0,99, respectivamente (Tabela 5.2). Estes resultados garantem uma classificação muito boa das imagens, segundo o modelo de Landis & Koch (1977), ou seja, 99% das classes foram muito bem reconhecidas. Os índices analisados foram importantes para a terceira etapa de processamento que corresponde a detecção de mudança, pois uma vez que as imagens estejam com uma boa ortorretificação e uma boa classificação, a sobreposição e análises da classe manguezal entre anos consecutivos fica evidente e confiável.

### 5.2.3. Detecção de mudança

A detecção de mudança foi realizada entre as classes manguezal e área de cultivo entre os anos 1985 e 2013. Como resultado, foi possível identificar a expansão e redução das áreas de manguezais e área de cultivo, assim como as áreas que permaneceram inalteradas. A Figura 5.2 ilustra as áreas de manguezal acrescidas, reduzidas e inalteradas para cada intervalo de tempo analisado. Os dados de área para cada alteração são apresentados na Tabela 5.3.

Tabela 5.2. Interpretação do índice Kappa.

Ano	Índice Kappa	Acurácia Geral	Nível de Concordância	Ano	Índice Kappa	Acurácia Geral	Nível de Concordância
1985	0,968	0,977	Muito bom	2003	0,984	0,988	Muito bom
1987	<b>0,992</b>	<b>0,994</b>	Muito bom	2004	<b>0,992</b>	<b>0,994</b>	Muito bom
1991	0,959	0,971	Muito bom	2005	<b>0,992</b>	<b>0,994</b>	Muito bom
1992	0,967	0,977	Muito bom	2006	<b>0,943</b>	<b>0,959</b>	Muito bom
1993	0,967	0,977	Muito bom	2007	0,984	0,988	Muito bom
1994	0,959	0,970	Muito bom	2008	0,951	0,965	Muito bom
2000	0,966	0,972	Muito bom	2010	0,984	0,988	Muito bom
2001	0,959	0,970	Muito bom	2013	0,987	0,991	Muito bom

Na área em estudo foi possível perceber um ganho de 3% de área. Este aumento pode estar vinculado a diversos fatores, como: ação das chuvas e marés de quadratura que influenciam no transporte e sedimentação ao longo do rio; a baixa vazão nesta região entre os meses de junho a

dezembro, favorecendo a sedimentação; regeneração do manguezal em áreas antes devastadas para a construção de tanques; a acumulação de sedimentos a partir da liberação de matéria orgânica pelos tanques de carcinicultura, que são despejados atemporalmente no estuário do rio Coreauí.

Os maiores “ganhos” de área de sedimentos ocorreram entre 1992-1993 e 2008-2010. O intervalo 1992-1993 destaca um acréscimo de  $\sim 6,1$  km<sup>2</sup> de manguezal para a área estudada, em contra partida foi um dos períodos com maior perda artificial devido a construção de tanques de carcinicultura e/ou conversão em salinas (1,2 km<sup>2</sup>). Durante os anos 1992 e 1993, a pluviosidade total anual era de 847,4 mm e 485,5 mm em um período de El niño e vazões médias mensais de 6,4 m<sup>3</sup>/s e 2,2 m<sup>3</sup>/s. Ou seja, condições de pluviosidade abaixo da média anual segundo as medidas calculadas por Silva & Rao (2002) de 860-1230mm para essa região, onde ocorre a liberação de matéria orgânica através de tanques de carcinicultura diretamente para o rio. No período de 2008-2010 observa-se um ganho de 8,3 km<sup>2</sup> durante um período de La niña nos anos 2008 e 2009, com pluviosidade de 1492,5 mm e 2316,5 mm totais anuais, vazões médias de 13,667 m<sup>3</sup>/s em 2008 e abaixo da média em 2009 e 2010. Segundo o site SIERGH/ANA os valores de vazão chegaram a 0 m/s<sup>2</sup>, houve uma “Parada” na construção de tanques de carcinicultura entre os anos 2008 e 2010, diminuindo as áreas de erosão artificial para 0,12 km<sup>2</sup>.

Em relação aos anos com maior perda de área de manguezal, destacam-se os períodos de 1993-1994 e 1985-1987. Em 1993-1994 observou-se o segundo maior valor de perda total de área de manguezal com 7,2 km<sup>2</sup> e o terceiro maior valor de perda artificial com 0,8 km<sup>2</sup> de área. Este foi um período com pluviosidade de 485,5 mm e 1385,6 mm e vazões médias mensais de 2,25 m<sup>3</sup>/s e 11,083 m/s<sup>2</sup>, coincidindo com anos de transição entre anomalias climáticas. No intervalo de 1985-1987 observa-se a maior perda total de área de manguezal com 8,3 km<sup>2</sup> e a maior perda artificial com 1,9 km<sup>2</sup>. A pluviosidade total anual foi acima da média no ano de 1985 devido ao período de La niña, com 3051 mm e abaixo da média em 1987 com 754 mm e vazões médias mensais de 14,2 m<sup>3</sup>/s e 7,5 m<sup>3</sup>/s.

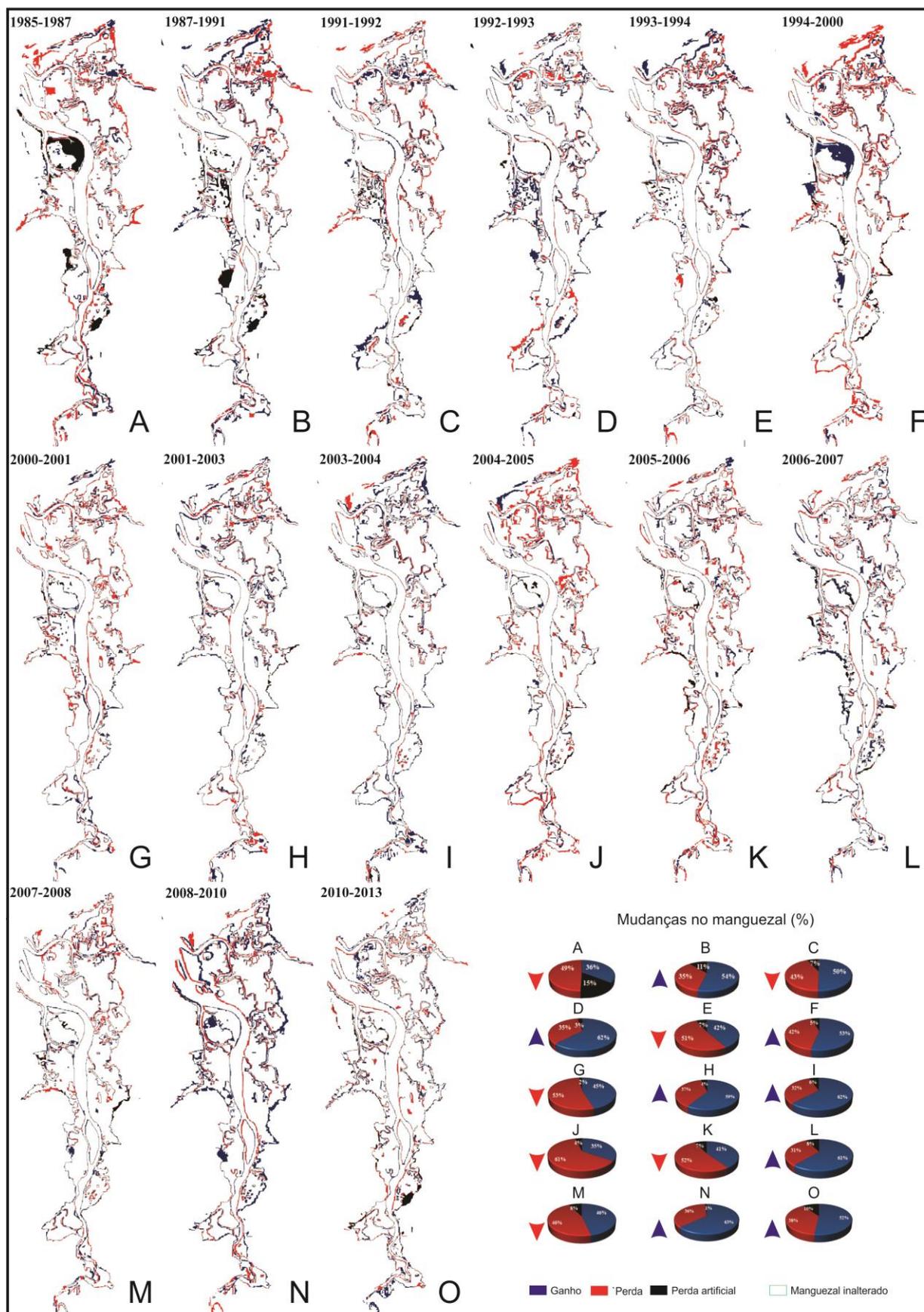


Figura 5.2. Detecção de mudança no manguezal do estuário do rio Coreáuí.

Tabela 5.3. Alterações naturais e artificiais no manguezal do rio Coreaú em km<sup>2</sup>.

<b>Intervalo</b>	<b>Ganho</b>	<b>Perda Total</b>	<b>Perda Artificial</b>	<b>Perda Natural</b>	<b>Situação Ganho vs perda total</b>
.85-87	4,608	<b>8,29</b>	<b>1,90</b>	<b>7,06</b>	<b>Perda</b>
87-91	<b>6,063</b>	<b>5,195</b>	<b>1,23</b>	4,54	Ganho
<b>91-92</b>	4,867	4,841	0,66	4,57	Ganho
92-93	<b>6,001</b>	3,666	0,27	2,84	<b>Ganho</b>
93-94	5,206	<b>7,255</b>	<b>0,83</b>	<b>6,79</b>	<b>Perda</b>
94-00	5,141	<b>4,522</b>	0,46	4,37	Ganho
00-01	4,008	<b>4,839</b>	0,15	4,49	Perda
01-03	<b>5,358</b>	3,752	0,35	3,27	Ganho
03-04	<b>5,448</b>	3,32	0,49	2,93	Ganho
04-05	3,478	<b>6,532</b>	0,39	<b>5,81</b>	<b>Perda</b>
05-06	3,864	<b>5,652</b>	<b>0,72</b>	4,98	Perda
06-07	<b>5,342</b>	3,406	0,68	2,83	Ganho
<b>07-08</b>	3,572	<b>4,131</b>	0,58	4,01	Perda
08-10	<b>8,331</b>	4,85	0,12	4,01	<b>Ganho</b>
<b>10-13</b>	4,506	4,192	<b>0,84</b>	4,192	Ganho

### 5.3. DISCUSSÃO

O manguezal do Nordeste do Brasil é um dos ecossistemas mais visados para o desenvolvimento de práticas agrícolas e aquícolas em relação as demais regiões litorâneas do país, devido suas condições climáticas e fácil adaptação da espécie *Litopenaeus vannamei*. Segundo dados da ABCC (2013), o estado do Ceará, foi o principal produtor de camarões do País em 2011, com uma produção de 3.930.059 toneladas (Rocha, 2013). Estes dados explicam a expansão da construção de tanques de carcinicultura, implantados nos apicuns entre 2010 e 2013 na área em estudo. O contrário é visualizado entre os anos 1985 a 2003, assim como a baixa produção e instalação de fazendas de camarões, devido ao período de adaptação, implementação de leis e início da exportação da produção de camarões no Ceará. O estuário do rio Coreaú possui uma razoável extensão de manguezal, comparado aos demais estuários ao longo da costa cearense.

A partir do processamento de imagens orbitais foi possível avaliar o desenvolvimento do manguezal ao longo do rio Coreaú, nas últimas 3 décadas. Houve um aumento de área de 7,17 km<sup>2</sup>, entre os anos 1985 e 2013, mostrando que o manguezal vem se desenvolvendo apesar do clima semi-árido, moderada pluviosidade e baixa vazão no períodos de estiagem. Observou-se uma considerável regeneração das áreas de manguezal entre os anos 1994 e 2000 na ilha Trindade e na margem oeste do

estuário, na latitude 3° S e longitude de 40°49'W entre os anos 2010 e 2013, assim como a perda natural ao longo da margem leste do estuário e ganho na margem oeste entre os anos 1985 e 2013 (Figura 5.3).

Levando-se em consideração a evolução da carcinicultura no nordeste brasileiro, percebe-se que a prática contribuiu diretamente com a redução de áreas de manguezal na região estudada, mesmo que essa degradação seja considerada de baixa influência, ela foi responsável pela perda de 7% em um período de 28 anos, o que corresponde a uma área de 0,89 km<sup>2</sup>. A partir das classificações geradas para cada ano, foi possível associar o desenvolvimento dos tanques, com a representatividade da carcinicultura no Brasil e especialmente na região nordeste. Os anos que apresentaram maior desenvolvimento da carcinicultura, coincidiu visualmente com o maior desenvolvimento da classe área de cultivo na região estudada. Segundo dados da ABCC (2004), em 2003 as áreas de carcinicultura no Ceará eram de 3,376 ha com uma produção de 25,915 toneladas, enquanto que em 2011 as áreas representavam 6.580 ha, com uma produção de 31,982 toneladas (Rocha, 2013), posicionando o estado como primeiro produtor e exportador de camarões do Brasil.

A redução das áreas de mangue, sem influência das áreas de cultivo, ou seja uma “perda natural” foi influenciada pela erosão, a partir da variação da maré, pluviosidade e vazão nas margens do rio, esta perda correspondeu a 38% das alterações detectadas no manguezal, o que equivale a uma área de 5,06 km<sup>2</sup>.

Para o aumento de área de manguezal que, resultou em um acréscimo de 7,17km<sup>2</sup>, ou seja, 3 % da área inicial, pode estar vinculado a diversos fatores, como: ação das chuvas e marés de quadratura que influenciam no transporte e sedimentação ao longo do rio; a baixa vazão nesta região entre os meses de junho a dezembro, favorecendo a sedimentação; regeneração do manguezal em áreas antes devastadas para a construção de tanques; a acumulação de sedimentos a partir da liberação de matéria orgânica indiscriminada pelos tanques de carcinicultura, que são despejados atemporalmente no rio Coreaú.

A expansão da aquacultura em áreas de mangue foram responsáveis pela redução de mais de 45% de manguezal na Indonésia, Tailândia e Equador, além de contribuir com consideráveis impactos nos manguezais em *Sundarbans* em *Blangadesh* e Índia (Giri et al. 2008). No Ceará, em especial no estuário do rio Coreaú, isto representa 7%. No outro extremo, na Amazônia, a perda de área de mangue é desprezível, representando apenas 0,007 %. Degradações mínimas também são observadas no Golfo de Papua-New Guinea, que ainda apresenta áreas sem grandes alterações (Sherman, 2010).

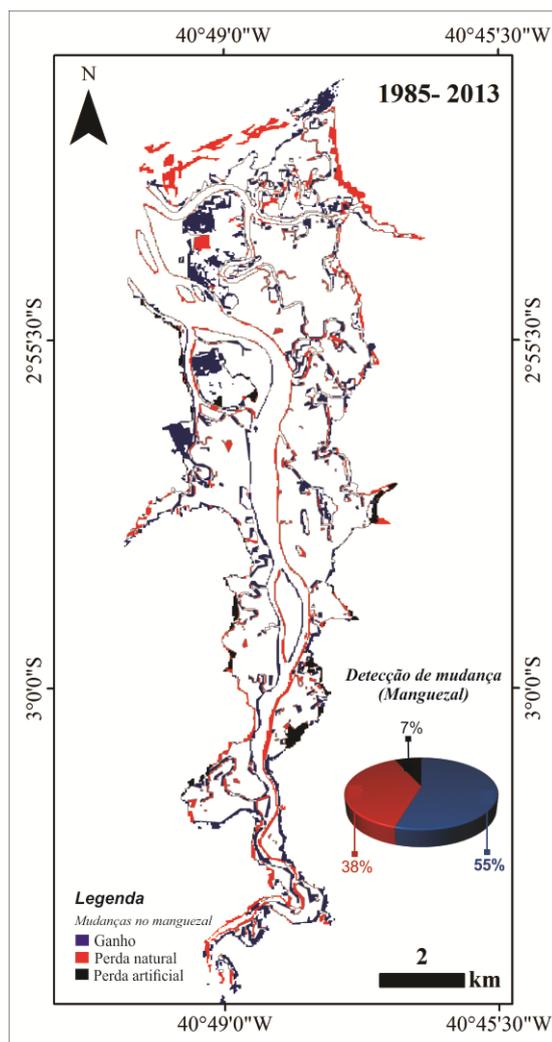


Figura 5.3. Detecção de mudança total no manguezal (1985-2013).

#### 5.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir de técnicas de processamento de imagens ópticas associadas a técnicas de detecção de mudanças foi possível identificar com maior precisão, alterações em determinados ambientes costeiros, permitindo melhor análise das influências naturais e artificiais sobre o mesmo. Trabalhos como este podem auxiliar estudos no sentido de tentar explicar de que forma anomalias climáticas, assim como outros agentes: pluviosidade, marés, vento e vazão podem influenciar no ganho e perda de sedimentos, discriminando um componente ou agrupando vários para explicar a percentagem nas alterações, devido as características da imagem, como a resolução temporal, espacial e mesmo horário de passagem que podem ser associado aos horários de maré.

## **CAPÍTULO 6: INFLUÊNCIA DAS VARIAÇÕES DE ANOMALIA DE TSM DO ATLÂNTICO E DO PACÍFICO NA PRECIPITAÇÃO, VAZÃO E DINÂMICA DAS ÁREAS DE MANGUEZAL DO ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ, NORDESTE DO BRASIL.**

### **6.1. INTRODUÇÃO**

As condições climatológicas do nordeste brasileiro foi descrita como anômala (Kousky, 1999). Esta interpretação deve-se ao fato de que nos quadrimestres entre os meses fevereiro e maio, são os mais chuvosos no setor norte do Ceará, enquanto que no setor leste do Ceará o quadrimestre mais chuvoso ocorre entre os meses abril a julho. Esta disparidade deve-se a cinco mecanismos que gerenciam o regime de chuva da região: 1) Eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS); 2) Temperatura da superfície do mar (TSM) na bacia do oceano Atlântico, Ventos Alísios, Pressão ao Nível do Mar (PNM); 3) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o oceano Atlântico, 4) Frentes Frias, e 5) Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (Ferreira & Mello, 2005). Além desses mecanismos podemos destacar também a atuação das linhas de Instabilidade (LI), dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Silva et al. 2002), e do efeito das brisas marítima e terrestre na precipitação (Ferreira & Mello, 2005).

Dentre os cinco mecanismos citados serão estudados neste capítulo a relação das variações de TSM do atlântico e Pacífico como influenciadores ou não na dinâmica das áreas de manguezal a partir de processos associados à precipitação e vazão no estuário do rio Coreaú.

### **6.2. RESULTADOS**

#### **6.2.1. Análise dos dados de Anomalias, pluviosidade e vazão para o estuário do Rio Coreaú**

##### **6.2.1.1. Tendência e Regime Pluviométrico**

As variações anuais para o período de 1979-2010, para os totais de precipitação e vazão média anual, no estuário do Rio Coreaú, são apresentado na Figura 6.1 A. As séries de precipitação e vazão foram submetidas ao teste de tendência Mann-Kendall, obtendo-se como resultado a ausência de tendências para ambas (ao nível de confiança 95%). Aparentemente a década mais recente (1999-2010), apresentou menor vazão média anual em relação ao observado nas duas décadas anteriores. Proporcionalmente, a vazão média do Rio Coreaú para o período de 1999-2010 foi 60% menor que o valor médio do período 1979-1998. Sob o enfoque das variâncias de cada série, ao longo do período 1979-1998, há uma alta correlação (aproximadamente 0,8) entre os totais anuais de precipitação e a

vazão média anual, como esperado. A análise espectral das séries de precipitação e vazão (Figura 6.1 B) indica a presença de variabilidades interanuais da ordem de 3-4 anos - mais proeminente na precipitação e provavelmente devido os eventos El Niño/Oscilação Sul (El Niño/*Southern Oscillation*) - e um forte sinal de 10 anos em ambas as séries.

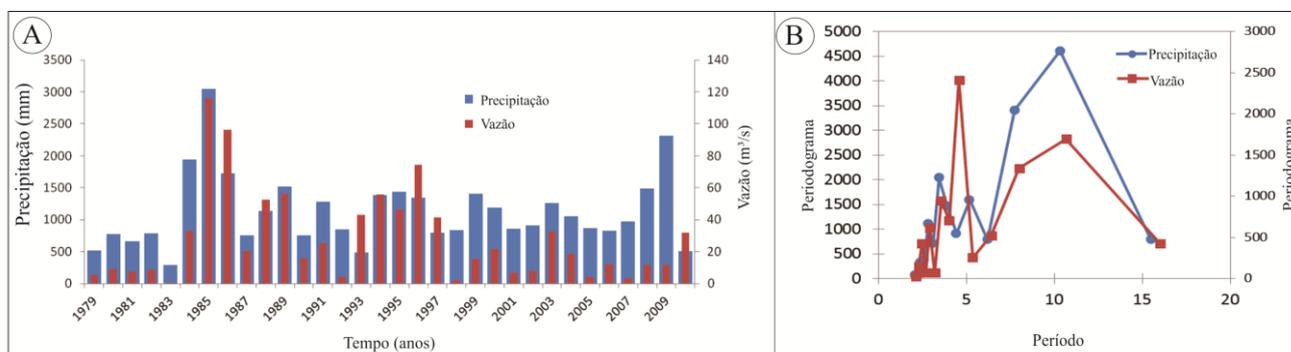


Figura 6.1. (A) Totais de precipitação (mm) e vazão média anual ( $m^3/s$ ), no estuário do Rio Coreau Tendências, nas últimas três décadas, dos totais anuais de precipitação (mm) em azul e vazão ( $m^3/s$ ); (B) Periodograma das séries mencionadas onde se destacam dois sinais, sendo: um de 3-4 anos, provavelmente associado aos eventos ENSO, mais evidente nos totais de precipitação, e outro de 10 anos.

Aplicando-se o cálculo dos percentis sobre os dados da pluviosidade, pode-se determinar os anos que apresentaram condições extremas de seca e chuva, como destacado na Tabela 6.1.

Tabela 6.1. Determinação dos anos chuvosos e secos, obtido através dos percentis de precipitação e Vazão.

Anos	Precipitação anual total (mm)	Vazão ( $m^3/s$ )	El niño/ La niña	Período	Percentis ( $\times 100\%$ )
1985	3051	14,25	Fraco La	Muito chuvoso	0,85
1987	754	7,5	Moderado El	Seco	0,35
1991	1278,6	6	Forte El	Chuvoso	0,65
1992	847,4	6,417	Forte El	Normal	0,5
1993	485,5	2,25	Forte El	Muito seco	0,15
1994	1385,6	11,083	Moderado El	Chuvoso	0,65
2000	1192,5	9,333	Moderado La	Normal	0,5
2001	862,1	9,167	Moderado La	Normal	0,5
2003	1257,3	12,167	Moderado El	Normal	0,5
2004	1058,1	12,75	Fraco El	Normal	0,5
2005	873,2	6,583	Fraco El	Normal	0,5
2006	825	12,583	Fraco El	Seco	0,35
2007	975,4	12,167	Fraco El/Forte La	Normal	0,5
2008	1492,5	13,667	Forte La	Chuvoso	0,65
2010	506,1	0	Fraco El	Muito seco	0,15

### 6.2.1.2. Variabilidade Interanual

Neste tópic, a variabilidade interanual da precipitação de Camocim-CE é analisada tomando-se por base a influência das condições térmicas dos oceanos, atuando como moduladores remotos do regime pluviométrico regional, como amplamente discutido em estudos recentes. Contudo, nesta etapa, o enfoque é determinar qual das bacias oceânicas exerce maior influência na variabilidade anual da precipitação regional. Na Figura 6.2 estão destacadas as áreas que apresentaram boa correlação entre as variabilidades da TSM e da precipitação em Camocim, como sugerido por estudos anteriores (Souza, et al. 1998, 2000, 2005). São elas: área do Atlântico Norte, ATLN (50°W-20°W; 10°N-25°N), Atlântico Sul, ATLS (30°W-0°E; 20°S-5°S) e Pacífico Equatorial, PACEq (150°W-90°W; 5°S-5°N).

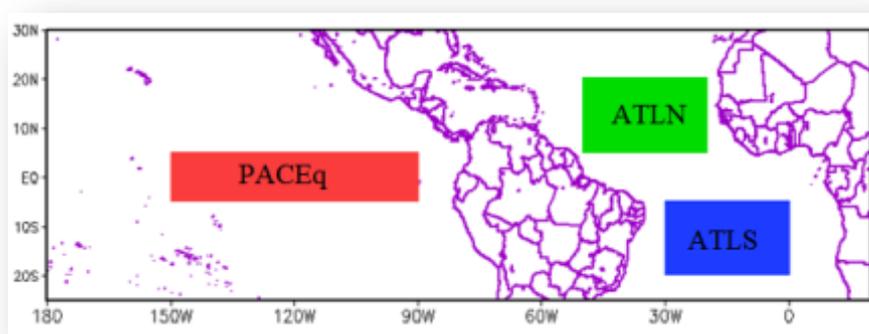


Figura 6.2. Os destaques coloridos identificam as áreas de maior correlação entre as anomalias de precipitação e de TSM das citadas bacias oceânicas, a saber: Atlântico Norte, ATLN (50W-20W; 10N-25N), Atlântico Sul, ATLS (30W-0; 20S-5S) e Pacífico Equatorial, PACEq (150W-90W; 5S-5N).

A Figura 6.3 mostra uma composição entre as variabilidades anuais de precipitação de Camocim (Aprec) e as anomalias de TSM (aTSM) extraídas das sub-áreas definidas na Figura 6.2. Nota-se que, o aquecimento/resfriamento anômalo do Pacífico Equatorial e do Atlântico Norte, frequentemente estão associadas a eventos secos/chuvosos da região de Camocim-CE. O triênio 1984-1985-1986 é um dos períodos em que esta relação foi mais evidente. O oposto parece ocorrer em relação ao Atlântico Sul, ou seja, aquecimento/resfriamento anômalo associado a evento chuvoso/seco. Estes resultados, contudo, não demonstram claramente o grau de relação entre ambas as anomalias de precipitação (Aprec) e TSM. Em relação aos gráficos de correlação linear entre cada par de séries históricas: Aprec - aatLN; Aprec - aatLS e Aprec - aPaceq, é possível observar claramente, que a variabilidade térmica do Atlântico Norte está mais fortemente relacionada às

anomalias do regime pluviométrico de Camocim. As variabilidades do Pacífico Equatorial podem ser classificadas em segundo lugar em grau de influência, enquanto o Atlântico Sul parece exercer pouca influência no regime pluviométrico de Camocim nos últimos 32 anos. A Figura 6.4 representa esquematicamente qual a relação entre a precipitação e as anomalias de TSM, indicando a influência dos dipolos e de que forma influenciam no favorecimento ou desfavorecimento da precipitação ao longo dos anos estudados.

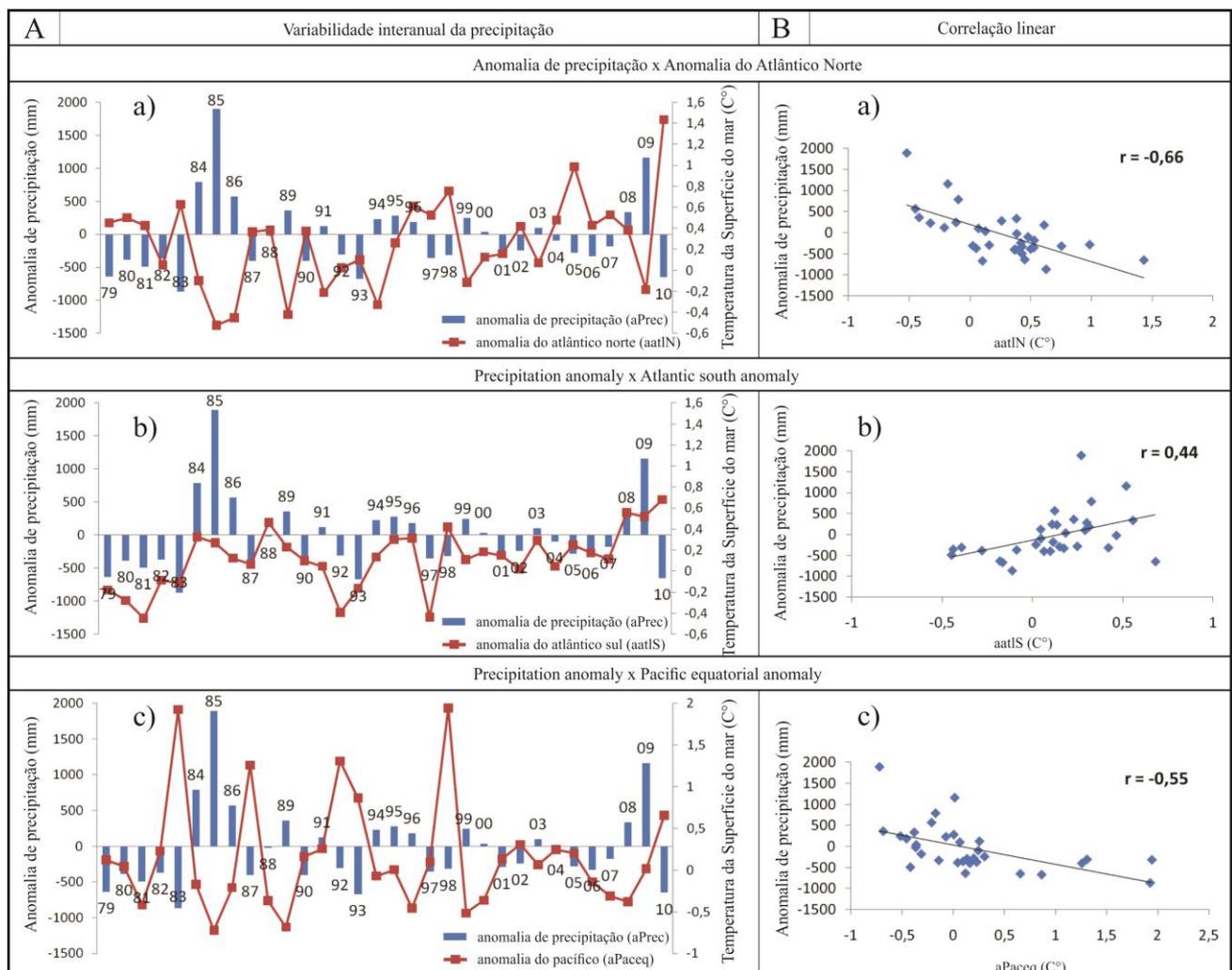


Figura 6.3. (A) Variabilidade anual da precipitação total de Camocim-SE e da TSM (média do período de Fevereiro à Maio), de cada ano. As anomalias de TSM - aTSM ( $^{\circ}\text{C}$ ), são referentes às bacias: a) Atlântico Norte – aatN; b) Atlântico Sul-aatS e c) Pacífico Equatorial – aPaceq. Os números, na extremidade de cada barra, indicam o ano de ocorrência da anomalia de precipitação servindo, também, como referência para as anomalias de TSM. (B) Correlação linear entre as anomalias de precipitação de Camocim e anomalias de TSM, para: a) Atlântico Norte; b) Atlântico Sul e c) Pacífico Equatorial. Coeficientes de correlação, dispostos no canto superior direito, são significativos ao nível de 99,9%, para (a) e (c), e 95% para (b), no Teste t-Student.

Precipitação		La niña	Dipolo negativo
Favorável	=	Paceq (+)	+ AtlN (+) + AtlS (-)
Não favorável	=	Paceq (-)	+ AtlN (-) + AtlS (+)
		El niño	Dipolo positivo

Paceq = Pacífico equatorial; AtlN = Atlântico norte; AtlS = Atlântico sul

Figura 6.4. Relação entre a precipitação e os dipolos na área estudada.

### 6.2.2. Classificação e quantificação das alterações no manguezal

A partir do reconhecimento e individualização das classes manguezal e área de cultivo (Figura 5.1) descritas no capítulo 5, obteve-se informações quantitativas das alterações do manguezal ao longo do estuário do rio Coreau. Foram analisadas as classes representativas de cada par de ano consecutivo e quantificados os ganhos e perdas ocorridos entre elas (Figura 5.2). Vale ressaltar que as perdas são correspondentes as perdas naturais, pois todas as perdas ocasionadas pela influência das áreas de cultivo foram quantificadas e subtraídas da análise. As áreas quantificadas foram apresentadas na Tabela 5.3.

### 6.2.3. Análise de Principais Componentes (APC)

Para a análise dos principais componentes, os dados processados foram esquematizados em uma tabela do Excel e posteriormente analisados no *software Minitab 16*, que através do menu *statistic*, foi possível gerar a principal componente para as quatro variáveis: pluviosidade (mm), vazão (m<sup>3</sup>/s), ganho e perda de área de manguezal (km<sup>2</sup>). A Tabela 6.2 identifica os valores das 4 PC's, assim como a estimativa dos autovalores, matriz de correlação, contribuições percentuais e dados cumulativos. Assim como as principais componentes, foram gerados os gráficos *scree plot* e o *loading plot* para análise final. As Equações:  $y_1 = 0.560 * \text{pluviosidade} + 0.475 * \text{vazão} - 0.529 * \text{ganho} - 0.426 * \text{perda}$  e  $y_2 = 0.061 * \text{pluviosidade} - 0.542 * \text{vazão} + 0.229 * \text{ganho} - 0.807 * \text{perda}$ , representam a contribuição de cada variável para entender se há ou não influência dos dados climáticos para as alterações no manguezal.

Analisando o *scree-plot* (Figura 6.5) observa-se que apenas as duas primeiras componentes são suficientes para explicar a maior parte (85%) da variação total dos dados (Tabela 6.2), sendo 67,4% da primeira componente, 17,60% da segunda componente.

Analisando os coeficientes dos autovetores associados às componentes principais, percebe-se que a primeira componente está relacionada às características de ganho de área de manguezal e

pluviosidade; enquanto a segunda componente, está relacionada com a vazão e perda de área de manguezal.

Tabela 6.2. Principais componentes das variáveis estudadas

<b>Matríz de correlação</b>	<b>Pluviosidade/ Precipitação</b>	<b>Vazão</b>	<b>Ganho</b>	<b>Perda</b>	
<b>Precipitação</b>	1	---	---	---	
<b>Vazão</b>	0.616	1	---	---	
<b>Ganho</b>	-0.755	-0.608	1	---	
<b>Perda</b>	-0.605	-0.325	0.435	1	
	<b>Autovalor</b>	<b>Proporção</b>	<b>Cumulativo</b>	<b>Cumulativo</b>	
<b>Componente 1</b>	<b>2.6964</b>	<b>67.40%</b>	0.674	67.40%	
<b>Componente 2</b>	0.7042	<b>17.60%</b>	0.85	<b>85.00%</b>	
<b>Componente 3</b>	0.3903	9.80%	0.948	94.80%	
<b>Componente 4</b>	0.2091	5.20%	1000	100.00%	
<b>Coefs. Autovetores</b>	<b>Coef. X1</b>	<b>Coef. X2</b>	<b>Coef. X3</b>	<b>Coef. X4</b>	
<b>Componente 1</b>	<b>0.559815</b>	0.474517	<b>-0.528816</b>	-0.426374	
<b>Componente 2</b>	0.061157	<b>-0.541529</b>	0.229116	<b>-0.806543</b>	
<b>Componente 3</b>	-0.229433	0.687537	0.618599	-0.303296	
<b>Componente 4</b>	-0.793869	0.094196	-0.534036	-0.275146	
	<b>CP 1</b>	<b>CP 2</b>	<b>CP 3</b>	<b>CP 4</b>	
<b>Indivíduos</b>	<b>1985</b>	4.8719	0.85415	-0.87664	-0.22494
	<b>1987</b>	-1.06298	-0.81826	-0.4582	0.08135
	<b>1991</b>	-0.60782	0.72532	0.03589	-0.70438
	<b>1992</b>	-0.53312	0.37124	-0.28963	0.30512
	<b>1993</b>	-1.57844	1.32733	-0.2565	0.37906
	<b>1994</b>	-0.53301	-1.6113	-0.06667	-1.02285
	<b>2000</b>	-0.05616	0.13882	0.27603	-0.25223
	<b>2001</b>	-0.16187	-0.36424	-0.20106	0.45432
	<b>2003</b>	0.42331	0.04516	0.84007	-0.2181
	<b>2004</b>	0.49398	0.23645	1.08678	0.18633
	<b>2005</b>	-0.59469	-0.83254	-1.14623	0.36328
	<b>2006</b>	0.21311	-0.95142	0.2274	0.62626
	<b>2007</b>	0.32912	0.0891	0.86977	0.29214
<b>2008</b>	1.36945	-0.41394	0.29919	0.08457	
<b>2010</b>	-2.57277	1.20414	-0.3402	-0.34994	

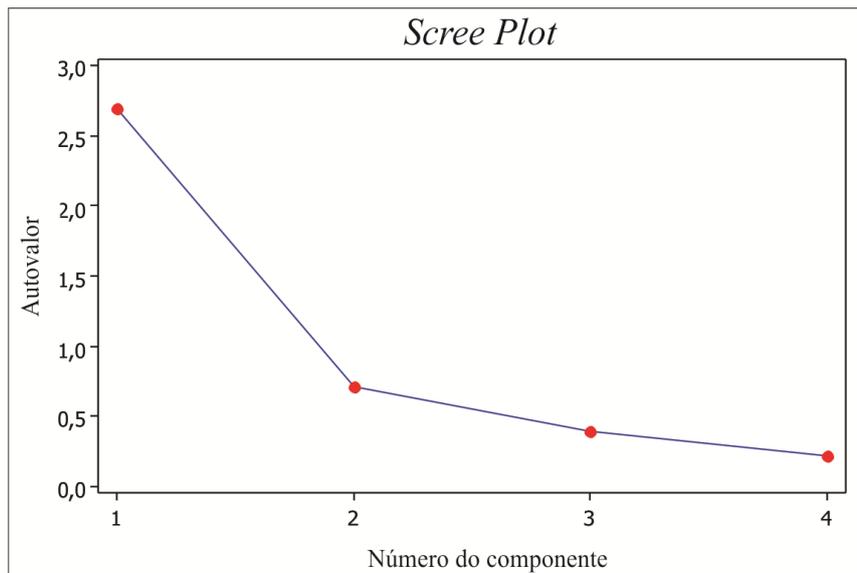


Figura 6.5. *Scree-plot* das 4 componentes principais.

Como a pluviosidade/precipitação refere-se à proporção de água e com isso a quantidade de sedimentos trazidos, que por sua vez influencia na taxa de sedimentação, logo, fica evidente que as componentes obtidas podem relacionar a pluviosidade em estudo com a acreção na área, sendo este um contribuidor e não um fator decisivo, assim como, a vazão influencia na erosão. Estas informações podem ser visualizadas no gráfico da Figura 6.6 abaixo.

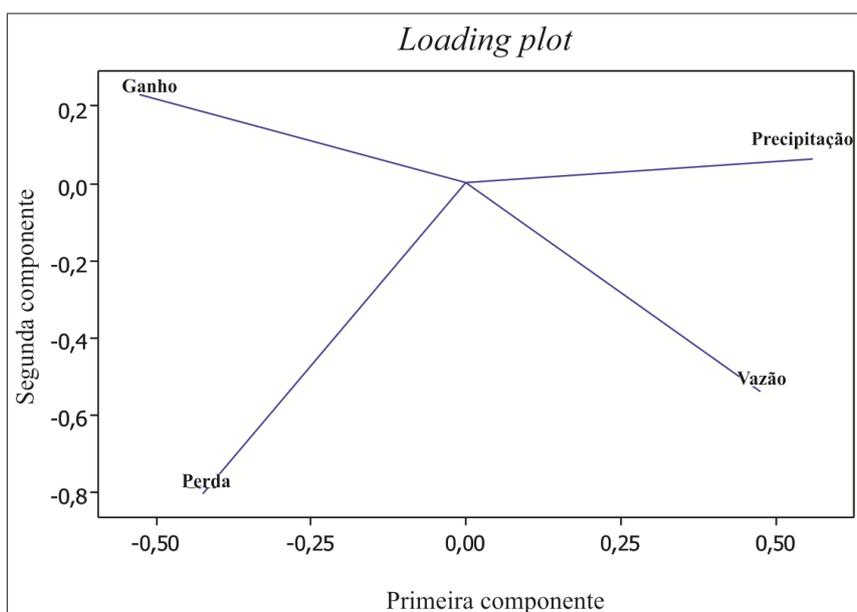


Figura 6.6. Gráfico *Loading plot* representando a espacialização das variáveis em relação às componentes principais 1 e 2.

### 6.3. DISCUSSÃO

Existem diversos artigos que tratam da importância das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Norte para a convecção do norte do Nordeste Brasileiro (Moura & Shukla, 1981; Nobre & Shukla, 1996). Para avaliar o efeito da TSM sobre a atmosfera de uma determinada região, é necessário experimentos numéricos usando modelos de circulação da atmosfera com imposição de anomalias de TSM em uma região específica (Chaves, 2005). Neste contexto, foram utilizados neste trabalho, dados de TSM, pluviosidade e vazão, a partir de séries temporais, de um período entre 1985 a 2010. Como resultado, percebe-se uma boa relação entre as condições de favorecimento e desfavorecimento de precipitação na área de estudo, controladas por estas anomalias. A relação de favorecimento da precipitação está diretamente vinculada com o dipolo negativo, representada pelos valores negativos do Atlântico norte e positivos do atlântico sul, assim como os valores negativos do Pacífico equatorial (La niña). O inverso pode ser observado em relação ao desfavorecimento da precipitação (Figura 6.3 e 6.4), citados anteriormente.

### 6.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Analisando as informações representadas nos gráficos estatísticos para as áreas quantificadas e suas relações com a meteorologia (pluviosidade) x hidrologia (vazão) x anomalias climatológicas (El Niño e La Niña), notou-se que as alterações naturais no manguezal estão vinculadas aos dados de pluviosidade e vazão sob influência das anomalias do atlântico norte e sul. A partir dos dados gerados para as alterações (ganho e perda), foi possível extrair informações qualitativas e quantitativas através da individualização do ambiente manguezal presente na área como a quantificação das áreas totais e alteradas. Analisando os dados climatológicos juntamente com dados de vazão, foi possível entender como estes fatores estão intrinsecamente ligados as alterações no manguezal criando uma relação de controle para os perfis de ganho e perda sob influência das condições climatológicas.

Assim foi possível entender a dinâmica do estuário em relação as alterações climáticas e associa-las a pluviosidade e a vazão que por seguinte interferem no aporte de sedimentos e na erosão das áreas ao longo do rio Coreáú. Vale ressaltar que variáveis como: maré, ventos e correntes também são essenciais para discussões como esta, mas para este estudo, não foi possível obter séries temporais satisfatória para incorporar a análise dos dados estudados.

## CAPÍTULO 7: TAXA DE ACUMULAÇÃO DE SEDIMENTO NO ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ, NORDESTE DO BRASIL

### 7.1. INTRODUÇÃO

A taxa de sedimentação analisada a partir de testemunhos de sedimentos marinhos coletados em ambientes como estuários e deltas, permitem recompor o registro deposicional de eventos ocorridos em um período de até ou um pouco mais de 100 anos (Goldeberg, 1963). Atualmente existem mais de 40 radionuclídeos utilizados como métodos de datação absoluta (Santos et al. 2008) que calculam o acúmulo de sedimentos em determinados ambientes. Porém, ao longo dos últimos 60 anos, os radionuclídeos mais utilizados para avaliar as taxas de sedimentação em que há mistura de sedimentos, idades que variam entre 5 a 100 anos e atividades de bioturbação na coluna sedimentar é o  $^{210}\text{Pb}$ . O  $^{210}\text{Pb}$ , pertencente à família do  $^{238}\text{U}$ , que é um emissor beta de meia-vida radioativa de 22,3 anos, e é indiretamente transferido da crosta terrestre para a atmosfera, por ser um produto de decaimento do  $^{222}\text{Rn}$  de meia-vida de 3,8 dias (Luiz-Silva et al. 2012). Estudos utilizando o  $^{210}\text{Pb}$  tem sido realizados em todo o mundo tanto no litoral como em deltas e estuários, quanto em mar aberto. Dentre estes destacam-se os trabalhos de Sommerfield (2006), intitulada “*On Sediments Accumulation rates and stratigraphic completeness: Lessons from Holocene ocean margins*”. Neste trabalho o autor analisa as taxas de acumulação sedimentare desde ambientes fluviais até aqueles francamente marinhos, citando exemplos da plataforma continental do Amazonas e da Califórnia, o estuário do rio Hudson e o talude continental da Carolina do Norte.

Neste capítulo destaca-se os resultados da acumulação de sedimentos em 9 pontos amostrados, ao longo do estuário do rio Coreaú, em áreas que sofreram ganho e perda de sedimentos, conforme apresentado no capítulo 1. Os resultados fornecem informações sobre a existência ou não de um padrão na deposição de sedimentos lamosos ao longo do estuário e se esta acumulação aconteceu de forma rápida ou lenta.

### 7.2. RESULTADOS

#### 7.2.1. Taxa de sedimenação no estuário do rio Coreau – $^{210}\text{Pb}$

Dentre os nove testemunhos coletados (Figura 7.1 A), apenas dois (TX1 e TX5), obtiveram um resultado consistente para o cálculo da taxa de acúmulo de sedimentos ao longo do estuário,

enquanto que para os testemunhos TX3, TX6, TX8 e TX9, a sedimentação foi tão rápida que foi impossível quantificar. Os testemunhos TX2, TX4 e TX7 apresentaram maior acumulação de lama no topo, diminuindo expressivamente com a profundidade.

A taxa de sedimentação referente ao testemunho TX1 (Figura 7.2 A) apresenta uma sedimentação de 1cm/ano, a mais elevada encontrada na área em estudo, indicando uma alta taxa de sedimentação. Próximo a esta área, a aproximadamente 2 km, observou-se o desenvolvimento de uma pequena ilha entre os anos 1985 e 2013 (Figura 7.2 B), corroborando com o resultado da taxa calculada.

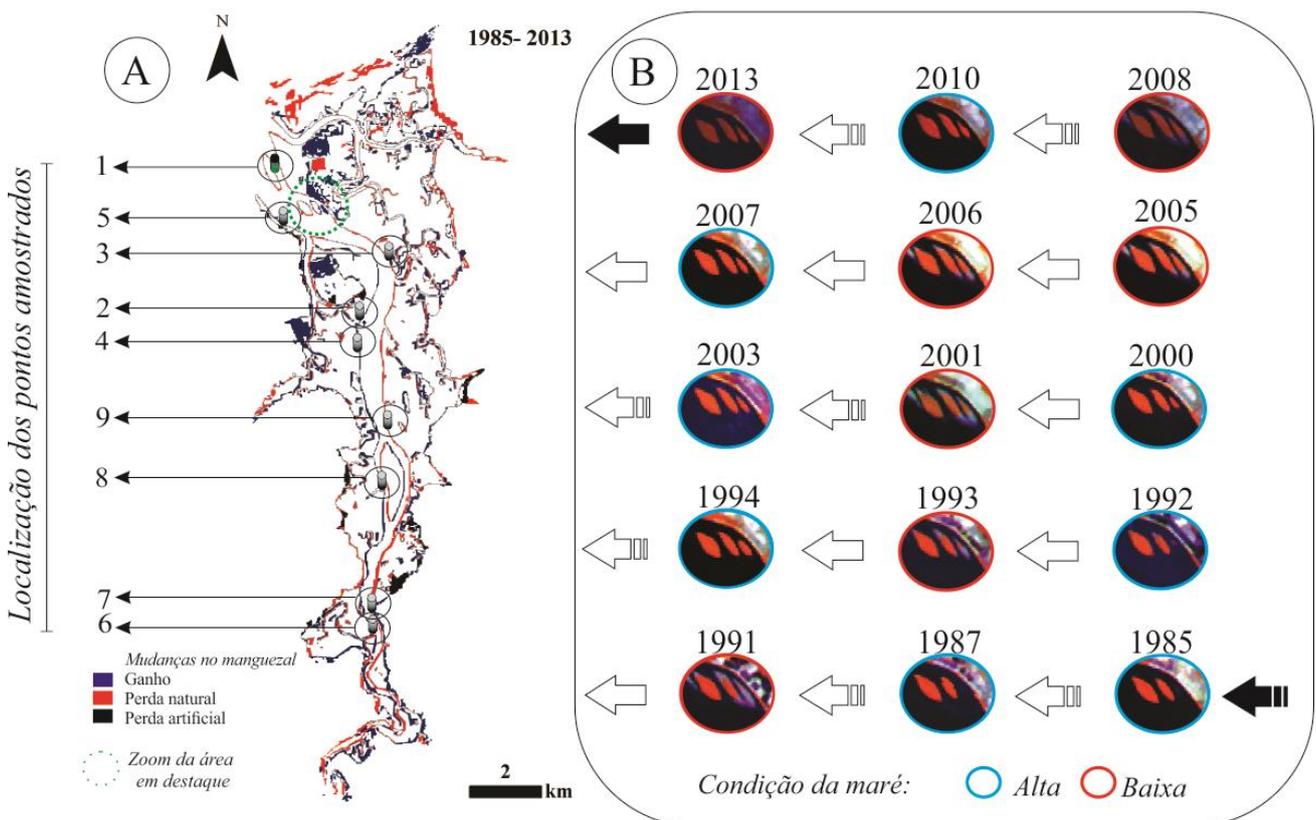


Figura 7.1 (A) Mapa de Detecção de mudança no estuário do rio Coreáú com a localização dos 9 pontos amostrados (B) zoom (verde) com a evolução de uma pequena ilha (Imagens dos sensores do Landsat composição 453 RGB para todas as imagens com excessão do ano de 2013 - 675 RGB).

O aumento da taxa de sedimentação pode ser percebido, inclusive, pela mudança granulométrica, com o aumento da deposição de sedimentos finos em direção ao topo. Texturalmente e mineralogicamente predomina a fração de areia, não só neste trecho, como também ao longo de todo o estuário, sendo formado por areia fina a média, bem selecionada, com predominância de quartzo. A base do textemunho de aproximadamente 74 anos, apresenta 8% de silte/argila e 90% de

areia fina a média, com 2% de cascalho. No sentido base-topo, a percentagem silte/argila aumenta para 35% enquanto que a areia diminui para 65%, predominando areia fina. A partir do análise do raio-x do testemunho, foi possível identificar acamamento de sedimentos lamosos nos primeiros 5cm e uma suave bioturbação, sendo identificados conchas entre os intervalos 10 a 20cm e nos últimos 60cm. Os espaços em preto no raio-x (escala de cinza) e azul escuro (pseudocor) indicam espaços vazios (sem sedimentos) ocorridos na hora da amostragem e/ou ressecamento do material antes do raio-x.

O gráfico referente ao testemunho TX5 (Figura 7.2 B), localizado próximo a cidade de Camocim, apresenta uma taxa de sedimentação de 0,33 cm/ano. Trata-se de uma taxa menor do que a anterior, pois encontra-se em uma área de erosão. Texturalmente e mineralogicamente possui as mesmas características dos tesmunho TX1, com percentagens maiores de silte/argila (44%) no topo do que na base (23%). Estruturalmente, o pacote sedimentar é maciço ao longo de grande parte do testemunho, com sedimentos mais arenosos na parte inferior.

Os gráficos representativos dos testemunhos TX3, TX6, TX8 e TX9 (Figura 7.3), que apresentam rápida taxa de sedimentação, localizam-se próximos a pequenos canais, conectados também á fazendas de carcinicultura. Estas duas influências podem ter contribuído com um maior aporte de sedimentos lançados próximo as áreas coletadas, sem contar com a liberação indiscriminada de materia orgânica nos rios em qualquer período. Os testemunhos apresentam uma grande concentração de sedimentos lamosos ao longo de todo o perfil estudado, em que suas camadas de deposição são de fácil visualização nos testemunhos TX6 e TX8 a partir da radiografia. Os sedimentos são levemente acamadados no topo do testemunho TX3 e levemente acamadado no topo e nos ultimos 50 cm do testemunho TX9. No testemunho TX9 há presença de conchas na profundidade compreendida entre 40 a 50 cm, assim como uma leve bioturbação no topo. No testemunho TX8 foi possível perceber a intercalação lama e areia ao longo de todo o perfil, marcado pelas cores claras (areia) e escuras (lama) no raio-x (escala de cinza). No testemunho TX6, nota-se uma lente de areia entre a profundidade de 20 a 30cm e uma grande quantidade de lama ao longo de todo o perfil.

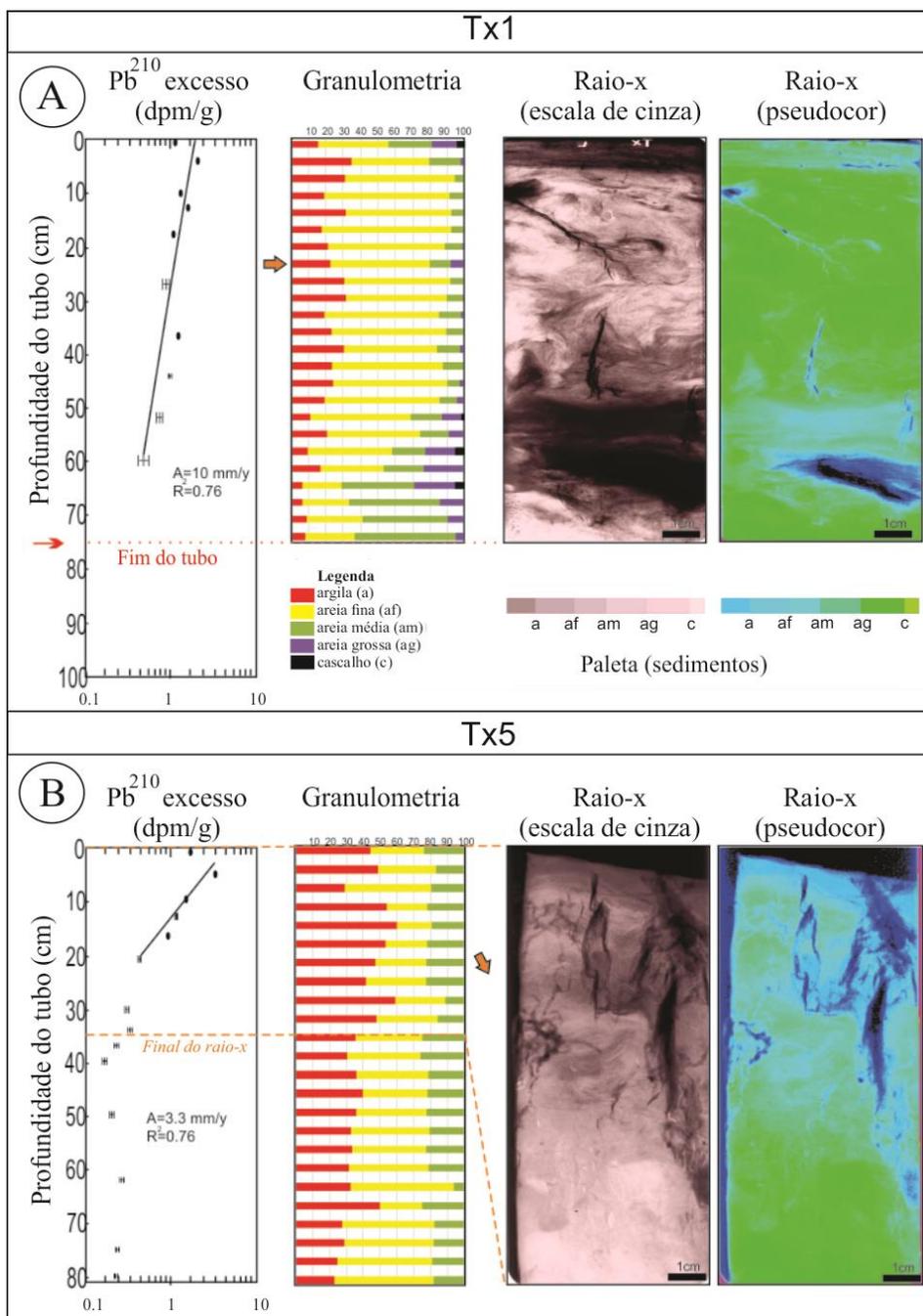


Figura 7.2 Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos (A) TX1 e (B) TX2.

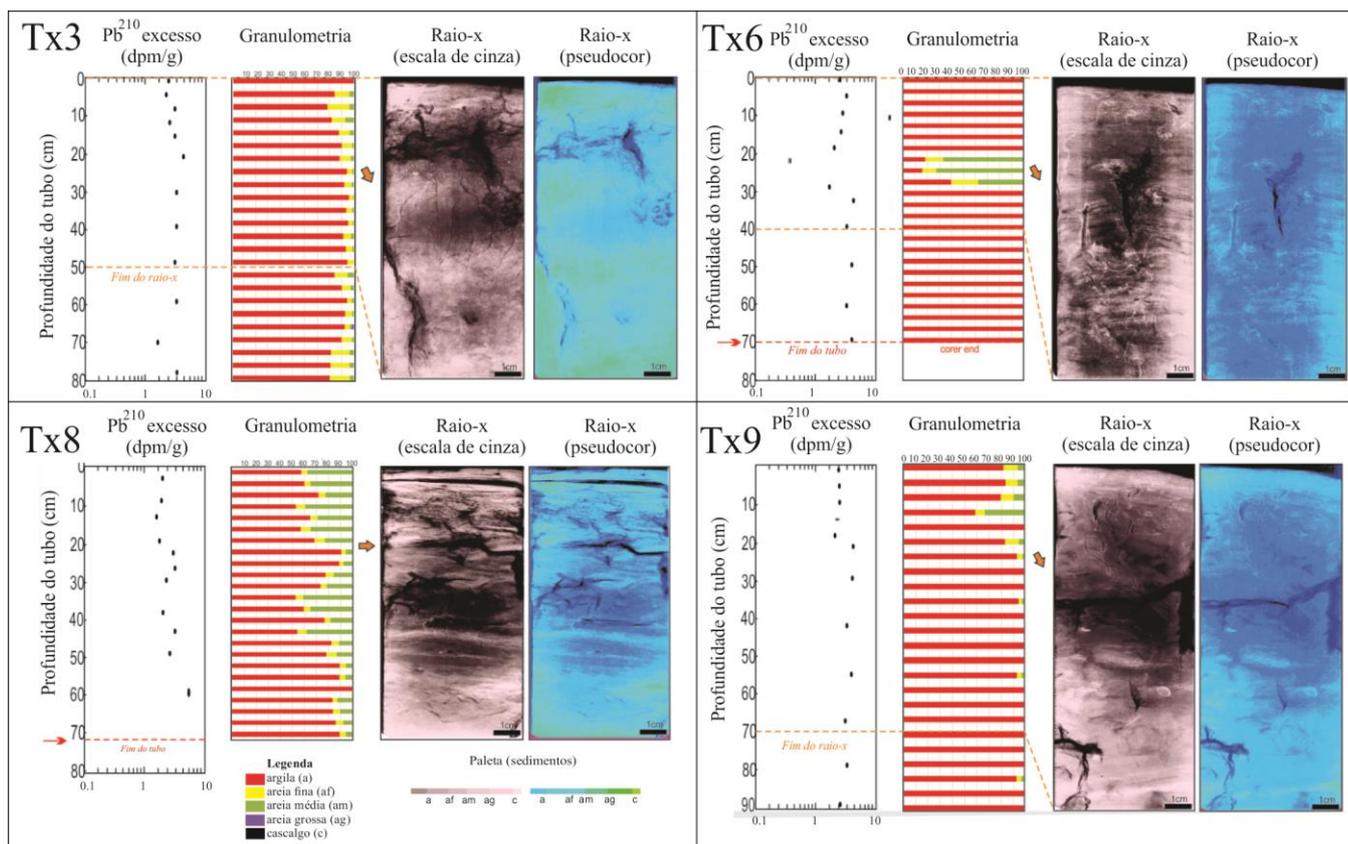


Figura 7.3. Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos Tx3, Tx6, Tx8 e Tx9.

Os gráficos TX2, TX4 e TX7, localizadas próximas a canais, apresentaram taxa de acumulação de sedimentos de 0,06 cm/ano, 0,26 cm/ano e 0,17 cm/ano, respectivamente. Os resultados das análises indicam uma maior percentagem de argila apenas nos 15 primeiros centímetros de profundidade com 79%, 91% e 36%, respectivamente, enquanto há um decréscimo significativo em direção a base 31%, 18% e 9%, respectivamente. Estas feições são indicativas de bioturbação no topo dos testemunhos, sendo constatadas nos raio-x das mesmas (Figura 7.4). No testemunho TX2 é possível visualizar uma lente de sedimentos arenosos á 17 cm de profundidade, enquanto que no topo há uma predominância de sedimentos lamosos com estruturas acamadadas marcadas pela deposição dos sedimentos. A partir da lente de areia mais espessa, percebe-se ainda um acamamento mais espesso entre sedimentos lamosos e arenosos. No testemunho TX4 há um evidente contato entre sedimentos lamosos e arenos na profundidade de 20 cm. Através da radiografia é possível perceber o acamamento de sedimentos lamosos depositados em um sedimento maciço arenoso, com presença de conchas inteiras e fraturadas a partir da profundidade de 25 cm. O testemunho TX7 é caracterizado por sedimentos arenosos de estrutura maciça, com fragmentos de conchas ao longo do testemunho a partir da profundidade de 18 cm.

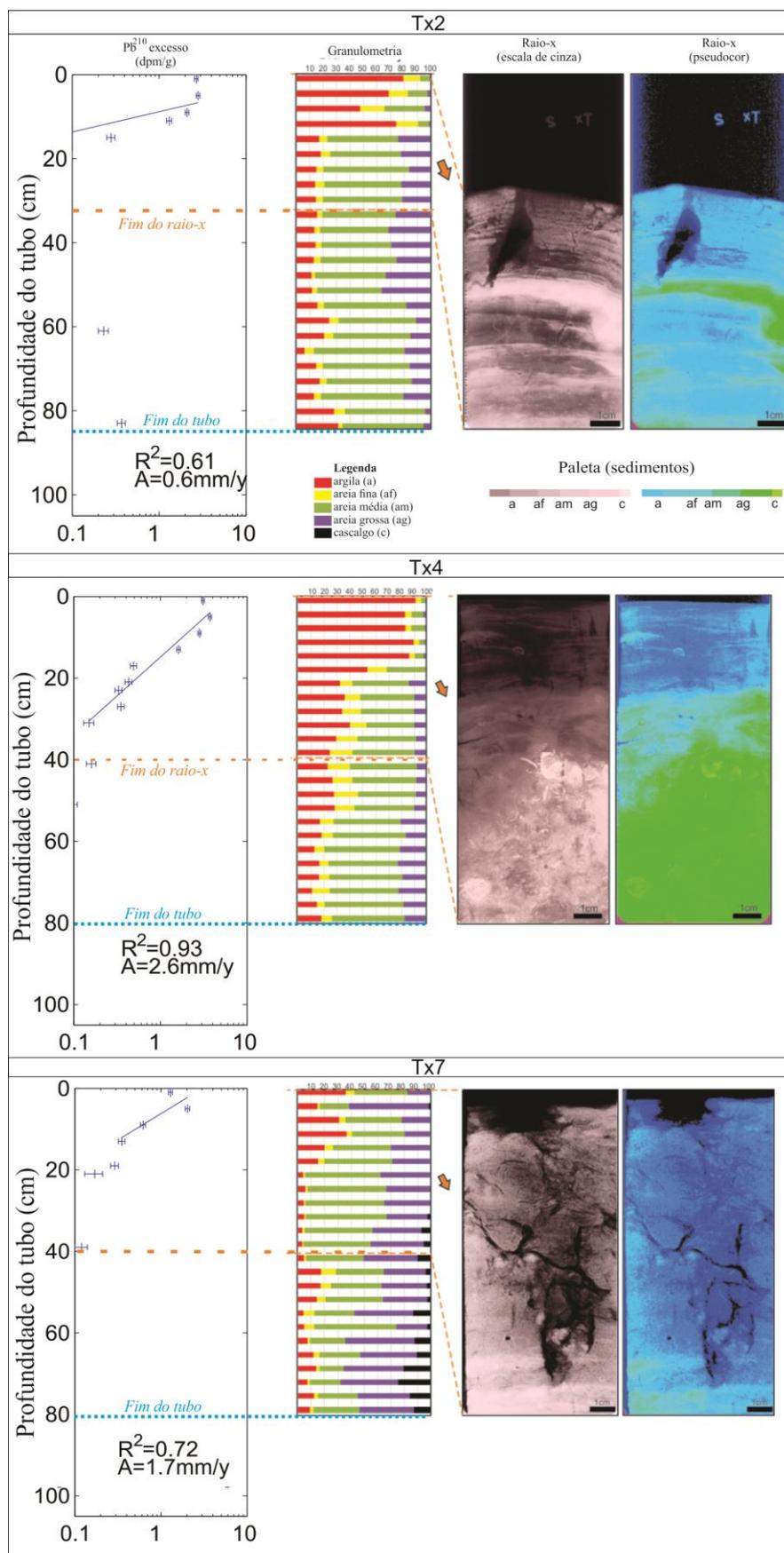


Figura 7.4. Taxa de sedimentação, granulometria e radiografia dos testemunhos TX2, TX4 e TX7.

### 7.3. DISCUSSÃO

O método  $Pb^{210}$  é um dos métodos mais utilizados na quantificação do acúmulo de sedimentos na zona costeira Brasileira. Dentre os 22 principais estudos publicados até 2011 em revistas especializadas, o  $Pb^{210}$  aparece em 18. Os estados que detem o maior número de estudos usando esta técnica são: São Paulo e Rio de Janeiro (Santos et al. 2008). As maiores acumulações em mm/ano foram medidas no litoral de São Paulo e na Baía de Guanabara, em um estuário altamente eutroficado, com 20 mm/ano (Wiken et al. 1986). Enquanto que, na Baía de Paranaguá e na Baía de Sapatiba foram medidas taxas de 1,2 mm/ano e de 1,2-1,8 mm/ano, respectivamente (Smoak & Patchineelam, 1999).

Ainda são poucos os trabalhos, sobre taxa de sedimentação, publicados sobre a zona costeira nordeste do Brasil. Até 2011, tem-se conhecimento de três estudos: São Francisco (entre Sergipe e Alagoas) com 16,6 mm/ano (Santos, 2007); Caravelas (Bahia) com 6,68 mm/ano (Neto, 2008) e Jacuípe (Bahia) com 3,7 mm/ano (Lima et al. 2011). Neste contexto a taxa de sedimentação, calculada para o estuário do rio Coreaú, corrobora para o enriquecimento de informações da costa nordeste brasileira, principalmente no litoral cearense, em que os dados ainda são escassos.

Em relação aos resultados obtidos, destacou-se maior sedimentação na margem direita do rio Coreaú (Figura 7.5) em relação a margem esquerda, este fato deve-se a proximidade das coletas efetuadas próximo aos canais dos rios ou a liberação de resíduos provenientes de tanques de carcinicultura. Entre os resultados que acusaram uma rápida sedimentação, destaca-se os testemunhos TX3, TX6, TX8 e TX9. Em relação aos testemunhos TX2, TX4 e TX7 os resultados obtidos não foram conclusivos, pois interpreta-se que testemunhos com uma grande quantidade de sedimentos lamosos bioturbados, nos primeiros 10 a 30 cm, seguida por uma rápida e decrescente quantidade do mesmo material, não gera informações confiáveis sobre o acúmulo de sedimentos no local amostrado, assim estes dados geralmente são refeitos ou não utilizados na interpretação final. Assim, as amostras mais representativas e que fornecem uma boa interpretação sobre a taxa de sedimentação amostrada foram as amostras TX1 e TX5, pois indicaram a real sedimentação ao longo do estuário do rio Coreaú, principalmente próximo a sua foz.

Na área em estudo, deve-se destacar a liberação de matéria orgânica proveniente de fontes não naturais, como de tanques de carcinicultura que circundam o estuário. Esta liberação, que ocorre geralmente na maré baixa, contribui para um aporte extra de sedimentos lamosos, por vezes mascarando o resultado de uma sedimentação natural.

Em relação a influências naturais, deve-se levar em consideração as anomalias climáticas, que podem influenciar no aumento rápido da deposição (ex.: La niña), assim como outros fatores importantes como a maré, vazão, vento e corrente.

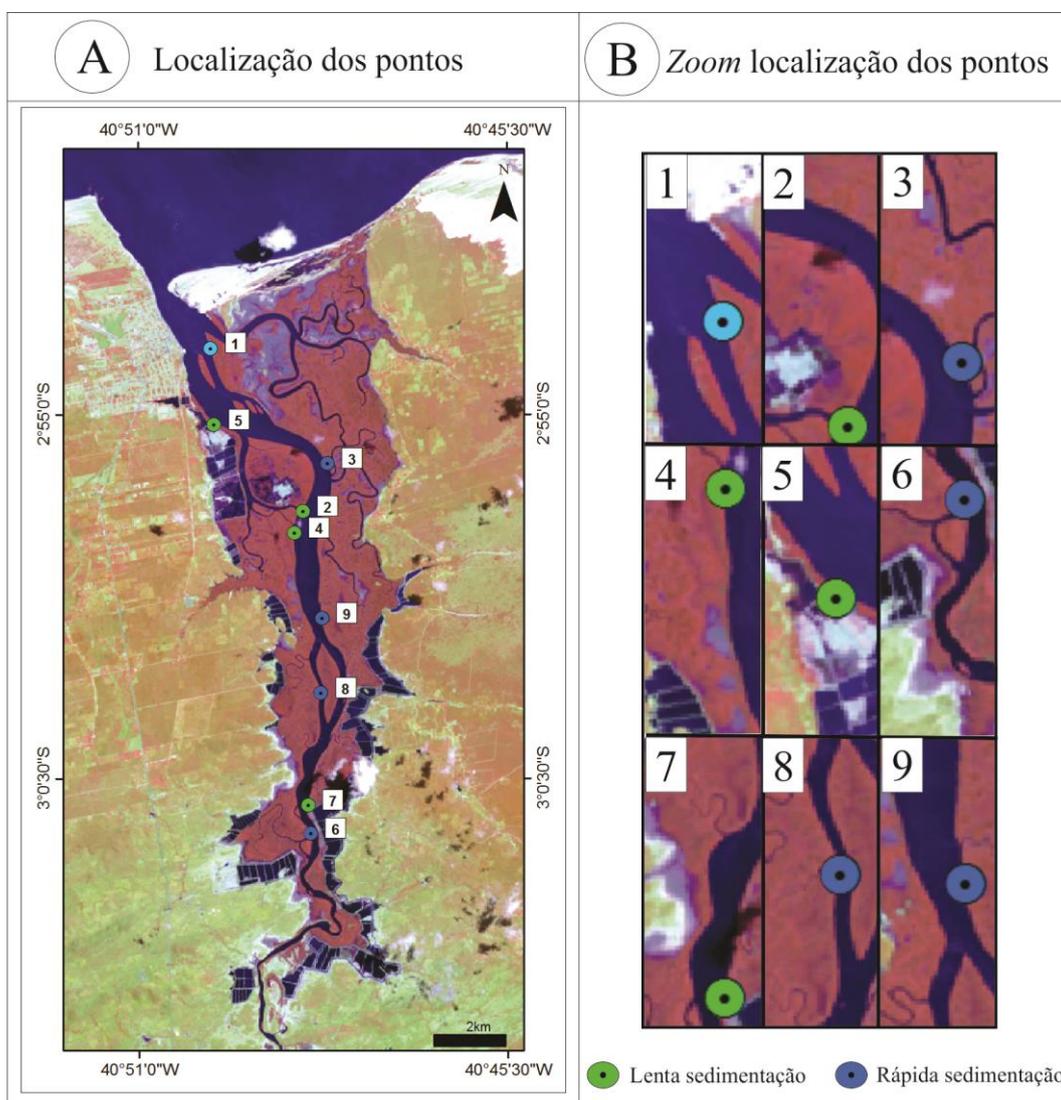


Figura 7.5. (A) Localização dos pontos amostrados para a taxa de sedimentação e (B) *zoom* da área coletada com a representação espacial da velocidade de sedimentação.

#### 7.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A taxa de sedimentação, apresentada para o rio Coreáú, indica uma boa sedimentação, e encontra-se próximo as medidas feitas à estuários (poucos centímetros por ano) de características fluvio-marinhas da costa brasileira usando o radionuclídeo  $^{210}\text{Pb}$ , como por exemplo a do rio Jacuípe (Bahia) com 0,37 cm/ano.

Em relação aos nove testemunhos analisados, 4 apresentaram uma sedimentação rápida, sendo dificultado a obtenção da taxa; 3 apresentaram bioturbação e uma grande quantidade de areia, perdendo então confiabilidade na obtenção de uma taxa real, uma vez que os radionuclídeos dificilmente se associam com esta fração, fato já descrito por Nittrouer et al. (1979) como uma limitação ao método; 2 apresentaram confiáveis informações sobre a taxa de sedimentação, ao mesmo tempo que indica que o método  $^{210}\text{Pb}$  é determinante para obtenção de taxas em regiões costeiras, em profundidades inferiores a 40 m (Goya, 2011).

A partir dos resultados obtidos para a taxa de sedimentação, foi possível perceber que existe uma tendência dos sedimentos a serem acumulados rapidamente na margem leste e na foz do estuário do rio Coreau, isso pode estar relacionado tanto à hidrodinâmica do estuário quanto ao excesso de matéria orgânica, despejado a partir da limpeza de tanques de carcinicultura, próximos aos canais secundários do rio Coreau, outro fator a ser considerado, levando em consideração estudos batimétricos feitos por (Farias, 2006; Silva, 2013), seria a relação inversamente proporcional entre a profundidade média do estuário com o valor da taxa de sedimentação, as maiores taxas de sedimentação foram medidas na margem leste, setor mais raso do estuário (-1 a -2m), enquanto que os valores menores para a taxa de sedimentação ocorreram na margem oeste, em que o canal é mais profundo (-3 m a -10 m).

## CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO E PREENCHIMENTO DO VALE INCISO DO ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ NO QUARTENÁRIO.

### 8.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão representados as principais fácies que ajudaram a contar a história e preenchimento do vale inciso do rio Coreaú, neles estarão descritos as associações cogenéticas, assim como, serão representados os perfis estratigráficos e as seções estratigráficas transversais e longitudinal ao longo do estuário do rio Coreaú.

Abaixo, Figura 8.1, representando a localização dos pontos amostrados e a localização das seções transversais e longitudinal.

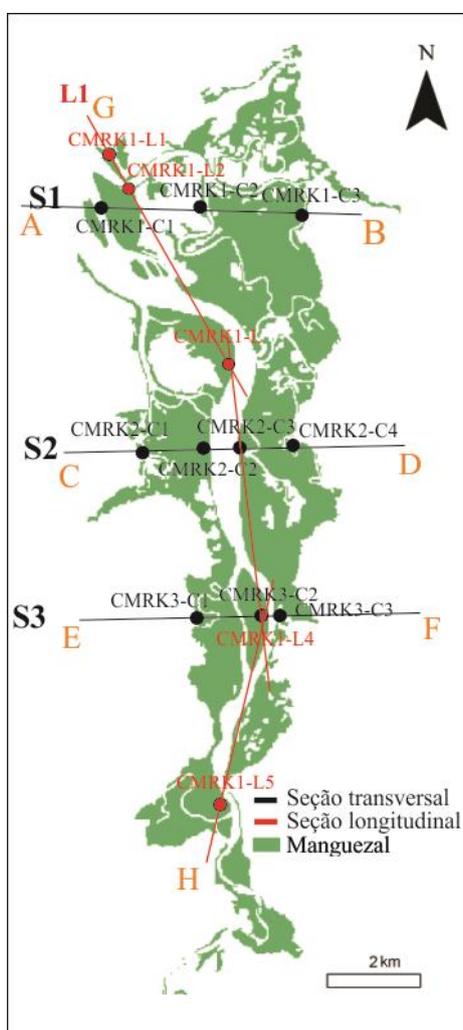


Figura 8.1. Mapa com a localização dos pontos amostrados a partir do amostrador RKS, e o posicionamento das seções transversais S1, S2 e S3 e longitudinal L1.

## 8.2. RESULTADOS

### 8.2.1. Descrição das associações de fácies

As associações foram descritas com base na descrição das fácies sedimentares (aspectos litológicos e estruturas sedimentares, relações estratigráficas e idade cronológica -  $^{14}\text{C}$ ). Na análise foi possível individualizar 8 associações de fácies geneticamente relacionadas (Canal fluvial - CF; Baía estuarina - BE, Delta de cabeceira fluvial - DCF; Paleodunas - Pd; Barra Arenosa de Submaré - BAS; Planície de maré lamosa/Manguezal- PL/M; Apicum - Ap e Praia arenosa/Dunas - Pa/D), que se segue numa sucessão vertical, além de serem rastreadas lateralmente em diferentes seções estratigráficas representando a deposição e preenchimento do vale inciso do rio Coreauí. A Figura 8.2 ilustra as fácies genéticas descritas nos testemunhos sedimentares.

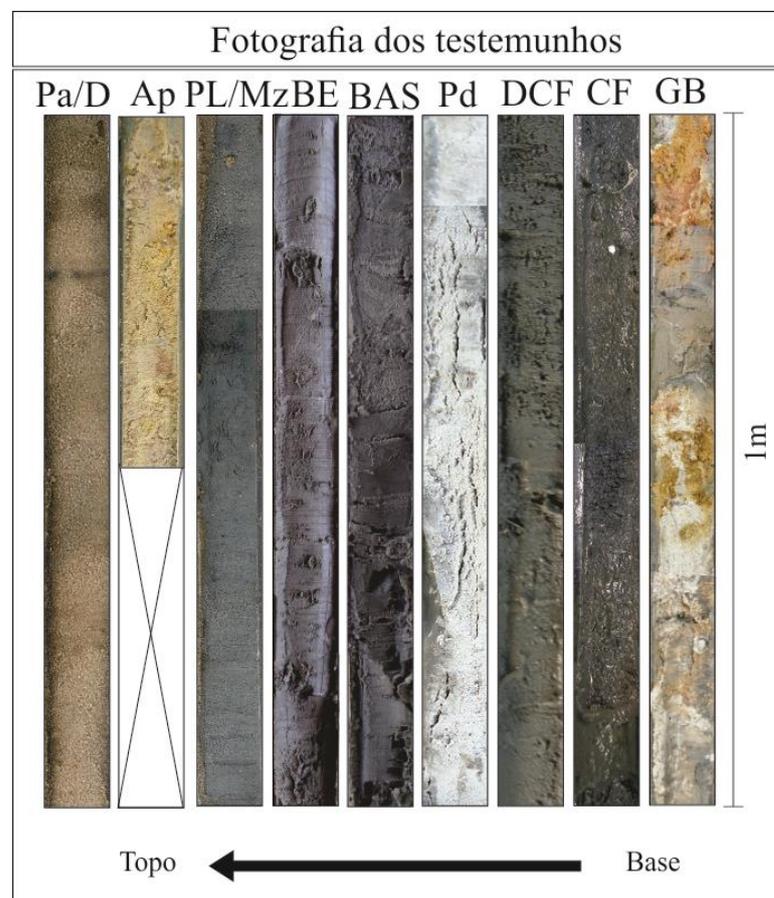


Figura 8.2. Fotografia dos testemunhos representando as principais fácies encontradas na área de estudo. Pa/D= Praia arenosa/Dunas; Ap=Apicum; PL/Mz= Planície lamosa/Manguezal; BE=Baía estuarina; BAS=Barras arenosas de submaré; Pd=Paleodunas ; DCF= Delta de cabeceira fluvial; CF= Canal fluvial; GB= Grupo Barreiras. Os depósitos alternam fácies representativas de ambiente fluvial (direita), sobrepostas por fácies transgressivas estuarinas (meio) e à esquerda, recobertos por fácies progradantes de planícies lamosas (manguezal) e a esquerda ambiente eólico (dunas).

### 8.2.1.1. Praias arenosas/Dunas (Pa/D)

Encontradas nos testemunhos CMRK1-C1 e CMRK1-C3 e recobrimdo grande parte do litoral cearense, tem como composição: areia quartzosa, muito fina a fina, com fragmentos de conchas e estratificação cruzada de grande porte. As dunas ocorrem a partir de 2m de altitude e aparecem na foz e no topo de pequenas ilhas, apresenta estratificação cruzada. As praias arenosas, aparecem a partir de 1m em relação ao nível do mar e se estendem por toda a linha de costa. Está sobreposta à associação PL/Mz e apresentam estratificação cruzada tabular. Juntas formam uma barreira arenosa na foz do estuário do rio Coreaú (Figura 8.3).

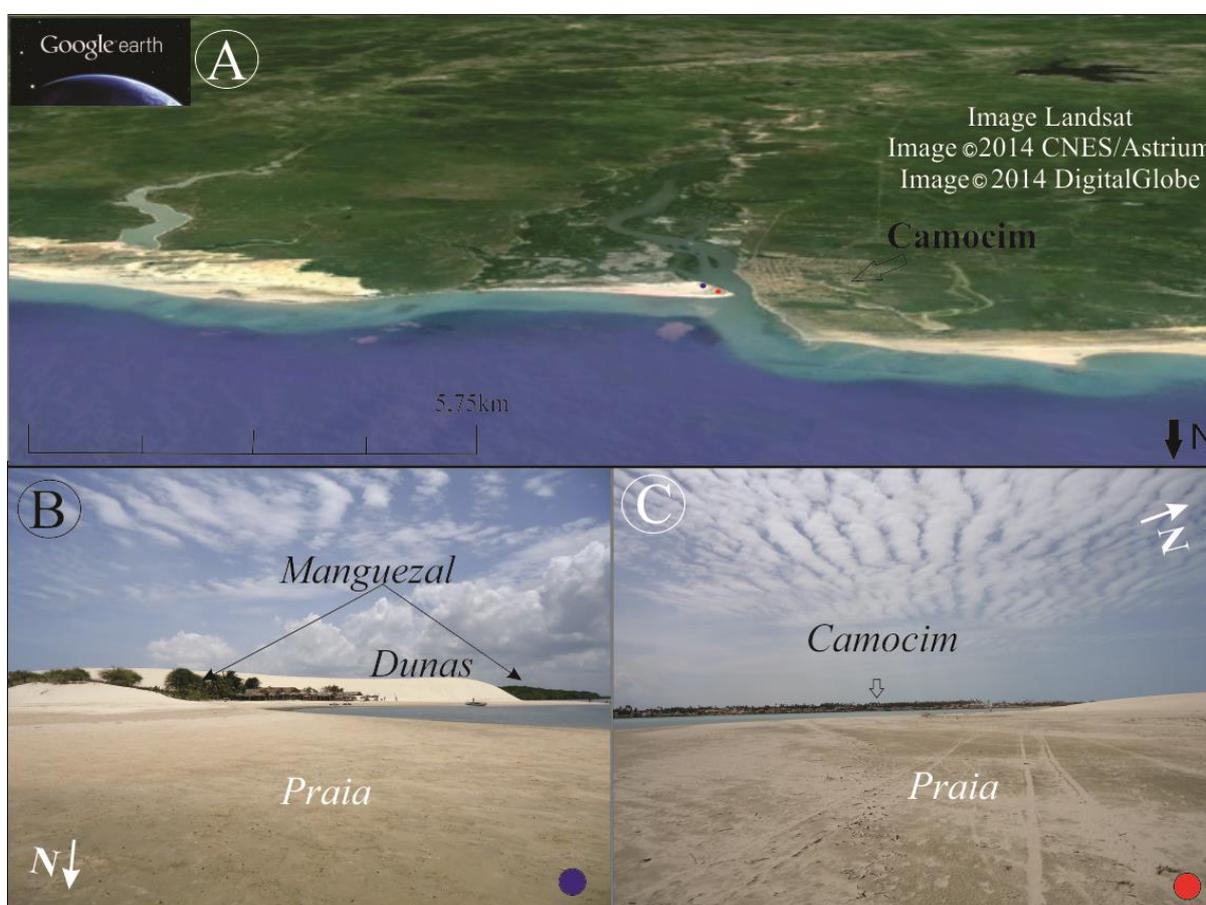


Figura 8.3. (A) Litoral cearense evidenciando o estuário do rio Coreaú e fotografias de campo das dunas (B) e da praia arenosa da ilha Carapebas (Ilha do Amor) (C).

### 8.2.1.2. Apicum (Ap)

Encontrada no testemunho CMRK1-C3, recobre áreas mais baixas entre a planície de maré lamosa e a terra firme, contornando assim, grande parte do estuário do rio Coreaú. Desenvolvem-se entre o nível da maré alta de sizígia e de quadratura. Em função da alta salinidade do solo, estas áreas não possuem vegetação arbustiva (Figura 8.4), apresentando no máximo uma cobertura herbácea esparsa de *Sesuvium portulacastrum* e *Batis marítima* (Mochel & Castro 2003). Durante a estação seca formam salinas naturais pelo processo de eflorescência, que é a cristalização de sais na superfície do solo a partir da forte evaporação. Litologicamente é constituído de lama+areia fina com cristais de sais desenvolvidos, possuem espessuras de 1 a 2 m, coloração creme a cinza (10YR 7/7).

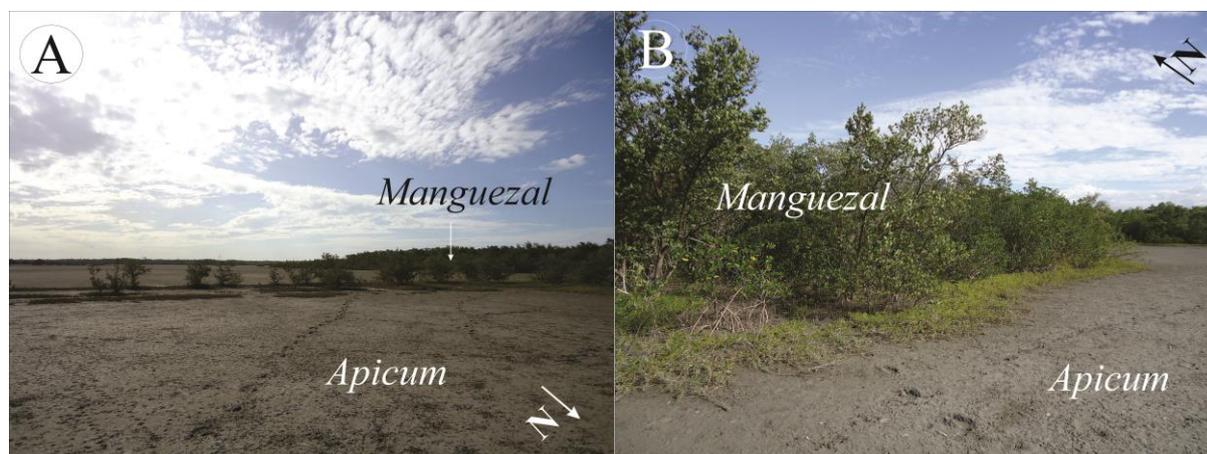


Figura 8.4. Fotografia de campo evidenciando o apicum em contato com o manguezal (Ilha Carapebas). (A) Sul da ilha e (B) Norte da Ilha.

### 8.2.1.3. Planície de maré lamosa/Manguezal (PL/Mz)

Encontrada em todos os perfis amostrados, é composta por lama, rica em matéria orgânica, de coloração cinza (10YR 6/1), apresenta laminação paralela, fragmentos de raízes, lentes de matéria orgânica e fragmentos de conchas de táxons marinhos e salobros. Este depósito superficial está colonizado por espécies típicas de manguezal: *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* e *Conocarpus erecta* (Figura 8.5), também reconhecidos por Meireles & Silva (2002). Atinge mais de 10m de espessura próximo a foz (Figura 8.6) e 2 m a montante (Figura 8.8), apresenta idade que varia de 8320 a 8170 Cal BP (CMRK2-C2) a 675 a 630 Cal BP (CMRK-L2) para a base.

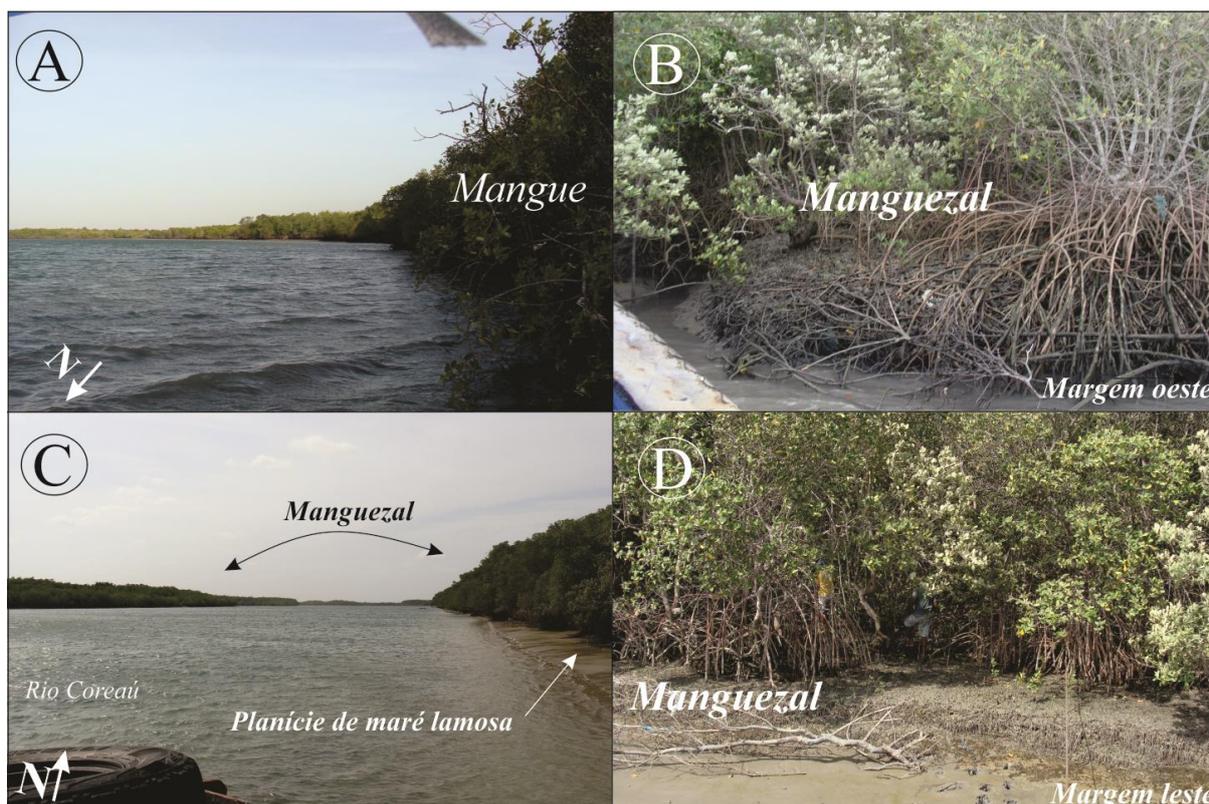


Figura 8.5. Fotografias de campo ao longo do rio Coreaú. (A) Vegetação de mangue e (B) Manguezal adulto (margem oeste), (C) Planície lamosa/Manguezal e (D) Manguezal (Margem leste).

#### 8.2.1.4. Barra arenosa de submaré (BAS)

É representada pela intercalação de areia quartzosa fina e lama, com coloração cinza clara (10YR 7/1) a cinza escuro (10YR 6/3). Apresenta lentes de matéria orgânica, fragmentos de vegetação, raízes e conchas de táxons marinho e salobro. Encontra-se a partir de 3 m de profundidade (Figura 8.7), e chega a atingir 7 m de espessura (Figura 8.8). Apresenta idades 7430 a 7315 Cal BP (CMRK2-C1) para a base e 4410 a 4155 (CMRK3-C1) para o topo, e recobre depósitos da associação DCF.

#### 8.2.1.5. Paleodunas (Pd)

Encontrada no perfil CMRK1-C3, é representada por areia fina a muito fina de coloração branca, estratificação cruzada plana, ausência de conchas e raízes. Encontra-se sobre contato com o Grupo Barreiras e sob as fácies BAS e PL/Mz (Figura 8.6).

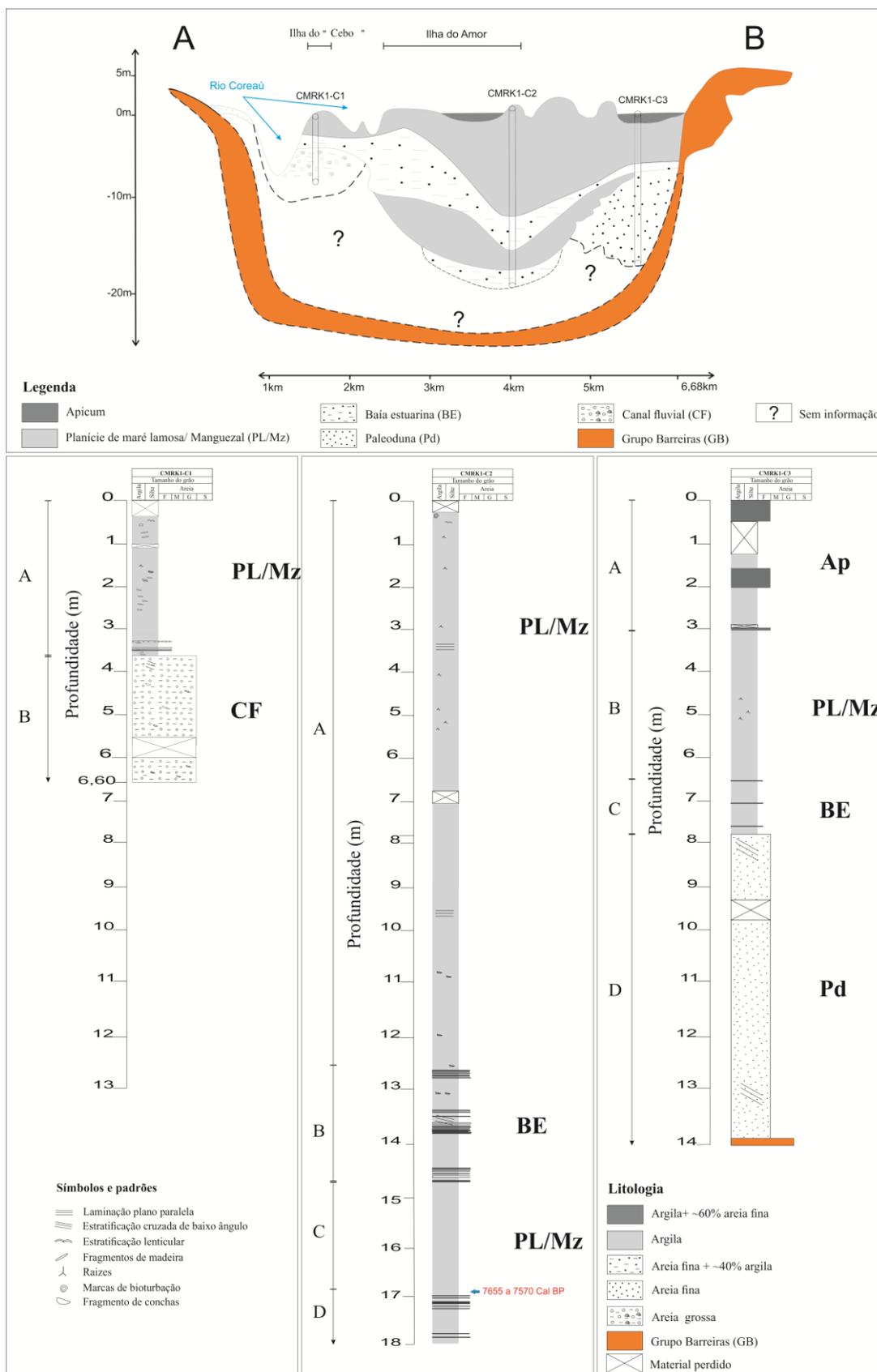


Figura 8.6. Seção transversal A-B e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas dos testemunhos CMRK1-C1, C2 e C3.

#### 8.2.1.6. Delta de cabeceira fluvial (DCF)

Representada por areia média, com estratificação cruzada de baixo ângulo, recoberta por fina camada de lama. A coloração varia de cinza clara (10YR 7/1) a acinzentada escura (10YR 6/3). Na base são observados depósitos de areia média quartzosos e lentes de matéria orgânica e fragmentos de carapaças de conchas. Encontram-se alternados com depósitos heterolíticos levemente inclinados, com espessura de até 7 m. Surge à profundidades de 3,5 m e estende-se até 6 m (Figura 8.6), estando sobreposta à associação CF e sotoposta à associação BE. A idade varia de 4090 a 3915 Cal BP (CMRK3-C3) a 8320 a 8170 Cal BP para o topo.

#### 8.2.1.7. Baía estuarina (BE)

É representada em sua constituição por lama maciça e depósitos heterolíticos com fragmentos de vegetação. A coloração varia de cinza (10YR 4/4) a cinza clara (10YR 6/2). Na base encontra-se fragmento de conchas. Em direção à cabeceira, ocorre a partir de 2 m de profundidade, com cerca de 6 m de espessura e apresenta idade que varia de 6470 a 6785 Cal BP para o topo. Encontra-se sobreposta às associações CF e depósitos Grupo Barreiras (Figuras 8.6 e 8.7).

#### 8.2.1.8. Canal fluvial (CF)

Ocorre no setor interno do vale inciso, variando de 2 a 6 m de profundidade (Figuras 8.6 e 8.7). Na base ocorre depósito de grânulos e seixos quartzosos (0,60 m), de coloração cinza clara (10YR 7/1) a cinza (10YR 6/1), com lentes lamosas e de matéria orgânica. Em direção ao topo a granulometria decresce, gradando para areia muito grossa a média, coloração cinza escuro (10YR 4/4), com marcas de bioturbação, além de lentes de matéria orgânica e fragmentos de conchas.

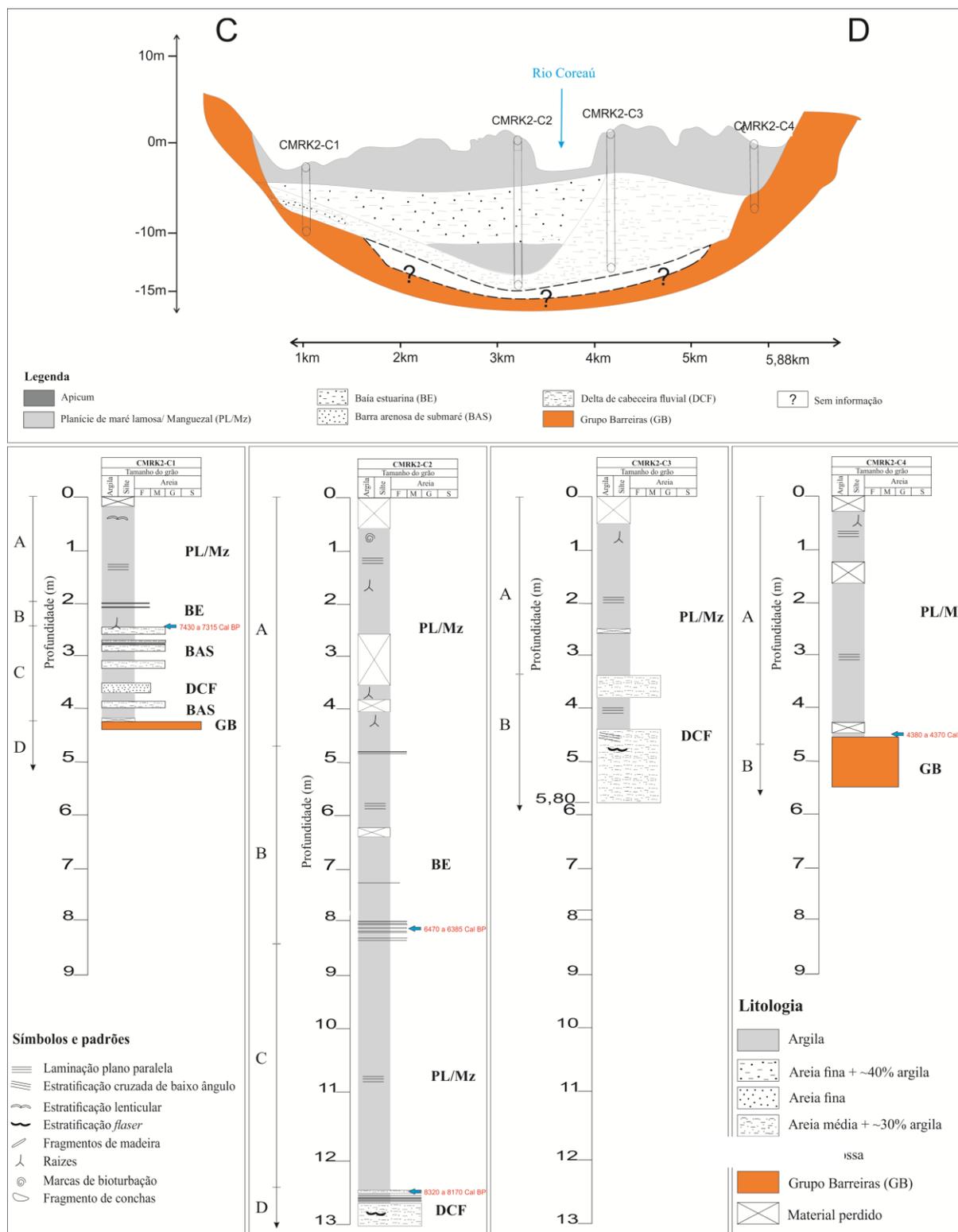


Figura 8.7. Seção transversal C-D e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK2-C1; C2; C3 e C4.

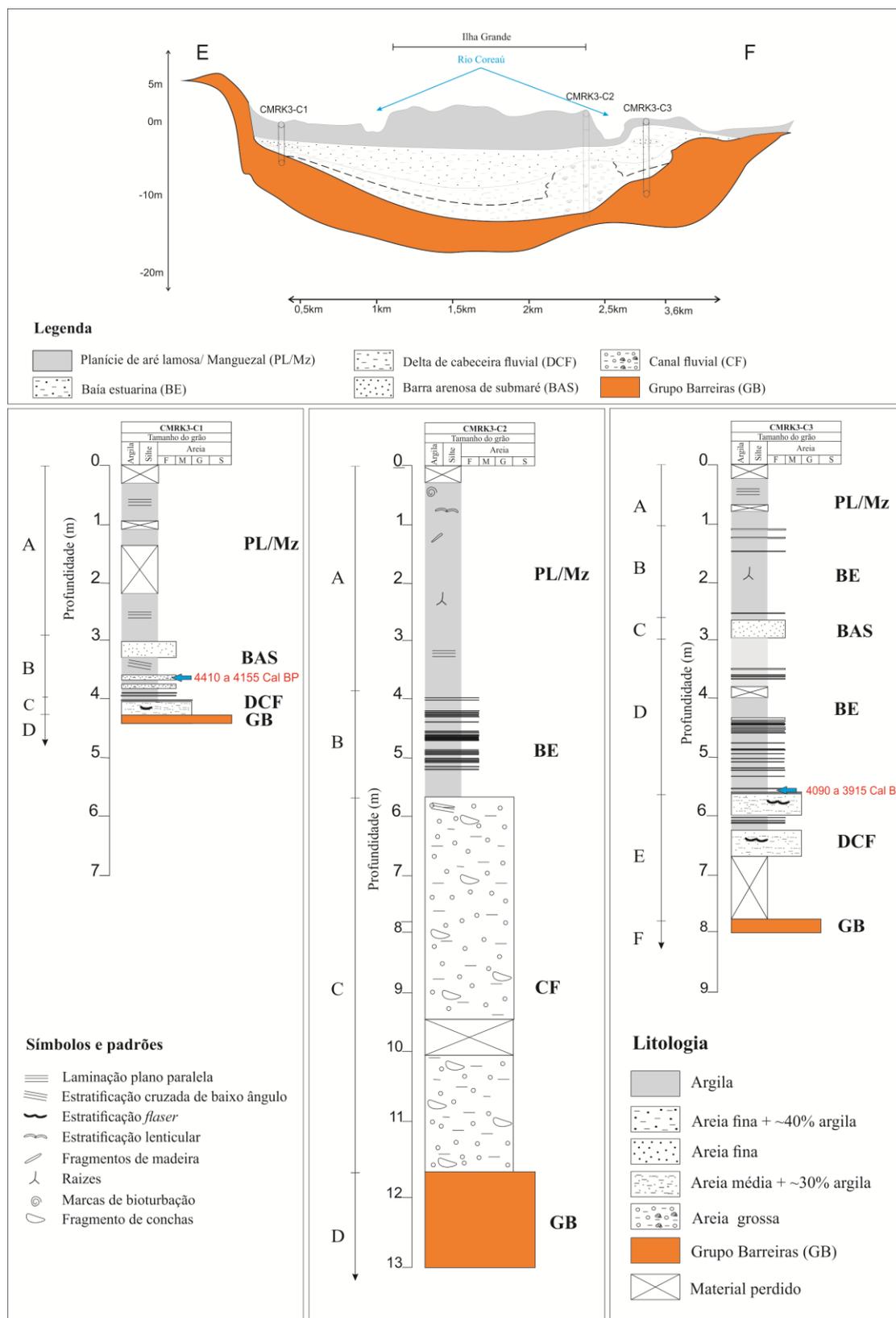


Figura 8.8. Seção transversal E-F e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK3-C1; C2 e C3.

### 8.2.2. Interpretação das associações de fácies

A partir do reconhecimento e análise das associações de fácies, foi possível associar os depósitos como característicos de estuário misto, ou seja, estuários dominados por ondas e marés. Esta análise revelou a ocorrência de depósitos fluviais cobertos gradacionalmente por depósitos de influência marinha, que provavelmente ocorreu no interior de um sistema estuarino. Na atualidade, este estuário ainda apresenta esta dualidade, voltando a apresentar característica de planície de maré, em grande parte controlada pelas variações de mesomaré semidiurna, mas com características também de estuários controlados por ondas.

A base da sedimentação quaternária verificada no vale inciso do estuário do rio Coreáú consiste em depósitos da associação CF, determinados por granodecrescência ascendente e idade que varia do Pleistoceno Tardio até o Holoceno Médio (4380 a 4370 Cal BP) (Figura 8.9). Esta associação encontra-se sobreposta a sedimentos do Grupo Barreiras e corresponde a um período intermediário, em que o nível do mar estava baixo (base do depósito), até a sua subida (topo do depósito), ocorrida entre 15.000 e 7.000 anos AP (Transgressão Flandriana). Os depósitos de canal fluvial são sobrepostos por sedimentos arenosos de granulometria média da associação DCF. Percebeu-se a deposição de areias finas correspondente a paleodunas, em cima destes depósitos tanto na Baía central, quanto próximo a foz do estuário. Após esta fase depositaram sedimentos lamosos compactos, característicos de condições de baixa energia que ora se intercalavam com lentes de areia fina ora com areia média, com fragmento de conchas e nos depósitos lamosos presença de raízes. Esta associação é reconhecida como Baía estuarina. Observa-se então, o espessamento de sedimentos lamosos em relação aos arenosos, indicando que esta associação encontra-se atingindo o limite de intermaré. Esta associação, chamada de BAS, indica que o preenchimento do estuário ocorreu de modo progressivo. Após esta fase e com a contínua deposição de sedimentos lamosos em direção ao topo, desenvolve-se a associação PL/Mz. Observa-se uma variação na espessura deste depósito, sendo este mais espesso a partir da zona de energia mista até a foz (7 a 13 m) e menos espesso próximo a zona fluvial (2 m). Concomitante a deposição da associação PL/Mz, se dá a deposição de sedimentos arenosos decorrente de ações mistas entre ondas e marés na foz do estuário. Esta associação chamada de Pa/D formam uma barreira arenosa, que se estende cobrindo grande parte da foz do rio Coreáú.

A seção longitudinal sintetisa os principais segmentos apresentados no rio Coreáú, estes foram subdivididos em: a) segmento marinho (CMRK-L1; Figura 8.9), que se estende desde o ponto mais largo do vale inciso, perto da foz, até o limite remontante dos depósitos marítimos rasos (atualidade); b) Segmento fluvio-marinho externo estuarino (CMRK-L2 e L3, Figura 8.9), cobertos

por depósitos de canal fluvial e por sua vez recoberto por sedimentos de delta de cabeceira fluvial, seguido por sedimentos estuarinos transgressivo de mar alto, dunas antigas, baía estuarina e planície de maré lamosa ladeados por pântanos salinos (Apicum); c) Segmento fluvio marinho interno (CMRK-L4, figura 8.9), correspondente pelo vale afogado do estuário, final da transgressão, é recoberta por depósitos fluviais e estuarinos, seguidos por depósitos de maré lamosa; e d) segmento fluvial que ocorre em direção ao continente (CMRK-L5, Figura 8.9), onde o nível do mar tem pouca influência na sedimentação fluvial. Percebe-se que o potencial de preservação para os segmentos a, b, e c dependem da variação da maré alcançada, enquanto que em direção à montante do rio a influência vai ser controlada pela erosão fluvial.

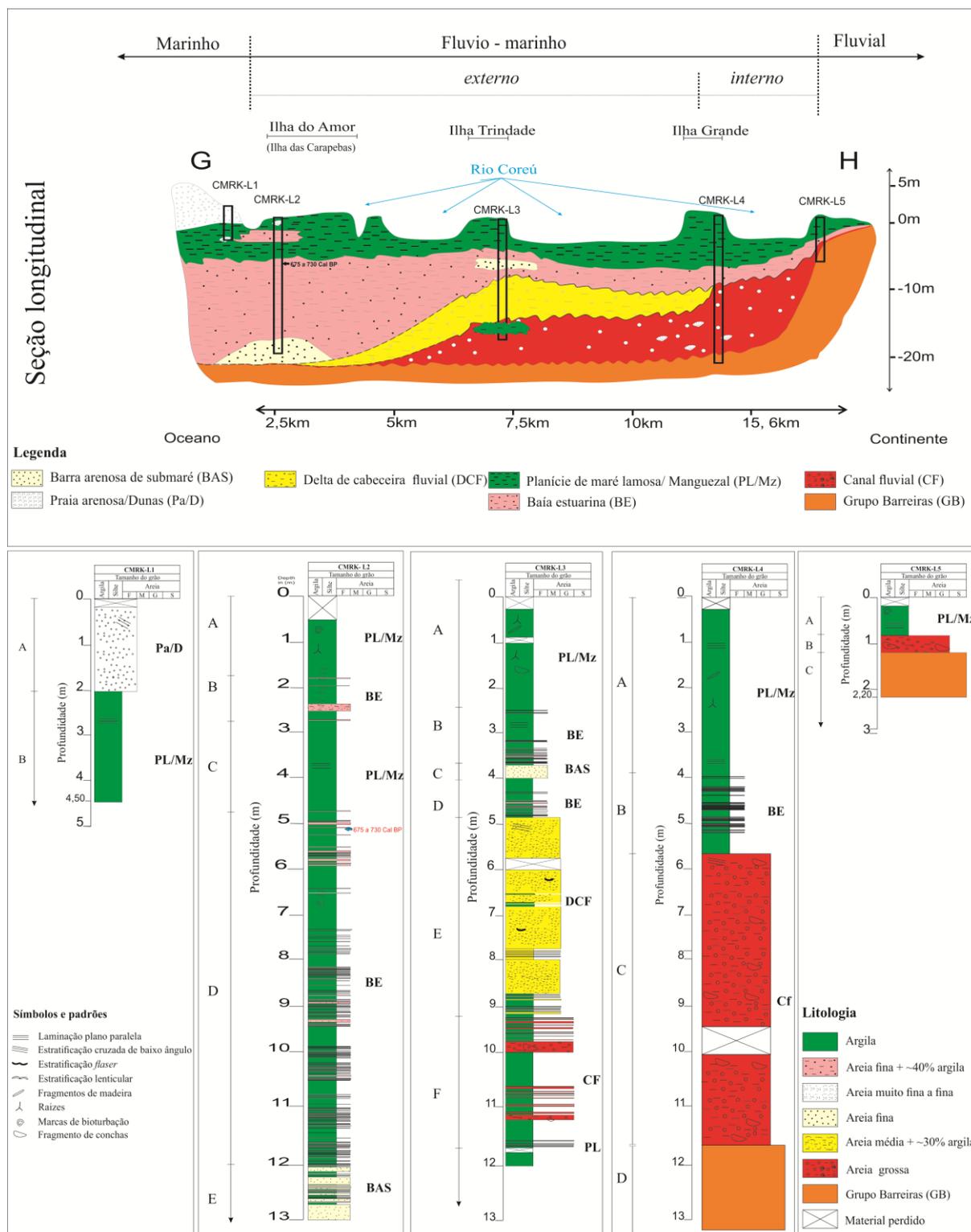


Figura 8.9. Seção longitudinal G-H e suas principais associações de fácies a partir da correlação vertical e lateral de colunas estratigráficas elaboradas a partir dos testemunhos CMRK-L1; L2; L3; L4 e L5.

### 8.2.3. Preenchimento do vale inciso do Rio Coreaú

O início da história evolutiva do vale inciso do rio Coreaú esta ligada ao último Máximo Glacial ocorrido há cerca de 20.000 anos. Em condições de nível de mar baixo, em torno de 90 m abaixo do atual (Martins et al. 1984; Martins & Coutinho, 1981), a plataforma continental encontrava-se exposta, propiciando a incisão de vales que tinham desembocaduras posicionadas próximo à sua quebra (Milliman & Barreto, 1975). Nesta ocasião surgiu uma extensa planície costeira sobre a plataforma atual, região onde se instalaram os sistemas fluviais com meandros, estuários, terraços marinhos pleistocênicos, manguezais, planícies de maré, lagoas, lagoas e gerações de dunas (Meireles & Raventos, 2002).

Há 7.000 anos, antes do presente, o nível de mar encontrava-se a aproximadamente 5 m acima do nível do mar, sendo reconhecido por Martin & Suguio (1978) como o segundo nível marinho alto, identificado no litoral cearense e parte do nordeste brasileiro (Meireles & Raventos, 2002). Nos últimos 5.000 anos, antes do presente, as principais unidades geológicas determinadas ao longo da costa nordestina, como terraços fluviais e o relevo tabular pré-litorâneo, apresentaram vários indicadores das mudanças relativas do nível do mar e flutuações climáticas, entre elas a presença de terraços marinhos holocênicos de idade  $1.800 \pm 45$  anos antes do presente (Meireles, 2001), desenvolvidos quando o nível relativo do mar estava a 2m acima da maré máxima atual e *beachrocks*, rochas de praia, definindo a plataforma de abrasão na margem esquerda do rio Coreaú (Meireles, 2001; Meireles & Silva, 2002), nas desembocaduras dos estuários Aracatiaçu, Jaguaribe, Jericoacara entre outros, presentes ao longo do litoral brasileiro, indicando que o início do processo erosivo, que originou os níveis escalonados de abrasão, aconteceu durante a penúltima transgressão, antes da origem das rochas de praia (Suguio et al. 1985). Nos anos próximo ao presente, com a estabilização do nível relativo do mar, a configuração do vale do rio Coreaú, seguiu com a deposição atual com uma planície de maré lamosa/manguezal bem desenvolvida e praias arenosas/dunas formando barreira, estreitando consideravelmente a foz do rio Coreaú.

Os sistemas de preenchimento de vales incisos têm experimentado semelhanças evolutivas em relação à mudança do nível do mar na zona costeira nordestina. Estudos feitos em Acaraú, Jaguaribe, Jericoacoara entre outros, tem mostrado estuários característicos de sistemas fluvio-marinhos (Araújo, 2011; Godoy, 2011; Meireles & Raventos, 2002), corroborando com informações de que haja semelhança no preenchimento destes vales incisos nordestinos até o presente.

Em relação aos estágios de preenchimento do vale inciso do rio Coreaú, parte-se do princípio que o nível do mar subiu rapidamente entre 20.000 e 7.000 anos A.P. (1º estágio) e a taxa de variação, desde então, tem sido mais gradual. Em resposta à mudança do nível do mar, a

sedimentação e a organização estratigráfica do vale inciso do rio Coreau apresentou dois padrões diferentes: pré 7000 anos A.P., período em que o nível do mar estava subindo rapidamente, estágio em que foram depositados os deltas de cabeceira fluvial e pós 7000 anos A.P., período de crescimento lento ou estável do nível do mar em que foram depositados sedimentos representativos de baía estuarina (7000 a 4000 A.P. – 2 estágio). O 3º estágio compreende o intervalo de 4000 – presente, em que o nível do mar se torna mais estável e regressivo, ocorrendo a progradação do manguezal em direção a foz.

A seção síntese encontra-se representada na figura 8.10. Nelas estão representadas o preenchimento do vale inciso, e as principais idades de deposição das fácies evolutivas. A base do manguezal foi datada com 7585 Cal A.P. sobreposta a baía estuarina no interior do vale inciso, 8190 Cal A.P sobreposta ao delta de cabeceira e a 4235 Cal A.P. em contato com o Grupo Barreiras na margem leste do estuário. Estas idades informam que a deposição do manguezal próximo a foz ocorreu praticamente e concomitantemente com a deposição do delta de cabeceira. O topo da Baía estuarina ocorreu com idade de 660 Cal A.P. e sua base faz contato direto com o delta de cabeceira (7420 Cal A.P. e 4060 Cal A.P), manguezal (6405 Cal A.P) representando o Holoceno tardio.

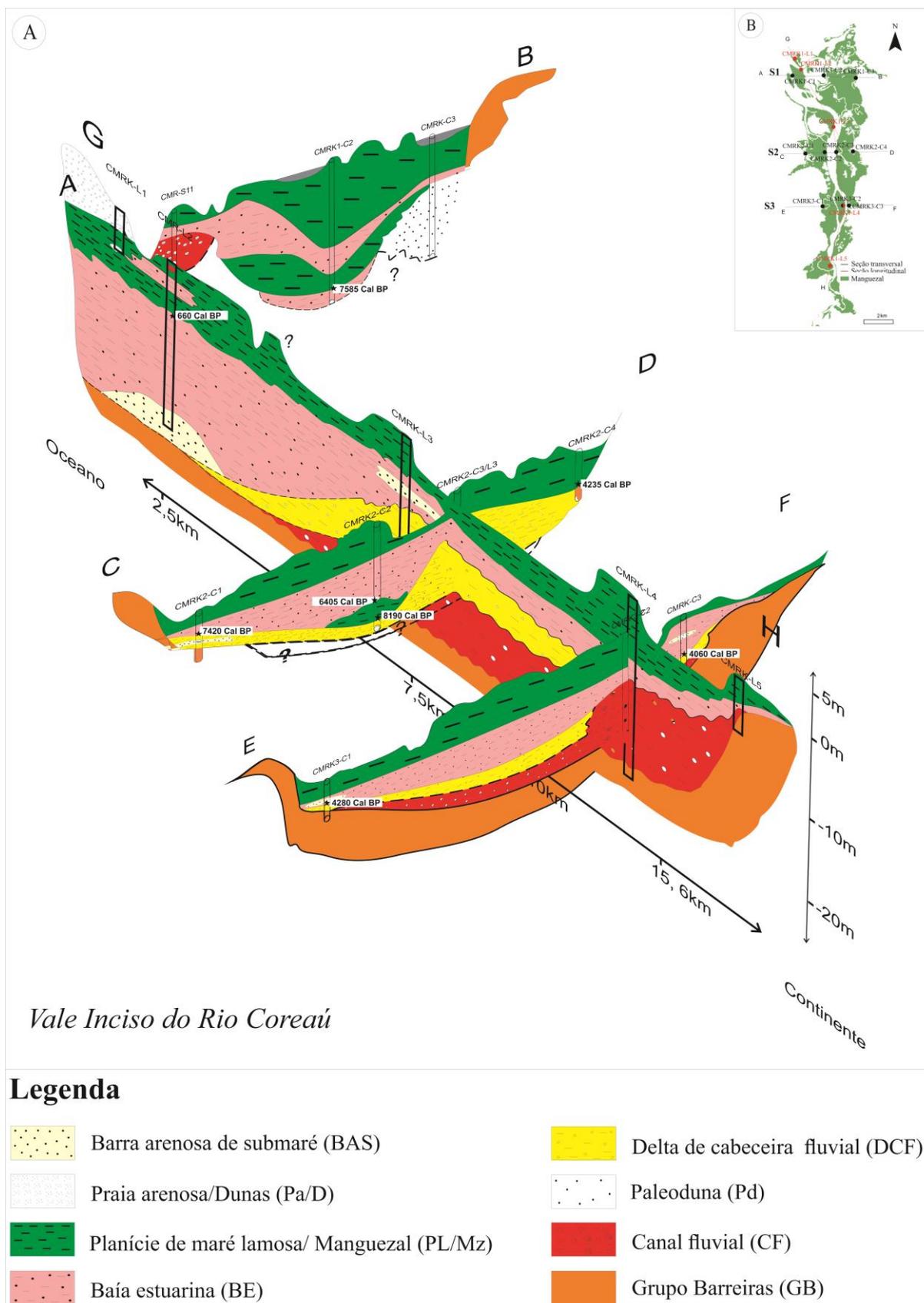


Figura 8.10. (A) seção estratigráfica transversal e longitudinal do vale inciso do rio Coreauí e (B) zoom mostrando a localização dos pontos coletados na área de estudo.

Os principais meios existentes para descrever um sistema de estuário propõem modelos costeiros baseados em ambientes cuja sedimentação é controlada por um único processo deposicional (Dalrymple et al. 1992; Davis & Fitzgerald, 2004), contudo, grande parte dos sistemas costeiros é influenciada por mais de um processo sedimentar: ondas, marés e rios e conseqüentemente geram, nestes sistemas, litofácies que possuem características mistas (Boyd et al.1992; Dalrymple et al. 2006). Estuários mistos, dominados por onda e maré, ocorrem em regiões onde a energia da onda é alta e o prisma da maré também é alto, sendo exemplos recentes os estuários Gironde na França (Allen & Posamentier, 1994), Rio Santa Maria de Vitória no Espírito Santo (Bernardo, 2009), Estuário rio Bonito no Paraná (Zacharias & Assine, 2005) Estuário do rio Marapanim no Pará (Silva et al. 2009) entre outros.

Para a descrição e estudo do estuário do rio Coreaú foram utilizados como norteamento, os modelos de Dalrymple et al. (2006), representativos de estuários de característica mista. Isto deve-se ao fato de que a partir das fácies estudadas, que caracterizam o preenchimento do vale inciso do rio Coreaú, foi possível perceber um preenchimento característico de estuários dominados por ondas e que com o passar dos anos assumiu características de influência de maré.

O estuário do rio Coreaú tem sido estudado ao longo dos anos por temáticas de cunho ambiental e geológico: Meireles & Silva (2002) aplicaram a abordagem geomorfológica em ambientes fluvio-marinhos; Farrapeira (2013) estudou a evolução paleogeográfica do baixo vale do rio Coreaú; Silva (2013) avaliou a morfodinâmica e morfologia de fundo da desembocadura do estuário do rio Coreaú; enquanto Farias (2006) caracterizou o ambiente do estuário do rio Coreaú. Porém, pouco se sabia sobre os estágios ou fácies de preenchimento do vale inciso do rio Coreaú.

Assim, a partir dos testemunhos, análise e montagem das seções estratigráficas transversais e longitudinal (Figuras 8.6, 8.7, 8.9) foi possível entender como foi o preenchimento do vale inciso (Figura 8.10) e de que forma se apresenta esquematicamente (Figura 8.11) no contexto atual.

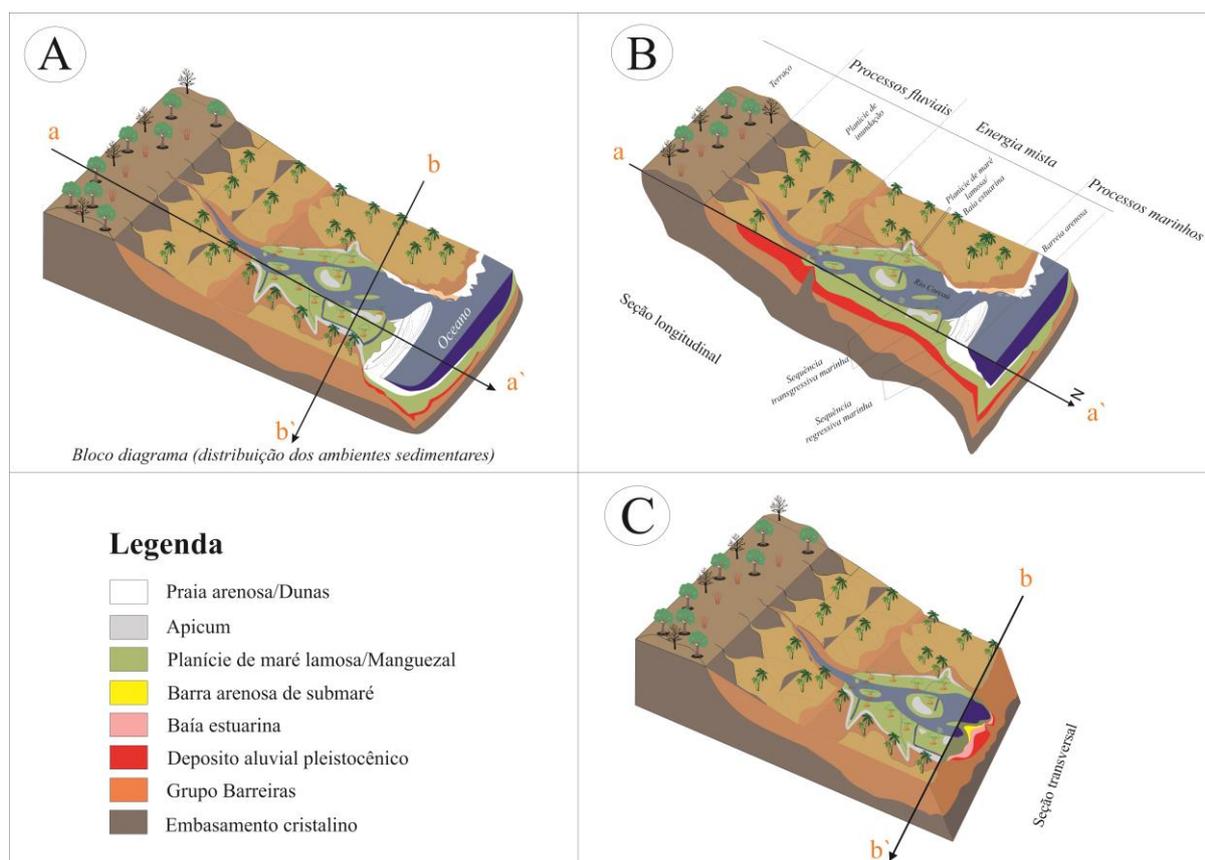


Figura 8.11. (A) Bloco diagrama (esquemático) com a distribuição dos principais ambientes da área de estudo (B) seção longitudinal esquemática a-a` e (C) seção transversal esquemática b-b`.

### 8.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em escala geológica de médio detalhe, um resumo para o preenchimento do estuário do rio Coreau, parte da deposição de sedimentos arenosos de granulometria grossa a cascalho preenchendo os vales formados no Grupo Barreiras, indicando um sistema fluvial, misturado em seu topo por fragmentos de conchas, marcados pela interação com sedimentos marinhos caracterizando um nível de mar alto, depositando sedimentos lamosos a arenosos, seguidos pela deposição de areia média, referente a deposição de delta de cabeceira fluvial, quando o nível do mar voltou a descer. Estes sedimentos de DCF foram sobrepostos por sedimentos finos de proveniência litorânea/eólica de características dunares, em que posteriormente foram recobertos por sedimentos lamosos a arenosos, característicos de Baía estuarina, após um novo aumento no nível do mar e em condições mais calmas, foram depositados sedimentos lamosos característicos de planície de maré lamosa/manguezal, estes sedimentos foram sobrepostos pela deposição de sedimentos arenosos provenientes da dinâmica costeira, formando praias arenosas e dunas, que se interligam cobrindo grande parte da foz do rio Coreau.

Estas informações corroboram com as análises gerais geradas por Farrapeira (2013) em sua descrição sobre os principais estágios evolutivos associados ao panorama geomorfológico do litoral cearense, que indica um ambiente retrabalhado diante à presença de morfologias oriundas de forças estruturais tanto continental, quanto marinha, em que os terrenos do embasamento cristalino formam a base de um cenário que apresenta locais tipicamente sedimentares, o que acaba por criar uma configuração espacial de rampeamento suave em direção ao litoral, com retrabalho destes compartimentos sobre atuação de mecanismos naturais como a erosão, intemperismo químico e a abrasão marinha, que afloram em várias regiões (Farrapeira, 2013).

Assim foi possível descrever o preenchimento do vale inciso do rio Coreaú identificando suas principais fácies, acrescentando novos dados que possam corroborar sobre os contínuos estudos sobre a evolução da zona costeira cearense e nordestina.

## CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES

A partir das análises em diferentes escalas temporais, em decorrência de estudos de: séries históricas de imagens de sensores de satélites, de moderada resolução espacial da região estudada, dos últimos 28 anos; testemunhos e confecção de perfis e seções estratigráficas; trabalho de campo e bibliografias anteriores, conclui-se que o estuário do rio Coreáú, é um estuário fluvio-marinho, de características atuais de planície de maré, mas com moderada influência de ondas que influenciam a formação de uma ilha barreira, recobrido grande parte de sua foz.

Em relação aos três objetivos propostos para o desenvolvimento desta Tese, foi possível concluir que:

As séries temporais utilizadas para analisar a evolução do estuário nos últimos 28 anos, foi importante para entendermos como ocorreu a evolução em um curto período de tempo. Com isso, foi possível constatar que o estuário do rio Coreáú não sofreu consideráveis transformações naturais, principalmente em sua configuração morfológica e estrutural. O ponto de partida da análise foi do ano de 1985 ao ano de 2013, neste período, houve um acréscimo de área (manguezal) mínimo de 0,236 km<sup>2</sup>, ou seja 3% em relação ao ano inicial, o que resulta em um equilíbrio, tanto no ganho quanto na perda de material, para a constituição do estuário. Vale ressaltar que as erosões artificiais, baseadas na perda de manguezal, pela construção de tanques de carcinicultura, foi baixa (7%), sendo as mesmas quantificadas e subtraídas do resultado final. Concluindo que este estuário encontra-se em equilíbrio, pertencendo a escala entre “Eventos” e “Engenharia” proposta por Cowell et al. (2003).

Em relação a taxa de sedimentação, que representa a acumulação de sedimentos ao longo dos anos no estuário, aproximadamente 100 anos utilizando o radionuclídeo <sup>210</sup>Pb, verificou-se que há uma rápida sedimentação na foz do rio Coreáú (1cm/ano), fato este, constatado com o surgimento de uma pequena ilha próximo a ilha do Amor. Foi possível observar essa rapidez ao longo de grande parte da margem leste do estuário, onde amostras foram coletadas próximos a canais secundários ao longo do estuário, ou próximo às bombas de abastecimento e liberação de resíduos de tanques de carcinicultura. Isso reflete a grande interferência das carciniculturas no fornecimento de matéria orgânica atemporalmente liberados para o rio Coreáú. Esta fase enquadra-se na escala de “Engenharia” proposta por Cowell et al. (2003).

A evolução e preenchimento do vale inciso do rio Coreáú, baseada na análise de testemunhos, perfis e seções estratigráficas, permitiu construir um modelo esquemático de como se comportou suas fácies cogenéticas. Assim a partir dos resultados conclui-se que o estuário foi dominado por sedimentação de características mistas, começando com a deposição de sedimentos das fácies canais fluviais, misturado em seu topo por fragmentos de conchas, marcados pela interação com sedimentos

marinhos caracterizando um nível de mar alto, depositando sedimentos lamosos a arenosos, seguidos pela deposição de areia média, referente a deposição de delta de cabeceira fluvial, quando o nível do mar voltou a descer. Estes sedimentos, delta de cabeceira fluvial, foram sobrepostos por sedimentos finos de proveniência litorânea/eólica de características dunares, em que posteriormente foram recobertos por sedimentos lamosos a arenosos, característicos de baía estuarina, após um novo aumento no nível do mar e em condições mais calmas, foram depositados sedimentos lamosos característicos de planície de maré lamosa/manguezal, estes sedimentos foram sobrepostos pela deposição de sedimentos arenosos provenientes da dinâmica costeira, formando praias arenosas e dunas, que se interligam cobrindo grande parte da foz do rio Coreaú. Em relação a classificação proposta por Cowell et al. (2003), esta fase enquadra-se na escala “Geológica”, por estar inserida em um período de séculos a milénios

Assim, esta tese, torna-se mais um dado a contribuir com estudos sobre a sedimentação e evolução costeira cearense, nordestina, assim como, sobre o comportamento e preenchimento de vales incisos, dominados por sistema fluvio-marinhos.

## REFERÊNCIAS

- ABCC - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE CRIADORES DE CAMARÃO. 2013. A aquicultura brasileira sob ameaças e riscos das importações pede socorro. Edição especial. Revista da ABCC. Maio de 2013. Disponível em: [http://issuu.com/marineumarocho/docs/abcc\\_maio\\_2013\\_gr](http://issuu.com/marineumarocho/docs/abcc_maio_2013_gr). Acesso em 10 de janeiro de 2014.
- ABCC - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE CRIADORES DE CAMARÃO. 2004. Censo da carcinicultura nacional 2004. Disponível em: <http://www.abccam.com.br/TABELAS%20CENSO%20SITE.pdf>. Acesso em 20 de outubro de 2012.
- ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. 2006. Sistema de Informações Hidrológicas-HidroWeb (Séries Históricas: Códigos: 00240002; 35125000). Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br>>. Acesso em 3 de outubro de 2011.
- Allen, G.P.; Posamentier, H.W. 1994. Fácies transgressivas e arquitetura em seqüências maré e ondas dominadas por vales incisivos: Exemplo do Estuário do Gironde, França In: Dalrymple, RW, ZAITLIN, BA (Eds.), Incised-Valley Systems: Origem e sequências sedimentares. SEPM, vol. **51**:225-240.
- Allison, M.A.; Nittrouer, C.A.; Kineke, G.C. 1995. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, **125**: 303-328.
- Allison, M.A.; Kepple, E.B. 2001. Modern sediment supply to the lower delta plain of the Ganges-Brahmaputra river in Bangladesh. *Geo-Mar. Lett.*, **21**: 66– 74.
- Alongi, D.M. 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, **39**: 331-349.
- Alves, J.M.B.; Repelli, C.A. 1992. A variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. **7**, n. 2, p. 583-592.
- Araújo, M.V. 2011. Modelo Batimétrico da Plataforma Continental Interna de Acaraú – Ceará – Brasil. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.7682.
- Ayoade, J. O. 2010. Introdução à Climatologia para os Trópicos. 13ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. ISBN 978-85-286-0427-6. 332p.
- Baatz, M; Schäpe, A. 2000. Multiresolution segmentation – an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. Disponível em: <[agit.at/papers/2001/baatz\\_FP\\_12.pdf](http://agit.at/papers/2001/baatz_FP_12.pdf)>. Acesso em: 12 de fevereiro de 2011.
- Baatz, M.; Benz, U.; Dehghani, S.; Heynen, M.; Höltje, A.; Hofmann, P.; Lingenfelder, I.; Mimler, M.; Sohlbach, M.; Weber, M.; Willhauck, G. 2004. eCognition Professional: User guide 4. (Munich: Definiens-Imaging).

- Barreto, A.B.; Aragão, M.R.S.; Braga, C.C. 2002. Estudo do ciclo diário do vento à superfície no Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Foz de Iguaçu. *Anais...* XII Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Behling, H.; Costa M.L. 2004. Mineralogy, geochemistry, and palynology of modern and late Tertiary mangrove deposits in the Barreiras formation of Mosqueiro Island, northeastern Para state, eastern Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**:285-295.
- Bernardo, G.A. 2009. Depósitos sedimentares do delta de cabeceira do rio Santa Maria da Vitória, Baía de Vitória, ES. Monografia de graduação. Universidade Federal do Espírito Santo (Curso de Oceanografia e ecologia). Espírito Santo.81p.
- Bertani, R.T.; Costa, I.G.; Matos, R.M.D. 1990. Evolução tectono- sedimentar estilo estrutural e habitat do petróleo da Bacia Potiguar. In: RAJA GABAGLIA, G.P; MILANI, E.J (Ed.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 291–301.
- Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte state coast, Brazil. *Marine Geology*, v. **196**:73-89.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Ferreira, Y.A. 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE-AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. Anais do IV Simpósio do Quaternário no Brasil (CTCQ/SBG), Rio de Janeiro, p. 49-68.
- Boyd, R.; Dalrymple R.W.; Zaitlin B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sed. Geol.*, **80**:139-150.
- Boyles, J.M.; Scot, A.J.; Rine, J.M. 1986. A logging form for graphic descriptions of core and outcrop. *Journal of Sedimentary Research*, **56**: 567-568.
- BRASIL. 2004. Ministerio da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Secretaria Especial da Aquicultura e Pesca- SEAP. Balança comercial brasileira. Disponível em [www.presidencia.gov.br/seap](http://www.presidencia.gov.br/seap). Acesso em: julho de 2010.
- Brakel, W.H. 1984. Seasonal dynamics of suspended-sediment plumes from the Tana and Sabaki Rivers, Kenya: Analysis of Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, **16**:165-173.
- Caldas, L.H.O.; Statteger, K.; Vital, H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, **228**: 39–53.
- Camargo, F.F.; Oliveira, C. G. De; Florenzano, T. G.; Almeida, C. M. 2007. Avaliação da acurácia posicional da base cartográfica do município de São José dos Campos (SP) por análises de tendência e precisão. In: XXIII Congresso Brasileiro de Cartografia - I Congresso Brasileiro de Geoprocessamento, Rio de Janeiro/RJ. Anais...Rio de Janeiro/RJ: SBC, 2007. Artigos, p. 775 – 780.
- Cameron, W.M.; Pritchard, D.W. 1963. Estuaries. In: The sea. Vol. (II). M.N. Hill (ed) Interscience, New York. p.306–324.

- Carter, R. W. G.; Woodroffe, C. D. 1994. Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics. *Cambridge University Press*. 517p.
- Chavez, P.S., Jr. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, **24**:459-479.
- Chaves, R.R. 2005. Padrões da temperatura da superfície do Oceano Atlântico Norte e a convecção de verão sobre a América do Sul – análise observacional. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**: 27–38.
- Chu, Z.X.; Sun, X.G.; Zhai, S.K.; Xu, K.H. 2006. Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images. *Marine Geology*, **227**:13-30.
- Coelho, C.A.S.; Uvo C.B.; Ambrizzi, T. 2002. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical and Applied Climatology*, **1**:185-197.
- COGERH - COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DO CEARÁ. Anuário do monitoramento quantitativo dos principais açudes do Estado do Ceará. 2003. Fortaleza, 2003. Disponível em: <<http://www.cogerh.com.br/versao3/public-anuario03.asp>>. Acesso em: 10 fev. 2011.
- Costa, I.G.C; Beltrami, C.V.; Alves, L.E.M. 1990. A evolução tectono-sedimentar e o habitat do óleo da Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**: 65–74.
- Costa, M.L.; Behling H.; Berrêdo J.F.; Siqueira N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):479-488.
- Cowell, P.J.; Thom, B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), “Coastal Evolution – Late Quaternary shoreline morphodynamics.” *Cambridge University Press*, 539p. (ISBN 0521598907).
- Cowell, P.J.; Stive, M.J.F.; Niederoda, A.W.; De Vriend, H.J.; Swift, D.J.P.; Kaminsky, G.M.. Capobianco, M. 2003. The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modelling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, **19**(4): 812 – 827.
- Crósta, A.P. 1992. Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto. Campinas: IG/UNICAMP. 170 p.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2003. Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará. Fortaleza: CD-ROM.
- Cunha, E.M.S. 2005. Evolución actual del litoral de Natal-RN (Brasil) y sus aplicaciones a la gestión integrada. Tese de doutorado. Universidade de Barcelona.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems. In: Walker, R. G.; James, N. P.(eds.) Facies models: response to sea level change. *Geological Association of Canada*. p.195-218.

- Dalrymple, R.W. 2006. Incised valleys in space and time: a introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. In : Dalrymple, R.W.; Leckie, D. A.; Tillman, R.W. (eds) Incised valleys in space and time. SEPM special publications 85. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, pp 5-12.
- Dalrymple, R.W.; Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* **81**:135-174.
- Davis, R.A.; Fitzgerald, D.M. 2004. *Beaches and Coasts*. Malden, Massachusetts: Blackwell, 419p.
- Day, J.W.; Hall, C.A.S.; Kemp, W. M.; Yáñez-Arancibia, A. 1989. *Estuarine Ecology*. John Wiley & Sons, Inc., (eds). New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 558 pp.
- Dionne, J.C. 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Z Geomorphol* **7**(1):36-44.
- Dominguez, J.M.L.; Bitencourt, A.C.S.P.; Martini, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. Received December 15, 1991; revised version accepted June 30, 1992.
- Dominguez, J.M.L. 2009. The Coastal Zone of Brazil. In: Dillemburg, S.R.; Hesp, P. (Org.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag, p. 17-52.
- Dyer, K.R. 1997. *Estuaries: A Physical Introduction*. 2 ed. New Jersey: John Wiley & Sons. 195p.
- Ellison, A.M.; Barker-Plotkin, A.A.; Foster, D.R.; Orwig, D. A. 2010. Experimentally testing the role of foundation species in forests: the Harvard Forest Hemlock Removal Experiment. *Methods in Ecology and Evolution* **1**:168-179.
- FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. 2007. *The World's Mangroves 1980-2005*, FAO Forestry Paper 153. Rome: Forest Resources Division, FAO. The Food and Agriculture Organisation of the United Nations. 77 p. Disponível em [www.fao.org/forestry/mangroves](http://www.fao.org/forestry/mangroves). Acesso em 10/05/2012.
- FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. 2013. Rome. P 114.
- Farrapeira, C.A. 2013. *Evolução paleogeográfica do baixo vale do rio Coreaú e plataforma continental, Ceará, Brasil*. Dissertação de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Ceará.
- Farias, E.G.G. 2006. *Caracterização ambiental do estuário do rio Coreaú - CE*. Monografia de Graduação (Engenharia de Pesca) – Departamento de Engenharia de Pesca, Universidade Federal do Ceará. 49 p
- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S.; Nogueira Neto, J.A.; Arthaud, M.H. 2000. U-Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:102-106.

- Ferreira, A.G.; Mello, N.G.S. 2005. principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos pacífico e atlântico no clima da região. *Revista Brasileira de Climatologia*, Vol. **1**, No 1.
- Ferreira Jr., A.V.; Araújo; Coltrinari, L. 2011. Ambientes de formação, processos de cimentação de arenitos de praia e indicadores de variações do nível do mar. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. **4**:938-960.
- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. 2° Austin, Hemphil Publ. Co. 184p.
- Folk, R. L.; Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain parameters. *Journal Sed. Petr.*, **27**:3-27.
- Fromard, F.; Vega, C., Proisy, C. 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyse sand field surveys. *Marine Geology*, **208**:265–280.
- Freire, G.S.S. 1985. Geologia Marinha da Plataforma Continental do Estado do Ceará. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geociências. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 162p.
- FUNCEME - FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS NATURAIS. 2012. Governo do Estado do Ceará. Série histórica TSM. Disponível em: [site:http://www.funceme.br/index.php/areas/oceanografia/campos-numericos-do-atlantico](http://www.funceme.br/index.php/areas/oceanografia/campos-numericos-do-atlantico). Acesso em dezembro 2012.
- Furukawa, K.; Wolanski, E.; Mueller, H. 1997. Currents and sediment transport in mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **44**: 301-310.
- GEOCONSULT - CONSULTORIA, GEOLOGIA & MEIO AMBIENTE LTDA. 2008. Estudo da Viabilidade Ambiental (EVA) para o loteamento portal do Farol, Camocim-CE. Volume **1**. 125p.
- Gilman, E.L.; Ellison, J.; Duke, N.C.; Field, C. 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. *Aquatic Botany*, **89**:237-250.
- Giri, C.; Pengra, B.; Zhu, Z.; Singh, A.; Tieszen, L.L. 2007. Monitoring mangrove forest dynamics of the Sundarbans in Bangladesh and India using multi-temporal satellite data from 1973 to 2000. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **73**:91-100.
- Giri, C., Zhu, Z., Tieszen, L.L., Singh, A., Gillette, S., Kelmelis, J.A., 2008. Mangrove forest distributions and dynamics (1975–2005) of the tsunami-affected region of Asia. *Journal of Biogeography*, **35**:519-528.
- Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data, *Global Ecol. Biogeogr.*, **20**(1), 154–159.

- GLCF- GLOBAL LAND COVER FACILITY. Disponível em: <<http://glcf.umiacs.umd.edu/library/faq.shtml#datashare>>. Acesso em 22 de jan de 2010.
- Godoy, M.D.P. 2011. Mudanças na sedimentação no estuário do Rio Jaguaribe (CE) devido a mudanças nos usos do Solo. Dissertação de Mestrado, UFC, Fortaleza, 131 p.
- Goya, S.C. 2011. Taxa de sedimentação atual na plataforma continental centro. - norte do Embaiamento de São Paulo. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, 165p.
- Goldberg, E.D. 1963. Geochronology with  $^{210}\text{Pb}$ . In: International Symposium on Radioactive Dating. Vienna, p. 121-131.
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A. 1998. Floodplain processes in the Benegal Basin and the storage of Ganges– Brahmaputra river sediment: an accretion study using  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  geochronology. *Sediment. Geol.*, **121**: 239–258.
- Guimarães, A.S.; Travassos, P.; Souza-Filho, P.W.M.; Gonçalves, F.D.; Costa, F.R. 2010. Impact of aquaculture on mangrove areas in the northern Pernambuco Coast (Brazil) using remote sensing and geographic information system. *Aquaculture Research*, **41**:828-838.
- Harleman, D.R.; Daily, J.E.; Thatcher, M.L.; Najarian, T.O.; Brocard, D.N.; Ferrara, R.A. 1977. User's Manual for the M.I.T. Transient Water Quality Network Model. EPA-600/3-77-010. USEPA. Environmental Research Lab., Corvallis, Oregon.
- Hayes, M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: CRONIN, L.E. (Ed.), Estuarine Research, V. II. Academic Press, New York, p. 3-22.
- Howland, W.G. 1980. Multispectral aerial photography for wetland vegetation mapping. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, **46**:87-99.
- Herz, R. 1991. Manguezais do Brasil. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. São Paulo. 227pp.
- IBAMA - INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS 2005. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br>>. Acesso em: nov. 2010.
- INESP - INSTITUTO DE ESTUDOS E PESQUISAS PARA O DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO CEARÁ . 2009. Caderno Regional para a Bacia do Coreau. Volume 1. Pacto das Águas – Compromisso Socioambiental Compartilhado. Assembléia Legislativa do Estado do Ceará – Conselho de Altos Estudos e Assuntos Estratégicos (Orgs). Fortaleza – Ceará. 127p.
- INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Website. Disponível em: <<http://www.inpe.br>>. Acesso em: 10 jan. 2010.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileiro – Pan- Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 803 pp.

- Jensen, C.; Mark, L.; Roussopoulos, N. 1991. Incremental Implementation Model for Relational Databases with Transaction Time. *IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering*, 3(4):461-473.
- Jensen, J.R. 1996. Introductory digital image processing: A remote sensing perspective second edition. Series in Geographic Information Science, New Jersey, Prentice Hall, p. 318.
- Jensen, J. R. 2009. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Traduzido por: José Carlos Neves Epiphany et. al. São José dos Campos: Parêntese. 598p.
- Kampel, M.; Amaral, S.; Soares, M. L. G. 2005. Imagens CCD/CBERS e TM/Landsat para análise multi-temporal de manguezais no Nordeste brasileiro. Um estudo no litoral do Estado do Ceará. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 12, Goiânia. Anais... São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p.979-986. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8. Disponível em: <<http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.19.19.44>>. Acesso em: 14 ago. 2011.
- Kjerfve, B.; Jensen J. R.; Magill K. E.; III R. E. 1987. Landsat TM analysis and numerical modeling of sediment dispersion in a Mexican coastal lagoon. Laboratory of Terrestrial Physics, National Aeronautics and Space Administration; Laboratory of Terrestrial Physics, National Aeronautics and Space Administration. 31-36p.
- Kjerfve, B; Lacerda, L.D. 1993. Mangroves of Brazil. In: Conservation and sustainable utilization of mangrove forest in Latin America and Africa regions. Part I - Latin America, Lacerda, L.D (Ed.). Mangrove Ecosystem Technical Report No. 2. ITTO/ISME, Okinawa, 272 pp.
- Kousky, V.1999. The North American Monsoon System. Abstracts of meeting 10TH Global Change Conference, Dallas, Texas US, January, 203-206.
- Kovacs, L., Damkjaer, J., Kereiche, S., Iliaia, C., Ruban, A.V., Boekema, E.J., Jansson, S., And Horton, P. 2006. Lack of the light-harvesting complex CP24 affects the structure and function of the grana membranes of higher plant chloroplasts. *Plant Cell*, **18**: 3106–3120.
- Landis, J.R.; Koch, G.G. 1977. "The measurement of observer agreement for categorical data". *Biometrics* **33** (1): 159–174.
- Lessa, G.C. 2005. Baías Brasileiras: Grandes estuários em uma costa regressiva? In: X Congresso da Abequa, Anais..., Guarapari, ES. CD-ROM. Lima, M.G.; Vasconcelos, P.M.; Farley, L.; Jardim de Sá, E.F. 2007. Datação e intemperismo impõe limites na idade da Formação Barreiras, Bacia Potiguar Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Estudos Quaternário, Belém, em CD-Rom.
- Lima, G.M.P.; Vilas, Boas, G.S.; Costa, A.B. 2011. Taxas de sedimentação recentes provenientes dos métodos Cs137 e Pb210 e estimativa de preenchimento do estuário Jacuípe, Bahia, Brasil. *Rev. bras. geociênc.*, vol. **41**, no. 1, p.44-55. ISSN 0375-7536.
- Lima, M.G. 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 251p.

- Lira, M.A.T.; Silva, E. M.; Alves, J. M. B. 2011. Estimate of wind resources in the coast of Ceará using the linear regression theory. *Rev. bras. meteorol.* vol.26 n°.3 São Paulo.
- Luiz-Silva W.; Matos R.H.R.; Machado, W.; Nizoli, E.C. 2012. Taxas de sedimentação em estuário do Sudeste do Brasil, baseadas em assinatura geoquímica e histórico industrial. *Geociências*, **31**:69–78.
- Macintosh, D.J.; Ashton, E.C.A. 2002. Review of Mangrove Biodiversity Conservation and Management. Centre for Tropical Ecosystems Research, University of Aarhus, Denmark. 86 p.
- Maia, L.P. 1993. Controle tectônico e evolução geológica/sedimentológica da região da desembocadura do Rio Jaguaribe. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE. 144p.
- Maia, L.P.; Lacerda, L.D.; Monteiro, L.H.U; Souza, G.M. 2006. Atlas dos Manguezais do Nordeste do Brasil. SEMACE, Fortaleza. 106p.
- Magris, R.A.; Barreto, R. 2010. Mapping and assessment of protection of mangrove habitats in Brazil. *Pan-American Journal of Aquatic Science*, **5**: 546-556.
- Martin, L.; Suguio, K. 1978. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo, 1978. Special Publication, 2. São Paulo, Instituto de Geociências SBG ; pp. 1-97.
- Martins, L.R; Coutinho, P.N. 1981. The brasilian continental margin. *Earth Science Reviews*, **17**:87-107.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J. M., Dominguez, J.M.L. E Azevedo, A.E.G., 1984. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro Geologia, pp. 84-97.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M. 1986. Shell-middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: Examples from the coast of Brazil. In: Van De Plassche, O. (ed.) Sea-level research: a manual for collection and evaluation of data. Norwich, Geobooks, p. 503-521.
- Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**:101–124.
- Masselink, G.; Hughes, M. G. 2003. Introduction to coastal processes and geomorphology. Arnold. 354p.
- Matos, R. M. D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.U; TALWANI, M. (Ed.). Atlantic Rifts and Continental Margins. Geophysical Monograph, vol. **115**, AGU, 331–354.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: TUCKER, M. (ed.). Techniques in Sedimentology. Blackwell Science. Pp. 63-85.

- Meireles, A.J.A. 2001. Morfología litoral y sistema evolutivo de la costa de Ceará – Nordeste de Brasil. Tese de Doutorado, Universidad de Barcelona, Espanha, 370p.
- Meireles, A.J.A.; Raventos, J. S. I. 2002. Um modelo geomorfológico integrado para a planície costeira de Jericoacoara/Ceará. *MERCATOR – Revista de Geografia da UFC*. Ano 1. n. 1, Fortaleza. p. 79-94.
- Meireles, A.J.A.; Vicente da Silva, E. 2002. Abordagem geomorfológica para a realização de estudos integrados para o planejamento e gestão em ambientes flúvio-marinhos. *Scripta Nova. Revista electrónica de geografía y ciencias sociales*, Universidad de Barcelona, vol. **VI**, núm. 118, 15 de julho.
- Meireles, A.J.A.; Arruda, M.G.C.; Gorayeb, A.; Thiers, P.L. 2005. Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. *Revista Mercator*, **8**: 109-13
- Meireles, A.J.A. Morfologia y Sistema Evolutivo de la Zona Costera de Ceará Nordeste de Brasil. Tese de doutorado em em Geografia Física. Universidad de Barcelona, Barcelona, 2011.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**:1-62.
- Milliman, J. D.; Barretto, H. T. 1975. Background. Upper continental margin sedimentation off Brazil. *Contr. Sedimentology*, v. **4**, p. 1-10.
- Miranda, L.B.; Castro, B.M.; Kjerfve, B. 2002. Princípios de Oceanografia Física de estuários. Editora da Universidade de São Paulo, 414 p.
- MMA - MINISTERIO DO MEIO AMBIENTE, DOS RECURSOS HÍDRICOS E DA AMAZÔNIA LEGAL 1997. Relatório do Programa de Gestão para o Desenvolvimento Sustentável da Bacia Contribuinte à Baía da Ilha Grande. SEMA, Rio de Janeiro, 2 vol.
- MMA - Ministério do Meio Ambiente. 2008. Documento Síntese sobre o I Simpósio Nacional sobre Erosão Costeira. MMA, 25p., Brasília, DF, Brasil. Disponível em: [http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa\\_sigercom/\\_arquivos/78\\_12122008093324.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa_sigercom/_arquivos/78_12122008093324.pdf). Acesso em 10 de ago 2012.
- Mochel, F.R, Castro, A.C.L. 2003. Zoneamento Costeiro do Estado do Maranhão. Laboratório de Hidrobiologia, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 243pp.
- Morais, J.O. in “Compartimentação territorial e Gestão Regional do Ceará”. Luiz Cruz Lima, Marcos José Nogueira de Souza, Jáder Onofre de Moraes. Fortaleza: FUNECE, 2000. 268p. II.: 22 cm.
- Moura, A.D; Shukla, J. 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**: 2653–2675.
- MUNSELL COLOR COMPANY. 1975. Munsell soil color charts. Munsell Color, Baltimore, Md.

- Nascimento Jr, R.W. 2011. Detecção de mudanças na costa de manguezais da amazônia a partir da classificação orientada a objetos de dados multisensores. Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA. (Dissertação de Mestrado).
- Nascimento Jr, W.R.; Souza-Filho, P.W.M.; Proisy, C.; Lucas, R.M.; Rosenqvist, A. 2013. Mapping changes in the largest continuous Amazonian mangrove belt using object-based classification of multisensor satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **117**: 83-93.
- Neto, A.M. 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, 176 p.
- Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., Carpenter, R., Bennett, J.T. 1979. The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: application to the Washington continental shelf. *Marine Geology*. **31**: 297–316.
- NOAA - NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. Website. Disponível em: <<http://www.noaa.gov>>. Acesso em: 20 jan. 2010.
- Nobre, P.; Shukla, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Clim.*, **9**: 2464–2479.
- Novo, E.M.L.M. 1989. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. 308p.
- Novo, E.M.L.M. 1992. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. São Paulo. Ed. Edgard Blucher, 2a edição, 308p.
- Novo, E.M.L.M. 2011. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. São Paulo. Ed. Edgard Blucher, 4a edição, 308p.
- Palma, J.J.C. 1984. Fisiografia da Área Oceânica. In: Schobbenhaus et al. (Coords.). Geologia do Brasil. Brasília, Ministério das Minas e Energia. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, p.429-441.
- Paulino, W. D.; Fuck Júnior, S. C. F. 2001. Indicativo da precipitação histórica incidente sobre a bacia hidrográfica dos principais açudes do Estado do Ceará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14., 2001, Aracaju. Anais... Aracaju: ABRH.
- Pethick, J. 1984. An Introduction to Coastal Geomorphology, Edward Arnold Publishers, London, UK.
- Perillo, G.M.E. 1995. Geomorphology and sedimentology of estuaries. *Developments in Sedimentology* 53, *Elsevier Science*. 471p.
- Pritchard, D.W. 1955. Estuarine circulation patterns. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **81**, No. 717.
- Proisy, C.; Coueron, P.; Fromard, F. 2007. Predicting and mapping mangrove biomass from canopy grain analysis using Fourier-based textural ordination of IKONOS images. *Remote Sensing of Environment*, **109**(3): 379-392.

- PROJETO RADAMBRASIL. 1981. Folha SA.24 Fortaleza Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 21 488p. (Levantamento de Recursos Naturais,nº 21).
- Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, R.; Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, **57**: 241-26.
- Ramsey, E.W.; Jensen, J. R.1996. Remote sensing of mangrove wetlands: relating canopy spectra to site-specific data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **62**(8), 939–48.
- Reimer, P.J, Baillie, M.G.L, Bard, E, Bayliss, A, Beck, J.W., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Herring, C, Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J., And Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**(3):1029-1058.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier-island and estuarine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p. 179-194.
- Reynolds, R.W.; Rayner, N.A.; Smith, T.M.; Stokes,D.C.; Wang, W. 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**:1609-1625.
- Richards, A.J.1993. Remote sensing digital image analysis. Berlim:Springer-Verlag. Berlim
- Rocha, I.P.; Rodrigues, J.; Amorim, L. 2004. A carcinicultura brasileira em 2003. *Revista da ABCC*, v. **6**, n. 1, p. 30-36.
- Rocha, I.P., 2010. Shrimp farming in Brazil: burgeoning industry recovering, future holds potential. *Global aquaculture advovate* September/October, 43-45.
- Rocha, I.P. 2013. A importância da aquicultura e da carcinicultura no contexto da produção mundial do pescado: desafios e oportunidades para o Brasil. *Revista da ABCC (Contribuindo para o desenvolvimento da aquicultura brasileira)*. Ano XV, nº 2, Junho de 2013. Disponível em: [http://issuu.com/marineumarocho/docs/revista\\_abcc\\_junho\\_2013.html](http://issuu.com/marineumarocho/docs/revista_abcc_junho_2013.html). Acesso em: dezembro de 2013.
- Rodrigues, S.W.P; Souza-Filho, P. W.M. 2011. Detecção de mudança no manguezal ao longo do estuário do rio coreaú- ceará através da análise multitemporal em imagens TM/Landsat-5 no período de 1985 a 2008. *Anais o XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário -ABEQUA- III Encontro do Quaternário Sul-americano*, Búzios, RJ, Brasil, CD.
- Rodrigues, S.W.P.; Souza Filho, P. W.M . 2012. Environmental sensitivity index mapping to oil spill from Landsat TM images: a study case in the amazon coastal plain. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, v. **30**:1-12.
- Roncero, V.G. 2005. Um estudo de segmentação de imagens baseado em um método de computação evolucionária.Dissertação de mestrado em engenharia elétrica. Rio de Janeiro. 70p.

- Rosa, R. 2003. Introdução ao sensoriamento remoto. 5ª ed. Uberlândia: Ed. da Universidade Federal de Uberlândia. 238 p.
- Rossetti, Dilce F.; Bezerra, F.H.R. ; Landim D.; José M. 2013 . Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. **123**:87-112.
- Santos, E.S. 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 p.
- Santos, I.R.; Burnett, W.C.; Godoy, J.M. 2008. Radionuclídes as tracers of coastal processes in Brazil: Review synthesis, and perspectives. *Brazilian Journal of Oceanography*, **56** (2):115-131.
- Seher, J.S. And P. T. Tueller. 1973. Color aerial photography for marshland. *Photogramm. Eng.* **39**:489-499.
- Schaeffer-Novelli Y. 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. *Pub. Esp. do Instituto Oceanográfico*, **7**: 1-16.
- Schaeffer-Novelli, Y.; Citron-Molero, G.; Adaima, R.R. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**: 204-218.
- Schaeffer-Novelli, Y.; Cintrón-Molero, G.; Soares, M. L. G.; De-Rosa, M. T. 2000. Brazilian mangroves. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, **3**: 561-570.
- Sery, F.; Ducrot, D.; Mougin, E.; Fromard, F.1995. Mapping on mangrove forest of French Guyana using multisource data. In 'Proceedings of the IGARSS '95, IEEE 95CH35770, Florence, Italy, 10-14 July 1995'. Vol. **II**, 1122-4.
- Shearman, P., 2010. Recent Change in the Extent of Mangroves in the Northern Gulf of Papua, Papua New Guinea. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, **39**:181-189.
- Silva, C.A., Souza Filho, P.W.M., Rodrigues, S.W.P., 2009. Morphology and modern sedimentary deposits of the macrotidal Marapanim estuary (Amazon, Brazil). *Continental Shelf Research*, **29**: 619-631.
- Silva Filho, W.F.Da; Castro, D. L.; Correa, I. C. S.; Freire, G. S. Sá. 2007. Estruturas rasas na margem equatorial ao largo do nordeste brasileiro (Estado do Ceará): análise de relevo e anomalias gravimétricas residuais. *Rev. Bras. Geof. [online]*. **25**(1):65-77. ISSN 0102-261X. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2007000500007>.
- Silva, D. M. 2013. Estudo da morfodinâmica e morfologia de fundo da desembocadura do estuário do rio coreaú, camocim, ceará. Monografia (Oceanografia) do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará.

- Silva, Francisco De A. S. E.; Rao, Tantravahi, V. R. 2002. Regimes pluviais, estação chuvosa e probabilidade de ocorrência de veranicos no Estado do Ceará. *Rev. bras. eng. agríc. ambient. [online]*. Vol.6, n.3, pp. 440-446. ISSN 1807-1929.
- Silva, F.A.S.E.; Rao, T.V.R. 2002. Regimes pluviais, estação chuvosa e probabilidade de ocorrência de veranicos no Estado do Ceará. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, **6**(3):440-446.
- Simard, M.; Zhang, K. Q.; Rivera-Monroy, V. H.; Ross, M. S.; Ruiz, P. L.; Castaneda-Moya, E.; Twilley, R. R.; Rodriguez, E. 2006. Mapping height and biomass of mangrove forests in Everglades National Park with SRTM elevation data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **72**(3): 299-311.
- Smith, T.M.; Reynolds, R.W. 2003: Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). *Journal of Climate*, **16**:1495-1510.
- Smith, T.M.; Reynolds, R.W. 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, **17**, 2466-2477.
- Smoak, J.M. And Patchineelam, S.R. 1999. Sediment mixing and accumulation in a mangrove ecosystem: evidence from <sup>210</sup>Pb, <sup>234</sup>Th and <sup>7</sup>Be. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**: 17-27.
- Sommerfield, C. K. 2006, On sediment accumulation rates and stratigraphic completeness: Lessons from Holocene ocean margins, *Cont.Shelf Res.*, **26**:2225–2240, doi:10.1016/j.csr.2006.07.015.
- Sousa D.C., Jardim De Sá, E.F., Vital, H., Nascimento M.A.L. 2009. Falésias na Praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE: importantes deformações tectônicas cenozóicas em rochas sedimentares da Formação Barreiras. In: WINGE M., SCHOBENHAUS C., SOUZA C.R.G., FERNANDES A.C.S., Queiroz E.T., Berbertborn M., Campos D.A. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), **2**: 501-512.
- Souza, C.R de G. 2009. A Erosão nas Praias do Estado de São Paulo: Causas, Consequências, Indicadores de Monitoramento e Risco. In: Bononi, V.L.R.; Santos Júnior, N.A. (orgs.). “Memórias do Conselho Científico da Secretaria do Meio Ambiente:A Síntese de Um Ano de Conhecimento Científico Acumulado”. Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. (ISBN 978-85-7523-025-1).
- Souza, E.B.; Alves, J.M.B.; Nobre, P. 1998. Anomalias de precipitação nos setores norte e leste do Nordeste Brasileiro em associação aos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre o Atlântico Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **13** (2):45-56.
- Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C. 2000. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960- 1998. *Acta Amazonica*, **30**:305-318.
- Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Ambrizzi, T. 2005. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**:177-191.

Souza Filho, P.W.M.; Paradella, W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, **75**(3): 341-356.

Souza Filho, P.W.M.; Gonçalves, F.D.; Beisl, C.H.; Miranda, F.P.; Almeida, E.F. ; Cunha, E.R.S.P. 2005 . Use of RADARSAT-1 Wide and Landsat-7 ETM+ selective principal component analysis for geomorphological and environmental sensitivity index mapping in a macrotidal mangrove coast, Brazilian Amazon Region. In: 8th International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Halifax. Proceeding... Halifax : Altarum. v. 1:1-1.

Souza Filho, P.W.M. 2005. Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(4):427-435.

Souza Filho, P.W.M.; Cohen, M.C.L.; Lara, R.J.; Lessa, G.C.; Koch, B; Behling, H. 2006. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI **39**: 306-310.

SNIRH/ANA - SISTEMA NACIONAL DE INFORMAÇÃO SOBRE RECURSOS HÍDRICOS/AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (Brasil) (ANA). Hidroweb: sistemas de informações hidrológicas. Disponível em:<<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb>>. Acesso em:20 setembro 2012.

Spalding, M.; Kainuma, M.; Collins, L. 2010. Atlas Mundial de Manguezais: (eds) Londres, Washington DC: Earthscan. ISBN 978-1-84407-657-4.

SRH - SECRETARIA DOS RECURSOS HÍDRICOS. 1992. Plano Estadual de Recursos Hídricos. Diagnóstico. Vol.1. Fortaleza: SRH, 1992. Volume 1. Fortaleza, p. 3.

Summerfield, M.A. 1991. Global Geomorphology. New York, John Wiley & Sons, 537p.

Suguio, K.; L. Martin; A.C.S.P. Bittencourt; J.M.L. Domínguez, J-M. Flexor E A.E.G. Azevedo .1985. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira, *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **15**(4): 273-286.

Tessler, M.G.; Mahiques, M.M. 2003. Processos Oceânicos e a Fisiografia dos Fundos Marinhos. In: Teixeira, W; Toledo, M.C.M; Fairchild, T.R; Taoli, F. (Org.). Decifrando a Terra. São Paulo. Oficina de Textos.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G.; JAMES, N.P. (eds) Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, 1-14.

Walsh, J.P.; Nitirouer, C.A. 2004. Mangrove-bank sedimentation in a mesotidal environment with large sediment supply, *Gulf of Papua. Marine Geology*, **208**:225-248.

Wheatcroft, R.A.; Stevens, A.W.; Hunt, L.M.; Milligan, T.G. 2006. The largescale distribution and internal geometry of the fall 2000 Po River flood deposit: Evidence from digital X radiography. *Continental Shelf Research*, **26**: 499-516.

Wiken, E. 1986. Terrestrial ecozones of Canada. Environment Canada. Ecological Land Classification Series No. 19. Ottawa, Canada.

WMO-No. 544. Manual on the Global Observing System. Volume I: Global Aspects. 2010 edition. Switzerland. ISBN 978-92-63-10544-8. 58p.

Yoshida, N.; Oh, S.-P.; Kitayama, T.; Hernquist, L. 2007, *ApJ*, 663, 687 (Y07).

Zacharias, A.A.; Assine, M.L. 2005. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no Norte do Estado do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* **35** (4): 573–583.

Zembruski, S. G; Barreto, H.T.; Palma, J.C.; Milliman, J.D. 1972. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anais... SBG, **2**: 187-209.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

## PARECER

### Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de **SUZAN WALESKA PEQUENO RODRIGUES**

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **SUZAN WALESKA PEQUENO RODRIGUES**, orientanda do Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA), e composta pelos professores doutores Luis Parente Maia (LABOMAR/UFC), Venerando Eustáquio Amaro (UFRN), Nils Edvin Asp Neto (UFPA/BRAGANÇA), Jean Michel Lafon (UFPA) e após apresentação da sua tese, intitulada: “**DETECÇÃO DE MUDANÇAS E SEDIMENTAÇÃO NO ESTUÁRIO DO RIO COREAÚ**” emite o seguinte parecer:

A candidata apresentou um documento que atende às exigências básicas para uma tese de doutorado. Ela realizou sua apresentação de forma clara, organizada e segura. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. A banca repassou diretamente para a candidata os comentários e sugestões para serem aproveitados na elaboração dos artigos decorrente da tese.

Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 02 de setembro de 2014.

**Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA)**

**Prof. Luis Parente Maia (LABOMAR/UFC)**

**Prof. Nils Edvin Asp Neto (UFPA/BRAGANÇA)**

**Prof. Jean Michel Lafon (UFPA)**

**Prof. Venerando Eustáquio Amaro (UFRN)**