



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR E  
AMBIENTAL**

**INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA  
DAS ONDAS NO ZONEAMENTO  
LITORÂNEO E NA FAIXA COSTEIRA  
EMERSA, ENTRE OLINDA E PORTO DE  
GALINHAS, PERNAMBUCO**

**Doutoranda: Hortência Maria Barboza de Assis  
Orientador: Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso  
Co-orientador: Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Júnior**

**Recife, PE-2007**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA DAS ONDAS NO ZONEAMENTO LITORÂNEO E  
NA FAIXA COSTEIRA EMERSA, ENTRE OLINDA E PORTO DE GALINHAS,  
PERNAMBUCO

Hortencia Maria Barboza de Assis  
MSc Geóloga

Tese de Doutorado - 2007

Tese de doutorado que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE, PE  
2007

**A848i**

**Assis, Hortencia Maria Barboza de**

Influência da hidrodinâmica das ondas no zoneamento litorâneo e na faixa costeira emersa, entre Olinda e Porto de Galinhas, Pernambuco / Hortencia Maria Barboza de Assis. - Recife: O Autor, 2007.

viii,131 f., il : grafs., tabs., figs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2007.

Inclui bibliografia.

1. Geociências. 2. Profundidade de fechamento 3. Plataforma continental. 4.Sedimentos marinhos. I. Título.

**UFPE**

**551**

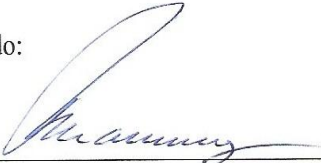

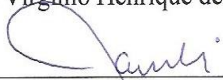


**CDD (22. ed.)**

**BCTG/2010-029**

INFLUÊNCIA DA HIDRODINÂMICA DAS ONDAS NO  
ZONEAMENTO LITORÂNEO E NA FAIXA COSTEIRA EMERSA,  
ENTRE OLINDA E PORTO DE GALINHAS, PERNAMBUCO

Doutoranda: Hortência Maria Barboza de Assis

Aprovado:

	20/09/2007
Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso	data
	20/09/2007
Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann	data
	20/09/2007
Prof. Dr. Mario de Lima Filho	data
	20/09/2007
Prof. Dr. George Satander Sá Freire	data
	20/09/2007
Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Junior	data

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 – OBJETIVOS.....	3
1.2 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA.....	3
1.2.1 - Condições climáticas.....	6
1.3 – CARACTERIZAÇÃO DA ZONA COSTEIRA DE PERNAMBUCO.....	8
1.3.1 – Sedimentação da plataforma continental de Pernambuco.....	10
1.3.2 – Parâmetros oceanográficos.....	13
<b>CAPÍTULO II – EMBASAMENTO TEÓRICO</b> .....	15
2.1 – INSTRUMENTOS E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DE GESTÃO DA ZONA COSTEIRA.....	15
2.1.1 - Zona terrestre.....	18
2.1.2 - Zona marinha.....	25
<b>CAPÍTULO III - MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	29
3.1 – BATIMETRIA.....	29
3.1.1 - Processamento digital dos dados.....	30
3.1.1.1 – Modelagem batimétrica.....	31
3.1.1.2 – Modelo digital do terreno.....	32
3.1.1.3 - Realce de imagem de satélite.....	34
3.2 – AMOSTRAGEM SEDIMENTOLÓGICA.....	34
3.2.1 – Análise granulométrica.....	34
3.2.2 – Análise composicional.....	35
3.2.3 - Cartografia sedimentar.....	36
3.3 - TRATAMENTO DOS REGISTROS DE ONDAS.....	37
3.3.1 – Limites marinhos.....	40
3.3.2 - Limite terrestre.....	42

<b>CAPÍTULO IV – CRITÉRIOS PARA A GESTÃO</b> .....	44
4.1 – CLIMA DE ONDAS.....	47
4.2. – PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO.....	52
4.3 – RETROGRADAÇÃO.....	58
4.4 – SEDIMENTOLOGIA.....	72
4.4.1 – Característica dos sedimentos.....	72
4.4.2 – Distribuição espacial de parâmetros granulométricos.....	84
4.5 – MORFOLOGIA DA ÁREA SUBMERSA.....	90
<b>CAPÍTULO V – ZONEAMENTO LITORÂNEO DA ÁREA</b> .....	101
5.1 – ASPECTOS DO RELEVO E DOS SEDIMENTOS.....	104
5.2 – ZONEAMENTO PROPOSTO.....	108
<b>CAPÍTULO VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	111
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	114

## AGRADECIMENTOS

Inicialmente aos grandes mestres da geologia marinha pelos conhecimentos por mim adquiridos através da leitura de seus textos. Dentre outros, sem citar nomes para não incorrer no erro de excluir alguém, destaco aqueles que desenvolveram estudos voltados ao entendimento dos processos, da gênese e da potencialidade econômica da Plataforma Continental de Pernambuco, difíceis de serem superados ainda hoje, apesar do uso de tecnologias cada vez mais avançadas.

Em um segundo momento, ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na pessoa do colega Reinaldo Brito, que abraçou a idéia da retomada das pesquisas de geologia marinha nessa entidade, através do Projeto GranMar – Granulados Marinhos da Plataforma Continental Rasa do Brasil, sem o qual eu não poderia desenvolver grande parte dos estudos aqui apresentados.

Também ao INPH – Instituto Nacional de Pesquisas Hidrográficas por ter cedido os dados de ondas fundamentais ao desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Professor Valdir Manso pelo apoio e pela orientação.

Ao colega Flávio Porfírio, pela presteza no suporte em matemática.

Aos professores Elírio Toldo, Paulo Coutinho e Ricardo Amaral pelas proveitosas discussões no decorrer do trabalho e à Professora Maria Helena Hessel pela grande inspiração.

Em especial à professora e amiga Lucila Borges pela torcida e pelo constante incentivo.

À minha família, ao meu companheiro, o geólogo Bruno Elldorf, às minhas irmãs e sobrinhas pela tolerância às minhas ausências em momentos cruciais ao convívio familiar, em prol da dedicação a este trabalho.

Finalmente, a todos que por lapso de memória não tenha mencionado, mas, que sei, estão cientes da importância que desempenharam para o desfecho desta pesquisa.

## RESUMO

Esta pesquisa empenhou-se em suprir a demanda de informações espacializadas relativas à zona litorânea, como ferramenta para aprimoramento do gerenciamento costeiro. Assim, apresenta nova proposta metodológica de zoneamento, adotando como parâmetro para o seu estabelecimento a análise do comportamento das ondas na movimentação dos sedimentos de fundo. Teve como área cinquenta e cinco quilômetros de extensão litorânea, até a isóbata de 30 metros, da Plataforma Continental Central de Pernambuco, nordeste do Brasil. Para alcançar os objetivos, foi definida a profundidade de fechamento e o limite oceânico, com fundamentação teórica em Hallermeier (1981). Isso permitiu a cartografia da zona ativa, entre a linha de costa e a profundidade de fechamento ( $d_1=6,5$  m), região de efetiva movimentação de sedimentos de fundo por ação das ondas, por isso, a menos indicada à exploração dos recursos minerais, além da zona de movimentação incipiente dos sedimentos de fundo, área entre as profundidades de fechamento e o limite oceânico (21 metros), de risco potencial médio à exploração de minerais e outros manejos. A cobertura sedimentar mostrou-se arenosa a areno-cascalhosa, com a parte rasa formada por siliciclastos, com domínio de quartzo e, a profunda, bioclástica, com nítida divisão do substrato de fundo entre a presença de *Halimeda* e *Lithothamne*, coincidindo com o limite externo da zona de movimentação incipiente. A análise do comportamento temporal da profundidade de fechamento indicou processo erosional na área com movimentação dos sedimentos no sentido mar aberto, associada à tendência de ocorrência de ondas tipo ondulação (*sweel*). Propõe-se também faixa de proteção da costa emersa, baseada numa perspectiva de aumento do nível do mar para 2100, considerando: provável aumento de quarenta e oito centímetros do nível do mar, e aumento de um metro, que resultaram em áreas máximas não edificantes de 88,80 e 185,04 metros.

Palavras - chaves: profundidade de fechamento, plataforma continental, sedimentos marinhos.



## ABSTRACT

This study endeavors to satisfy the demand for special information concerning the northeast Brazilian coastal zone, as a tool for improving coastal management. It presents a new proposed methodology for zoning, adopting as an establishment parameter the analysis of the behavior of waves in the movement of sea bottom sediments. The study area comprehends a coastal area of fifty-five kilometers in extent, up to the 30-meter isobath of the central continental shelf in the state of Pernambuco in Northeast Brazil. To reach our objectives, we defined a closure depth and the seaward bound with a theoretical foundation in the methodology presented by Hallermeier (1981). This enabled the cartography of the active zone, between the shoreline and the closure depth ( $d_1 = 6.5$  m), an area of effective movement of bottom sediments by wave action. For that reason, this area is the least suitable for the extraction of mineral resources, notwithstanding the deeper zone of incipient movement of bottom sediments between the closure depth and the seaward bound ( $d_2 = 21$  m, boundary between the shoal zone and the offshore zone), where morphological changes are less perceptible and there is an intermediate potential risk of mineral extraction and other man-made disturbances. The sedimentary blanket in the study area was found to be sandy to sandy-gravel in composition, with the shallow portion made up of siliciclasts dominated by quartz, and the deeper portion consisting of bioclastic sediments. There is a sharp division of the bottom substrate between the presence of *Halimeda* and *Lithothamne* algae coinciding with the external limit of incipient movement at the seaward bound. The observation of the behavior of the closure depth over time indicated an effective erosional process in the study area, with sediment movement towards offshore, associated with the tendency for the occurrence of “sweel” waves. The study also proposes buffer zones to protect the emerged coastline, based on the projected rise in the sea level towards the year 2100. It supposes two scenarios: a probable increase of forty eight centimeters, and an increase of one meter in the sea level elevation. These scenarios resulted in maximum areas of prohibited development along the coastline of 88.80 meters and 185.04 meters, respectively, measured from the currently emerged coastline towards inland.

Keywords: closure depth, continental shelf, marine sediments.

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, houve um aumento expressivo na elaboração e na implantação de planos de ordenamento e desenvolvimento territorial, direcionados à gestão dos municípios costeiros. A razão disso reside no fato de que, entre as unidades ambientais, a região costeira é a que mais apresenta vocação à implantação de atividades socioeconômicas que perturbam o meio natural, afetando o estado de equilíbrio dos ecossistemas costeiro e marinho.

A urbanização crescente e desordenada é considerada o principal vetor para a modificação do equilíbrio na faixa costeira emersa. Enquanto na área submersa (antepraia e plataforma interna), a atração pela exploração dos recursos minerais marinhos, para a utilização em diferentes setores industriais, tem se tornado cada vez mais comum. Especialmente a areia para uso na recuperação de áreas erodidas com a aplicação da técnica de engordamento de praia. Mundialmente esse uso é mais abrangente e está incluído, juntamente com a geotermia e a mineração inversa (*reverse mining*), na chamada "nova" indústria extrativa (Costa, 2004).

Para preservar esses espaços ambientalmente protegidos, em virtude de sua importância e fragilidade, é comum adotar a estratégia de avaliar um território por meio de seu zoneamento, apontado por Silva e Santos (2004) como a “identificação e a delimitação de unidades ambientais em um determinado espaço físico, segundo suas vocações e fragilidades, acertos e conflitos”. Entretanto é consenso que os zoneamentos são executados sob critérios meramente qualitativos, a partir de modelos estruturados de forma subjetiva, havendo uma demanda de propostas metodológicas que identifiquem zonas a partir da seleção de atributos ambientais mapeáveis.

Dentro desse contexto, a compreensão da hidrodinâmica das ondas surge como atributo de fundamental importância, por serem as ondas oceânicas as grandes responsáveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentais e pelos mecanismos de erosão, transporte e deposição de sedimentos na zona costeira.

Assim, no intuito de contribuir para a diminuição dessa lacuna referente às pesquisas voltadas à geração de ferramentas práticas, para uso numa gestão adequada da região costeira, a pesquisa aqui apresentada tem como propósito o fornecimento de informações sobre a hidrodinâmica das ondas, materializadas em uma cartografia de zoneamento que permita

disciplinar a exploração dos recursos minerais marinhos e nortear programas gerenciais e tomada de decisões de entidades de controle, monitoramento e fiscalização.

A área de estudo compreende a linha de costa até a isóbata de 30 m, ao longo dos cinquenta e cinco quilômetros de extensão litorânea, da Plataforma continental central de Pernambuco, no Nordeste do Brasil. O limite no mar aberto (*offshore*) foi definido em função da viabilidade de atividades de exploração dos recursos minerais marinhos, estabelecida com base na relação custo/benefício.

O estudo foi centrado na determinação da profundidade de fechamento, segundo o conceito de Hallermeier (1981), onde, a partir do estabelecimento de dois limites (litorâneo e oceânico) foram individualizadas áreas em que o processo de ondulação governa o movimento dos sedimentos de fundo marinho e com isso influencia a dinâmica sedimentar, tornando-se, desse modo, elemento fundamental para o zoneamento territorial.

O conceito de profundidade de fechamento é freqüentemente usado como parâmetro importante dentro de aplicações de engenharia costeira ou em processos de tomada de decisão, onde é necessário calcular a extensão do perfil ativo (Capobianco et al., 1997).

Em muitos países, essa profundidade mínima é comumente empregada como critério restritivo para a liberação da licença de mineração marinha, em plataformas continentais.

Além disso, o limite litorâneo pode ser utilizado para delimitação das áreas não edificantes (*non aedificandi*) na faixa costeira emersa adjacente, ressaltando a interação de dependência dos processos marinhos e costeiros, comumente esquecidos nos projetos implantados em regiões litorâneas.

Acrescenta-se a este estudo a caracterização dos aspectos morfológicos e sedimentológicos da área, como atributos complementares utilizados na elaboração do zoneamento proposto.

Espera-se, por fim, que a proposta apresentada neste trabalho possa contribuir como ferramenta complementar e modelo metodológico na elaboração de futuros planos gestores para outras áreas de pesquisa e como subsídio técnico para as entidades de controle e fiscalização ambiental.

## 1.1-OBJETIVOS

O objetivo geral do presente estudo é caracterizar os processos hidrodinâmicos, sedimentológicos e morfológicos da plataforma continental interna rasa de Pernambuco, visando ao zoneamento litorâneo e da faixa costeira emersa adjacente, entre a cidade de Olinda e Porto de Galinhas, sendo seus objetivos específicos:

- determinar a influência da hidrodinâmica das ondas, como atributo fundamental para o zoneamento litorâneo;
- delimitar a zona ativa (profundidade de fechamento) na plataforma continental interna rasa, determinando os limites litorâneo e oceânico; e
- definir e cartografar a zona não edificante (*non aedificandi*).

## 1.2 – ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

A região de estudo abrange parte de cinco importantes municípios, dentre os quatorze que compõem a Região Metropolitana do Recife. De sul para norte, está incluída a zona costeira dos municípios de Ipojuca, Cabo de Santo Agostinho, Jaboatão dos Guararapes, Recife, o município Sede da capital do Estado, e Olinda. A pesquisa foi desenvolvida especificamente na plataforma continental, ao longo dos cinquenta e cinco quilômetros de extensão litorânea, tendo como limite marinho a isóbata de 30 metros (Figura 1.1).

Recife é a nona cidade entre as mais populosas do Brasil (IBGE, 2004), com 1,5 milhões de pessoas, distribuídas em 217,49 km<sup>2</sup>. Sua formação social é heterogênea, com setores de alto poder econômico e círculos de marcada pobreza. A economia da cidade gira em torno dos setores da indústria, do comércio, de serviços, da construção civil e do turismo. Apresenta plano urbanístico típico de um esforço de adaptação às condições adversas à expansão da cidade, que é cortada por rios, com alagados e mangues e com a população menos favorecida residindo, preferencialmente, seja nas partes mais altas da cidade, seja nas margens dos rios.

A região é drenada pelo rio Capibaribe, que possui uma extensão de 250 km e uma bacia de drenagem de aproximadamente 7.400 km<sup>2</sup>. Esse rio nasce na serra do Jacarará, no município do Brejo da Madre de Deus, na divisa de Pernambuco com a Paraíba e deságua na cidade do Recife através de seu estuário. No centro, a área é drenada pelo Rio Jaboatão, que

possui uma bacia de 100 km<sup>2</sup> e 50 km de comprimento, pelo Rio Pirapama com uma extensão aproximada de 80 km e ao sul pelo rio Ipojuca com 295 km de comprimento e uma bacia de 3.500 km<sup>2</sup> (Figura 1.2).

São cursos d'água perenes e apresentam altos índices de escoamento durante o período chuvoso (março a agosto). Nos meses mais secos (outubro a janeiro), reduz substancialmente suas vazões, especialmente em função das diversas barragens e captações existentes ao longo de seu curso e em seus afluentes, o que ocasiona baixa descarga de sedimentos para a linha de costa.

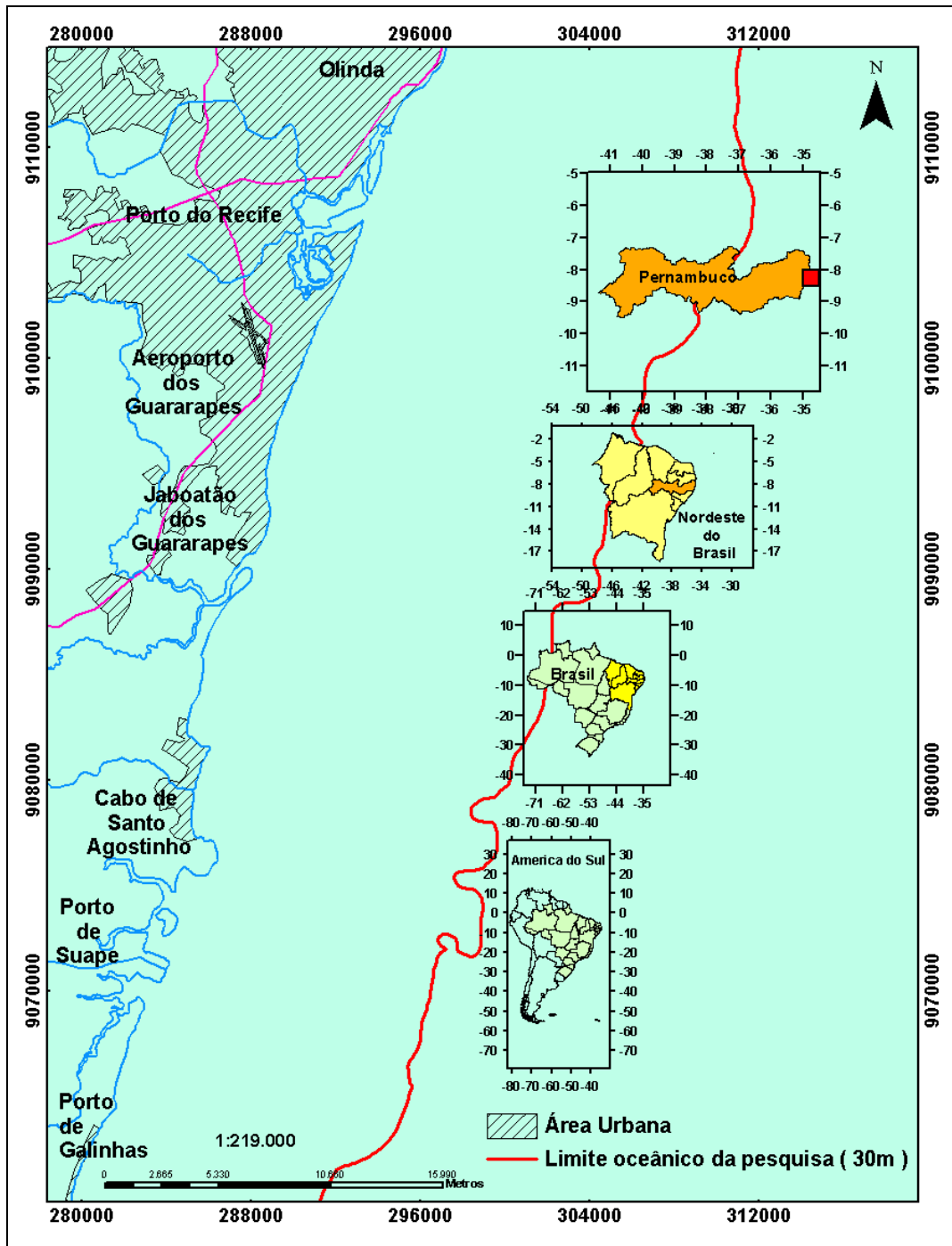


Figura 1.1 – Localização da área da pesquisa



O período mais seco ocorreu nos meses de outubro, novembro e dezembro de 2003 onde as chuvas representaram apenas 3,6 % do total anual.

O trimestre mais chuvoso, em geral, engloba os meses de maio, junho e julho, que concentram em média 50 % do total anual. Entretanto, dos três anos observados (2003, 2004 e 2005), 2003 foi o único que apresentou precipitações irregulares, com valores acima da média, ao longo do litoral. O mês de março concentrou 21 % do total anual. Esse fato está associado às condições de anomalia de TSM (Temperatura da Superfície do Mar) do Oceano Atlântico Norte e Sul (temperaturas mais frias no norte e mais quentes no sul) que contribuíram favoravelmente para o aumento das chuvas no setor norte do Nordeste do Brasil, segundo o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE, 2005.

No ano de 2004, valores de precipitação superiores a 150 mm foram observados no litoral de Pernambuco, com a média de precipitação no mês de junho excedendo os 350 mm em Recife. Mas as chuvas observadas durante o mês de setembro, quando foi iniciada a coleta de dados na área da pesquisa, estiveram em torno da média histórica.

Em 2005, as precipitações variaram de normal a abaixo da normal climatológica (média histórica), segundo dados do CPTEC/INPE, 2006, ficando as chuvas, em média, com valores abaixo de 50% do esperado, embora no mês de junho tenham apresentado o valor mais alto do período de 2003 a 2005 (Figura 1.3).

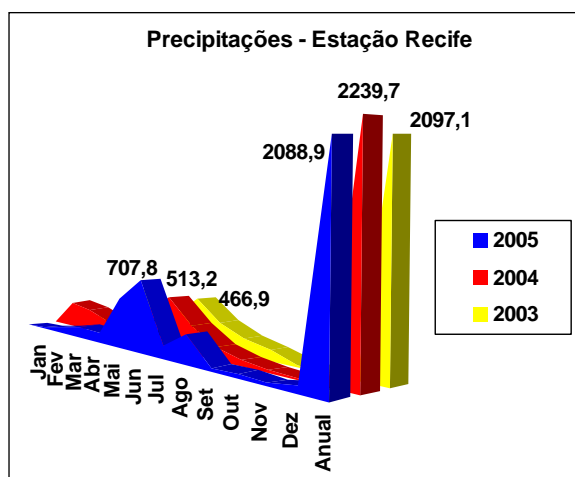


Figura 1.3 – Gráfico de análises pluviométricas dos anos: 2003, 2004 e 2005 na Estação Recife. Fonte: ANA/CPRM, 2005



### 1.3 – CARACTERIZAÇÃO DA ZONA COSTEIRA DE PERNAMBUCO

A área da pesquisa é estratigraficamente formada por sedimentos mesocenozóicos e está inserida na Bacia Pernambuco, dentro da denominação adotada por Lima Filho (1998). A Bacia Pernambuco exhibe uma sequência clástica basal de idade aptiana-albiana, com um evento intrusivo de idade albiana (Figura 1.4). Acima dessa sequência clástica, formada por conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos e argilitos (Formação Cabo) ocorrem sedimentos carbonáticos e sedimentos vulcânicos (respectivamente Formação Estiva e Ipojuca). Esta última é representada por riolitos, traquitos, basaltos e inclui o granito do Cabo de Santo Agostinho. Complementando a estratigrafia da área, encontram-se um pacote de arenitos conglomeráticos pós-vulcânicos, a Formação Algodoads; sedimentos clásticos da Formação Barreiras, constituída por arenito conglomerático com seixos de quartzo e intercalações de blocos de argila, segundo Lima Filho *et al* (1991).

A sedimentação recente, segundo Rocha e Oliveira, 2003, é representada por depósitos arenosos na forma de terraços marinhos (pleistocênicos (Qtp) e holocênicos (Qth)), depósitos aluvionares (Qal), sedimentos detríticos flúvio-lagunares (Qdfl), e sedimentos de mangue (Qm) (Figura 1.5).

Os terraços marinhos pleistocênicos (Qtp) ocorrem de forma descontínua na porção mais interna da planície costeira, com altitudes que variam de 2 a 8 m. São constituídos por areias quartzosas, comumente brancas em superfície com cor marrom escura em subsuperfície, devido à impregnação de ácidos húmicos e/ou fúlvicos (Souza et al, 2005). Estão associados à transgressão denominada por Bittencourt *et al.* (1979) de "penúltima transgressão". Recentemente as areias foram datadas por Suguio et al, 2004, nas costas de Pernambuco e da Paraíba pelos métodos TL (Termoluminescência) e LOE (Luminescência Opticamente Estimulada), tendo-se obtido 12 idades distribuídas nas faixas entre 351+31 ka, 264 – 179 ka e 86 -149 ka.

Os terraços de idade holocênica, atingem altitude máxima de 5 metros, localizam-se mais próximos à praia e estão relacionados à transgressão denominada por Bittencourt *et al.* (1979) de "última transgressão". São areias bem selecionadas, onde predomina a granulometria fina e aparecem conchas de moluscos em bom estado de conservação.

Os sedimentos flúvio-lagunares (Qdfl) são predominantemente argilosos, mas compõem-se também de areias finas, siltes, vasas diatomáceas e sedimentos turfáceos.

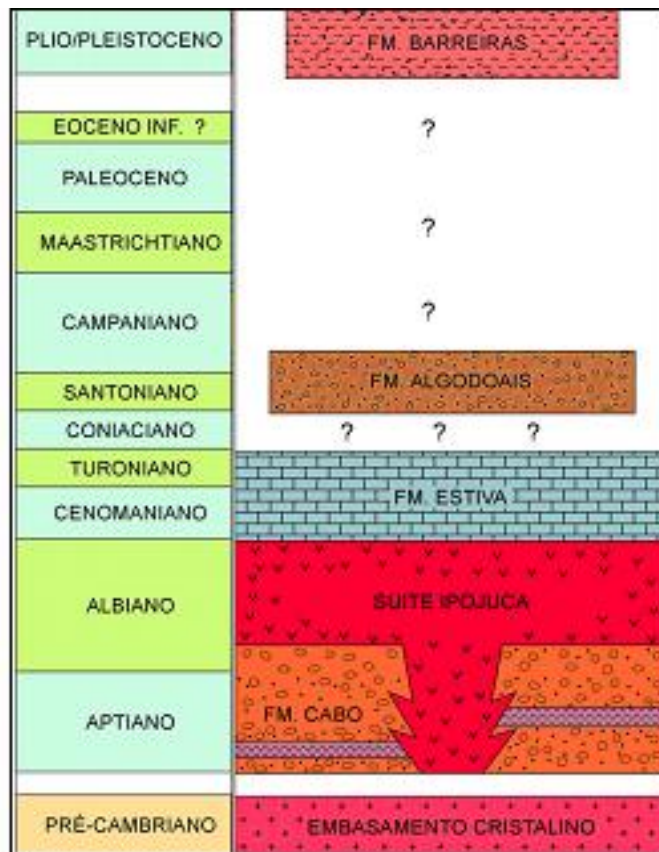


Figura 1.4 – Quadro estratigráfico esquemático da Bacia Pernambuco (a partir de Mabesoone & Alheiros, 1988; Feijó, 1994; Lima Filho, 1996, 1998). Fonte: Extraído e modificado de Barbosa, 2004.

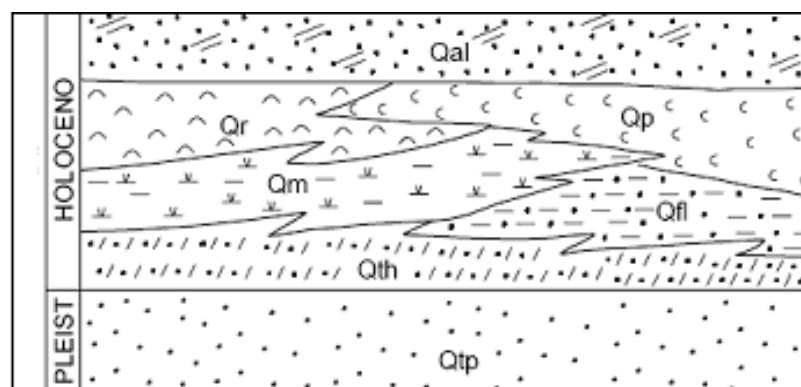


Figura 1.5 - Seqüência geológica esquemática dos sedimentos recentes na Região Metropolitana do Recife. (Qtp – sedimentos pleistocênicos; Qth - sedimentos holocênicos; Qdfl - sedimentos flúvio-lagunares; Qm - sedimentos de mangue; Qal – depósitos aluvionares; Qr – recifes de arenito e Qp – sedimentos de praia). Fonte: Modificado de Rocha e Oliveira, 2003.

Ocorrem em regiões baixas, normalmente separando os terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos.

Os sedimentos dos manguezais (Qm), de acordo com Caldasso et al. 1981, são constituídos predominantemente por argilas, siltes, areias finas, carapaças silicosas de diatomáceas, espículas de espongiários, restos orgânicos e conchas. Ocorrem normalmente nas margens de canais de maré e nas porções distais de vales de rios e riachos.

### 1.3.1 – Sedimentação da Plataforma Continental de Pernambuco

A Plataforma Continental de Pernambuco se caracteriza por sua reduzida largura, pouca profundidade, declive suave, águas relativamente quentes, elevada salinidade e por apresentar-se, quase inteiramente, coberta por sedimentos carbonáticos biogênicos.

Sua largura varia de 42 km, no litoral norte, a 30 km em frente ao Cabo de Santo Agostinho, litoral sul, abrangendo um valor médio de 35 km. A declividade média é de 1:660 (1,5 m/km), e a profundidade de quebra da plataforma, apresentada na literatura, está em torno de  $50 \pm 10$  m.

A primeira informação sobre a Plataforma Continental Pernambucana deve-se a Darwin, que percorreu, a bordo do “*Beagle*” (1831-1836), a costa brasileira desde Pernambuco até o Rio Grande do Sul, passando pelos arquipélagos de São Pedro e São Paulo e Fernando de Noronha. Durante sua viagem identificou a natureza desses rochedos e estudou os recifes de arenito da costa de Pernambuco, registrando esse estudo no trabalho intitulado “*On a remarkable bar of sandstone of Pernambuco on the coast of Brazil*”, datado de 1841.

Já as primeiras informações sobre os sedimentos de fundo foram obtidas pela expedição do “HMS Challenger”, que ocorreu entre os anos de 1872 e 1876, onde foram coletadas 19 amostras por Murray & Renard em 1891 (Milliman e Barretto, 1975) e, posteriormente, mais 37 amostras pelo navio oceanográfico “Meteor” entre os anos de 1925 e 1927.

Mas a primeira tentativa de divisão fisiográfica da plataforma brasileira deve-se a Kempf (1970), a partir do estudo bionômico da plataforma do Estado de Pernambuco, que estabeleceu a profundidade de 35 a 40m como o limite entre as zonas infralitoral e circalitoral de acordo com Pérès e Picard (1964). Segundo os referidos autores, esse limite é caracterizado pelo desaparecimento do fanerógama *Halophila decipiens*, acompanhado de mudança da flora algálica. Entretanto, o critério adotado, sendo puramente biológico, não tem

registro no sedimento, não preservando as influências modeladoras do relevo da plataforma.

Desse modo, Coutinho (1976), considerando os vários aspectos da morfologia e da distribuição de diversos tipos de sedimentos, sugeriu dividir a plataforma do Nordeste, e especificamente a de Pernambuco, em três segmentos ou trechos, perfeitamente identificáveis, denominando-os de plataforma interna, média e externa.

A plataforma interna corresponde à área entre a linha de praia e a isóbata de 20 m. Apresenta, em sua maioria, relevo suave e apenas algumas irregularidades devido à presença de canais, bancos arenosos e recifes de arenito, que servem de substrato ao desenvolvimento de algas e corais.

Os recifes de arenito, dispostos paralelamente à praia, desempenham importante papel no sistema de correntes, bem como influenciam a morfologia costeira. Linhas desses recifes afloram na praia ou aparecem na maré baixa, enquanto outras permanecem sempre submersas. Assis, 1990, identificou três linhas de recifes (beachrocks) localizadas entre os rios Maracaípe e Sirinhaém, no litoral sul de Pernambuco, que provavelmente se estendem por todo o litoral. Em Barra de Jangada (litoral centro-sul) e na praia de Boa Viagem, dentro da área da pesquisa, esses recifes também afloram de forma proeminente.

As linhas de recifes modificam de maneira significativa a energia das ondas incidentes sobre a costa. Além de seu papel de atenuação e transformação da energia das ondas através da arrebentação, a presença das linhas de recife tende a concentrar a energia das ondas de seu lado interno e a depositar material sedimentar através dos processos de refração e difração (Manso et al, 1995).

Nota-se a predominância de areia terrígena quartzosa de granulometria média a grossa, com certa quantidade de material biodetrítico, que aumenta com a profundidade, muito pouco cascalho, e algumas “manchas” de lama entre a praia e os recifes, geralmente ocupando depressões do substrato.

O material fino transportado pelos rios é composto basicamente por argila e silte terrígeno com certa quantidade de areia biodetrítica, que apresentam coloração escura e alto teor de matéria orgânica. A fácies de lama é encontrada geralmente entre a praia e os recifes, ocupando depressões no substrato e no estreito canal que se estende desde a praia da Barra de Jangada até a praia do Pina. Ocorre, igualmente, em forma de “manchas” isoladas de reduzida dimensão na plataforma média ou na zona de influência dos rios.

O teor de carbonato de cálcio nos sedimentos é geralmente inferior a 25%. Nesses dominam as associações carbonáticas representadas pelas algas coralinas ramificadas e incrustantes, *Halimeda* e moluscos com ou sem foraminíferos bentônicos.

Os componentes bióticos são muito retrabalhados devido à alta energia do ambiente. Essa fácies é mais desenvolvida na área adjacente ao cabo de Santo Agostinho em direção ao norte e, localmente, através das interrupções nas linhas de recifes de arenito; esses sedimentos atingem a plataforma média.

A plataforma média, situada entre as isóbatas de 20 e 40 m, apresenta relevo bem mais irregular, com presença de canais representativos e paleovales, formados a partir da dissecação da plataforma quando exposta em épocas pretéritas. Dominam os sedimentos carbonáticos representados por areias e cascalhos formados por algas coralinas ramificadas, maciças, concreções e/ou artículos de *Halimeda*, moluscos, briozoários e foraminíferos. As associações carbonáticas, segundo Coutinho (1976), não mostram sinal de retrabalhamento.

A plataforma externa, localizada entre a isóbata de 40 m e a de 60 m, é coberta com areia biodetrítica, cascalho de algas e lama cinza-azulada. As *Halimeda* tendem a ser mais abundantes, e o teor de carbonato de cálcio é superior a 75%. As associações carbonáticas são muito retrabalhadas, evidenciando o caráter relíquia dos sedimentos. Essa porção da plataforma se caracteriza pela presença de vales e cristas dispostos perpendicularmente à costa, representando feições de um sistema de erosão em plataformas carbonáticas, exposta subareamente quando a sedimentação subsequente não foi suficiente para recobri-las. A plataforma externa apresenta ruptura múltipla em degraus, correspondendo a terraços de bordo de plataforma. A partir da isóbata de 60m, a inclinação da plataforma é muito forte, passando sob curta distância à profundidade superior a 500 m, levando a suspeitar da existência de falhas.

Os diversos tipos de sedimentos que recobrem a plataforma continental são dispostos em faixas paralelas à linha de praia, verificando-se nítido limite entre as fácies de areias quartzosas terrígenas e os depósitos de algas calcárias, que coincide, aproximadamente, com a isóbata de 20 m. Esse limite é facilmente identificável e marca, também, o aparecimento das *Lithothamnium* em forma livre e ramificada, que se estendem até a profundidade de 40 m. Esse trecho apresenta, da mesma forma, a presença de um terraço entre 23 e 40 m de profundidade. A partir da profundidade de 40m até o limite externo da plataforma, dominam blocos isolados de algas, associados a variadas proporções de areia biodetrítica, com 10 a 15% de lama calcária de cor cinza-azulada.

De modo geral, os sedimentos carbonáticos ocupam as partes média e externa da plataforma continental, sendo representados pela fácies de areia grossa e cascalho, formadas por algas coralinas ramificadas ou maciças, concreções e artículos de *Halimeda*, moluscos, briozoários e foraminíferos bentônicos. As algas que compõem o “cascalho” pertencem à

família *Corallinaceae*, sub *Melobesiae*, com uma ou mais espécies do gênero *Lithothamnium*. A microfauna dos foraminíferos confirma a subdivisão dos fundos estabelecida através da composição e da granulometria do sedimento. Os componentes quântico-qualitativos desses foraminíferos, juntamente com o componente dominante na fração areia são característicos para cada tipo de sedimento.

O fundo de areia quartzosa apresenta microfauna quântica-qualitativa empobrecida, contendo testas desgastadas e/ou fragmentos de testas robustas, de cor amarelada, de *Archaias*, *Amphistegina* e miliolídeos, levando à conclusão de que quanto mais grosso o sedimento menor será o número de testas presentes.

O fundo de algas, que se caracteriza por um sedimento composto predominantemente de fragmentos orgânicos calcários, possui, como componente mais importante da microfauna de foraminíferos, o gênero *Archaias* (40%), seguindo-se miliolídeos (20-30%) e *Amphistegina radiata*, espécie quase sempre presente (10-20%). Também os textularídeos estão presentes e bem representados (6-15%). Os foraminíferos planctônicos, porém, ocorrem esporadicamente.

Como é de se esperar, existe relação estreita entre a natureza do fundo e seu povoamento zoológico, tanto na micro como na macrofauna. Uma das características mais marcantes da plataforma pernambucana está relacionada com a abundância das *Melobesiae* e a extensão do fundo de algas calcárias que elas definem. Nota-se, porém certa mudança no povoamento no seio desse fundo, sugerindo a presença de dois horizontes. O crescimento das *Melobesiae* livres é mais intenso na parte superior onde coopera ativamente na formação do sedimento. A ocorrência desse tipo de sedimento também na parte inferior, sem tal abundância de algas calcárias livres, sugere que ele seja formado em condições semelhantes às da zona superior, tratando-se, dessa forma, de um sedimento relíquia.

### 1.3.2 – Parâmetros oceanográficos

A costa de Pernambuco é do tipo mesomaré, dentro da classificação de Hayes (1979), dominada por ondas e sob a ação constante dos ventos brandos denominados alísios, quase permanentes. Esses ventos vêm principalmente da direção E-SE entre abril e setembro, com maior intensidade nos meses de agosto e setembro e de N-NE, no período de outubro a março.

As marés são do tipo semidiurna, com período médio de 12,42 horas, apresentando duas preamares e duas baixa-mares por dia lunar. Os valores representativos da altura da maré

são: 2,4 m para sizígia máxima; 2,1 m para sizígia mínima; 1,1 m para a maré intermediária e 0,7 m para a maré de quadratura (Manso et al ;1995).

A circulação oceânica é caracterizada pela Corrente do Brasil, que flui para o sul com velocidade de 0,2 a 0,5 m/s. Durante o inverno, surge um componente no sentido contrário, para norte, afastando-a da costa, segundo Barretto e Summerhayes (1975).

As correntes próximas à costa não apresentam informações de longos períodos de observação. Os dados existentes, obtidos em medidas na praia de Boa Viagem por Manso et al (1995), demonstram pouca incidência de correntes litorâneas. Estas quando ocorrem apresentam sentido preferencial, no verão, de N-S (77%), e com velocidades concentradas, principalmente entre 0,2 e 0,3 m/s. Enquanto nos demais períodos predominaram o sentido S-N, com velocidades entre 0,1 e 0,2 m/s.

Rollnic (2002), analisando o padrão de circulação e transporte de material nas praias de Boa Viagem, Piedade e Candeias em três perfis localizados na zona de arrebentação, sobre os recifes e na isóbata de 10 metros, considerando os quatro estágios de maré(vazante, baixamar, enchente e preamar), concluiu que:

- na Praia de Boa Viagem e Piedade as correntes litorâneas são pouco intensas (0,01  $m.s^{-1}$ ), mas significantes (1,33  $m.s^{-1}$ ) próximo à foz do Rio Jaboatão,

- o transporte líquido é maior próximo à costa e na camada superficial, condicionado pelas flutuações sazonais das descargas do Rio Jaboatão, que alcançam, no período chuvoso, a isóbata de 10 metros, no sentido mar aberto (*offshore*). Já no período de estiagem, as águas desse rio fluem no sentido norte, entre a costa e a linha de recife, e

- o maior transporte de energia pelas ondas ocorre durante os períodos de equinócio de primavera e de verão.

## **CAPÍTULO II – EMBASAMENTO TEÓRICO**

### **2.1 – INSTRUMENTOS E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DE GESTÃO DA ZONA COSTEIRA**

O conceito de zona costeira surgiu, pela primeira vez, num texto internacional na Recomendação nº 92, do Plano de Ação pelo Meio Ambiente, na Conferência de Estocolmo de 1972 (Rufino, 2004). Aparece consolidado no Brasil, no Art. 3º do Decreto nº 5.300. Esse Decreto de 7 de dezembro de 2004 regulamentou a Lei 7.661 de 16/05/1988, que instituiu o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro e dispõe sobre regras de uso e ocupação da zona costeira, que dizem ser a zona costeira brasileira o espaço geográfico de interação do ar, do mar e da terra, incluindo recursos renováveis ou não. Fazem parte da zona costeira, portanto, os territórios dos municípios litorâneos, somado a esses o mar territorial que representa as doze milhas náuticas de largura (2.224 metros), medidas a partir das linhas de base, estabelecidas pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar.

Com o Projeto Orla - Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima, surge uma nova óptica de espaço de gestão. A orla representa então uma parte específica da Zona Costeira no contato terra/mar onde se verifica a interface de processos terrestres e aquáticos.

Nesse projeto se estabelece uma “política governamental no planejamento e uso do espaço imediato de contato entre os meios terrestre e marinho”. Pode então ser resumido como “uma articulação entre as políticas ambiental e patrimonial da União, e como uma harmonização de ações com os governos estaduais e municipais” (Moraes e Zamboni, 2004).

Sendo assim, o Projeto Orla, criado na ocasião da revisão do Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro, aprovado pela Resolução nº 005, de 03 de dezembro de 1997, da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar - CIRM, e pelo Conselho Nacional de Meio Ambiente - CONAMA, em sua 48ª Reunião Ordinária, constitui-se, hoje, em um dos principais instrumentos na gestão integrada dos ambientes marinho e costeiro.

Na diferenciação desse novo espaço, a escolha de escala para representação cartográfica passa então a ter uma função essencial na individualização das áreas de gestão do Projeto Orla.



Na representação da zona costeira, como definida no Art. 3º do Decreto nº 5.300, as escalas 1:50.000 a 1:100.000 são as mais apropriadas, enquanto para áreas da orla é mais adequado o uso de escalas maiores de no máximo 1:5.000.

Os limites propostos para a Orla são a isóbata de dez metros para a área marinha e 50 e 200 metros para, respectivamente, áreas urbanizadas e não urbanizadas nos espaços terrestres. O limite marítimo foi assim definido por considerar-se essa profundidade como aquela em que a partir dela a ação das ondas passa a sofrer influência da variabilidade topográfica do fundo marinho e, portanto, promove o transporte de sedimentos.

Esse limite pode ser alterado em situações especiais como:

- confirmação de tendência erosiva, com base em taxas anuais, expressas em períodos de dez anos;
- concentração de usos e de conflitos de usos relacionados aos recursos ambientais existentes na orla marítima;
- tendência de avanço da linha de costa em direção ao mar, expressa em taxas anuais; e
- trecho de orla abrigada, cujo gradiente de profundidade seja inferior à profundidade de dez metros.

O *datum* inicial utilizado para o limite terrestre foi a linha de preamar ou o limite final de ecossistemas diversos como dunas, áreas de escarpas, falésias, costões rochosos, restingas, manguezais, lagoas, estuários, canais ou braços de mar.

O Art. 23, inciso II parágrafo 1º do Capítulo IV – Decreto nº 5.300, detalha as feições geomorfológicas específicas na delimitação do limite terrestre.

Para lagoas e lagoas costeiras, foi estipulado o limite de 50 metros a partir do limite da praia, da linha de preamar ou do limite superior da margem, em direção ao continente. No caso de estuários, são considerados os 50 m a partir do limite da praia ou da borda superior da duna frontal, contados na direção do continente, mas também foi levado em consideração o teor da salinidade. Assim, o limite se estende até onde a penetração da água do mar seja identificada pela presença de salinidade, no valor mínimo de 0,5. Outras feições individualizadas foram as falésias ou costões rochosos, áreas inundáveis e áreas sujeitas à erosão. No primeiro caso, o limite deve ser definido pelo plano diretor do Município, estabelecendo uma faixa de segurança de até pelo menos um metro de altura acima do limite

máximo da ação de ondas de tempestade. Para regiões inundáveis, o limite é definido pela cota mínima de um metro de altura acima do limite da área alcançada pela preamar. Por último, áreas sujeitas à erosão, consideradas de alta instabilidade, que apresentem larguras inferiores a cento e cinquenta metros, bem como áreas próximas a desembocaduras fluviais, terão seus limites definidos a partir de estudos específicos, para cada caso.

Existem vários outros instrumentos aplicáveis na gestão da zona costeira, como o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC, o Plano de Ação Federal da Zona Costeira – PAF, o Sistema de Informações do Gerenciamento Costeiro – SIGERCO e o Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro – ZEEC.

Este último é o responsável pela orientação do processo de ordenamento territorial em consonância com as diretrizes do Zoneamento Ecológico-Econômico do território nacional e é utilizado como mecanismo de apoio às ações de monitoramento, licenciamento, fiscalização e gestão. Por isso, as obras e os serviços de interesse público somente poderão ser realizados ou implantados em área da orla marítima, quando compatíveis com o ZEEC e, nas regiões que não tiverem o zoneamento, com outros instrumentos similares de ordenamento do uso do território.

Para que haja integração da gestão estabelecida para a zona costeira e para a orla marítima, estudos e diretrizes do ZEEC devem estar compatibilizados com as estratégias de gestão da orla. Na Tabela 1.1 está sintetizada a correlação entre as zonas do ZEEC e as classes estabelecidas para a orla marítima, que representam a análise integrada dos atributos naturais com as tendências de uso, de ocupação ou de preservação. Consta também a correlação com as tipologias definidas com base nos aspectos socioambientais e planejamento da gestão da orla.

Nos trabalhos da Conferência do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente - PNUMA, de 28 de outubro a 6 de novembro de 1981, em Montevideu, a conservação das áreas litorâneas foi incluída entre os dez principais temas a serem considerados em uma coordenação e em uma cooperação mundial (Kiss, 1988 apud Rufino, 2004).

As discussões sobre essa temática sempre levam à necessidade do estabelecimento de uma definição jurídica de consenso da zona costeira onde seja possível executar uma boa gestão, com as atribuições bem estabelecidas para os diferentes níveis governamentais.

Segundo Rufino, 2004, a organização regional européia tem exercido grande influência sobre o desenvolvimento do direito internacional do meio ambiente. E desta destaca-se a Resolução nº 29/73 do Conselho da Europa, na qual está mencionado que o desenvolvimento das zonas costeiras deve ser precedido de regulamentação e propõe dentre outras coisas a criação de limitação não edificante (*non aedificandi*) sobre área ao longo da costa marítima e a aquisição dos bens a preservar pelo poder público ou mediante a instituição de “servidão de utilidade pública”. Esse mesmo autor menciona que na França se defende a preservação mínima de 1/3 dos espaços costeiros em seu estado natural e propõe a criação de um cinturão azul, que deveria ser formado pelos espaços destinados à aquíicultura marinha.

Nos Estados Unidos, um dos principais instrumentos é o *Coastal Zone Management Act* – CZMA criado em 1972. O diferencial do modelo americano reside na simplificação dos procedimentos administrativos e na participação ativa do público nas decisões que afetam a zona costeira. O CZMA incentiva os Estados a desenvolver programas de gerenciamento costeiro e fornece incentivos financeiros e técnicos.

### **2.1.1 - Zona terrestre**

No âmbito da gestão dos ambientes costeiro e marinho é importante o estabelecimento de limites espaciais geográficos para que as determinações legais definidas com o objetivo de disciplinar a ocupação desses espaços possam ser adotadas.

Alguns países iniciaram o processo de delimitação desses espaços para a gestão há muito tempo. A Noruega, através do Código de Edificações, instituiu em 1965 uma faixa de 100 m a partir da linha de maré alta, proibindo toda e qualquer edificação (Fleischer, 1977 apud Rufino, 2004). Esse limite é extensivo à Suécia e à Dinamarca. Enquanto a Itália, através da Lei de 8 de Agosto de 1985, proibiu modificações do ambiente numa extensão de 300 m a partir da linha de praia, em zonas não urbanizadas, exceto mediante a apresentação de um plano de urbanismo que contemple a preservação de espaços naturais frágeis (Klemm, 1990 apud Rufino, 2004).

Na França, os 100 m não edificáveis são restritos às zonas a serem urbanizadas. Mas é proibido implantar estradas a menos de 2 km das cristas de montes e falésias ou dunas.

A Espanha, através da Lei de Costas 22/ 1988 de 28 de julho, também adotou a faixa de 100m, contada a partir do limite da baixa-mar na qual são proibidas edificações destinadas à residência ou à habitação, e, entre outros usos, a construção de vias de transporte e a passagem de redes de eletrificação. A extensão dessa faixa pode ser ampliada por mais 100 m de acordo com a administração do Estado e a comunidade.

Em Portugal, o Artigo 3.º do Decreto-Lei n.º 309/93 de 2 de Setembro instituiu o POOC – Planos de Ordenamento das Orlas Costeiras, planos setoriais que definem os condicionamentos, vocações e usos do litoral português. Os POOC têm por objeto as águas marítimas costeiras como as interiores e seus respectivos leitos e margens, com faixas de proteção a definir no âmbito de cada plano. A zona terrestre de proteção tem largura máxima definida de 500 m, contados da linha da preamar, e a faixa marítima tem como limite máximo a cota batimétrica de 30 m.

A Turquia tem fixada uma faixa mínima de 50 m após o limite da praia, na qual não é permitido o estabelecimento de construções a não ser de uso público. Além dessa faixa, há uma segunda, interiorizada de no mínimo mais 50 metros, destinada a obras de saneamento, infra-estrutura, recreação e turismo, totalizando 100 m ou mais (Muehe, 2004).

Na Carolina do Norte, Estados Unidos, a variável utilizada na determinação da faixa não edificante é a taxa histórica de erosão. Para novas construções leves, a localização permitida é a de uma distância igual a trinta vezes a taxa histórica de erosão (m/ano), distância essa medida a partir da primeira linha de vegetação estável, ou da base de uma duna frontal ou crista de duna primária. Em relação às construções pesadas, a distância aumenta para sessenta vezes a da taxa histórica de erosão, medida a partir da primeira linha de vegetação estável, ou trinta vezes a taxa histórica de erosão acrescida de 32 m (Muehe, 2004).

Outro país, como a Grécia, estabeleceu 500 m; o Uruguai, 250 metros; e a Colômbia, a Costa Rica, a Indonésia e a Venezuela adotaram uma faixa de 50 m de largura (Muehe, 2004).

No Brasil, alguns espaços na zona costeira são bens do domínio privado da União, os chamados terrenos de marinha, mas é facultado seu uso e seu aproveitamento, quando concedidos aos particulares, a título de ocupação privativa.

São considerados terrenos de marinha a faixa da orla de 33 m tomada a partir da Linha de Preamar Média do ano de 1831 - LPM (Lei de 15 de novembro de 1831), nos termos do Decreto-lei nº 9.760, de 5 de setembro de 1946.

Tabela 1.1 - Equivalência das tipologias e características das classes de orla marítima com as zonas da ZEEC. Elaborada com base no Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC, regulamentado pelo Decreto nº 5.300, de 7 de dezembro de 2004

<b>TIPOLOGIAS</b>	<b>CLASSE</b>	<b>ZONAS</b>
<p>- abrigada não urbanizada;</p> <p>- exposta não urbanizada;</p> <p>- semi-abrigada não urbanizada;</p> <p>- especial não urbanizada.</p>	<p><b>A</b> - trecho da orla marítima com atividades compatíveis com a preservação e a conservação das características e funções naturais. Nessa classe, a estratégia de ação é preventiva, relativa às formas de uso e ocupação como: unidades de conservação, pesquisa científica, turismo e lazer sustentável e manejo sustentável de recursos naturais.</p>	<p><b>1</b> - Zona que mantém os ecossistemas primitivos em pleno equilíbrio ambiental, podendo ocorrer atividades humanas de baixos efeitos impactantes.</p> <p><b>2</b> - Zona que apresenta alterações na organização funcional dos ecossistemas primitivos, mas capacitada para manter em equilíbrio uma comunidade de organismos em graus variados de diversidade. Pode apresentar assentamentos humanos dispersos e pouco populosos.</p>
<p>- abrigada em processo de urbanização;</p> <p>- exposta em processo de urbanização;</p> <p>- semi-abrigada em processo de urbanização;</p> <p>- especial em processo de urbanização</p>	<p><b>B</b> - trecho da orla marítima com atividades compatíveis com a conservação da qualidade ambiental ou baixo potencial de impacto. Nessa classe, a estratégia de ação é de controle relativo às formas de uso e ocupação constantes da classe A, além de aquíicultura, uso industrial, relacionado ao beneficiamento de recursos pesqueiros, à construção e ao reparo naval de apoio ao turismo náutico e à construção civil e ao portuário pesqueiro.</p>	<p><b>3</b> - Zona que apresenta os ecossistemas primitivos parcialmente modificados, com dificuldades de regeneração natural pela exploração ou supressão.</p> <p><b>4</b> - Zona que apresenta os ecossistemas primitivos significativamente modificados pela supressão de componentes, descaracterização dos substratos terrestres e marinhos, alteração das drenagens ou da hidrodinâmica. Requer intervenções para sua regeneração parcial.</p>
<p>- abrigada com urbanização consolidada;</p> <p>- exposta com urbanização consolidada;</p> <p>- semi-abrigada com urbanização consolidada;</p> <p>- especial com urbanização consolidada.</p>	<p><b>C</b> - trecho da orla marítima com atividades pouco exigentes quanto aos padrões de qualidade ou compatíveis com maior potencial impactante. Nessa classe, a estratégia de ação é corretiva, relativa às formas de uso e ocupação constantes nas classes A e B, e mais o uso exclusivamente industrial representado por distritos ou complexos industriais, militar, portuário, com terminais e atividades industriais e marinas.</p>	<p><b>5</b> - Zona que apresenta a maior parte dos componentes dos ecossistemas primitivos, degradada ou suprimida e organização funcional eliminada devido ao desenvolvimento de áreas urbanas e de expansão urbana contínua, bem como de atividades industriais.</p>

Conforme o § 2º da Instrução Normativa nº 2, de 12 de março de 2001, a cota relativa à preamar média corresponde à média aritmética das máximas marés mensais (marés de sizígia) de 1831.

Embora estabelecido por lei, o limite dos Terrenos de Marinha é de difícil determinação, em função da ausência de informações na costa brasileira sobre o posicionamento do nível de referência (RN) em relação ao qual os dados de nível relativo do mar em 1831 foram referidos.

Em função disso, os limites oficiais dos Terrenos de Marinha, hoje utilizados, podem estar em desacordo com o que determina a Lei de 1946. Mesquita et al, 2001, através da análise do Nível Relativo do Mar em Barra do Una, São Paulo, constatou desconformidade na demarcação oficial vigente.

Um acréscimo à problemática do nível de referência é a variação global do nível do mar. O recente relatório de 2007 do IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change* sobre as mudanças climáticas mostrou uma previsão do aumento global do nível do mar entre 1990 e 2100 nos diferentes cenários relatados no SRES – *Special Report on Emissions Scenarios*.

Através dos Modelos de Circulação Globais Atmosféricos e Oceânicos (AOGCM), no IPCC (2001) - *Third Assessment Report* (TAR), relata-se que globalmente a temperatura aumentará entre 1,4 a 5,8°C no período de 1990 a 2100. Esse aumento em temperaturas globais gera uma expectativa de elevação do nível de mar de 0,09 a 0,88 m, com estimativa média de 0,48 m. Durante os próximos 50 anos, o nível de elevação global do mar projetado é de 0,05 a 0,32 m, com valor médio de 0,18m.

Na Figura 1.6, cada uma das seis linhas representa o resultado da análise de diferentes cenários, que contemplam de modo diferenciado as emissões a partir da análise do aumento da população global, tipos de energias utilizadas, mudanças na estrutura econômica e de ações para o desenvolvimento sustentável. Nesses cenários, não foram contempladas as mudanças na dinâmica do gelo na parte ocidental da Antártica.

O cenário A1FI, que considera a permanência dos combustíveis fósseis como a fonte de energia dominante na expansão econômica, foi o escolhido como a melhor estimativa, o que resulta num aumento de 48 cm no nível do mar até 2100.

No Brasil, a variação do nível do mar vem sendo monitorada nas bases de pesquisas do Instituto Oceanográfico de Cananéia e de Ubatuba, SP. Mesquita et al, 2001, que alegam ser provável que o nível Relativo do Mar esteja aumentando na razão de 0,41 cm/ano ou 40 cm/século, em toda a costa brasileira.

Para Muehe, 2004, além da dificuldade na determinação do limite dos Terrenos de Marinha, o que pesa é sua extensão, uma vez que em praias largas, na maioria das vezes, os trinta e três metros não ultrapassam a largura da berma.

Nesse caso, o autor sugere o estabelecimento de um limite mínimo de duzentos metros, visto que a adoção de cem metros medidos a partir da posição do nível de baixa mar ultrapassaria apenas a crista das dunas frontais. Mas ressalta, na utilização desse limite ao longo da costa brasileira, a diferença de clima de ondas nas regiões Nordeste e Norte, onde o autor considera essa faixa excessiva.

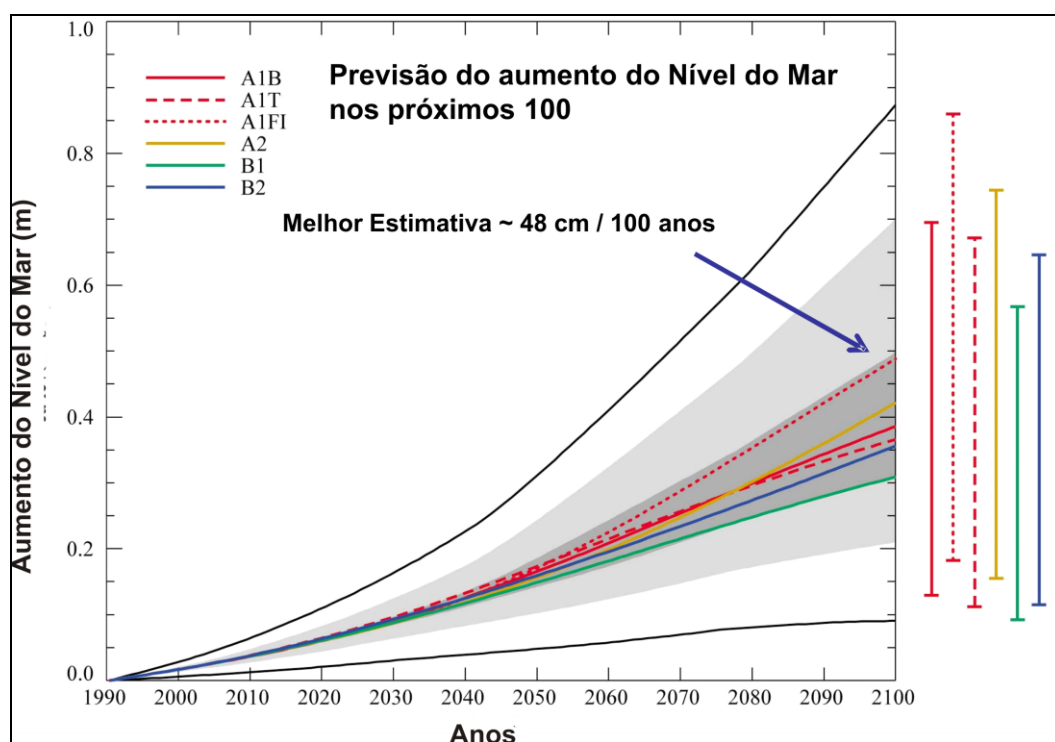


Figura 1.6 – Cenários de previsão de mudanças do nível do mar entre 1990 e 2100. Fonte: IPCC,2007.

Ainda, segundo esse mesmo autor, o estabelecimento dos limites do perfil ativo da orla tem que ser calcado em três critérios:

-hidrodinâmico: sua importância reside na definição do grau de exposição ou não da praia às ondas de tempestade. Nesse contexto, as praias são consideradas abrigadas e de baixa energia quando protegidas da ação direta das ondas por promontórios, cordões litorâneos, pontais, ilhas, quebra-mares, molhes, ou outros obstáculos naturais ou artificiais; do contrário, são consideradas expostas, ou de alta energia;

-morfodinâmico: esse critério leva em consideração a variabilidade topográfica associada ao clima de ondas. Nesse sentido, insere-se a classificação de praias dos tipos refletivas, dissipativas e intermediárias de Wright e Short, 1983, e

-morfológico: nesse caso, consideram-se as praias como de dois tipos: destacadas e aderentes ao litoral. No primeiro caso, incluem-se as praias separadas da retroterra por um corpo de água, e no segundo as praias ligadas diretamente à retroterra.

Destaca também outra variável a ser considerada quando da definição da zona de proteção, que é a declividade da plataforma continental interna. Quanto menor a declividade, maior a retrogradação (Figura 1.7). A literatura menciona uma retrogradação de 50 metros, como resposta a uma elevação de 1 m do nível do mar para declividades em torno de  $1^\circ$  (Roy et al. 1994).

No Brasil, grande parte da plataforma continental interna brasileira apresenta declividades muito baixas, inferiores a  $0,2^\circ$ . Exceção nas regiões Sul e Sudeste que atingem  $1^\circ$  segundo Muehe, 2004. Essa diferença nos valores de declividade ocasiona respostas diferenciadas ao processo de retrogradação. Para esse autor, em costas com declividades menores que  $0,5^\circ$ , ocorre significativa transferência de sedimentos arenosos da plataforma em direção à costa. E, em declividades elevadas, maiores que  $1^\circ$  ocorre transferência de sedimentos em direção à antepraia inferior, de modo que o cordão litorâneo passa a perder volume. O equilíbrio se dá em declividades em torno de  $0,7^\circ$ , onde o deslocamento de sedimentos em direção à costa é aproximadamente igual ao deslocamento em direção à antepraia inferior; com isso a erosão é compensada pela deposição.

Muehe (2004) apresenta na Tabela 1.2 valores médios de retrogradação para a costa brasileira, calculados com base nas declividades, constatando que as declividades da antepraia aumentam do Norte para o Sul.

No estabelecimento de uma faixa mínima de proteção da costa brasileira, Muehe, 2004, propõe largura de 100m, nos moldes adotados pela Turquia, ampliada em função de



taxas de erosão históricas. Mas, destaca a inviabilidade de sua adoção em decorrência da especulação imobiliária e a já existência de construções que não poderiam ser removidas. Por isso, sugere a “fixação de uma faixa mínima de 50m, contada a partir do limite terrestre mais interiorizado do prisma praial emerso (falésia em contato com a berma da praia, base do reverso da duna frontal, base do reverso de cordões litorâneos ou pontais submetidos à transposição por ondas)”. Porém observa a necessidade de se atentar para as orlas com praias dissipativas com declividade inferior a  $3^\circ$  associadas a planícies costeiras muito baixas, como é o caso do litoral de Sergipe e do Rio Grande do Sul, que possuem praias com largura entre 100 e 200m. Nesse caso, o autor volta a se reportar ao modelo da Turquia, que contempla 100 m ou mais, dependendo da tendência erosiva observada.

Finalmente, segundo Muehe (2004), a sugestão para a costa brasileira seria “estabelecer um limite mínimo de 50m à retaguarda da praia, em áreas com urbanização consolidada e de 100 m em áreas com características rurais, acrescido da largura necessária à absorção de uma taxa de erosão em um horizonte de tempo a ser definido”.

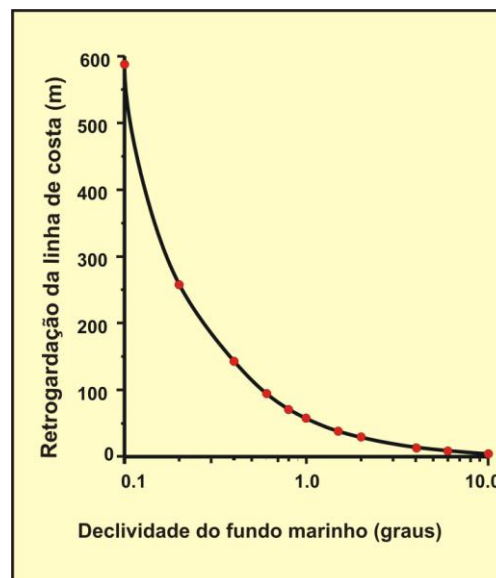


Figura 1.7 - Retrogradação da linha de costa em função da declividade do fundo marinho segundo modelo de Roy et al.(1994), citado em Muehe (2004).

Tabela 1.2. Declividades médias da antepraia por região do Brasil. Fonte: Muehe(2004).

Região	Retrogradação (m)		Gradiente (1:X)		Declividade (graus)	
	d <sub>1,1</sub>	d <sub>1,100</sub>	d <sub>1,1</sub>	d <sub>1,100</sub>	d <sub>1,1</sub>	d <sub>1,100</sub>
Norte	290	894	533	1320	0,11	0,04
Nordeste	121	210	222	310	0,23	0,18
Leste	103	175	189	259	0,30	0,22
Sudeste	94	91	161	128	0,35	0,44
Sul	34	53	58	75	0,98	0,76
Média	167	273	295	401	0,19	0,14

### 2.1.2 - Zona marinha

O parágrafo 1º do artigo 76 da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), assinado pelo Brasil em dez de dezembro de 1982 e posteriormente ratificado em vinte e dois de dezembro de 1988, consagrou o conceito jurídico de plataforma, e isso deu maior dimensão territorial e enfoque dos aspectos econômicos e de direito jurídico aos recursos do mar.

Dentro do contexto jurídico, o domínio sobre as águas marinhas tem sua delimitação definida pelo Direito Internacional. O domínio marítimo do Estado abrange diversas áreas, ou seja: as águas interiores, o Mar Territorial, a Zona Contígua, a Zona Econômica Exclusiva e a Plataforma Continental.

O Mar Territorial nos termos da CNUDM (arts.2 e 3) compreende uma faixa de doze milhas marítimas de largura (22.224 m), medidas a partir da linha de baixa-mar do litoral continental e insular brasileiro. Nessa área, a soberania do Estado brasileiro é plena sobre a massa líquida, o espaço aéreo sobrejacente, bem como sobre o leito e o subsolo desse mar.

A Zona Contígua, por sua vez, é vizinha ao Mar Territorial, abrangendo a área de 12 a 24 milhas marítimas onde o Brasil não possui mais soberania plena, mas tem o poder de fiscalização aduaneira, fiscal, sanitária e de imigração.

Até 1982, o que vigorava era a Convenção de Genebra de 1958, que somente abrangia Mar Territorial, Zona Contígua e Plataforma Continental. Na Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, assinada em Montego Bay, na Jamaica, em 1982, foi que se

introduziram o conceito de Zona Econômica Exclusiva e algumas inovações no que concerne à Plataforma Continental.

A partir da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CONVEMAR), ficou estabelecido o direito de soberania dos Estados costeiros sobre uma zona econômica exclusiva para fins de exploração e aproveitamento, conservação e gestão dos recursos naturais, das águas sobrejacentes ao leito do mar e seu subsolo.

A ZEE (zona econômica exclusiva) brasileira foi instituída pela Lei nº 8.617, de 4 de janeiro de 1993 e compreende uma faixa que se estende das 12 as 200 milhas marítimas (1 m.m. = 1.852 m), contadas a partir das linhas de base, utilizadas para medir a largura do Mar Territorial. Nessa zona, o Brasil, tem direitos exclusivos e soberanos para fins de exploração e aproveitamento, conservação de recursos naturais, vivos ou não, das águas sobrejacentes ao leito do mar e seu subsolo, e no que se refere às outras atividades com vistas à exploração e ao aproveitamento da zona para fins econômicos.

Assim, mesmo que o limite do Mar Territorial brasileiro, que foi instituído em 1970, tenha sido reduzido de 200 para 12 m.m, houve ampliação do direito de explorar e aproveitar os recursos naturais de seu leito e de seu subsolo, que se faz agora num trecho superior a 200 e inferior as 350 milhas marítimas.

A partir desses novos limites, a CONVEMAR também determina que o Estado costeiro deve estabelecer o bordo exterior de sua plataforma continental jurídica, quando ela se estender além das 200 milhas náuticas.

De acordo com a CNUDM, “a plataforma continental de um Estado costeiro compreende o leito e o subsolo das áreas submarinas que se estendem além do seu mar territorial, em toda a extensão do prolongamento natural do seu território terrestre, até ao bordo exterior da margem continental, ou até a uma distância de 200 milhas marítimas das linhas de base a partir das quais se mede a largura do mar territorial, nos casos em que o bordo exterior da margem continental não atinja essa distância”.

Portanto, a definição de plataforma continental, consagrada pelo parágrafo 1º do artigo 76 da CNUDM, engloba as feições fisiográficas conhecidas como plataforma, talude e elevação continental e pode se estender até regiões da planície abissal, englobando o leito e o subsolo do mar, não se aplicando à massa da água sobrejacente.

Assim que as Nações Unidas deliberarem sobre a extensão da plataforma continental jurídica brasileira, o território brasileiro se tornará muito mais amplo que sua área continental de 8.500.000 km<sup>2</sup>. O Brasil passará a ter 12.951.766 km<sup>2</sup> quando for acrescentado seu território marinho.

Apesar de se ter muito bem definida a dimensão territorial marinha, não há regulamentações para a extração de sedimentos marinhos em plataformas rasas, tão necessárias pelo fato de que, nos últimos dez anos, tem-se observado considerável aumento de interesse no uso de areia do mar. Isso torna premente o estabelecimento de critérios para a concessão de áreas de dragagem de sedimentos marinhos e outros usos do subsolo marinho.

Muitos países já exploram os sedimentos marinhos para uso comercial. Entre outros, a Bélgica em 1999 dragou 1.690.000 m<sup>3</sup>. Na Dinamarca, 10 % a 20 % do total de material para construção e recuperação de áreas são de areia e cascalho marinho. Já na Holanda, em 1999, foram utilizados aproximadamente 6,2 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> no engordamento de praia e 16,2 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> em aterros e uma pequena parte na indústria da construção civil, e, nos Estados Unidos da América, na costa de Nova Jersey e Nova Iorque, foram utilizados, respectivamente, 2.600.000 m<sup>3</sup> e 14.000 m<sup>3</sup> em projetos de recuperação de praias (*MARINE HABITAT COMMITTEE*, 2000). Em 2004, cerca de 17 milhões de toneladas de areia e cascalho marinho foram dragados em águas inglesas para uso como agregado, e dois milhões de toneladas para uso na recuperação de praias (Marker, 2005).

Mas, esses países, em sua maioria, como outros que realizam a extração dos recursos minerais em plataforma rasa, já têm estabelecidos alguns critérios determinantes para essa atividade. No Reino Unido, é proibido explorar até a distância de 600 m com isóbatas variando de 19 a 22 metros (Brampton, 1987 apud Hilton (1993)). Na Malásia, o *Coastal Engineering Technical Centre* permite a exploração acima da isóbata de 10 metros ou a 2 km da linha de costa (Zamai and Lee, 1991 apud Hilton, 1993). Na Holanda e em Nova Iorque (Estados Unidos), usam apenas como critério limitante a profundidade, respectivamente de 20 a 18 metros (citados em Van Alphen et al, 1990 e Squires, 1988 apud Hilton (1993)). Enquanto na França, Cressand & Augris, 1982 apud Hilton (1993), apresentaram os critérios da dragagem nesse país como sendo permitida a uma distância de 3 km da costa e em profundidade superior a 20m; entretanto, em trabalho mais recente, Cayocca & Gardin, 2003, relatam que nenhum critério tem sido utilizado nesse país. As dragagens têm ocorrido na costa

francesa em profundidades de 1 a 8 metros e a 1 ou 6 km da linha de costa. Portanto fica a critério do IFREMER (*Institut Français de recherche pour l'exploitation de la mer*), órgão responsável pela liberação da licença, analisar e liberar os Estudos de Impacto Ambiental, caso a caso.

## CAPÍTULO III - MATERIAL E MÉTODOS

No desenvolvimento desta pesquisa, os trabalhos realizados foram agrupados em três etapas. A primeira constou da aquisição e do tratamento de dados batimétricos para a caracterização morfológica da área e da coleta e análise laboratorial das amostras de sedimentos superficiais da área pesquisada, para caracterização sedimentológica; a segunda foi utilizada para o tratamento dos dados hidrodinâmicos, mais especificamente os dados de ondas, concentrados na caracterização do regime ondulatório; e a terceira etapa destinou-se à representação espacial desses resultados, expressa em cartografia sedimentológica e na delimitação em mapa dos limites marinhos (litorâneo e oceânico) e do limite terrestre (retrogradação).

### 3.1 – BATIMETRIA

Os dados batimétricos utilizados na pesquisa foram obtidos do Projeto Granmar Brasil – Granulados Marinhos da Plataforma Rasa do Brasil, da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. O levantamento foi executado na escala de 1:100.000.

A coleta de dados foi feita a cada segundo, registrando dados referentes às posições e, em cada dois segundos, registrando as profundidades através de perfis perpendiculares à linha de costa até atingir a isóbata de 30 metros. A aquisição dos dados foi realizada com a utilização de uma embarcação com calado de 1,20 m (com carga) e 0,90 m (sem carga), a uma velocidade média de 7,5 nós (Foto 1.1).



Foto 1.1 - Embarcação utilizada na coleta de dados batimétricos e na amostragem de sedimentos superficiais.

O equipamento utilizado foi uma vídeo sonda colorida Furuno Modelo GP-1650F (Furuno Electric Co.), tela LCD, colorida, à prova d'água, de 5,6", com duas portas de dados NMEA e comunicação com PC, juntamente com um GPS, marca Furuno, Modelo GP35-DGPS e um notebook para armazenamento dos dados.

Os programas aplicados no processamento dos dados foram um *software* de navegação Hyper terminal, Surfer 8.0 e o programa Arc Gis, versão 9.0.

A primeira etapa no tratamento dos dados para elaboração do mapa batimétrico constou de filtragem e seleção dos valores X,Y,Z e H, onde:

- X e Y são as coordenadas dos pontos adquiridos, referenciadas no Sistema Geodésico Mundial 84 (WGS 84) e Datum correspondente, salvos como Longitude e Latitude em graus, minutos e décimos de minutos. Esses dados foram transformados, posteriormente, respeitando as fontes originais do sistema geocêntrico de referência, para a Projeção Transversa de Mercator (UTM) e Datum South American 1969 (SAD-69) Zona 25 S;

- Z é a profundidade em metros, de onde foi corrigida a diferença produzida pela maré, utilizando informações das tábuas de marés dos Portos de Recife e Suape. Foram gerados gráficos com as curvas da maré correspondentes e delas extraídas suas equações de 2ª e/ou 3ª ordem para cada período, e a partir dessas equações os dados foram corrigidos e reduzidos ao nível de profundidade zero, correspondente ao Nível Zero da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). A correção obtida a partir do ajuste das curvas dessas equações com a curva da maré para o período de realização da batimetria apresentou erro da ordem de 10 a 20 cm, considerado na literatura como recomendado. Além da correção de maré, também foi aplicado, nos dados da profundidade, o acréscimo do calado da embarcação (+0.90 m) a todos os dados válidos, e

- H, representa a hora de aquisição do ponto.

### **3.1.1 - Processamento digital dos dados**

O processamento digital dos dados envolveu a utilização de métodos estatísticos para modelagem do terreno e de técnicas de transformação e manipulação que visaram melhorar as características visuais da imagem de satélite, para melhor distinção das feições submersas.

### 3.1.1.1 – Modelagem batimétrica

Após a correção, foi elaborada a modelagem batimétrica, utilizando o Método Estatístico de Krigagem escolhido por apresentar o melhor resultado entre os métodos de interpolação aplicados. Através da Krigagem, pode-se obter a variância de estimação mínima, levando em consideração o número de pontos, sua posição espacial e a distância entre eles (Andriotti, 2003), atingindo o melhor proveito dos dados disponíveis.

Como a quantidade de pontos obtidos foi bastante grande, em torno de 115.456 pontos batimétricos, executou-se a seleção desses pontos, com espaçamento da ordem de 500 metros, totalizando 1.100 pontos, que foram utilizados na modelagem (Figura 1.8). A validação dos dados foi efetuada através da busca de um variograma teórico que melhor se ajustasse à forma do variograma experimental (Davis, 1973; Clark, 1979a, 1979b) (Figura 1.9).

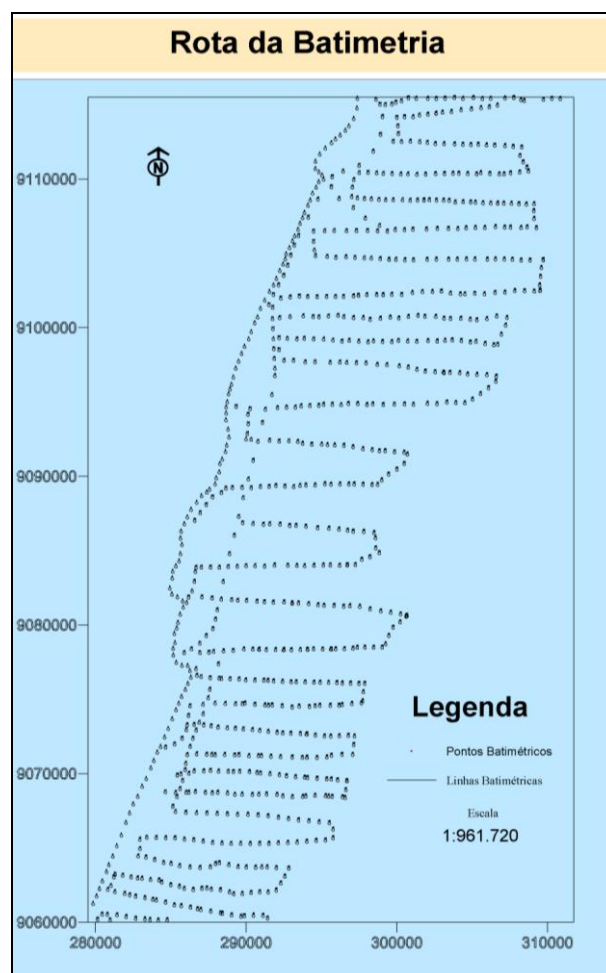


Figura 1.8 - Pontos e linhas da amostragem batimétrica



Em se tratando de modelagem batimétrica em uma plataforma continental em que há um *trend* nos dados em função do aumento da profundidade no sentido da Bacia Oceânica, e, por isso, a média não é mais constante, o que gera aumento contínuo da variância com a distância entre os pares, foi então empregado o método de Krigagem Universal, para corrigir essa tendência (Andriotti, 2003).

O erro residual quadrático médio foi da ordem de 1 metro induzido pela falta de dados próximos à linha de costa (isóbata zero), não obtidos em função da presença de recifes de arenitos e algálicos que impediram a navegação mais próxima à praia.

Na Figura 1.10, estão comparados os valores medidos e os modelados. É claramente perceptível o melhor ajuste e, portanto menor erro do resíduo no centro do perfil, onde se encontra a maior parte dos valores medidos. Mas, no geral não existem grandes discrepâncias entre a diferença dos valores de profundidade do modelo e os valores medidos, o que torna aceitável o tratamento de dados.

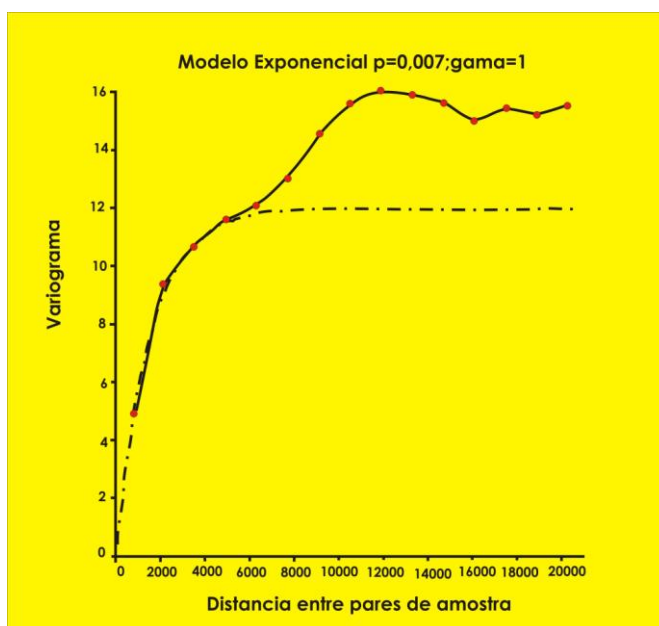


Figura 1.9 - Variograma experimental e teórico da área individualizada para aplicação da krigagem. Fonte: CPRM/Projeto Granmar PE (no prelo)

### 3.1.1.2 – Modelo digital do terreno

Um modelo digital do terreno (MDT) consiste em um vetor de números que representam a distribuição espacial de elevações e descreve a elevação de qualquer ponto. O

objetivo nesta pesquisa foi a criação da superfície de fundo em três dimensões a partir dos dados vetoriais tratados.

O modelo digital de terreno foi gerado no *software Surfer 8.0* com a resolução de dois metros, na escala 1:100.000, utilizando as cotas batimétricas, com as coordenadas de latitude, longitude e profundidade.

Através do *software Arc Gis 9.0*, foi gerada uma imagem em nível de cinza, que representa os valores mínimos e máximos das cotas batimétricas.

Numa análise conjunta do modelo digital de terreno (MDT) batimétrico e de processamento de imagens Landsat, foi possível estabelecer algumas considerações a respeito do relevo submerso e dos processos marinhos envolvidos no estabelecimento de feições e estruturas presentes na área da pesquisa.

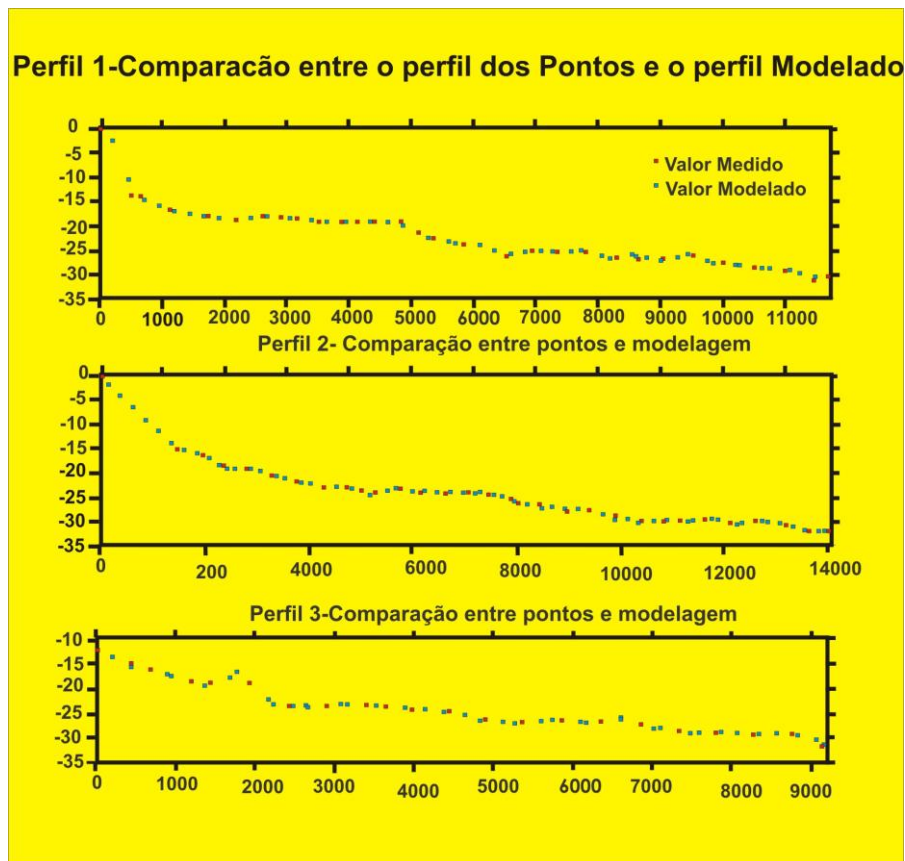


Figura 1.10 - Perfis comparativos entre os dados reais e os modelados. Fonte: CPRM/ Projeto Granmar PE, no prelo.

### 3.1.1.3 - Realce de imagem de satélite

A batimetria da área, em decorrência da escala de mapeamento, que foi de 1:100.000, não permitiu a distinção detalhada de algumas feições. Para suprir essa demanda, foi empregado um tratamento em imagem de satélite no software ENVI 4.0, com uso de filtro direcional, realçando feições de dimensões inferiores à máscara de 3x3 pixels. O processo de filtragem realça a resposta diferenciada à energia eletromagnética e, em uma imagem monocromática, os limites entre áreas distintas são representados por mudanças bruscas de um intervalo de níveis de cinza. O filtro utilizado eliminou as baixas frequências espaciais na imagem, deixando as altas frequências que correspondem às bordas entre limites de diferentes valores de níveis de cinza (Crosta, 1992). Com isso foi possível a identificação de paleocanais e aferir a relação entre os tipos de sedimentos e as feições morfológicas do fundo marinho nas áreas mais rasas.

## 3.2 – AMOSTRAGEM SEDIMENTOLÓGICA

Concomitantemente à aquisição dos dados batimétricos, utilizando a mesma embarcação (Foto 1.1), foram coletadas amostras de sedimentos de fundo da plataforma.

A coleta foi desenvolvida ao longo de 30 perfis transversais à linha de costa, com comprimento médio de 15 km, utilizando um amostrador pontual de superfície do tipo *Van Veen*, acoplado a um guincho elétrico (Foto 1.2). A distância entre as linhas amostradas foi de 1 km, sendo coletado material a cada quilômetro, totalizando 306 pontos (Figura 1.11). O posicionamento das estações amostradas foi realizado com o auxílio de um GPS Furuno, Modelo GP35-DGPS.

As amostras foram submetidas a dois tipos de análise: granulométrica e composicional. Os dados resultantes dessas análises foram utilizados na geração de mapas temáticos: texturais, de percentuais de areia e cascalho, curtose, desvio padrão, diâmetro médio e teor de carbonato de cálcio.

### 3.2.1 – Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada segundo o método empregado no Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha – LGGM/UFPE, onde as amostras foram inicialmente

lavadas para dessalinização (retirada de cloreto de sódio e outros sais dissolvidos) e levadas à estufa para secagem à temperatura de 60° C. Após a secagem, foram quarteadas e delas retirados cem gramas para o peneiramento úmido. A fração arenosa (grãos de 0,062 mm a 2 mm) foi submetida ao peneiramento a seco em um jogo de dez peneiras com intervalos de 0,5  $\phi$  (phi).

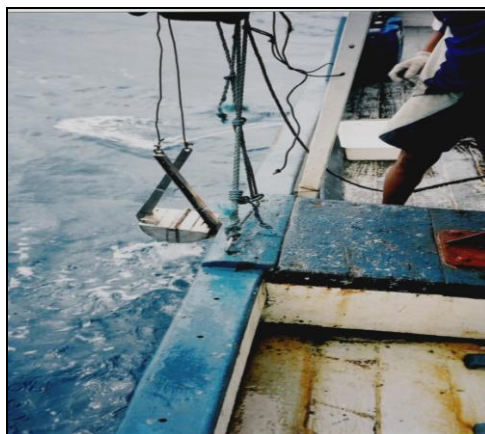


Foto 1.2 – Amostrador tipo *VanVeen*

Os dados obtidos foram processados no software ANASED 5.0 para gerar os parâmetros estatísticos (Md (mediana), Mz (média), Si (desvio padrão), Ski (assimetria) e Kg (curtose)) segundo Folk & Ward (1957), e foi adotada a escala granulométrica de Wentworth (1922). O material fino foi quantificado, mas não analisado em função de seu baixo percentual.

### 3.2.2 – Análise composicional

A análise composicional foi dividida em duas partes:

- a primeira consistiu no emprego de análise química, utilizando o método gravimétrico através do princípio da relação de peso constitucional, para o cálculo do percentual de carbonato de cálcio das amostras e com isso individualizar os domínios siliciclásticos e bioclásticos da área, que foram representados em mapa pelas curvas de isoteor, e

- a segunda parte destinou-se à realização de análise dos grãos através da lupa binocular e em algumas amostras foi utilizado o Microscópio Eletrônico de Varredura (*Scanning Electron Microscopy – SEM*).

No cálculo do percentual de  $\text{CO}_3$ , 21 amostras, previamente pulverizadas, homogeneizadas, e secas em estufa a  $60^\circ\text{C}$  durante 24 horas, houve uma alíquota de aproximadamente 15 g, pesada, para imediato ataque ácido por adição gradual de HCl a 20%, até a constatação de não efervescência. A alíquota submetida a esse ataque foi acondicionada em *becker* e deixada em repouso por 12 horas para eliminação completa do material carbonático. Em seguida, para a eliminação da solução ácida, foram feitas sucessivas centrifugações a 3.000 rpm/5min. O material sólido residual acumulado nas placas de Petri foi submetido a secagem em estufa a  $60^\circ\text{C}$ , por 24 horas, e, logo após, cada placa foi pesada em balança de precisão, considerando-se as medições até a segunda casa decimal. O percentual de  $\text{CO}_3$  das amostras originalmente atacadas foi obtido através da relação percentual entre o peso do RI (resíduo insolúvel, que representa o material que não reagiu ao ataque de HCl a 20%) e o peso total da amostra atacada.

Para a análise dos grãos em Lupa Binocular (modelo: COLEMAN n° 963063 – aumento gradual de 10 x a 40 x e LIEDER n° 0008461 – aumento gradual de 10x até 30 x), foram selecionadas as frações de 0,088 mm, 0,351mm, 1mm, 1,41mm e 2,0 mm, para identificação do material biogênico e dos minerais siliciclásticos (leves) e pesados.

Como estudo complementar para examinar a superfície textural detalhada dos sedimentos, vinte e uma amostras foram examinadas através do Microscópio Eletrônico de Varredura (*Scanning Electron Microscopy – SEM*), que caracteriza o material a partir da emissão e da interação de feixes de elétrons sobre a amostra, o que permitiu caracterizá-los do ponto de vista de sua morfologia. Os estudos foram desenvolvidos no Laboratório do ITEP (Associação Instituto Tecnológico de Pernambuco) através do microscópio JEOL JSM – 6360, com uma tensão de aceleração que variou de 10 kV a 14 kV.

### **3.2.3 - Cartografia sedimentar**

Os mapas de distribuição têm sido muito usados na representação espacial dos sedimentos de fundo, constituindo-se ferramenta eficaz na visualização e no entendimento dos processos de sedimentação. Neste estudo, os mapas sedimentológicos foram gerados em meio computacional com a aplicação de técnicas geoestatísticas, utilizando-se os programas Arc

Gis 9.0 da ESRI e Surfer 8.0 da Golden Software. As coordenadas dos mapas estão em UTM – Zona 25 S – datum WGS84.

O mapa textural e o de diâmetro médio foram gerados pelo método padrão de interpolação Krigagem e, após correções realizadas manualmente, foram novamente digitalizados. Esse método foi escolhido por ser recomendado para dados distribuídos de forma aproximadamente uniforme e permitir a determinação das melhores estimativas sem tendenciosidade. Os demais mapas, de percentagem de areia e cascalho, desvio padrão e assimetria foram elaborados por Triangulação com Interpolação Linear (TIN – *Triangulated Irregular Network*), escolhido por ser um método que considera as estimativas estritamente na área amostrada, ser mais rápido, fiel aos dados originais e de visualização rápida, embora apresente contornos dos polígonos angulosos.

### 3.3 - TRATAMENTO DOS REGISTROS DE ONDAS

A caracterização do clima de ondas para a área da pesquisa foi baseada na análise histórica dos períodos de monitoramento, executados pelo Instituto de Pesquisas Hidroviárias – INPH, através de contrato com o Governo do Estado de Pernambuco, nos meses de agosto de 1976 a julho de 1977, janeiro de 1979 a janeiro de 1980 e fevereiro de 1981 a janeiro de 1983, e dados de ondas de 2005, obtidos do Centro de Previsões do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, através do site [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br).

Os registros de ondas levantados pelo INPH foram obtidos por dois ondógrafos, um da marca *Neyrpic*, posicionado no ponto de 8°4'14" S de latitude e 34°51'19" W de longitude, e a uma profundidade de 10 metros, nas proximidades do Porto do Recife, região norte da área da pesquisa (Figura 1.12), e outro do tipo *Waverider*, de fabricação holandesa, instalado a uma profundidade de 17 metros, segundo as coordenadas de 8°21'43" de latitude e 34°55'55" de longitude, no Porto de Suape, região sul da área da pesquisa (Figura 1.13).

Foram analisados desses registros os parâmetros: altura significativa ( $H_s$ ), altura máxima ( $H_m$ ), período médio ( $T_m$ ) e direção de onda ( $D$ ).

A altura significativa é uma definição estatística que corresponde à média do terço superior das maiores ondas, portanto foi calculada a partir do ordenamento crescente de todas as alturas registradas mensalmente e o conjunto dividido em três grupos; desses, escolhido o das maiores ondas e calculada a altura média desse grupo.

Os resultados foram processados em planilha eletrônica e foi efetuada análise comparativa dos parâmetros nos diferentes anos monitorados.

O tratamento estatístico desses dados foi utilizado para a determinação dos limites oceânicos e litorâneos da área.

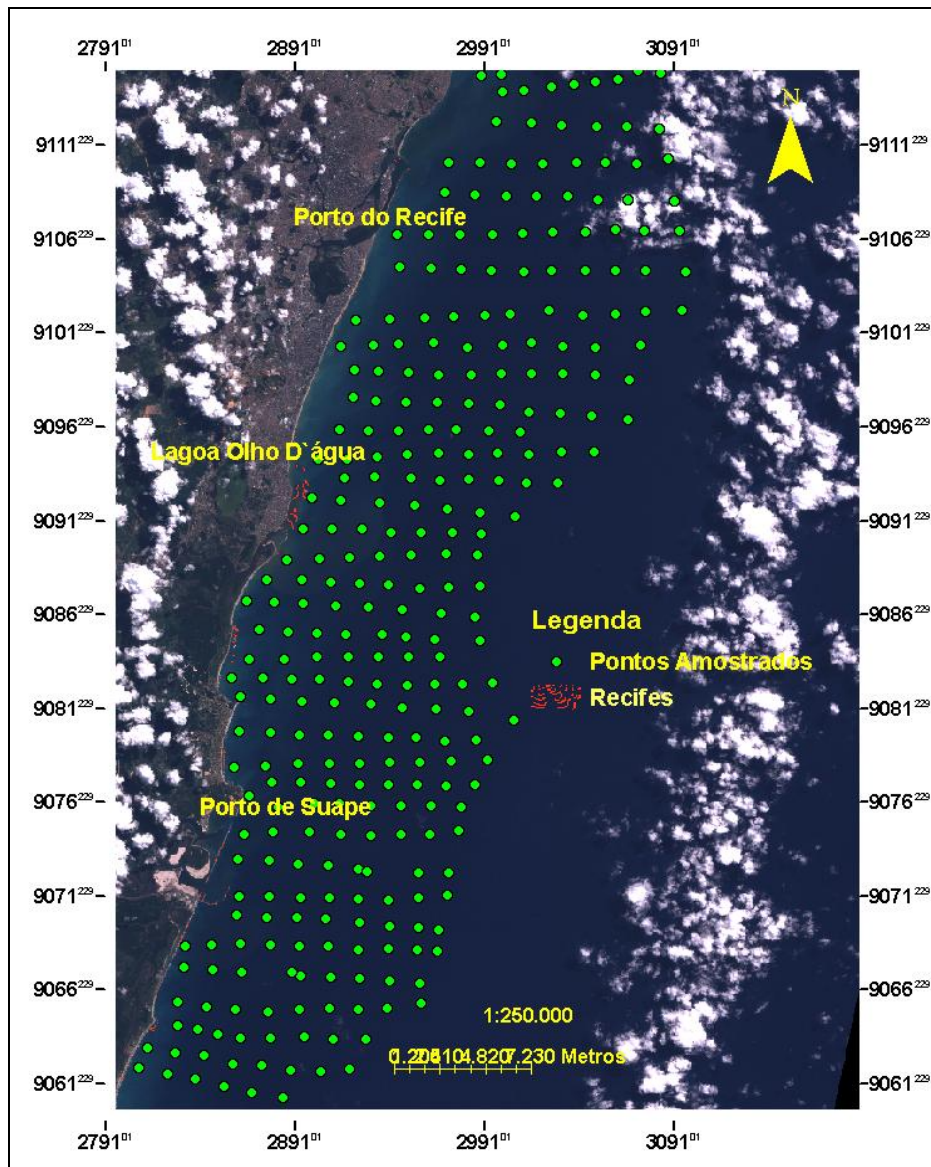


Figura 1.11 - Localização dos pontos de amostragem em imagem Landsat TM (ano 2001)

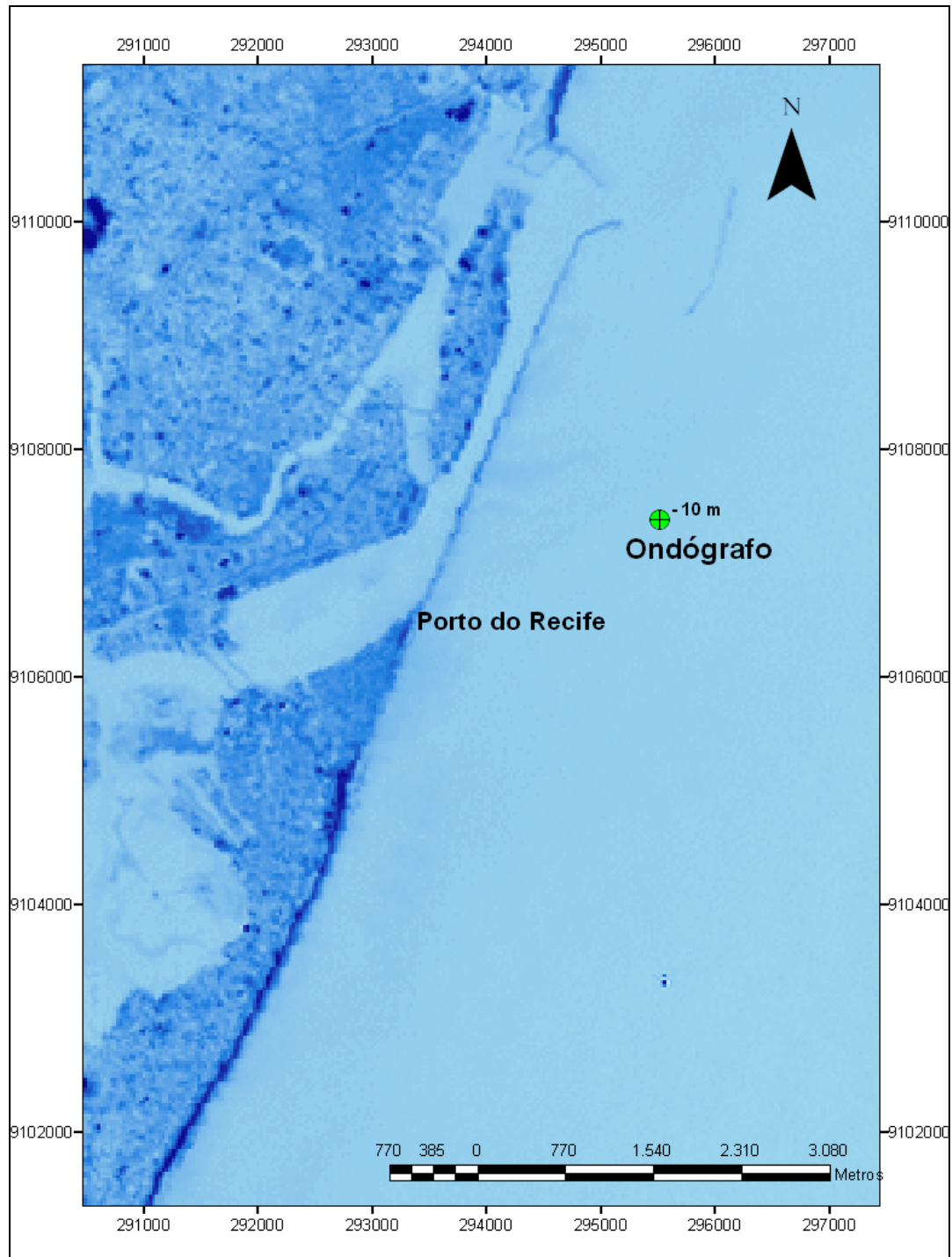


Figura 1.12-. Localização do Ondógrafo *Neyrpic* – Região Norte da Área de Pesquisa sobre Imagem LANDSAT ano 2000.



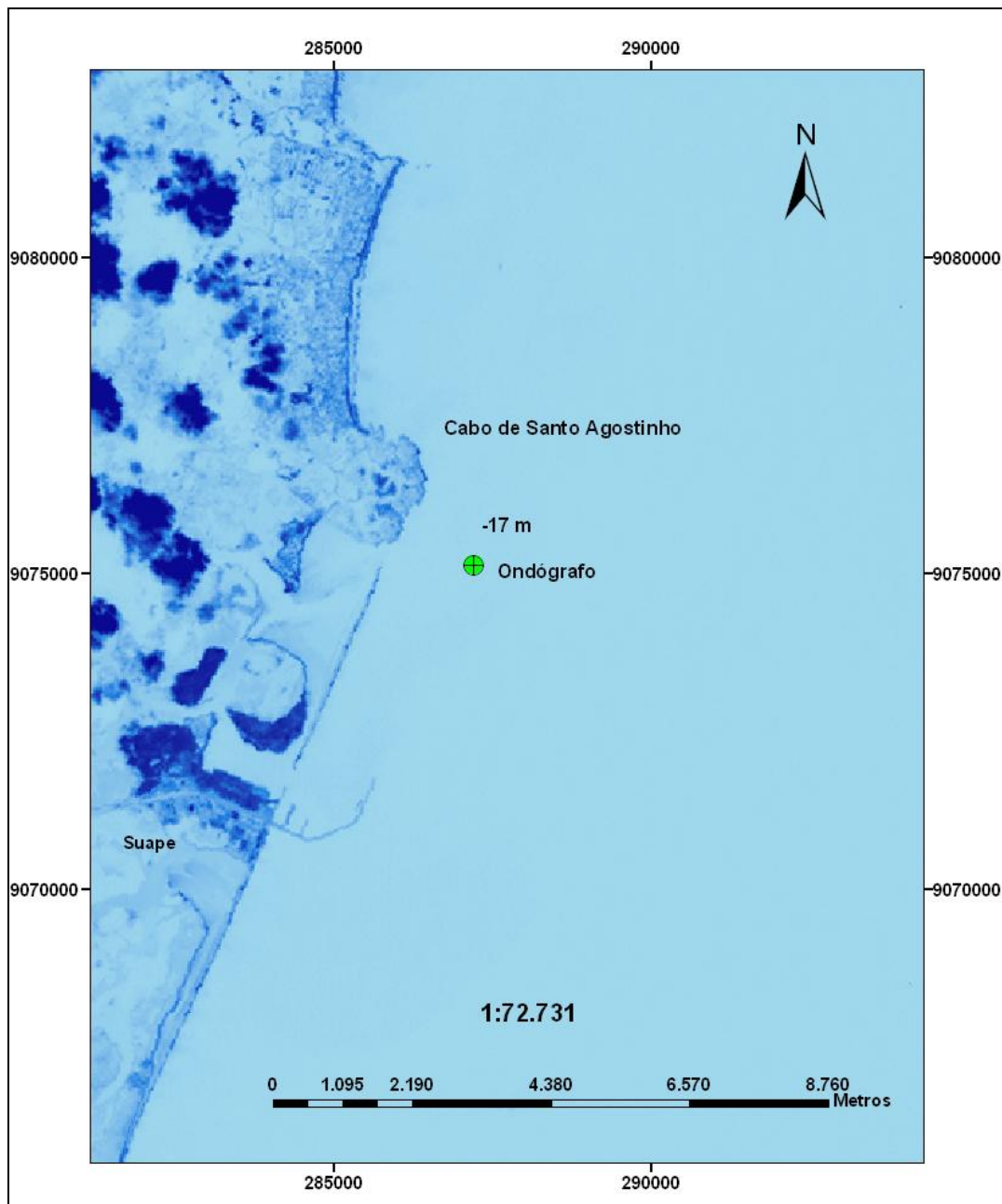


Figura 1.13 - Localização do Ondógrafo *Waverider* – Região sul da área da pesquisa sobre imagem LANDSAT ano 2000.

### 3.3.1 – Limites marinhos

Esses limites foram definidos com a aplicação do conceito de profundidade de fechamento de Hallermeier (1981), determinado a partir da análise de três das seis séries de dados de ondas antes especificadas. As séries utilizadas na determinação do limite interno (litorâneo) e o limite externo (oceânico) foram dos meses de agosto de 1976 a julho de 1977 e

fevereiro de 1981 a janeiro de 1983, e dados de ondas de 2005. Essas séries foram escolhidas por apresentarem o menor desvio padrão e portanto melhor validade estatística.

Com o objetivo de realizar avaliação comparativa, foram empregadas nos cálculos do limite litorâneo ( $d_1$ ) quatro equações empíricas: as equações (1) e (2) de Hallermeier (1981), aplicada para fundos arenosos, e as equações (3) e (4) de Birkemeier (1985) apud Almeida et al.(1999):

$$d_1 = 2,28 H_{s0,137} - 68,5 H_{s0,137}^2 / g \bar{T}_s^2 \quad (1);$$

$$d_1 = 2\bar{H}_s + 11\sigma \quad (2);$$

$$d_1 = 1,75 H_{s0,137} - 57,9 \frac{H_{s0,137}^2}{g \bar{T}_s^2} \quad (3), \text{ e}$$

$$d_1 = 1,57 \bar{H}_{s0,137} \quad (4).$$

Onde  $H_{s0,137}$  é a altura de onda significativa que tem uma frequência de 0,137 % (12 horas) por ano, que é obtida pela equação :

$$H_{s0,137} = \bar{H}_s + 5,6\sigma \text{ em que:}$$

$\bar{H}_s$  = a média anual das ondas significativas;

$\sigma$  = desvio padrão;

$\bar{T}_s$  = média anual do período significativo, e

$g$  = aceleração da gravidade (9,8 m/s<sup>2</sup>).

Das quatro equações aplicadas, foi escolhido o valor do limite litorâneo ( $d_1$ ) obtido da equação (2) de Hallermeier (1981) para a representação espacial. O valor final considerado representa a média dos períodos de maior índice pluviométrico (denominado chuvoso ou inverno) e dos meses mais secos (verão) das séries de clima de ondas dos anos analisados.

Para o Limite Oceânico ( $d_2$ ) foi utilizada a equação (5) de Hallermeier (1981):

$$d_2 = \bar{H}_s \bar{T}_s \left( \frac{g}{5000 \bar{D}} \right)^{0,5} \text{ onde:}$$

$\bar{D}$  = diâmetro médio do sedimento (m).

Levando em consideração as diferenças granulométricas em pontos da Plataforma Continental, na área da pesquisa, o Limite Oceânico ( $d_2$ ) foi experimentalmente calculado para três diâmetros de sedimentos D1-0,25 mm (areia média), D2 – 0,5 mm (areia grossa) e

D3 - 0,125 mm (areia fina), tendo como referência granulométrica a classificação de Wentworth (1922).

Os valores dos diâmetros, para uso na fórmula, foram transformados em metros:

<b>D<sub>1</sub> (m)</b>	<b>D<sub>2</sub> (m)</b>	<b>D<sub>3</sub> (m)</b>
0,00025	0,0005	0,000125

Embora se tenha calculado para os três diferentes diâmetros, foi adotada a média do diâmetro D<sub>2</sub>, por se tratar da granulometria dominante na área da pesquisa.

Os resultados considerados no cálculo da definição do limite oceânico a ser representado espacialmente foram aqueles obtidos das análises dos dados de ondas da estação chuvosa e seca dos diferentes meses monitorados.

### 3.3.2 - Limite terrestre

O conceito de limite terrestre empregado está associado ao processo de retrogradação, que representa o mecanismo de recuo da linha de costa no sentido do continente, ocasionado pela ação de ondas e correntes litorâneas.

O limite terrestre foi calculado utilizando-se a equação de (Bruun, 1962):

$$R = \frac{SLG}{H} \quad \text{onde:}$$

$R$  = retrogradação devida à elevação do nível do mar (m);

$S$  = elevação do nível do mar (m);

$L$  = largura do perfil ativo (m);

$G$  = proporção de material erodido que se mantém no perfil ativo, considerado como sendo =1, e

$H$  = altura do perfil ativo (m).

As cotas representativas do perfil ativo foram obtidas de 17 ortofotocartas do ano de 1984, escala 1:10.000 da FIDEM – Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife, hoje, Agência Estadual de Planejamento e Pesquisas de Pernambuco. Dessas ortofotocartas foram retirados os valores de alturas das feições emersas ativas (altura da linha de costa), devidamente georreferenciados no sistema de Projeção UTM. As cotas obtidas foram organizadas em planilhas do excel e transformadas em polilinhas no Arc Gis 8.3. Nesse

mesmo programa, as polilinhas geradas foram plotadas na base planialtimétrica de mesma projeção em escala 1:100.000, juntamente com a profundidade de fechamento do perfil, calculada a partir da Equação (2)  $d_1 = 2\bar{H}_s + 11\sigma$  de Hallermeier (1981), onde a profundidade foi estabelecida para o nível zero igual a 1m acima do nível de baixa-mar, considerando dessa forma a influência da amplitude da maré.

A largura do perfil ativo (L) final foi obtida medindo-se a distância entre a elevação máxima do perfil ativo (altitude da linha de costa) (h) e a profundidade de fechamento ( $d_l$ ). Enquanto a altura do perfil ativo (H) foi determinada através da fórmula  $H = h + (1,75 \times d_l)$ , que representa o somatório da altura da feição emersa ativa com a profundidade de fechamento do perfil para um período de 100 anos ( $d_{l,100} = 1,75 \times d_l$  m), de acordo com Nicholls *et al.* (1995).

Na definição do limite terrestre, a área da pesquisa, que tem extensão linear de sessenta e cinco quilômetros e área terrestre de 437,56 km<sup>2</sup>, foi dividida em 10 trechos.

Essa divisão dos segmentos costeiros foi baseada nas diferentes características geomorfológicas e litológicas. Mais três trechos foram individualizados por representarem feições morfológicas especiais: os recifes de arenito, o porto de Suape e a Ilha de Cocaia, no Sul da área.

## CAPÍTULO IV – CRITÉRIOS PARA A GESTÃO

Historicamente, o fenômeno das ondas, assim como as leis que delas resultam, reportam-se à antiguidade, desde Aristóteles, em 380 – 322 A.C. Após essa época, diversos cientistas investigaram ondas de todos os tipos; dentre esses, Leonardo da Vinci, e seguindo seu caminho destacam-se os irmãos Ernst Heinrich Weber e Wilhelm Weber, que em 1825 definiram o conceito de crista de onda, onda contínua, amplitude de onda e longitude de onda (Hartmann, 2005). Nos tempos atuais, esses estudos estão centrados na análise das ondas do mar com o objetivo de desvendar os segredos de geração, propagação e dissipação das ondas, pois é a compreensão desses processos que ajuda no prognóstico de seus efeitos, especialmente na interferência da geometria da costa.

As ondas consideradas nesta pesquisa são, segundo a classificação de Kinsman, 1965 apud Toldo, 1993, as que têm a força do vento como sua geradora e períodos que variam de um a trinta segundos. Essas ondas, quando atingem maior altura, a gravidade torna-se a principal força de restauração da superfície, por isso são chamadas ondas de gravidade. São ondas de aparência caótica, geradas por condições de ventos locais. Possuem alturas irregulares, distâncias curtas entre as cristas e em geral possuem ondas menores superimpostas às maiores (Figura 1.14).

Diferentes teorias são utilizadas para explicar e descrever o comportamento das ondas. A mais clássica é baseada na teoria do movimento ondulatório, cujo tratamento é essencialmente matemático. A essa teoria, tem-se aplicado a estatística, para obtenção de resultados matematicamente mais consistentes, utilizando os principais parâmetros do comportamento mecânico de ondas (comprimento (L), esbeltez ou declividade (H/L), período (T), frequência (f) e velocidade de propagação (C) (Figura 1.15)), o que permite a análise do efeito das ondas na morfologia litorânea.

No que concerne aos parâmetros da onda, o valor de sua esbeltez aumenta à medida que ocorre diminuição em seu comprimento quando se aproxima da costa, e há redução da velocidade de propagação (C) e aumento de sua altura. Ondas que excedem o valor de 0,14 de esbeltez ficam instáveis e se quebram (Michell, 1893 apud Toldo, 1993).

Em referência às suas características, embora as partículas de água componentes da onda não possuam movimentos horizontais significativos, elas se movem sob a ação das ondas, descrevendo órbitas, resultantes da elevação (crista) e do abaixamento (cavado) do nível da água.

As órbitas descritas por essas partículas variam suas formas em função da relação entre a profundidade da água e o comprimento de onda. Seu movimento orbital diminui exponencialmente com a profundidade, apresentando diminuição do diâmetro da órbita em função da distância da superfície da água.

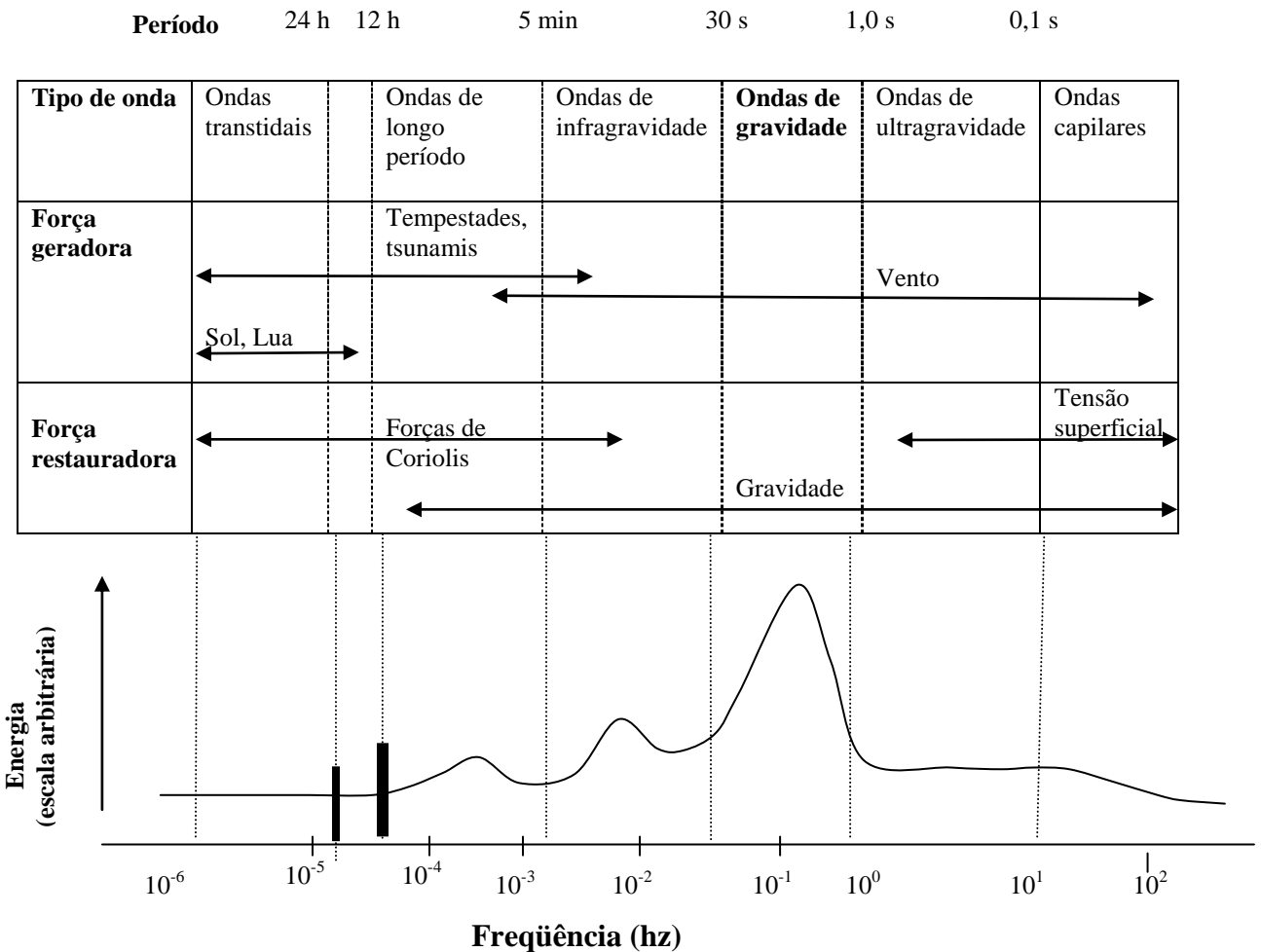


Figura 1.14 - Distribuição aproximada da energia das ondas superficiais nos oceanos (extraído de Kinsman, 1965 apud Toldo,1993)

Assim, em águas profundas, são desenvolvidas órbitas circulares, e seu movimento é sentido para baixo a uma distância de um comprimento de onda, sua energia se torna insignificante e cessa completamente a uma profundidade igual à metade de seu comprimento ( $L/2$ ).

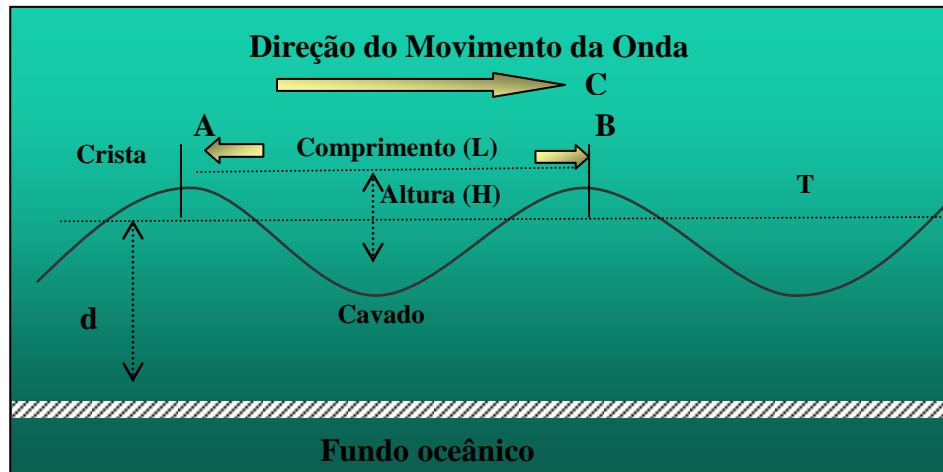


Figura 1.15 – Parâmetros de onda. Fonte: Michell, 1893 apud Toldo (1993)

O movimento superficial e subsuperficial das partículas de água, durante a propagação das ondas, interage com o fundo, tendo como referência a Teoria de Airy ou Teoria das Ondas de Pequena Amplitude. Uma das principais características da Teoria de Airy é o decaimento exponencial das velocidades e acelerações com a profundidade, levando a valores nulos para profundidades maiores do que metade do comprimento de onda. Enquanto nas águas rasas a ação da onda não decresce com a profundidade (Figura 1.16).

Esse comportamento diferenciado da partícula de água é um fator importante na análise da influência das ondas sobre o fundo oceânico. A partícula da água se move ao longo de círculos que diminuem seu tamanho à medida que aumenta a profundidade, até atingir o que se denomina a base da onda, que é, precisamente em águas profundas, a metade do comprimento de onda.

Como a distinção do comportamento das ondas em meio profundo e meio raso não está relacionada à profundidade absoluta da água, sua classificação é feita em função de sua profundidade relativa, que é a relação entre a profundidade local e o comprimento de onda

compatível com essa profundidade ( $d/L$ ), conforme está esquematizado na Figura 1.16 e na Tabela 1.3.

Tabela 1.3 - Classificação das ondas com base em sua profundidade relativa. Fonte: USACE's, 2003

<b><i>Profundidade relativa (<math>d/L</math>)</i></b>	<b><i>Classificação</i></b>
0,05 a $\infty$	Águas profundas
0,05 a 0,50	Águas intermediárias
<b>0 a 0,05</b>	Águas rasas

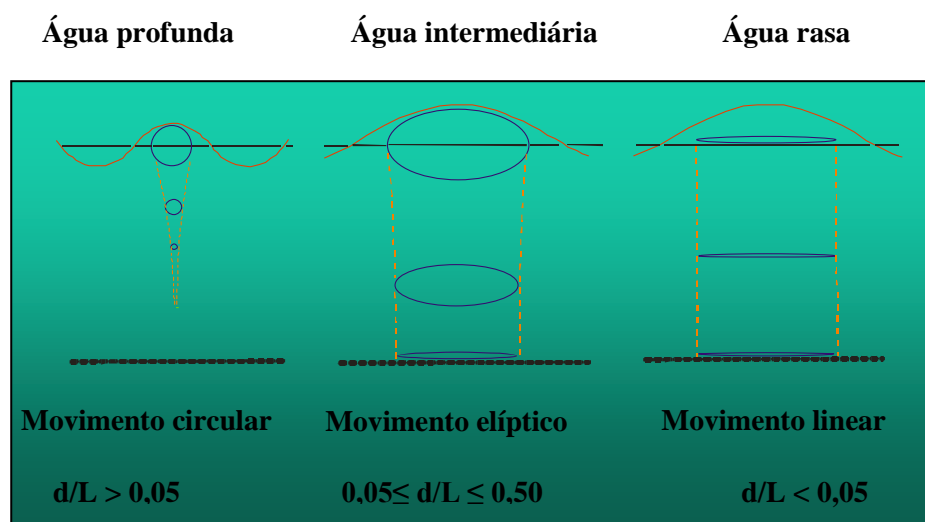


Figura 1.16 - Movimento orbital das ondas sob diferentes profundidades (extraído de Komar, 1998).

#### 4.1 – CLIMA DE ONDAS

A caracterização do clima de ondas na área da pesquisa baseou-se nos parâmetros hidrodinâmicos (direção, período e altura das ondas), considerando as características das ondas dentro da teoria de onda linear de Airy (1845). Os dados tratados foram obtidos pelo Instituto Nacional de Pesquisa Hidroviária-INPH, nos portos de Recife (norte da área da pesquisa - em uma profundidade de 10 m), e SUAPE (sul da área - numa profundidade de 17 m). No intuito de apresentar um comportamento mais atualizado do clima de ondas, também foram tratadas as informações disponibilizadas em *site*, do Centro de Previsões do Tempo e



Estudos Climáticos – CPTEC. Assim, os resultados aqui apresentados se referem ao estudo de dados em um período de seis anos, conforme discriminado na Tabela 1.4.

Na Tabela 1.5 estão citados os valores sazonais dos principais parâmetros hidrodinâmicos, por estação (verão (V) e inverno (I)), considerando, respectivamente, os períodos de menor e de maior índice pluviométrico, para as seis séries analisadas.

Os comprimentos de onda foram calculados através da equação simplificada por Eckart (1952):  $L = gT^2/2\pi$

Onde  $L$  = é o comprimento de onda e  $T$  o período. No Sistema Internacional de unidade métrica, a constante  $g/2\pi$  é igual a 1,56, portanto a fórmula para cálculo do comprimento de onda ( $L$ ) pode ser simplificada para:  $L = 1,56 T^2$  m/s.

Tabela 1.4 – Séries temporais de dados de ondas adquiridos nos Portos de Recife e de Suape, entre os anos de 1976 e 2005.

Porto	Série
Recife	1ª Série: Agosto de 1976 a julho de 1977
Suape	2ª Série: Janeiro de 1979 a janeiro de 1980
	3ª Série: Fevereiro de 1981 a dezembro de 1981
	4ª Série: Janeiro de 1982 a dezembro de 1982
	5ª Série: Janeiro de 1983 a dezembro de 1983
	6ª Série: Janeiro de 2005 a dezembro de 2005

Tabela 1.5 – Parâmetros ondulatórios das 06 séries analisadas, onde V= Verão e I= Inverno.

Ano	1ª Série:		2ª Série:		3ª Série:		4ª Série:		5ª Série:		6ª Série:	
	V	I	V	I	V	I	V	I	V	I	V	I
<b>Parâmetros</b>												
<b>Hs (m)</b>	1,26	1,28	0,95	1,25	1,05	1,1	0,95	1,15	0,75	0,95	1,48	1,86
<b>Tz (s)</b>	6,39	7,04	6,0	7,0	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,65	7,18
<b>L (m)</b>	63,69	77,30	56,15	76,43	65,90	65,90	65,90	65,90	65,90	65,90	68,97	80,41

Os resultados mostram que a altura significativa ( $H_s$ ) variou de 0,75 a 1,86 m, com os menores valores ocorrendo no verão. Ao excluirmos os dados de 2005, considerando apenas os valores obtidos por ondógrafos posicionados na área da pesquisa e com profundidade conhecida, o valor máximo da altura significativa passa a ser de 1,28 m.

Em relação ao período ( $T_z$ ), o mais dominante na área foi de 6,5 segundos. Ocorreu um acréscimo a esse valor de aproximadamente 0,5 segundos, no inverno das 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 6<sup>a</sup> séries.

As direções de ondas mais freqüentes no verão da 1<sup>a</sup> série foram de ENE e, nas demais séries, de ESE. Enquanto no inverno, as 1<sup>a</sup> e 6<sup>a</sup> séries apresentaram direção ESE e as demais, dominância na direção SE (Figura 1.17).

Na análise comparativa das ondas e dos ventos efetuada pelo INPH, 1978, foi constatado na 1<sup>a</sup> série que predominaram, no período de Agosto de 1976 a julho de 1977, ventos nos meses de outubro a abril de direção NNE a NE e ondas de ENE a SE. Enquanto, nos meses de maio a agosto, os ventos foram de SE a SSW, e as ondas, de E a SE.

As medições dos ventos foram obtidas por um anemógrafo de marca I H – Modelo ANG – 01, posicionado numa altura de aproximadamente 13 metros acima do nível do mar, e 10 metros do solo, nas proximidades do Porto de Recife.

Na 2<sup>a</sup> série, durante o mês de janeiro, foram observadas ondas mais para o sul, voltando em fevereiro para direção leste, e mantendo-se entre março e abril em torno de 80°.

No período subsequente (3<sup>a</sup> série), no que se refere às direções das ondas, os intervalos de maior ocorrência ficaram entre 105° e 120°, ocorrendo um percentual de 34% de ondas vindas da direção NE e 66% vindas do SE com dominância das correntes litorâneas de Sul para Norte. No Inverno, as correntes litorâneas apresentaram percentual de 94 % no quadrante SE e de 6% no NE e no verão, de 49 % no quadrante NE e de 51% no SE.

Já na 4<sup>a</sup> série, a classe de direção de maior freqüência foi de 126° com 30% no mês de agosto de 1982, mas os intervalos de maior ocorrência foram os mesmos do ano anterior (105° a 120°).

No ano de 2005, as direções de ondas, no período chuvoso (inverno), apresentaram-se de ESE, não coincidente com as direções de vento, que foram de SE. Nos meses secos (verão), houve domínio de ondas na direção ESE com ventos na mesma direção.

Considerando que as ondas de gravidade podem ser classificadas em função da profundidade de água que atravessam, conforme a profundidade relativa ( $d/L$ ), as aqui tratadas foram medidas em águas intermediárias, apresentando valores que oscilaram de 0,16 a 0,30 m (Tabela 1.6).

Em relação à sua posição relativa na zona de geração, elas podem ser classificadas por meio da relação de esbeltez da onda ( $H/L$ ).

O limite de  $H/L < 0,011$  é utilizado para a classificação de ondulações do tipo ondulações (*swell*), que se propagam fora da zona de geração e o limite  $H/L > 0,015$ , para ondas do tipo vagas (*sea*) quando estão sob a ação direta do vento. Os resultados obtidos nesta pesquisa mostram que na área dominam ondas do tipo vagas, tendo se verificado, entretanto, uma tendência para o tipo ondulação com o passar dos anos nos períodos de verão, conforme se pode observar na Tabela 1.6.

Tabela 1.6 – Classificação das Ondas

Ano	Estação	Profundidade relativa ( $d/L$ )	Classificação das águas	Esbeltez ( $H/L$ )	Tipo de ondulação
1ª Série	V	0,16	Intermediárias	0,0197	Vagas
	I	0,13	Intermediárias	0,0165	Vagas
2ª Série	V	0,30	Intermediárias	0,0169	Vagas
	I	0,22	Intermediárias	0,0163	Vagas
3ª Série	V	0,26	Intermediárias	0,0159	Vagas
	I	0,26	Intermediárias	0,0166	Vagas
4ª Série	V	0,26	Intermediárias	0,0144	Vagas
	I	0,26	Intermediárias	0,0174	Vagas
5ª Série	V	0,26	Intermediárias	0,0113	Vagas
	I	0,26	Intermediárias	0,0144	Vagas

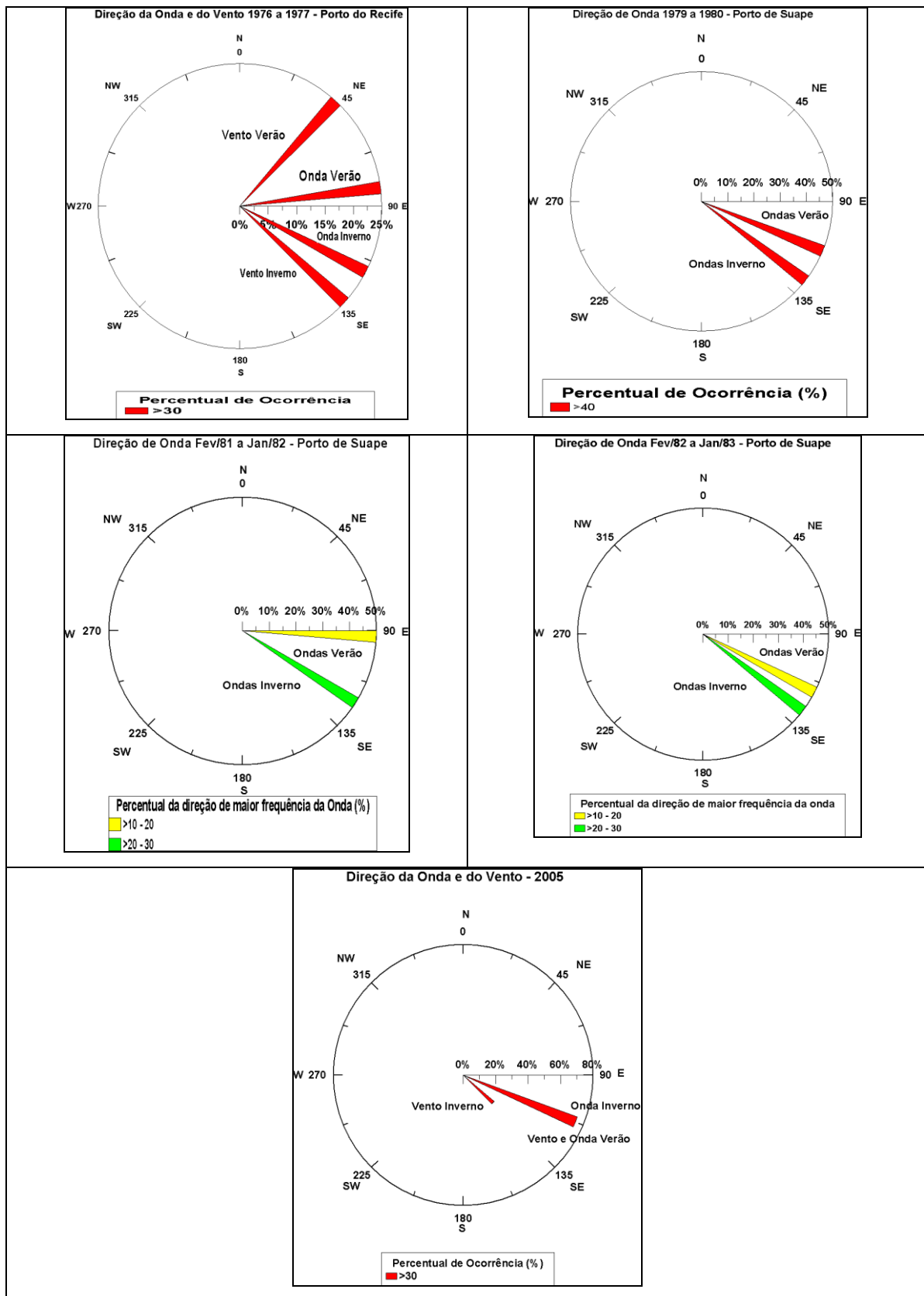


Figura 1.17 – Gráficos das médias mensais dominantes por estações da direção da onda, e do vento no período de 1976 a 1977 e 2005.

## 4.2. – PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO

O movimento oscilatório da água sob a ação das ondas, descrevendo órbitas variadas, produz o retrabalhamento do fundo. Este comportamento diferenciado da partícula da água é importante na avaliação da movimentação significativa de sedimentos arenosos dos fundos marinhos. Hallermeier(1981) e Birkemeier (1985) apud Almeida et al, 1999 criaram expressões matemáticas utilizando os parâmetros altura de onda, período, desvio padrão e densidade do sedimento para definir a profundidade limite do movimento dos sedimentos de fundo, por ação das ondas. Essa condição limite é chamada de profundidade de fechamento e permite delimitar espacialmente, no perfil de praia submerso, duas zonas: uma, caracterizada como sedimentologicamente ativa e outra, como inativa ou inerte. Segundo Bruun (1962), o conceito de profundidade de fechamento está baseado na observação de que o transporte longitudinal de sedimento diminui no sentido mar aberto (*offshore*), e seu efeito na morfologia de fundo fica quase desprezível a partir de certa profundidade. Hallermeier (1981) foi o primeiro que descreveu a profundidade de água até onde o transporte de sedimento, por ação das ondas, ainda tem efeitos significantes na morfologia de fundo.

Koomans (2000) ressalta que esse limite não é válido para escalas de tempo muito grandes. Até o período de tempo de 30 anos, a análise de medidas do perfil comprovou essa hipótese como um conceito válido. Para esse autor, a profundidade de fechamento depende do movimento do sedimento e, por conseguinte, sua posição ao longo do perfil de praia é uma função da hidrodinâmica, densidade do sedimento, tamanho do grão e do tempo. As mudanças nas características dos sedimentos ao longo da profundidade de fechamento dão conseqüentemente a informação de variações em condições hidrodinâmicas, com o tempo.

Esse mesmo autor, analisando a presença de minerais pesados no perfil de praia, constatou que o local onde o transporte de sedimento da fração mineral leve é iniciado se caracteriza pelo aumento na concentração de minerais pesados.

A profundidade de fechamento é aqui enfocada a partir da definição de dois limites: o interno (limite litorâneo –  $d_1$ ) e o externo (limite oceânico –  $d_2$ ), que estabelecem limites geométricos da interação das ondas com a camada do fundo marinho.

O cálculo da profundidade de fechamento foi realizado com o emprego de equações matemáticas, utilizando os parâmetros estatísticos (altura significativa ( $H_s$ ), desvio padrão ( $\sigma$ ), período( $T_s$ ) e aceleração da gravidade ( $g$ )).

A profundidade de fechamento (limite litorâneo ( $d_1$ )) desenvolvida por Hallermeier (1981) foi baseada na condição de alturas de ondas significativas extremas na zona litorânea, que têm 0,137 % de probabilidade de ocorrência durante o ano. Delimita uma área de intensa atividade na camada de fundo marinho, ocasionada pela ação das ondas.

Hallermeier(1981), na formulação de sua teoria, considerou  $d_1$  como um valor crítico de iniciação do movimento do sedimento na camada de fundo, induzido pela onda, criando um parâmetro ( $\phi_c$ ) na forma de um número de Froude:

$$\phi_c = U_b^2 / \gamma g d = 0,03$$

onde:  $U_b$  = a velocidade máxima horizontal induzida pela onda próximo à camada de fundo;  $g$  = aceleração da gravidade;  $\gamma$  = densidade efetiva (diferença de densidade entre o grão e o fluido) e  $d$  = a profundidade da água.

O valor crítico (0,03) implica que a energia cinética fluida é suficiente para elevar um volume de grãos de sedimento imerso a determinada distância acima da camada de fundo. Uma aproximação analítica da profundidade de fechamento para sedimentos arenosos de quartzo em água do mar foi então proposta pela equação (1):

$$d_1 = 2,28 H_{s,0,137} - 68,5 H_{s,0,137}^2 / g \bar{T}_s^2, \text{ onde } H_{s,0,137} = \bar{H}_s + 5,6\sigma \quad (1).$$

Desse mesmo autor, foi empregada nos cálculos aqui apresentados uma equação simplificada (2):

$$d_1 = 2\bar{H}_s + 11\sigma \quad (2).$$

A profundidade de fechamento foi também calculada usando as equações (3) e (4) de Birkemeier (1985) apud Almeida et al. (1999).

As equações (3) e (4) são:

$$d_1 = 1,75 H_{s,0,137} - 57,9 \frac{H_{s,0,137}^2}{g \bar{T}_s^2} \quad (3)$$

$$d_1 = 1,57 \bar{H}_{s,0,137} \quad (4)$$

Birkemeier (1985) modificou a equação de Hallermeier, fazendo um ajuste de coeficiente específico para o lugar de estudo, baseado em estimativas visuais do perfil litorâneo. Seus estudos foram desenvolvidos em Duck, Carolina do Norte.

As equações de Birkemeier produzem uma estimativa menor da profundidade de fechamento que a equação de Hallermeier, para determinadas condições de onda. Isso caracteriza que a abordagem de Birkemeier é menos extrema e fornece uma estimativa não tanto cautelosa quando comparada com a de Hallermeier, cuja equação apresenta valores superestimados da profundidade de fechamento.

Na Tabela 1.7 são apresentados os resultados dos cálculos utilizando as quatro equações, aplicadas com dados das 1<sup>a</sup>, 3<sup>a</sup>, 4<sup>a</sup>, 5<sup>a</sup> e 6<sup>a</sup> séries integradas, que melhor apresentaram um desvio padrão.

A análise integrada resultou em valores da profundidade de fechamento (limite litorâneo) que variaram de um máximo de  $d_1 = 7,07$  a um mínimo de  $d_1 = 4,57$  (Tabela 1.7).

Mas, tratando os dados, considerando separadamente os dois períodos anuais: o chuvoso (inverno) e o seco (verão); o valor máximo apresentado na estação inverno foi de  $d_1 = 7,49$  m e na estação de verão de  $d_1 = 5,45$  m (Tabela 1.8).

O resultado da média entre esses dois períodos no valor de  $d_1 = 6,5$  m foi adotado como a profundidade de fechamento sugerida nesta pesquisa e aplicada em uma proposta de zoneamento.

No intuito de obter um diagnóstico do comportamento da profundidade de fechamento com o tempo, foram realizados cálculos considerando os períodos anuais de 1976 a 1977, 1981 a 1982 e 2004 a 2005 que apresentaram menor desvio padrão. Na Tabela 1.9, estão apresentados os resultados obtidos e na Figura 1.18 se verifica que houve crescimento do valor da profundidade ao longo dos períodos analisados, considerando a equação (2) de Hallermeier, em torno de 1,35 m.

Ressalta-se nesta análise o fato de que os dados de setembro de 2004 a agosto de 2005 do CPTEC são registros de satélite com uso de modelos numéricos para tratamento, portanto o método difere bastante dos empregados nos anos anteriores, cujos parâmetros das ondas são os resultados de medições *in loco* através de ondógrafos posicionados em profundidades conhecidas, e dentro da área da pesquisa. Mas, mesmo desconsiderando os valores desse

período, observa-se diferença de 90 cm na profundidade de fechamento em um intervalo de cinco anos.

Essa variação temporal da profundidade de fechamento representa, segundo Nicholls et al. (1998), uma resposta integrada do perfil litorâneo a um número de eventos erosionais e deposicionais, ao longo do período analisado.

Ainda, segundo Stive et al. (1992) apud Nicholls et al. (1998), que, ao simular a evolução de um “engordamento de praia” em um período de 10 anos, demonstrou que a equação de Hallermeier fornece um prognóstico razoável do movimento progressivo do limite litorâneo no sentido mar aberto.

Tabela 1.7 – Parâmetros estatísticos e limite litorâneo  $d_1$  das séries anuais integradas

Profundidade de fechamento interna (limite litorâneo) – $d_1$									
Período	Parâmetros					Equações			
	Hs	$\sigma_s$	Ts	g	Hs <sub>0,137</sub>	1	2	3	4
1976/77; 1981/83 e 2005	1,61	0,35	6,70	9,80	3,57	6,14	<b>7,07</b>	4,57	5,60

Tabela 1.8 – Parâmetros estatísticos e limite litorâneo  $d_1$  considerando as estações climáticas.

Profundidade de fechamento interna (limite litorâneo) – $d_1$									
Período	Parâmetros					Equações			
	Hs	$\sigma_s$	Ts	g	Hs <sub>0,137</sub>	1	. 2	. 3	. 4
Inverno	1,71	0,37	6,90	9,80	3,78	6,51	<b>7,49</b>	4,84	5,94
Verão	1,46	0,23	6,41	9,80	2,75	4,97	<b>5,45</b>	3,72	4,31

Tabela 1.9 – Parâmetros estatísticos e limite litorâneo  $d_1$  em série anual de 1976 a 2005

Profundidade de fechamento interna (limite litorâneo) – $d_1$									
Períodos	Parâmetros					Equações			
	Hs	$\sigma_s$	Ts	G	Hs <sub>0,137</sub>	1	2	3	4
Ago/76 a Jul/77	1,27	0,23	6,98	9,80	2,56	4,89	<b>5,07</b>	3,68	4,02
Ago/81 a Jul/82	1,72	0,23	6,43	9,80	3,01	5,32	<b>5,97</b>	3,97	4,72
Set/04 a Ago/05	1,67	0,28	6,84	9,80	3,24	5,81	<b>6,42</b>	4,34	5,08



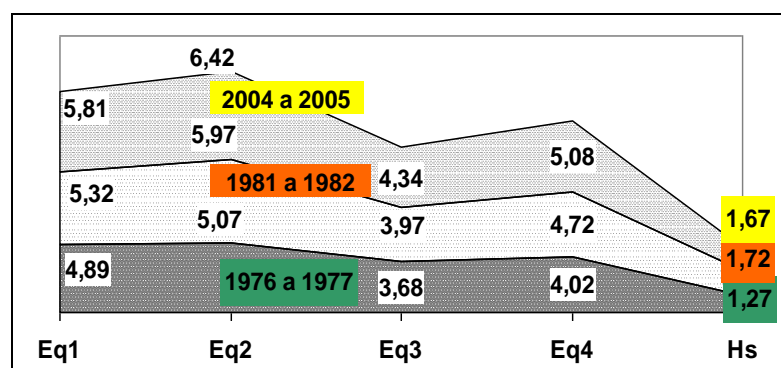


Figura 1.18 – Evolução temporal do limite litorâneo –  $d_1$  de 1977 a 2005

Em relação ao limite oceânico ( $d_2$ ), este delimita a segunda zona, definida por Hallermeier (1981) como de menor efeito das ondas na movimentação dos sedimentos do fundo marinho.

Para a determinação do limite oceânico ( $d_2$ ), Hallermeier (1981) desenvolveu uma equação (Eq. 5), considerando o papel do diâmetro médio do sedimento:

$$d_2 = \bar{H}_s \bar{T}_s \left( \frac{g}{5000 \bar{D}} \right)^{0,5} \quad (\text{Eq. 5}),$$

onde  $\bar{D}$  = diâmetro médio do sedimento (m).

Nesta pesquisa, foram aplicados na Eq. 5, para efeito comparativo, três valores distintos de diâmetros de sedimentos (D1-0,25 mm (areia média), D2 – 0,5 mm (areia grossa) e D3 – 0,125 mm (areia fina)).

Os resultados obtidos demonstraram a importância do conhecimento da granulometria para a aplicação dessa equação na determinação do limite oceânico. Na Tabela 1.10 percebe-se que o valor do limite oceânico ( $d_2$ ) se duplica ao ser considerada mudança da fração areia grossa (D2) para areia fina (D3).

Como na área da pesquisa há um domínio granulométrico das frações mais grossas, foi considerado o diâmetro médio de 0,5 mm, que equivale à areia grossa para o cálculo do limite oceânico a ser empregado no zoneamento aqui proposto.

O valor do limite oceânico considerado, a exemplo do método utilizado no cálculo do limite litorâneo, representa a média dos valores obtidos a partir da análise de dados do período de inverno e de verão, o que resultou em  $d_2 = 21$  metros.

Tabela 1.10 – Variação do limite oceânico ( $d_2$ ) nas diferentes frações de grãos.

Profundidade de fechamento externa (limite oceânico) – $d_2$							
Períodos	Parâmetros				$d_2$		
					Eq.5-Aplicada aos diferentes diâmetros de sedimentos(D)		
	Hs	$\sigma_s$	Ts	g	D1 (0,00025 m)	D2 (0,0005 m)	D3 (0,000125 m)
Inverno	1,71	0,37	6,90	9,80	33,04	23,36	46,72
Verão	1,46	0,23	6,41	9,80	26,2	18,53	37,06
Média					29,62	<b>21,00</b>	42,00

Na Figura 1.19, estão representados espacialmente os limites interno (limite litorâneo ( $d_1$ )) e o externo (limite oceânico ( $d_2$ )) dentro de um perfil esquemático, adaptado de Short (1999).

A zona de *surf* da área da pesquisa apresenta uma extensão média aproximada de 84 metros, e os dois limites de profundidade ( $d_1$  e  $d_2$ ) delimitam duas zonas assim especificadas:

- **Zona I** - sedimentologicamente ativa, com uma distância média da linha de praia variando de 600 a 1200 m, onde há transporte significativo de sedimento longitudinal e intenso transporte transversal no sentido costa mar aberto (*on/offshore*), e
- **Zona II** - considerada inerte ou inativa em relação à dinâmica de praia, com uma movimentação incipiente de sedimentos. Apresenta uma distância média em relação à linha de praia, variando de 4.500 a 7.500 m.

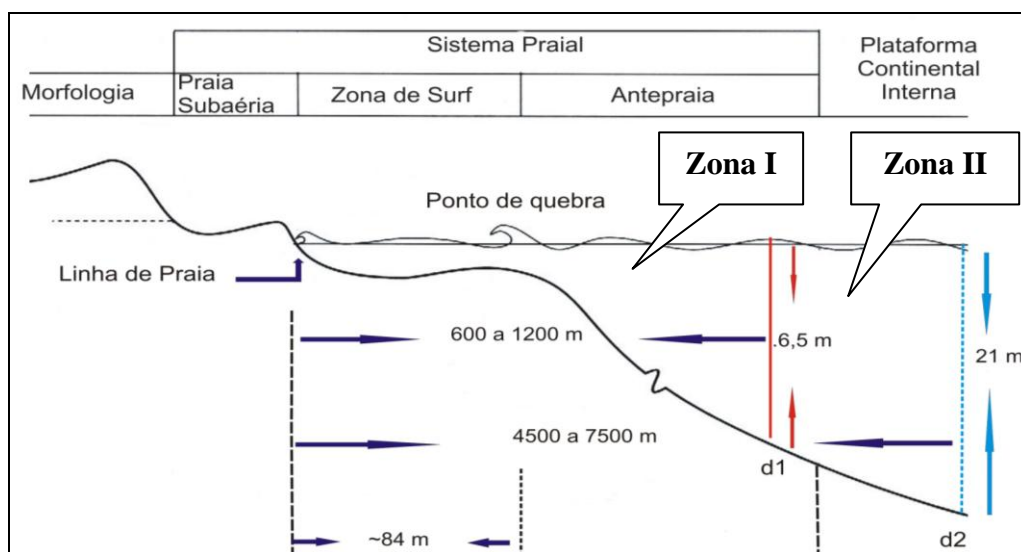


Figura 1.19 - Perfil esquemático adaptado de Short (1999) com o posicionamento dos limites litorâneo (d1) e oceânico (d2).

### 4.3 – RETROGRADAÇÃO

Neste item é definida e cartografada quanta “terra” (extensão de área do continente) será perdida, se ocorrer, como preconizam os estudos de mudança climática, dentro do cenário amplamente divulgado sobre a elevação global do nível do mar (IPCC, 2007), até o ano de 2.100. Foram consideradas duas situações na determinação do limite terrestre: uma aqui chamada de pessimista (1m) e outra considerada uma estimativa mais provável, que é de 0,48 metros (Figura 1.7), dentro de um cenário que preconiza a dominância do uso de combustíveis fósseis como principal fonte de energia.

Nesse cálculo foi empregada a regra de Bruun (1962) para calcular o recuo da terra ou retrogradação, usando a equação matemática (6):

$$R = \frac{SLG}{H} \quad (6).$$

Onde a largura do perfil ativo (L (m)) final foi obtida medindo-se a distância entre a elevação máxima do perfil ativo (altitude da linha de costa(h)) e a profundidade de fechamento ( $d_l$ ) anual de Hallermeier (1981), modificada por Nicholls *et al.* (1995), para um período de 100 anos ( $d_{l,100} = 1,75 \times d_l$ ). Esses autores fizeram esse ajuste para um período de 100 anos, analisando o comportamento da profundidade de fechamento, numa escala de tempo.

Adotando-se o limite litorâneo resultado da média das estações climáticas ( $d_1 = 6,5$  metros) e aplicando-se esse valor à equação de Nicholls *et al.* (1995) na qual se emprega um coeficiente de 1,75 para ajuste do valor de  $d_1$  ao período de 100 anos, tem-se:

$$d_{1,100} = 1,75 \times d_1 (\text{equação (.2)}) \rightarrow d_{1,100} = 1,75 \times 6,5 \text{ m} \rightarrow d_{1,100} = 11,38 \text{ metros.}$$

Portanto, com base em Nicholls *et al.* (1995), para daqui a 100 anos, ter-se-ia prognóstico de acréscimo no valor do limite litorâneo de 4,88 metros.

A retrogradação (R) foi calculada com base nesse dado e considerando, no primeiro momento, uma elevação mais pessimista de aumento de 1m do nível do mar ( $S=1\text{m}$ ) e, em um segundo momento, um  $S = 0,48$  m com base no relatório do IPCC de 2007. Os valores da retrogradação ( $R = \frac{SLG}{H}$ ) estão sumarizados nas tabelas que seguem.

O impacto potencial da elevação do nível do mar tem uma resposta diferenciada em função das características geomorfológicas e litológicas da área, o que requer análise específica, levando em consideração essas variáveis.

Para Nicholls *et al.* (1995) apud Muehe (2004), essa resposta nas diferentes feições litorâneas pode também se apresentar por uma ausência da retrogradação ou por processos de inundação e erosão, conforme especificado na Tabela 1.11.

Com base nesses atributos e para melhor representação cartográfica, os sessenta e cinco quilômetros lineares de costa, da área da pesquisa, foram subdivididos em dez trechos, contemplando as diferentes altitudes da linha de costa (h), a variação da largura do perfil ativo (L) e a geologia.

O trecho 1, localizado na parte norte da área (Figura 1.20), tem uma geologia de areias marinhas de terraços marinhos com idade Pleistocênica e Holocência. Também estão inseridos nesse trecho os sedimentos areno-argilosos, que constituem os depósitos flúvio-lagunares e aluvionares e os manguezais.

É um trecho que apresenta gradiente baixo, e altitudes da linha de costa (h) em torno de 2 metros, mas com uma largura do perfil ativo (L (m)) variada, o que levou à subdivisão desse trecho em subtrechos (Tabela 1.12).

Nesse trecho, ocorreria a maior retrogradação (R) da área, sobre um Terraço Marinho Pleistocênico, no valor de 185,04 m, para uma elevação de 1 m. Essa extensão de recuo erosivo alcança praticamente todos os prédios da região e afogaria o Porto de Recife, como mostram as Figuras 1.21 e 1.22.

Tabela 1.11 – Resposta de diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível do mar. Fonte: Nicholls et al (1995) apud Muehe (2004).

<b>Tipo de costa</b>	<b>Resposta</b>
Costa rochosa (alta)	Ausência de retrogradação
Costa rochosa (baixa)	Ausência de retrogradação
Falésia erodível	Erosão
Praia arenosa	Erosão
Praia de seixos	Erosão
Litoral lamoso	Erosão ou inundação
Costa baixa	Inundação
Litoral pantanoso	Inundação
Manguezais	Inundação
Atol de coral	Inundação

No Trecho 2 (Figura 1.23) a geologia é toda de Terraços Marinheiros Holocênicos, e a retrogradação (R) variou de 54,52 m a 95,64 metros (Tabela 1.13).

Embora apresente uma faixa de praia mais larga que o trecho anterior, os 95,64 metros já atingem as edificações existentes.

Tabela 1.12 -Trecho 1 da área de pesquisa com a determinação do limite de retrogradação (R).

<b>Trechos</b>	<b>Subtrechos</b>	<b>Coordenadas (UTM)</b>		<b>h (m)</b>	<b>H (m)</b>	<b>L (m)</b>	<b>G</b>	<b>S (m)</b>	<b>R (m)</b>	<b>Geologia</b>
		<b>E</b>	<b>N</b>							
<b>1</b>	<b>1</b>	297296	9115445	2	13,38	2.407,70	1	1	<b>180,01</b>	Terraço Holocênico
		296707	9113682							
	<b>2</b>	296707	9113682	2	13,38	1.610	1	1	<b>120,39</b>	
		294465	9110862							
	<b>3</b>	294464	9110862	2	13,38	1.506,70	1	1	<b>112,65</b>	Terraço Pleistocênico
		293503	9108661							
	<b>4</b>	293503	9108661	2	13,38	1.180,90	1	1	<b>88,3</b>	
		292995	9107285							
	<b>5</b>	292995	9107285	2	13,38	2.474,90	1	1	<b>185,04</b>	
		290108	9105993							

Tabela 1.13 – Trecho 2 da área de pesquisa com a determinação do limite de retrogradação (R).

Trechos	Subtrechos	Coordenadas (UTM)		h (m)	H (m)	L (m)	G	S (m)	R (m)	Geologia
		E	N							
2	6	293510	9107079	2	13,38	729,24	1	1	<b>54,52</b>	Terração Holoceno
		292600	9105050							
	7	282577	9104931	2	13,38	1.172,81	1	1	<b>87,69</b>	
		290000	9098956							
	8	289980	9098920	2	13,38	1.279,10	1	1	<b>95,64</b>	
		287975	9090761							

Os trechos subsequentes (Figuras 1.24e 1.25) apresentam diversidade litológica e altitudes da linha de costa (h) variando de 2 a 5 metros (Tabela 1.14). Desses, destacam-se os trechos 5 e 8 e o subtrecho 10 da Tabela 1.14, que representam áreas com depósitos Flúvio-lagunares e de baixo gradiente topográfico, o que resultaria, dentro da proposta de Nicholls *et al.* (1995) apud Muehe (2004), um processo de inundação e não um processo erosivo. O mesmo é extensivo em áreas de manguezais como nos trechos 7 e 8 (ver Tabelas 1.14 e 1.15).

Ocorre também uma área com ausência de retrogradação, dentro da proposta de Nicholls *et al.* (1995) apud Muehe(2004) que corresponde ao *stock* granítico do Cabo de Santo Agostinho, um morrote com amplitude aproximada de 60 metros (Figura 1.24 e Tabela 1.14).

Na área há ocorrência de linhas quase contínuas de recifes de arenito paralelas à costa, que registram antigas posições da linha de costa, em níveis de mar mais altos que o atual.

Esses recifes têm papel relevante no litoral de Pernambuco, pois dissipam parte da energia das ondas. Desse modo, foi considerada a presença dessas feições, intituladas de especiais, para avaliação da resposta à elevação do nível do mar nos trechos em que elas ocorrem de forma mais proeminente. Esse ensaio foi também aplicado à área ao sul da pesquisa, nas proximidades do Porto de Suape, onde ocorre a Ilha de Cocaia, litologicamente formada por rochas carbonáticas, pelo fato de essa feição se mostrar saliente em relação à linha de costa e com a mesma altitude (h).

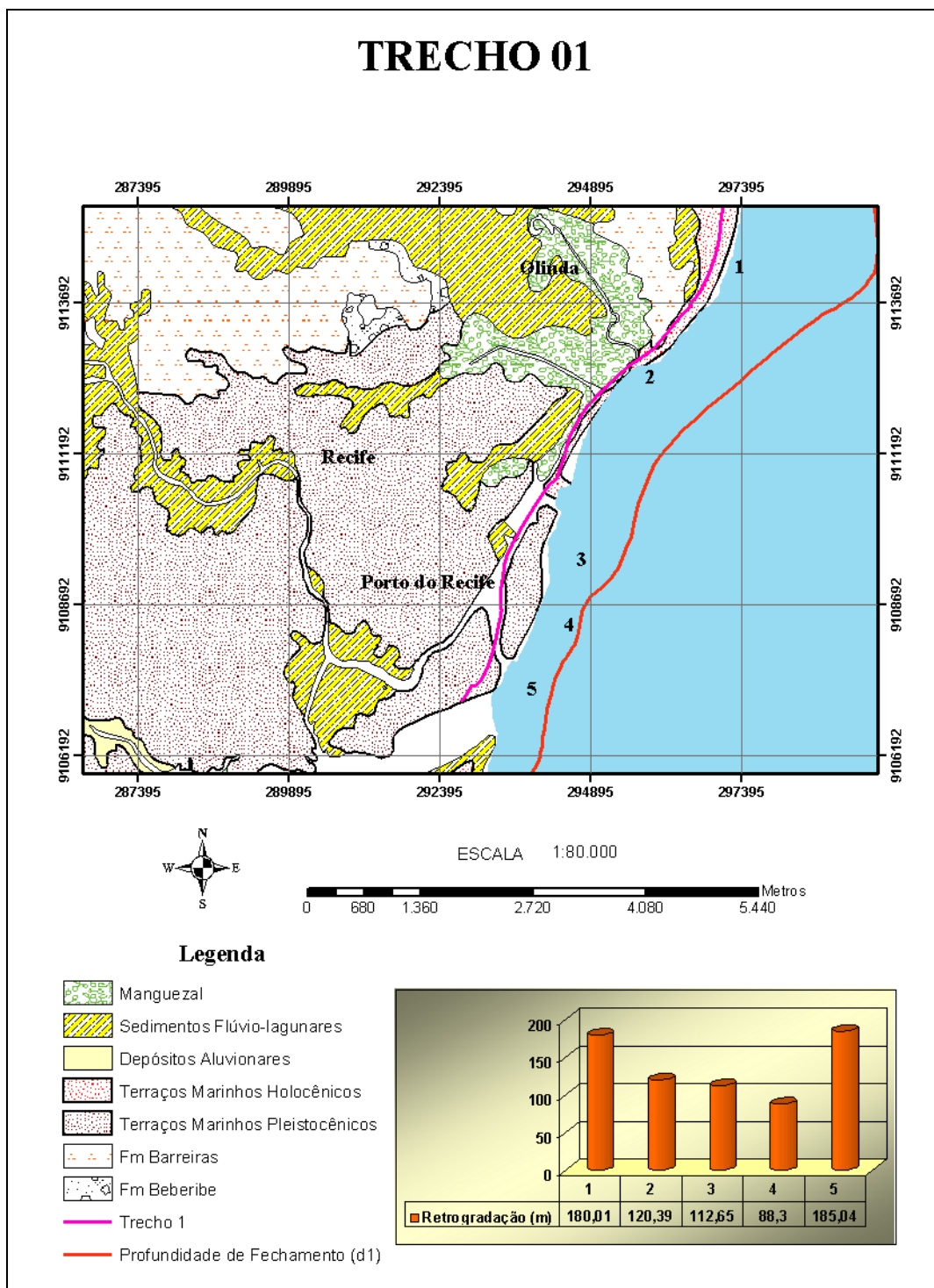


Figura 1.20 – Representação espacial do limite terrestre – Retrogradação – Trecho 1 com a geologia. Fonte da Geologia: Rocha e Oliveira (2003)



Figura 1.21 – Linha de retrogradação inferida. – Porto do Recife.  
Fonte: <http://maps.google.com/>



Figura 1.22 – Linha de retrogradação inferida.– Boa Viagem.  
Fonte: <http://maps.google.com/>



Tabela 1.14 – Trechos 3 a 7 da área de pesquisa com a determinação do limite de retrogradação (R).

Trechos	Subtrechos	Coordenadas (UTM)		h (m)	H (m)	L (m)	G	S (m)	R (m)	Geologia
		E	N							
3	9	287224	9088972	5	16,38	680,41	1	1	41,55	Terraço Holocénico
		285854	9086861							
	10	285854	9086861	5	16,38	1.020,55	1	1	62,32	Terraço Holocénico, depósitos flúvio lagunares
		284941	9082158							
4	284941	9082158	2	13,38	985,99	1	1	73,72	Rochas vulcânicas (Formação Ipojuca), depósitos aluvionares	
	285400	9080290								
5	285400	9080290	4	15,38	814,82	1	1	53	Depósitos aluvionares, sedimentos flúvio-lagunares e terraços holocénicos	
	285140	9078070								
6	285170	9077330	<b>SEM RETROGRADAÇÃO</b>						Granito	
	285040	9075770								
7	283365	9073935	2	13,38	2.380,97	1	1	170,3	Sedimentos de praia e de manguezais	
	283073	9072690								

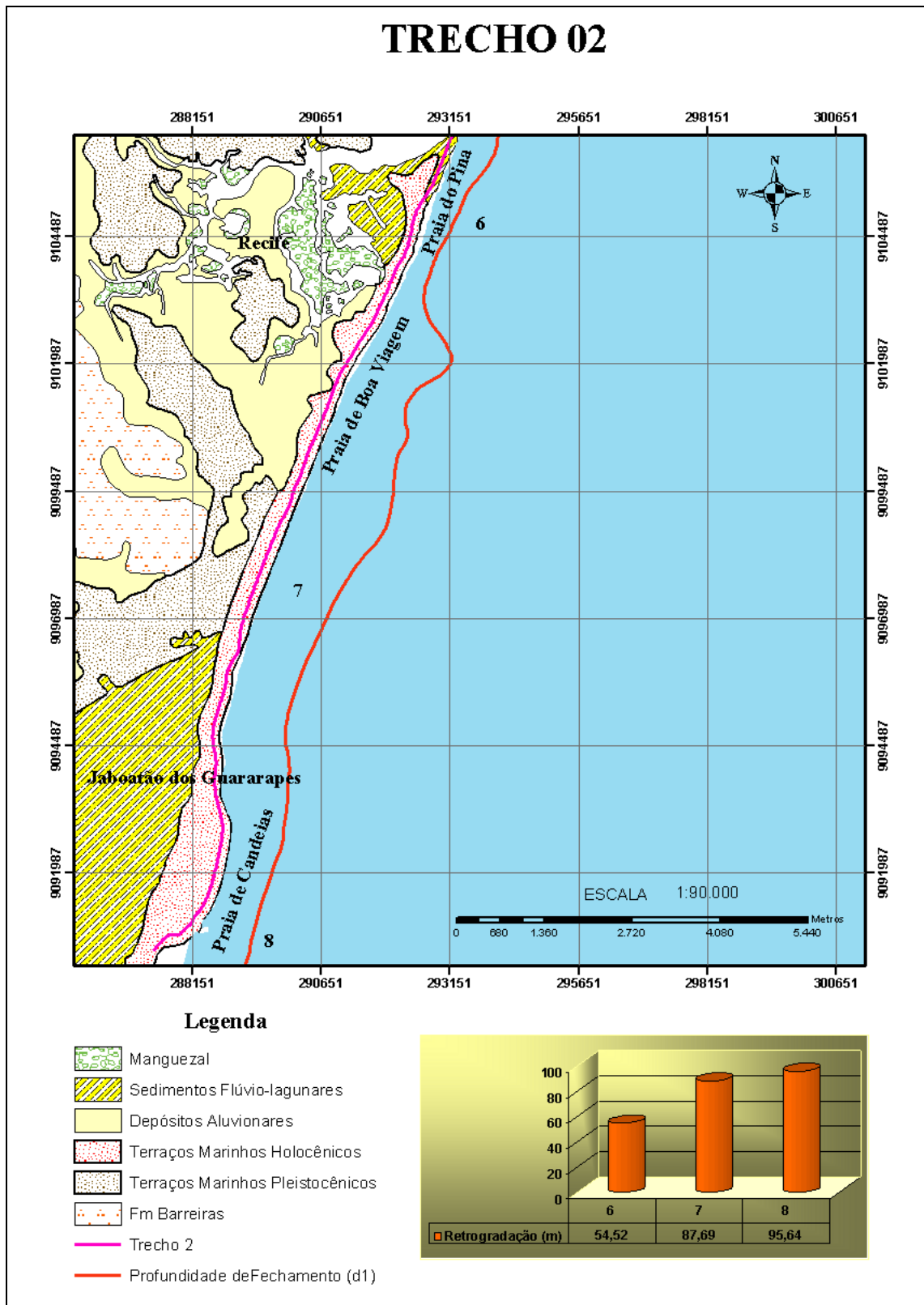


Figura 1.23 – Representação espacial do limite terrestre – Retrogradação – Trecho 2 com a geologia. Fonte da Geologia: Rocha e Oliveira (2003).

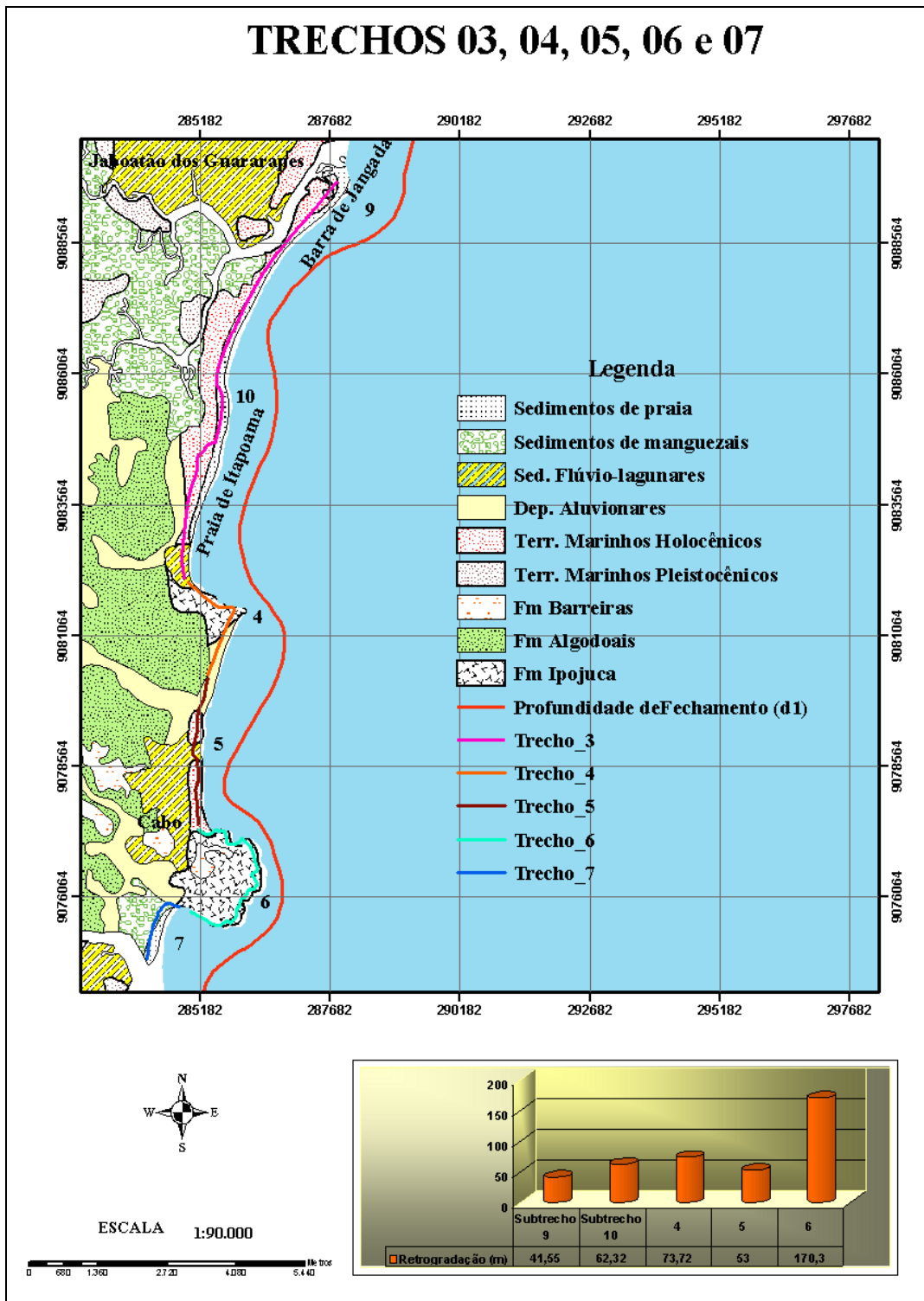


Figura 1.24 – Representação espacial do limite terrestre – Retrogradação – Trechos de 3 a 7, com a geologia. Fonte da Geologia: Rocha e Oliveira (2003).

Tabela 1.15 – Trechos 8 a 10 da área de pesquisa com a determinação do limite de retrogradação (R).

Trechos	Coordenadas (UTM)		h (m)	H (m)	L (m)	G	S (m)	R (m)	Geologia
	E	N							
8	283077	9072679	2	13,38	2.202,09	1	1	164,64	Sedimentos flúvio-lagunares e de mangues
	280137	9070983							
9	282700	9069700	2	13,38	1.002,17	1	1	74,93	Terraço holocênico
	2811440	9065520							
10	281440	9064560	5	16,38	674,2	1	1	41,17	Sedimentos de praia, Terraço holocênico

Os resultados sumarizados na Tabela 1.16 e representados nas Figuras 1.26 e 1.27, demonstram que, considerando a presença dos recifes, ao longo dos trechos 1 e 2, a retrogradação decairia, respectivamente para 52,11m e 51,06 m. Isso representa redução no trecho de maior retrogradação de 132,93 m. Enquanto, considerando a Ilha de Cocaia, na parte sul da área da pesquisa, o recuo seria reduzido em 94,93 m (Figura 1.28).

Considerando o cenário de elevação do nível do mar de 48 cm, na Tabela 1.17 estão sumarizados os valores da retrogradação (R) onde se verifica que nos diferentes trechos haveria redução em torno de 48 % nesses valores, quando comparado o cenário aqui denominado de pessimista (1 metro) com um cenário classificado como provável (0,48 metros).

Tabela 1.16 – Trechos especiais da área de pesquisa com a determinação do limite de retrogradação (R)

Trechos	Subtrechos	Coordenadas (UTM)		h (m)	H (m)	L (m)	G	S (m)	R (m)
		E	N						
Trechos especiais	Recife 01	294850	9109960	2	13,38	697,03	1	1	<b>52,11</b>
		293510	9107079						
	Recife 02	293290	9106540	2	13,38	682,91	1	1	<b>51,06</b>
		292900	9105400						
	Ilha de Cocaia	283365	9073935	2	13,38	932,36	1	1	<b>69,71</b>
		283073	9072690						

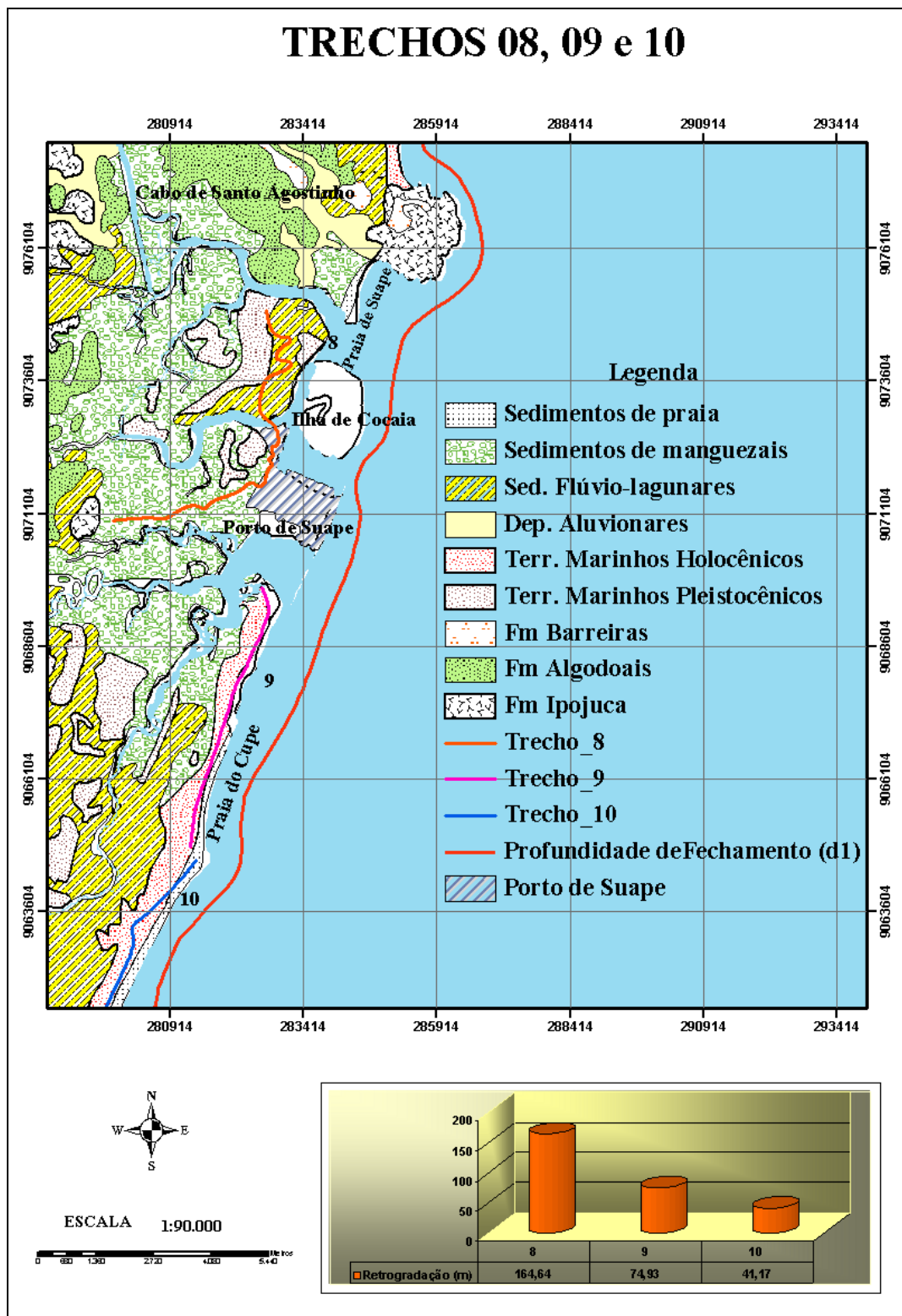


Figura 1.25 – Representação espacial do Limite Terrestre – Retrogradação – Trechos de 8 a 10, com a geologia. Fonte da Geologia: Rocha e Oliveira, 2003.

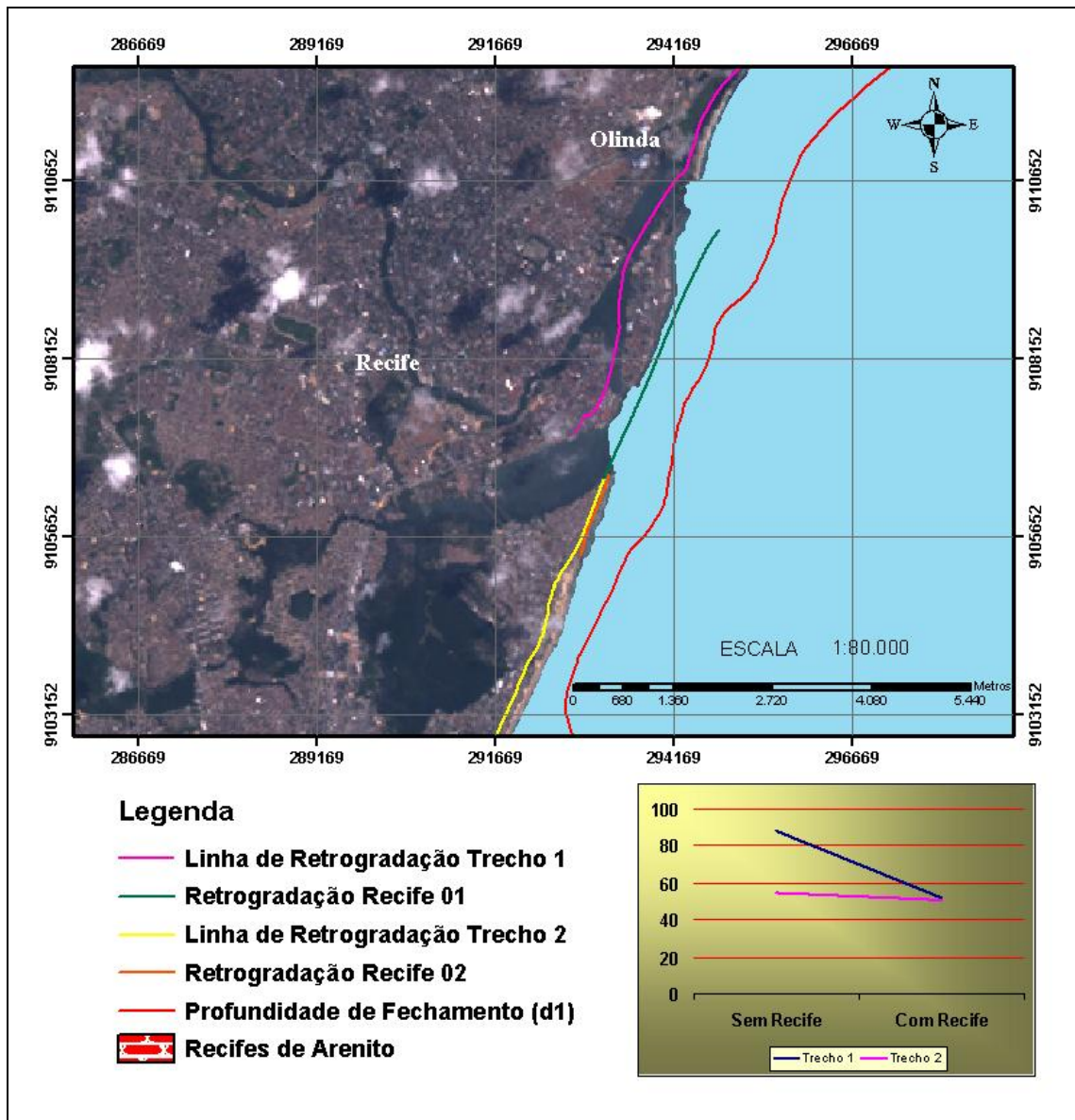


Figura 1.26 – Representação da linha de Retrogradação, considerando os Recifes de arenito (beach rocks). LANDSAT órbita 214, ponto 66. Passagem 29/05/2000. RGB 3,2,1.

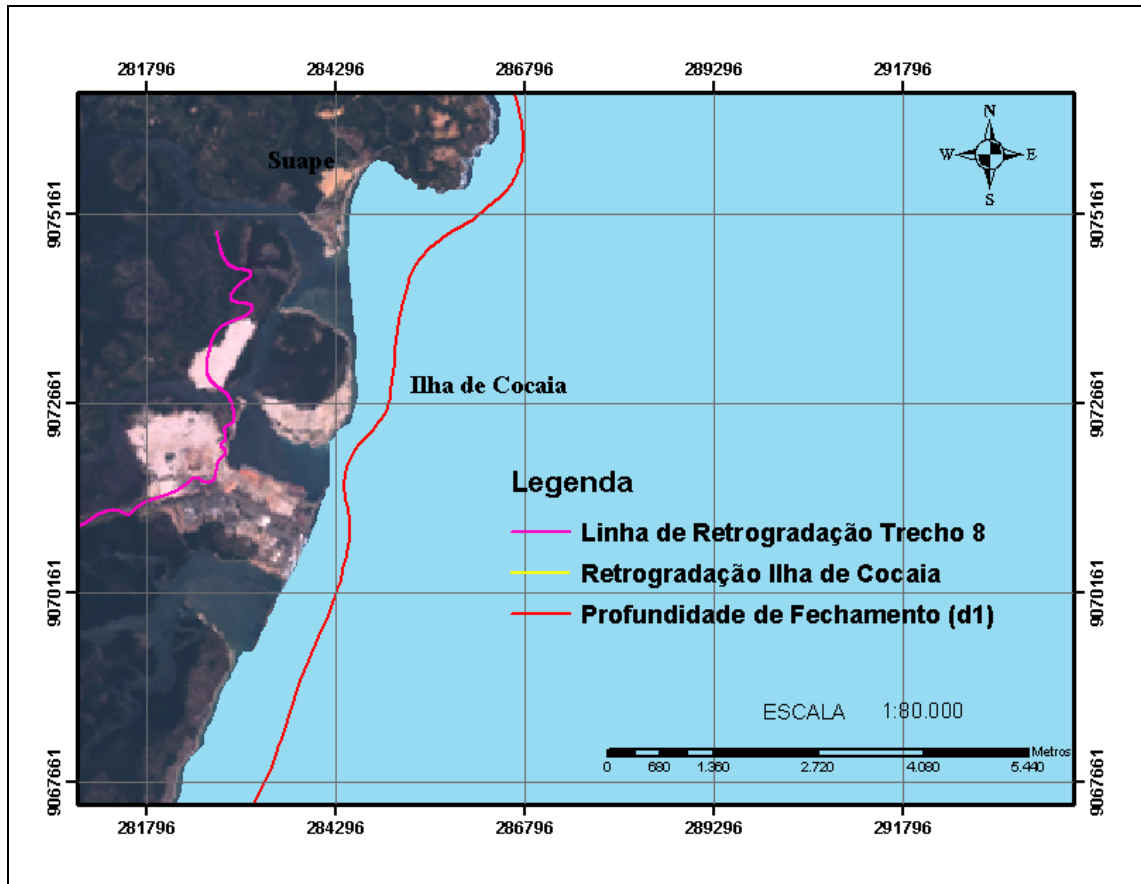


Figura 1.27 – Representação da linha de retrogradação (R), considerando a Ilha de Cocaia. LANDSAT órbita 214, ponto 66. Passagem 29/05/2000. RGB 3,2,1.

Tabela 1.17 – Valores comparativos da retrogradação (R) para os cenários projetados pelo IPCC para o ano de 2100, respectivamente 1 m e 0,48 m.

Trechos	Subtrechos	S (m)	R (m) Cenário Pessimista (1m)	S (m)	R (m) Cenário Provável (0,48 m)
Trecho 1	1	1	180,01	0,48	86,41
	2	1	120,39	0,48	57,78
	3	1	112,65	0,48	54,07
	4	1	88,3	0,48	42,38
	5	1	185,04	0,48	88,82
Trecho 2	6	1	54,52	0,48	26,17
	7	1	87,69	0,48	42,08
	8	1	95,64	0,48	45,9
Trecho 3	9	1	41,55	0,48	19,94
	10	1	62,32	0,48	29,92
Trecho 4		1	73,72	0,48	35,39
Trecho 5		1	53	0,48	25,44
Trecho 7		1	170,3	0,48	81,79
Trecho8		1	164,64	0,48	79,02
Trecho 9		1	74,93	0,48	35,96
Trecho 10		1	41,7	0,48	19,76
Recife 01		1	52,11	0,48	25,01
Recife 02		1	51,06	0,48	24,50
Ilha de Cocaia		1	69,71	0,48	33,46



#### **4.4 – SEDIMENTOLOGIA**

Os estudos sedimentológicos permitiram a caracterização dos sedimentos superficiais de fundo e possibilitaram a representação cartográfica de alguns parâmetros granulométricos relevantes ao entendimento da dinâmica sedimentar, além da elaboração de um mapa de teor de carbonato de cálcio.

##### **4.4.1 – Característica dos sedimentos**

Os resultados dos estudos relativos às análises granulométricas propiciaram, com base na classificação descritiva de Shepard, 1954, atestar predominância da fácies textural areia a areia cascalhosa na área e efetuar uma cartografia onde são individualizadas quatro fácies: cascalho, areia cascalhosa, areia e lama, representadas no Mapa Textural (Figura 1.28).

A fácies textural areia ocorre, predominantemente, entre 5 e 21m de profundidade, com concentração mais expressiva no centro-sul da área, especialmente entre os Rios Jaboaão e Ipojuca, melhor visualizada no mapa de porcentagem de areia (Figura 1.29).

Os sedimentos na fração areia são formados por material predominantemente siliciclástico, no conceito adotado por Dott, 1964, que utiliza essa terminologia para representar um grupo de clastos compostos por quartzo, feldspato e fragmentos de rochas variados. A análise do teor de carbonato de cálcio das amostras dessa área demonstra a concentração de sedimentos, na maior parte, com teores de carbonato inferiores a 50 % da amostra total, ocorrendo nas proximidades de Cabo de Santo Agostinho, uma porcentagem menor que 25 %, conforme se apresenta na Figura 1.30. De modo geral, em toda a faixa entre 0 e 12 metros de profundidade, há maior contribuição de sedimentos terrígenos em relação aos biogênicos.

Os estudos mineralógicos semiquantitativos efetuados nesses sedimentos constataram que não há variedade mineralógica muito expressiva. Ocorre predominância de minerais de quartzo predominantemente angulosos a subangulosos, seguidos por feldspatos num percentual inferior a 5% (Foto 1.3). Um quantitativo elevado dos grãos de quartzo encontra-se impregnado de material argilo-ferruginoso, que lhe confere tonalidade bege a bege-marrom (Foto 1.4), que provavelmente foi adquirida em condições subaérea. Essa é uma característica,

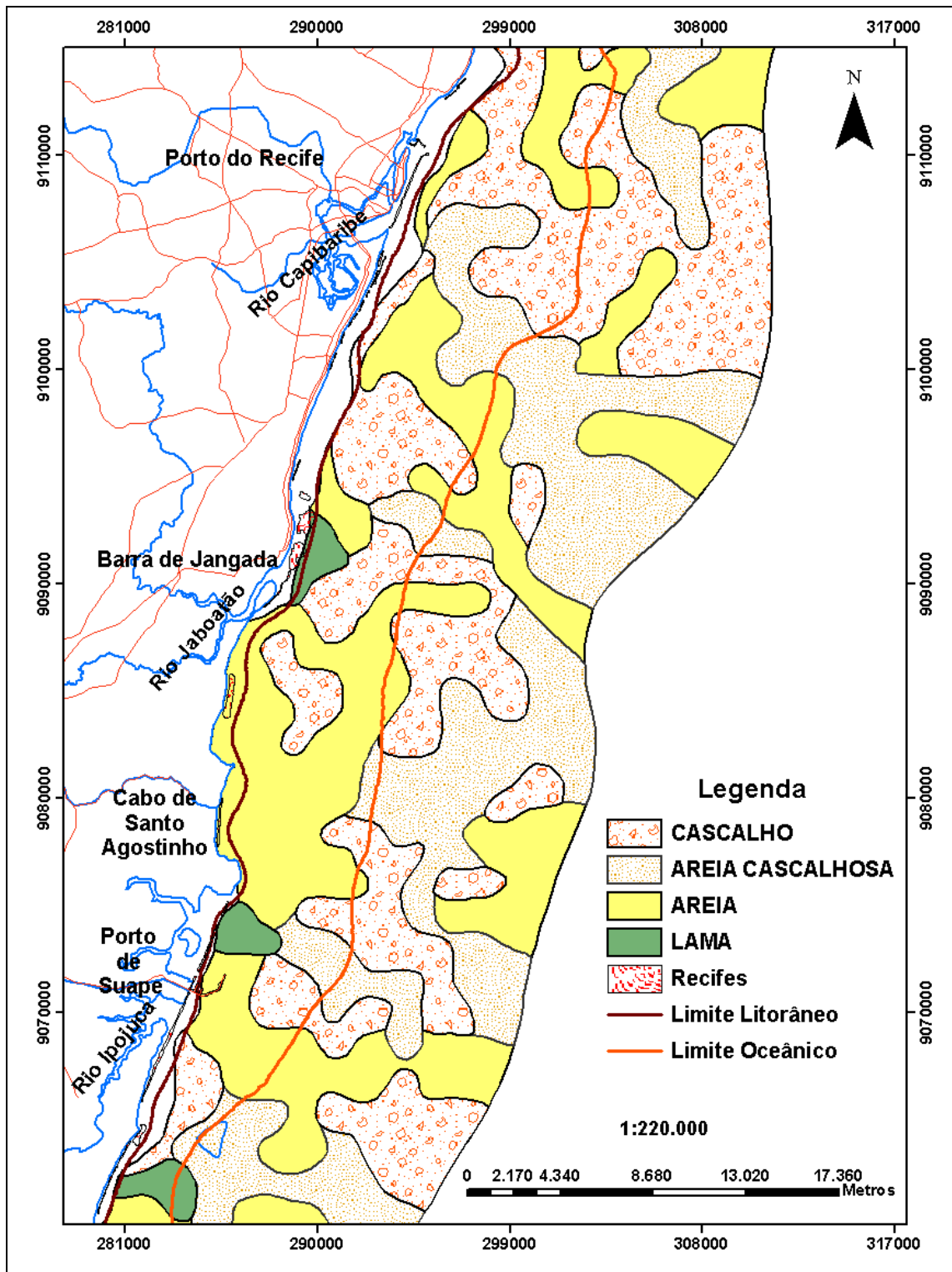


Figura 1.28 – Mapa Textural, elaborado a partir da classificação de Shepard (1954).

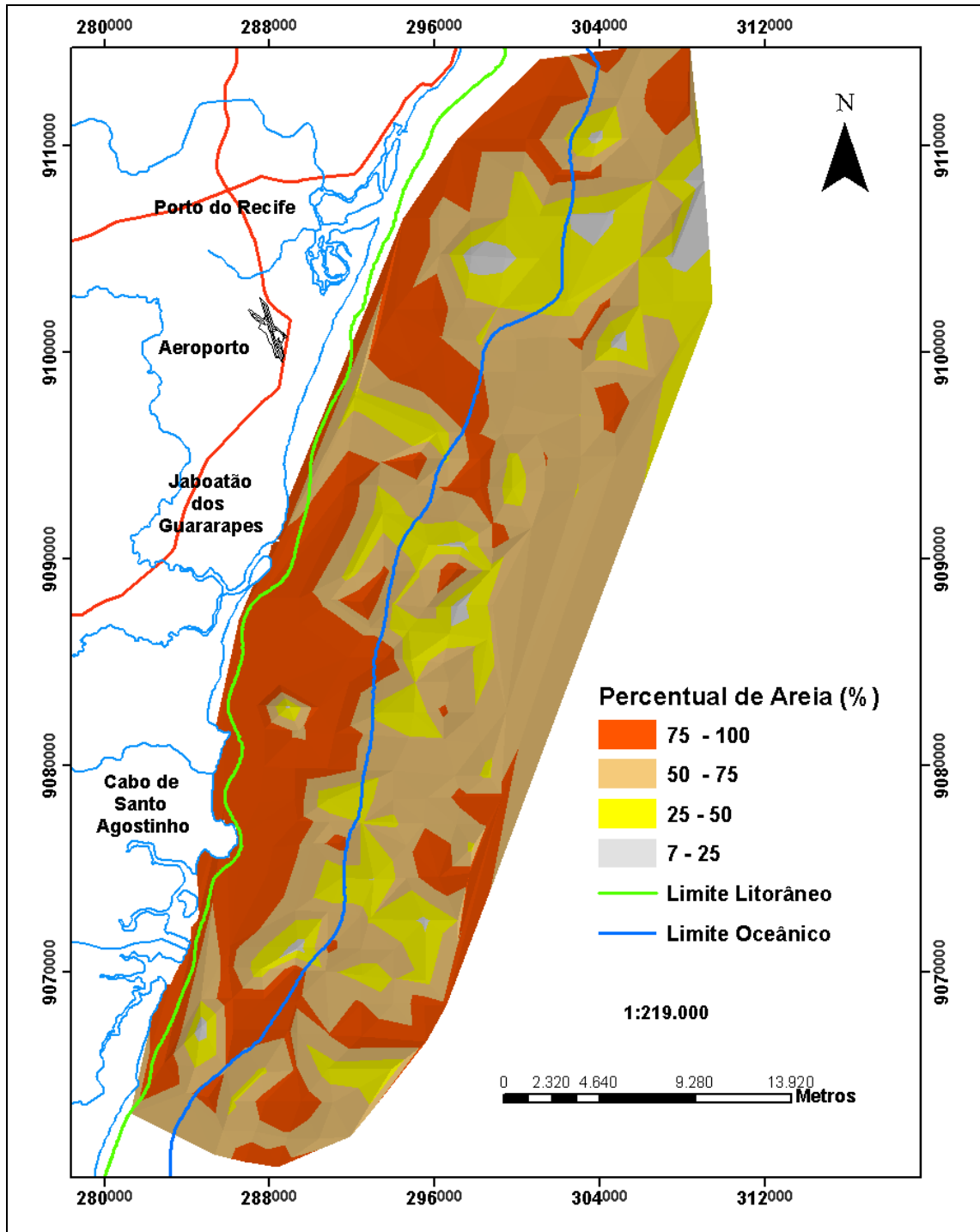


Figura 1.29 – Mapa da porcentagem de areia

citada na literatura, de sedimentos relíquia, que conceitualmente representam sedimentos antigos que não estão em equilíbrio com o ambiente presente (Curry, 1965).

Nas proximidades da Praia de Gaibu, no Município do Cabo de Santo Agostinho, foram encontradas amostras com presença dominante de grãos de quartzo angulosos a subangulosos hialinos (Foto 1.5), provavelmente registro da sedimentação moderna.

Os minerais pesados ocorrem tanto nessa fração como nas demais, num percentual que não atinge 1%, sempre ocorrendo no intervalo de 2,5  $\phi$  a 4  $\phi$  (0,177mm a 0,062 mm) e, com mais frequência, na fração 0,088 mm (3,5  $\phi$ ). Entre esses, os minerais em ordem de maior concentração são: ilmenita (Foto 1.6), turmalina, sillimanita, magnetita e anfibólio. E, em menor concentração, ocorrem zircão, rutilo, monazita, estauroлита, epidoto, micas, cianita e leucoxênio. Não foi observado um padrão de distribuição desses minerais em função da profundidade.

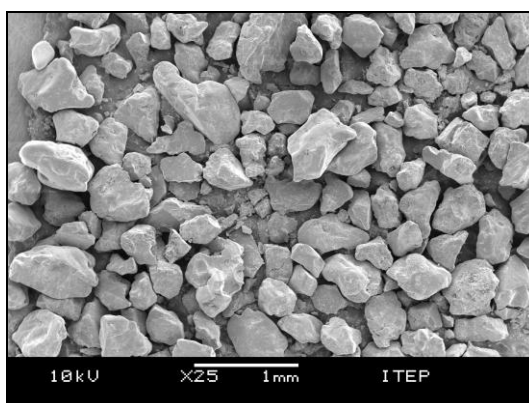


Foto 1.3 – Micrografia obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV) de amostra total com domínio de siliciclastos, representados predominantemente por grãos de quartzo angulosos a subangulosos

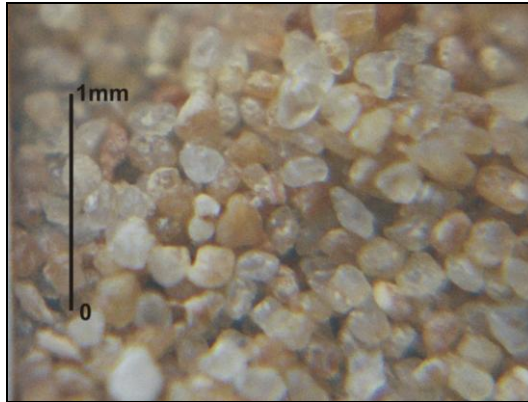


Foto 1.4 – Grãos de quartzo com impregnação de óxido de ferro. Amostra na fração 0,710 mm e profundidade de 12,6 m.



Foto 1.5 – Grãos de quartzo hialinos. Amostra na fração 1 mm e profundidade de 12,7 m.

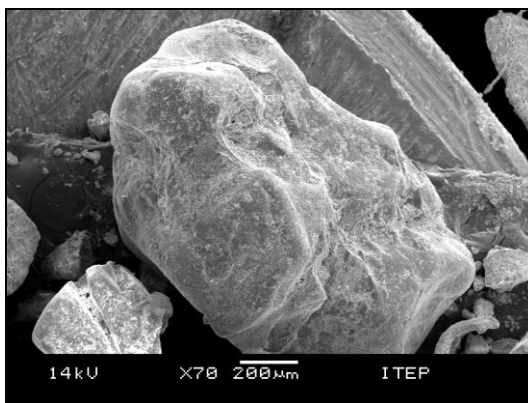


Foto 1.6 – Micrografia de ilmenita, obtida por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

As amostras de textura cascalho, considerado como material de dimensão superior a 2 mm, compõem a segunda maior ocorrência entre as classes e aparecem predominantemente entre as profundidades de 21 e 30 m (Figura 1.28). A análise do mapa representativo da porcentagem de cascalho (Figura 1.31) revela concentração com percentuais acima de 75% desta fração, na região norte da área amostrada.

Do ponto de vista composicional, as fácies cascalhosa e areia cascalhosa são formadas predominantemente por material biogênico e, em geral, atingem teores de carbonato de cálcio acima de 75 %, concentrados nas profundidades superiores a 20 metros (Figura 1.30), revelando a diminuição da contribuição sedimentar de origem continental à medida que se distanciam da costa.

Numa análise de abundância relativa, os bioclastos dessas fácies são representados principalmente por algas calcárias vermelhas coralíneas, do tipo *Lithothamnium calcareum*, comumente chamada *Lithothamne* ou *Maërl*, segundo a etimologia céltica (CBPM, 2000) e por algas calcárias clorofíceas (*Halimeda*) (Foto 1.7).

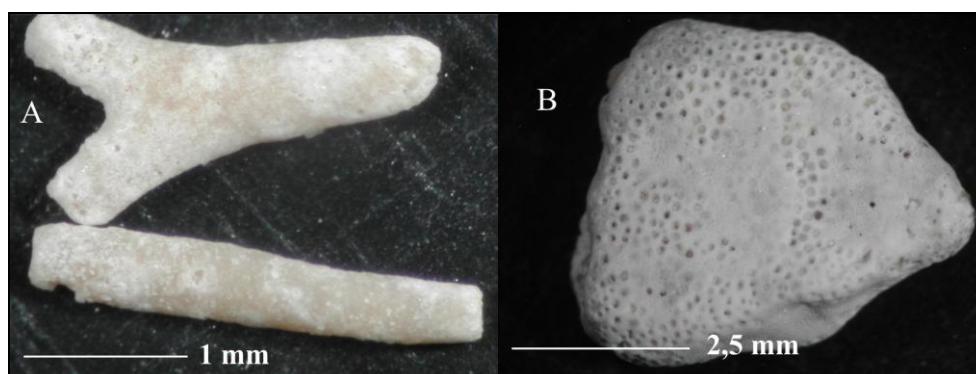


Foto 1.7 – Fotografias, em lupa binocular, de diferentes tipos de algas.  
A (*Lithothamnium*), B (*Halimeda*).

O *Lithothamne* ocorre concentrado preferencialmente a partir das profundidades superiores a 21 metros, em sua maioria, na forma de pequenos talos ramificados (Foto 1.8), e em menor quantidade na forma de blocos de tamanho variável.

As *Halimedas* (Foto 1.9), por sua vez, se concentram predominantemente em profundidades inferiores a 20 metros, embora também sejam encontradas em isobatimétricas superiores. Na Figura 1.32, é apresentado um limite espacial entre o domínio das fácies de

ocorrências de algas calcárias clorofíceas (*Halimeda*) e as de algas calcárias vermelhas coralíneas (*Lithothamne*). Nesta mesma figura está representada uma área de domínio de ocorrência de nódulos de algas calcárias na forma de rodolitos, que se constituem um valioso recurso natural, passível em algumas circunstâncias de serem explorados economicamente (Foto 1.10). Os rodolitos também ocorrem pontualmente distribuídos em outras partes da área, mas sempre em isobatimétricas acima de 10 metros.

Em frações menores, esses materiais ocorrem fragmentados (Foto 1.11) e associados a outros tipos de algas como *Amphiroa* (Foto 1.12), e fauna diversificada.



Foto 1.8 – Lithothamne ramificado. Amostra na fração 2 mm e profundidade de 23,8 m.



Foto 1.9 – Plaquetas de Halimeda. Amostra na fração 2 mm e profundidade de 10 m.

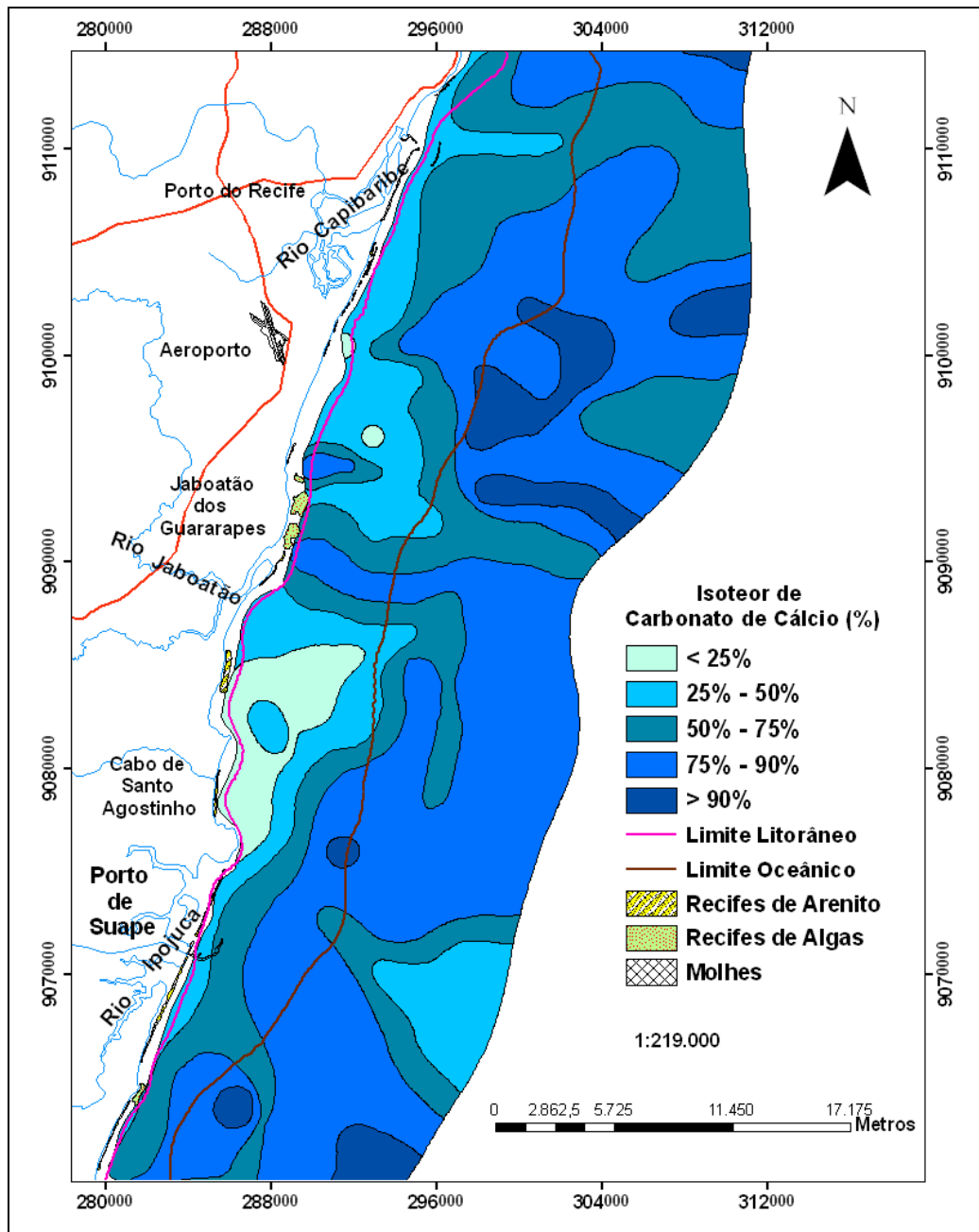


Figura 1.30 – Mapa de teor de carbonato de cálcio.





Foto 1.10 – Rodolitos encontrados na profundidade de 10,5 m.



Foto 1.11 – Associação de bioclastos na fração 1 mm encontrados na profundidade de 23,8 m.



Foto 1.12 – Fotografias em lupa binocular de alga vermelha Amphiroa

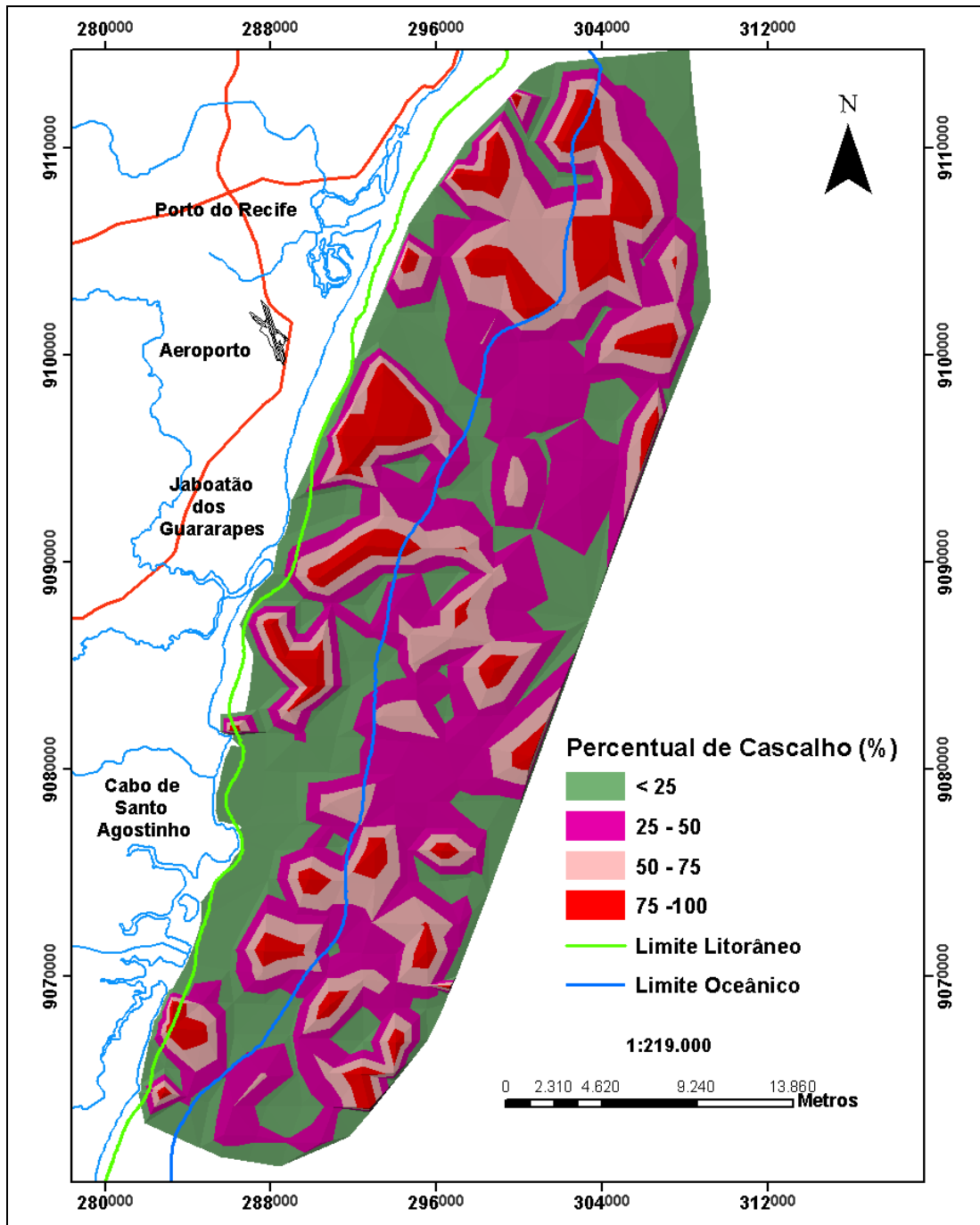


Figura 1.31 – Mapa da porcentagem de cascalho

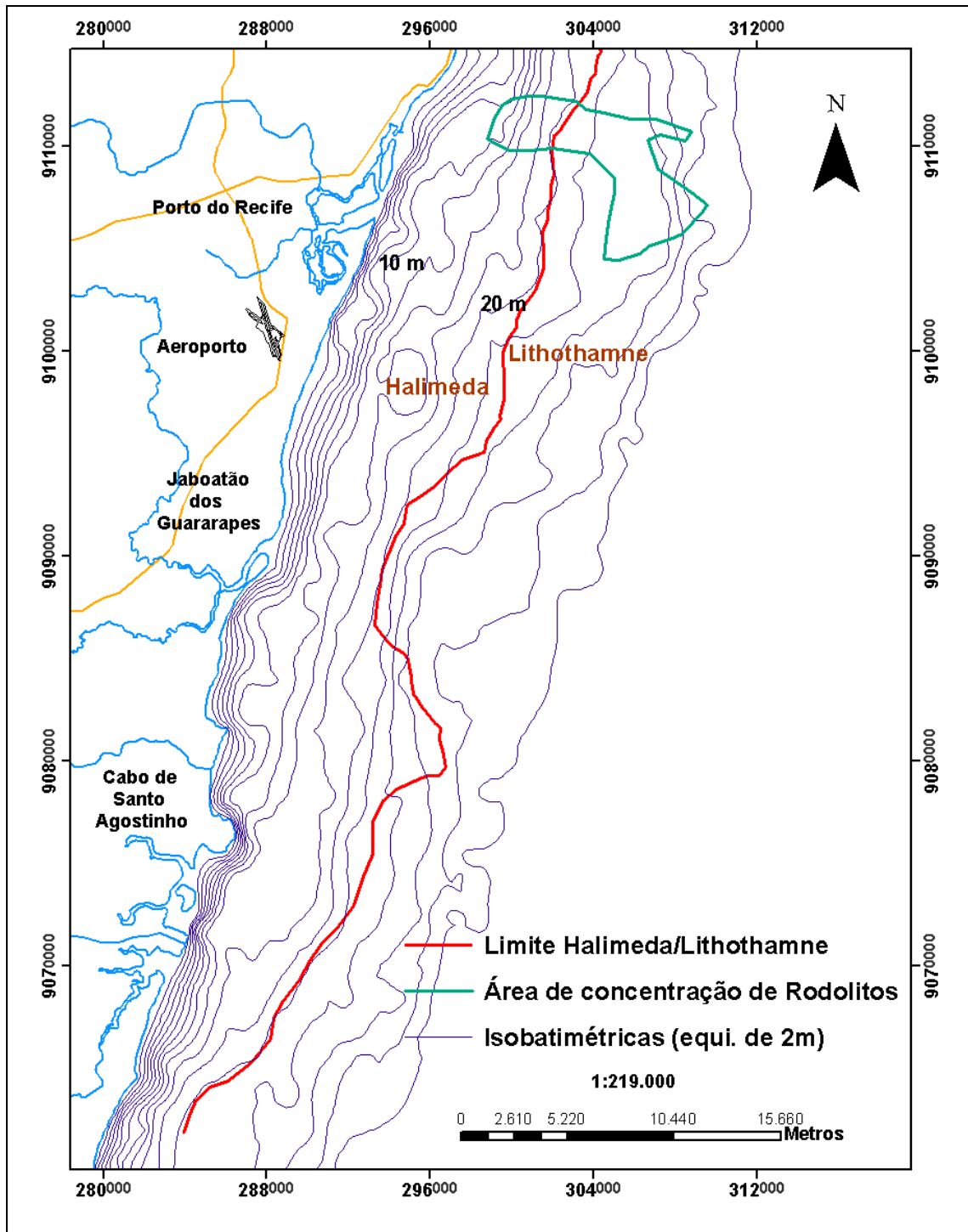


Figura 1.32 – Delimitação das maiores concentrações das algas coralíneas tipo *Lithothamne* e do tipo *Halimeda*.

A fauna é caracterizada por sedimentos detríticos concentrados na fração de 1,4 mm. Considerando a maior frequência como a porcentagem de indivíduos de uma determinada espécie em relação à população, o grupo Foraminífera (bêntico) é o mais frequente seguido por Mollusca, Bivalvia, pelo grupo gastropoda, Echinodermata (espinho de ouriço) e pelo grupo Anthozoa (*Esclerodermitos*) e Bryozoa (Foto 1.13). Com teores abaixo de 2%, ocorrem os tubos de vermes, fragmentos de crustáceo, hydrozoa, Annelida (Polichaeta / tubo) e gastropoda (Caecum).

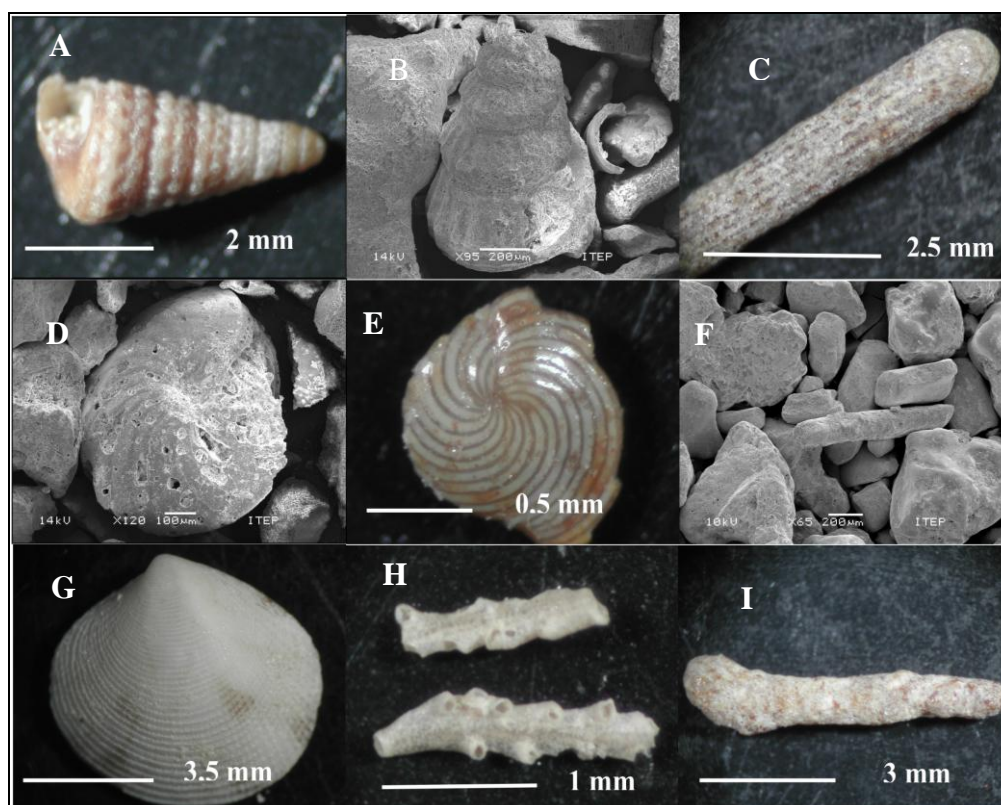


Foto 1.13 - Fotos em lupa binocular e MEV: (A) gastropoda espiralizado, (B) desgaste na superfície dos gastrópodes em MEV, (C) Echinodermata (espinho de ouriço), (D) superfície perfurada do grupo Foraminífera (bêntico), (E) Foraminífera, (F) espinho de ouriço em MEV, (G) concha de Mollusca, Bivalvia., (H) Bryozoa e (I) Anthozoa (*Esclerodermitos*)

Alguns bioclastos aparecem coloridos na cor cinza-escuro a preta, especialmente a *Halimeda* e as testas de foraminíferos (Foto 1.14) e, na maioria, na fração granulométrica de 0,088 mm a 0,125 mm. Essa coloração provavelmente é proveniente do sulfeto de ferro. Segundo Leão e Machado (1989), a matéria orgânica encontra, nas câmaras internas das testas

dos foraminíferos e nos microporos das plaquetas de *Halimeda*, um microambiente favorável, mesmo na camada aerada do sedimento, que é a zona superficial oxidante. Quando esses materiais são soterrados alguns centímetros abaixo da superfície, a matéria orgânica em presença de bactérias sulfato-redutoras (anaeróbicas) torna esse microambiente favorável à precipitação do sulfeto de ferro.

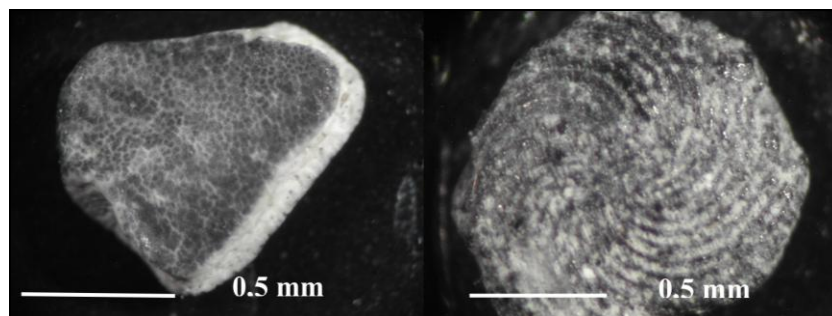


Foto 1.14 – Fotografias em lupa binocular de uma plaqueta de *Halimeda* e foraminífero com coloração cinza-escura.

A última fácies e de menor predominância é a de finos (silte e argila) que ocorre em três domínios próximos à linha de costa, nas partes central e sul da área, entre os 6 e 17 m de profundidade, cujo estudo não foi incluído nesta pesquisa (Figura 1.28).

#### 4.4.2 – Distribuição espacial de parâmetros granulométricos

Para a representação espacial, dentre os parâmetros estatísticos granulométricos definidos por Folk & Ward(1957), foram selecionados o diâmetro médio, o desvio padrão e a assimetria, por serem os parâmetros mais considerados para a compreensão dos processos de distribuição dos sedimentos.

Para McLaren (1981), a análise desses parâmetros contribui para a interpretação da tendência da direção preferencial do transporte do sedimento, ajudando no entendimento da dinâmica sedimentar.

Neste estudo, eles foram considerados como atributos adicionais para melhor ilustrar o comportamento da distribuição espacial dos sedimentos.

O mapa da Figura 1.33 representa a distribuição da média granulométrica. O diâmetro médio é indicador das condições energéticas prevalecte do ambiente. Na área da pesquisa, a população predominante é a de areia muito grossa, entretanto, é bem clara a existência de dois padrões de população que estão associados ao componente composicional dos sedimentos.

Os sedimentos de composição biogênica apresentaram diâmetro médio na classe inferior a  $0 \phi$  (phi), variando de areia grossa a areia muito grossa, enquanto, nos siliciclastos, a tendência é de redução do diâmetro médio que passa a variar de areia média a grossa ( $2$  a  $0 \phi$  (phi)). O maior diâmetro médio dos bioclastos está provavelmente associado à forma dos clastos, que são, na maioria, achatados.

Os sedimentos finos, não incluídos neste estudo, concentram-se nas proximidades da desembocadura dos rios Ipojuca e Jaboatão, com diâmetro médio na classe  $> 2 \phi$  (phi).

O comportamento de distribuição dos sedimentos em duas populações fica evidente na análise do mapa representativo da assimetria (Figura 1.34).

Na Figura 1.34, identifica-se que a assimetria atinge os maiores valores positivos nas profundidades acima de 21 metros, justamente onde há enriquecimento de partículas biogênicas. Adotando-se a classificação de Folk e Ward (1957), resumida na Tabela 1.18, esses sedimentos se apresentam assimétricos a fortemente assimétricos no sentido dos finos, enquanto aqueles localizados em profundidades menores, especialmente abaixo de 12 metros, apresentam-se simétricos a assimétricos no sentido dos grossos.

Tabela 1.18 – Denominação para os valores da assimetria utilizados de acordo com a proposta de Folk e Ward (1957)

- 0.1 a -0.4	Assimétrica no sentido dos grossos
0.3 a -0.1	Aproximadamente simétrica
0.6 a 0.3	Assimétrica no sentido dos finos
0.9 a 0.6	Fortemente assimétrica no sentido dos finos

O desvio padrão, representado na Figura 1.35, mede o grau de seleção de um sedimento e reflete variações nas condições de fluxo. Assim, a presença nos sedimentos da fração granulométrica inferior a 0,125 mm, de composição predominantemente biodetrítica, resultou em empobrecimento de seleção nas amostras de maiores profundidades. Essa fração granulométrica ocorre nos sedimentos da zona de mais baixa energia, correspondendo à área de profundidades acima da isóbata de 21 m (limite oceânico), onde se concentra o maior quantitativo de bioclastos. Por outro lado, os valores do desvio padrão próximo à costa são inferiores a  $1 \phi$  (phi), caracterizando sedimentos bem a moderadamente selecionados. Essa porção da área da pesquisa constitui uma zona com domínio de sedimentos siliciclásticos e pode ser considerada de moderada a alta energia.

A análise do mapa de variação do desvio padrão das amostras permite observar que as amostras estão compreendidas, em sua grande maioria, entre 1 e  $2 \phi$  (phi), correspondendo a uma classificação de sedimentos mal selecionados. Provavelmente a diversidade de formas dos bioclastos atua sobre esse grau de seleção granulométrica.

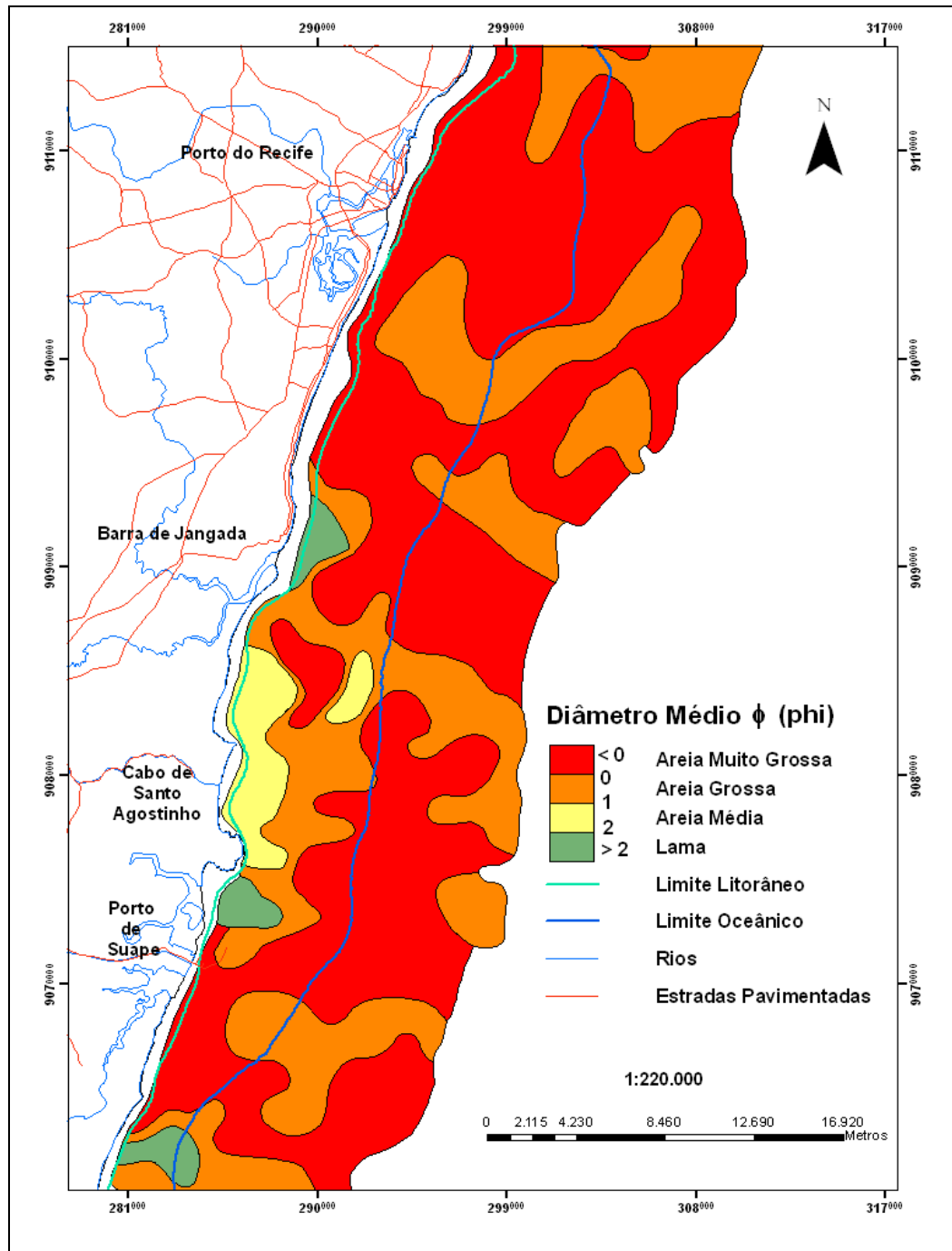


Figura 1.33 – Mapa da distribuição da média granulométrica



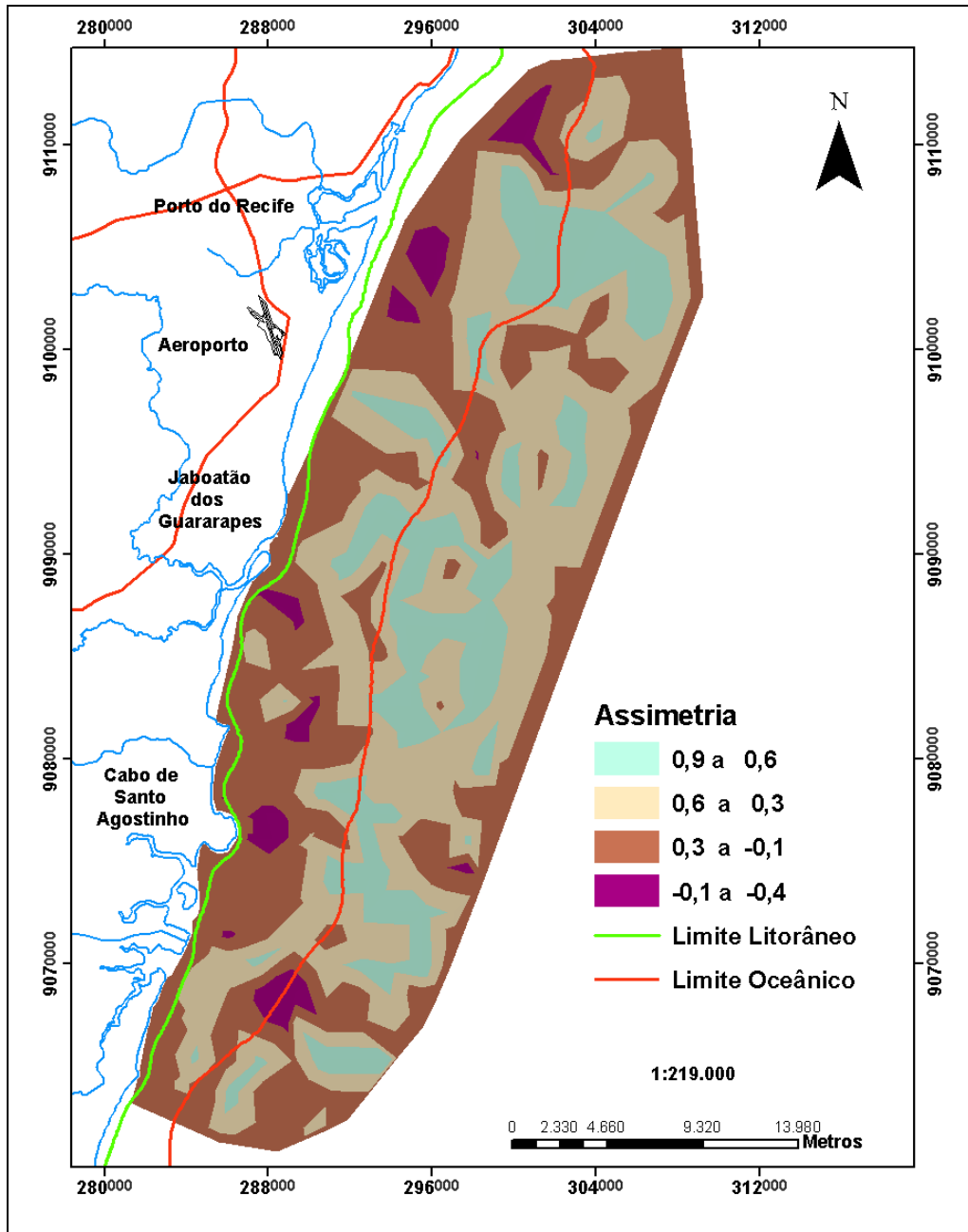


Figura 1.34 – Mapa da distribuição da assimetria

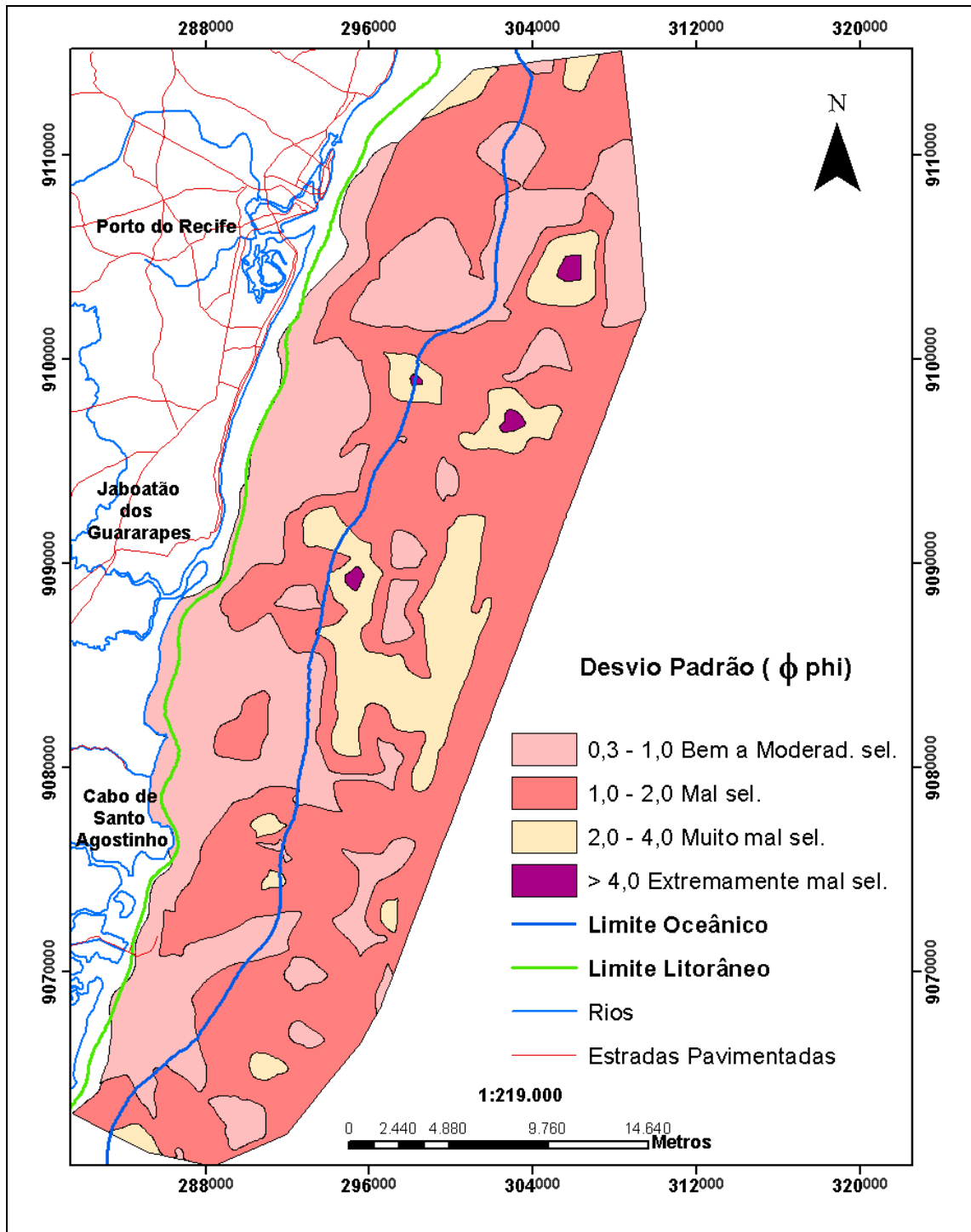


Figura 1.35 – Mapa da distribuição do desvio padrão

#### 4.5 – MORFOLOGIA DA ÁREA SUBMERSA

A partir da construção do Modelo Digital de Terreno (MDT), associado aos tratamentos de imagens de satélites, foi possível instituir algumas considerações a respeito do relevo de fundo e, por conseqüência, dos processos envolvidos na geração das feições e estruturas identificadas na área da pesquisa.

Os resultados batimétricos demonstraram que a plataforma até a profundidade de 30 m apresenta morfologia de fundo homogênea, sem irregularidades significativas e com declividade suave que varia de no máximo 1,4 %, próximo à costa, e 0,17 %, nas profundidades maiores.

A análise do MDT com linhas de contorno de dois em dois metros, possibilitou distinguir claramente que as faixas de maiores valores de declividades aparecem mais próximas e dispostas de forma aproximadamente subparalela à linha de costa e numa extensão que não ultrapassa dois quilômetros. Esse adensamento no espaçamento das isobatimétricas ocorre no norte da área, até a profundidade de 14 m e no sul, até 16 m (Figura 1.36). A partir dessas profundidades, as isóbatas se tornam mais espaçadas, caracterizando menor declividade.

Para análise mais detalhada das feições, foram gerados perfis batimétricos ao largo dos principais rios da região: Capibaribe, Jaboatão e Ipojuca (Figura 1.36).

Analisando esses perfis, percebe-se a presença de duas inflexões no relevo (Figura 1.37). A primeira localiza-se a uma distância aproximada de 2.400 m da linha de costa, numa profundidade que varia de 10 a 15 m com uma média em torno de 13 m. A segunda é melhor observada a partir do perfil 5 5` e está localizada entre as profundidades de 20 e 30 m. Esta última ocorre a uma distância média de 10.400 m da linha de costa atual. Em muitas regiões do Brasil, é nessa faixa de profundidade que se diagnostica um terraço associado a um evento de estabilização do nível do mar.

Além da caracterização dessas estruturas de quebras de relevo, a partir do MDT foram gerados também, perfis batimétricos longitudinais à linha de costa, selecionados ao longo dos três rios da região, antes citados, para diagnosticar outras feições presentes no substrato marinho como canais submersos (Figura 1.38).

Ao largo do Rio Capibaribe, foram produzidos treze perfis longitudinais da isóbata zero até a isóbata de trinta metros. Pode-se observar que do Perfil AA até o Perfil CC da Figura 1.39 é possível identificar a presença de um vale submerso que se estende até aproximadamente 4.600 m em direção mar aberto (*offshore*). A partir daí não há mais registro desse vale, como mostram os perfis DD, EE e FF.

Em profundidades maiores, o relevo de fundo se apresenta plano como mostram os perfis GG e HH (Figura 1.39).

Mais ao sul, ao largo dos rios Jaboatão e Pirapama aparece outro vale submerso com uma extensão de 2.200 metros, conforme representado pelos perfis A1A1' até C1C1', da Figura 1.40.

Efetuada a análise conjunta de imagens de satélites processadas com filtro e o MDT, foi possível caracterizar melhor e cartografar algumas feições geomorfológicas da área. Na Figura 1.41, por exemplo, tem-se uma imagem de satélite processada com filtro direcional demonstrando com nitidez o sentido para NE do vale submerso, identificado nas proximidades do Rio Capibaribe.

Essa mesma análise foi aplicada para caracterizar o segundo vale. Na Figura 1.42 verifica-se que ele apresenta inicialmente uma direção NE-SW e posteriormente muda a direção para norte. Observando o curso do Rio Pirapama há um forte indício de que esse vale submerso se constitui em uma continuidade desse rio na plataforma.

Outra feição identificada refere-se a um canal paralelo a linha de costa com profundidades variando de 4 a 9 m. É esse o canal dito utilizado pelos tubarões que vêm atacando banhistas nas praias de Boa Viagem e Piedade (Figura 1.43). Nesta figura, verificam-se na descontinuidade do canal evidências de tectonismo com direção NW-SE, a mesma de feições estruturais de natureza transcorrente observadas no continente por Lima Filho, 1996.

Outra feição que se destaca na área da pesquisa são as construções recifais. Dados sonográficos obtidos por sonar de varredura lateral do Projeto GranMar (Assis et al., no prelo) permitiram diferenciar estruturas recifais no fundo marinho. No perfil sonográfico (Figura 1.44) é nítida a ocorrência de construções recifais com presença de dunas de pequeno comprimento de onda nos canais secundários, entalhados nessas construções.

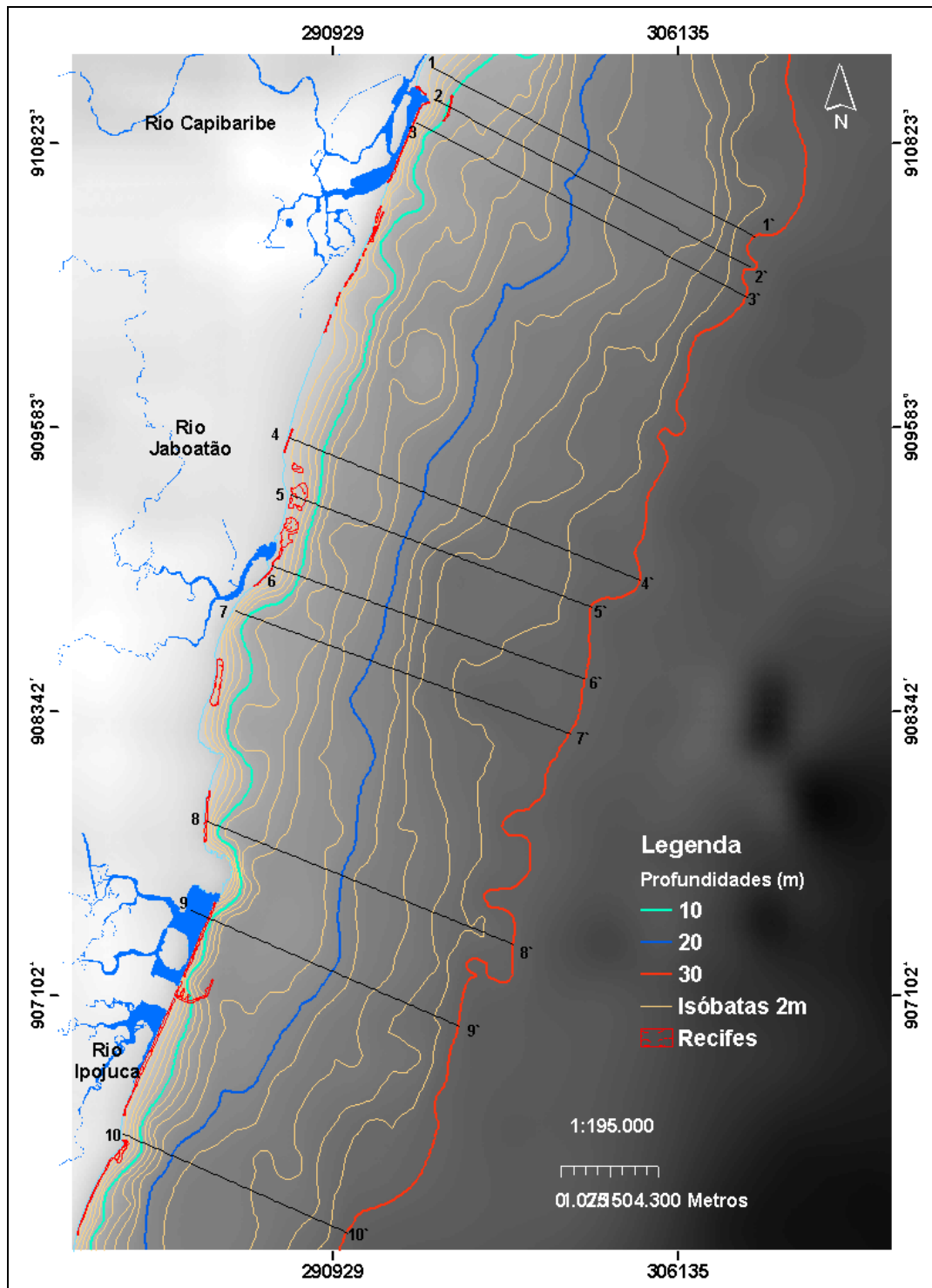


Figura 1.36 – Localização dos Perfis Batimétricos transversais, construídos a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT). Estão também apresentadas as isóbatas com equidistâncias de dois em dois metros.

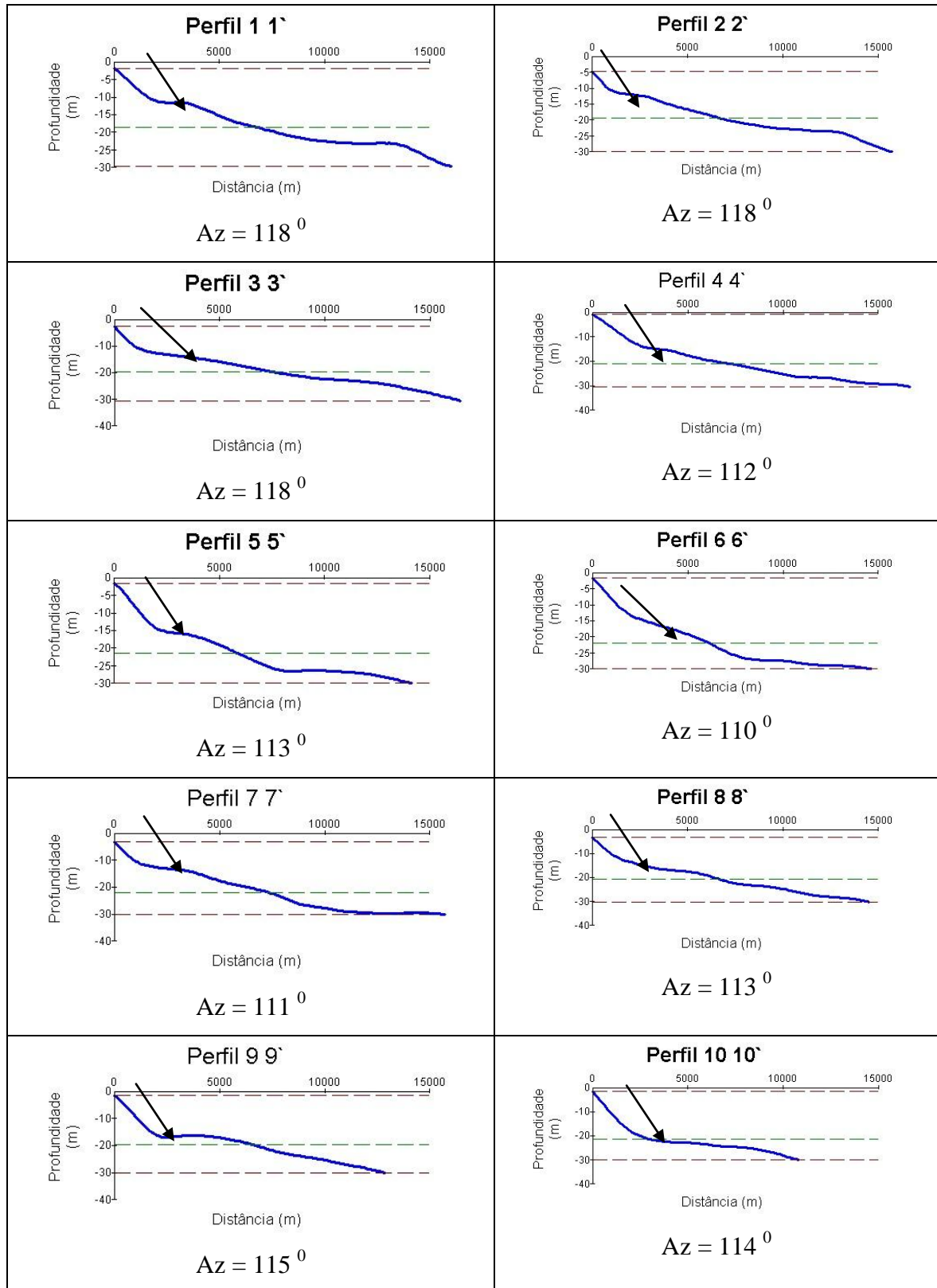


Figura 1.37 – Perfis transversais construídos a partir do MDT. Perfis 1 1`, 2 2` e 3 3` ao largo do Rio Capibaribe; 4 4`, 5 5`, 6 6` e 7 7` do Rio Jaboatão e 8 8` e 9 9` a sotamar e o 10 10` a barlamar da desembocadura do Rio Ipojuca .

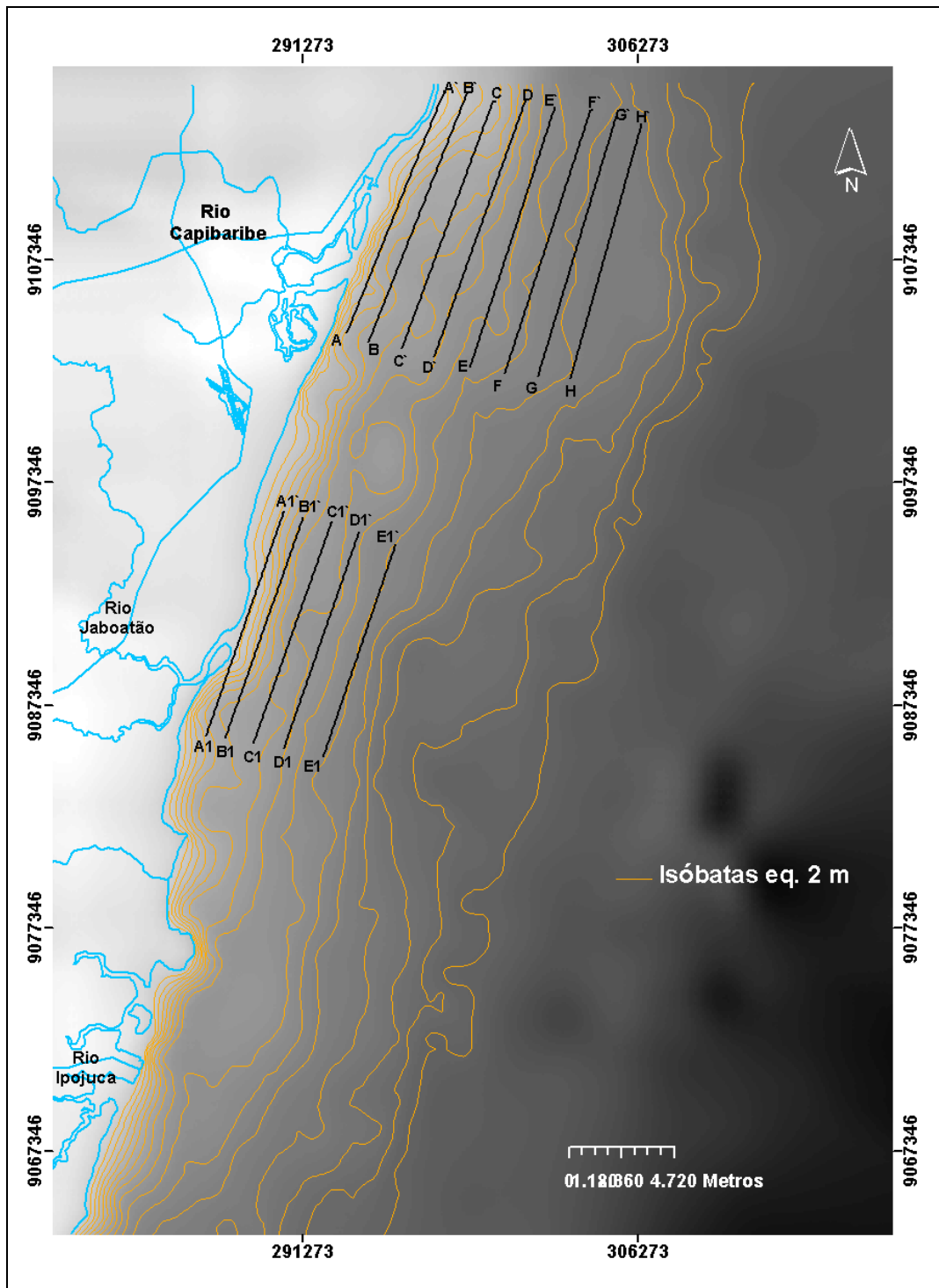


Figura 1.38 – Localização dos Perfis Batimétricos Longitudinais, construídos a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT)

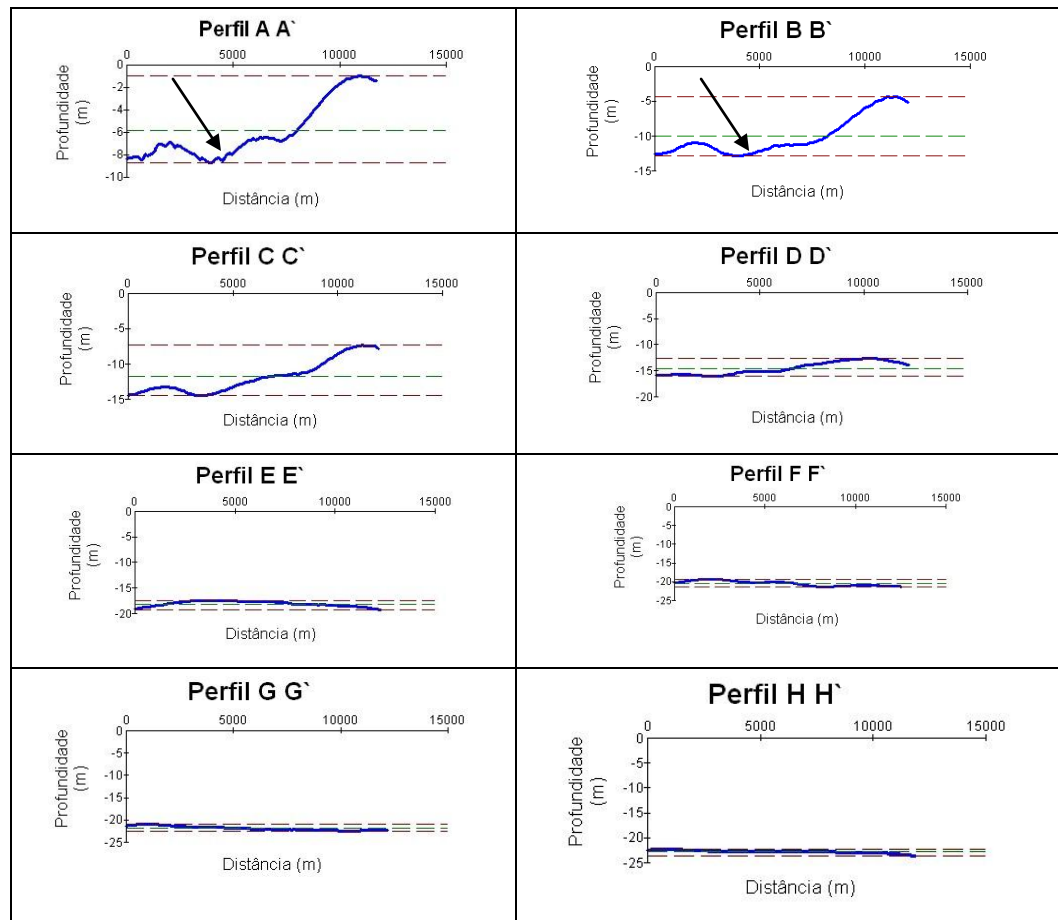


Figura 1.39 – Perfis longitudinais ao largo do Rio Capibaribe

Os recifes de arenito desenvolvem-se em estruturas subparalelas à linha de costa. Foram identificadas três linhas na área de estudo. A primeira é quase completamente emersa nos períodos de maré baixa, aflora na praia e nas desembocaduras dos rios, está associada às construções recifais algálicas. A segunda linha ocorre provavelmente a uma distância média de 1,6 km da linha de costa, em uma profundidade média de 11 m. Enquanto a terceira linha se posiciona a uma distância média de 4 km da costa, em uma profundidade de 16 m (Figura 1.45).



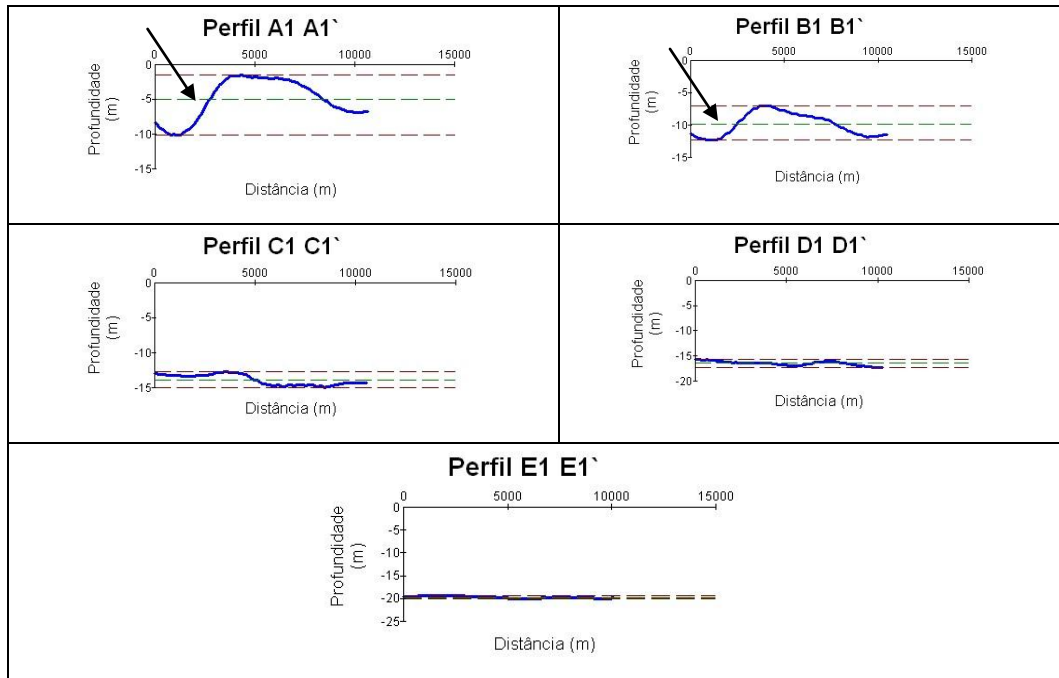


Figura 1.40 – Perfis longitudinais ao largo do Rio Jabotão e Pirapama.

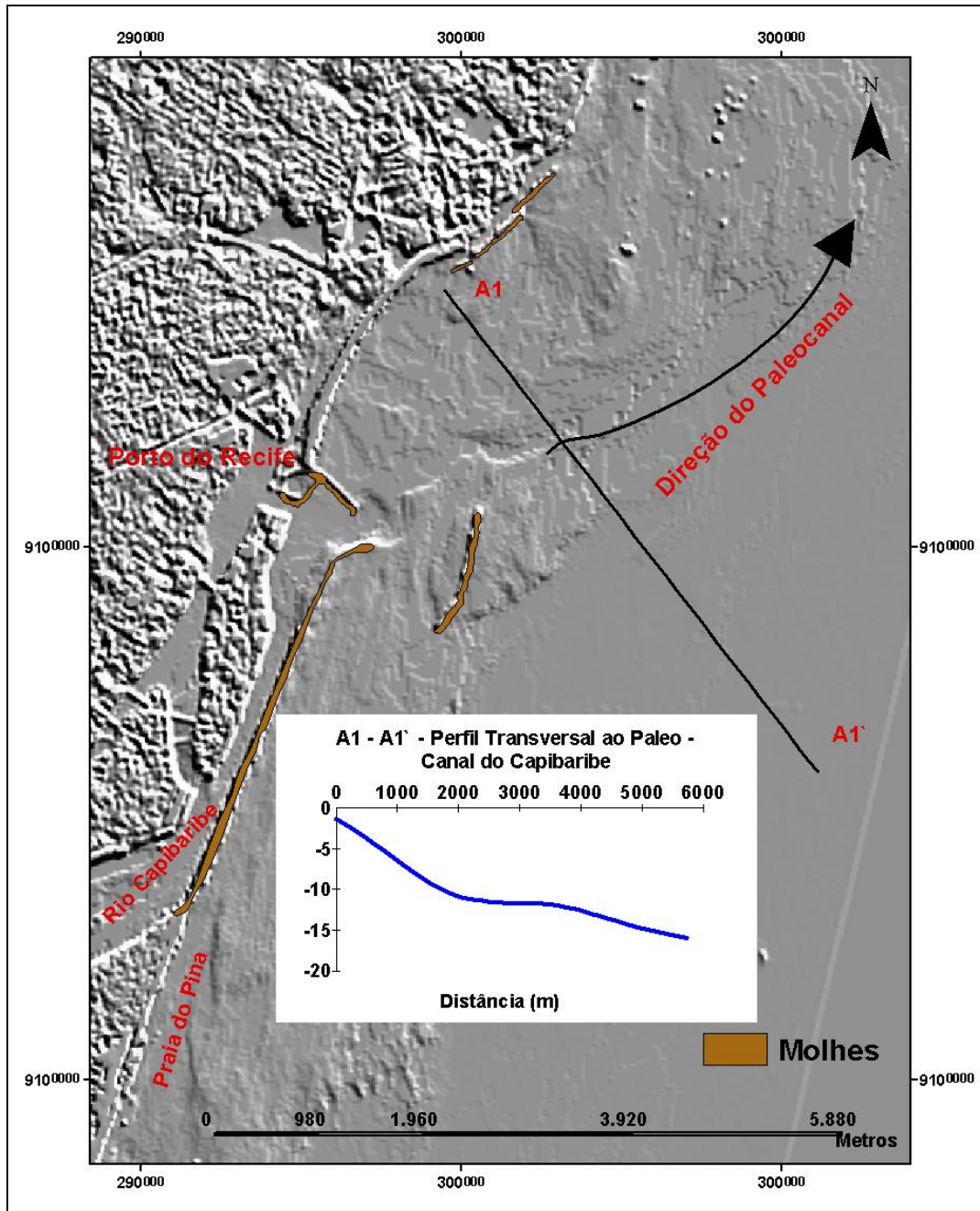


Figura 1.41 – Imagem de satélite processada com filtro direcional para realce da morfologia de fundo na desembocadura do Rio Capibaribe

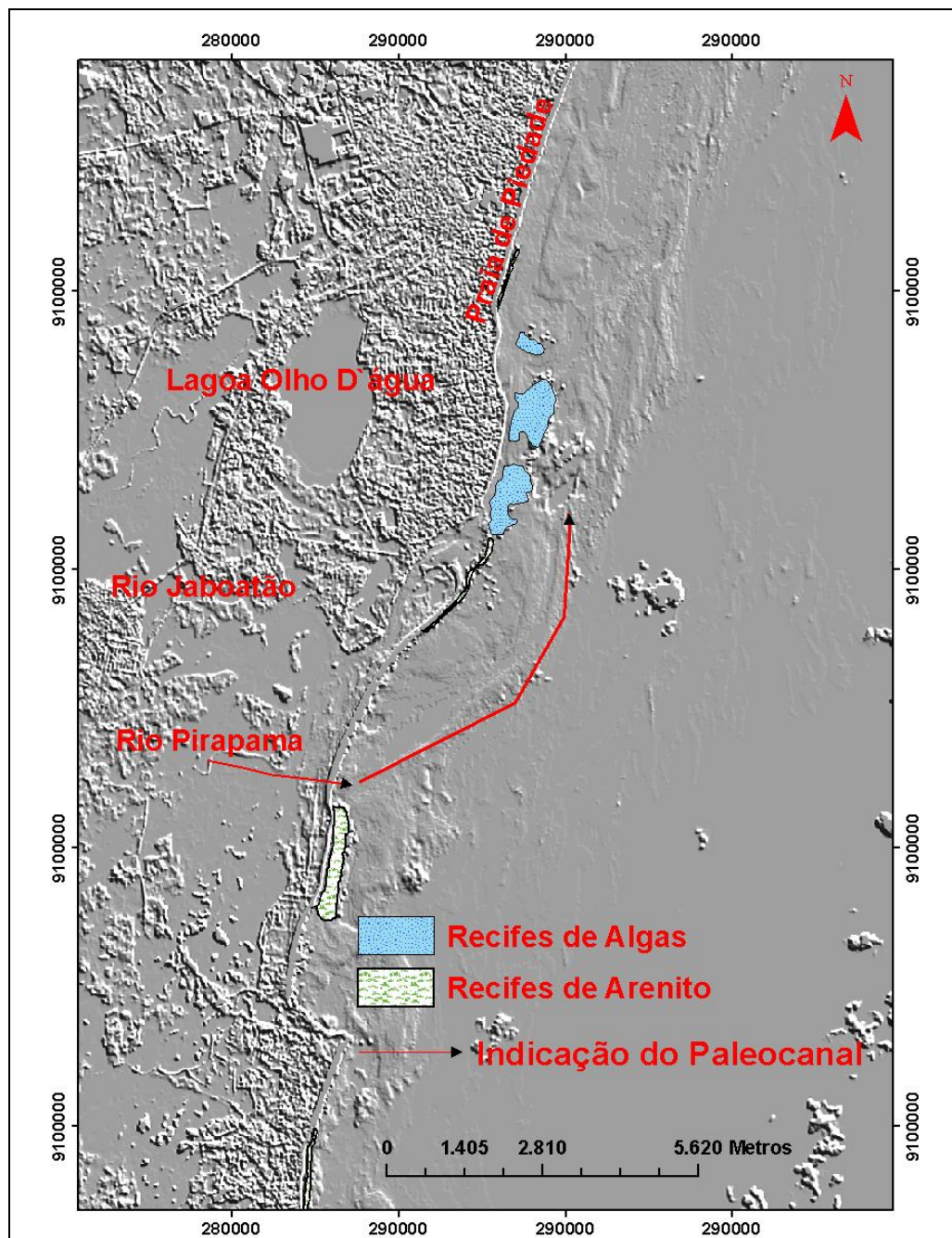


Figura 1.42 – Imagem de satélite processada com filtro direcional para realce da morfologia de fundo, mostrando o paleocanal do Rio Pirapama.

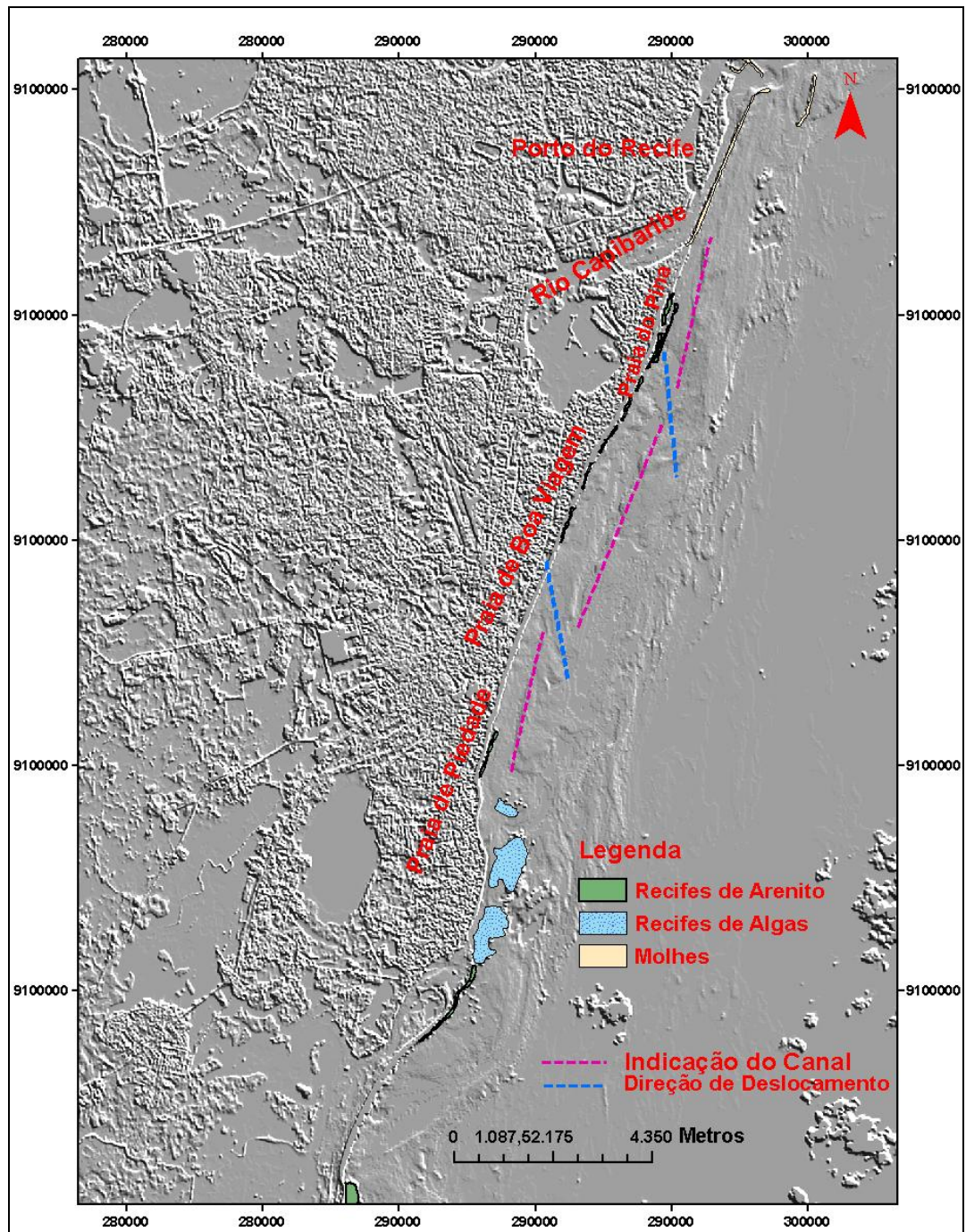


Figura 1.43 – Canal utilizado pelos tubarões, mostrando um deslocamento com forte indício de controle estrutural.

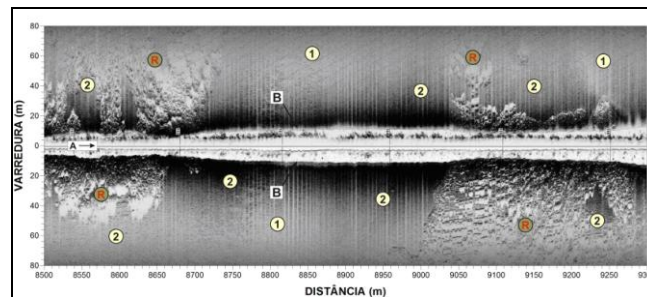


Figura 1.44 – Registro sonográfico (Frequência de 500 kHz; *range* de 80 m) mostrando: construções recifais de arenito (R) e pequenas marcas de onda (2) sobre o leito plano de sedimento biodetrítico (1).

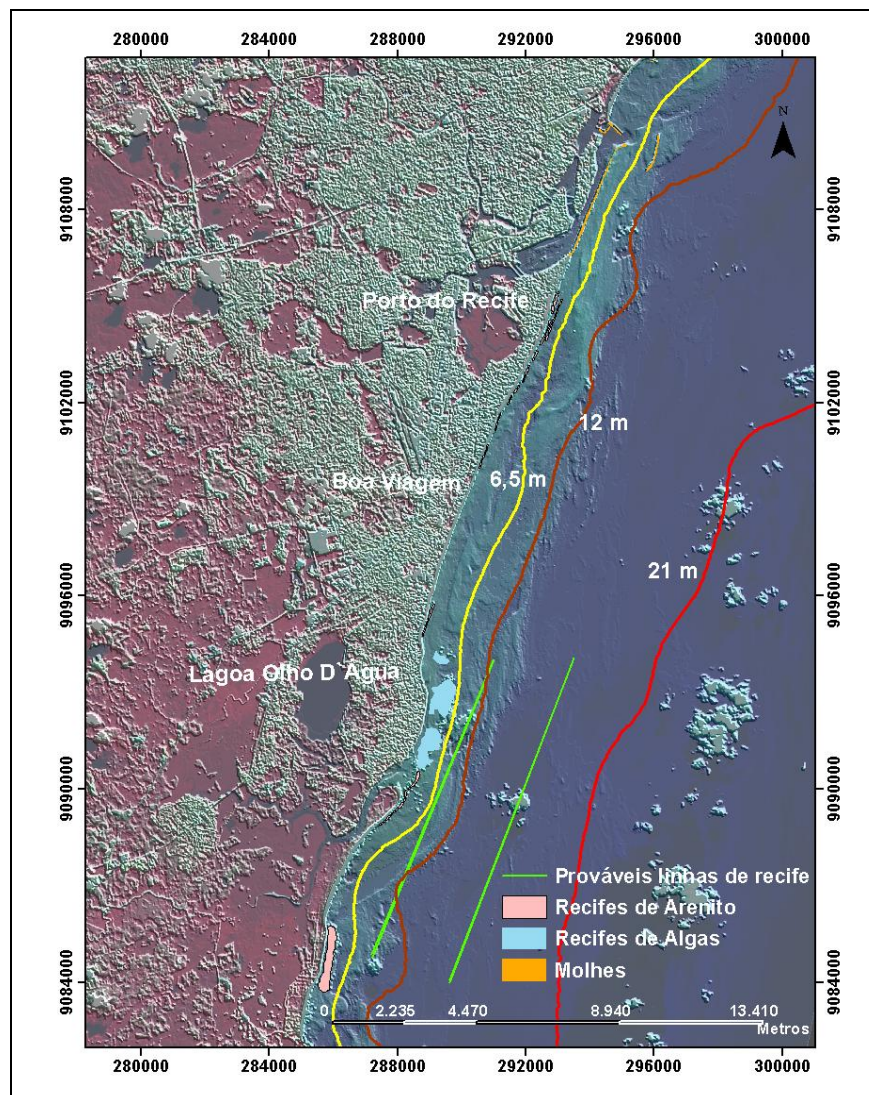


Figura 1.45 – Localização das linhas recifais

## **CAPÍTULO V – ZONEAMENTO LITORÂNEO DA ÁREA**

O termo zoneamento, adotado neste capítulo, é utilizado em seu conceito etimológico, que significa “ato ou efeito de zonedar”, divisão de uma área em setores com características específicas. Ou ainda, dentro da definição de Sánchez (1992), “**ZONEAR**” é um conceito geográfico que significa desagregar um espaço em zonas ou áreas específicas. Entretanto, o objetivo da delimitação espacial proposta nesta pesquisa visa subsidiar, com informações técnicas, o zoneamento dentro de seu conceito de instrumento jurídico de ordenação do uso e ocupação do solo, definido por Silva (1994).

Com esse propósito, a delimitação das zonas foi efetuada a partir da análise de variáveis, cujo conhecimento é considerado fundamental como subsídio a ações para a minimização de impactos negativos no uso desses espaços. Assim, foram analisados parâmetros geométricos como batimetria (morfologia de fundo), parâmetros sedimentológicos e hidrodinâmicos. Deste último, ênfase foi dada ao entendimento do clima de ondas, por serem os movimentos orbitais das ondas considerados, hoje, um dos principais vetores impulsionadores do transporte de sedimentos em plataformas rasas. O conhecimento do clima de ondas, desse modo, pode ser utilizado para a definição de limites, tanto marinho como terrestre, visando ao controle e ao planejamento de atividades no ecossistema marinho (antepraia e plataforma interna) e o estabelecimento de uma largura de proteção para a faixa costeira emersa.

A aplicação de análises de ondas, na caracterização da dinâmica sedimentar como um atributo determinante tem sido pouco utilizada. Os estudos sobre o transporte sedimentar são restritos, em grande parte, apenas à deriva litorânea. Isso se deve à complexidade dos fenômenos envolvidos que abrangem a parte hidrodinâmica ligada à dinâmica sedimentar, além da dificuldade em obter dados que viabilizem a correta calibração dos modelos existentes.

Percebe-se, entretanto, que, embora pouco utilizado, o entendimento do efeito da ondulação sobre o fundo, devido à sua influência ter ampla abrangência na plataforma continental, constitui-se num elemento fundamental para os instrumentos de gestão.

Estudos desenvolvidos, entre outros, por Komar (1976) e Butman et al. (1979), relatam que, embora o efeito da ondulação seja mais intenso próximo ao litoral, especialmente na zona de rebentação, onde é responsável pela deriva litorânea, sua influência pode se estender até a borda da plataforma continental.

Segundo a Teoria de Airy, o efeito das ondas se faz sentir no fundo quando a profundidade é igual à metade do comprimento de onda ( $L/2$ ).

Assim, para o período mais dominante, que foi de 6,5 s, obtido nas séries de ondas aqui analisadas, aplicando a equação do comprimento de onda ( $L = gT^2/2\pi$ ), uma onda deixaria de ter efeito sobre o fundo, apenas a partir dos 33 m de profundidade. Para o período máximo, entretanto, que foi de 9s, essa profundidade passaria a ser de 63 m.

Por outro lado, Sorensen (1978), apud Hallermeier (1981), mencionou que observações freqüentes demonstram que é desprezível o movimento significativo de sedimento, devido à ação de onda, além de uma profundidade de água em torno de 10 m, em costas de oceano aberto.

Como o fenômeno de propagação das ondas é muito complexo, quanto mais parâmetros forem contemplados na determinação de um limite espacial onde há influência do efeito da ondulação no fundo, melhor se espera do resultado obtido. Portanto, neste trabalho, optou-se pelo emprego da equação de Hallermeier (1981) no estabelecimento de um zoneamento, baseado no efeito da ondulação na superfície de fundo marinho. As equações empregadas definem a profundidade de fechamento, considerando as características do sedimento (densidade e diâmetro) e estatística do clima de onda anual ( $H_s$ ,  $\sigma$  e  $T_s$ ). Não foram contemplados outros parâmetros como viscosidade, correntes, direção, mudança do comprimento de onda e declividade.

Com o uso dessas equações foi possível distinguir um valor da profundidade que divide o perfil ativo (em uma zona que muda constantemente quando a praia interage com as ondas incidentes - **Zona I**) de uma zona mais profunda, onde as mudanças morfológicas de fundo são insignificantes - **Zona II** e que são aqui cartografadas, como mostra a Figura 1.46.

Essas zonas se caracterizam da seguinte forma:

- **ZONA I** – é limitada entre a linha de costa e o limite litorâneo ( $d_1$ ), que é a isóbata de 6,5 m; representa a área suscetível a intenso transporte de sedimentos tanto longitudinais como transversais. A suscetibilidade ao transporte de sedimento está diretamente associada ao comportamento oscilatório das ondas no fundo. Taborda e Dias (1992) defendem que a ondulação é um mecanismo muito mais eficaz na mobilização de areia que as correntes

unidirecionais. Justificam que, embora a resultante do transporte associado às ondas seja nula, o fato de as partículas serem remobilizadas pelo movimento de vai-e-vem, gerado pela propagação das ondas, deixa-as disponíveis para serem transportadas por uma corrente, “mesmo que fraca e que nem sequer exceda, por si só, a velocidade crítica para o início do movimento das partículas”.

Esses mesmos autores acrescentam que, com base nas equações propostas por Komar e Miller (1973,1975), apud Taborda e Dias (1992), elaboradas para avaliação do movimento das partículas sob ação de correntes unidirecionais, a tensão de corte no fundo (tensão crítica de erosão) para uma determinada corrente, gerada por onda, aumenta proporcionalmente à frequência. Assim, uma onda com um período de 15s e uma velocidade orbital de  $30 \text{ cm.s}^{-1}$  é capaz de mover uma partícula de quartzo até 0,5 mm. Ainda, uma onda com a mesma velocidade orbital máxima de  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ , mas com um período de 1s é capaz de mover uma partícula de 1,5 mm de diâmetro. Enquanto uma corrente unidirecional de  $30 \text{ cm.s}^{-1}$  a um metro do fundo só é capaz de mover partículas de quartzo até 0,08 mm.

Segundo Manso et al (1995), as correntes litorâneas na área da pesquisa apresentam sentido preferencial, no verão, de N-S (77%) e com velocidades concentradas, principalmente entre 0,2 e 0,3  $\text{m s}^{-1}$ , enquanto nos demais períodos predomina o sentido S-N, com velocidades entre 0,1 e 0,2  $\text{m s}^{-1}$ . Para Rollnic (2002), nas praias de Boa Viagem e Piedade as correntes litorâneas são pouco intensas ( $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ ), mas significantes próximo à foz do Rio Jaboatão, onde alcançam a velocidade de  $1,33 \text{ m.s}^{-1}$ .

Segundo o relatório do INPH,1978, o alinhamento da costa nessa área da pesquisa sendo de direção NNE-SSW, é importante fator na determinação das diferentes ondas incidentes, porque, embora possam ocorrer ventos relativamente fortes do quadrante NE, estes ventos geram ondas, que, ao chegar próximo à costa, refratam, perdendo parte de sua energia, fenômeno que não ocorre com as ondas de SE.

• **ZONA II** – posiciona-se entre o limite litorâneo ( $d_1$ ) e o limite oceânico ( $d_2$ ), espacialmente entre as isóbatas de 6,5 e 21 metros. Essa zona se caracteriza pela ausência de transporte de sedimentos longitudinais, exceto quando na ocorrência de modificações hidrodinâmicas, em geral, provocadas por eventos de tempestade. O transporte costa/mar aberto (*on/offshore*), gerado por ondas, está restrito a profundidades menores que o limite oceânico ( $d_2$ ) (Hallermeier (1981)).

Mudanças no regime ondulatório podem alterar esse limite. E nesse caso, é importante a caracterização dos tipos de ondas.



Ondas com períodos grandes (do tipo ondulação (*swell*)) têm a condição de remobilizar uma quantidade maior de sedimentos de fundo. Segundo Cunha (2004), essas ondas ao atingirem a costa provocam uma sobrelevação do volume d'água (*set-up*), promovendo a transposição dos sedimentos da face de praia no sentido mar aberto (*offshore*), onde são depositados.

Os resultados deste trabalho apontaram para uma tendência de ocorrência de *swell* nas séries temporais analisadas, embora tenham apresentado um domínio de ondas do tipo *sea*. Isso é corroborado pela ECOGEO (2003) que, utilizando os limites das ondas *sea* ( $H_o/L_o > 0,015$ ) e *swell* ( $H_o/L_o < 0,011$ ), constatou aumento percentual nas séries temporais de 1980 a 1983, quase alcançando a igualdade de tipos no último ano monitorado (Tabela 1.19).

Esse aspecto tem significado relevante no processo erosivo da costa, segundo Cunha (2004), uma vez não existindo mais a berma para propiciar dissipação da alta energia das ondas *swell* pode haver um desencadeamento de erosão. Ressalta, ainda, que, mesmo em áreas com presença de estruturas fixas tipo *seawall*, a sobrelevação do volume d'água (*set-up*) desenvolvido poderá transpor essas estruturas e provocar a erosão na costa.

Tabela 1.19 – Percentual de ocorrência das ondas do tipo Vagas (*Sea*) e Ondulação (*Swell*)

ANO	1980	1981	1982	1983
<i>Sea</i> (%)	82.9	76.1	64.09	56.97
<i>Swell</i> (%)	17.1	23.9	35.91	43.03

## 5.1 – ASPECTOS DO RELEVO E DOS SEDIMENTOS

A Figura 1.47 representa uma visão em 3D da área da pesquisa com um exagero vertical, para melhor visualização dos desníveis batimétricos do relevo de fundo. De modo geral, a plataforma da área da pesquisa apresenta-se plana, com duas discretas variações de pendentes que foram denominadas neste trabalho de níveis batimétricos: NB1 e NB2.

A Zona I está inserida no primeiro nível batimétrico (NB1), que é recoberto predominantemente por sedimentos siliciclásticos. Esse nível se estende até 2,7 km da linha de costa, entre a isóbata de zero e a de treze metros, com a maior das declividades, que corresponde à média de 0,70%, não ultrapassando 0,8°.

A homogeneidade do relevo nesse nível é quebrada pela presença das construções recifais, tanto de arenitos que podem representar antigas linhas de costa, como algálicos, além de canais submersos.

Os indícios de oscilações de paleoníveis do mar abaixo do atual durante o quaternário têm sido estudados em diversas plataformas continentais em todo o mundo. O registro dessas oscilações são as rupturas de pendentes no fundo oceânico, ocasionadas durante a estabilização dos paleoníveis do mar, durante os processos transgressivos.

Na área do estudo, além dos recifes de arenito (rochas de praia), pode se constituir um testemunho dessas oscilações a presença da escarpa submersa a uma distância aproximada de 2.700 m da linha de costa, numa profundidade em torno de 13 metros. Embora Figueiredo et al, 1981, tenham ressaltado que terraços em profundidades inferiores a vinte e cinco metros, não obstante possam ser indicativos de processos de estabilizações eustáticas, requerem avaliação, pois podem ser feições decorrentes de um processo de retrabalhamento da dinâmica atual, o que provavelmente é o caso da área estudada.

As maiores declividades no NB1 estão associadas aos talwegues dos vales submersos, melhor identificados através das imagens de satélite processadas com filtro (Figura 1.47). Supostamente estão associados a sistemas de drenagens dos ciclos transgressivos ocorridos no Quaternário (Neógeno), podendo constituir-se paleocanais comumente encontrados em plataformas continentais que estiveram expostas à escavação subaérea em períodos regressivos.

A característica dos sedimentos, predominantemente de origem terrígena, constituído por grãos de areia relíquia média a grossa, angulosas a subangulosas e oxidadas, reforça a teoria de serem paleocanais, indicando a provável distribuição da rede de drenagem em períodos de nível do mar abaixo do atual. Somente com novos estudos direcionados a esse fim, utilizando o registro sísmico, será possível estabelecer a relação dessas paleodrenagens com os sistemas fluviais atuais dos rios Capibaribe e Pirapama.

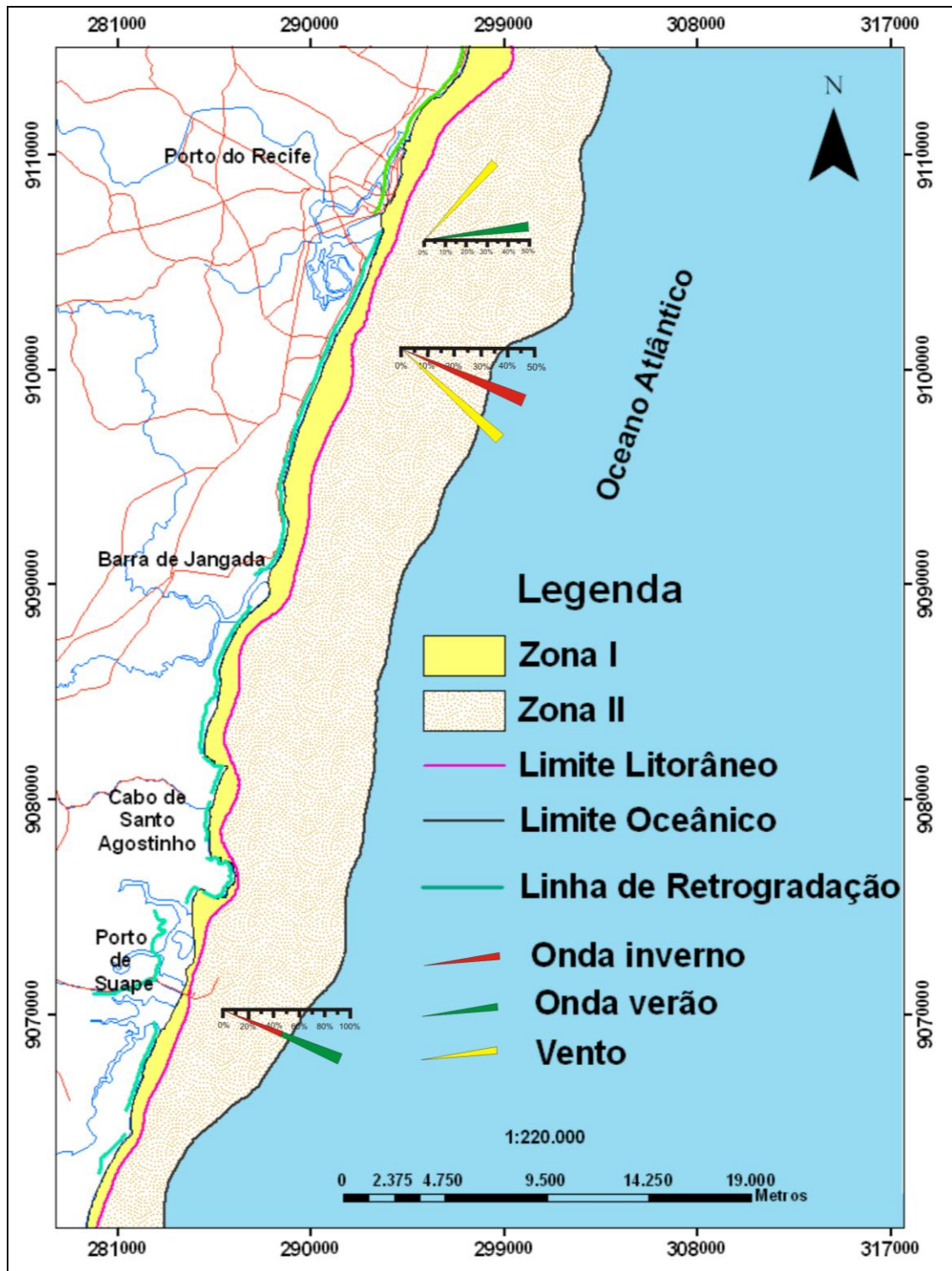


Figura 1.46 – Zonas definidas pelos limites marinhos e linha de retrogradação.

O segundo nível batimétrico (NB2) corresponde à área compreendida entre as isóbatas de 13 a 30 metros, e é praticamente plano, com um declive médio de aproximadamente  $0,3^\circ$ . Caracteriza-se por um relevo mais regular com predominância de sedimentos bioclásticos e menor energia hidrodinâmica, que provavelmente impossibilita a geração de mega estruturas.

Foi possível observar, a partir das análises dos minerais, que há indícios de mobilização dos sedimentos de fundo. Essas análises mostraram a presença de grande quantidade de grãos carbonáticos escuros o que, segundo Leão e Machado (1989), é indicativo de alta taxa de retrabalhamento do sedimento e da bioturbação, responsável pela remoção dos grãos escurecidos da camada inferior, redutora, para a superfície. Essa mobilização dos sedimentos provavelmente está associada à movimentação, mesmo incipiente, gerada pelas ondas na Zona II.

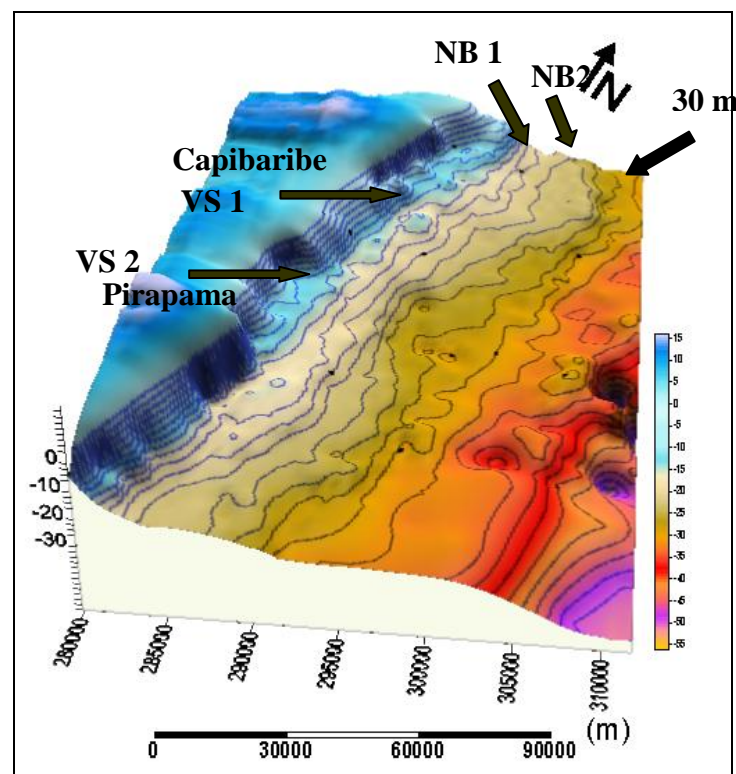


Figura 1.47 – Esquema 3D da área do estudo(exagero vertical 50 x). NB (nível batimétrico), VS (vale submerso) Isóbatas com equidistâncias de 2m.

No nível batimétrico (NB2), também foi identificada ruptura de pente a uma profundidade em torno de 25 m. É possível que esteja associada à terceira fase de paleoníveis do mar abaixo da atual, ocorrida entre 11.000 a 6.500 A.P, proposta por Corrêa (1990), dentro da evolução paleogeográfica das costas sul e sudeste brasileiras. Segundo esse autor, nesse período, houve duas fases de estabilização de subida do nível do mar, localizadas, respectivamente entre 32 a 45 m e 20 a 25 m de profundidade.

## 5.2 – ZONEAMENTO PROPOSTO

Utilizando os limites definidos (oceânico e litorâneo) e a faixa costeira não edificante, determinada pela linha de retrogradação prognosticada em função do efeito de elevação do nível relativo do mar (ENRM), propõe-se um zoneamento para a área da pesquisa com base numa avaliação de risco potencial.

O conceito de risco potencial é aqui empregado dentro de uma perspectiva de suscetibilidade, considerado um risco ambiental do meio físico, induzido e intensificado pelas atividades humanas (Cerri (1993) e Augusto Filho (1999)).

O zoneamento estabelecido considerou como atributo determinante o processo ondulatório, estabelecendo três classes de suscetibilidade (alta, média e baixa), subdivididas nas seguintes áreas de risco potencial (Figura 1.48):

- **Risco 3 (R3)** - área com séria restrição de uso, conceitualmente de alta suscetibilidade, que compreende:

- faixa costeira com aproximadamente 29 Km<sup>2</sup> de zona terrestre. Essa área é classificada como de risco potencial alto à urbanização, considerando a probabilidade do aumento do nível do mar. Para um cenário pessimista (aumento de 1 metro do nível do mar), a linha de retrogradação variou da linha de costa continente adentro de 42 a 185 metros e, em um cenário otimista (aumento de 48 centímetros do nível do mar), de 20 a 88 metros, e

- área marinha de aproximadamente 53 Km<sup>2</sup>, limitada mar aberto (*offshore*) pela isóbata de 6,5 metros, recoberta em geral por sedimentos predominantemente terrígenos, com extensão que varia de 600 a 1200 m a partir da linha de costa. Essa área é considerada como de risco alto à exploração de sedimentos marinhos e outros usos.

- **Risco 2 (R2)** – abrange uma área de aproximadamente 337 Km<sup>2</sup>, limitada mar aberto (*offshore*) pela isóbata de 21 metros, recoberta predominantemente por bioclastos. É uma área classificada como de risco potencial médio a atividades de exploração de recursos minerais marinhos e outros usos.
- **Risco 1 (R1)** – área de risco potencial baixo a usos de exploração dos recursos minerais marinhos e outros usos, em decorrência da pouca mobilização dos sedimentos, associada ao processo ondulatório, aqui considerada até a isóbata de 30 m, por ser esse o limite do desenvolvimento da pesquisa.

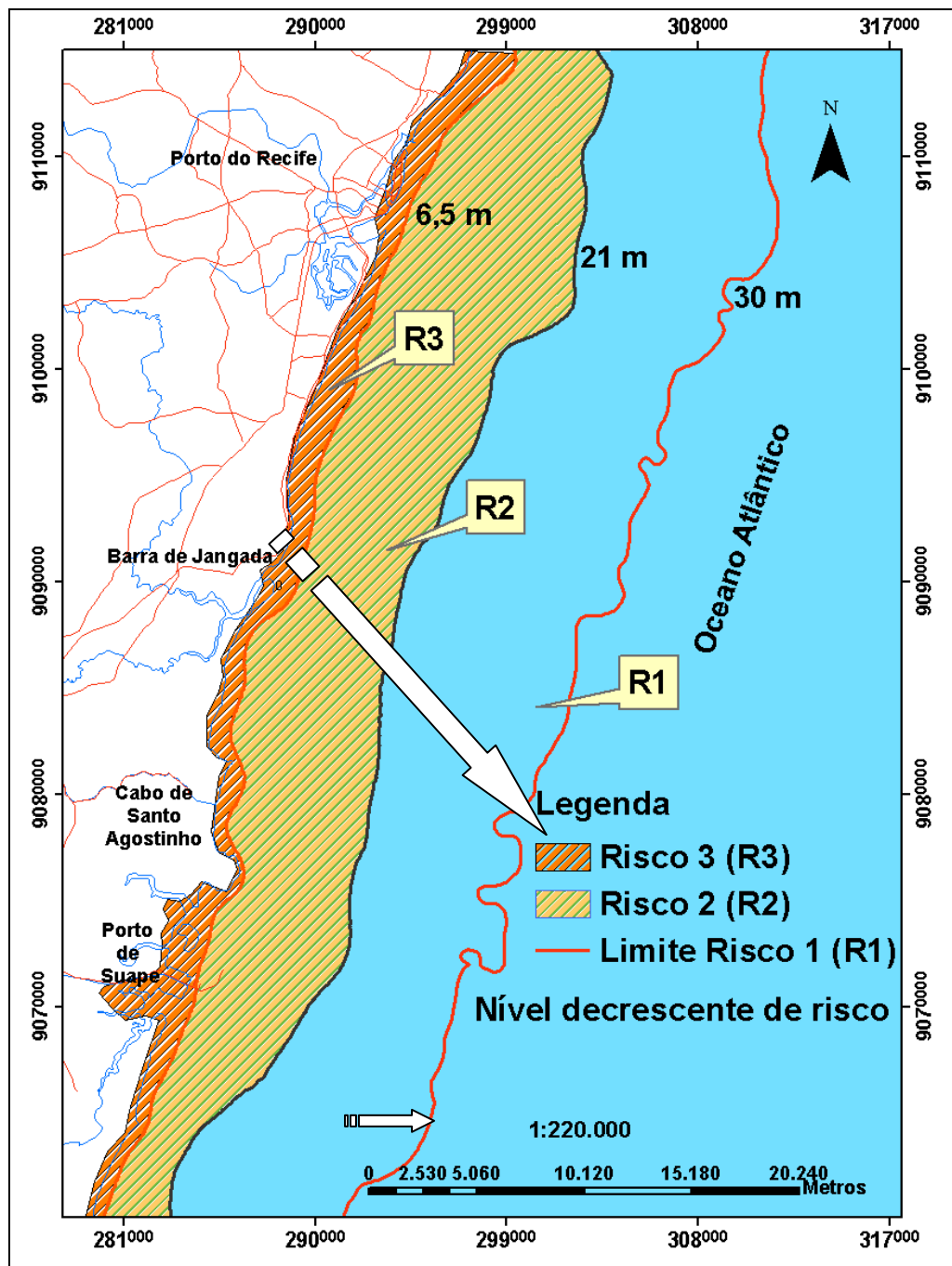


Figura 1.48 – Zoneamento proposto

## CAPÍTULO VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, ênfase foi dada à cartografia de atributos considerados essenciais ao zoneamento litorâneo como os aspectos sedimentológicos, morfológicos e hidrodinâmicos. O foco do estudo foi a análise da movimentação dos sedimentos induzida pela hidrodinâmica das ondas com a fundamentação teórica proposta por Hallermeier (1981), para a definição de limites que individualizam zonas em que o processo ondulatório exerce, mais ou menos, influência no transporte das partículas sedimentares. A base de todas as conclusões desta tese é a concepção de que a compreensão desse processo se constitui num elemento fundamental para o entendimento da dinâmica costeira.

Levando em consideração os aspectos analisados chega-se à conclusão de que a materialização da linha do limite litorâneo ( $d_1$ ), conhecida como profundidade de fechamento (*closure depth*), calculada para a zona litorânea da área desta pesquisa, mostrou-se claramente uma ferramenta metodológica de fundamental valor como subsídio à gestão costeira.

A espacialização da referida linha permite melhor visualização da resposta aos processos de dinâmica costeira ocorridos.

No limite norte da área, observa-se afastamento da profundidade de fechamento em relação à costa, indicativo de maior processo de sedimentação. Considerando que o complexo portuário (Porto do Recife), localizado ao norte da área, atua do ponto de vista físico, como barreira semelhante a uma estrutura de defesa oceânica do tipo espigão, que impede o trânsito sedimentar através das correntes longitudinais (deriva litorânea) ali existentes, tem-se como consequência imediata, em função da menor agitação marítima, a expressiva e contínua sedimentação.

Outro fato interessante é a observação da variação temporal da profundidade de fechamento, que apresentou movimento progressivo no sentido mar aberto (*offshore*), registrando, no período de cinco anos, um crescimento de aproximadamente um metro, o que pode ser indicativo, na área de estudo, de processo erosional com movimentação dos sedimentos no sentido da plataforma. Isso leva à sugestão de que o material arenoso siliciclástico, com potencialidade de uso no engordamento de praia, que se concentra normalmente mais próximo à linha de costa, pode estar sendo mobilizado para profundidades maiores.



Tal fato é corroborado pela identificação na área de uma tendência de aumento de percentual de condições de ondas tipo ondulação (*sweel*), que provoca a remoção de sedimentos na plataforma em maiores profundidades (*offshore*), devido a seu maior período de onda.

A constatação do aumento do valor da profundidade de fechamento tem implicações importantes. Dentre outras, altera o perfil litorâneo e pode diagnosticar a movimentação de bancos arenosos no sentido mar aberto e, no contexto de gestão, aumenta a área de alta suscetibilidade à movimentação dos sedimentos de fundo (zona ativa), classificada, nesta tese, como de risco potencial alto à exploração dos recursos minerais marinhos e a outras obras oceânicas.

Ainda dentro do contexto de gestão, a variação do limite litorâneo ( $d_1$ ) tem consequência efetiva na suscetibilidade ao efeito do aumento do nível relativo do mar até o ano de 2100, na zona costeira emersa. Os resultados obtidos demonstraram retrogradação máxima de 185 metros para um cenário pessimista, e 88,80 metros para um cenário provável, considerando a continuidade do combustível fóssil como fonte de energia principal. Esses valores foram obtidos a partir da profundidade limite em torno de 6,5 metros; uma variação nesse valor desencadeia conseqüentemente alteração no tamanho da área não edificante.

Outro aspecto relevante, considerado neste trabalho, foi a dificuldade encontrada em descrever profundidade de fechamento com a distribuição de composição dos sedimentos. O caráter misto da plataforma, formada por sedimentos compostos por uma variedade mineralógica (siliciclasticos e bioclastos), impossibilitou efetuar uma precisa relação entre as propriedades físicas do sedimento (tamanho, densidade e forma) com a hidrodinâmica.

O limite de iniciação de movimento (profundidade de fechamento) está intrinsecamente relacionado ao tamanho de grão e densidade, assim grãos maiores e mais densos são mais difíceis de transportar que os menores e leves para iguais condições de onda. Nesse caso, a iniciação de movimento acontece a uma profundidade de água mais rasa, o que não foi nitidamente verificado na área. Os minerais pesados aparecem dispersos em diferentes profundidades, e sua presença é comum com grãos maiores e menos densos de quartzo, por apresentarem a mesma equivalência hidráulica. Melhor comprovação desse fato requer estudo em escala e densidade de amostragem maiores.

Mas no que se refere ao limite oceânico ( $d_2$ ), o estabelecimento da referida linha mostrou claramente divisão na composição bioclástica do substrato da plataforma entre a presença de *Halimeda* e Lithothamne. Basicamente as concentrações dominantes da *Halimeda* são delimitadas pelo limite externo da zona de movimentação incipiente dos sedimentos de fundo, induzida pelas ondas. Isso pode estar relacionado à composição mineralógica das algas, onde as *Halimedas*, em geral aragoníticas, apresentam peso específico maior (2,95), o que as torna mais freqüentes em águas rasas, isto é, profundidades onde o fundo é atingido pelas ondas, e as algas do tipo Lithothamne, de composição calcítica, têm peso específico em torno de 2,71, e estão presentes, preferencialmente, em águas profundas.

Ficou evidente que o valor do limite litorâneo ( $d_1$ ) depende das condições climáticas, o período chuvoso com maior altura de ondas apresentou diferença de dois metros no valor da profundidade de fechamento em relação ao período seco.

Além disso, os ensaios empregados com uso de diferentes fórmulas matemáticas, (Hallermeier (1981) ou Birkemeier (1985)), mostraram que a escolha do método é uma das decisões mais importantes a serem tomadas durante o tratamento dos dados, e isso depende do que se pretende no resultado final do zoneamento, se uma abordagem, menos ou mais, cautelosa que resultará numa menor ou maior zona ativa, com uso restrito. A profundidade de fechamento calculada para área desta pesquisa apresentou variação dos valores da média entre as estações climáticas (inverno e verão) de 6,5 a 5,1 metros, para respectivamente as propostas de Hallermeier (1981) e de Birkemeier (1985).

Por todos esses aspectos, entende-se que o zoneamento litorâneo, estabelecido com base na definição dos limites litorâneos e oceânicos se constitui numa ferramenta complementar fundamental para o entendimento dos processos da dinâmica costeira, e a proposta metodológica aqui apresentada está adequada a uma escala regional, no caso 1:100.000.

## REFERÊNCIAS

- ABDALLAH, A.M. ; SHARAF EL-DIN,S.H. ; SHEREET, S.M. Analysis of wave observations and wave transformations in Abu-Qir Bay, Egypt. Egyptian. **Journal of Aquatic Research**, v. 32, n. 1, p. 22-33, 2006.
- AIRY, G.B. On Tides and Waves. IN: ENCYCLOPEDIA Metropolitan, London, 1845. p. 241-396.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande (PB). **Anais...** Campina Grande,PB: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, L.E.S.B. et al. 1999. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. In:SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13., 1999, Belo Horizonte,(MG). **Anais...** Belo Horizonte: ABRH, 1999. 1CD.
- ALVES, E. da C; COSTA, M.P.de A; COSTA, E.de A. Evolução Sedimentar Mesozóica-Cenozóica do Platô de Pernambuco e da Área Adjacente da Bacia Oceânica do Brasil. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGF, 1993. v.1, p. 1249 - 1254.
- AMARAL, C.A.B. et al . Índice dos Levantamentos sobre Margem Continental Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v.2, p. 1-27.
- AMARAL, C.A.B.; OLIVEIRA, B.S.; ROCHA, L.A. Depósitos carbonáticos quaternários da margem continental e planície costeira do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1980, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. p. 633-636.
- ANDERSON, J. R. Sand Sieve Analysis. Department of Geology, Georgia Perimeter College. Dunwoody,GA30038.2005.Disponível em:<<http://gpc.edu/~janderso/historic/labman/sievean.htm>> .Acesso em: 17 maio 2005.
- ANDRIOTTI, J. L. S. **Fundamentos de Estatística e Geoestatística**. São Leopoldo (RS): UNISINOS, 2003. 166p.

ANTUNES, R.L. **Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários**. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, 1997. 115 p.

ASSIS, H.M.B. de et al. **Diagnóstico do Meio Físico da Lagoa Olho D'Água**. Recife: CPRM / PMJG, 1994. 94 p.

ASSIS, H.M.B. **Estudo dos Beach Rocks do Litoral sul de Pernambuco com base em evidências petrográficas e isotópicas**. 1990. 91f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1990.

AUGUSTO FILHO, O. Riscos Geológicos Urbanos. In: SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. **Anais...** Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 9.

BARBOSA, J.A. **Evolução da Bacia Paraíba durante o maastrichtiano-paleoceno – formações Gramame e Marinha Farinha, NE do Brasil**. 2004. 229 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARRETTO, H.T.; SUMMERHAYES, C.P. Oceanography and suspended matter of northeastern Brazil. **J. Sed. Petrol.**, Tulsa, v.45, n.4, p.822-833, 1975.

BARROS, L.C. **Estudos Sedimentológicos na Plataforma Continental Interna Adjacente às desembocaduras Sul do Canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, norte do Estado de Pernambuco**. 2003. v.1. Dissertação ( Mestrado em Geociências ) - Departamento de Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

BARROS, L.C., et al. Análise Discriminatória Multivariada dos Sedimentos Superficiais na Plataforma Continental Interna Adjacente Às Desembocaduras Sul do Canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, Norte do Estado de Pernambuco. **Anais...** [S.l.]: ABEQUA, 2005.

BIRKEMEIER, W.A. A User`s guide to ISRP: The interactive survey reduction Program. Instructions Report CERC 84-11. Vicksburg Mississippi, U.S. Army Engineer Walterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center:1985. p.101.

BITTENCOURT, A.C.S.P. The marine formations of the State of Bahia, Brazil. In: SUGUIO et al. (Eds.). International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. **Proceedings...** São Paulo, 1979. p.232 -253.

BRAGARD, A. S. **A influência da elevação do nível do mar sobre os processos litorâneos em Recife.** 1991. 95 f. Monografia ( Graduação) - Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade Federal do Rio de Janeiro,1991.

BRANNER, J.C. **The stone reefs of Brazil their geological and geographical relations with a chapter on the coral reefs.** Cambridge: Museum of comparative geology, 1904. 285 p.

BRUUN, P. Sea level rise as a cause of shore erosion. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE**, New York, v. 88, p. 117-130, 1962

BRUUN, P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three - dimensional usages. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale, Fla., v.4, n.4, p.627-648, 1988.

BUTMAN, B.; NOBEL, M.; FOLGER, D. Long-term observations of bottom current and bottom sediment movement on the Mid-Atlantic continental shelf. **Jour. Geophysical Res.** Washington, v. 84, p.1187-1205, 1979.

CALDASSO, A. L. et al. **Geologia da região sudeste do estado do Piauí.** Relatório final de Geologia. Brasília: Ministério das Minas e Energia, 1981. (Série Geológica n. 22. Seção Geologia Básica, n. 16 ).

CAMPBELL, T. Chapter D.6 Restoration Tools for Louisiana`s Gulf Shoreline. p 143 – 155. disponível em:< [http://data.lca.gov/Ivan6/app/app\\_d\\_ch6.pdf](http://data.lca.gov/Ivan6/app/app_d_ch6.pdf)>.Acesso em: 02 jun 2007

CAMPBELL, T. **Chapter Best Management Practices for Costal Restoration in Louisiana.** p. 203-220. Disponível em: <[http://data.lca.gov/Ivan6/app/app\\_d\\_ch6.pdf](http://data.lca.gov/Ivan6/app/app_d_ch6.pdf)>. Acesso em: 02 fev. 2007

CAPOBIANCO, M. et al. Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence. In: **COASTAL Dynamics ASCE.** Plymouth, 1997. p. 506-515.

CARANNANTE, G. et al. Carbonate lithofacies as palaeolatitude indicators: problems and limitations. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 60, p. 333-346.,1988.

CARR, D. J. et al. Grain size, calcium carbonate content and accumulation rates of recent sediments in Phangnga Bay, South Thailand. **Phunkey mar. boil. Cent.Res Bull.**, v.55, p.77-96, 1991.

CARTER, R. W. G. Some problems associated with the analysis and interpretation of mixed carbonate and quartz beach sands, illustrated by examples from North-west Ireland. **Sedimentology Geology**, v. 33, p. 35-56, 1982.

CAYOCCA, F.; GARDIN, B. du. **Assessing the impact of sand extraction on the shore stability**: project for a methodological framework. European marine sand and gravel-shaping the future, EMSAGG Conference. Netherlands: Delft University, 5 p. 2003. Disponível em: <[www.ifremer.fr/drogm\\_uk/Realisation/Miner/Sable/FCayocca\\_Emsagg2003r.pdf](http://www.ifremer.fr/drogm_uk/Realisation/Miner/Sable/FCayocca_Emsagg2003r.pdf)>. Acesso em: 21 fev. 2007.

CAYOCCA, F.; GARDIN, B. du Assessing the impact of sand extraction on the shore stability: project for a methodological framework. In: EUROPEAN MARINE SAND AND GRAVEL – SHAPING THE FUTURE, EMSAGG Conference, 2003. The Netherlands: Delt University, 2003. p. 1-5

CERRI, L.E.S. **Riscos geológicos associados a escorregamentos**: uma proposta para prevenção de acidentes. 1993. 197 f. Tese (Doutorado em Geociências)- IGCE/UNESP, Rio Claro, 1993.

CHAVE, K. E. Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments. **Limnol. Oceanog.**, v. 7, p. 218-223, 1962.

CLARK, I. The semivariogram - part 2. **Engineering and Mining Journal**, New York, 1979b. p. 92-97

CLARK, I. The semivariogram - part 1. **Engineering and Mining Journal**, New York, 1979a. p. 90-94.

COASTAL ENGINEERING MANUAL - CEM. Washington: Department of the Army, US Army Corps of Engineers, 2002. v. 2.

COELHO, C.; VELOSO-GOMES, F. Crossshore beach profile models – application to Aveiro coast. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, v. 39, p.1-7, 2004.

COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL - CBPM. **Projeto Lithothamne – Belmonte BA** : Investigação do Potencial Econômico de Depósito de Cascalho Biodetrítico (Lithothamne). Relatório Técnico. Salvador, 2000. 130 p.

CORRÊA, I. C. S. **Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de la plate –forme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil)**. 1990. 314 f. Thèse ( Doctorat) – Université de Bordeaux , 1990.

CORRÊA, I. C. S. T. **Ambientes deposicionais clásticos marinhos**: notas de aula. Curso de Pós-graduação em Geociências. Rio Grande do Sul: CECO, 1997. 151 p.

CORRÊA, I. C. S. T. et al. Processos dinâmicos atuantes na distribuição de sedimentos da borda externa da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE CIENCIAS DEL MAR, 7., 1995, Mar del Plata **Anais...** Mar del Plata, 1995. v. 1, n. 181, p. 56.

COSTA, L.R.da. **Recursos Minerais de Portugal**: da Indústria Extractiva à Economia dos Georrecursos. [ S.l.: s.n.], 2004. Disponível em: <<http://www.sandandgravel.com>>. Acesso em: 20 mar. 2006.

Costa, M.P.A.; Maia, M.C. A. C. Prováveis Contatos de Crostas Continental / Oceânica no Platô de Pernambuco, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 1986. v. 2, p. 810 – 823.

COSTA, M.P.A.; ALVES, E.C.; COSTA, E.A. Sismoestratigrafia da Porção da Bacia Oceânica do Brasil Adjacente ao Platô de Pernambuco e suas Relações com o Platô e a Bacia Pernambuco / Paraíba. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOFÍSICA, 2., 1991, Salvador, **Anais...** Salvador, 1991. v. 2, p. 650-655.

COUTINHO, P.N. Aspectos econômicos dos sedimentos da margem continental brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza, 1975.

COUTINHO, P.N. **Geologia Marinha da Plataforma Continental. Alagoas - Sergipe**. 1976. 119 p. Tese (Livre Docência) - Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociência, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 1976.

COUTINHO, P.N. **Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil**. Programa Revizee. Recife: IBAMA / SECIRM, 1995.

CPRM / Projeto Granmar PE. **Avaliação dos Granulados Marinhos da Plataforma Rasa de Pernambuco**. No prelo.

CPTEC/INPE. **Boletins de clima**. [ S. l.: s.n.], 2006. Disponível em: <<http://cptec.inpe.br/clima/boletins/reunião-recife.shtml>>. Acesso em: 20 jan. 2006.

CPTEC/INPE. **Boletins de clima**. [ S.l: s.n.], 2005. Disponível em: <<http://cptec.inpe.br/clima/boletins/reunião-recife.shtml>>. Acesso em: 20 jan. 2005.

CROSTA, A.P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas(SP): IG / UNICAMP, 1992. 170 p

CUNHA, E.M.S. **Evolución Actual del Litoral de Natal(Brasil) y sus Aplicaciones a la Gestión Integrada..** 2004. 132 f. Tese (Doutorado) - Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona. Barcelona, 2004.

CURRAY, J. R. Late quaternary history continental shelves of the United States. In: WRIGHT, H. E. ; FREY,D.G., ( Eds.) **The Quaternary of the United States**. Princeton (N.J.): Princeton Univ. Press, 1965. p. 723-736.

DAVIS JR, R.A. **Depositional systems**. Nova Jersey: Prentice-Hall, 1983. v. 2, p. 402-669.

DAVIS, J. C. **Statistics and Data Analysis in Geology**. New York: John Wiley & Sons, 1973. 646 p.

DAVIS, R. A. **Coastal Sedimentary Environments**. 2nd ed. USA: Halliday Lithograph, 1985.

DICKSON, M. ; WALKDEN, M. ; HALL, J. **Modelling the impacts of climate change on an eroding coast over the 21 st Century**. Tyndall Centre for Climate Change Research. Working Paper 103 . 2006. 28 p.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltáicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.11, p. 225-237,1981.

DOTT JR., R. H. Wacke Graywacke and matrix - What Approach to Immature Sandstone Classification? **Jour. Sed. Petrol.**, Tulsa, v. 34, p. 625-632, 1964.

ECKART, C. **The Propagation of Gravity Waves From Deep to Shallow Water, Natl.Bur. Standards, Circular 521**. Washington, 1952. p 165-173.

ECOGEO. Consultoria Geoambiental. **Obras de Proteção à Praia de Boa Viagem**. Relatório de Impacto Ambiental – RIMA. Recife, PE, 2003. 150 p.

EMERY, K.O. ; NOAKES, L.C. **Economic placers deposits of the continental shelf technical bull**. Economic Commission for Asia and Far East, v. 1, p. 95 –110, 1968.

FAINSTEIN, R.; MILLIMAN, J.D. Structure and origin of three continental margin plateaus, northeastern Brazil. **AAPG Bull**, Tulsa , v. 63, n. 2, p. 218-238, 1979



FARROW, G. E. ; ALLEN, N. H. ; AKPAN, E. B. Bioclastic carbonate sedimentation on a high-latitude tide-dominated shelf: Northeast Inlands, Scotland. **Jour. Sed. Petrol.**, v. 54, n. 2, p.373-393, 1984.

FIQUEIREDO, A.G et al. Sand Ridges on the inner Atlantic shelf of North America. In: JOHNSON, R.A.; WICHERN, D.W. **Applied Multivariate Statistical Analysis: Principal Components**. 4<sup>th</sup> ed. New Jersey: Prentice Hall, 1998. p. 458-512.

FOLK, R. L.; WARD, W.C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 27, p. 3-27, 1957.

FRANÇA, A.M.C. et al. **Aquisição e processamento de dados de navegação e batimetria**. Projeto REMAC, n.6. Rio de Janeiro: PETOBRÁS, 1979.

FREITAS, C.C.; RENNÓ, C.D. ; SOUSA JÚNIOR, M.A. **Estatística Curso 1** . INPE/MCT. São Paulo; 2003. 165 p.

GHAZALI, N. H. B.M. **Determination of Depths of closure along the Kelantan Coast**. 2007. 174 f. Master of Engineering (.Coastal and Maritime). Faculty of Civil Engineering. Universiti Teknologi Malaysia. Local, 2007. Disponível em: <<http://www.efka.utm.my/thesis/IMAGES/4MASTER/2007/4JHH/norhishamma033001d07tp.pdf>>. Acesso em: 05 jul.2007.

GOMES, P.O.; GOMES, B.S. Transição Crustal no Platô de Pernambuco: uma caracterização geofísica a partir de dados do Projeto LEPLAC. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 5., 1979, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro, 1997. v. 1, p.11-13 .

GOMES, P.O. et al. **LEPLAC ORIENTAL**: Relatório integrado de tratamento e interpretação dos dados geofísicos dos LEPLACs II, VII, VIII B e X. Relatório Interno. Rio de Janeiro: PETROBRAS / E&P, 1997. 210 p.

GORSLINE, D.S.; SWIFT, D.J.P. (Eds.). **Continental Shelf Dynamics: A National Overview**, Report of a Workshop. Colorado: NSF, 1977. 134 p.

GUAZELLI, W.; CARVALHO, J.C. Estrutura da margem continental leste brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes. In: ASMUS, H.E. (Ed). **Estruturas e Tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1981. (Projeto REMAC, n. 9).

GUAZELLI, W.; CARVALHO, J.C. A extensão da Zona de Fratura de Vitória – Trindade no oceano e seu possível prolongamento no continente. In: PROJETO REMAC: aspectos Estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRÁS: CENPES: DINTEP, 1978. p. 31-8. (Série Projeto REMAC, n. 4) .

GUAZELLI, W.; COSTA, M.P.A. ; KOWSMANN, R.O. Cruzeiro Platôs Marginais do Nordeste Brasileiro : resultados geológicos preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande, **Anais...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. v. 8, p. 101 -110.

HALLERMEIER, R.J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. **Coastal Engineering**, Amsterdam, v. 4, p. 253-277, 1981

HARTMANN, C. **La música y la paradoja sin resolver de Pitágoras La construcción de violines y el mundo del sonido armónico** . Disponível em: <<http://www.schillerinstitute.org/newspanish/InstitutoSchiller/Arte/MusiParadojaPitagoras.html>> Acesso em: 15 mar. 2005.

HAYES, M.O. Barriers island morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATEHERMAN, S.P. (Ed). **Barrier Island from the Gulf of Mexico**. New York: Academia Press, 1979.

HILTON, M J. Applying the principle of sustainability to coastal sand mining: the case of Pakiri-Mangawhai Beach, New Zealand. *J. Environmental Management*. 1993. Disponível em:<<http://www.seafriends.org.nz/oceano/seasand.htm>>. Acesso em: 10 fev.2006.

IBGE. **Censos Demográficos** . 2004. Disponível em : <[http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/default\\_censo\\_2000.shtm](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/default_censo_2000.shtm)> Acesso em:15 mar. 2005.

Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviária – INPH. **Relatório Final das Medições de Ondas Realizadas ao Largo de Suape -PE**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisas Hidroviárias. 1980. p. 88.

Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviária – INPH. **Relatório Final das Medições de Ondas e Ventos realizadas no período de julho de 1976 a outubro de 1977 em Recife - PE**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisas Hidroviárias, 1978. p. 50.

INSTRUÇÃO Normativa nº2, de 02 de março de 2001 . Disponível em: <[http://www.spu.planejamento.gov.br/conteúdo/legislação/instrução/in\\_02\\_12\\_03\\_01.HTM](http://www.spu.planejamento.gov.br/conteúdo/legislação/instrução/in_02_12_03_01.HTM) >. Acesso em: 12 dez. 2005.

INTERGOVERNMENTAL PANNEL OF CLIMATE CHANGES - IPCC. **Policymakers summary of the scientific assessment of climate change.** Report to IPCC from working group 1, second draft, ASCE, 1990. p. 27.

INTERGOVERNMENTAL PANNEL OF CLIMATE CHANGES - IPCC. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers.** Report Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment of the IPCC. Paris, 2007.

INTERGOVERNMENTAL PANNEL OF CLIMATE CHANGES - IPCC. An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Summary for Policymakers. In: IPCC PLENARY , 18., 2001. Wembley: United Kingdom, 2001

INTERGOVERNMENTAL PANNEL OF CLIMATE CHANGES - IPCC. **Response strategies and adaptation assessment.** Report of Working Group III of the IPCC, Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

KEMPF, M.; COUTINHO, P.N. ; MORAIS, J.O. Plataforma Continental do Norte e Nordeste do Brasil. In: TRABALHOS OCEANOGRÁFICOS DA UFPE. Recife, 1970. p. 9-26.

KEMPF, M. A Plataforma Continental de Pernambuco. In: TRABALHOS OCEANOGRÁFICOS DA UFPE. Recife, 1970. p. 111-124.

KENCH, P. S.; McLEAN, R. F. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environment interpretation using settling velocity fractions. **Sedimentology**, v. 43, p.561-570, 1996.

KOMAR , P.D. **Beach Process and Sedimentation.** 2nd. ed., New Jersey: Prentice Hall, 1998. 544 p.

KOMAR, P. D.; CLEMENS, K. E. The relationship between a grain`s settling velocity and threshold of motions under indirectional currents. **Jour. Petrol.**, v. 56, p. 258-266, 1986.

KOMAR, P. D.; MILLER, M. C. On the comparison between the threshold of sediment motion under waves and inidirection currents with a discussion of the practical evaluation of the threshold. **Jour. Sed. Petrol.**, v. 45, n. 1, p. 362-367, 1986.

KOMAR, P.D. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. In: STANLEY, D.J. ; SWIFT, D.P.J. (Eds). **Marine Sediment Transport and Environmental Management.** New York: John Wiley, 1976. p. 107-125.

KOOMANS, R.J. **Sand in motion – Effects of density and grain size**. 2000. Disponível em: <<http://dissertations.ub.rug.nl/FILES/faculties/scientce/2000/r.l.koomans/titlecon.pdf> >. Acesso em: 15 mar. 2007

KRINSLEY, D.H. et al. **Backscattered Scanning Electron Microscopy and Image Analysis of Sediments and Sedimentary Rocks**. Cambridge, 2005. 193 p.

LEÃO, Z.M. de A.N. ; MACHADO, A.de J. Variação da cor dos grãos carbonáticos de sedimentos marinhos atuais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 1, p. 87, 1989.

ESPAÑA. Lei de Costas 22/1988 de 28 de julho da Espanha. Disponível em: [http://noticias.juridicas.com/base\\_datos/Admin/122-1988.html](http://noticias.juridicas.com/base_datos/Admin/122-1988.html) >. Acesso em: 10 dez. 2005.

LEWIS, D.W.; MCCONCHIE, D. **Analytical Sedimentology**. New York: Chapman & Hall, 1994. 197 p.

LIMA FILHO, M. F. **Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco**. 1998. 180 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

LIMA FILHO, M. F. Correlação da Bacia Cabo com as Bacias do Oeste Africano. Simpósio Aspectos Tectônicos, Depositionais e Evolutivos de Bacias Rift. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 5, p. 347-349.

LIMA FILHO, M. F. et al. Origem da Planície do Recife. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 10, p. 157-176, 1991.

MABESOONE, J. M. ; ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco - Paraíba. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 476-482, 1988.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Base Estrutural - Faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos**. Recife, v.10, Série. B, p. 33 – 43,1991.

MABESOONE, J. M. ; ALHEIROS, M. M. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. **Geologie en Mijnbouw**, Dordrecht., v. 71 p. 351-362, 1993.

MABESOONE, J. M. Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., Águas de São Pedro (SP). **Boletim...** Águas de São Pedro (SP), 1996. p. 81-84.

MABESOONE, J. M. Modelo deposicional dos fosforitos de Pernambuco. **Estudos Geológicos. Série B**, Recife, v. 4, p. 17-24, 1981.

MABESOONE, J. M. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Boletim...** Recife, v. 14, n. 1, p. 254-265, 1995

MABESOONE, J. M. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for Atlantic Cretaceous. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, v. 7, p. 389-391, 1996

MABESOONE, J. M., VIANA, M. S. S., LIMA FILHO, M. F. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 3: paleogeography. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999. **Boletim...** Rio Claro (SP): UNESP, 1999. p. 621- 626 .

MABESOONE, J. M. **Sedimentary basins of Northeast Brazil**. Recife: Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 1994. (Publicação Especial n. 2).

MABESOONE, J. M.; TINOCO, I. M.; COUTINHO, P. N. The Mesozoic-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 4, p. 161-185, 1968.

MAIKLEM, W. R. Some hydraulic properties of bioclastic grains. **Sedimentology**, v. 10, p. 101-109, 1968.

MANSO, V. A. V.; CORRÊA, I.C. S.; GUERRA, N.C. Morfologia e Sedimentologia da Plataforma Continental Interna entre as Praias Porto de Galinhas e Campos – Litoral Sul de Pernambuco, Brasil. **Pesquisa em Geociências**, Porto Alegre (RS), v. 30, n. 2, p. 17-25, 2003.

MANSO, V. A. V. et al. **Estudo da Erosão Marinha na Praia de Boa Viagem**. Relatório Técnico. Recife: FADE /ENLURB, 1995. 100 p.

MARINE HABITAT COMMITTEES. **Report of the working on the effects of extraction of marine sediments on the marine ecosystem**. Gdansk: International Council for the Exploration of the Sea; Conseil International pour l'Exploration de la Mer, 2000. 169 p. il.

MARINHA do Brasil. Hidrografia e Navegação. **Especificações para Levantamentos Hidrográficos, Marinha do Brasil** . [ S.l.: s.n.], 1998.

MARKER, B.R. **The Administration of Marine Minerals Dredging in English Waters**. 2005. 4p. Disponível em: <[http://www.ciria.org/emsagg/pdf/downloads\\_conf06/brian\\_marker\\_paper.pdf](http://www.ciria.org/emsagg/pdf/downloads_conf06/brian_marker_paper.pdf)> Acesso em: 21 fev. 2007.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; BUTLER, L.W. Províncias fisiográficas e sedimentares da margem continental atlântica da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1972. v.2, p. 105-114.

MARTINS, L.R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa , v. 35, n. 3. p. 768-770, 1965

MCLAREN, P. An interpretation of trends in grain size measures. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 51, n. 2, p. 611-624, 1981.

MESQUITA , A. R. Nível Relativo do Mar (O Enigma) e os Terrenos de Marinha. São Paulo: Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2004. In: SEMINÁRIO DOS USUÁRIOS DAS PREVISÕES NUMÉRICAS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E SEUS IMPACTOS REGIONAIS, 2004. São José dos Campos. **Resumo estendido**. São José dos Campos: MCT, CPTEC/ INEP: IEA/USP, 2004. Disponível em: <<http://www.mares.io.usp.br/aagn/aagn8/enigma/oenigma5.html>>. Acesso em: 9 dez. 2001.

MILLIMAM, J.D.; AMARAL, C.A.B. Economic potential of Brazilian continental margin sediments. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre (RS). **Anais...** Porto Alegre (RS), 1974, v. 3, p. 335-344.

MILLIMAM, J.D. ; BARRETTO, H.T. Upper continental margin sedimentation off Brazil.part 1. Background. **Contr.Sedimentol.**, Stutart, v. 4, p. 1-10, 1975.

MILLIMAN, J.D. et al. Surficial Sediments of the Brazilian continental margin. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972 . Belém. **Anais...** Belém, 1972, v. 2, p. 28 – 43.

MINING the sea sand. Disponível em: <<http://www.seafriends.org.nz/oceano/seasand.htm>>. Acesso em: 25 nov. 2003.

MORAES, A. C. R. Classificação das Praias Brasileiras por Níveis de Ocupação: proposta de uma tipologia para os espaços praias. In: PROJETO Orla. Brasília: Ministério Meio Ambiente Planejamento, 2004. p. 31 – 42.

MORAES, A. C. R. **Contribuições para a Gestão da Zona Costeira do Brasil**. São Paulo: Hucitec: Edusp, 1999.

MORAES, A.C.R.; ZAMBONI, A. Construindo o conceito de orla marítima. In: PROJETO Orla. Brasília: Ministério Meio Ambiente Planejamento, 2004. cap.1. p. 5-9.

MUEHE, D.; CARVALHO, V.G. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). **Bol. Inst. Oceanográfico**, São Paulo (SP), v. 41, n. 1/2, p.1-12, 1993.

MUEHE, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmicos e evolutivo. In: PROJETO Orla. Brasília, 2004. cap.2. p.11-30.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA. A.J.T. ; CUNHA, S.B. da.(Org.) **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995. p. 253-308.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlandia, (MG), v. 2, n. 1, p. 35-44, 2001.

MUEHE, D.; SUCHAROV, E. Considerações sobre o transporte de sedimentos na plataforma continental nas proximidades das Ilhas Maricas, RJ. **Rev. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 11, n. 4, p. 238-246, 1981.

NEVES, C.F.; MUEHE. D. Potential impact of sea-level rise on the metropolitan region of Recife, Brazil. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale, Fla., v. 14, p. 116-131, 1995.

NICHOLAS C. K. ; LARSON, M. ; SMITH, R. CoastaZ Engineering Technical Note Depth of Closure in Beach-fill Design. Disponível em: <<http://64.233.169.104/search?q=cache:gKeevJt3R9MJ:chl.erdc.usace.army.mil/library/publications/chetn/pdf/cetn-ii-40.pdf+depth+of+closure+in+beach-fill+design&hl=pt-BR&ct=clnk&cd=2&gl=br>>. Acesso em: 02 jul./2007.

NICHOLLS, R. J.; BIRKMEIER, W.A. ; LEE, Guan-hong. Evolution of depth of closure using data from Duck, NC, USA. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 148, p. 179-201, 1998.

NICHOLLS, R.J. et al. Methods and problems in assessing the impacts of accelerated sea-level rise. In: BRAS, R. (Ed.), **The world at-risk: natural hazards and climate change, AIP Conference Proceedings**. New York: American Institute of Physics, 1993. p. 193-205.

NICHOLLS, R.J. **Synthesis of vulnerability analysis studies**. Maryland, USA: Laboratory for coastal Research : Department of Geography/University of Maryland, 1995. 41 p.

NICHOLLS, R.J. et al. Impacts and responses to sea-level rise: qualitative and quantitative assessments. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale, Fla., v. 14, p. 26-43.1995.

NICKLESS, E. F. P. The sand and gravel resources of the country around Hethersett, Norfolk: Description of 1:25000 resource sheet TG 10. **Institute of Geological Sciences**, London, p. 82,1973.

PALMA, J. J. da C. Depósitos de minerais pesados. In: AMARAL, C. A. B. (Ed.) **Recursos minerais da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes**. Relatório final. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1979. il. p. 33-50. (Série Projeto REMAC, n. 10).

PALMA, J.J. da C. Geomorfologia da plataforma continental Norte Brasileira. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.) **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1979.. il. p. 25-51. (Série Projeto REMAC, 7).

PÉRÈS, J. M.; PICARD, J..Nouveau mamaiel de bionnome bentique de la méditerranée. **Rec.Trav. Sta. Mar. Endoume Bull**, Marseille, v. 37, n. 47, p. 5-137, 1964

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIECER, R. **Sand and sandstone**. New York: Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1973. 618 p.

PORTUGAL. Ministério do Ambiente e Recursos Naturais. Decreto Lei nº 309/93 de 2 de setembro. Disponível em:<[http://www.globaloceans.org/laws/Decreto\\_309-93\\_PT.html](http://www.globaloceans.org/laws/Decreto_309-93_PT.html)>. Acesso em: 10 dez. 2005.

POWERS, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 27, p.117-119, 1953.

PRATS, F.R. **On the growth of nearshore sand bars as instability processes of equilibrium beach states**. 2003. 239 f. Tese ( Doctora en Ciències) - Departament de Física Aplicada, Universitat Politècnica de Catalunya Barcelona, 2003..



Projetos (História - Conflitos e confrontos do século XX). Disponível em: <<http://www.rainhadapaz.g12.br/projetos/historia/conflitossecXX/home.htm>>. Acesso em: 16 mar. 2006.

PYE, K. **Sediment Transport and Depositional Processes**. London: Oxford, 1994. 218 p.

RAND, H. M. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura superficial da faixa costeira do Nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. **Anais...** Recife, 1978. v. 5, p. 2336-2346.

RAND, H. M. **Estudos geofísicos na faixa litorânea ao Sul de Recife**. 1976. 112 f. Tese (Livre Docência). – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1976.

RAND, H.M. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo (SP), v. 16, n. 1, p. 43-56, 1967.

ROCHA, D. E.G. A. da; OLIVEIRA, R.G. de. Geologia. In: PFALTZGRAFF, P.A. dos S. (Coord.). **Sistema de informações geoambientais da Região Metropolitana do Recife**. Recife: CPRM, 2003. cap.2, p. 38-52.

ROLLNIC, M. **Hidrologia, Clima de Onda e Transporte Advectivo na Zona Costeira de Boa Viagem, Piedade e Candeias-PE**. Recife: UFPE/ Departamento de Oceanografia, 2002. 111 p.

ROY, P.S. et. Al. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R.W.G. ; WOODROFFE, C.D. (Ed.). **Coastal evolution – late quaternary morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 121-186.

RUFINO, G. D'Ávila. Patrimônio Costeiro e seus fundamentos jurídicos. In: PROJETO ORLA. Brasília, 2004. cap. 5, p. 63-84.

RUGGIERO, P. ; MCDUGAL, W.G. An analytic model for the prediction of wave setup, longshore currents and sediment transport on beaches with seawalls. **Coastal Engineering**, Amsterdam, v. 43, p. 161 - 182, 2001.

SAHU, B.K. Depositional Mechanisms from the size analysis of clastic. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 34, p. 73-83, 1964.

SANCHEZ,R. O. **Zoneamento agroecológico do Estado do Mato Grosso**: ordenamento ecológico-paisagístico do meio natural e rural. Cuiabá: FCR, 1992. 160 p.

SANTOS, A. da S. et al. Hidrologia. In: PFALTZGRAFF, P.A. dos S. (Coord.) **Sistema de informações geoambientais da Região Metropolitana do Recife**. Recife: CPRM, 2003. cap.1, p. 1-36.

SCWARZER, K. et al. Coastline evolution at different time scales – examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 194, p. 79-101, 2003.

SHEPARD, F.P. Nomenclature base don sand-silt-clay rations. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 24, p. 151-158, 1954

SHORT, A. **Wave-dominated beaches, in Short, and shoreface morphodynamics**. West Sussex: John Wiley and Sons, 1999. p. 173-203.

SILENZI, S. et al. Integrated hazard of Italian coastal plains with respect to relative sea level rise: a case study in Versilia Plain. **The Changing Coast**,, p. 115-124, 2002.

SILVA, A. **Zoneamento bioclimático brasileiro para fins de edificação**. 1994. 95 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

SILVA, J.S.V. da ; SANTOS, R.F. dos. Zoneamento para planejamento Ambiental: vantagens e restrições de métodos e técnicas. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, Brasília, v. 21, n. 2, p. 221-263, 2004.

SORRENSEN, R.M. **Basic Coastal Engineering**. New Cork: Wiley, 1978. p. 182.

SOUZA , C.R.de et. al. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. 382 p.

SPALLETTI. A. **Nociones sobre transporte y depositacion de sedimentos clasticos**. La Plata: 1986. 101 p. (Série Técnica y didactica, n. 13).

STIVE, M.J.F. et al. Motion Threshold of coarse particles under regular shoaling waves. In: CANADIAN COASTAL CONFERENCE, 2005. Dartmouth. **Anais...** Dartmouth, 2005. 10 p.

SWIFT, D.P. Continental Shelf Sedimentation In: STANLEY, D. J. ; SWIFT,D. J. P. (Ed) **Marine Sediment Transport and Environmental Manegement**.. New Cork: J. Wiley and Sons, 1976. p. 311-351. Disponível em:<<http://www.amazon.co.uk/Marine-Sediment-Transport-Environmental>>. Acesso em: 12 ago. 2007

TABORDA, R.; DIAS, J.M.A. Modelação de processos da dinâmica sedimentar na plataforma continental portuguesa. In: A INFORMÁTICA na Geologia. [S.l.: s.n], 1992. p.117-139. (Geonovas Especial nº 3).

TESTA, V.; BOSENGE, D. W. J. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the Nort-East Brazilian shel. **Sedimentology**, v. 46, p. 279-301, 1999.

THECNICAL NOTES DRP 1-09. **Predication of cross-shore movement of dredged material berms**. US: Army Engineer Waterways Experiment Station, May 1992. 16 p.

THORNTON , Ed et al. NEARSHORE PROCESSES RESEARCH. Report Based on the Nearshore Research Workshop St. Petersburg, Florida Completed 1 March 2000, Technical Report NPS-OC-00-001 Naval Postgraduate School, Monterey, California 93943. Disponível em: <<http://www.coastal.udel.edu/coastal/nearshorereport/nrwreport.html>>. Acesso em: 02 jul. 2007.

TINOCO, I. M. Contribuição ao conhecimento da microfauna do fosfato de Pernambuco. Parte I. Foraminíferos: o gênero Fascipira. **Arquivos de Geologia**, Recife, v. 2, p. 59-73, 1962 .

TINOCO, I. M. **Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco**. 1971. 147 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Astronomia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971.

TINOCO, I. M. Micropaleontologia da Faixa Sedimentar Costeira Recife-João Pessoa. **Soc. Bras. Geol, Bol.** , São Paulo, v. 16, p.1, 1967.

TINOCO, I.de M. **Introdução ao Estudo dos Componentes Bióticos dos Sedimentos Marinhos Recentes**. Recife: Ed. Universitária UFPE. 1989. 218 p.

TOLDO, E. E. **Dinâmica Costeira**. Notas de Aula. 1993. 25 p.

TOLDO, J. E.E. Parâmetros morfodinâmicos e deriva litorânea da praia de Tramandaí. **Geosul**, Rio Grande do Sul, v. 15, n. 1, p. 75-88, 1993.

TOMAZELLI, L.J. **Ambientes de Sedimentação**. Notas de Aula. 2000. 102 p.

U.S. Army Corps of Engineer's - USACE's. **Coastal Engineering Manual**. 2003. Disponível em < [http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/em1110-2-1100/PartII/Part-II-Chap\\_1-ppi-60.pdf](http://www.usace.army.mil/publications/eng-manuals/em1110-2-1100/PartII/Part-II-Chap_1-ppi-60.pdf) >. Acesso em: 20 fev. 2006.

VALENCIA, Y. et al. **Impactos de Ondas sobre taludes**. 2003. Disponível em: <<http://www.minas.unalmed.edu.co/facultad/publicaciones/dyna/139/ondas-5.pdf>>. Acesso em: 28 fev. 2006.

VAN LANCKER, V. et al. **Management, research and budgeting of aggregates in shelf seas related to end-users (Marebasse)**. Belgian: Belgian Science Policy, 2004. 144p. il. (Scientific Report Year, 2) Disponível em: <<http://allserv.ugent.be/~vvlancke/Marebasse/>> Acesso: 31 ago. 2006.

WENTWORTH, C.K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. **Journal of Geology**, Chicago, v. 30, n.5, p. 377-392, 1922

WORDDWATCH. Disponível em: < <http://www.Melting of Earth's Ice Cover Reaches New High Worldwatch Institute News.htm>>. Acesso em :9 dez. 2005.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A.D. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: **HANDBOOK of coastal processes and erosion**. Boca Raton: CRC, 1983

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 56, p.93-118, 1984.