UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DO MEIO FÍSICO DA FOLHA JOÃO PESSOA – 1:100.000

MAX FURRIER

Orientador: Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

SÃO PAULO
2007

© 2007 Europa Technologies
Image © 2007 TerraMetrics

Pointer 7°15'14.10" S 34°41'53.52" W elev 6 ft Streaming

Dedico este trabalho aos brasileiros que não tiveram a oportunidade de estudar numa universidade pública.

AGRADECIMENTOS

No decorrer dos quatro anos de elaboração deste trabalho, muitas dificuldades, muitos sonhos, muitas alegrias, tristezas, decepções, noites em claro passaram pelo meu caminho. Hoje, muito me orgulho do patrimônio que construí, chamado experiência de vida. Foi construído, lapidado, moldurado, esculpido pelo mesmo tempo que modela o relevo. Nas intempéries deste trabalho contei com o apoio de várias pessoas e instituições que contribuíram, de alguma forma, para a sua conclusão e para a construção do meu patrimônio. A todos, meu muito obrigado.

Ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Jurandy Luciano Sanches Ross, por sempre ter acreditado no meu trabalho.

Aos meus pais, Romualdo Furrier Junior e Electra Carvalho Furrier e as minhas irmãs, Jaqueline, Cristiane e Viviane, por nunca faltarem nas horas em que necessitei de vocês.

Ao Prof. Dr. Moysés Gonzalez Tessler, pelos auxílios metodológicos e conceituais.

Ao Prof. Magno Erasto de Araújo, por ter aberto meus olhos para a tectônica e sua influência na configuração do relevo na área de estudo.

À Prof^a. Silvana Moreira Neves, por ter gentilmente cedido cópia de sua tese e das fotografias áreas ortogonais.

Ao meu primeiro orientando de Monografia de Graduação, Leonardo Figueiredo de Menezes, pelos auxílios inestimáveis no decorrer deste trabalho.

Aos alunos de geografia da UFPB, Ednaldo Gonçalo de Araújo, Elaine Cristina Teixeira Pedrosa e José Renato, pelos auxílios nos trabalhos de campo.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Federal da Paraíba (UFPB), em especial, à Profª. Vanda Regis, pelos afastamentos concedidos para a defesa de qualificação.

Ao Colegiado de Arqueologia e Preservação Patrimonial da Universidade Federal do Vale do São Francisco (UNIVASF), do qual muito me honro em fazer parte, pelo afastamento concedido para a conclusão deste trabalho.

À Secretaria de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo (USP), pelo enorme profissionalismo, pela atenção e paciência comigo.

Ao grande amigo e geógrafo, Marco Antônio Mitidiero Jr., pelas inestimáveis ajudas em João Pessoa, em todos os momentos de que necessitei.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro.

Só se conhece a planície quando se sobe a montanha.
Provérbio Chinês

RESUMO

FURRIER, M. Caracterização geomorfológica e do meio físico da Folha João Pessoa - 1:100.000. 2007. 213f. Tese (Doutorado) – Departamento de Geografia, FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

Este trabalho abange uma extensa caracterização do meio físico da Folha João Pessoa 1:100.000, onde o relevo, embora esteja atrelado aos outros componentes da natureza, compõe o tema central. Do ponto de vista geomorfológico, a área em questão está assentada nos Tabuleiros Litorâneos e na Baixada Litorânea, sendo o primeiro compartimento desenvolvido, predominantemente, sobre os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras e, o segundo, sobre sedimentos predominantemente inconsolidados do Quaternário. A Formação Barreiras repousa, de forma discordante, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino e sobre as rochas sedimentares do Grupo Paraíba, dispostas na Bacia Sedimentar Marginal Pernambuco-Paraíba. A partir de extensos levantamentos cartográficos, aerofotogramétricos, interpretações de imagens de satélite e radar, observações em campo, análises de perfis topográficos e de poços tubulares e da integração e interpretações obtidas, pode-se concluir que as reativações pós-cretácicas constituem o fator mais importante na configuração morfológica da área de estudo. Essas reações foram responsáveis por soerguimentos distintos e basculamentos de superfícies geomorfológicas, além de criar inúmeros e extensos falhamentos que dinamizaram entalhes e orientaram dissecações, definindo a configuração e a compartimentação atual dos Tabuleiros Litorâneos da região. A evolução e configuração atual do relevo possuem forte influência na morfologia e compartimentação do litoral da área, além de serem fatores preponderantes na diversidade e distribuição pedológica e na distribuição dos diversos usos e ocupações da terra verificados. A integração dos dados obtidos, levantados, produzidos, analisados e discutidos, além da sintetização de várias informações em cartas temáticas elaboradas e confeccionadas, tornou possível visualizar-se o quanto os componentes do meio físico se interagem e o quanto essa interação pode influenciar no quadro sócio-econômico da região.

Palavras-chave: Cartografia Geomorfológica, Formação Barreiras, Geomorfologia, Tabuleiros Litorâneos, Tectônica

ABSTRACT

FURRIER, M. Geomorphological and Physiographical characterization of João Pessoa Chart – 1: 100.000. 2007. 214f. Thesis (Doctorate) – Departamento de Geografia, FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo.

This work encompasses an extensive physiographical characterization of the João Pessoa Chart 1: 100.000, wherein the landforms, although linked to other natural components, represent the main focus of the thesis. From the geomorphological perspective, the study area lies on the coastal tablelands (Tabuleiros) and coastal lowlands of Northeastern Brazil, being the first compartment primarily developed on the poorly consolidated sediments of the Barreiras Formation, whereas the second is mostly composed of unconsolidated Quaternary sediments. The Barreiras Formation lies in unconformity over the crystalline basement and sedimentary rocks of the Paraíba Group, which comprises the Pernambuco-Paraíba marginal sedimentary basin. Following extensive cartographic and aerophotogrametric surveying coupled with radar and satellite imagery interpretation, fieldwork, construction and analysis of topographic transects and spatial integration of borehole cores, it was possible to conclude that the post-cretaceous reactivations play a major role in the morphological configuration of the study area. These tectonic processes were responsible for distinct uplifting and tilting of geomorphological surfaces, as well as created several extensive fault-lines which have favored and oriented drainage entrenchment and dissection, thus defining the current configuration and individualization of the coastal low-lying tablelands. The evolution and current configuration of the studied landforms exert a great influence upon the coastal morphology of the area, and also respond as key factors for the pedological diversity and its spatial distribution as well as land-use patterns. The integration of the gleaned, surveyed, analyzed and produced data added to the elaboration of a number of thematic maps which permitted the construction of a comprehensive synthesis and visualization of the interaction among the physical environment elements, and how such interaction might influence the socio-economical configuration of the area.

Keyword: Geomorphological Cartography, Barreiras Formation, Geomorphology, Coastal Tablelands, Tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Localização da área de estudo.....	22
Figura 4.1 – Sub-Bacias Miriri, Alhandra e Olinda que compõe a Bacia Pernambuco-Paraíba (Modificado de BARBOSA, 2004).....	26
Figura 4.2 – Quadro de integração dos principais estágios evolutivos da margem continental brasileira (ASMUS, 1975).....	27
Figura 4.3 – Mapa geológico simplificado do Estado da Paraíba (BRASIL, 2002).....	29
Figura 4.4 – Mapa geológico da área de estudo e adjacências. (Modificado de BRASIL, 2002).....	33
Figura 4.5 – Coluna estratigráfica esquemática da Bacia Pernambuco-Paraíba no trecho da sub-Bacia Alhandra (Modificado de BARBOSA et al., 2004)...	41
Figura 4.6 – Seção geológica esquemática NNW-SSE exibindo a compartimentação do sistema tafrogênico terciário do “Saliente Oriental Nordestino” no Estado da Paraíba (BRITO NEVES et al. 2004).....	44
Figura 4.7 – “Restinga de Cabedelo” com os recifes rochosos e algálicos/coralinos exercendo forte influência na configuração da linha de costa atual. (Modificado de BRASIL, 1999).....	49
Figura 4.8 – Imagem de satélite evidenciando em vermelho escuro a extensão do manguezal no estuário do rio Paraíba dentro da área de estudo.....	53
Figura 4.9 – Tendência atual da linha de costa proposta por Neves (2003) para a área de estudo.....	65
Figura 4.10 – Mapa pedológico da área de estudo e adjacências (Modificado de PARAÍBA, 2004).....	69
Figura 4.11 – Temperatura média mensal de João Pessoa, no período de 1912 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).....	77
Figura 4.12 – Temperatura média mensal de Alhandra, no período de 1934 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).....	77
Figura 4.13 – Pluviosidade média mensal de João Pessoa, no período de 1912 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).....	78
Figura 4.14 – Pluviosidade média mensal de Alhandra, no período de 1934 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).....	78

Figura 4.15 – Frequência dos ventos dominantes segundo sua direção, no período de 1987 a 1999 (LABORATÓRIO DE ENERGIA SOLAR – UFPB apud. NEVES, 2003).....	81
Figura 7.1 – Método de hipótese de Grove Karl Gilbert, (1896 apud. VITTE, 2004)....	99
Figura 7.2 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo (Modificado de ROSS, 1992).....	106
Figura 9.1 – Imagem SRTM (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>) e perfil topográfico NNW-SSE da área de estudo.....	123
Figura 9.2 – Imagem SRTM (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>) e carta hipsométrica de parte da Depressão do Abiaí.....	126
Figura 9.3 – Sequência evolutiva de superfície geomorfológica, segundo Kaizuca (1963 apud. SUGUIO, 1999).....	131
Figura 9.4 – Imagem orbital da planície do Rio Jaguaribe próximo à linha de falésias mais recuada de toda a área de estudo.....	138
Figura 9.5 – Ponta do Bessa onde é possível observar molhes construídos para tentar minimizar a erosão costeira. (Fonte: www.earth.google.com).....	168
Figura 9.6 – Distribuição granulométrica das amostras coletadas em janeiro de 2004 e janeiro de 2005 segundo os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957).....	171
Figura 9.7 – Mapa dos assentamentos localizados no município de Pitimbu.....	189

LISTA DE FOTOS

Foto 4.1 – Exploração de calcário pela CIMPOR do Brasil no Município de João Pessoa.....	35
Foto 4.2 – Afloramentos da Formação Maria Farinha na praia de Tambaba.....	36
Foto 4.3 – Falésia com níveis de ferricrete e blocos rochosos esparsos na praia cimentados pelo mesmo óxido/hidróxido de ferro evidenciando recuo erosivo da falésia.....	40
Foto 4.4 – Nível de ferricrete no sopé da falésia e terraço de abrasão marinha emerso e submerso cimentados por óxido-hidróxido de ferro, parcialmente recoberto por areia de praia.....	40
Foto 4.5 – Terraço marinho pleistocênico na Praia de Tabatinga.....	45
Foto 4.6 – Terraço marinho pleistocênico sustentando paleodunas.....	46
Foto 4.7 – Terraços marinhos holocênicos intensamente ocupados nos bairros de Cabo Branco, Tambaú, Manaíra e Bessa – Município de João Pessoa.....	47
Foto 4.8 – Recife algálico/coralino de Picãozinho, defronte a ponta de Tambaú.....	51
Foto 4.9 – Falésias inativas localizadas ao norte da Barra do Graú com os depósitos coluviais recobertos por vegetação indicando ausência de erosão marinha atual.....	55
Foto 4.10 – Depósitos coluviais e cones de dejeção com predomínio de depósito argiloso nas extremidades atestado pelas gretas de contração.....	56
Foto 4.11 – Cemitério implantado no topo de duna inativa em Pitimbu, extremo sul da área de estudo.....	57
Foto 4.12 – Trecho do campo de dunas inativas sobre os tabuleiros da Formação Barreiras.....	58
Foto 4.13 – Lagoa do Frazão assoreada.....	59
Foto 4.14 – Lagoa do Frazão completamente descaracterizada por obras de engenharia para transformação em criadouro de camarões.....	60
Foto 4.15 – Perfil praial de trecho da Praia de Manaíra em janeiro de 2005.....	64
Foto 4.16 – Perfil praial de trecho da Praia de Manaíra em junho de 2005.....	64
Foto 8.1 – Técnica utilizada para medição de perfil praial.....	120

Foto 9.1 – Terraço estrutural formado pela diferença litológica entre as Formações Barreiras e Gramame em vertente voltada para a Depressão do Abiaí.....	125
Foto 9.2 – Cotovelo formado no Rio Guruji.....	127
Foto 9.3 – Voçorocas nas falésias de Coqueirinho.....	128
Foto 9.4 – Formação Barreiras com nítido basculamento com a porção sul soerguida e a porção norte rebaixada.....	129
Foto 9.5 – Falésia inativa na Praia de Coqueirinho com grandes voçorocas.....	130
Foto 9.6 – Vista aérea da Praia de Coqueirinho.....	130
Foto 9.7 – Vertente de calcário da Formação Gramame voltada para a Depressão do Abiaí.....	132
Foto 9.8 – Falésia ativa com queda de bloco na Praia de Jacarapé e falésia inativa com vegetação pioneira na Praia de Coqueirinho.....	135
Foto 9.9 – Corte na Formação Barreiras onde se observa o provável depósito de sismo.....	142
Foto 9.10 – Falésia da Formação Barreiras na praia de Carapibus onde se observa uma camada de depósito discordante (provável sismo).....	142
Foto 9.11 – Trecho da Praia da Guarita com evidências de erosão costeira.....	144
Foto 9.12 – Trecho da Praia da Guarita sem evidências de erosão costeira e com grande deposição de sargaço na face praial.....	145
Foto 9.13 – Ponta de Pitimbu com a porção sul (parte superior) sem indicadores de erosão praial e a porção norte (parte inferior) com residências parcialmente destruídas.....	146
Foto 9.14 – Trecho sul da Praia do Abiaí com depósitos coluviais sendo erodidos pelo embate das ondas (canto esquerdo) e trecho com quedas de blocos provocados pelo solapamento da base (centro).....	147
Foto 9.15 – Terraço marinho pleistocênico nas proximidades da desembocadura do Rio Abiaí.....	148
Foto 9.16 – Barra do Abiaí com praia retilínea tendo como limite interno um berma com vegetação pioneira.....	148
Foto 9.17 – Praia Bela tendo a sua retaguarda linha de falésias com cicatrizes de processos erosivos tipicamente continentais.....	149

Foto 9.18 – Praia de Tambaba dedicada ao naturismo com erosão praial sendo evidenciada facilmente pela exposição das raízes dos coqueiros à direita.....	151
Foto 9.19 – Praia de Tabatinga com raízes de coqueiro aflorando devido à erosão.....	152
Foto 9.20 – Trecho norte da praia de Carapibus com falésias ativas.....	153
Foto 9.21 – Limite entre as praias de Jacumã (esquerda) e Gramame (direita).....	154
Foto 9.22 – Falésias ativas com quedas de blocos na Praia de Gramame.....	155
Foto 9.23 – Trecho ao norte da Barra de Gramame mostrando linha de falésia inativa com estrada aberta e algumas edificações no seu sopé.....	155
Foto 9.24 – Praia do Sol com linha de falésia inativa e considerável faixa de vegetação pioneira no pós-praia.....	156
Foto 9.25 – No canto esquerdo superior linha de falésia ativa do trecho norte da praia de Camurupim.....	157
Foto 9.26 – Praia do Arraial com linha de falésia ativa onde os processos erosivos são relativamente intensos.....	158
Foto 9.27 – Trecho sul da praia da Penha sem indicadores de erosão costeira.....	159
Foto 9.28 – Praia do Seixas com trecho apresentando intensa erosão costeira.....	161
Foto 9.29 – Embate das ondas na maré alta de sizígia em muro na porção sul da praia de Cabo Branco.....	162
Foto 9.30 – Trecho em intenso processo erosivo na porção sul da praia de Cabo Branco.....	163
Foto 9.31 – Trecho norte da praia de Cabo Branco sem indicadores de erosão costeira.....	164
Foto 9.32 – Hotel Tambaú atuando como um grande molhe.....	165
Foto 9.33 – Área externa do Hotel Tambaú voltada para a praia.....	165
Foto 9.34 – Trecho da praia de Manaíra onde tem início o pós-praia com faixa de vegetação pioneira.....	166
Foto 9.35 – “Restinga de Cabedelo” com a praia de Intermares no canto direito com seu vasto pós-praia recoberto por vegetação pioneira.....	169
Foto 9.36 – Praia de Camboinha com construções invadindo o pós-praia.....	171

Foto 9.37 – Movimento de rastejo (<i>creep</i>) atestada pelos caules tortos dos coqueiros em vertente com declividade acentuada localizada no sul da área de estudo.....	181
Foto 9.38 – Amostra de ferricrete com elevada concentração de oxi-hidróxido de ferro extraída de falésia localizada à retaguarda da praia de Coqueirinho.....	184

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 – Conversão das nomenclaturas utilizadas no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004) para o novo “Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos” (EMBRAPA, 1999).....	68
Quadro 4.2 – Classes de fragilidade dos tipos de solos encontrados na área de estudo face à erodibilidade e à ocupação.....	75
Quadro 4.3 – Evolução da produção e da área colhida com cana-de-açúcar no Estado da Paraíba, no período de 1981 a 1993.....	86
Quadro 4.4 – Evolução da cobertura vegetal florestal na Mesorregião da Mata Paraibana.....	87
Quadro 5.1 – População total dos municípios que estão integral ou parcialmente localizados dentro dos limites da área de estudo com exceção do município de Goiana - PE.....	94
Quadro 7.1 – Padrões de Formas de Relevo.....	103
Quadro 7.2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo.....	104
Quadro 7.3 – Classes de fragilidades baseadas nos índices de dissecação do relevo....	110
Quadro 7.4 – Classes de fragilidade dos tipos de solos.....	111
Quadro 7.5 – Classes de proteção por tipos de uso e ocupação da terra.....	112
Quadro 7.6 – Níveis hierárquicos dos comportamentos pluviométricos.....	113
Quadro 7.7 – Indicadores de erosão costeira.....	115
Quadro 9.1 – Classes de declividade proposta por Herz e De Biasi (1989) em porcentagem e seus respectivos valores em graus.....	135
Quadro 9.2 – Resultados das análises granulométricas e dos teores de CaCO_3 nas amostras coletadas em janeiro de 2004 e janeiro de 2005, além do comprimento dos perfis praias na maré baixa de sizígia e suas respectivas declividades.....	172

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	2
AGRADECIMENTOS.....	3
EPÍGRAFE.....	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FIGURAS.....	8
LISTA DE FOTOS.....	10
LISTA DE QUADROS.....	14
SUMÁRIO.....	15
1 INTRODUÇÃO.....	17
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	21
3 JUSTIFICATIVAS.....	23
4 QUADRO NATURAL.....	25
4.1 GEOLOGIA.....	25
4.1.1 EMBASAMENTO CRISTALINO.....	28
4.1.2 FORMAÇÃO BEBERIBE/ITAMARACÁ.....	30
4.1.3 FORMAÇÃO GRAMAME.....	34
4.1.4 FORMAÇÃO MARIA FARINHA.....	35
4.1.5 FORMAÇÃO BARREIRAS.....	37
4.1.6 COBERTURAS ELÚVIO-COLUVIAIS.....	42
4.1.7 TECTÔNICA.....	42
4.1.8 DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS.....	44
4.1.8.1 TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS.....	44
4.1.8.2 TERRAÇOS MARINHOS HOLOCÊNICOS.....	46
4.1.8.3 RECIFES ROCHOSOS (<i>BEACH ROCKS</i>).....	47
4.1.8.4 RECIFES ALGÁLICOS/CORALINOS.....	50
4.1.8.5 DEPÓSITOS DE MANGUE.....	52
4.1.8.6 AREIAS PRAIAIS.....	52
4.1.8.7 DEPÓSITOS COLUVIAIS E CONES DE DEJEÇÃO.....	54
4.1.8.8 DUNAS INATIVAS.....	56
4.1.8.9 DEPÓSITOS ALUVIAIS.....	59
4.2 GEOMORFOLOGIA.....	60
4.2.1 BAIXOS PLANALTOS COSTEIRO.....	60
4.2.2 BAIXADA LITORÂNEA.....	62

4.3 PEDOLOGIA.....	67
4.4 CLIMA E PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS.....	76
4.4.1 TEMPERATURA.....	76
4.4.2 PLUVIOSIDADE.....	78
4.4.3 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA.....	79
4.4.4 PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS.....	81
4.5 VEGETAÇÃO E USO DA TERRA.....	83
4.5.1 VEGETAÇÃO FLORESTAL.....	84
4.5.1.1 MATA PERENIFÓLIA/SUBPERENIFÓLIA.....	84
4.5.1.2 FLORESTA PALUDOSA (MANGUEZAL).....	87
4.5.2 VEGETAÇÃO CAMPESTRE.....	88
4.5.2.1 CERRADOS E CAMPOS CERRADOS.....	88
4.5.2.2 FORMAÇÕES PIONEIRAS DE PRAIAS, CAMPOS DE RESTINGAS E FALÉSIAS.....	89
4.5.2.3.CAMPOS HIDRÓFILOS, HIGRÓFILOS E HALÓFILOS.....	90
5 QUADRO HUMANO.....	92
5.1 SÍNTESE HISTÓRICA DO PROCESSO DE OCUPAÇÃO.....	92
5.2 EVOLUÇÃO DEMOGRÁFICA.....	93
6 OBJETIVOS.....	96
6.1 OBJETIVO GERAL.....	96
6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	96
7 FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS.....	97
7.1 FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS DA GEOMORFOLOGIA.....	98
7.2 GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA.....	99
7.3 INTERAÇÕES ANTRÓPICAS NO MEIO AMBIENTE.....	106
8 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS.....	117
9 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	122
9.1 GEOMORFOLOGIA CONTINENTAL.....	122
9.2 GEOMORFOLOGIA LITORÂNEA.....	143
9.3 CARTA GEOMORFOLÓGICA.....	173
9.4 GEOMORFOLOGIA E PEDOLOGIA.....	181
9.5 CARTA DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA.....	187
9.6 CARTA DE FRAGILIDADE DOS AMBIENTES NATURAIS E ANTRÓPICOS.....	190
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	195
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	199
ANEXOS	

1 INTRODUÇÃO

Com um litoral de aproximadamente 7.400 km de extensão que atinge até 8.500 km, contando suas reentrâncias, o Brasil ocupa posição privilegiada no cenário internacional, seja devido à facilidade de comercialização com outros países através do transporte marítimo, seja devido aos seus vultosos recursos naturais e minerais que podem ser extraídos de sua zona econômica exclusiva e ao seu forte potencial turístico, atraindo investimentos, capital e pessoas para essa porção do país.

Primeira faixa de terra colonizada pelos portugueses, a partir de 1530, com a expedição de Martin Afonso de Souza, o litoral brasileiro apresenta hoje um total de 253 municípios que concentram cerca de 22% da população brasileira (BRASIL, 1991 apud MORAIS, 1999). Essa ocupação do litoral fica mais evidenciada, quando é levada em consideração a sua densidade demográfica que é de aproximadamente 90 hab/km², ou seja, cinco vezes maior do que a densidade demográfica brasileira.

As áreas litorâneas exercem um imenso fascínio, de modo que as populações humanas tendem a aumentar a ocupação dessas áreas, mesmo que de modo sazonal. Quando a ocupação torna-se intensa, os fatores antrópicos superpõem-se aos fenômenos dinâmicos, exacerbando as suscetibilidades naturais e introduzindo suscetibilidades induzidas e criando situações de crises cada vez mais complexas de diversos tipos (SUGUIO et al., 2005).

Devido a essa intensa ocupação do litoral brasileiro e sua vasta extensão territorial, o nível de preocupação em se planejar racionalmente as intervenções humanas vem crescendo. Porém, esbarra na falta de dados pretéritos, profissionais qualificados e recursos governamentais, o que acaba gerando sérios problemas de ordem física e biológica nos mais variados ambientes costeiros, tais como: praias, manguezais, estuários, falésias, dunas, tabuleiros litorâneos.

Em virtude da complexidade natural e do nível de intervenção humana na organização do espaço geográfico do ambiente costeiro, esse segmento do relevo vem merecendo atenção cada vez maior quanto à manutenção do seu equilíbrio, o que acaba

levando à necessidade de um conhecimento detalhado de suas estruturas e das forças que intervêm no ajustamento de suas formas (FEITOSA, 1996).

Os Tabuleiros Litorâneos e a Zona Costeira, como todo ambiente natural quando livre de intervenções humanas, apresentam-se, sob o ponto de vista geomorfológico, como ambientes de instabilidade potencial, sendo suscetíveis aos processos de origem marinha (ondas, marés, correntes), atmosférica (chuva, vento, insolação etc), endógena (tectonismo, geoestasia etc.), biológica (flora e fauna) e fluvial. A partir do momento em que qualquer ambiente natural começa a ser palco de atividades humanas, passa a ficar em desequilíbrio com os processos naturais atuantes, tornando-se um ambiente de instabilidade emergente (ROSS, 1994).

Estudos em zonas costeiras e adjacências vêm aumentando consideravelmente nos últimos anos e, paulatinamente, adquirem grande importância no planejamento ambiental e territorial, principalmente em áreas onde a intervenção humana provocou a destruição de algum patrimônio ou interferiu, de modo drástico, em ecossistemas de grande valor ecológico. A disparidade econômica e científica ainda existente no Brasil impede que todas as regiões litorâneas sejam igualmente amparadas pelos avanços proporcionados pelos estudos costeiros, principalmente na solução ou minimização de vários problemas de ordem ambiental que afetam, direta ou indiretamente, a população.

A concentração de pesquisadores no estudo das áreas costeiras das regiões Sudeste e Sul do Brasil acarreta a existência de grande volume de informações sobre limitada área do litoral brasileiro, levando-se em consideração sua enorme extensão, enquanto que a maior parcela permanece carente de pesquisas integradas e detalhadas.

Estudos integrados do meio físico em áreas costeiras não regulamentadas para a preservação ambiental ainda são raros no Brasil, sendo mais escassos ainda em áreas de porte territorial considerável e afastadas dos grandes centros econômicos e científicos.

No que se refere ao litoral paraibano, poucos estudos têm focalizado os processos costeiros atuantes e há uma carência ainda maior em estudos integrados do meio físico nessa área e nos Tabuleiros Litorâneos. O Estado da Paraíba dispõe de apenas um centro específico de pesquisa em ambientes costeiros e marinhos, o

NEPREMAR (Núcleo de Pesquisa e Recursos do Mar). Esse núcleo de pesquisa é vinculado à Universidade Federal da Paraíba e seu corpo técnico é multidisciplinar, formado por biólogos, geólogos, geógrafos. Embora a relevância de suas pesquisas seja indiscutível, o litoral paraibano, como a maior parte do litoral brasileiro, ainda carece de estudos mais detalhados que objetivem uma melhor compreensão dos processos atuantes e das limitações por eles impostas.

Assim, está sendo proposto um estudo integrado do litoral sul do Estado da Paraíba e retaguarda, no qual, embora sem deter exclusividade, o relevo será o alicerce da pesquisa. Outros componentes do meio serão analisados: geologia, solos, clima, vegetação, parâmetros oceanográficos e a própria sociedade. Esses componentes, incluindo o relevo, serão estudados de forma empírica e interdependente, e não de modo fragmentado.

O relevo é o palco das mais variadas atividades humanas. Cada uma de suas partes do relevo oferece à população nele fixada uma variada gama de benefícios e riscos, devido a sua gênese e seu processo evolutivo, podendo ainda ser ampliados, de acordo com o tipo de intervenção imposta pelo homem (MARQUES, 1994).

É nesse contexto que a Geomorfologia é empregada, pois são as formas de relevo, tanto sua gênese como sua evolução, o seu objeto de estudo. Embora o relevo, numa rápida observação, pareça ser um componente estático do meio, está em constante processo de evolução, com velocidades variadas, interagindo, a todo instante, com os demais componentes.

As formas de relevo não são componentes independentes na paisagem e, conseqüentemente, sua evolução também não é. Quando se pretende entender a evolução da forma de relevo de uma determinada área, devem-se considerar as características geológicas, climáticas, hidrológicas, pedológicas e biológicas da respectiva área, bem como a atuação antrópica, pois o homem também é um componente do meio e um agente modificador de extrema atuação.

Desde o surgimento do homem moderno (*Homo sapiens*), no Pleistoceno Superior, há menos de 200.000 anos (CANN; WILSON, 2003), até a Revolução

Industrial, em meados do século XVIII, a exploração dos recursos naturais ocorria de forma mais lenta e menos devastadora. Com o advento da Revolução Industrial e o surgimento de novas tecnologias, o homem passou a interferir na natureza de forma muito mais predatória, causando grandes e rápidas interferências no meio ambiente.

A estabilidade do meio físico está intimamente ligada à atividade humana e ao seu grau de intervenção. Salvo algumas regiões do planeta, em que as atividades humanas não se desenvolveram, os ambientes naturais mostram-se em estado de equilíbrio dinâmico, apresentando maior ou menor fragilidade em função de suas características físicas e genéticas. A partir do momento em que as atividades humanas passam a ser desenvolvidas nesses ambientes, o equilíbrio dinâmico é modificado, passando a fragilidade a ser também regida pelo grau de intervenção (ROSS, 1996).

A interferência humana no relevo terrestre, sem um prévio e amplo estudo de suas potencialidades e fragilidades, acaba minimizando os recursos naturais que dele poderiam ser aproveitados, podendo, ao mesmo tempo, causar danos ao próprio homem, aos seus descendentes e ao meio ambiente.

É nessa linha de pesquisa que o trabalho foi desenvolvido. Objetivou-se neste, estudo as formas de relevo e sua relação com os demais componentes do meio, assim como a interferência antrópica.

Através deste trabalho, pretender-se-á contribuir para um melhor conhecimento da dinâmica dos processos geomorfológicos nos Tabuleiros Litorâneos e na Zona Costeira de parte do litoral da Paraíba, bem como seu estado atual, fornecendo, assim, dados que possam servir de subsídio para futuros projetos de planejamento ambiental e territorial e para futuras pesquisas que envolvam essa fração do Estado.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção centro-sul do litoral do Estado da Paraíba, compreendendo toda a área emersa da carta topográfica de João Pessoa na escala 1:100.000 (SB-25-Y-C-III). Essa área é delimitada, ao norte, pelo paralelo 7°00'S e, ao sul, pelo paralelo 7°30'S, sendo seu limite oeste o meridiano 35°00'W. A delimitação oriental da área faz-se com o oceano Atlântico. A carta topográfica engloba integralmente os municípios de João Pessoa, Bayeux e Conde, e parte dos municípios de Cabedelo, Santa Rita, Alhandra, Pedras de Fogo, Pitimbu e Caaporã, todos no Estado da Paraíba, além de uma pequena fração do município de Goiana, Estado de Pernambuco (Figura 2.1).

Toda a área de estudo, com exceção da porção do município de Goiana, encontra-se dentro dos limites da meso-região da Mata Paraibana. A porção norte está no domínio da micro-região de João Pessoa e a porção sul, no domínio da micro-região Litoral Sul.

A área de estudo possui aproximadamente 1.140 km², com extensão norte-sul de 55,5 km e 65 km de linha de costa, dividida em 24 praias (ABRIL, 2004). Essas divisões são delimitadas por acidentes geográficos e/ou denominações populares, às vezes desprovidas de precisão. No sentido leste-oeste, a área de estudo possui extensão mínima de 17,4 km e máxima de 22,9 km.

Figura 2.1 – Localização da área de estudo.

3 JUSTIFICATIVAS

O litoral centro-sul do Estado da Paraíba é mais um típico caso brasileiro de ocupação sem planejamento. Na verdade, o que ocorreu e o que ocorre nessa área é apenas um exemplo de uma prática corriqueira em praticamente todo o litoral brasileiro. Historicamente, verifica-se que a apropriação do espaço e dos recursos naturais nessa área se deu sem um estudo prévio de suas potencialidades.

A ocupação das regiões costeiras no Brasil está relacionada com os fatores históricos, primeiramente, por meio da exploração intensa de pau-brasil (*Caesalpinia echinata*) e, posteriormente, pelo cultivo, de modo extensivo, de cana-de-açúcar. Essas duas formas de acumulação de capital iniciaram-se nas primeiras décadas do século XVI e foram responsáveis por grande devastação das matas primárias. O cultivo de cana-de-açúcar mantém-se, até a atualidade, plenamente ativo no litoral nordestino e é ainda responsável por parcela significativa da economia da região.

O açúcar produzido nos engenhos era escoado para a Europa por pequenos portos, que mais tarde, se transformaram em entrepostos comerciais, considerados os embriões de grandes cidades litorâneas.

O crescimento das cidades litorâneas, a partir dos pequenos entrepostos comerciais, foi totalmente desordenado, ocupando áreas de grande fragilidade ambiental, tais como: manguezais, praias, cordões litorâneos, tabuleiros litorâneos. Este crescimento, embora extremamente impactante para o meio ambiente, gerou, nessas cidades, uma desproporcional acumulação de capital e serviços em relação à maioria das cidades interioranas, ocasionando, portanto, uma forte migração populacional para as cidades litorâneas, fato que agravou seus problemas sociais e ambientais.

As belezas cênicas do litoral brasileiro são outro forte fator de atração populacional sazonal ou definitiva. Os investimentos no turismo, como a divulgação das belezas naturais na mídia e a abertura de novas estradas ligando os centros urbanos às frações do litoral praticamente intocadas, fizeram com que ocorresse um aumento estrondoso da especulação imobiliária, com a abertura de inúmeros loteamentos, condomínios fechados, construção de pousadas, hotéis e *resorts*. Esse modo de

ocupação, além de provocar a descaracterização da área, é, na maioria dos casos, desprovido de qualquer tipo de planejamento, além de constituir-se em grande desencadeador de problemas ambientais e processos geomórficos. A maior dificuldade no enfrentamento dessas questões está ligada à ocupação indevida ou imprópria de áreas potencialmente frágeis, na maioria das vezes por razões essencialmente políticas e/ou socioeconômicas, ignorando-se completamente os processos naturais (SUGUIO et al., 2005).

Planejar racionalmente a ocupação e o uso do espaço costeiro no Brasil é uma necessidade urgente, embora essa preocupação ainda seja relativamente recente e pontual. Os constantes problemas gerados pelo avanço da urbanização sobre áreas que deveriam ser preservadas e pela interferência, direta e/ou indireta, no balanço sedimentar costeiro mostram que ainda é longo o caminho entre intenção e realização (MUEHE, 1994). Considerando-se que o planejamento de qualquer zona litorânea demanda a compreensão de uma extensão territorial mais ampla do que apenas a área costeira, esse caminho se torna ainda mais longo.

A caracterização das atuais condições do meio físico da área de estudo, a caracterização geomorfológica, bem como suas tendências evolutivas, aceleradas ou não pela interferência antrópica, constituem-se no contexto geral deste trabalho. O conhecimento sobre as condições do meio físico e as tendências evolutivas do relevo, assim como os mapeamentos temáticos da área de estudo são de fundamental importância para a execução de futuros trabalhos de planejamento territorial e ambiental e de gerenciamento, fornecendo, também, dados que possam contribuir para minimizar, de forma imediata, vários impactos ambientais atuais correlacionados com a temática do trabalho e seus respectivos danos à sociedade e à natureza.

4 QUADRO NATURAL

4.1 GEOLOGIA

A área de estudo está localizada integralmente na bacia sedimentar marginal Pernambuco-Paraíba, última porção da Plataforma Sul-Americana a se separar do continente africano, durante a abertura do Oceano Atlântico (FRANÇOLIN; SZATMARI, 1987). A Bacia Pernambuco-Paraíba é classicamente subdividida em sub-bacias, estando a área de estudo localizada, em quase sua totalidade, na Sub-Bacia Alhandra.

Mabesoone e Alheiros (1988) delimitaram a Bacia Pernambuco-Paraíba, desde o alto de Maragogi-Barreiros, proximidades da divisa Pernambuco/Alagoas, onde se limita com a Bacia Sergipe-Alagoas, até a falha Ceará-Mirim, já no Estado do Rio Grande do Norte, onde se limita com a Bacia Potiguar.

Alheiros, Lima Filho e Ferreira (1989) excluíram a Sub-Bacia Cabo da Bacia Pernambuco-Paraíba, devido ao fato de essa sub-bacia apresentar características estratigráficas, geocronológicas e estruturais distintas das demais. Lima Filho (1998) a denominou de Bacia Pernambuco, que é delimitada ao norte pelo Lineamento Pernambuco e ao sul pelo Alto Estrutural Maragogi-Barreiros.

Também, por apresentar características estratigráficas e tectônicas distintas, Mabesoone e Alheiros (1991) e Mabesoone (1991) colocaram as Sub-Bacias Natal e Canguaretama como continuação sub-oriental da Bacia Potiguar. Portanto, resta apenas para a Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba as sub-bacias: Miriri, Alhandra e Olinda. Lima Filho, Monteiro e Souza (1998) denominaram de Bacia Paraíba o conjunto dessas três sub-bacias restantes.

Mabesoone e Alheiros (1991) descreveram a estrutura da Bacia Pernambuco-Paraíba como um homoclinal com mergulho suave para leste. Tal bacia é delimitada pelo Lineamento Pernambuco, ao sul, e pela Falha de Pirpirituba (Mamanguape), ao norte. Falhas transversais ativas no Proterozóico denominadas, respectivamente, Falha

de Goiana e Falha de Itabaiana, subdividem a Bacia Pernambuco-Paraíba em três sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri. A área de estudo insere-se, em sua quase totalidade, na Sub-Bacia Alhandra, que é delimitada, ao norte, pela Falha de Itabaiana e, ao sul, pela Falha de Goiana (Figura 4.1).

Figura 4.1 – Sub-Bacias Miriri, Alhandra e Olinda que compõem a Bacia Pernambuco-Paraíba (Modificado de BARBOSA, 2004).

Segundo Asmus (1975), a evolução das bacias marginais brasileiras mostra-se subdividida em quatro principais estágios tectono-sedimentares: *pré-rift*, *rift*, *proto-oceano* (golfo) e *marinho franco* (Figura 4.2).

O estágio *pré-rift* desenvolveu-se no Jurássico-Eocretáceo e caracterizou-se por intumescimento pré-vulcânico e estiramento da crosta continental, associados a intenso

falhamento em blocos e conseqüente subsidência, desenvolvendo depressões ou bacias intracratônicas receptoras de sedimentos.

Figura 4.2 – Quadro de integração dos principais estágios evolutivos da margem continental brasileira (ASMUS, 1975). Na porção inferior, aparecem as extensões das faixas de idades para cada estágio; quando tracejadas, são inferidas. Nas duas colunas à direita, são assinalados os principais eventos tectônicos e a litologia essencial de cada estágio. A classificação das bacias mostrada nas seções esquemáticas e caracterizada pelos nomes acima de cada seção é baseada em Asmus e Porto (1972) sendo que os termos intracratônica e intermediária referem-se ao tipo de crosta.

O estágio *rift*, datado do Eocretáceo, caracterizou-se por grandes falhamentos em blocos escalonados resultantes do constante afastamento da Plataforma Sul-Americana em relação ao continente africano. Sintectonicamente, ocorreu a deposição de sedimentação clástica continental num sistema combinado de leques aluviais, sistemas fluviais e lagos interiores. Na Bacia Pernambuco-Paraíba, essa fase deposicional é representada pela fácies conglomerática (basal) da Formação Beberibe/Itamaracá.

Com o contínuo afastamento de forma rotacional horária da Plataforma Sul-Americana, em relação ao continente africano, ocorreu uma relativa diminuição da atividade tectônica nos limites das bacias, favorecendo o soterramento do relevo

acidentado até uma condição de equilíbrio de base erosional do continente e um nível de base deposicional nas bacias (ASMUS, 1975).

Aproveitando o aplainamento do relevo, iniciaram-se, no Aptiano, ingressões marinhas nas bacias costeiras do Atlântico Sul, originando, assim, o estágio de proto-oceano restrito e relativamente raso (golfo). Esse ambiente de golfo somou-se a um reduzido fluxo de material clástico, devido à permanência de calma tectônica, favorecendo, portanto, a deposição de calcários de plataforma. Por ser a última porção do sub-continente sul-americano a se separar do continente africano, na Bacia Pernambuco-Paraíba a fase de proto-oceano restrito somente iniciou-se no Maastrichtiano, com a deposição dos calcários da Formação Gramame.

Já no Cretáceo superior, como consequência da contínua expansão do assoalho oceânico e de subsidências progressivas, iniciou-se o estágio marinho franco nas bacias marginais brasileiras, estágio que perdura até o recente.

4.1.1 EMBASAMENTO CRISTALINO

As diferenças litológicas no embasamento cristalino do Estado da Paraíba remontam ao Pré-Brasiliano, porém a orogênese Brasiliana (750 a 540 Ma) afetou toda a Província, marcando, indistintamente, todos os seus terrenos com um vigoroso sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes e de transpressão e do notável plutonismo granítico (BRASIL, 2002).

Os Domínios Cristalinos Rio Grande do Norte e Transversal avançam até o litoral e a margem continental adjacente, embasando toda a cobertura sedimentar mesozóica-cenozóica. O Domínio Rio Grande do Norte, localizado na porção centro-norte do Estado da Paraíba e representado na porção leste pelo Terreno São José do Campestre, é separado do Domínio Transversal (centro-sul) pelo Lineamento Patos. O Domínio Transversal é o embasamento totalitário da Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba. Subdivide-se, nessa área, de norte para sul, em Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe. O Terreno Alto Pajeú é separado do Terreno

Alto Moxotó pela Nappe Serra de Jabitacá. Esse Terreno é separado do Terreno Rio Capibaribe pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (Figura 4.3).

Figura 4.3 - Mapa geológico simplificado do Estado da Paraíba (BRASIL, 2002).

O Terreno São José do Campestre (TSJC), ao norte, trata-se de um maciço paleoproterozóico composto por rochas gnáissicas-migmatíticas de alto grau, de

afinidades cálcio-alcalinas, envolvendo alguns núcleos arqueanos (BRITO NEVES et al., 2004).

O Terreno Alto Pajeú (TAP), de idade meso-neoproterozóica, é representado, sobretudo, por rochas metamórficas tais como: biotita gnaisses, metagrauvacas, biotita-muscovita gnaisses e *sheets* de ortognaisses sienograníticos, graníticos e granodioríticos (BRITO NEVES et al., 2004).

O Terreno Alto Moxotó (TAM) é composto por ortognaisses granodiorítico-granítico do Arqueano, ortognaisses migmatíticos, do paleoproterozóico e mesoproterozóico e suítes graníticas do neoproterozóico (BRASIL, 2002). O TAM é o embasamento predominante da área de estudo (Folha João Pessoa 1:100.000), abrangendo aproximadamente 80% da mesma.

O Terreno Rio Capibaribe (TRC) ocorre como embasamento da área de estudo em cerca de 20% e situa-se ao sul da mesma na divisa com o Estado de Pernambuco. Como litologia predominante, encontram-se: ortognaisses de composição granítica do paleoproterozóico, biotita gnaiss e metavulcânicas máficas e intermediária do mesoproterozóico (BRASIL, 2002).

4.1.2 FORMAÇÃO BEBERIBE/ITAMARACÁ

A camada sedimentar basal da Bacia Pernambuco-Paraíba foi assim denominada, pela primeira vez por Kegel (1957), para designar o afloramento fossilífero das camadas microclásticas que ocorrem no vale do Rio Beberibe. Essa formação repousa, de forma discordante, sobre o embasamento cristalino pré-cambriano (MABESOONE; ALHEIROS, 1988).

A Formação Beberibe/Itamaracá é, muitas vezes, dividida por diversos pesquisadores em duas formações distintas: Formação Beberibe (porção inferior) e Formação Itamaracá (porção superior), e por outros pesquisadores, denominada em conjunto por “Seqüência Clástica Basal”. Esta denominação foi usada, pela primeira vez, por Amaral, Menor e Santos (1977).

A denominação Formação Itamaracá foi abolida por Beurlen (1967), que incluiu os depósitos fosfáticos encontrados no topo dessa unidade na base da Formação Gramame. O antigo membro Beberibe, estabelecido por Kegel (1955), pertencente à Formação Itamaracá, foi então elevado à categoria de Formação Beberibe.

A Formação Itamaracá foi retomada como unidade estratigráfica independente das Formações Beberibe e Gramame por trabalhos de Souza (1999) e Lima Filho e Sousa (2001). Porém, a exata determinação do limite entre as Formações Beberibe e Itamaracá ainda carece de maior critério e de mais pesquisas que possam, por fim, determinar o comportamento diferenciado dessas unidades estratigráficas, ao longo do tempo (BARBOSA, 2004).

Diante do exposto, optou-se, neste trabalho, pela caracterização, de forma conjunta, das unidades estratigráficas, denominando-as de Formação Beberibe/Itamaracá.

Predominam, na porção inferior da Formação Beberibe/Itamaracá, arenitos médios e grosseiros, podendo ocorrer leitos conglomeráticos e intercalações de níveis argilosos, verificando-se, logo acima dessa seqüência, a ocorrência de arenitos finos com níveis de siltitos e folhelhos marcadamente de origem continental. Nobrega e Alheiros (1991) apresentaram como fácies dominante uma fácies fluvial de canais entrelaçados de alta energia, representada por arenitos predominantemente quartzosos, grossos a conglomeráticos, moderadamente selecionados e subangulosos a subarredondados. Nobrega e Alheiros (op cit.) também distinguiram uma fácies lagunar composta por siltitos e arenitos finos a muito finos, estratificados de cor cinza-esverdeada com manchas avermelhadas.

A porção superior da Formação Beberibe/Itamaracá é constituída de arenitos quartzosos, compactos, carbonáticos, médio a grosso e apresentando espessura máxima em torno de 280 m (AMARAL; MENOR; SANTOS, 1977). Leal e Sá (1998), estudando poços tubulares na Bacia Pernambuco-Paraíba, entre Recife e João Pessoa, admitiu, para os sedimentos calcíferos dessa formação, uma espessura máxima de 150

m e, para toda a Formação Beberibe/Itamaracá, uma espessura média de 230 a 280 m, com máximo de 360 m.

Essa seqüência sedimentar calcífera, denominada, por alguns pesquisadores, de Formação Itamaracá, representaria, assim, a transição da fácies continental para a fácies marinha, a qual ter-se-ia dado de forma gradual com inúmeras interdigitações (LEAL E SÁ, 1998). Segundo Menor, Dantas e Sobrinho (1977), essa seqüência sedimentar calcífera representaria fácies meso-infralitoral, caracterizando o início da transgressão marinha subsequente.

Ocorre, no topo dessa formação, horizonte fosfático, com espessura de 40 cm a 2 m, explorado economicamente, cuja origem está associada ao influxo de correntes de ressurgência, explosão da atividade de algas e organismos bentônicos que fixaram o fósforo sobre o substrato e clima quente e seco que favoreceu a diminuição da sedimentação clástica (MABESOONE, 1981). Outra atividade econômica ligada à Formação Beberibe/Itamaracá refere-se à extração de água, já muito explorada na região metropolitana de Recife, aumentando rapidamente na área de estudo. O aquífero Beberibe/Itamaracá é um dos mais importantes da Região Nordeste, pois além de ser relativamente profundo (> 100 metros), está na sua porção mais oriental, confinado pelos calcários da Formação Gramame e Maria Farinha (suprajacentes), sendo, portanto, de difícil contaminação.

É atribuída, para a porção inferior da Formação Beberibe/Itamaracá, idade santoniana-campaniana (BEURLIN, 1967) e, para sua porção superior, idade campaniana-maastrichtiano (RODRIGUES, 1983).

Na área de estudo, ocorre afloramentos relativamente extensos da Formação Beberibe/Itamaracá, sempre condicionados a vales fluviais que, por ação hidráulica, erodiu as formações sedimentares superiores, exumando essa formação.

As principais áreas de afloramento ocorrem nos vales dos seguintes rios: Gramame, Mamuaba, Aterro, Taperubus, Papocas, Sal Amargo e Mumbaba (Figura 4.4). Deve-se destacar que, em superfície, a Formação Beberibe/Itamaracá mostra-se de difícil distinção dos depósitos da Formação Barreiras, pois, além de os processos

genéticos serem similares, os sedimentos apresentam grande semelhança granulométrica e textural, com grãos subangulosos a subarredondados e seleção variando de moderada a fraca.

Figura 4.4 – Mapa geológico da área de estudo e adjacências. (Modificado de BRASIL, 2002).

Comparando mineralogicamente a Formação Beberibe/Itamaracá com a Formação Barreiras, a primeira é mais quartzosa (>95% de quartzo), raramente feldspática e, com certa frequência, observam-se grãos carbonáticos, enquanto a Formação Barreiras, apresenta composição média de 85% de quartzo, com até 15% de feldspatos e ausência de grãos carbonáticos (ALHEIROS; FERREIRA; LIMA FILHO, 1993).

4.1.3 FORMAÇÃO GRAMAME

A Formação Gramame é a primeira unidade carbonática de domínio marinho e repousa concordantemente sobre a Formação Beberibe/Itamaracá. Essa denominação foi utilizada, pela primeira vez, por Oliveira (1940 apud. BARBOSA et al., 2004), para designar o afloramento de calcários margosos no vale do Rio Gramame, ao sul de João Pessoa.

Tal formação representa uma transgressão marinha sobre os sedimentos clásticos continentais/litorâneos da Formação Beberibe/Itamaracá que ocorreu de forma rápida, evidenciando não uma subida do nível do mar, mas, sim, uma alta taxa de subsidência do terreno que permitiu que a área, até então acima do nível do mar, fosse rebaixada, permitindo o avanço marinho sobre a bacia (BARBOSA et al., 2004).

A espessura máxima da Formação Gramame é de aproximadamente 70 m (ALMEIDA, 2000). Contudo, predominam espessuras inferiores a 55 m, dos quais mais de dois terços são representados por calcários argilosos cinzentos (LEAL E SÁ, 1998). Na base, os calcários são dolomíticos, apresentado-se como foraminíferos-biomicrotos, tornando-se gradualmente cálcicos e mais puros, à medida em que se aproximam do topo da sequência. É intensamente explorada, na área de estudo, pelas fábricas de cimento CIMPOR do Brasil (Foto 4.1) e CIPASA e em vários afloramentos (pedreiras) onde o calcário é retirado praticamente sem mecanização e destinado à construção civil.

Apresenta-se como uma formação extremamente fossilífera de idade maastrichtiana representada, sobretudo, por gastrópodes, cefalópodes, crustáceos, equinodermas, dentes e escamas de peixes, típicos de ambiente marinho relativamente calmo, de águas quentes e pouco profundas (BUERLEN, 1967).

Aflora, na área de estudo, principalmente nos vales fluviais, que, devido à ação hidráulica, erodiu as formações suprajacentes, exumando a Formação Gramame. As principais áreas de afloramento são: margem esquerda do vale do Rio Aterro e Abiaí, cabeceiras do Rio Mucatu, margem direita do Rio Camocim, margem esquerda do Rio

Graú, margem direita do Rio Gramame (Figura 4.4, p. 33). Poços tubulares perfurados por empresas particulares atestam a ausência de calcários a oeste da BR 101. Tal ausência reflete a não deposição da Formação Gramame nessa área ou a deposição e posterior erosão por exposição subaérea, característica de evento regressivo do nível do mar. Portanto, o limite atual de calcários na área de estudo é de aproximadamente 20 km, a partir da linha de costa em direção ao continente.

Foto 4.1 – Exploração de calcário pela CIMPOR do Brasil no município de João Pessoa. (Foto: ARQUIVO GRAFSET)

4.1.4 FORMAÇÃO MARIA FARINHA

A Formação Maria Farinha representa a continuação da seqüência calcária da Formação Gramame, sendo diferenciada da última não pelas características litológicas ou estratigráficas, mas apenas pelo seu conteúdo fossilífero, que é considerado de idade paleocênica-eocênica inferior (MABESOONE, 1994).

A Formação Maria Farinha foi depositada em ambiente marinho raso regressivo, sendo constituída, principalmente, por calcários dolomíticos muito fossilíferos. Apresenta espessura máxima de 35 m, provavelmente devido à erosão pela exposição

subaérea anterior à deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras que a recobre discordantemente (LEAL E SÁ, 1998).

Na área de estudo, os calcários da Formação Marinha Farinha afloram na região costeira entre as praias de Tambaba e Jacumã, influenciando fortemente a configuração atual da linha de costa. Esses afloramentos, em certas áreas, avançam em direção ao mar, formando pequenas ilhotas próximas à linha de costa, em cujas retaguardas, em muitos casos, são formados tômbolos (Foto 4.2). Em frente às praias de Carapibus, Jacumã e sul da Barra de Gramame, ocorrem, sob a forma de bancos rochosos submersos, podendo servir de suporte para organismos coralinos (ALMEIDA, 1989).

Foto 4.2 – Afloramentos da Formação Maria Farinha na Praia de Tambaba. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

A Formação Beberibe/Itamaracá clástica de deposição continental (porção inferior) e meso-infralitoral (porção superior) mais as formações calcárias de deposição marinha rasa, transgressiva-regressiva, denominadas respectivamente de Formação Gramame e Formação Marinha Farinha, compõem o Grupo Paraíba que preenche a Bacia Sedimentar Marginal Pernambuco-Paraíba. A Formação Barreiras, de origem

continental, capeia o Grupo Paraíba, mas não é componente da Bacia Pernambuco-Paraíba, mas sim, considerada apenas uma cobertura plataformar.

4.1.5 FORMAÇÃO BARREIRAS

A designação de Grupo ou Formação Barreiras tem sido aplicada, com acepção vaga, para indicar sedimentos clásticos, pobres em conteúdo fossilífero, de cores vivas e variadas, mal consolidados, que ocorrem quase ininterruptamente, aflorando ao longo da costa, desde o Amapá até o norte do Estado do Rio de Janeiro. Corresponde a arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados, frequentemente lenticulares, formando falésias, em grandes trechos, principalmente no litoral nordestino.

O termo é de uso prático para sedimentos clásticos indiferenciados e mal selecionados, sempre que a falta de estudos pormenorizados impeça o reconhecimento de formações bem definidas. Segundo Petri e Fúlfaro (1983), existiria uma tendência geral em ampliar a acepção de “Formação” Barreiras para “Grupo” Barreiras.

A classificação dessa unidade sedimentar como “Grupo” ainda é sujeita a controvérsias, apesar de ser razoavelmente sustentada por vários pesquisadores, devido aos critérios de mapeabilidade, extensão territorial e características litológicas distintas que podem ser agrupadas em diferentes formações (SAMPAIO; PEREIRA; VILAS BOAS, 1991).

Outros pesquisadores, entretanto, não concordam com a designação de Grupo Barreiras, por ainda não estarem bem definidas e delimitadas estratigraficamente as diferentes “Formações” que comporiam o referido “Grupo”. O primeiro Simpósio sobre o Barreiras realizado junto ao X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (2005) reuniu pesquisadores de diversas universidades e centros de pesquisas do Brasil, e a maioria absoluta dos trabalhos por eles apresentados designava os sedimentos do Barreiras como “Formação”. Alheiros et al. (1988) definiram os depósitos sedimentares que ocorrem na faixa costeira dos Estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte que recobrem as Bacias Sedimentares Pernambuco-Paraíba e Potiguar como Formação Barreiras. Esta denominação foi dada, em virtude de

suas características litológicas e do seu desenvolvimento sedimentológico, apenas com diferenças faciológicas decorrentes dos diferentes sistemas deposicionais fluviais de grande extensão geográfica, que teriam dado origem a essa unidade. Portanto, diante dessas considerações, optou-se, para o presente trabalho, a designação de Formação Barreiras.

Outro ponto ainda muito controverso com relação à Formação Barreiras diz respeito a sua idade. A dificuldade em datar sedimentos por métodos de datação absoluta, somada à quase ausência fossilífera, o que dificulta sua correlação com outras Formações contemporâneas, impede uma datação precisa e unânime entre os pesquisadores. Suguio, Bidegain e Morner (1986), com base em datações paleomagnéticas, atribuíram à Formação Barreiras uma idade pliocênica superior à pleistocênica inferior. Através de estudos palinológicos, Arai et al. (1988) posicionaram a parte inferior dessa formação no Mioceno inferior a médio.

Os sedimentos da Formação Barreiras provêm basicamente dos produtos resultantes da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino, localizado mais para o interior do continente que, no Estado da Paraíba, seriam as rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Gopinath, Costa e Júnior (1993), em análises sedimentológicas realizadas na Formação Barreiras, no Estado da Paraíba, constataram que as fontes dos sedimentos seriam granitos, gnaisses e xistos, que são litologias predominantes no Planalto da Borborema.

Segundo Alheiros et al. (1988), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu através de sistemas fluviais entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais. A fácies de sistemas fluviais entrelaçados apresenta depósitos de granulometria variada com cascalhos e areias grossas a finas, de coloração creme amarelado, com intercalações de microclastos de argila siltica, indicativo de ambientes de sedimentação calmo como, por exemplo, de planície aluvial. A fácies de leques é constituída por conglomerados polimíticos de coloração creme-avermelhada, com seixos e grânulos subangulosos de quartzo e blocos de argila retrabalhada, em corpos tabulares e lenticulares de até um metro de espessura, intercalados com camada siltico-argilosa menos espessa.

Para Alheiros et al. (1988), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras representa a evolução de um sistema fluvial desenvolvido em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido e sujeito a oscilações.

Arai (2005) questionou a origem continental da Formação Barreiras tradicionalmente apregoada e admitiu origem predominantemente marinha para a mesma, sendo sua gênese atribuída à grande elevação eustática do Mioceno.

Análises mineralógicas efetuadas por Alheiros, Ferreira e Lima Filho (1993) classificaram os sedimentos da Formação Barreiras como arcósios e subarcósios ferríferos, além de arcósios micáceos, argilitos e siltitos. A concentração de feldspato em até 15% corrobora com a teoria de primeiro ciclo deposicional para a Formação Barreiras e, conseqüentemente, de área fonte próxima.

É muito comum, na área de estudo, a precipitação de oxi-hidróxido de ferro e alumínio nos sedimentos da Formação Barreiras, comumente observados nas falésias. Essas concentrações formam níveis de ferricretes duros em vários patamares e, principalmente, na base das mesmas (Foto 4.3). Os ferricretes, por apresentarem maior resistência à erosão, em alguns casos, formam terraços marinhos de abrasão e bancos rochosos, testemunho do recuo erosivo das falésias pela ação das ondas (Foto 4.4).

Os sedimentos da Formação Barreiras depositaram-se, de forma discordante, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino e sobre as Formações Beberibe/Itamaracá, Formação Gramame e Marinha Farinha. Na porção oeste da área de estudo, tendo como limite as proximidades da BR 101, a Formação Barreiras repousa diretamente sobre a Formação Beberibe/Itamaracá. Já na porção centro-leste, repousa sobre as Formações Gramame e Maria Farinha quando esta não tinha sido totalmente erodida pelo hiato deposicional que precedeu a deposição da Formação Barreiras (Figura 4.5).

Foto 4.3 – Falésia com níveis de ferricrete e blocos rochosos esparsos na praia cimentados pelo mesmo óxido/hidróxido de ferro evidenciando recuo erosivo da falésia. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Foto 4.4 – Nível de ferricrete no sopé da falésia e terraço de abrasão marinha emerso e submerso cimentados por óxido-hidróxido de ferro, parcialmente recoberto por areia de praia. Obs.: foto tirada na maré baixa de sizígia. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Figura 4.5 – Coluna estratigráfica esquemática da Bacia Pernambuco-Paraíba no trecho da Sub-Bacia Alhandra (Modificado de BARBOSA et al., 2004).

A espessura da Formação Barreiras do Estado da Paraíba é bastante variável, atingindo espessuras máximas entre 70 e 80 m (LEAL E SÁ, 1998). No fim do ciclo deposicional, a espessura deste pacote sedimentar era, provavelmente, muito superior à atual, por tratar-se de um ambiente dominado por processos denudacionais, desde o Plioceno se for levada em consideração a idade proposta por Arai et al. (1988). As diferentes espessuras ora verificadas estão sendo explicadas, recentemente, por estudos de tectônica regional cenozóica originadas por reativações de antigas falhas no embasamento cristalino do Proterozóico (BRITO NEVES et al., 2004).

Em função das semelhanças litológicas com a Formação Beberibe/Itamaracá, a identificação da Formação Barreiras em campo e, conseqüentemente, o seu mapeamento é extremamente difícil, sobretudo, na ausência da Formação Gramame (intermediária). Essa formação funciona como uma camada guia entre as Formações Beberibe/Itamaracá

e Barreiras. Geralmente, a Formação Gramame é encontrada somente até 20 km continente adentro, havendo, portanto, a partir desse ponto, grande dificuldade em se diferenciarem as Formações Barreiras e Beberibe/Itamaracá somente por observações de campo, principalmente quando submetidas ao intenso intemperismo.

4.1.6 COBERTURAS ELÚVIO-COLUVIAIS

As coberturas elúvio-colúviais são mais expressivas sobre a Formação Barreiras na porção norte do Estado da Paraíba, ocorrendo apenas no noroeste da área de estudo, em um pequeno trecho, ao norte do Rio Paraíba (Figura 4.4 p. 33).

Há muitas controvérsias entre os pesquisadores quanto à gênese das coberturas elúvio-colúviais. Foram descritas, primeiramente, por Barbosa e Braga (1974), que as consideraram correlativas de um aplainamento posterior à deposição da Formação Barreiras. Brito Neves, Ricomini e Fernandes (1999) associaram esses depósitos ao sistema tafrogênico paleógeno do Saliente Oriental Nordeste, que reativou antigas falhas Proterozóicas de modo distensivo, promovendo a formação de grábens e horsts. Essa mesma tectônica também promoveu a sedimentação e, em seguida, agiu reversamente, provocando a erosão dos sedimentos outrora condicionados.

4.1.7 TECTÔNICA

Asmus (1975) interpreta a Bacia Pernambuco-Paraíba como da fase final de evolução tectono-sedimentar das bacias marginais caracterizada pela subsidência continuada da margem continental, resultando no espessamento vertical e avanço progradacional dos sedimentos. Rand (1976), utilizando métodos geofísicos, caracterizou-a como uma rampa de blocos falhados (escalonados) de gradiente muito suave, inclinando-se para leste.

Dados históricos e instrumentais têm demonstrado que a Região Nordeste é uma das regiões que apresenta maior atividade sísmica do país. Os estudos sismológicos e neotectônicos mais recentes concentraram-se na porção setentrional do Nordeste, tendo

sido concluído que a sismicidade na região ocorre como enxames de terremotos, que duram vários anos e estão concentrados na porção superior da crosta, entre 1 e 12 km. O mais bem estudado exemplo ocorreu próximo a João Câmara-RN, onde foi registrada uma sequência de mais de 40.000 tremores entre 1986 e 1989 (SAADI et al., 2005).

Bezerra e Vita-Finzi (2000) sugeriram que zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas ou falhas de idade cretácea, orientadas para a direção NE ou NW, estavam em posição ideal para a reativação, por transcorrência, pela tensão máxima atual E-W.

Brito Neves et al. (2004) admitiram a existência de um sistema tafrogênico a leste do meridiano 36°W, no Estado da Paraíba, resultante principalmente da reativação tectônica de componente distensional, ao longo de antigas zonas de cisalhamento de direção E-W a ENE-WSW do embasamento proterozóico (Figura 4.3, p. 29), sendo essa tectônica distensional posterior ao arqueamento pós-Cretáceo.

O sistema tafrogênico, segundo Brito Neves et al. (2004), compreende três compartimentos: o Gráben de Cariatá, o Horst de Boqueirão e o sistema de grábens do Rio Mamanguape (Figura 4.6). A estrutura do sistema tafrogênico destaca-se de forma marcante, na paisagem atual, seja na configuração dos planaltos elevados, seja no controle da rede de drenagem. O Gráben de Cariatá e o Horst de Boqueirão limitam-se a oeste com a área de estudo sendo que suas gêneses e evolução influenciaram marcadamente o padrão da rede de drenagem da região.

Análises de poços tubulares perfurados na Bacia Pernambuco-Paraíba, na área de estudo, foram realizadas por Araújo (1993), Leal e Sá (1998) e Barbosa (2004). Em todos os trabalhos, constatou-se uma grande variação nas cotas dos patamares do calcário da Formação Gramame, sugerindo a existência de falhas com consideráveis rejeitos, que podem afetar, de maneira substancial, os tabuleiros superpostos.

Figura 4.6 – Seção geológica esquemática NNW-SSE exibindo a compartimentação do sistema tafrogênico terciário do “Saliente Oriental Nordestino” no Estado da Paraíba (BRITO NEVES et al., 2004).

4.1.8 DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

Os depósitos quaternários abrangem uma fração considerável da área de estudo, estando bem preservados, em alguns trechos, e extremamente ocupados e descaracterizados pela ação antrópica, em outros. Esses depósitos podem ser divididos em dois grandes blocos: depósitos marinhos/transicionais e depósitos continentais. Os depósitos marinhos/transicionais identificados na área são os seguintes: terraços marinhos pleistocênicos, terraços marinhos holocênicos, recifes rochosos (*beach rocks*), recifes algálicos/coralinos, depósitos de mangue e areias praiais. Os depósitos continentais identificados são: depósitos coluviais, cones de dejeção, dunas inativas e depósitos aluviais.

4.1.8.1 TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS

Os terraços marinhos constituem-se em antigos relevos costeiros, representando paleolinhas praiais que correspondem a diferentes fases transgressivas e regressivas, associados, respectivamente, a estágios interglacial e glacial do hemisfério norte durante o Quaternário (SUGUIO, 1998).

Os terraços marinhos pleistocênicos foram formados, há cerca de 120.000 AP, quando o nível relativo do mar esteve em 8 ± 2 m acima do atual. Essa subida do nível

do mar é denominada de Transgressão Cananéia (SUGUIO; MARTIN, 1978) e de Penúltima Transgressão (BITTENCOURT et al., 1979).

Esses terraços marinhos diferenciam-se dos terraços marinhos holocênicos, por apresentarem topos mais elevados e por estarem situados geralmente em posições mais internas, nas planícies costeiras. São freqüentemente representados por areias quartzosas finas e claras, geralmente lixiviadas, podendo gradar para areias acastanhadas a pretas impregnadas de ácidos orgânicos (húmicos e fúlvicos) (SUGUIO, 1999).

Foram identificados, na área de estudo, nos seguintes locais: margem esquerda do Rio Paraíba, planície do Rio Abiaí, planície do Rio Mucatu, Praia de Tabatinga (Foto 4.5), planície do Rio Gramame e Praia do Arraial. Na última, os terraços marinhos pleistocênicos sustentam paleodunas e estão sendo fortemente erodidos pela incidência direta de ondas (Foto 4.6).

Foto 4.5 – Terraço marinho pleistocênico na Praia de Tabatinga. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Foto 4.6 – Terraço marinho pleistocênico sustentando paleodunas. (Foto MAX FURRIER, 2005)

4.1.8.2 TERRAÇOS MARINHOS HOLOCÊNICOS

Os terraços marinhos holocênicos são depósitos arenosos situados entre 4 e 5 m acima do nível do mar atual e exibem suave declividade rumo ao oceano. Foram construídos na Última Transgressão (BITTENCOURT et al., 1979) ou Transgressão Santos (SUGUIO; MARTIN, 1978) e na regressão subsequente. Nessa transgressão, o mar alcançou a 5.100 AP, um máximo de 5 m acima do nível médio atual e, após esse período, recuou de forma oscilatória.

Na superfície desses terraços, quando não ocupados por áreas urbanas e loteamentos, ocorrem cristas praias bem preservadas, sendo suas sucessões lineares denominadas cordões litorâneos, os quais são muito facilmente observados em fotografias aéreas e imagens orbitais.

Os terraços marinhos holocênicos são bastante expressivos, na área de estudo, estando quase sempre parcial ou totalmente ocupados por edificações, dificultando, assim, a sua caracterização (Foto 4.7). Esses terraços ocorrem na área de estudo, principalmente na “Restinga de Cabedelo” (municípios de João Pessoa e Cabedelo), nos

bairros de Manaíra, Tambaú, Cabo Branco e Praia da Penha no município de João Pessoa, na Ponta de Pitimbu, praias de Pitimbu e Guarita localizadas no extremo sul da área de estudo.

Foto 4.7 – Terraços marinhos holocênicos intensamente ocupados nos bairros de Cabo Branco, Tambaú, Manaíra e Bessa – município de João Pessoa (INCRA/TERRAFOTO, 1985). Norte geográfico voltado para cima (Escala: 1:65.000).

4.1.8.3 RECIFES ROCHOSOS (*BEACH ROCKS*)

Os recifes rochosos são constituídos por arenitos e conglomerados, em geral, formados por fragmentos predominantemente quartzosos e cimentados por calcita, contendo, além disso, freqüentes conchas fragmentadas ou inteiras de moluscos (SUGUIO, 1998). Os topos desses recifes costumam aflorar na baixamar, ou mesmo, em alguns casos, afloram ligeiramente acima do nível médio do mar. Recife rochoso é

sinônimo de rocha praial (*beach rock*), terminologia muito difundida entre os pesquisadores.

Mabessone (1964) apontou uma origem na antepraia para essas estruturas, no Estado de Pernambuco, evidenciando um rebaixamento do nível do mar, pois alguns encontram-se acima do nível da maré baixa atual. Dominguez et al. (1990) atestaram que alguns recifes rochosos encontrados no litoral desse Estado foram originados por cimentação carbonática em sedimentos praias.

É importante acrescentar, ainda, a íntima relação com as águas continentais, na sua formação. Esse fato ocorre, provavelmente, devido aos ácidos húmicos contidos nessas águas que dissolvem os fragmentos biogênicos existentes entre os grãos clásticos, precipitando-os, posteriormente, em calcita cimentando os grãos clásticos e os bioclásticos não dissolvidos completamente.

No Estado de Pernambuco, além de uma datação pelo método carbono 14, realizada por Delibrias e Laborel (1971 apud. DOMINGUEZ et al., 1990), que forneceu uma idade de 5.900 ± 300 anos AP, duas outras amostras de conchas coletadas em rochas praias por Dominguez et al. (1990) e datadas pelo mesmo método forneceram, respectivamente, as idades de 4.830 ± 210 e 6.200 ± 250 anos, corroborando, portanto a existência de níveis marinhos holocênicos mais elevados que o atual.

Os recifes rochosos ocorrem no extremo norte da área de estudo, formando feições lineares semi-contínuas, que se estendem por aproximadamente 8.500 m, extrapolando os próprios limites da área de estudo. Localizam-se em frente às praias do Poço, Camboinha, Formosa e Miramar, as duas últimas fora da área de estudo, a ≈ 1.300 m da linha de costa (Figura 4.7). Estão intimamente ligadas à formação da “Restinga de Cabedelo”, que se constitui numa sequência de cordões arenosos construídos na regressão marinha que sucedeu ao ápice da Última Transgressão Marinha a 5.100 AP. Atualmente, esses recifes rochosos servem como obstáculos à incidência direta dos trens de ondas, tendo papel importante na configuração da linha de costa atual.

da linha de costa atual, pelo fato de servirem de obstáculos à incidência direta dos trens de ondas.

Os recifes rochosos existentes na área servem, em vários trechos, de substrato para o desenvolvimento de corais e algas calcárias.

4.1.8.4 RECIFES ALGÁLICOS/CORALINOS

Os recifes algálicos/coralinos, na costa brasileira, bem como na área de estudo, estão intimamente ligados aos recifes rochosos que servem de substrato para o seu crescimento. Embora sejam raros os testemunhos da estrutura interna e do substrato dos recifes no litoral brasileiro, Laborel (1969 apud. DOMINGUEZ et al.,1990), com base em observações feitas durante mergulhos realizados na zona da frente de alguns recifes do litoral de Pernambuco, sugere que esses recifes se instalaram e cresceram sobre bancos de arenitos submersos.

Quando o nível médio do mar alcançou níveis mais elevados do que o atual, os bancos de arenito já cimentados foram afogados e, sobre esse substrato consolidado, fixaram-se as larvas das espécies de corais (organismos coloniais) e algas que secretam esqueleto de carbonato de cálcio.

Admite-se que as condições ideais para o seu desenvolvimento correspondam a mares com profundidades inferiores a 40 e 50 m (zona fótica), águas limpas com salinidade constante e temperatura mínima superior a 20°C (SUGUIO, 1998).

No litoral de Pernambuco, além de duas datações realizadas por Delibrias e Laborel (1971 apud. DOMINGUEZ et al.,1990), que apresentam idades de 1830 ± 110 e 3100 ± 120 anos AP, mais uma datação de alga calcária foi realizada por Dominguez et al.,1990), que forneceu uma idade de 5170 ± 230 anos AP.

Os recifes algálicos/coralinos ocorrem na área de estudo de forma dispersa e apoiados sobre os recifes rochosos que estão defronte à “Restinga de Cabedelo” (Figura 4.7, p. 49) e às praias de Pitimbu e Abiaí e sobre a plataforma de abrasão formada pelo recuo erosivo da falésia de Cabo Branco. (Foto: 4.4, p. 40). Os recifes algálicos/coralinos em questão ocorrem de forma mais concentrada e desenvolvida defronte à ponta do Bessa, formando um recife em franja (Foto 47, p. 47), defronte à Ponta de Campina (Figura 4.7, p. 49) e defronte à Ponta de Tambaú, formando o recife de Picãozinho (Foto 4.8). Este último é um dos pontos turísticos mais conhecidos e freqüentados de João Pessoa.

Foto 4.8 – Recife algálico/coralino de Picãozinho, defronte à ponta de Tambaú. (Foto: JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ, 2000).

No recife em franja defronte à Praia do Bessa, Carvalho (1985) não constatou a presença de qualquer elemento litológico que não de natureza biogênica em testemunhos com profundidade entre 1,5 e 2 m. As amostras examinadas exibiam coloração esbranquiçada ou ligeiramente amarelada, com textura mais ou menos homogênea, sendo possível, ainda, a identificação de restos de colônias de corais com carapaças individualizadas.

4.1.8.5 DEPÓSITOS DE MANGUE

Os depósitos de mangue, no Estado da Paraíba, se acumulam associados aos estuários e às planícies de maré, que ocupam a porção terminal dos rios. Menores ocorrências são encontradas em torno de lagoas litorâneas e pequenas desembocaduras de regatos separados do mar por barras arenosas acumuladas pela ação marinha. Essas desembocaduras obstruídas de pequenos cursos d'água são chamadas regionalmente de maceiós.

Esses depósitos são constituídos, basicamente, de sedimentos pelíticos inconsolidados, podendo conter alguma fração de areia fina. São ricos em matéria orgânica, evidenciada pela sua coloração escura. O terreno é permanentemente sujeito aos fluxos e refluxos das marés, possuindo, portanto, salinidade considerável e baixa concentração de oxigênio, devido à decomposição da matéria orgânica acumulada.

Os manguezais e, conseqüentemente, seus depósitos são facilmente destacados em imagens de satélites, pela sua forma irregular, cor mais escura que a dos demais tipos de vegetação, devido à influência da água existente nesses ambientes e a sua localização junto ao litoral (FLORENZANO, 2002).

Na área de estudo, os depósitos de mangue ocorrem com grande frequência e com dimensões variáveis, podendo avançar para o interior do continente aproximadamente 12 km, como se pode verificar no complexo estuarino do Rio Paraíba o maior da área de estudo (Figura 4.8). Outras ocorrências expressivas na área estão associadas aos estuários dos rios Abiaí e Gramame.

4.1.8.6 AREIAS PRAIAIS

Praias podem ser conceituadas como depósitos sedimentares, mais comumente arenosos, acumulados por ação de ondas que, por apresentarem mobilidade, ajustam-se às condições de ondas e maré (MUEHE, 1994). São observadas em toda a extensão litorânea da área de estudo, sendo sua granulometria muito heterogênea. A face praial

corresponde ao setor da praia normalmente exposto à ação do espraiamento das ondas. Por essa razão, constitui-se num importante elemento de proteção do litoral, ao mesmo tempo em que são amplamente usadas para o lazer.

Figura 4.8 – Imagem de satélite evidenciando em vermelho-escuro a extensão do manguezal no estuário do Rio Paraíba dentro da área de estudo. (LANDSAT –TM 7, 2001). (Escala 1:100.000)

Dados sobre a granulometria das praias do Estado da Paraíba são muito escassos e dispersos, razão pela qual não podem ser utilizados para estudos sobre o comportamento praiar sazonal. Análises granulométricas em cem amostras distribuídas por todo o litoral paraibano foram efetuadas por Neves (2003), que obteve o seguinte resultado: 51% das amostras resultaram em areia média, 37%, areia fina; 10%, areia grossa e 2%, areia muito fina. Infelizmente, os resultados obtidos por essa pesquisadora para a área comum ao do presente trabalho não puderam ser diretamente comparados,

visto que ela não realizou análises sobre os teores de carbonato, através de técnica de dissolução em HCl a 10% e diferença de peso e também não discriminou a escala granulométrica adotada.

De acordo com Komar (1976), dois fatores são determinantes no controle da granulometria dos sedimentos da praia. O primeiro consiste na fonte dos sedimentos, que podem ser: a plataforma interna, falésias ou a desembocadura dos rios, no caso de sedimentos siliciclásticos, e recifes de corais e algas calcárias, no caso de sedimentos carbonáticos. O segundo fator consiste na energia da onda que incide sobre a face de praia.

Para o presente trabalho foram coletadas 27 amostras de sedimentos, em janeiro de 2004, e mais 27 amostras, em janeiro de 2005, nos mesmos pontos definidos na primeira fase de coleta, totalizando 54 amostras. Os locais de coleta foram escolhidos de modo a representar todo o litoral da área de estudo, mas com uma maior concentração desses pontos em áreas urbanizadas onde a face praial é mais utilizada pelo homem. Foram coletados sedimentos superficiais (± 1 cm de profundidade), na maré baixa, e próximo à zona de espraimento.

4.1.8.7 DEPÓSITOS COLUVIAIS E CONES DE DEJEÇÃO

Os depósitos coluviais encontram-se condicionados, principalmente, no sopé das falésias inativas e em vertentes com elevada declividade. Apresentam composição heterogênea, com morfologia de lobos ou leques que, em alguns casos, nos sopés de falésias, vêm sofrendo erosão marinha ou sofreram erosão marinha pretérita. Muitas vezes, não são discriminados das falésias e por este motivo, as mesmas são incorretamente classificadas como falésias vivas por alguns pesquisadores, o que é incorreto, pois a erosão não se faz diretamente na base das falésias, mas, sim, no depósito coluvial (Foto 4.9).

Foto 4.9 – Falésias inativas localizadas ao norte da Barra do Graú com os depósitos coluviais recobertos por vegetação indicando ausência de erosão marinha atual. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Os cones de dejeção ocorrem abaixo dos canais de escoamento, entalhados sobretudo nas falésias da Formação Barreiras e nos seus topos adjacentes. Predominam sedimentos de movimentos de massa, fluxos gravitacionais, fluxos de detritos e corrida de lama (Foto 4.10).

Os depósitos coluviais e os cones de dejeção ocorrem em falésias recuadas que não mais são esculpidas pela erosão marinha, predominando, nesse caso, os agentes esculpidores continentais. Em falésias ativas, a erosão se faz pelo embate do mar em sua base, assim como o conseqüente solapamento, provocando os mais variados tipos de deslizamentos e desmoronamentos, como quedas de blocos por exemplo.

Os depósitos coluviais são freqüentes nas falésias de Pitimbu, norte da Barra do Graú, Coqueirinho e Tabatinga. Os cones de dejeção ocorrem também nessas praias, mas é na Praia de Coqueirinho que esses depósitos ocorrem com maior freqüência. Os deslizamentos e desmoronamentos freqüentes nas falésias vivas predominam nas falésias da Praia do Arraial e Ponta do Cabo Branco.

Foto 4.10 – Depósitos coluviais e cones de dejeção com predomínio de depósito argiloso nas extremidades atestado pelas gretas de contração. Notar a ocorrência de erosão marinha na base do colúvio. Praia de Coqueirinho. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Os depósitos coluviais ocorrem também, com certa frequência, nos fundos de vales encaixados delimitados por vertentes bastante íngremes, sobrepondo-se aos sedimentos aluviais, formando pequenos terraços. Através da análise das fotografias aéreas foi possível identificá-los em alguns fundos de vale, mas sua exata diferenciação com os sedimentos aluviais é praticamente impossível sem observações pormenorizadas *in loco*. Esses depósitos são encontrados, com maior frequência, nos fundos dos vales dos rios Gramame, Paraíba e Abiaí.

4.1.8.8 DUNAS INATIVAS

Dunas inativas são definidas como aquelas mais ou menos estacionárias, com cobertura vegetal estabelecida, muitas vezes por melhoria climática natural (SUGUIO, 1998). Essas dunas são testemunhos de períodos pretéritos de maior aridez, durante os quais a seca do interior do Nordeste se estendia até o oceano e se combinava com ventos suficientemente fortes e constantes para deslocarem para além da costa atual, areias da

plataforma continental exposta pela regressão marinha promovida no último período glacial.

A areia das dunas inativas na área de estudo é fixada por cobertura vegetal arbustiva e arbórea, tendo sido, em alguns locais, a vegetação totalmente retirada para ceder espaço para a abertura de loteamentos, construção civil e, inclusive, a instalação de um cemitério. Esse cemitério foi instalado no topo de uma duna inativa localizada na zona urbana de Pitimbu (Foto 4.11). Essa duna obstruiu a Lagoa do Frazão que, provavelmente, em tempos passados desaguava, no mar.

Foto 4.11 – Cemitério implantado no topo de duna inativa em Pitimbu, extremo sul da área de estudo. Percebe-se a expressiva retirada de areia para a construção civil. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

O maior campo de dunas inativas localiza-se ao sul da zona urbana de João Pessoa, desde o altiplano do Cabo Branco até as proximidades do Rio Jacarapé (Foto 4.12). Esse campo de dunas inativas vem sofrendo forte pressão antrópica, com o desmatamento da vegetação fixadora, a abertura de loteamentos e a retirada de areia para a construção civil.

Foto 4.12 – Trecho do campo de dunas inativas sobre os tabuleiros da Formação Barreiras. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Amostras coletadas por Barreto et al. (2002a), em dunas localizadas no litoral norte do Estado da Paraíba, para datação pelo método de termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (OSL), indicaram idades do Pleistoceno Superior. No trabalho de Barreto et al. (op cit.), também foram feitas tentativas de correlação de geração de dunas com o nível relativo do mar.

As amostras resultaram de coleta num perfil de duna inativa com cerca de 30 m de altura a profundidades de 1,8 m, 2,8 m, e 3,8 m, localizada ao norte da Barra de Camaratuba. As idades encontradas foram de 27.200 anos AP (1,8 m), 36.200 anos AP (2,8 m) e 61.600 anos AP (3,8 m), sugerindo uma época mais antiga que 61.600 anos para a ocorrência de atividade eólica mais importante na região, a qual teria sido seguida de momentos de fixação e reativação eólica ao longo do Pleistoceno Superior, sugerindo, portanto, que a atividade eólica seguida de fixação das dunas tenha ocorrido em momento de nível relativo do mar mais baixo do que o atual.

4.1.8.9 DEPÓSITOS ALUVIAIS

Os depósitos aluviais são bastante expressivos na área de estudo e resultam da sedimentação através de rios atuais, incluindo o depósito de canal fluvial e planície de inundação. Litologicamente, os depósitos aluviais são representados por argilas, areias finas a grosseiras, cascalhos e matéria orgânica em decomposição depositadas no Quaternário.

As três principais áreas de deposição aluvial são encontradas nas margens dos rios Paraíba, Gramame e Abiaí. Nas proximidades do Rio Abiaí, encontra-se a Lagoa do Frazão, provavelmente formada pela obstrução de um antigo rio que desaguava diretamente no mar, por uma duna, que está atualmente inativa (Anexo A). Essa lagoa, após perder seu contato com o mar, passou por um processo de assoreamento até o seu entulhamento quase por completo (Foto 4.13). Atualmente, encontra-se totalmente descaracterizada por obra de engenharia, para sua transformação em criadouro de camarão (Foto 4.14).

Foto 4.13 – Lagoa do Frazão assoreada. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Foto 4.14 – Lagoa do Frazão completamente descaracterizada por obras de engenharia para transformação em criadouro de camarões. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

4.2 GEOMORFOLOGIA

A área de estudo está inserida, basicamente, em dois domínios geomorfológicos distintos, cada um dos quais abrangendo várias unidades morfológicas. Os domínios recebem as seguintes denominações locais: Baixos Planaltos Costeiros e Baixada Litorânea.

4.2.1 BAIXOS PLANALTOS COSTEIROS

Os Baixos Planaltos Costeiros estão inseridos na macrocompartimentação dos Tabuleiros Litorâneos. Essa compartimentação geomorfológica é sustentada pelos sedimentos areno-argilosos mal consolidados da Formação Barreiras. Em linhas gerais, constituem unidades geomorfológicas de superfícies aplainadas e suavemente inclinadas

para leste, sendo abruptamente interrompidos pelos entalhes fluviais e pelas falésias marinhas esculpidas pela abrasão marinha atual e/ou pretérita.

Os limites desse domínio com a planície marinha são assinalados por uma linha de falésias vivas (ativas) que são esculpidas, na atualidade, por processos marinhos ou por uma linha de falésias mortas (inativas), onde os processos marinhos de esculturação foram cessados. Essas linhas de falésias possuem alturas variadas e se encontram desde em contato direto com o mar, nas marés altas, a até 1.500 m recuadas da linha de costa atual.

A compartimentação geomorfológica da área de estudo está intimamente relacionada com esforços tectônicos regionais distencionais gerados pelo afastamento da Plataforma Sul-Americana em relação ao continente africano. Mais recentemente, pesquisas apontam que eventos tectônicos cenozóicos têm uma importância determinante na configuração do relevo atual. Esses eventos tectônicos foram ignorados no passado, mas vêm sendo enfatizados em vários trabalhos apresentados nos últimos Simpósios de Geologia do Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia. Trabalhos de Bezerra et al. (1998 e 2001), Bezerra e Vita Finzi (2000), Barreto et al. (2002) e Brito Neves et al. (1999 e 2004) vêm mostrando a existência interessante e importante de movimentação tectônica, não somente distencionais, mas, também, gravitacionais, durante a Era Cenozóica, na costa da Região Nordeste do Brasil e retaguarda.

A importância maior presumida e a maior divulgação para a evolução geomorfológica dos Tabuleiros Litorâneos na região foi para amplos arqueamentos e por sucessão de formação escalonada para o interior, de pediplanos, mais subordinada ao fator paleoclima (Brito Neves et al., 2004). A identificação de processos rúpteis pós-Cretáceo torna necessária uma revisão da geomorfologia dos Tabuleiros Litorâneos, principalmente com apoio de métodos geofísicos.

Análises de poços tubulares perfurados na Bacia Pernambuco-Paraíba, na área de estudo, foram realizados por Araújo (1993), Leal e Sá (1998) e Barbosa (2004). Em todos os trabalhos, constatou-se uma grande variação nas cotas dos patamares do calcário da Formação Gramame, sugerindo a existência de falhas com consideráveis rejeitos, que podem afetar, de forma considerável, os tabuleiros superpostos.

A compartimentação dos Tabuleiros Litorâneos em distintos patamares topográficos já havia sido constatada nos tabuleiros do Estado de Sergipe por Ponte (1969) e Leite (1973). Esses pesquisadores observaram que a superfície dos tabuleiros apresentava-se quebrada por bruscos desníveis, delimitando patamares paralelos, sugestivos de reativação de falhamentos.

A rede de drenagem da área de estudo sofre forte controle estrutural. As fraturas desencadeadas por movimentos tectônicos foram aproveitadas por processos lineares de dissecação com o aprofundamento dos talwegues. Observa-se, na área de estudo, um intenso trabalho de dissecação fluvial responsável por exumar formações do Grupo Paraíba (Figura 4.4, p. 33), gerando vastos anfiteatros, alguns bem amplos e outros mais encaixados. Percebe-se certo alinhamento na dissecação provocada por erosão regressiva e linear, aproveitando nitidamente linhas de fratura.

No ciclo erosivo atual, rede de drenagem está promovendo forte dissecação nos sedimentos da Formação Barreiras e formações subjacentes, provavelmente sob a égide de novo pulso de soerguimento regional (Brito Neves, et al. 2004).

Embora o tectonismo esteja cada vez mais explicando a intensificação de processos denudacionais que auxiliaram na escultura dos Tabuleiros Litorâneos, não se podem relegar os processos morfoclimáticos que atuaram e continuam atuando, de forma intensa, modelando o relevo local. A estrutura delineia os traços gerais da área e os processos morfoclimáticos modelam o relevo. As formas atuais são produtos, tanto de tectonismo, como de processos morfoclimáticos pretéritos e atuais. Nesse sentido, é impossível separá-los ou mesmo mensurá-los.

4.2.2 BAIXADA LITORÂNEA

São terrenos relativamente planos de baixa altitude formados por sedimentos depositados no Quaternário. Possuem altitudes modestas, geralmente inferiores a 10 m, embora ocorram planícies fluviais mais afastadas da linha de costa com altitudes superiores.

A baixada litorânea é composta de formas variadas que resultam da acumulação de sedimentos marinhos, fluviais e flúvio-marinhos. Suas feições geomorfológicas são divididas em praias, terraços marinhos, planícies marinhas, planícies flúvio-marinhas, planícies fluviais e terraços fluviais.

A área de estudo possui 24 praias (ABRIL, 2004), sendo 10 delas delimitadas por linhas de falésias ativas ou inativas; 13 possuem em suas retaguardas terraços marinhos construídos por seqüências de cordões litorâneos e a Praia de Jacumã, que evidencia ser um resquício de um antigo leque aluvial referente ao estágio final de deposição da Formação Barreiras.

Muitos trechos apresentam pequenos rios e riachos barrados periodicamente pela acumulação marinha e que dão origem a pequenas lagunas ou lagoas denominadas maceiós. Esses cordões são freqüentemente rompidos pelo embate das dinâmicas marinha e fluvial, fazendo com que os pequenos riachos e rios se comuniquem diretamente com o mar e, após certo período, voltam a ser novamente barrados por cordões arenosos.

As praias do litoral do Estado da Paraíba, bem como as da área de estudo, sofrem forte variação sazonal quanto ao seu perfil, apresentando acumulação nos períodos de verão (Foto 4.15) e erosão nos períodos de inverno (Foto 4.16). A composição, granulometria e declividade são profundamente influenciadas pelas rochas praiais e plataformas de abrasão associadas ao recuo de falésias (Ponta do Cabo Branco) localizadas nas adjacências. O predomínio granulométrico é de areias finas. Em praias protegidas da incidência direta de ondas pelas rochas praiais, a porcentagem de CaCO_3 pode chegar até 70%.

São fortes as evidências de erosão em várias praias da área de estudo, sendo os indicadores de erosão costeira mais visíveis: quedas de blocos nas falésias ativas, coqueiros tombados e/ou grande exposição de suas raízes e destruição de construções, como casas, muros, cercas e arruamentos. Neves (2003), através de observações de campo, sobrevôos, análises de imagens orbitais e fotografias aéreas, dividiu as feições

praiais do litoral do Estado da Paraíba em quatro categorias: erosão, equilíbrio, progradação e estabilização por obra de engenharia (Figura 4.9).

Foto 4.15 – Perfil praiial de trecho da Praia de Manaíra em janeiro de 2005. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Foto 4.16 – Perfil praiial de trecho da Praia de Manaíra em junho de 2005. As rochas que estão aflorando são de antigos molhes construídos para minimizar o processo erosivo que ocorre nesta porção de praia. Na foto 4.15 estas rochas encontram-se soterradas pelos sedimentos praiiais. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Figura 4.9 – Tendência atual da linha de costa proposta por Neves (2003) para a área de estudo.

Na presente pesquisa, foram realizados trabalhos sistemáticos de campo que consistiram em percorrer, a pé, os 65 km de linha de costa da área de estudo, com o intuito, entre outros, de verificar o estágio atual dos seguimentos praias e tentar detalhar, com a maior precisão possível, os pontos atualmente em estado de erosão, visto que os resultados apresentados por Neves (2003) foram cartografados em escala menor que a proposta neste trabalho. Além do exaustivo trabalho de campo, também foram analisadas imagens orbitais, fotografias aéreas ortogonais e panorâmicas e feitas várias entrevistas com moradores locais.

No presente trabalho, foram levantados 27 perfis praias ao longo da área de estudo, em janeiro de 2004, e repetidos em janeiro de 2005, utilizando-se a técnica discriminada no capítulo 6. Com esses levantamentos, tentar-se-iam observar possíveis evoluções nesses perfis, num intervalo de um ano, comparando os dois levantamentos. Embora os resultados obtidos sejam muito úteis para auxiliar na caracterização praias, visualizando seus distintos comprimentos e declividades, os perfis não puderam ser comparados para fins evolutivos, pois o mês de janeiro de 2004 foi extremamente anômalo em relação ao total pluviométrico, registrando precipitações superiores a 300

mm (*record* histórico para o mês de janeiro) na área, o que influenciou diretamente o perfil praial. A média pluviométrica para o mês de janeiro é inferior a 90 mm.

Seccionando os Tabuleiros Litorâneos, encontram-se vales drenados por rios perenes que desenvolvem terraços e planícies aluviais, sendo estas muito mais expressivas quando se aproximam da linha de costa e sofrem influência das marés. Progressivamente, para montante dos rios, percebe-se um estreitamento desses depósitos, que em alguns casos chegam até mesmo a desaparecer.

As planícies fluviais são diferenciadas dos terraços fluviais, por sofrerem inundações freqüentes, devido aos transbordamentos dos rios, ocasionando, portanto, acumulação sedimentar atual. Já os terraços fluviais não mais são atingidos pelas inundações, não constituindo, dessa forma, ambientes deposicionais atuais. São formados pelo aprofundamento dos talvegues através da retomada do processo erosivo, pelo canal fluvial, devido a um pulso de soerguimento ou ao rebaixamento do nível de base regional. A borda do terraço é comumente escarpada, sendo sua superfície, em alguns casos, recoberta por depósitos coluviais. Os terraços são bastante freqüentes, na área de estudo, ocorrendo em praticamente todos os rios, além de serem facilmente identificados através de fotografias aéreas, apresentando-se mais escarpados nos rios da porção sul, principalmente nas margens dos rios Aterro, Taperubus, Gramame, Mucatu, Abiaí e Popocas.

As escarpas mais acentuadas encontradas nos terraços na porção sul podem estar atreladas a pulsos de soerguimentos que acarretaram um aumento do gradiente e, concomitantemente, a retomada da erosão. Outra possibilidade para o escarpamento acentuado seria a diferença na resistência à erosão entre o arenito da Formação Barreiras e o calcário sotoposto da Formação Gramame. O talvegue, ao encontrar o calcário, aprofunda-se com maior facilidade, visto que esse tipo de rocha é menos resistente aos agentes erosivos em clima tropical úmido.

As planícies flúvio-marinhas, áreas inundáveis localizadas nos baixos cursos dos rios, são fortemente influenciadas pelas oscilações das marés. Mostram-se bastante amplas na área de estudo, estendendo-se até 12 km para o interior do continente, como é o caso da planície flúvio-marinha do Rio Paraíba. São constituídas por sedimentos

areno-argilosos, ricos em matéria orgânica, que dão suporte aos manguezais. Podem-se, ainda, apontar outras duas ocorrências consideráveis: as planícies fluvio-marinhas dos rios Gramame e Abiaí.

A planície flúvio-marinha do Rio Paraíba vem sofrendo forte impacto através de aterros e terraplenagem para a ocupação humana e, mais recentemente, servindo grandes áreas para a carcinicultura, descaracterizando o ambiente e comprometendo seriamente todo o ecossistema manguezal.

Para uma caracterização geomorfológica mais ampla e completa da área de estudo, foi elaborada e confeccionada uma carta geomorfológica na escala 1:100.000, seguindo-se a metodologia desenvolvida por Ross (1992), com algumas adaptações, devido à escala proposta e às peculiaridades do relevo local (Anexo C).

4.3 PEDOLOGIA

Infelizmente, os dados sobre os tipos de solos da área de estudo são bastante escassos. Não foram encontradas dissertações ou teses que abrangessem um estudo mais detalhado sobre o respectivo assunto. Diante da grande insuficiência de dados com maior detalhamento e rigor científico, a caracterização pedológica da área de estudo foi baseada no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004), na escala 1:500.000 e no seu respectivo texto explicativo. Com a realização de vários trabalhos de campo, alguns ajustes fizeram-se necessários para a adaptação à escala proposta para o presente trabalho que é 1:100.000. É indiscutível a importância do Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004), mas com o desenvolvimento desse trabalho percebeu-se que o mesmo necessita de um maior detalhamento e ajustes, principalmente nos contornos dos tipos de solos e no seu georreferenciamento.

Devido ao clima quente e úmido da região, a maioria dos solos presentes na área apresenta abundância de minerais secundários, principalmente óxidos de ferro e hidróxido de alumínio, pobres em cátions básicos, sobretudo cálcio, magnésio e potássio. As chuvas, presentes em todos os meses do ano e bastante concentradas no

outono e inverno faz com que grandes volumes de água se infiltrem, lixiviando para o nível freático e cursos d'água muitos nutrientes do solo. As cargas elétricas, responsáveis pela capacidade de troca dos cátions são neutralizadas, primeiro pelo hidrogênio e, depois, pelo alumínio, que conferem ao solo propriedades ácidas (LEPSCH, 2002).

Segundo Paraíba (2004), a área de estudo possui oito tipos principais de solos: Podzólico Vermelho-Amarelo Distrófico (muitas vezes, associados com Latosol Vermelho-Amarelo e Podzol Hidromórfico), Latosol Vermelho-Amarelo Distrófico, Podzol Hidromórfico, Solos Gley Distróficos, Solos Indiscriminados de Manguê, Solos Aluviais, Areias Quartzosas Marinhas Distróficas e Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico (Figura 4.10). Embora o referido mapa pedológico tenha sido publicado em 2004, a classificação dos tipos de solos utilizada não segue o novo “Sistema Brasileiro de Classificação de Solos” proposto pela Embrapa (1999). Por essa razão, as devidas conversões fizeram-se necessárias para o desenvolvimento do presente trabalho.

As denominações descritas acima sofreram sensíveis mudanças com a adoção do novo “Sistema Brasileiro de Classificação de Solos” (EMBRAPA, 1999). As conversões seguem descritas no Quadro 4.1.

Quadro 4.1 – Conversão das nomenclaturas utilizadas no Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004) para o novo “Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos” (EMBRAPA, 1999).

PARAÍBA (2004)	EMBRAPA (1999)
Podzólico Vermelho-Amarelo	Argissolo Vermelho-Amarelo
Latosol Vermelho-Amarelo	Latossolo Vermelho-Amarelo
Podzol Hidromórfico	Espodossolo Hidromórfico
Solos Gley	Gleissolos
Solos Indiscriminados de Manguê	Solos Indiscriminados de Manguê
Solos Aluviais	Neossolos Flúvicos
Areias Quartzosas Marinhas	Neossolos Quatzarênicos

A caracterização pedológica da área de estudo fez-se necessária para a elaboração da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos, seguindo-se a metodologia proposta por Ross (1994), cujo componente solo é hierarquizado quanto à sua erodibilidade potencial. Para a hierarquização dos tipos de solos, são analisadas as

características texturais, estruturais, a plasticidade, o grau de coesão das partículas, a profundidade e espessura dos horizontes superficiais e subsuperficiais. Essas características estão diretamente relacionadas com o relevo, com a litologia, o clima e o tempo (cronológico), elementos motores da pedogênese e fatores determinantes das características físicas e químicas dos solos (ROSS, 1994). Portanto, os solos variam quanto à suscetibilidade à erosão, dependendo especialmente das suas características físicas, principalmente textura, permeabilidade e profundidade (LEPSCH, 1993).

Figura 4.10 – Mapa pedológico da área de estudo e adjacências (Modificado de PARAÍBA, 2004).

Os solos de textura arenosa são mais facilmente erodidos do que os solos de textura argilosa. Quansah (1985), em estudos realizados em laboratório (flume),

comparou a erosão dos solos de diferentes texturas e constatou maior remoção de material no solo de textura arenosa e menor no solo de textura argilosa. Evans (1992 apud. GUERRA, 1999), em estudos comparativos de diferentes campos agrícolas, na Inglaterra, constatou que o volume de material erodido foi muito maior em áreas com solos de textura arenosa do que em áreas com solos de textura argilosa. Tanto em estudos laboratoriais, como em estudos de campo, constatou-se maior erodibilidade quanto maior for a textura predominante do solo. Os solos desenvolvidos sobre os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras apresentam, geralmente, textura arenosa, devido à grande porcentagem de grãos de quartzo presente na rocha parental e sua resistência ao intemperismo, além do clima Tropical Úmido que favorece a dissolução dos elementos mais solúveis.

Quanto maior a permeabilidade, menor a suscetibilidade à erosão, pois impede a rápida saturação de água no solo e, conseqüentemente, o escoamento superficial. Os Latossolos, que são solos altamente evoluídos e espessos, apresentam-se em igualdade de textura e relevo, menos suscetíveis à erosão do que os Argissolos, tendo em vista que estes são menos permeáveis devido à presença de horizonte B mais compacto pela acumulação de argila.

Os solos pouco desenvolvidos e rasos são mais facilmente erodidos do que os solos altamente evoluídos e profundos, pois nos primeiros ocorre uma rápida saturação de água proveniente das chuvas, facilitando o escoamento superficial e, conseqüentemente, a erosão hídrica.

A distribuição dos solos, na área de estudo, está intimamente relacionada com o relevo local. Sobre os Tabuleiros Litorâneos da Formação Barreiras predominam os Argissolos Vermelho-Amarelos, muitas vezes associados aos Latossolos Vermelho-Amarelos e aos Espodossolos. Nas planícies fluviais, desenvolvem-se Neossolos Flúvicos e Gleissolos; nas planícies flúvio-marinhas, são encontrados os Solos Indiscriminados de Mangue e, nas planícies marinhas, ocorrem os Neossolos Quatzarênicos.

Os Argissolos Vermelho-Amarelos encontrados na área apresentam geralmente horizonte B textural, com argila de atividade baixa (capacidade de troca de cátions

reduzida). São solos ácidos, de baixa saturação de bases e saturação de alumínio geralmente superior a 50%, refletindo, portanto, numa fertilidade natural baixa (PARAÍBA, 2004).

Quanto às características físicas e texturais, os Argissolos Vermelho-Amarelos encontrados na área de estudo apresentam considerável heterogeneidade, sendo, muitas vezes, a sua ocorrência associada a outros tipos de solos. Os Argissolos Vermelho-Amarelos encontrados, bem como suas associações, segundo Paraíba (2004), são os seguintes:

- PV1** – Argissolo Vermelho-Amarelo Álico, encontrado nos topos dos Tabuleiros, ao sul do município de Pitimbu, que apresenta horizonte B textural com fragipan, horizonte A moderado, textura média e relevo plano e suavemente ondulado.
- PV3** – Argissolo Vermelho-Amarelo Álico, encontrado nos topos ondulados dos tabuleiros situados acima de 120 m de altitude no extremo sudoeste da área de estudo, que apresenta horizonte B abrupto plântico, com horizonte A moderado e textura argilosa.
- PV4** – O Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico, que ocorre em duas manchas, na porção norte da área, em altitudes inferiores a 20 m, apresentando horizonte B plântico, com horizonte A moderado, textura argilosa, fase concrecionária.
- PV10** – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, com fragipan e horizonte A moderado, textura média e relevo suave ondulado associado ao Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico Tb, plântico, com horizonte A moderado, textura argilosa, fase concrecionária e relevo ondulado. Essa associação de solos ocorre numa área ao norte do município de Santa Rita.
- PV11** – Argissolo Vermelho-Amarelo Álico Tb, abrupto, plântico, com horizonte A moderado, textura argilosa e relevo ondulado, associado ao Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, com fragipan, com horizonte A moderado, textura média e relevo suave ondulado. Ocorre associado aos acentuados entalhes dos rios Aterro, Mamuaba, Gramame e Graú.

- PV12** – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, latossólico, com horizonte A moderado, textura média e relevo plano, associado ao Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, com horizonte A moderado, textura média e relevo plano. Ocorre no extremo sudoeste da área de estudo.
- PV16** – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, variação acinzentada, com fragipan e horizonte A moderado, textura argilosa, associado ao Espodossolo Hidromórfico. Possui uma considerável área de ocorrência nos topos planos dos tabuleiros, ao sul do município de Santa Rita.
- PV17** – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, latossólico, com horizonte A moderado, textura média, associado ao Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, latossólico, com horizonte A moderado, textura média e ao Espodossolo Hidromórfico. Ocorre nos topos planos dos tabuleiros localizados na porção norte da área de estudo.
- PV18** – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, latossólico, com horizonte A moderado, textura média, associado ao Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, com horizonte A moderado, textura média e ao Espodossolo Hidromórfico. Ocorre nos topos planos dos tabuleiros localizados na porção norte da área de estudo. Possui consideráveis ocorrências nos topos planos dos tabuleiros localizados ao sul de João Pessoa e nos topos planos dos tabuleiros localizados na retaguarda da Praia de Coqueirinho e no sul do vale do Rio Gramame.
- PV19** – Argissolo Vermelho-Amarelo Álico Tb, variação acinzentada, abrupto, com fragipan, com horizonte A moderado, textura média, associado ao Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, com fragipan, com horizonte A moderado, textura média e ao Espodossolo Hidromórfico. Ocorre nos topos planos dos tabuleiros que atuam como divisores de águas dos rios Gramame e Mumbaba.
- PE18** – Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico Tb, com A proeminente, textura argilosa. Ocorre numa pequena área a sudoeste do município de Santa Rita.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos presentes na área de estudo são muito profundos, muito porosos, friáveis ou muito friáveis e têm como importante característica a ausência de cerosidade, devido à pequena mobilidade da fração argila. Apresentam pH variando entre 5,0 e 5,5, portanto, ácidos. Os Latossolos Vermelho-Amarelos encontrados na área de estudo, segundo Paraíba (2004), são os seguintes:

LVd3 – Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos, com horizonte A moderado, textura média. Ocorre nos topos planos dos tabuleiros próximos ao município de Alhandra.

Os Espodossolos Hidromórficos são solos com húmus ácido e possuem horizonte B iluvial, não sendo formados por processos puramente físicos de migração de argila, mas por uma dissolução química de compostos de ferro e húmus, nos horizontes A e E, arraste (translocação) e posterior precipitação desses compostos no horizonte B, sendo este situado abaixo de uma camada de cor desbotada (horizonte E), originando o termo *spodos* (cinza de madeira em grego) (LEPSCH, 2002). Os Espodossolos Hidromórficos encontrados na área de estudo, de acordo Paraíba (2004), são os seguintes:

HP1 – Espodossolos Hidromórficos localizados sobre cordões litorâneos da “Restinga de Cabedelo”.

HP2 – Espodossolos Hidromórficos localizados nos topos dos tabuleiros planos ao norte do Rio Paraíba, com altitudes variando de 20 a 80 m. Ocorrem, também, na retaguarda das praias de Jacumã e Carapibus e numa pequena mancha a sudoeste do município de Santa Rita.

HP3 – Espodossolo Hidromórfico associado a Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, com horizonte A moderado, textura média. Ocorre nos topos planos dos tabuleiros mais elevados (> 80 m) de toda a área de estudo.

Os Gleissolos desenvolvem-se em sedimentos inconsolidados (argilosos, areno-argilosos e arenosos) e muito influenciados por encharcamento prolongado, devido ao

lençol freático próximo à superfície. A saturação de água por tempo prolongado, na presença de matéria orgânica, reduz os níveis de oxigênio dissolvido e provoca a redução química e dissolução dos óxidos de ferro, que são parcialmente removidos, fazendo com que surjam cores cinzentas no horizonte subsuperficial (LEPSCH, 2002). Os Gleissolos encontrados na área de estudo, conforme aponta Paraíba (2004), são os seguintes:

HGd – Gleissolos Distróficos Indiscriminados, textura indiscriminada, associados a Solos Orgânicos Indiscriminados, textura indiscriminada. Ocorrem no entroncamento dos rios Abiaí, Popocas e Camocim, na porção sul da área de estudo e no entroncamento dos rios Gramame e Mumbaba, na porção central.

Os Neossolos Flúvicos são solos pouco desenvolvidos, originados sobre sedimentação fluvial recente. Apresentam horizonte A assentado diretamente sobre o horizonte C, composto dos estratos das recentes deposições sedimentares. São solos de fertilidade natural alta, geralmente pouco profundos, apresentando drenagem moderada ou imperfeita. Os Neossolos Flúvicos encontrados na área de estudo, segundo Paraíba (2004), são os seguintes:

Ae1 – Solos Aluviais Eutróficos com horizonte A textural, textura indiscriminada. Ocorre nas planícies fluviais dos rios Jacuípe, Paraíba, Cuiá, Gramame, Guruji, riacho do Caboclo, riacho Pau Ferro e riacho Estiva.

Os Solos Indiscriminados de Mangue são predominantemente halomórficos, indiscriminados, alagados, que se distribuem nos estuários, avançando para o interior do continente até cessar a influência das marés. São, portanto, não ou muito pouco desenvolvidos, muito mal drenados, com alto teor de sais provenientes da água do mar e de compostos de enxofre que se formam nessas áreas sedimentares. Apresentam textura variável, desde argilosa até arenosa. Os Solos Indiscriminados de Mangue encontrados na área de estudo, segundo Paraíba (2004), são os seguintes:

SM1 – Solos Indiscriminados de Mangue, textura indiscriminada. Ocorrem nos estuários dos rios Gramame, Guruji, Garaú, Mucatu e Abiaí.

SM2 – Solos Indiscriminados de Mangue, textura indiscriminada associada a Espodossolos Hidromórficos. Ocorrem no estuário do Rio Paraíba.

Os Neossolos Quartzarênicos possuem textura arenosa, com profundidades inferiores a um metro, sendo os grãos de areia constituídos basicamente de quartzo, mineral praticamente inerte e muito resistente ao intemperismo químico (LEPSCH, 2002). Os Neossolos Quartzarênicos encontrados na área de estudo, de acordo com Paraíba (2004), são os seguintes:

AMd1 – Neossolos Quartzarênicos Distróficos formados sobre cordões litorâneos e pós-praia. Ocorrem principalmente sobre os terraços holocênicos da “Restinga de Cabedelo” e da Ponta do Seixas.

A caracterização dos solos, bem como sua hierarquização são itens fundamentais para a construção da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos (ROSS, 1994). A hierarquização é baseada na fragilidade dos solos que, para este trabalho, foi relacionada com a erosão e também com a ocupação. Portanto, tomando-se como exemplo os Gleissolos, em que predominam processos agradacionais, estes, face apenas à erodibilidade, seriam incluídos na classe de fragilidade muito baixa, mas, devido a suas características genéticas e, principalmente físicas, como textura arenosa, nível freático pouco profundo e inundações freqüentes, enquadram-se na classe de fragilidade muito forte, face à ocupação.

As classes de fragilidade dos tipos de solos encontrados na área de estudo, relacionadas com a erosão e/ou ocupação foram agrupadas conforme o Quadro 4.2.

Quadro 4.2 – Classes de fragilidade dos tipos de solos encontrados na área de estudo face à erodibilidade e à ocupação.

CLASSES DE FRAGILIDADE	TIPOS DE SOLOS
1 – MUITO BAIXA	SEM OCORRÊNCIA NA ÁREA
2 – BAIXA	LVd3.
3 – MÉDIA	PV3, PV4, PV12, PE18.
4 – FORTE	PV1, PV10, PV11, PV16, PV17, PV18, PV19, Ae1.
5 – MUITO FORTE	HP1, HP2, HP3, HGd, SM1, SM2, AMd1.

4.4 CLIMA E PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

O clima é a síntese do tempo em um determinado espaço, durante um período mínimo de 30 anos, portanto, refere-se às características da atmosfera, inferidas de observações contínuas durante um longo período (AYOADE, 1996).

Segundo a classificação climática de Köppen, que se baseia principalmente em critérios de temperatura e distribuição sazonal da precipitação, a área de estudo encontra-se sob o domínio do clima Tropical Chuvoso, com estação seca de verão (As'). A ausência de períodos frios (temperatura > 18°C) é outra característica marcante desse tipo de clima.

Os dados de temperatura e pluviosidade das estações meteorológicas de João Pessoa e Alhandra foram obtidos da publicação “Dados Pluviométricos – Série Pluviometria, 5” (SUDENE, 1990), que abrange o período de 1912 a 1985, infelizmente com várias lacunas de dados, mas com séries contínuas que ultrapassam 30 anos. Os dados relativos à área foram tratados estatisticamente por Neves (2003), que sintetizou os resultados em gráficos estatísticos, os quais foram utilizados neste trabalho. Os dados de ventos foram obtidos no Laboratório de Energia Solar – L.E.S da Universidade Federal da Paraíba e também foram tratados estatisticamente por Neves (2003). Abrangem o período de 1987 a 1999, com ausência de dados de 1995 e 1996.

4.4.1 TEMPERATURA

Corroborando com os dados obtidos nas estações meteorológicas de João Pessoa e Alhandra e, posteriormente, tratados estatisticamente por Neves (2003), a área de estudo apresenta grande homogeneidade sazonal e espacial de temperatura, apresentando-se elevada, praticamente o ano todo, com média anual de 25,6°C, para João Pessoa, e 25°C, para Alhandra.

As temperaturas médias mensais apresentam pequena amplitude térmica, ao longo do ano, variando entre verão (máxima) e inverno (mínima) apenas 3°C, em João Pessoa, e 3,1°C, em Alhandra. Janeiro e fevereiro apresentam-se como os meses mais

quentes, com temperatura média de até 26,7°C, sendo julho e agosto os meses mais frios, com temperatura média próxima a 23°C. As figuras 4.11 e 4.12 mostram as temperaturas médias mensais referentes ao período 1912-1985, para a estação meteorológica de João Pessoa, e para o período 1934-1985, para o posto meteorológico de Alhandra.

Figura 4.11 – Temperatura média mensal de João Pessoa, no período de 1912 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).

Figura 4.12 - Temperatura média mensal de Alhandra, no período de 1934 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003).

4.4.2 PLUVIOSIDADE

Diferentemente da temperatura, que se caracteriza por uma baixa amplitude térmica, ao longo do ano, o regime pluviométrico é marcado por certa heterogeneidade de distribuição entre as estações do ano. O período mais chuvoso ocorre de março a junho, podendo estender-se até julho, enquanto o período mais seco estende-se de setembro a dezembro (Figura 4.13 e 4.14).

Figura 4.13 – Pluviosidade média mensal de João Pessoa, no período de 1912 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003)

Figura 4.14 – Pluviosidade média mensal de Alhandra, no período de 1934 a 1985 (SUDENE, 1990 apud. NEVES, 2003)

A pluviosidade média mensal, nos respectivos períodos, foi de 1.764,2 mm para João Pessoa e de 1.691,9 mm para Alhandra, sendo o mês de junho o mais chuvoso nas duas localidades, com pluviosidade média em torno de 300 mm, e o mês de novembro o mais seco, também nas duas localidades, com pluviosidade média em torno de 30 mm (SUDENE, 1990).

Os dados coletados por Neves (2003) e, posteriormente, convertidos em gráficos estatísticos são representativos de períodos longos, superiores a 30 anos e, embora sejam bastante confiáveis por mostrarem um padrão geral da pluviosidade, acabam escondendo episódios anômalos, como o ocorrido em janeiro de 2004, quando a pluviosidade total para aquele mês foi superior a 300 mm (dados da SEMARH não publicados), em grande parte da área de estudo, tendo sido a média de janeiro de 72 mm.

Segundo Lima e Hechendorff (1985), a umidade relativa do ar média para João Pessoa é de 83%, sendo os meses de novembro, dezembro e janeiro os que apresentam os níveis mais baixos, com umidade de 80%, e os meses de maio e junho, os níveis mais altos, com 87%. Essa intensa umidade, durante o ano todo, é fortemente influenciada pelo efeito da maritimidade e se faz sentir, de modo intenso, quando, por algum motivo, as brisas do mar são minimizadas como é o caso do centro de João Pessoa.

4.4.3 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

Segundo Nimer (1979), durante todo o ano sopram, freqüentemente, ventos do quadrante SE, oriundos da zona de alta pressão, denominada de anticiclone semifixo do Atlântico Sul. Esse anticiclone possui como característica temperaturas mais ou menos elevadas e forte umidade específica fornecida pela intensa evaporação marítima. Essa umidade é limitada à camada superficial, o que lhe dá um caráter de homogeneidade e estabilidade.

Essa estabilidade cessa com a chegada das correntes perturbadas de sul, de norte e de leste. As correntes perturbadas de sul são representadas por invasões de frentes polares que atingem a área, com certa freqüência, no inverno, e se incorporam aos

alíseos de SE e E, provocando chuvas frontais e pré-frontais abundantes (NIMER, 1979).

As correntes perturbadas de norte são representadas pelo deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que ocorre no verão e, principalmente, no outono, quando seu balanço anual atinge a extremidade oriental da América do Sul, provocando chuvas. A partir de abril, a ZCIT remonta para o hemisfério norte, cedendo espaço para que as perturbações da Frente Polar atinjam a área, provocando as intensas chuvas de outono-inverno.

As correntes perturbadas de leste, característica de litorais tropicais atingidos pelos alíseos, estariam relacionadas com um reforço de ar polar nos alíseos de E e SE, com anticiclone polar de posição marítima (SERRA, 1954 apud. NIMER, 1979). Este sistema de circulação perturbada é mais freqüente no inverno e, secundariamente, no outono, enquanto na primavera e no verão praticamente não ocorrem (NIMER, 1979).

A área permanece o ano inteiro sob a influência do anticiclone do Atlântico Sul. É esse sistema que origina os alíseos de SE, que predominam o ano todo. Esses ventos possuem intensidade moderada, com velocidade variando de 2 a 6 m/s, sendo mais atuantes nos meses de outono-inverno.

Segundo dados da Estação Meteorológica do Laboratório de Energia Solar/UFPB, coletados no período de 1987 a 1999 (ausência de dados de 1995 e 1996), predominam os ventos do quadrante SE, durante todo o ano, com freqüência média de 64% e velocidade média de 3 m/s. A segunda direção dos ventos predominante é de NE, com freqüência média de 13,3% e velocidades médias de 3,5 m/s. Os ventos do quadrante S apresentam freqüência de 10,2% e velocidade média de 2,5 m/s. Os ventos de E exibem freqüência de 3,4% e velocidade média de 3,0 m/s (Figura 4.15).

Figura 4.15 – Frequência dos ventos dominantes segundo sua direção, no período de 1987 a 1999 (LABORATÓRIO DE ENERGIA SOLAR – UFPB apud. NEVES, 2003).

4.4.4 PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

Os ventos alísios de SE representam um fator essencial na dinâmica litorânea, pois condicionam os sistemas de ondas que atingem a costa. Por serem ventos moderados, geram trens de ondas de pequeno porte, cuja incidência oblíqua na costa forma uma corrente de deriva litorânea de sentido S-N, que desempenha papel fundamental na configuração de todo o litoral da Paraíba.

As ondulações observadas próximas das praias não apresentam mais sua forma original de quando foram geradas em zonas de alta pressão atmosférica no meio dos oceanos. Ao atingirem áreas com profundidade equivalente à metade de seu comprimento, passam a sofrer um processo de modificação na sua forma, determinado pela interação de sua base com o fundo marinho. Nesse contato com o fundo, os trens de ondas tendem a se ajustar à disposição do relevo marinho, sendo esse fator influente no clima de ondas.

As ondas, ao atingirem áreas com profundidades inferiores a 1/25 do seu comprimento, perdem o equilíbrio por diminuição da velocidade na base, ocorrendo a arrebentação. Além desse processo, as ondas podem sofrer difração, quando há ocorrência de obstáculos naturais no seu caminho, como ilhas, recifes.

Não existem medidas de ondas consistentes para o litoral do Estado da Paraíba, havendo apenas medidas pontuais e de curto período, geralmente efetuadas por métodos observacionais. Moura (2001), em observações efetuadas na região da Ponta de Cabo Branco em condições de preamar, num intervalo aproximado de um ano, constatou ondas com altura média máxima de 0,79 m, no inverno, e média mínima de 0,22 m, no verão. O período médio mínimo foi de 5,1 s, no inverno, e o período máximo de 14,2 s, no verão. O ângulo de incidência variou de 0° a 15°.

Neves (2003), utilizando dados disponíveis em *U. S. Navy* (1978), verificou altura média de até 1,5 m e períodos de 6,5 s, para trens de ondas provenientes de SE (N135°), e altura média de 1,0 m e períodos de 5,0 s, para trens de ondas provenientes de NE (N45°) e E (N90°).

A distribuição da energia das ondas ao longo da costa está relacionada com os padrões de convergência e divergência dos raios de onda, em decorrência do processo de refração. Esses padrões de convergência e divergência de trens de ondas resultam na concentração e dispersão da energia, respectivamente. Os promontórios localizados na área de estudo estão sujeitos à convergência dos raios de ondas. Portanto, são áreas caracterizadas por intensa erosão, a Ponta do Bessa, Ponta de Cabo Branco, e Ponta de Pitimbu.

A incidência dos trens de ondas de forma oblíqua à praia leva ao desenvolvimento de dois tipos de transporte sedimentar. Um, paralelo à linha de costa, devido à corrente longitudinal (corrente de deriva litorânea) e o outro corresponde ao transporte de sedimentos na zona de espraiamento, por ação combinada do espraiamento com o refluxo da onda, resultando num padrão de deslocamento do tipo ziguezague ou serrilhado (TESSLER; MAHIQUES, 2000). Na área de estudo, a resultante desses dois tipos de transporte sedimentar é S-N.

Além dos mecanismos das ondas e correntes geradas pela incidência dos trens de ondas, o mecanismo das marés também contribui para a caracterização das feições geomorfológicas costeiras. Dependendo da sua amplitude, pode influenciar minoritária ou majoritariamente toda a morfologia costeira. Quando o ambiente costeiro é

dominado por micromarés (amplitude de maré < 2 metros), suas feições são mais influenciadas pelas ondas geradas pelos ventos. Por outro lado, em regiões com amplitude de maré superior a 4 metros (macromaré), a configuração do ambiente costeiro será predominantemente influenciada por este fenômeno, sendo as ondas geradas pelo vento fator secundário nessa configuração.

Os dados de marés foram obtidos junto ao DNPVN, para o Porto de Cabedelo. Segundo esses dados, a região do porto e suas adjacências estão submetidas ao domínio de mesomarés com características semi-diurnas. A preamar máxima de sizígia registrada ao longo do ano de 2005 foi de 2,7 metros e a baixamar mínima de sizígia foi de -0,1 metros. A maré máxima de quadratura foi de 1,8 metros e a maré mínima de 0,6 metros. Portanto, a amplitude máxima de maré é de 2,8 metros, fato considerado um regime de mesomaré.

4.5 VEGETAÇÃO E USO DA TERRA

A área de estudo apresenta uma vegetação variada que reflete as condições ambientais diferenciadas em seus diversos compartimentos morfopedológicos. Também fica evidenciada a forte ação antrópica sobre todos os tipos vegetais da área, onde alguns encontram-se irreversivelmente alterados, devido a cortes rasos de madeira para lenha e/ou carvão vegetal, agroindústria alcooleira, agricultura de subsistência, especulação imobiliária e expansão urbana.

Grande parte dos Baixos Planaltos Costeiros e, em menor extensão, a Baixada Litorânea, eram recobertos pela “Mata Atlântica”, denominação dada primeiramente pelos portugueses. Atualmente, constitui em um nome genérico com que é conhecida uma grande variedade de matas tropicais úmidas que ocorrem nas regiões costeiras do Brasil, acompanhando a distribuição da umidade trazida pelos ventos alísios de sudeste (CONTI; FURLAN, 1998).

Procurou-se adotar, neste presente trabalho, a classificação proposta em Paraíba (2004b), na qual se consideram apenas dois tipos de vegetação, que são divididas em

subtipos. São considerados, então, os seguintes tipos de vegetação: vegetação campestre e vegetação florestal. A classificação adotada no Projeto RADAMBRASIL, embora seja correta e destinada à uniformização com as classificações internacionais de tipos de vegetação, torna-se excessivamente complexa para os objetivos deste trabalho.

Na vegetação campestre, predomina, na paisagem natural, a vegetação herbácea, enquanto na vegetação florestal, seja qual for o seu porte e adensamento, são as árvores e os arbustos que definem a paisagem, sendo aqui a vegetação herbácea insignificante quanto à biomassa total (PARAÍBA, 2004b).

4.5.1 VEGETAÇÃO FLORESTAL

Segundo a classificação adotada em Paraíba (2004b) e incorporada neste trabalho, a área de estudo apresenta somente duas tipologias florestais: mata perenifólia/subperenifólia e floresta paludosa (manguezal). Toda e qualquer mata perenifólia ou subperenifólia, na Paraíba, enquadra-se na expressão “Mata Atlântica” da Legislação Ambiental (Decreto Federal 750/93).

4.5.1.1 MATA PERENIFÓLIA/SUBPERENIFÓLIA

A mata perenifólia/subperenifólia é caracterizada pela exuberância de suas árvores e riqueza em espécies. Possui árvores com até 30 m de altura, copas largas, troncos espessos com presença de epífitas e folhagem sempre verde. São espécies comuns nesse tipo de vegetação a Sucupira (*Bowdichia virgilioides*), Sapucaia (*Lecythis pisonis*), Copaíba (*Copaifera langsdorffii*), entre outras.

A devastação desse tipo de vegetação, na área de estudo, remonta ao final do século XVI e início do século XVII, quando engenhos se instalaram nas planícies e terraços fluviais do Rio Paraíba, não só por apresentar condições edafo-climáticas mais favoráveis, como também por se constituir via natural de penetração (MOREIRA; TARGINO, 1997). A vegetação era devastada para ceder espaço à cultura da cana-de-

açúcar e aos cultivos de subsistência que visavam abastecer os próprios engenhos, além de fornecer lenha para o processo de produção do açúcar.

Até o fim da década de 1960, o cultivo de cana-de-açúcar limitava-se aos terraços e às planícies fluviais dos rios da região e a algumas encostas menos íngremes dos tabuleiros, sendo seus topos, por apresentarem condições edáficas desfavoráveis (solos distróficos e arenosos), destinados aos cultivos de subsistência, em associação com o coco-da-baía, sendo, portanto, os topos dos tabuleiros um limite natural para a expansão canavieira (MOREIRA; TARGINO, 1997).

A criação do PROALCOOL em 1975, apoiada numa forte política de incentivos fiscais e financiamentos, permitiu a expansão da cana-de-açúcar sobre os Tabuleiros Litorâneos, rompendo a barreira natural imposta pelas condições edáficas desfavoráveis dessas áreas (MOREIRA; TARGINO, 1997). Os incentivos governamentais, aliados aos preços do açúcar e, posteriormente, do álcool, compensaram os investimentos necessários para a aquisição de novas terras, a modernização dos equipamentos, a ampliação do emprego de fertilizantes, herbicidas e de outras variedades de cana-de-açúcar mais adaptadas às novas condições ecológicas (EGLER; TAVARES, 1984).

Essa forte expansão da cultura da cana-de-açúcar perdurou até 1986, quando os incentivos governamentais começaram a cessar. De 1986 aos dias atuais, a cultura de cana-de-açúcar, na região, experimentou recuos e avanços influenciados, principalmente, por flutuações dos preços do açúcar e álcool e estiagens provocadas pelo *El niño* (Quadro 4.3).

Atualmente, as matas perenifólias/subperenifólias acham-se reduzidas a alguns remanescentes alterados e descontínuos. Esses remanescentes, quase que totalmente constituídos por vegetação secundária, são encontrados em algumas das vertentes mais íngremes, em pequenos vales fluviais, abrigados nos anfiteatros conhecidos localmente por grotões e em unidades de conservação espalhadas na área de estudo, tais como: Mata do Buraquinho, localizada no interior do sítio urbano de João Pessoa e Floresta Nacional da Restinga de Cabedelo, localizada no município de Cabedelo.

Na Floresta Nacional da Restinga de Cabedelo, predomina uma mata subperenifólia, comumente chamada de Mata de Restinga. Trata-se de uma floresta densa, apresentando a maioria das espécies características de esclerofília acentuada e folhas pequenas. Ocorre também sobre a “Restinga de Cabedelo” e em alguns trechos dos Tabuleiros Litorâneos, vegetação do tipo “Cerradão”, intimamente relacionada com os Espodossolos Hidromórficos, solos arenosos, ácidos e extremamente pobres em bases trocáveis, principalmente cálcio. A baixa fertilidade natural desses solos é o principal fator para a origem dessas formações vegetais.

Quadro 7.3 – Evolução da produção e da área colhida com cana-de-açúcar no Estado da Paraíba, no período de 1981 a 1993. Notar queda brusca na produção em 1993, devido à forte estiagem provocada pelo *EL niño*.

ANO	ÁREA COLHIDA (ha)	QUANTIDADE PRODUZIDA (t)	RENDIMENTO MÉDIO POR HECTARE (t/ha)
1981	120.832	5.230.778	43.289
1982	134.655	7.269.996	53.989
1983	143.962	7.168.926	49.797
1984	155.708	8.951.809	57.491
1985	176.201	10.646.134	60.420
1986	178.077	10.710.752	60.146
1987	162.266	9.514.787	58.636
1988	160.229	8.798.229	54.910
1989	158.762	8.647.252	54.466
1990	156.449	8.282.781	52.942
1991	154.922	8.115.401	52.383
1992	152.454	7.919.930	51.916
1993	92.731	1.837.607	19.816

Fonte: Moreira e Targino (1997).

Embora a atual situação da mata perenifólia/subperenifólia seja crítica, comparações entre o inventário florestal, efetuado com base em imagens orbitais de 1990 (PNUD/FAO/IBAMA, 1994), e Paraíba (2004b) – este efetuado com imagens orbitais de 2001 – indicam crescimento de 37% na Mesorregião da Mata Atlântica desse tipo de vegetação (Quadro 4.4).

Esses aumentos constatados, não somente para a mata perenifólia/subperenifólia, como também para o cerradão e mangue, ambos encontrados na área de estudo, podem ser reflexos do recuo de áreas destinadas à agricultura, substituição da lenha por outras fontes de energia ou simplesmente resultado de um mapeamento mais aprimorado e exato, com melhores imagens, apresentando baixo percentual de cobertura de nuvens e maior resolução (PARAÍBA, 2004b). Embora haja algumas dúvidas sobre os aumentos

constatados, sabe-se, pelo menos, que reduções perceptíveis não ocorreram nesses tipos de vegetação, no âmbito geral, o que não deixa de ser um sinal positivo.

Quadro 4.4 – Evolução da cobertura vegetal florestal na Mesorregião da Mata Paraibana.

	1990 (1)		2001 (2)		2001/1990	
FORMAÇÕES	COBERTURA (ha)	%	COBERTURA (ha)	%	EXPANSÃO (há)	%
Mata perenifólia/subperenifólia	22.640	0,4	36.020	0,6	13.380	37
Cerrado	3.030	0,1	4.830	0,1	1.800	37
Mangues	11.986	0,2	13.590	0,2	1.604	12

Fonte: Paraíba (2004b).

(1) PNUD/FAO/IBAMA, 1994 (2) Paraíba (2004b)

4.5.1.2 FLORESTA PALUDOSA (MANGUEZAL)

A floresta paludosa, ou simplesmente manguezal, representa a formação mais homogênea e uniforme da área de estudo. Esse tipo de vegetação é fixado em depósitos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica em decomposição e sujeitos ao fluxo e refluxo das marés. Portanto, é um tipo de vegetação adaptada à salinidade e escassez de oxigênio, que é consumido no processo de decomposição da matéria orgânica em constante deposição.

Os manguezais localizados na área são constituídos pelas seguintes espécies: mangue vermelho (*Rhizophora mangle*), mangue-de-botão ou cinzento (*Conocarpus erecta*), mangue siriúba (*Avicennia schaueriana*) e mangue branco (*Laguncularia racemosa*) (PARAÍBA, 2004b).

Essas espécies são geralmente distribuídas, conforme a variação da salinidade e do substrato em que estão apoiadas. Segundo Melo e Rodriguez (2003), a distribuição pode ocorrer na seguinte ordem: mangue vermelho, na periferia, seguido de mangue siriúba, nos solos mais consistentes, e, mangue-branco, nas partes mais arenosas e só invadidas pelas águas das marés altas. Na retaguarda dos mangues, acompanhando os canais de maré e os estuários, ocorre quase sempre o mangue-de-botão, quando a salinidade diminui. Quando a areia domina, o mangue-branco torna-se invasor.

Os manguezais são bastante frequentes na área de estudo, sendo o maior o encontrado no estuário do Rio Paraíba com seus rios tributários. Além de serem encontrados em todos os estuários até onde se façam presentes as influências marinhas pelo fluxo e refluxo das marés, são também encontrados nas margens de pequenas lagunas e lagoas costeiras que mantêm uma ligação restrita com o mar e os maceiós. Às vezes, essa ligação pode ser interrompida por cordão de areia acumulado pela dinâmica marinha.

Sofrem devastação devido à expansão urbana desordenada, à terraplanagem para instalação de obras de médio e grande porte (Manaíra Shopping), ao corte raso para fornecimento de lenha e, mais recentemente, às grandes obras para a carcinicultura (Figura 4.8, p. 53).

4.5.2 VEGETAÇÃO CAMPESTRE

Na classificação adotada em Paraíba (2004b), propõe-se considerar campestre a cobertura vegetal em que formações herbáceas revestem a maior parte do espaço, definindo a paisagem. Nesse tipo de vegetação, podem ocorrer arvoretos e/ou arbustos disseminados, esparsos, pela área sem que os mesmos definam o cenário natural. Portanto, nesse tipo de vegetação podem ser incluídos os cerrados e campos cerrados, formações pioneiras de praias, campos de restinga e falésias, além de campos hidrófilos, higrófilos e halófilos.

4.5.2.1 CERRADOS E CAMPOS CERRADOS

Naturalmente, a fisionomia do cerrado litorâneo é de campo com árvores, onde a vegetação herbácea define a paisagem, dominando na área sobre a ocorrência esporádica de mangabeiras (*Hancornia speciosa* Gomes), de muricis-de-folha-larga (*Byrsonima verbascifolia*), de lixeira (*Curatella americana*), de cajuí (*Anacardium microcarpum*), entre outras (Paraíba, 2004b). No manto herbáceo, predominam as gramíneas dos gêneros *Echinolaena*, *Eragrostis* e *Aanicum* (CARVALHO; CARVALHO, 1985). O estrato arbustivo apresenta indivíduos esparsos, de porte baixo,

com troncos e ramos tortuosos e córtex espesso e fendido (CARVALHO; CARVALHO, op cit.).

Esse tipo de vegetação ocorre, tanto nos topos dos tabuleiros, geralmente os mais altos, quanto nos terraços marinhos que formam a “Restinga de Cabedelo”. As manchas que ocorrem sobre os Tabuleiros Litorâneos recebem, regionalmente, a denominação particular de “tabuleiros”. As características edáficas são consideradas as principais causas da origem dessas formações. Na área de estudo, os cerrados e os campos cerrados, diferenciados apenas pela densidade arbórea/arbustiva, ocorrem, principalmente, sobre os Espodossolos Hidromórficos, nos Tabuleiros Litorâneos e nos Neossolos Quartzarênicos sobre os cordões litorâneos da “Restinga de Cabedelo”. Esses solos são caracterizados pela textura arenosa, fertilidade natural muito baixa, elevada acidez. As manchas de cerrados e campos cerrados presentes nos topos planos dos tabuleiros também podem ocorrer sobre Espodossolos Hidromórficos associados a Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos.

A cultura da cana-de-açúcar avançou sobre esse tipo de vegetação, principalmente após a criação do Proálcool, quando os incentivos governamentais, aliados aos preços do álcool e açúcar, propiciaram o cultivo até mesmo sobre os solos pobres e arenosos que sustentavam as manchas de cerrado, até então considerados impróprios ao cultivo.

4.5.2.2 FORMAÇÕES PIONEIRAS DE PRAIAS, CAMPOS DE RESTINGAS E FALÉSIAS

As formações pioneiras de praias formam-se nos limites da preamar, sendo constituídas por vegetação predominantemente herbácea, adaptada às condições de elevada salinidade e solos arenosos (Neossolos Quartzarênicos). Geralmente, ocupam faixas estreitas, separando a pós-praia dos terraços marinhos ou das falésias inativas, podendo, às vezes, atingir largura de até 100 metros. São importantes indicadores de estabilidade costeira, visto que são extremamente frágeis ao embate de ondas.

Outra característica desse tipo de vegetação é a pequena variedade de espécies, destacando-se, com maior frequência, a salsa-de-praia (*Ipomoea pescaprae*) e a grama-de-praia (*Sporobolus virginicus*).

Nas áreas mais afastadas da linha da preamar, a menor salinidade e a presença de solos mais enriquecidos de matéria orgânica favorecem a existência de vegetação mais densa e com mais elementos sub-arbustivos, formando, portanto, os campos de restinga compostos de maior variedade de espécies, entre as quais o guajeru (*Chrysobalanus icaco*), algodão-de-seda (*Calotropis procera*), guizo-de-cascavél (*Crotalaria retusa*), pinheiro-da-praia (*Polygala coriosoides* St. Hil.), entre outras (ROCHA, 1996).

Grande parte das áreas ocupadas outrora pela vegetação pioneira de restinga encontra-se substituída, atualmente, por coqueirais, ou devastada pela construção civil e especulação imobiliária.

Nas vertentes íngremes de falésias inativas ou nos depósitos coluviais nas bases das mesmas, encontra-se outro tipo de vegetação pioneira denominada de vegetação pioneira de falésia. São espécies herbáceas e arbustivas que ocorrem sobre os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras e são importantes indicadores de inatividade erosiva intensa e recente sendo, portanto, ponto fundamental para se diferenciar falésias inativas de falésias ativas.

4.5.2.3 CAMPOS HIDRÓFILOS, HIGRÓFILOS E HALÓFILOS

Os campos hidrófilos ocorrem nas porções das planícies fluviais e depressões próximas do litoral saturadas por água superficial ou subterrânea, onde o nível freático está na superfície do terreno, ou onde o terreno é coberto por água rasa (DOMINGUEZ et al., 1990). Portanto, esse tipo de vegetação está confinada aos Gleissolos, que se diferenciam dos Neossolos Flúvicos, entre outras características, pela drenagem ineficiente. Tais campos são caracterizados por uma vegetação herbácea, especialmente adaptada a terrenos mal drenados e saturados em água, sendo as espécies mais comuns a pasta (*Pistia sp.*), baronesa ou iguapé (*Eichhornia spp.*), *Nimphia sp.*, *Pontederia sp.* e *Panicum aquaticum* (ROCHA, 1996).

Nas áreas das planícies fluviais e depressões próximas do litoral, onde dominam os Neossolos Flúvicos, sendo apenas ocasionalmente alagadas, não permanecendo a água estagnada, dominam os campos higrófilos, sendo as principais espécies, o capim-natal (*Eriolaena rósea*) e a grama-seda (*Cynodon dactylon*) (NEVES, 2003).

Em Paraíba (2004b), os campos halófilos ocorrem em áreas baixas e planas, adjacentes aos manguezais, sujeitos ao fluxo e refluxo diário das marés e de salinidade excessiva. Apresentam substrato firme e consistente, diferenciando-se do substrato inconsistente e paludoso dos manguezais. A vegetação herbácea é adaptada à alta salinidade e, portanto, também, à carência hídrica resultante dessa salinidade. As principais espécies encontradas são o cardeiro (*Ceres triangularis*) e o corôa-de-frade (*Melocactus violaceus*).

As vegetações aqui agrupadas como florestais e campestres já foram palco de intervenções antrópicas de intensidades variadas, promovidas pelas atividades econômicas. Portanto, em várias áreas onde dominava algum tipo de vegetação, esta pode atualmente estar totalmente removida e/ou substituída pelas diversas culturas e usos da terra praticados na área de estudo. O maior cultivo praticado na área é o de cana-de-açúcar, mas, por mais predominante que seja, não é o único, existindo vários outros que, pela dimensão reduzida, podem ser agrupados em culturas anuais, como o milho, feijão, culturas perenes, como o coco-da-baía e culturas de ciclo longo, como a silvicultura, que é representada na área por grandes plantações de bambus destinadas à indústria de papel.

Para uma melhor caracterização da cobertura vegetal, das culturas praticadas e da expansão urbana e projetos imobiliários (loteamentos), foi elaborada uma carta de uso e ocupação da terra (Anexo D), que, além de servir como documento-síntese, também foi empregada na elaboração da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos baseada na metodologia desenvolvida por ROSS (1994), com as devidas adaptações já mencionadas.

5 QUADRO HUMANO

5.1 SÍNTESE HISTÓRICA DO PROCESSO DE OCUPAÇÃO

Devido à ameaça de invasão pelos franceses, D. João III compreendeu que a única maneira de se preservar a posse do Brasil era dando início à sua povoação. Como não havia recursos financeiros para executar o povoamento, a coroa portuguesa optou por dividir as terras brasileiras, em 1534, em 14 capitanias hereditárias, totalizando 15 lotes, doados, por total falta de interesse da alta nobreza, a membros da burocracia estatal e a militares e navegadores ligados à conquista das Índias, que seriam os responsáveis pela colonização de cada capitania.

A área de estudo fazia parte da Capitania de Itamaracá, de propriedade de Pero Lopes de Souza, que pouco fez pelo seu povoamento, tendo sido destruída pelos índios. Após sua morte, em 1539, assumiu João Gonçalves, que reativou o processo de povoamento, após apaziguamento com os índios. Após sua morte, a área foi invadida pelos franceses, que se aliaram aos índios para a exploração do Pau-brasil, fazendo com que a coroa portuguesa assumisse a responsabilidade pela posse efetiva da terra, criando a Capitania Real da Paraíba, em janeiro de 1574. A real efetivação da posse somente ocorreu em 1585, após a expulsão dos franceses e de acordo firmado com os índios, sendo construído um forte de madeira e fundada a cidade de Nossa Senhora das Neves (atual João Pessoa), nas proximidades do Rio Sanhauá, pertencente ao complexo estuarino do Rio Paraíba.

Em 1634, a área foi invadida pelos holandeses, que impulsionaram o comércio de açúcar, o que ocasionou a construção de novos engenhos e a expansão da cana-de-açúcar pelas planícies e terraços dos rios da região, principalmente as do Rio Paraíba. O crescimento da cultura açucareira perdurou até a metade do século XVII, quando veio a crise da produção regional, provocada pela concorrência do açúcar das Antilhas. A cultura da cana-de-açúcar, embora estivesse à frente da economia paraibana, entrou numa estagnação, oscilando entre um crescimento modesto e crises, devido à forte dependência do mercado externo.

A estagnação da cultura da cana-de-açúcar foi encerrada com a criação do Programa Nacional do Alcool (PROÁLCOOL), apoiado numa forte política de incentivos fiscais e de créditos. A cultura de cana-de-açúcar avançou das planícies e terraços dos rios para o topo dos tabuleiros, de solos muito menos férteis e mais ácidos, que eram destinados aos cultivos de produtos de subsistência, como: mandioca, inhame e batata-doce, ou cobertos por áreas florestais e de cerrados. A partir de 1986, com o declínio de subsídios e créditos promovidos pelo PROÁLCOOL, a cultura de cana-de-açúcar entrou num novo período de estagnação, experimentando pequenos crescimentos e declínios, até os dias atuais.

5.2 EVOLUÇÃO DEMOGRÁFICA

Os municípios localizados integralmente dentro dos limites da área de estudo são os seguintes: João Pessoa, Bayeux e Conde, e os que possuem apenas parte de seus territórios são: Cabedelo, Santa Rita, Alhandra, Pedras de Fogo, Pitimbu, Caaporã e Goiana, sendo o último pertencente ao Estado de Pernambuco. Com exceção dos municípios de Pedra de Fogo, Caaporã e Goiana, todos os demais possuem seus núcleos urbanos dentro dos limites da área de estudo, menos o núcleo urbano de Cabedelo, que se encontra apenas parcialmente.

A grande maioria dos núcleos urbanos desses municípios apresentou, nas últimas três décadas, forte incremento populacional, devido ao êxodo rural intensificado pela expansão da cana-de-açúcar sobre pequenas propriedades, que foram anexadas às grandes propriedades por grilagem ou vendidas. Outro movimento populacional, que é mais restrito à Grande João Pessoa, é a migração da população castigada por sucessivas estiagens no sertão, que foge dos locais de origem em busca de melhores oportunidades. Em 1980, mais de 70% dos habitantes do município de João Pessoa era proveniente da zona rural, em decorrência da crise no campo, gerada pelas relações de trabalho e de produção, das modificações nos sistemas agrícolas e para fugir das estiagens (MELO; RODRIGUEZ, 2003).

Esses fatos, aliados à centralização política, administrativa e de serviços da capital João Pessoa, fazem da área de estudo a porção do Estado mais populosa e, ainda,

com crescimento demográfico superior ao da média nacional. A população somada de todos os municípios que possuem seus territórios, integral ou apenas parcialmente na área de estudo, excetuando-se o município de Goiana - PE, é de 916.224 habitantes perfazendo 26,63% da população total do Estado da Paraíba (FIBGE, 2001) (Quadro 5.1).

Quadro 5.1 – População total dos municípios que estão integral ou parcialmente localizados dentro dos limites da área de estudo com exceção do município de Goiana - PE.

MUNICÍPIOS	POPULAÇÃO 2000
João Pessoa	595.429
Bayeux	87.298
Cabedelo	42.789
Santa Rita	115.605
Conde	16.416
Pitimbu	12.594
Alhandra	15.372
Caaporã	16.124
Pedras de Fogo	14.597
TOTAL	916.224

Fonte: FIBGE, (2001)

A fuga da violência dos grandes centros urbanos brasileiros, o retorno dos migrantes e a busca de maior tranquilidade evidenciam um novo fenômeno de migração inter-regional, cada vez mais intenso, ocorrido a partir do Centro-Sul do país. Os migrantes oriundos da região Sudeste somam 30,1% do total de migrantes registrados no município de João Pessoa (MELO; RODRIGUEZ, 2003). O grande diferencial destes migrantes é o poder aquisitivo predominantemente superior ao da população local o que impulsiona o setor imobiliário de todo o litoral paraibano.

Outro recente atrativo populacional são as belezas cênicas do litoral cada vez mais expostas na mídia. O fluxo de turistas registrado na Paraíba vem aumentando consideravelmente, nos últimos anos, aquecendo a economia local e a especulação imobiliária. Não é raro encontrar turistas brasileiros e estrangeiros que, ao se encantarem com as paisagens da região, comprem terrenos e casas com a intenção de voltar ou mesmo de nela fixar residência. É comum trafegar pela rodovia PB 08, que

liga João Pessoa ao litoral sul, e ver novos empreendimentos imobiliários, sem nenhum planejamento e infra-estrutura urbana, com lotes a preços atrativos e em longos financiamentos. Essa forma de ocupação do espaço ocasiona uma série de impactos ambientais, que vêm-se agravando a cada dia, com a intensificação da ocupação.

O taxa de crescimento populacional dos municípios que se encontram total ou parcialmente dentro da área de estudo é geralmente bastante superior ao crescimento médio nacional que é de 1,51%. Os municípios que apresentam crescimento populacional acima da média nacional são: João Pessoa (2,01%), Santa Rita (2,27%), Pitimbu (3,36%), Cabedelo (5,39%) e Conde (7,62%) (FIBGE, 2001). Com toda certeza, esse crescimento populacional superior ocorre devido ao acentuado fluxo migratório e não ao crescimento vegetativo que se encontra a cada ano menor.

6 OBJETIVOS

6.1 OBJETIVO GERAL

Através deste trabalho, objetiva-se a caracterização geomorfológica e do meio físico atual dos Tabuleiros Litorâneos e da Zona Costeira da área emersa da carta topográfica de João Pessoa (SB.25-Y-C-III), escala 1:100.000. Com intuito de se auxiliar e aprofundar a caracterização da área de estudo foram elaboradas e confeccionadas: carta hipsométrica, carta clinográfica, carta de uso e ocupação da terra, carta geomorfológica e carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos, adotando-se, respectivamente, para essas duas últimas cartas, as metodologias desenvolvidas por Ross (1992) e Ross (1994). Para a elaboração da carta clinográfica foram adotadas as classes de declividade proposta por Herz e De Biase (1989).

6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar as possíveis relações entre as feições geomorfológicas atuais, os padrões da rede de drenagem e a tectônica cenozóica regional nos Tabuleiros Litorâneos e na Zona Costeira;
- Correlacionar os compartimentos geomorfológicos com os tipos de solos e o uso e a ocupação da terra encontrados;
- Caracterizar, identificar e delimitar os processos atuais de erosão costeira da respectiva área de estudo, atentando para os indicadores de erosão costeira definidos por Souza et al. (2005);
- Delimitar as Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial e Emergente da área de estudo com base na metodologia de Ross (1994), incrementando-se propostas de Spörl (2001) e Furrier (2002).

7 FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

A metodologia representa a “espinha dorsal” de qualquer pesquisa científica. Não se deve confundir, como habitualmente ocorre, técnicas operacionais com método. Deve ficar claro que o tratamento metodológico em uma pesquisa é subproduto direto da teoria, que é, portanto, a norteadora da pesquisa, enquanto a instrumentalização e as técnicas operacionais funcionam como apoio (ROSS, 1990).

Com a preocupação em dar-se ao presente trabalho uma estruturação rigorosa – em que sejam estabelecidos sistematicamente um começo, um meio e um fim – foi incorporada a proposta metodológica elaborada por Libault (1971), que é genérica e aplicável aos diferentes temas de uma pesquisa. Para a padronização deste trabalho, mediante a reunião de diferentes normas técnicas, foi utilizado como referência o trabalho de Oliveira e Sígolo (2005).

Libault (1971) descreveu quatro níveis de pesquisa: nível compilatório, nível correlativo, nível semântico e nível normativo, denominados de clássicos, com a ressalva de que não há limites nítidos entre um e outro.

O nível compilatório é característico do início da pesquisa e refere-se à coleta e compilação dos dados. Os dados coletados devem ser fidedignos e representativos, devendo-se pensar, durante sua coleta, também em parâmetros que influem em sua análise posterior.

No nível correlativo, ocorrem as comparações para, posteriormente, estabelecer-se a interpretação. É importante verificar se os dados ou resultados das comparações são significativos ou não.

Já, no nível semântico, faz-se a interpretação dos dados selecionados e correlacionados nas etapas anteriores. É a fase marcada pela transformação das constatações elaboradas anteriormente. Nessa etapa, tomam-se decisões lógicas. Aqui, se efetua a generalização: inclusão, restrição ou exclusão.

No nível normativo, os resultados fatoriais são traduzidos em normas aproveitáveis. Refere-se à construção de um modelo. O modelo pode ser da realidade, prospectivo, de simulação, de planejamento, de ambientação, entre outros.

7.1 FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS DA GEOMORFOLOGIA

As primeiras reflexões que foram aplicadas na Geomorfologia tinham como princípio norteador o fato de que qualquer processo de interpretação resultava necessariamente de uma síntese constante, sendo fundamental o papel desempenhado pelas percepções (VITTE, 2004).

O filósofo norte-americano Charles S. Peirce, que trabalhou no *U. S. Coast Survey* propõe um método científico original no qual a Geomorfologia oferece inúmeros exemplos: a reverência ao trabalho de campo, uma humildade perante os fatos da natureza, um esforço contínuo para se discriminar o fenômeno observado a partir da inferência do observador sobre eles, uma inclinação para propor hipóteses e uma predisposição para abandoná-las quando suas conseqüências são contestadas pela realidade (VITTE, 2004).

Vitte (2004) comenta que Grove Karl Gilbert, em 1895, afirmou que, quando o investigador procura descobrir a origem de um fato ou de um grupo de fatos, cuja origem é desconhecida, sua primeira atitude é conjecturar. Em outras palavras, ele constrói uma hipótese (Figura 7.1), passando, então, a testar a hipótese e o método da hipótese, encontrando suas aplicações da natureza inteiramente em fatos observados.

A ciência é construída com fatos, porém um simples acúmulo de fatos não é ciência. A caracterização que se pretende alcançar no presente trabalho não será baseada apenas num acúmulo de dados e fatos, mas, sim, nas interpretações desses dados e fatos observados baseadas em estudos similares e/ou empíricos.

Para Chamberlin (1904, apud. VITTE, 2004), o pesquisador deve rechaçar todas as alegações de que está alcançando a verdade absoluta e se contentar com o esforço

mais modesto para desenvolver um sistema de interpretação que será aprovado na prática sob testes tais que os poderes humanos possam, num futuro, conceber.

Figura 7.1 – Método de hipótese de Grove Karl Gilbert, (1896 apud. VITTE, 2004).

7.2 GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA

Penck (1953) observou que as atuais formas do relevo terrestre são resultantes de duas forças antagônicas, mas que agem concomitantemente durante todo o processo de formação. Essas forças são denominadas de endógenas e exógenas. As forças endógenas são originadas no interior da Terra e geradas pela desintegração de elementos radioativos como o urânio 238 e 235, o tório 232 e o potássio 40. Já as forças exógenas são comandadas pela radiação eletromagnética emanada pelo sol que atua diretamente na dinâmica da atmosfera e dos oceanos. Os fenômenos atmosféricos, como as chuvas, os ventos, a variação da temperatura e a ação química e física da água somados aos agentes biológicos são os agentes esculpidores do relevo terrestre.

Fundamentando-se nas concepções de Penck (1953), Mescerjakov (1968) estabeleceu os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, fornecendo, com isso, uma nova direção teórico-metodológica aos estudos geomorfológicos. Mescerjakov (op cit.) estabeleceu uma classificação do relevo terrestre em três categorias genéticas principais necessárias à análise geomorfológica. Essas categorias são os elementos da geotextura, da morfoestrutura e da morfoescultura.

A geotextura corresponde às grandes feições da crosta terrestre, tanto à parte emersa como a submersa, sempre associadas as suas manifestações e processos. Caracterizam-se como geotextura as massas continentais, as depressões oceânicas, zonas orogênicas de grande extensão.

As morfoestruturas possuem origens e idades diferentes e são unidades menores do que as geotexturas. Caracterizam-se como morfoestruturas: os cinturões orogênicos, as depressões denudacionais, depressões tectônicas, bacias sedimentares.

As morfoesculturas correspondem às feições de relevo geradas sobre as morfoestruturas, através dos processos exógenos. O modelado do relevo é gerado pela ação das características ambientais pretéritas e atuais que deixam suas marcas na superfície das morfoestruturas. Caracterizam-se como morfoesculturas planaltos, serras, tabuleiros, chapadas, planícies.

Apoiado nesses três alicerces, todo o relevo da Terra, qualquer que seja sua dimensão, tem a influência da estrutura que lhe impõe um comportamento morfoestrutural e também a influência do ambiente pretérito e atual que determina o padrão morfoescultural. Essa metodologia de pesquisa geomorfológica é a própria expressão redimensionada das idéias de Penck (1953) sobre os processos endógenos e exógenos.

Baseado nesses conceitos, Mescerjakov (1968) estabelece uma hierarquização para a classificação do relevo, criando uma nova abordagem metodológica para a pesquisa geomorfológica.

Essa concepção, fundamentada na delimitação do relevo através dos conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura para posterior análise geomorfológica, passa, obrigatoriamente, pela cartografia geomorfológica. Seguindo essa concepção, fica evidente a dependência entre a pesquisa geomorfológica e a cartografia do relevo, cujo produto – o mapa/carta – é, ao mesmo tempo, instrumento de análise e documento de síntese da pesquisa.

Como visto acima, a cartografia geomorfológica tornou-se uma importante ferramenta no estudo do relevo, pois é no mapa geomorfológico que se traduzem e se sintetizam várias metodologias e os resultados das respectivas pesquisas.

Demek (1977), percebendo a importância da cartografia geomorfológica, ressalta a importância da coloração em um mapa geomorfológico, levando em conta que, para cada cor, há duas possibilidades de expressão: a própria cor e suas várias tonalidades. Também aborda a problemática da escala na representação do mapa geomorfológico, pois, dependendo da escala adotada, há a necessidade de generalização na cartografia.

Barbosa et al. (1984) retrata a evolução metodológica para mapeamento geomorfológico no Brasil, desde Ab' Saber (1969) e Moreira (1969), até o projeto RADAMBRASIL, no qual a cartografia geomorfológica teve grande impulso técnico e científico. Nesse projeto, foi desenvolvida uma cartografia geomorfológica baseada nas imagens geradas a partir do sensor remoto SLAR, sensor ativo de visada lateral que era acoplado a uma aeronave.

A cartografia geomorfológica, no projeto RADAMBRASIL, passou por quatro fases distintas que se complementavam. Havia um significativo avanço técnico e científico em cada nova fase.

Não há como se negar que as imagens produzidas pelo sensor remoto SLAR no projeto RADAMBRASIL, posteriormente usadas como ferramenta-mestra nos mais variados mapas temáticos elaborados nesse projeto, foram de fundamental importância para o avanço da cartografia geomorfológica no Brasil, tanto do ponto de vista metodológico como técnico.

Usando as imagens produzidas no projeto supramencionado, Ross (1992), que nele trabalhara na década de 1970, propõe uma nova metodologia para o mapeamento geomorfológico. Sua fundamentação teórico-metodológica é baseada nas concepções de Penck (1953), Mescerjakov (1968), Demek (1977) e na quarta fase metodológica de mapeamento geomorfológico do projeto RADAMBRASIL.

Baseando-se nas concepções e fundamentações teórico-metodológicas citadas, Ross (1992), apoiado na interpretação genética, estabeleceu dois níveis hierárquicos de entendimento para o relevo: o primeiro táxon, que é também o maior, denomina-se morfoestrutura, e o segundo, definido por um táxon menor, são as unidades morfoesculturais, geradas pela ação climática desencadeadora dos mais variados processos no interior da unidade morfoestrutural, ao longo do tempo geológico.

Na representação cartográfica, cada unidade morfoestrutural é indicada por uma família de cores, como o verde e o vermelho, por exemplo. Cada variação de tonalidade dessas cores indicará uma unidade morfoescultural.

Numa determinada unidade morfoescultural, observam-se conjuntos de formas menores do relevo que apresentam distinções de aparência entre si em função da rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como do formato de topos, vertentes e vales de cada padrão existente. A esse terceiro táxon, embutido numa determinada unidade morfoescultural e de dimensão inferior, dá-se o nome de Unidades dos Padrões de Formas Semelhantes do Relevo ou Padrões de Formas de Relevo. É nesse táxon que processos morfoclimáticos atuais começam a ser percebidos. Os Padrões de Formas de Relevo podem ser: formas de acumulação, como as planícies fluviais e marinhas, ou formas oriundas de processos denudacionais, como morros, colinas, tabuleiros, entre outras. São delimitados no mapa geomorfológico e representados por conjuntos de letras-símbolo maiúsculas e minúsculas (Quadro 7.1).

Devido à escala adotada no presente trabalho e a algumas características peculiares do relevo, foram elaboradas novas nomenclaturas de formas de denudação e de acumulação que pudessem ser o mais possível fidedignas com o que foi encontrado e, conseqüentemente, mapeado. Para as formas de denudação, foi incorporado o termo

formas com topos semi-convexos (Dsc), tendo sido mais apropriado para as formas de relevo encontradas entre o vale do Rio Graú e a Depressão do Abiaí. Para as formas de acumulação, foram incorporados novos termos que nada mais são que aglutinações dos termos já propostos por Ross (1992) e a incorporação de formas de acumulação coluviais. Essas aglutinações fizeram-se necessárias devido à escala adotada, pois em alguns casos não foi possível separar, por exemplo, terraço fluvial de planície fluvial, terraço marinho de planície marinha, depósito de colúvio de terraço fluvial. Portanto, os novos termos adotados foram: formas de terraço e planície marinha (Atpm), formas de depósitos de colúvio, terraço e planície fluvial (Actpf), formas de depósitos de colúvio e terraço fluvial (Actf).

Quadro 7.1 – Padrões de Formas de Relevo.

FORMAS DE DENUDAÇÃO	FORMAS DE ACUMULAÇÃO
D – DENUDAÇÃO	A – ACUMULAÇÃO
Da – Formas com topos aguçados	Apf – Formas de planície fluvial
Dc – Formas com topos convexos	Apm – Formas de planície marinha
Dt – Formas com topos tabulares	Apl – Formas de planície lacustre
Dp – Formas de superfícies planas	Api – Formas de planície interdial (mangue)
De – Formas de escarpas	Ad – Formas de campos de dunas
Dv – Formas de vertentes	Atf – Formas de terraço fluvial
	Atm – Formas de terraço marinho

Fonte: Ross (1992)

Os Padrões de Formas de Relevo são acompanhados de um conjunto de algarismos arábicos, de acordo com uma matriz previamente elaborada cujas colunas indicam o grau de entalhamento dos vales e, as linhas, a dimensão interfluvial média (Quadro 7.2). As formas agradacionais não recebem os algarismos arábicos, pois não representam dissecação por processos erosivos.

O quarto táxon na ordem decrescente, caracteriza-se pelos Tipos de Formas de Relevo individualizados, dentro de cada Padrão de Formas de Relevo. Os Tipos de Formas de Relevo, tanto podem ser as de denudação resultantes do desgaste por processos erosivos, como colinas, morros e cristas, como as de agradação, a exemplo das planícies lacustres, fluviais e marinhas. Os Tipos de Formas de Relevo apresentam

semelhanças entre si tanto na morfologia quanto na morfometria, ou seja, no formato, no tamanho e na idade.

Quadro 7.2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo.

DIMENSÃO INTERFLUVIAL MÉDIA (classes)	MUITO GRANDE (1) >1500m	GRANDE (2) 1500 a 700m	MÉDIA (3) 700 a 300m	PEQUENA (4) 300 a 100m	MUITO PEQUENA (5) <100m
ENTALHAMENTO MÉDIO DOS VALES (classes)					
MUITO FRACO (1) (<20m)	11	12	13	14	15
FRACO (2) (20 a 40m)	21	22	23	24	25
MÉDIO (3) (40 a 80m)	31	32	33	34	35
FORTE (4) (80 a 160m)	41	42	43	44	45
MUITO FORTE (5) (>160m)	51	52	53	54	55

Fonte: Ross (1992)

A representação cartográfica do quarto táxon (Tipos de Formas de Relevo) se faz em conjunto com a representação do terceiro táxon (Padrões de Formas de Relevo). Um Padrão de Formas de Relevo tipo Dc 23 é constituído por relevo denudacional de topos convexos com entalhamento médio de 20 a 40 m e dimensão interfluvial média de 300 a 700 m.

Para serem calculados os entalhamentos fluviais, é imprescindível levar-se em consideração a estrutura geológica/geomorfológica regional e a hierarquização da rede de drenagem. Para os Planaltos e Serras do Atlântico Leste-Sudeste (ROSS, 1985) os entalhamentos fluviais que dão a real dimensão do relevo regional são medidos em rios de 3ª ordem, enquanto nos Tabuleiros Litorâneos, por exemplo, os entalhes fluviais dos rios de 2ª ordem já podem ser suficientes para a hierarquização e caracterização dos Padrões de Formas de Relevo.

O quinto táxon na ordem decrescente, corresponde às vertentes ou setores de vertentes que compõem os Tipos de Formas de Relevo Individualizados. Uma vertente,

ou mesmo um setor de vertente é individualizado pelas características geométricas, genéticas e dinâmicas.

Devido às próprias dimensões das vertentes ou de seus setores, o quinto táxon só pode ser representado cartograficamente em escalas grandes, maiores ou iguais a 1:25.000. Os Tipos de Formas de Relevo Individualizados são representados por letras-símbolo, como Ve (vertente escarpada), Vc (vertente convexa), Vcc (vertente côncava), Vr (vertente retilínea), Tc (topos convexos), Tp (topos planos), entre outras.

O sexto táxon, na ordem decrescente, representa as menores formas mapeáveis. São formas produzidas pelos processos erosivos ou deposicionais atuais. Como exemplo desse táxon, podem ser citadas formas causadas por agentes naturais, tais como: voçorocas, ravinas, cicatrizes de deslizamentos, assoreamentos, bancos de sedimentação atual e, as formas antrópicas, como: corte, aterros, desmontes de morros, entre outras (Figura 7.2).

A representação cartográfica do sexto táxon possui os mesmos problemas relatados no quinto táxon, ou seja, somente podem ser representados em escalas grandes, nas quais a fotografia aérea e as imagens orbitais de alta resolução são ferramentas indispensáveis. Sua representação cartográfica, quando possível, é feita através de símbolos.

Essa metodologia de classificação do relevo e mapeamento geomorfológico apóia-se, principalmente, nos aspectos fisionômicos, embora o relevo seja produto de determinada influência de ordem genética.

A metodologia desenvolvida por Ross (1992) teve como ferramentas-mestras as imagens obtidas pelo sensor remoto SLAR produzidas no projeto RADAMBRASIL. Essas imagens podem ser adquiridas nas escalas de 1:250.000 a 1:100.000. Tendo em vista a maior facilidade para a aquisição de imagens orbitais, as imagens do sensor remoto SLAR podem ser muito bem substituídas, principalmente quando a escala a ser trabalhada for maior que 1:100.000. Quando a escala de trabalho for maior que 1:50.000, pode-se fazer uso de fotografias aéreas e imagens orbitais que possibilitem o uso de estereoscópio.

Figura 7.2 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo (Modificado de ROSS, 1992).

A excelente aplicabilidade dessa metodologia, já muito empregada em outros trabalhos, inclusive no mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997), bem como a fácil leitura do mapa final com ampla gama de informações registradas na sua legenda integrada, fez dessa metodologia a mais adequada para o desenvolvimento do mapeamento proposto para este trabalho.

7.3 INTERAÇÕES ANTRÓPICAS NO MEIO AMBIENTE

O homem, tanto como ser social ou biológico, exerce suas mais diversas atividades sobre o relevo terrestre. Com o advento da Revolução Industrial, ocorrida no século XVIII, houve um grande avanço científico e tecnológico e, com isso, um poder

maior, do homem, de interferir nas paisagens naturais. Hoje, o poder que o homem possui de interferência na natureza é cada vez maior e mais rápido, podendo ser, em muitos casos, devastador e com consequências catastróficas para a sociedade.

O palco das atividades sociais e econômicas desenvolvidas pelo homem encontra-se no “Estrato Geográfico da Terra” (GRIGORIEV, 1968). Essa estreita camada do planeta Terra possui, como limite superior, a baixa atmosfera, e como limite inferior, a parte rígida da crosta terrestre. A parte superior desse estrato tem como principal fonte de energia a radiação eletromagnética emanada pelo sol e, a parte inferior, a deterioração radioativa de isótopos instáveis.

É nessa estreita camada do planeta que o homem atua como ser biológico e social, sendo o fator social, nos dias de hoje, de extrema importância na rápida modificação das mais variadas paisagens terrestres.

Essa relação entre o homem e o meio físico (ou sociedade e natureza) é a que mais se tem destacado na discussão sobre o objeto da geografia. Moraes (1991) destaca que essa relação apresenta três posições distintas.

A primeira coloca o homem como um elemento passivo, cuja história é determinada pelas condições naturais que o envolvem. O desenvolvimento das sociedades é determinado pelas características naturais que as cercam.

Outra posição na geografia mantém como seu objeto o estudo da relação entre o homem e a natureza, sendo o homem o transformador desse meio. Ocorre nessa linha de pesquisa a total inversão da concepção anterior, colocando-se o homem como elemento ativo, sobrepondo-o aos elementos naturais.

Há, ainda, a posição que concebe o objeto da geografia como a relação em si, com os dados humanos e os naturais possuindo o mesmo peso. Através dessa posição, buscar-se-ia compreender o estabelecimento, a manutenção e a ruptura do equilíbrio entre o homem e a natureza. A concepção ecológica exemplifica diretamente essa visão.

A existência do homem colocado na escala do tempo geológico é insignificante, mas o que é determinante é sua relação com os processos contemporâneos. No que diz respeito à intensidade dos processos, tem sido demonstrado que seus efeitos freqüentemente superam os equivalentes naturais (OLIVEIRA et al., 2005).

Acatando como objeto de estudo da geografia a relação homem-natureza, sociedade-meio ambiente, surge o problema do método que Guerasimov (1980) procura apontar diretrizes.

Guerasimov (op cit.) descreve a evolução do termo “ecologia” e suas diversas formas de abordagem, julgando como a mais correta a que considera os vínculos existentes entre o meio ambiente, o homem e a sociedade. A abordagem ecológica deve basear-se em conhecimentos e métodos de várias ciências ou sistema de ciências, como a geografia, que considera possuir os instrumentos mais adequados para os estudos ecológicos.

Segundo Guerasimov (op cit.), as orientações principais dos estudos ecológicos na geografia estão baseadas no monitoramento antropogênico, ou seja, no controle sobre as mudanças do meio ambiente originadas pelas atividades do homem. Esse sistema de observações e de controle sobre as mudanças do meio natural devido às interferências humanas torna-se necessário como fonte de informações multifacéticas sobre o atual estado da natureza, o que permite revelar as áreas mais desfavoráveis ao aproveitamento econômico, prevenir as possíveis transformações do meio e prognosticar cientificamente seus estados futuros.

Seguindo a linha que se fundamenta na relação que as sociedades mantêm com os ecossistemas, Tricart (1977) propõe a integração dos estudos dos diversos componentes de um ambiente e suas relações. Essa metodologia permite a compreensão da dinâmica de um ambiente, seja pelos estudos de unidades ecodinâmicas, seja do ecossistema como um todo.

A inter-relação dos componentes do meio físico, como: litologia, relevo, solo, clima e vegetação é que vai conferir uma menor ou maior estabilidade natural, que pode ser comprometida, em menor ou maior grau, pela intervenção antrópica.

Seguindo a proposição elaborada por Tricart (1977) e incrementando critérios e parâmetros, Ross (1994) elabora uma nova proposta de análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos. Ao se aplicar essa nova metodologia, deve se preocupar com a aplicabilidade no planejamento ambiental e territorial, partindo-se do princípio de que os recursos naturais devem ser utilizados pelo homem, porém, de forma racional, sempre respeitando-se seus limites.

Ross (1994) elabora dois modelos empíricos para a avaliação da fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos e os denomina, respectivamente, de Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial e Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergente, sendo que as primeiras encontram-se em equilíbrio e ainda não sofreram intervenção humana, mas podem vir a entrar em desequilíbrio por eventos naturais. Em contrapartida, as segundas sofreram interferências antrópicas e foram modificadas intensamente.

Para hierarquizar tanto as Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial como as Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergente, são analisados, de forma individualizada, três componentes do “Estrato Geográfico da Terra”: relevo, solo e uso e ocupação da terra. A cada componente é dado um valor que varia de 1 a 5. Estes valores correspondem aos graus de fragilidade de cada componente face aos eventos naturais e às intervenções humanas.

Esses três componentes do “Estrato Geográfico da Terra” foram hierarquizados por Ross (1994), baseados em análises empíricas. Para cada componente estudado, faz-se necessário, quando não disponível na escala desejada, a confecção de uma carta temática: carta geomorfológica, pedológica e de uso e ocupação da terra, resultando suas sobreposições no mapa-síntese de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos.

O componente **relevo** é hierarquizado quanto à sua declividade e/ou referencial morfométrico, este último de acordo com a matriz dos índices de dissecação do relevo proposta por Ross (1992). Essa hierarquização leva em consideração a intensidade dos processos erosivos, os riscos de escorregamentos/deslizamentos e a velocidade de transformação do relevo.

A partir da matriz dos índices de dissecação do relevo proposta por Ross (1992), são estabelecidas cinco categorias de fragilidade, variando de muito fraca a muito forte (Quadro 7.3).

Quadro 7.3 – Classes de fragilidade baseadas nos índices dissecação do relevo.

GRAUS DE FRAGILIDADE	ÍNDICES DE DISSECAÇÃO DO RELEVO
1 – MUITO FRACO	11
2 – FRACO	21, 22, 12
3 – MÉDIO	31, 32, 33, 13, 23
4 – FORTE	41, 42, 43, 44, 14, 24, 34
5 – MUITO FORTE	51, 52, 53, 54, 55, 15, 25, 35, 45

Fonte: Ross (1994)

As áreas agradacionais, como as planícies fluviais, marinhas e flúvio-marinhas, por exemplo, não possuem índice de dissecação, mas, face às suas características morfológicas e genéticas, além das intensas e rápidas modificações que podem sofrer num curto período de tempo, entram na classe de fragilidade muito forte, representada pelo grau de número 5.

Os terraços fluviais e marinhos também não possuem índice de dissecação como as planícies, e apresentam características morfológicas e sedimentares similares às mesmas, mas, por estarem em áreas livres de inundações habituais e suas modificações acontecerem numa escala de tempo maior entram na classe de fragilidade forte, representada pelo grau de número 4.

O componente **solo** é hierarquizado quanto às suas características texturais, estruturais, além da plasticidade, grau de coesão das partículas e profundidade/espessura dos horizontes superficiais e subsuperficiais (Quadro 7.4).

As classes de fragilidade dos tipos de solos, elaboradas por Ross (1994), são anteriores ao novo sistema de classificação dos solos proposto pela Embrapa (1999). Portanto, as devidas conversões e ajustes foram efetuados, quando necessário, no decorrer da caracterização pedológica da área de estudo. Os Neossolos Flúvicos, anteriormente classificados como Solos Aluviais; os Gleissolos e os Solos

Indiscriminados de Mangue, todos com ocorrências significativas na área de estudo, não aparecem nas classes de fragilidade dos tipos de solos, propostas por Ross (1994). As características genéticas e, principalmente, físicas desses solos, como nível freático próximo à superfície, inundações freqüentes e total predomínio de materiais inconsolidados fazem com que esses solos sejam melhor enquadrados na classe de fragilidade forte (grau 4), para os Neossolos Flúvicos e muito forte (grau 5), para os Gleissolos e Solos Indiscriminados de Mangue.

Quadro 7.4 – Classes de fragilidade dos tipos de solos.

GRAUS DE FRAGILIDADE	TIPOS DE SOLOS
1 – MUITO FRACO	Latossolo Roxo, Latossolo Vermelho-Escuro e Vermelho-Amarelo, textura argilosa.
2 – FRACO	Latossolo Amarelo e Vermelho-Amarelo, textura média/argilosa.
3 – MÉDIO	Latossolo Vermelho-Amarelo, Terra Roxa, Terra Bruna, Podzólico Vermelho-Amarelo, textura média/argilosa.
4 – FORTE	Podzólico Vermelho-Amarelo, textura média/arenosa e Cambissolos.
5 – MUITO FORTE	Podzolizados com cascalhos, Litólicos e Areias Quartzosas.

Fonte: Ross (1994)

A análise da proteção dos solos passa pela elaboração e construção do mapa de uso e ocupação da terra, resultantes da interpretação de imagens orbitais, de fotografias aéreas e de trabalhos de campo.

O componente **uso e ocupação da terra** influencia na erodibilidade do relevo, de acordo com o modo de utilização, proteção e exposição dos solos. O tipo de cobertura sobre o solo influencia na intensidade do impacto das gotas de chuvas, na velocidade de escoamento superficial, no aumento da infiltração e capacidade de retenção da água. Em áreas com cobertura florestal densa, as gotas de chuva, em grande parte, são interceptadas pelas folhas das copas das árvores impedindo seu impacto direto no solo e sua conseqüente desagregação e posterior compactação, além de criar obstáculos ao escoamento superficial, ajudando na infiltração da água. Além disso, as raízes entrelaçam-se, dando maior coesão ao solo. As florestas e matas naturais isentas de intervenções humanas apresentam o mais elevado grau de proteção frente aos agentes erosivos e os solos expostos tanto por causas naturais (arenização) como por fatores

antrópicos (desmatamento por exemplo) não apresentam proteção alguma, sendo facilmente erodidos.

Ross (1994) estabelece uma hierarquia de proteção aos solos pelo uso e ocupação da terra, obedecendo à capacidade de proteção aos processos erosivos, em ordem decrescente. (Quadro 7.5). Essa hierarquização foi baseada em vários estudos e ensaios desenvolvidos por pesquisadores e institutos de pesquisas do Brasil.

Quadro 7.5 – Classes de proteção por tipos de uso e ocupação da terra.

GRAUS DE PROTEÇÃO	TIPOS DE COBERTURA VEGETAL
1 – MUITO ALTA	Florestas/Matas naturais, Florestas cultivadas com biodiversidade.
2 – ALTA	Formações arbustivas naturais com estrato herbáceo denso. Formações arbustivas densas (mata secundária, cerrado denso, capoeira densa). Mata homogênea de Pinus densa. Pastagens cultivadas sem pisoteio de gado. Cultivo de ciclo longo, como o cacau.
3 – MÉDIA	Cultivo de ciclo longo em curvas de nível/terraceamento, como café, laranja com forrageiras entre ruas. Pastagens com baixo pisoteio. Silvicultura de eucaliptos com sub-bosques de nativas.
4 – BAIXA	Culturas de ciclo longo de baixa densidade (café, pimenta-do-reino, laranja) com solo exposto entre ruas, culturas de ciclo curto (arroz, trigo, feijão, soja, milho, algodão) com cultivo em curvas de nível/terraceamento.
5 – MUITO BAIXA	Áreas desmatadas e queimadas recentemente, solo exposto por arado/gradeação, solo exposto ao longo de caminhos e estradas, terraplenagens, culturas de ciclo curto sem práticas conservacionistas.

Fonte: Ross (1994)

Tendo-se como produto das análises individualizadas dos componentes: relevo, solo e uso e ocupação da terra, as suas respectivas cartas temáticas, faz-se, então, a sobreposição das mesmas, obtendo-se, assim, a carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos. A sobreposição das cartas temáticas gerará áreas com um conjunto numérico de três algarismos. Tomando-se como exemplo uma área, cujo conjunto numérico gerado foi 111, ela poderá apresentar cobertura florestal natural, relevo com dissecação muito fraca e Latossolo com textura argilosa, correspondendo, portanto, a uma Unidade Ecodinâmica de Instabilidade Potencial muito baixa.

Uma área cujo conjunto numérico for 555 corresponderá a uma Unidade Ecodinâmica de Instabilidade Emergente muito forte. Essa área poderá apresentar, por exemplo, solo exposto, relevo fortemente dissecado e solo com textura arenosa.

Por ser uma metodologia ainda recente e necessitando de mais testes, principalmente em áreas onde não foi aplicada, alguns ajustes fazem-se necessários para um melhor resultado. Spörl (2001) acrescenta a essa metodologia comportamentos pluviométricos (Quadro 7.6).

O componente clima atua nos processos erosivos, de acordo com a distribuição, quantidade e intensidade das chuvas. A distribuição das chuvas, ao longo do ano, influencia a sua capacidade de erosão, pois, se um total pluviométrico anual é distribuído de forma gradual em todos os meses do ano, a capacidade erosiva será bem menor, se comparado ao mesmo total pluviométrico que tiver concentração nos meses de inverno, por exemplo, como da área de estudo. A quantidade de chuva, quanto ao seu poder erosivo, está intimamente relacionada com sua intensidade. Chuvas torrenciais são potencialmente muito mais erosivas do que se a mesma quantidade pluviométrica for distribuída durante alguns dias.

Quadro 7.6 – Níveis hierárquicos dos comportamentos pluviométricos.

NÍVEIS HIERÁRQUICOS	COMPORTAMENTOS PLUVIOMÉTRICOS
1 – MUITO BAIXO	Situação pluviométrica com distribuição regular ao longo do ano, com volumes anuais não muito superiores a 1000mm/ano.
2 – BAIXO	Situação pluviométrica com distribuição regular ao longo do ano, com volumes anuais não superiores a 2000mm/ano.
3 – MÉDIO	Situação pluviométrica com distribuição anual desigual, com períodos secos entre 2 e 3 meses, no inverno, e, no verão, com maiores intensidades de dezembro a março.
4 – FORTE	Situação pluviométrica com distribuição anual desigual, com período seco entre 3 e 6 meses e alta concentração das chuvas no verão, entre novembro e abril, quando ocorrem de 70 a 80% do total das chuvas.
5 – MUITO FORTE	Situação pluviométrica com distribuição regular, ou não, ao longo do ano, com grandes volumes anuais, ultrapassando 2500mm/ano, ou, ainda, comportamentos pluviométricos irregulares ao longo do ano, com episódios de chuvas de alta intensidade e volumes anuais baixos, geralmente abaixo de 900mm/ano (semi-árido).

Fonte: Spörl (2001)

Furrier (2002), empregando essa metodologia em relevo fortemente dissecado esculpido em rochas graníticas, gnáissicas e quartzíticas, no sul do Estado de Minas

Gerais, constatou que o grau de fragilidade era mais atrelado às características morfolíticas do relevo, dando, portanto a esse componente o maior peso e representando-o com o primeiro número no conjunto numérico.

Para Furrier (op cit.), o segundo maior peso e, portanto, o segundo número no conjunto numérico, refere-se ao componente solo, pois suas características estão mais atreladas ao relevo do que à cobertura vegetal. O peso menor foi dado ao componente uso e ocupação da terra, representado pelo último número no conjunto numérico.

Essa metodologia foi empregada no presente trabalho, tendo sido realizados ajustes, no decorrer do mesmo, como a inclusão dos comportamentos pluviométricos propostos por Spörl (2001), que entraram como quarto número no conjunto numérico. Essa metodologia, além de ser recente e necessitar de maior difusão e emprego para futuras comparações, foi utilizada de forma pioneira na região de Tabuleiros Litorâneos. O produto final gerado foi a carta de fragilidade dos ambientes naturais antrópicos da folha João Pessoa 1:100.000.

Através dessa carta de fragilidade objetivou-se caracterizar o atual estado em que se encontra o meio físico da área de estudo, identificando-se ambientes em função de seus diferentes níveis de intervenção humana e fragilidade. Esse documento, além de sintetizar as várias informações coletadas e produzidas ao longo do trabalho, poderá vir a ser utilizado no direcionamento adequado das futuras intervenções humanas, bem como no planejamento territorial e ambiental da área.

Essa metodologia não é aplicada em regiões com urbanização intensa, ficando restrita apenas às áreas de loteamento recentemente abertos. Com relação às áreas de praias, ou seja, até o limite continental da incidência de ondas de tempestade, essa metodologia não pode ser aplicada, pois nessas áreas outros componentes do meio devem ser analisados, como ondas, correntes, obstáculos naturais e antrópicos.

Na carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos, as manchas urbanas foram delimitadas, mas não foram analisadas. Nas áreas praias, após exaustivos trabalhos de campo, análises e comparações de fotografias aéreas e imagens orbitais de várias datas foram caracterizadas e delimitadas em áreas de erosão e áreas de

equilíbrio/acumulação. A não diferenciação entre áreas de equilíbrio e acumulação deve-se à extrema dificuldade em se identificar com precisão as áreas que estão em equilíbrio no balanço sedimentar, ou seja, sem ganho ou perda consistente de sedimentos, num intervalo de tempo considerável (vários anos). Para se caracterizar um ambiente praiar em equilíbrio sedimentar, faz-se necessário um acompanhamento sistemático da área, por alguns anos, com o auxílio de equipamentos adequados, portanto, fora dos objetivos desse trabalho.

Para a caracterização das áreas de erosão costeira foram considerados os indicadores descritos por Souza et al. (2005) (Quadro 7.7).

Quadro 7.7 – Indicadores de erosão costeira

INDICADORES DE EROSAO COSTEIRA	
I	Pós-praia muito estreita ou inexistente devido à inundação permanente durante as preamaras de sizígia (praias urbanizadas ou não).
II	Retrogradação geral da linha de costa nas últimas décadas, com diminuição da largura da praia em toda a sua extensão, ou mais acentuadamente em determinados locais dela (praias urbanizadas ou não).
III	Erosão progressiva de depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias, sem o desenvolvimento de falésias ou escarpamentos em dunas e terraços marinhos (praias urbanizadas ou não).
IV	Presença de falésias com alturas de até dezenas de metros em rochas sedimentares mesozóicas, sedimentos terciários (Formação Barreiras) e rochas de praia pleistocênicas e holocênicas, e presença de escarpamentos em depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias (praias urbanizadas ou não).
V	Destruição de faixas frontais de vegetação de “restinga” ou de manguezal e/ou presença de raízes e troncos em posição de vida soterrados na praia, devido à erosão e soterramento causados pela retrogradação/migração da linha de costa, ou por processos de sobrelevagem (ilhas e praias-barreiras).
VI	Exumação e erosão de depósitos paleolagunares, turfeiras, arenitos de praia ou terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, sobre o estirâncio e/ou a face litorânea atuais, devido à remoção das areias praias por erosão costeira e déficit sedimentar extremamente negativo (praias urbanizadas ou não).
VII	Frequente exposição de “terraços ou falésias artificiais”, apresentando pacotes de espessura até métrica, formados por sucessivas camadas de aterros soterrados por lentes de areias praias/dunares (contato entre a praia e a área urbanizada).
VIII	Construção e destruição de estruturas artificiais erguidas sobre os depósitos marinhos ou eólicos holocênicos que bordejam a praia, a pós-praia, o estirâncio, a face litorânea e/ou a zona de surfe.
IX	Retomada erosiva de antigas plataformas de abrasão marinha, elevadas de +2 a +6 m, formadas sobre rochas do embasamento ígneo-metamórfico pré-Cambriano a mesozóico, ou rochas sedimentares mesozóicas, ou sedimentos terciários (Formação Barreiras) ou arenitos praias pleistocênicos, em épocas em que o nível do mar encontrava-se acima do atual, durante o final do Pleistoceno e o Holoceno (praias urbanizadas ou não).
X	Presença de concentrações de minerais pesados em determinados trechos da praia, em associação com outras evidências erosivas (praias urbanizadas ou não).
XI	Presença de embaixamentos formados pela atuação de correntes de retorno concentradas associadas a zonas de barlamar ou centros de divergência de células de deriva litorânea localizados em local mais ou menos fixo da praia, podendo ocorrer também processos de sobrelevagem (ilhas e praias-barreiras).

Fonte: Souza et al., (2005)

Portanto, a carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos gerada no presente trabalho teve como alicerce a metodologia desenvolvida por Ross (1994), acrescida de dados e experiências científicas de Spörl (2001), Furrier (2002) e Souza et al. (2005). A junção de dados e experiências dos autores citados fez com que a carta dos ambientes naturais e antrópicos confeccionada fosse extremamente enriquecida de informações complementares e pudesse também abranger as áreas praias, até o momento não abarcadas pela metodologia empregada.

8 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

A primeira etapa do trabalho consistiu na revisão bibliográfica e no levantamento de dados e materiais disponíveis sobre a região adjacente e mais precisamente, sobre a área de estudo. Foram levantados os seguintes materiais e dados:

- Censo demográfico 2000 dos municípios localizados na área de estudo (FIBGE, 2001);
- Cartas topográficas na escala 1:25.000 (BRASIL, 1974);
- Carta topográfica na escala 1:100.000 (BRASIL, 1986);
- Carta náutica na escala 1:50.000 (BRASIL, 1999);
- Dissertações de Mestrado e Teses de Doutorado sobre a região;
- Mapa Geológico do Estado da Paraíba e texto explicativo (BRASIL, 2002);
- Mapa Pedológico do Estado da Paraíba e texto explicativo (PARAÍBA, 2004);
- Fotografias aéreas na escala 1:40.000 de 1985, abrangendo toda área de estudo, fotografias aéreas na escala 1:8.000 de 1998, abrangendo o município de João Pessoa e fotografias aéreas panorâmicas de 2003, abrangendo todo o litoral da área de estudo;
- Imagens orbitais em formato digital de 2001 (LANDSAT-TM 7) e imagens orbitais em formato digital adquiridas no sítio <www.earth.google.com>;
- Dados climáticos de 1990 a 2005 (Laboratório de Energia Solar/UFPB);

A área de estudo abrange oito cartas topográficas na escala 1:25.000, as quais se inserem na carta topográfica da folha João Pessoa na escala 1:100.000. As cartas topográficas na escala 1:25.000 foram publicadas pela SUDENE, em 1974, e são as seguintes:

A técnica utilizada para a elaboração das cartas temáticas propostas consistiu, basicamente, em duas fases. A primeira fase foi a confecção da carta hipsométrica e da clinográfica que necessitaram de cálculos matemáticos executados por *software* específico. As oito cartas topográficas que englobam a área de estudo foram escaneadas para posterior vetorização, em *software* apropriado, de todo o seu conteúdo como: curvas de nível, hidrografia, malha rodoviária, área urbana, limites administrativos.

Optou-se pela vetorização das oito cartas topográficas 1:25.000 que compõem a carta topográfica 1:100.000, pelo fato de as mesmas apresentarem curvas de nível na equidistância de 10 m, resultando em maior detalhamento do relevo, já que a carta topográfica 1:100.000 apresenta equidistância das curvas de nível de 40 m, omitindo, assim, feições consideráveis de grande parte do relevo tabular da área. As oito cartas topográficas na escala 1:25.000, totalmente digitalizadas, foram comprimidas para a escala 1:100.000, escala proposta para o presente trabalho. O resultado foi extremamente satisfatório, pois o produto final foi uma carta topográfica na escala 1:100.000 com o detalhamento das cartas topográfica na escala 1:25.000.

Após a vetorização das cartas topográficas 1:25.000 e posterior redução para escala 1:100.000, as curvas de nível foram transportadas para o *software* SPRING, com o qual foram feitos os cálculos que resultaram na carta hipsométrica e na clinográfica. Para a carta hipsométrica, os intervalos foram delimitados a cada 10 m, até o limite de 20 m, e, a cada 20 m, até o limite de 140 m. Houve a necessidade de se delimitarem intervalos de 10 m, nas menores altitudes da área, para se identificarem as falésias e alguns terraços, do modo mais fidedigno possível. Na carta clinográfica, os intervalos de declividades empregados foram baseados em Herz e De Biasi (1989).

A segunda fase consistiu na elaboração e confecção das seguintes cartas temáticas: geomorfológica, de uso e ocupação da terra e de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos. Essas cartas foram confeccionadas diretamente em papel poliéster, com auxílio de fotografias aéreas, imagens orbitais, cartas topográficas e trabalhos de campo. Após a confecção em papel poliéster, os croquis das cartas foram escaneados e, posteriormente, vetorizados em *software* apropriado. Em nenhuma etapa da confecção dessas três cartas temáticas ocorreu a efetuação de cálculos por *softwares*.

A carta geomorfológica foi elaborada com base na metodologia desenvolvida por Ross (1992) com algumas adaptações já mencionadas. A carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos foi elaborada seguindo-se a metodologia desenvolvida por Ross (1994), adicionando-se a ela comportamentos pluviométricos definidos por Spörl (2001), indicadores de erosão costeira proposto por Souza et al. (2005) e modificações metodológicas propostas por Furrier (2002). Sua confecção consistiu na sobreposição das informações extraídas da carta geomorfológica e da carta de uso e ocupação da terra (confeccionadas para o próprio trabalho) acrescidos de dados pedológicos extraídos de Paraíba (2004) e de trabalhos de campo, além de dados climáticos e pluviométricos. Essas informações serão agrupadas em uma legenda integrada que dará suporte à interpretação da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos.

A caracterização das praias na área de estudo foi efetuada através de perfis transversais, coletas e análises granulométricas (realizadas em duas etapas: janeiro de 2004 e janeiro de 2005), análises e comparações entre fotografias aéreas (ortogonais e panorâmicas) e imagens orbitais de diferentes datas, além de intenso trabalho de campo, onde todo o litoral pertencente à área de estudo (65 km) foi percorrido a pé e fotografado. A determinação do perfil praiial transversal foi realizada por meio de nível laser, com o auxílio de uma régua de 3 m, posta de forma vertical, e uma trena de 2 m, colocada na horizontal, dando os intervalos de medição (Foto 8.1). Foram medidos 27 perfis praias subaéreos levantados na maré baixa, abrangendo toda a face praiial até o limite com o espraçamento.

Os perfis praiiais medidos neste trabalho não puderam ser utilizados por si sós como parâmetros seguros para averiguação de processos de acumulação ou retirada de sedimentos praiiais, visto que o intervalo de apenas um ano (janeiro de 2004 e janeiro de 2005) é muito curto para a certificação de uma tendência, sendo que, para tal objetivo, seriam necessárias de medições sistemáticas com intervalo de tempo muito mais longo, o que fugiria do objetivo central deste trabalho que é de caracterização. Um outro fato que também deve ser ressaltado na comparação entre os perfis medidos no presente trabalho foi o de que o mês de janeiro de 2004 apresentou-se extremamente atípico com relação à intensidade de chuvas, tendo sido registrado, em João Pessoa, 280 mm, um

recorde histórico para o mês (a média para o mês de janeiro é de 72 mm). Portanto, a utilização desses perfis, no presente trabalho, foi restrita à averiguação da inclinação e do comprimento praial, sendo também mais um item, além dos trabalhos de campo, entrevista com a população local, análise e comparação de fotografias aéreas e imagens orbitais, na tentativa de se delimitar áreas de erosão e estabilidade/progradação.

Foto 8.1 – Técnica utilizada para medição de perfil praial. (Foto: MAX FURRIER, 2004)

Em cada perfil praial medido, foi coletada, próximo ao espraimento, uma amostra de sedimentos para posterior análise laboratorial. Em laboratório, as amostras foram primeiramente lavadas para a retirada de sais solúveis e, posteriormente, secadas em estufa a 70°C. De cada amostra seca, foram retirados 100 gramas de sedimentos para a caracterização dos aspectos composicionais. Foram realizadas análises sobre os teores de carbonato através de técnica de dissolução em HCl a 10% e diferença de peso. Essa técnica visa, além da eliminação dos carbonatos para a realização da análise granulométrica, obter informações preliminares sobre o teor de biodetritos presentes na amostra. As amostras submetidas a tratamento com HCl foram novamente lavadas e submetidas à secagem.

As amostras secas foram pesadas e colocadas na peneira superior do conjunto de peneiras do vibrador que é ativado por 15 minutos. O material retido em cada peneira é, então, coletado e pesado.

Para os aspectos texturais, foram realizadas análises granulométricas, segundo o método tradicional de peneiramento e pipetagem descrito em Suguio (1973), obtendo-se os parâmetros de Folk e Ward (1957) relacionados com o tamanho dos grãos e com a distribuição das frações de areia, silte e argila de Shepard (1954). Através da análise granulométrica buscou-se caracterizar o tipo de sedimento presente, bem como obter informações preliminares sobre o ambiente praial e a porcentagem de contribuição terrígena e biogênica para a área.

O estudo de sedimentos constitui-se em subsídio fundamental para a compreensão de ambientes e das relações ecológicas que nele ocorrem, bem como para o estabelecimento de modelos evolutivos durante o Quaternário. Um corpo sedimentar como uma praia, por exemplo, é resultante de processos em que interagem diferentes fatores, podendo, então, os sedimentos guardar em si, registros desses processos, fornecendo informações sobre a origem do material, meios de transporte e características do ambiente de deposição.

9 RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1 GEOMORFOLOGIA CONTINENTAL

A partir de análises da imagem SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), da carta hipsométrica e da carta clinográfica, foi possível distinguir dois padrões de dissecação sobre os Tabuleiros Litorâneos, no Estado da Paraíba. Esses padrões podem ser delimitados pelo vale do Rio Gramame (Figura 9.1). Ao norte desse vale, predominam tabuleiros com grandes e bem definidas superfícies aplainadas, entrecortadas por vales fluviais com entalhes moderados. Quase sempre, é possível visualizar facilmente o limite dos topos dos tabuleiros com as respectivas vertentes.

No mapa geológico da área de estudo e adjacências (Figura 4.4, p. 33), verifica-se que, diferentemente do compartimento localizado ao sul do Rio Gramame, os rios do compartimento ao norte não dissecam, com a mesma intensidade, as formações sedimentares do Grupo Paraíba depositadas na Bacia Pernambuco-Paraíba. Ocorrem apenas alguns pequenos afloramentos de calcário da Formação Gramame nos vales dos rios Soé e Paraíba e afloramentos conspícuos da Formação Beberibe, no vale do Rio Mumbaba.

Ao norte do vale do Rio Gramame, a rede de drenagem, excetuando-se a planície do Rio Paraíba, apresenta-se mais incipiente, com menor densidade de drenagem e vales com graus de entalhamento inferior aos constatados na porção sul. Observam-se vales com declividades mais suaves com predomínio majoritário de declividades inferiores a 30% (Anexo B). A superfície dos tabuleiros, nessa porção apresenta-se mais ampla e com altitudes predominantemente inferiores a 80 m.

A partir de análises de cartas topográficas e da carta hipsométrica, constatou-se um pequeno, porém nítido rebaixamento entre as superfícies dos tabuleiros em que se encontra o sítio urbano de João Pessoa, nas adjacências do entroncamento entre as rodovias BR 101 e BR 230 (Anexo A). É um rebaixamento muito suave, onde as vertentes voltadas para o mesmo praticamente nunca ultrapassam os 30% de declividade. A origem mais provável desse rebaixamento parece estar atrelada à processos denudacionais devido aos vários rios que drenam a área como o Riacho

Mussurú, Rio Jaguaribe e Rio Marés. São também visíveis, na carta hipsométrica, vários morrotes testemunhos, o que corrobora com a origem denudacional da área e, em contrapartida, não se observam evidências conspícuas de tectonismo como o acentuado recuo de cabeceiras, entalhes acentuados (com exceção do Rio Marés) e drenagens assimétricas.

Figura 9.1 – Imagem SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) e perfil topográfico NNW-SSE da área de estudo.

Os tabuleiros da margem norte do Rio Paraíba, até o vale do Rio Jacuípe (fora da área de estudo), apresentam cotas altimétricas máximas, variando entre 79 e 97 m. Os trechos localizados na margem sul do Rio Paraíba, até o vale do Rio Gramame (trecho que inclui o sítio urbano de João Pessoa), apresentam cotas altimétricas máximas, variando entre 49 a 77 m, representando a fração dos Tabuleiros Litorâneos mais rebaixada de toda a área de estudo (Anexo A).

Essas variações altimétricas dos interflúvios, verificadas na carta hipsométrica e corroboradas pela análise da imagem SRTM, parecem indicar a existência de um controle estrutural na compartimentação dessas unidades de relevo. Portanto, essas considerações evidenciam a existência de setores de relevo soerguidos ou rebaixados, em função da tectônica regional, como se fosse um teclado de piano. Outra evidência de tectônica que pode ser visualizada na carta hipsométrica (Anexo A) é que, nos tabuleiros situados na margem esquerda do Rio Paraíba, a direção da drenagem é SSW-NNE, destoante do sentido geral que é W-L.

O compartimento de relevo localizado ao sul do vale do Rio Gramame apresenta acentuadas diferenças em relação ao compartimento ao norte desse mesmo rio. As cotas altimétricas máximas ultrapassam 120 m e o ponto culminante da área de estudo apresenta cota de 141 m. A rede de drenagem desse compartimento apresenta densidade superior e o entalhamento dos vales fluviais é mais profundo em relação ao compartimento norte. Esses entalhamentos mais profundos promovem, com frequência, a exumação de rochas sotopostas da Bacia Pernambuco-Paraíba, gerando vastos anfiteatros encaixados, com vertentes complexas de terraços estruturais em função das diferenças litológicas, principalmente entre os calcários das Formações Gramame e Maria Farinha e os sedimentos areno-argilosos mal consolidados da Formação Barreiras (Foto 9.1).

Semelhantemente ao compartimento ao norte do vale do Rio Gramame, o do sul também apresenta porções de relevo soerguidas e rebaixadas e, às vezes, até basculadas. A porção entre os vales dos rios Gramame e Taparubus apresenta-se altimetricamente mais elevada que nas áreas adjacentes, ao norte, ao sul e ao oeste (Figuras 9.2a e 9.2b).

Foto 9.1 – Terraço estrutural formado pela diferença litológica entre as Formações Barreiras e Gramame em vertente voltada para a Depressão do Abiaí. (Foto: MAGNO DE ARAÚJO, 1996).

Observando-se o traçado do Rio Gramame, percebem-se mudanças bruscas na direção da calha principal, bem como assimetria acentuada entre os afluentes da margem esquerda e direita do seu baixo curso. Essa mudança brusca de direção é bem evidenciada na imagem SRTM (Figura 9.1, p. 123), onde se percebe um nítido desvio do rio, em consequência de um provável soerguimento da porção leste. Esse provável soerguimento é corroborado pela existência de calcários da Formação Gramame aflorantes na margem direita do rio homônimo e nas imediações da confluência com o Rio Mumbaba. Na margem esquerda desse rio, nas imediações dessa mesma confluência, esses calcários são atingidos somente através de poços tubulares a cerca de 20 m de profundidade. Essas evidências indicam que a drenagem do baixo Gramame adaptou-se à estrutura falhada, tendo sido esse trecho todo preenchido por sedimentação quaternária.

O padrão de drenagem observado entre os rios Gramame e Mucatu evidencia, também, um forte controle estrutural, onde o provável soerguimento do aqui denominado Alto Estrutural Coqueirinho (Figura 9.2a e 9.2b) vem provocando um processo de dissecação acentuado, com vales extremamente encaixados e intenso recuo nas cabeceiras de drenagem atestado pelas declividades superiores a 47% (Anexo B) e

talvegues a mais de 100 m de desnível em relação aos topos dos tabuleiros. Como exemplos podem ser citadas as cabeceiras de drenagem dos riachos do Caboclo e do Pau-Ferro (Figura 9.2b), afluentes da margem direita do Rio Guruij.

Figura 9.2 – Imagem SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) e carta hipsométrica de parte da Depressão do Abiaí (porção sul da área de estudo) mostrando as mais altas altitudes da área, forte entalhamento fluvial e dissecação mais acentuada nos Tabuleiros Litorâneos. Notar na parte central entalhe acentuado na cabeceira do Rio Aterro e seu canal praticamente retilíneo possivelmente ocupando uma falha.

A drenagem assimétrica é facilmente constatada nos afluentes dos rios Gramame e Guruij e no Riacho Engenho Velho, que está localizado no extremo sul da área de estudo. Em todos esses rios, os afluentes das respectivas margens à direita apresentam comprimento muito superior, com entalhamento fluvial acentuado e declividade das cabeceiras de drenagem evidenciando forte recuo (Anexos A e B).

Observando-se a bacia do Rio Guruij, além do notável padrão de drenagem assimétrico com os afluentes da margem direita muito mais avantajados que os afluentes da margem esquerda e com suas cabeceiras apresentando forte entalhe indicativo de recuo acelerado (Anexo B), percebe-se, também, no seu baixo curso, nas proximidades de sua foz, uma acentuada inflexão, fazendo seu curso mudar da direção W-L para S-N (Foto 9.2). Quando o falhamento é rápido e contrário ao escoamento da drenagem, o rio poderá ter o seu curso desviado ou represado (PENTEADO, 1974).

Foto 9.2 – Cotovelo formado no Rio Guruji. Observar drenagem assimétrica dos seus afluentes sendo os da margem sul muito mais conspícuos (INCRA/TERRAFOTO, 1985). Norte geográfico voltado para cima. (Escala 1:40.000).

Observando-se o curso do Rio Graú, percebe-se uma nítida inflexão de aproximadamente 45° próximo de sua confluência com o Córrego Jangada (Anexo A). Essa alteração impõe ao curso do rio uma orientação, aproximada, SW-NE, totalmente destoante do sentido inicial. Aproximadamente 4 km a jusante deste ponto, o rio sofre nova inflexão, retornando à sua orientação inicial (NW-SE). A 1.500 m dessa inflexão, deságua no Rio Graú um afluente de direção totalmente anômala em relação aos demais cursos da região (drenagem obsequente), apresentando direção aproximadamente de NE-SW e tendo como nascente os tabuleiros situados na retaguarda das falésias da Praia de Coqueirinho (Foto 9.3). Essas variações de direção no Rio Graú e seu afluente de direção anômala podem ser atribuídas à presença de barreiras físicas em subsuperfície, por sistemas de falhas ou fraturas distintas, nas quais as drenagens aproveitam para se desenvolver, e/ou distintos soerguimentos de blocos falhados.

Foto 9.3 – Voçorocas nas falésias de Coqueirinho. Notar que a voçoroca localizada na parte norte da falésia segue o padrão da drenagem fluvial adjacente. Essa mesma voçoroca poderá no futuro capturar a drenagem do riacho que se encontra a sudoeste de sua cabeceira. Esse riacho apresenta direção totalmente anômala ao padrão de drenagem adjacente (INCRA/TERRAFOTO, 1985). Norte geográfico voltado para cima. (Escala 1:40.000).

As falésias mais altas de todo o litoral do Estado da Paraíba são encontradas na porção leste do Alto Estrutural Coqueirinho, com alturas superiores a 40 m (Anexo A). Essas elevadas falésias encontram-se também no mesmo paralelo das altitudes mais acentuadas de toda a área de estudo, sendo, portanto, forte evidência de que toda essa região pertence a um alto estrutural. A maior incidência de voçorocas encontra-se nas falésias dessa praia, seguindo as mais conspícuas, o padrão de drenagem local (Foto 9.3) provavelmente devido a um considerável basculamento do local e entorno com soerguimento da porção norte e rebaixamento da porção sul (Foto 9.4). Essas falésias esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras atualmente não sofrem mais ação marinha, evidenciando-se também, um provável soerguimento.

Foto 9.4 – Formação Barreiras com nítido basculamento com a porção sul soerguida e a porção norte rebaixada. Trecho sul da Praia de Coqueirinho. (Foto: MAX FURRIER, 2004)

Atualmente, nessas falésias ocorrem exclusivamente processos erosivos ligados à dinâmica continental, como escoamento difuso e concentrado, solifluxão, deslizamentos, escorregamentos e corridas de lama (quando o fluxo é confinado dentro das voçorocas preexistentes), originando cones de dejeção (Foto 9.5). Essas falésias inativas possuem declividades elevadas, porém inferiores às verificadas nas falésias ativas. Em alguns casos, acham-se recobertas por vegetação pioneira, indicando estabilização por tempo suficientemente longo para seu estabelecimento.

Outra provável evidência de continuidade do processo de soerguimento do Alto Estrutural Coqueirinho é a presença conspícua de afloramentos do calcário Maria Farinha, ao longo das praias adjacentes a esse compartimento de relevo, mas completamente ausente no resto do litoral paraibano (Foto 9.6). Em alguns trechos, esses calcários encontram-se atualmente a 7 m do nível médio do mar e influenciam fortemente a configuração atual da linha de costa.

Foto 9.5 – Falésia inativa na Praia de Coqueirinho com grandes voçorocas. Notar estreita faixa de vegetação pioneira no sopé da mesma indicando ausência de erosão marinha atual (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Foto 9.6 – Vista aérea da Praia de Coqueirinho mostrando vários afloramentos da Formação Maria Farinha ao longo da linha de costa e o acentuado processo erosivo continental nas falésias e tabuleiros à retaguarda (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Entre os vales dos rios Mucatu e Graú, as cotas altimétricas dos topos são bastante elevadas atingindo altitudes superiores a 100 m, em média, e com declividades muitas vezes superiores a 47%. O relevo apresenta-se bastante dissecado, com uma alta densidade da rede de drenagem, diferenciando-se praticamente de todas as outras superfícies da área de estudo (Figuras 9.1, p. 123; 9.2a e 9.2b, p. 126). As formas predominantes são constituídas por “quase tabuleiros”, às vezes, aproximando-se de formas colinosas pouco evoluídas. Esse modelado, segundo Kaizuka (1963; apud. SUGUIO 1999) representaria a seqüência evolutiva de superfícies geomorfológicas, equivalente à fase intermediária entre as superfícies tabular e colinosa (Figura 9.3).

Figura 9.3 – Seqüência evolutiva de superfície geomorfológica, segundo Kaizuka (1963 apud. SUGUIO, 1999).

A Depressão do Abiaí, localizada no extremo sul da área de estudo, constitui outro importante compartimento morfológico da região. Sua origem pode estar relacionada com a intensa erosão dos arenitos da Formação Barreiras e dissolução dos calcários sotopostos. Esses processos foram acelerados por falhas e fraturas, que condicionam atualmente uma rede de drenagem constituída por vários rios e riachos que convergem para a Depressão do Abiaí (Figura 9.2a e b, p. 126). Provavelmente, essa intensa atividade mecânica, resultante da convergência da rede de drenagem local, provocou acelerada erosão nessa região. Outro fato que reforça essa interpretação é a existência de extensos afloramentos do calcário Gramame nas vertentes voltadas para a depressão do Abiaí (Foto 9.7), que também ocorre em pequenos morrotes testemunhos e outras elevações no interior da mesma. Essas evidências sugerem uma origem denudacional da depressão e não por tectônica.

No tabuleiro que sustenta parte do sítio urbano de Pitimbu e a bacia do Riacho do Engenho Velho, evidencia-se um considerável basculamento. As evidências que corroboram esse basculamento, com soerguimento menos acentuado da porção norte-nordeste desse tabuleiro, estão presentes nas cotas topográficas, que decrescem de

sudoeste para nordeste, respectivamente, de 63 para 40 m. Podem ser citadas também as diferentes profundidades do calcário Gramame, verificadas através de poços tubulares perfurados na área, que, na porção sudoeste desse tabuleiro, é quase aflorante, em função da intensa dissecação na Formação Barreiras e, para o norte, nas proximidades da cidade de Pitimbu, encontra-se a cerca de 30 m de profundidade. Outro aspecto que apóia esse provável basculamento é a mudança brusca na direção de fluxo do riacho Engenho Velho, que do baixo até o médio curso, possui direção leste-oeste, e a partir daí, passa bruscamente para a direção norte-sul (Anexo A). Caso não tivesse ocorrido soerguimento mais acentuado na porção sul-sudoeste desse tabuleiro, provavelmente o Riacho Engenho Velho desenvolver-se-ia segundo a mesma direção do baixo e médio curso, uma vez que a litologia à montante desse ponto é praticamente a mesma.

Foto 9.7 – Vertente de calcário da Formação Gramame voltada para a Depressão do Abiaí. (Foto: MAGNO DE ARAÚJO, 1996).

Esse mesmo tabuleiro, onde se localiza parte dos sítios urbanos de Pitimbu e Taquara, apresenta suas vertentes voltadas para a Lagoa do Frazão mais entalhadas e com cursos d'água mais desenvolvidos que as vertentes do tabuleiro localizado ao norte dessa mesma lagoa. Essa característica corrobora também a idéia de um soerguimento diferenciado entre os tabuleiros localizados ao norte e ao sul da lagoa do Frazão (Anexo A).

Como observado na imagem SRTM e na carta hipsométrica, é extremamente nítida a diferença na densidade de drenagem nos dois compartimentos geomorfológicos separados pelo Rio Gramame. Ao norte, a rede de drenagem, excetuando-se a planície do Rio Paraíba, apresenta-se muito mais incipiente, com menor densidade de drenagem e vales com graus de entalhamento inferior aos constatados na porção sul. Observam-se, nesse compartimento, vales com declividades mais suaves, com predomínio majoritário de declividades inferiores a 30% (Anexo B). A superfície dos tabuleiros, nessa porção, apresenta-se mais ampla e com altitudes predominantemente inferiores a 80 m. Já no compartimento ao sul do Rio Gramame, o entalhamento dos vales fluviais é bastante superior aos encontrados na porção norte, com declividades superiores a 100%, como as verificadas nos entalhes dos riachos do Pau-Ferro e Caboclo, afluentes do Rio Guruijá, (Anexo B), onde as altitudes são, no geral, mais elevadas e as superfícies dos tabuleiros bem mais reduzidas.

Como suporte para a caracterização mais ampla e detalhada do relevo, foi elaborada uma carta clinográfica da área que auxiliou na identificação e correlação das declividades com as feições geomórficas e também com o uso e a ocupação da terra. Seu uso revelou-se indispensável no levantamento das potencialidades e limitações do relevo, sendo imprescindível no entendimento das feições produzidas por processos erosivos, como ravinas e voçorocas. Optou-se para essa carta e para a carta hipsométrica a utilização das manchas urbanas de todos os municípios, exatamente como foram encontradas nas cartas topográficas de 1974 (cartas base), pois, com as manchas urbanas reduzidas pode-se ampliar a cartografia dos respectivos temas.

Juntamente com outras representações cartográficas, a carta clinográfica demonstra ser uma ferramenta quase obrigatória, em trabalhos ligados às geociências e aos planejamentos regional, ambiental, urbano e agrário (DE BIASI, 1992).

A definição das classes de declividades usadas neste trabalho foi baseada em Herz e De Biasi (1989), que amarraram essas classes a limites usados internacionalmente, bem como a trabalhos desenvolvidos por institutos de pesquisa nacionais e a leis vigentes no Brasil.

As classes de declividades elaboradas por Herz e De Biasi (1989) foram delimitadas e especificadas da seguinte forma:

- < 12% - Faixa que define o limite máximo para o emprego de mecanização na agricultura (CHIARINI; DONZELLI, 1973 apud. HERZ; DE BIASI, 1989);
- 12-30% - A Lei Federal 6.766/79 limita em 30% de declividade a urbanização sem restrições;
- 30-47% - A Lei Federal 4.771/65 (Código Florestal) limita em 47% de declividade o corte raso da vegetação;
- 47-100% - Nesse intervalo de declividade, o Código Florestal proíbe a derrubada de floresta sem um regime de utilização racional que vise a rendimentos permanentes;
- > 100% - É considerada, pelo Código Florestal, área de preservação permanente, apenas sendo admitida a supressão total ou parcial da vegetação com prévia autorização do Poder Público Federal, quando for necessária a execução de obras, planos, atividades ou projetos de utilidade pública ou interesse social.

As classes de declividade apresentadas por Herz e De Biasi (1989) estão expressas em porcentagens, mas as mesmas podem ser convertidas em graus, caso haja necessidade ou interesse de algum profissional para uma melhor compreensão (Quadro 9.1).

As declividades mais acentuadas encontradas na área de estudo são as linhas de falésias ativas (vivas), onde o embate das ondas na base provoca erosão e, conseqüentemente, solapamento, podendo, então, desencadear deslizamentos e/ou desmoronamentos (queda de blocos) (Foto 9.8a). O material erodido das falésias é retirado com o tempo pela ação marinha e transportado, predominantemente para o norte, pela deriva litorânea. Nesse tipo de falésia, as declividades sempre ultrapassam os

45°. Já nas falésias inativas (mortas), a ação marinha não é mais atuante, prevalecendo, portanto, processos erosivos oriundos da dinâmica continental, tais como: ravinamentos, solifluxão, deslizamentos, escorregamentos, *creeps* e corridas de lama formando cones de dejeção (Foto 9.8b). As falésias inativas possuem declividades elevadas, embora inferiores às verificadas nas falésias ativas, e as alturas são sempre superiores. Em alguns casos, elas podem estar recobertas por vegetação pioneira, o que indica ausência de erosão marinha por um período de tempo considerável e certa estabilidade frente aos processos erosivos continentais.

Quadro 9.1 – Classes de declividade propostas por Herz e De Biasi (1989) em porcentagem e seus respectivos valores em graus.

CLASSES DE DECLIVIDADE	
EM PORCENTAGEM	EM GRAUS
< 12%	< 7,25°
12-30%	7,25-17°
30-47%	17-25°
47-100%	25-45°
> 100%	> 45°

Fonte: Herz e De Biasi (1989)

Foto 9.8 – Falésia ativa com queda de bloco na Praia de Jacarapé e falésia inativa com vegetação pioneira na Praia de Coqueirinho. (Fotos: RICARDO PAULO, 2002)

Os topos dos tabuleiros verificados na área de estudo apresentam baixas declividades, predominantemente inferiores a 8%, variando de plano a suavemente ondulados, com altitudes entre 20 a 141 m (ponto culminante). São extremamente utilizados para o cultivo de cana-de-açúcar, principalmente quando bastante amplos,

pois as baixas declividades favorecem a mecanização agrícola, mantendo a área economicamente viável para este tipo de cultivo, na atualidade.

A carta clinográfica (Anexo B) apontou diversas áreas com declividades impróprias aos cultivos atuais, principalmente ao cultivo de cana-de-açúcar, quando ocupa as vertentes. Também são consideradas inadequadas ao cultivo áreas definidas pelo Código Florestal (1965) como de preservação permanente, tendo sido na área, a vegetação primária totalmente devastada. Além das declividades mostradas na carta clinográfica, muitas outras foram aferidas em campo para um maior detalhamento do estudo.

Observando-se a carta clinográfica (Anexo B), também fica extremamente visível a divisão da área de estudo em dois compartimentos bastante distintos, também delimitados pelo vale do Rio Gramame.

O compartimento localizado ao norte do vale do Rio Gramame apresenta declividades geralmente inferiores ao compartimento localizado ao sul do mesmo rio. Nesse compartimento há o predomínio quase absoluto de declividades inferiores a 12% sendo atestadas nos topos dos amplos tabuleiros, na planície fluvial e fluvio-marinha do Rio Paraíba e nos terraços marinhos formados por sucessão de cordões litorâneos encontrados nos bairros de Cabo Branco, Tambaú, Manaíra, Bessa (município de João Pessoa) e nos bairros de Intermares, Poço e Camboinha (município de Cabedelo). Do Bessa a Camboinha, os terraços marinhos formam o compartimento geomorfológico denominado de “Restinga de Cabedelo”, cujo limite norte encontra-se fora da área de estudo.

As vertentes localizadas no compartimento ao norte do Rio Gramame apresentam declividades predominantemente entre 12 e 30% sendo essa classe de declividade, também, predominante, em quase todas as vertentes situadas ao norte do Rio Paraíba. Nessa porção da área de estudo, mais precisamente a leste do Rio da Ribeira, afluente do Rio Paraíba, encontra-se uma área de formato elíptico cujo centro é rebaixado em relação às bordas, em 15 m, formando vertentes com declividades de até 47% (Anexo B). O substrato dessa área que sustenta a Formação Barreiras é composto

pelo calcário da Formação Gramame, o que se leva a supor que tal feição geomorfológica pode tratar-se de uma dolina de dissolução.

Ao sul do Rio Paraíba, no sítio urbano de Santa Rita, encontram-se amplas vertentes com declividades de até 47%, densamente ocupadas por população de baixo poder aquisitivo. É nessas vertentes que ocorre a maioria dos acidentes ocasionados por escorregamentos e deslizamentos, envolvendo moradores. São notórias as relações existentes entre a maior frequência das ocorrências de acidentes geológicos e as ocupações das populações de baixa renda (OLIVEIRA et al., 2005). Conforme observou Cassetti (1991), a ocupação de diferentes compartimentos geomorfológicos constitui um referencial para a individualização de classes sociais. As classes de menor poder aquisitivo, por falta de opções, sujeitam-se a habitar áreas geologicamente desfavoráveis, incrementando, com os tipos de uso da terra, os riscos de acidentes.

Esse tipo de acidente não é muito comum no município de João Pessoa, pois a maioria das vertentes, além de possuir declividades menores, é no geral, de pequena extensão, por apresentarem as superfícies dos tabuleiros baixas altitudes. Essas características acabam inviabilizando aglomerações de construção nessas vertentes, o que evita possíveis acidentes. Grande parte da população de baixa renda do município de João Pessoa reside nos bairros periféricos localizados nos topos dos tabuleiros da região sul, nas margens do Rio Paraíba, em aterros sobre os manguezais e nos fundos dos vales dos rios que cortam o sítio urbano (Figura 9.4). O principal problema da população que habita os fundos dos vales está relacionado com as constantes enchentes nos meses de outono e inverno.

As declividades mais acentuadas de todo o setor norte são encontradas nas vertentes voltadas para o Rio Marés, um dos formadores do Rio Sanhauá. O vale desse rio é bastante anômalo em relação aos demais rios desse setor, com vertentes alcançando 100% de declividade. Em alguns trechos, a dimensão interfluvial é de apenas 100 m e o entalhe fluvial é de 40 m. Outro fato curioso constatado é que, tanto as declividades como o entalhe não se estendem até as cabeceiras com intensidade similar, o que acaba refutando evidências de um pulso de soerguimento para toda sua extensão. Seguem padrões semelhantes o Rio Camaço e o Riacho Taquarituba, afluentes do Rio

Gramame, onde as vertentes também possuem declividades acentuadas, porém esses níveis de declividade não se estendem às cabeceiras (Anexo B).

Figura 9.4 – Imagem orbital da planície do Rio Jaguaribe próxima da linha de falésias mais recuadas de toda a área de estudo. Notar que o padrão das construções é extremamente diferenciado do entorno que é constituído de bairros de classe média e alta. (www.earth.google.com)

As declividades de alguns setores de falésias não puderam ser evidenciadas na carta clinográfica por problemas de escala e/ou por as mesmas apresentarem alturas inferiores a 10 m como em alguns trechos das praias do Camurupim e Arraial (Anexo B). Amplitudes altimétricas inferiores a 10 m em qualquer ponto da área não puderam ser representadas nas cartas clinográfica e hipsométrica, única e exclusivamente por questões de escala.

O compartimento localizado ao sul do vale do Rio Gramame apresenta declividades muito mais acentuadas que o compartimento localizado ao norte do mesmo rio. É extremamente nítida e ao mesmo tempo intrigante a acentuada discrepância entre esses dois compartimentos, onde as evidências tectônicas encontradas parecem ser

irrefutáveis e, ao mesmo tempo, primordiais para o entendimento da configuração atual do relevo. Os possíveis falhamentos com desnivelamentos de blocos, podem criar, por vezes, escarpamentos, zonas rebaixadas e linhas de fraqueza que facilitam o trabalho erosivo. A identificação de falhas em relevo sedimentar de litologia mal consolidada é muitas vezes dificultada pela intensa erosão que acaba nivelando os blocos falhados, preenchendo as depressões e mascarando as estruturas tectônicas.

As maiores declividades encontradas nesse compartimento, excetuando-se as falésias, são encontradas nas cabeceiras de drenagens de praticamente todos os rios, chegando, em vários casos, a declividades superiores a 47%. Essas declividades acentuadas são frutos de intenso recuo nas cabeceiras de drenagem, promovendo uma acelerada erosão remontante, reduzindo as extensões das superfícies dos Tabuleiros Litorâneos. Entalhes acentuados e recuos de cabeceiras acelerados como os encontrados nesse compartimento evidenciam uma mudança atual no nível de base por pulso de soerguimento contemporâneo. Essa dissecação acentuada aí verificada não pode ser atrelada à mudança isostática do nível do mar por geodsisostasia ou glacioisostasia, pois as variações do nível do mar ocasionadas por esses fatores teriam uma escala espacial maior e essas evidências geomórficas não são encontradas, pelo menos com a mesma intensidade, no compartimento norte da área de estudo.

Ao mesmo tempo em que as evidências tectônicas de soerguimento são bastante nítidas, percebe-se, também, pelos diferentes níveis de entalhamento e, principalmente, pelas várias drenagens assimétricas encontradas nesse compartimento que esse soerguimento se faz de forma heterogênia por blocos falhados e/ou por basculamentos distintos. Verifica-se que os afluentes da margem esquerda do Rio Gramame segue o mesmo padrão, tanto direcional como nos níveis de entalhe dos afluentes do Rio Guruji. Esses afluentes são discrepantes em relação aos afluentes da margem direita desses dois rios, sendo muito mais conspícuos e com declividades que chegam a ultrapassar, com facilidade, os 47% nas cabeceiras de drenagem com é o caso dos riachos dos Caboclos e Pau Ferro.

O Rio Aterro, que pela retilineidade singular de seu curso parece estar subordinado a uma falha de direção NNW-SSE, possui sua cabeceira de drenagem próxima dos patamares mais elevados de toda a área de estudo e as vertentes voltadas

para essa cabeceira apresentam também declividades muito acentuadas, ultrapassando, em alguns, casos os 47%. O Rio Aterro parece enquadrar-se nos casos de “vale de linha de falha”, ou seja, rios que seguem exatamente a linha do falhamento sendo retilíneos e longos (PENTEADO, 1974). Seus afluentes da margem direita com as cabeceiras de drenagem próximas aos patamares mais elevados também apresentam vertentes com declividades semelhantes às encontradas na cabeceira do Rio Aterro.

Entre os vales dos rios Graú e Aterro são encontradas as formas de relevo mais dissecadas de toda a área de estudo (Anexo B). Essa área é bastante anômala em relação as demais, por apresentar os tabuleiros com as menores superfícies, chegando, em alguns casos, a não mais se reconhecer a forma tabular original aproximando-se nesses casos, a formas colinosas. Entende-se como origem dessas feições semi-colinosas o soerguimento acentuado desse compartimento, onde os entalhes foram dinamizados por mudança no nível de base e as formas tabulares foram perdendo suas características geomórficas pela denudação em clima predominantemente quente e úmido, que não é propício à manutenção de formas tabulares (Figura 9.3, p. 131).

As voçorocas abertas nas falésias, à retaguarda da Praia de Coqueirinho, apresentam uma evolução muito rápida, pelo mesmo processo dos rios da região, o recuo de cabeceira acelerado. A evolução dessas voçorocas entalha fortemente a superfície do tabuleiro adjacente, formando vertentes com declividades superiores a 100%. Pelo que se percebe nas fotografias aéreas (Foto 9.3, p. 128) e na carta clinográfica (Anexo B), é apenas uma questão de tempo e relativamente curto para ocorrer a captura de drenagem com o afluente obseqüente do Rio Graú.

Os terraços estruturais formados pela diferença litológica entre sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras e os calcários sotopostos da Formação Gramame (Foto 9.1, p.125) podem ser visualizados na carta hipsométrica, principalmente nas vertentes voltadas para a Depressão do Abiaí (Anexo B). A evolução denudacional da Depressão do Abiaí é atestada, em parte, pelos calcários da Formação Gramame que afloram em longos trechos das vertentes voltadas para essa depressão. Percebe-se nessas vertentes que as declividades mais elevadas encontram-se mais próximas dos topos e, em suas partes centrais, onde se encontram os terraços estruturais, as declividades sofrem uma redução (Foto 9.1, p. 125). Na maioria das cabeceiras de drenagem do

compartimento sul, as declividades são menos intensas próximas dos topos dos tabuleiros, aumentando à medida em que vão se aproximando-se do leito do curso d'água, o que evidencia um recuo de cabeceira intenso e atual.

As planícies fluviais, mesmo que em alguns casos sejam muito estreitas, são encontradas em grande parte dos cursos d'água do compartimento sul. Estão relacionadas com os trechos em que os cursos d'água perderam a capacidade de entalhar o substrato e, conseqüentemente, possuem menor competência para o transporte sedimentar. No geral, à medida em que os cursos d'água se afastam das cabeceiras de drenagem, onde ocorre acentuado entalhamento e, conseqüentemente, retirada de sedimentos, vão diminuindo suas velocidades e depositando parte dos sedimentos nas planícies fluviais.

Em um dos trabalhos de campo efetuado, um depósito sedimentar atípico e sem descrição na literatura foi encontrado nas falésias, à retaguarda da Praia de Carapibus. Trata-se de um corpo sedimentar sem estratificação aparente, com seixos angulosos em matriz arenosa e totalmente discordante dos sedimentos da Formação Barreiras que se encontram abaixo, e em outros pontos, possivelmente também, acima do mesmo (Foto 9.9 e 9.10). Através da análise de fotografias aéreas não foi encontrado nenhuma evidência de área fonte ou feição de relevo que pudesse dar alguma idéia de sua gênese. A única possibilidade, até o momento, não contestada pelos pesquisadores que observaram as fotos do corpo sedimentar, é que o mesmo pode tratar-se de um resquício de sismo que, segundo Suguio (1998) caracteriza esse tipo de depósito como sugestivo de ter sido afetado por terremotos como, por exemplo, estrutura de fluidificação. Registros históricos identificaram tremores que provocaram liquefação e/ou deslizamento de solos, desde o início do século XX (SAADI et al., 2005). Além disso, evidências de liquefação em sedimentos quaternários, principalmente conglomeráticos, causadas por paleotremores, foram descritas por Saadi e Torquato (1992), no Estado do Ceará. Bezerra e Vita-Finzi (2000), baseados em dados empíricos, sugeriram que os paleotremores que originaram esses depósitos atingiram magnitudes iguais ou superiores a 6,8.

Cabe salientar que a correta caracterização desse depósito necessita de estudos pormenorizados e que aqui neste trabalho foi levantada apenas a primeira hipótese para

sua formação, já que não há nenhum estudo ou mesmo descrição na literatura sobre esse corpo anômalo.

Foto 9.9 – Corte na Formação Barreiras onde se observa o provável depósito de sismo. Praia de Carapibus. (Foto: MAX FURRIER, 2005).

Foto 9.10 – Falésia da Formação Barreiras na Praia de Carapibus onde se observa uma camada de depósito discordante (provável sismo). Observar no centro da foto uma falha normal. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

9.2 GEOMORFOLOGIA LITORÂNEA

Para a caracterização das praias localizadas na área de estudo, optou-se por enfocar a sua tendência atual quanto aos aspectos erosivos ou não, visto que a erosão costeira é um dos fenômenos mais impressionantes, que se transformou em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo, inclusive em diversos trechos do litoral brasileiro (SUGUIO et al., 2005).

A erosão costeira pode trazer várias conseqüências, dentre as quais, a redução da largura da praia, perda e desequilíbrio de habitats naturais, aumento da frequência de inundações decorrentes das ressacas, aumento da intrusão salina no aquífero costeiro, destruição de estruturas construídas pelo homem e perda do valor paisagístico e, conseqüentemente, do potencial turístico da região (SOUZA et al., 2005).

A caracterização das praias foi realizada através de exaustivos trabalhos de campo, onde todo o litoral da área de estudo (65 km) foi percorrido a pé e fotografado, através de análises de fotografias aéreas (ortogonais e panorâmicas), imagens orbitais e entrevistas com moradores. Fotografias aéreas panorâmicas foram tiradas de praticamente todo o litoral do Estado da Paraíba, com o intuito único e exclusivamente imobiliário. Essas fotografias aéreas panorâmicas batidas por um fotógrafo profissional foram muito úteis para uma caracterização das praias de forma precisa e fidedigna.

Como já citado anteriormente, também foram realizados 27 levantamentos de perfis praias, em janeiro de 2004, e repetidos exatamente, nos mesmos pontos, em janeiro de 2005, com coleta de sedimentos próxima a zona de espraçamento para análise granulométrica e teor de carbonato. Os perfis praias foram úteis para a medição da largura da face praias e de sua declividade, não sendo utilizados para averiguar o balanço sedimentar, visto que, para esse objetivo apenas dois levantamentos para cada perfil praias são insuficientes. Os perfis praias foram levantados nas marés baixas, tanto de sizígia como de quadratura e os resultados aqui apresentados serão sempre as maiores medidas encontradas. Devido à extensão do litoral e à dificuldade de se alcançar alguns pontos, não foi possível, por não haver tempo suficiente, fazer o levantamento dos perfis praias apenas nas marés baixas de sizígia como é o ideal, em apenas um mês. Para as declividades averiguadas, os resultados virão em médias

aritméticas dos dois levantamentos executados. Nos resultados laboratoriais, os resultados dos teores de carbonato também virão em médias aritméticas das duas coletas e os resultados das análises granulométricas serão apresentados nas suas granulometrias predominantes como, por exemplo: areia fina.

Para melhor esclarecimento, a caracterização das praias foi efetuada a partir da praia localizada mais ao sul da área de estudo, seguindo com as demais caracterizações rumo ao norte.

A praia mais ao sul é a da Guarita, localizada no município de Pitimbu. Na sua retaguarda encontram-se terraços marinhos holocênicos que avançam aproximadamente 500 m até o sopé da falésia inativa. Esses terraços marinhos estão sofrendo intensa ocupação para a construção de casas de veraneios. Essa praia sofre processos erosivos apenas na sua porção mais ao sul, sendo evidenciados por raízes de coqueiros expostas e obras em algumas residências para a contenção da erosão (Foto 9.11). No restante da mesma, observa-se considerável faixa de vegetação pioneira e grande deposição de sargação na face praial não sendo mais observadas evidências de erosão (Foto 9.12).

Foto 9.11 – Trecho da Praia da Guarita com evidências de erosão costeira. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Foto 9.12 – Trecho da Praia da Guarita sem evidências de erosão costeira e com grande deposição de sargação na face praial. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Na porção sul da Praia de Pitimbu, não foram observados indicadores de erosão costeira, tendo a retaguarda da face praial uma considerável faixa de vegetação pioneira e terraços marinhos holocênicos que avançam por uns 200 m até a linha de falésia inativa. Nesse trecho foram levantados os perfis praias e junto a eles foram coletadas, também, as amostras de sedimentos para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 44 m e a declividade média, de $3,21^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 25,8% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Em direção ao norte, localiza-se a Ponta de Pitimbu, cúspide arenoso formado pela proteção de rochas praias adjacentes que impedem a incidência direta de trens de ondas. Na porção sul deste cúspide não são observados indicadores de erosão praial. Neves (2003) observou, nesse trecho, progradação da linha de costa. Já na porção norte do cúspide são fortes os indicadores de erosão costeira com residências sendo totalmente destruídas, tendo sido implementadas obras de engenharia para a

manutenção do patrimônio construído (Foto 9.13). Praticamente, na ponta desse cúspide, foram levantados os perfis praias e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 56 m e a declividade média, de $2,5^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 25,38% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Foto 9.13 – Ponta de Pitimbu com a porção sul (parte superior) sem indicadores de erosão praial e a porção norte (parte inferior) com residências parcialmente destruídas. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

A porção sul da Praia do Abiaí apresenta, em sua retaguarda, uma linha de falésias com depósitos coluviais no seu sopé, indicando que, num período pretérito não ocorria erosão marinha e que os processos continentais de erosão eram exclusivos. Atualmente, esses depósitos coluviais estão sendo erodidos pelo embate das ondas e, em alguns trechos dessa linha de falésias, eles já foram totalmente erodidos fazendo com que as ondas, nas marés altas de sizígia, incidam diretamente na própria falésia, erodindo-a e provocando queda de blocos por solapamento da base (Foto 9.14). O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 32 m e a declividade média, de $4,92^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 6,26% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Foto 9.14 – Trecho sul da Praia do Abiaí com depósitos coluviais sendo erodidos pelo embate das ondas (canto esquerdo) e trecho com quedas de blocos provocados pelo solapamento da base (centro). (Foto: MAX FURRIER, 2004).

Na Barra do Abiaí, não foram encontrados indicadores de erosão praial. Na esquerda de sua desembocadura encontra-se uma linha de falésia inativa com amplos terraços marinhos holocênicos, à frente, com vegetação pioneira. Também foram encontrados terraços marinhos pleistocênicos que, devido a sua altura, coloração e textura, são relativamente fáceis de serem identificados (Foto 9.15). Na direita de sua desembocadura encontra-se um berma retilíneo com vegetação pioneira e também sem indicadores de erosão praial (Foto 9.16). Nesse trecho, foram levantados os perfis praiais e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 30 m e a declividade média, de $7,24^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram certa discrepância entre as coletas realizadas em 2004 e 2005. O teor de carbonato, na primeira coleta, foi de 22,57%, tendo areia fina como granulometria predominante e, na segunda coleta, o teor de carbonato foi de 8,20%, tendo areia média como granulometria predominante.

Foto 9.15 – Terraço marinho pleistocênico nas proximidades da desembocadura do Rio Abiaí. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Foto 9.16 – Barra do Abiaí com praia retilínea tendo como limite interno um berma com vegetação pioneira. (Foto: MAX FURRIER, 2004)

Na Praia Bela, o trecho ao sul da desembocadura do Rio Mucatu não apresenta indicadores de erosão costeira, havendo, em sua retaguarda, uma linha de falésias inativas comprovadas por uma faixa de vegetação pioneira fixada nas areias praias limitando-as. No trecho ao norte, não são encontradas faixas de vegetação pioneira fixada na areia praial. A vegetação, nesse trecho, está fixada em pequenos depósitos coluviais encontrados no sopé da linha de falésias que estão sofrendo processos erosivos pela incidência direta de ondas nas marés altas de sizígia. Ao que tudo indica, esse trecho do litoral apresenta uma erosão costeira relativamente recente, visto que são nítidas as cicatrizes de erosão originadas por processos exclusivamente continentais nas falésias (Foto 9.17) e sua morfologia indica que ainda, na atualidade, há um predomínio desses processos sobre os processos erosivos marinhos.

Foto 9.17 – Praia Bela tendo a sua retaguarda linha de falésias com cicatrizes de processos erosivos tipicamente continentais. Notar que em alguns trechos já não são mais encontrados depósitos coluviais vegetados. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

A aproximadamente 700 m ao norte da desembocadura do Rio Mucatu, foram levantados os perfis praias e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 40

m e a declividade média, de 4,56°. As análises laboratoriais apresentaram 9,01% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

No trecho ao norte da Barra do Graú até o limite com a Praia de Tambaba não são encontrados indicadores de erosão costeira. A linha de falésia à retaguarda da praia, apresenta, em quase todo o trecho, cicatrizes de processos erosivos continentais, com depósitos coluviais vegetados no sopé que, por sua vez, apresentam indicadores de erosão marinha pretérita nas suas bases. Nas bases desses depósitos coluviais não ocorrem mais processos erosivos marinhos, o que pode ser atestado por uma faixa de vegetação pioneira fixada na areia praial adjacente (Foto 4.9, p. 55). O que tudo indica é que essa linha de falésias passou por um considerável período de inatividade, onde os processos erosivos continentais eram exclusivos, deixando em sua base depósitos coluviais. Num momento posterior, começaram a incidir diretamente sobre esses depósitos coluviais ondas que passaram a erodi-los, formando pequenos escarpamentos. Num terceiro momento, a incidência direta das ondas sobre esses depósitos coluviais foi cessada, tornando possível a fixação de vegetação pioneira na areia praial adjacente.

Na Praia de Tambaba, foram encontrados indicadores de erosão praial apenas no trecho dedicado ao naturismo (trecho sul). Nesse trecho, observa-se conspícua erosão pela incidência direta de ondas nas marés altas de sizígia, nos depósitos coluviais, onde raízes de coqueiros estão expostas e alguns coqueiros já tombados pelos processos erosivos (Foto 9.18). Na parte central do trecho da Praia de Tambaba, dedicada ao naturismo, foram levantados os perfis praias e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 56 m e a declividade média, de 2,95°. As análises laboratoriais apresentaram 29,23% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Na Praia de Coqueirinho, onde são encontradas, na sua retaguarda, as falésias mais altas de todo o litoral paraibano, não foram encontrados indicadores de erosão costeira. São, também, nessas falésias, onde os processos continentais de erosão são mais conspícuos, formando grandes voçorocas que, em episódios de chuvas intensas concentram fluxos de águas que transportam considerável carga sedimentar, depositando-a na praia (cones de dejeção). Em alguns trechos dessa praia, foram observadas erosões pela incidência direta de ondas nos depósitos coluviais que, em

alguns, casos já se encontravam recobertos por vegetação pioneira e, até, por um coqueiro mostrando um período de estabilidade considerável (Foto 4.10, p. 56). A Praia de Coqueirinho é também a mais longa de toda a área de estudo, com 5 km de linha de costa. Em grande parte de sua extensão, são verificados depósitos continentais quaternários produzidos pelos mais diferentes processos geomorfológicos. Esses depósitos repousam sobre a pós-praia, que em muitos casos, são erodidos e remobilizados pela dinâmica costeira. Esse conjunto de processos continentais e costeiros pode induzir o observador a acreditar que está ocorrendo, em grande parte da Praia de Coqueirinho, erosão costeira, o que não é verdade. O que ocorre, em grande parte da praia, são os depósitos continentais que são produzidos com certa rapidez, sendo constantemente erodidos pela incidência direta das ondas. Na parte central, foram levantados os perfis praias e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praias averiguado, na maré baixa, foi de 32 m e a declividade média, de $6,24^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 8,28% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante na coleta realizada em 2004 e areia média, na coleta realizada em 2005.

Foto 9.18 – Praia de Tambaba dedicada ao naturismo com erosão praias sendo evidenciada facilmente pela exposição das raízes dos coqueiros à direita. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Na Praia de Tabatinga, foram encontrados vários indicadores de erosão costeira em praticamente toda a sua extensão. Nos trechos em que são encontradas falésias ativas, são encontrados blocos desprendidos das mesmas e, nos trechos em que as falésias estão ausentes, são encontrados coqueiros destruídos e raízes aflorando (Foto 9.19). O comprimento do perfil praial, na porção central dessa praia, averiguado, na maré baixa, foi de 32 m e a declividade média, de 5,92°. As análises laboratoriais apresentaram 16,95% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Foto 9.19 – Praia de Tabatinga com raízes de coqueiros aflorando devido à erosão. No centro da foto, afloramento do calcário da Formação Maria Farinha. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Na Praia de Carapibus, não foram encontrados indicadores de erosão costeira na sua porção sul atestada por uma linha de falésias inativas e vegetada. No trecho norte, após um considerável afloramento do calcário da Formação Maria Farinha, são encontradas falésias ativas com quedas de blocos (Foto 9.20) e blocos de ferricretes, na face praial, que atestam o recuo erosivo das mesmas (Foto 4.3, p. 40). Nos trechos onde as falésias estão ausentes ou muito recuadas, são encontrados coqueiros caídos e raízes aflorando.

Foto 9.20 – Trecho norte da Praia de Carapibus com falésias ativas. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Na Praia de Jacumã, não foram encontrados indicadores de erosão costeira. Na porção sul, é encontrada uma linha recuada de falésias tendo a sua frente coqueiros e vegetação pioneira, sem evidências de processos erosivos costeiros e, nos demais trechos, não existem falésias e os terraços marinhos holocênicos são ocupados por construções e por vegetação sem também apresentarem evidências de erosão costeira (Foto 9.21). Na parte central da Praia de Jacumã, foram levantados os perfis praiais e coletadas as amostras sedimentares para análises laboratoriais. O maior comprimento do perfil praiial averiguado, na maré baixa, foi de 38 m e a declividade média, de $5,83^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 16,12% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

A Praia de Gramame, que se estende do sul da desembocadura do rio homônimo até o afloramento do calcário Marinha Farinha, onde se limita com a Praia de Jacumã, (Foto 9.21) apresenta trechos com indicadores de erosão praiial e trechos sem indicadores. Os trechos sem indicadores de erosão praiial encontram-se na porção ao sul da desembocadura do Rio Guruji até o limite com a Praia de Jacumã e nas proximidades da desembocadura do Rio Gramame. Nas demais áreas, com exceção das adjacências de

um pequeno maceió, localizado na porção central, verifica-se uma linha de falésias ativas com acentuada queda de blocos (Foto 9.22). Os perfis praias foram levantados na porção norte da praia onde não foram encontrados indicadores de erosão praial. O maior comprimento do perfil praial averiguado, na maré baixa, foi de 46 m e a declividade média, de $3,47^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 13,55% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Foto 9.21 – Limite entre as praias de Jacumã (esquerda) e Gramame (direita). Na Praia de Jacumã observa-se uma faixa de vegetação pioneira sem evidências de erosão costeira e no trecho sul da Praia de Gramame observa-se uma linha de falésia inativa que mesmo apresentado declividade e morfologia de falésia ativa não recebem mais a incidência de ondas, pois há construções na sua adjacência. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Na Barra do Gramame, um dos principais pontos turísticos do litoral paraibano, até o início da Praia do Sol, não foram encontrados indicadores de erosão costeira. A Barra de Gramame é constituída por uma ponta arenosa com vegetação pioneira que separa o Rio Gramame do mar. Em direção ao norte, após a ponta arenosa até o limite com a Praia do Sol, encontra-se uma linha de falésias recuada, em cujo sopé foi aberta uma estrada e erguidas algumas construções simples, em que não há evidência alguma de erosão costeira (Foto 9.23).

Foto 9.22 – Falésias ativas com quedas de blocos na Praia de Gramame. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Foto 9.23 – Trecho ao norte da Barra de Gramame mostrando linha de falésias inativas com estrada aberta e algumas edificações no seu sopé. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Na Praia do Sol, também não foram encontrados indicadores de erosão costeira. Na sua retaguarda há uma linha de falésias inativas e uma considerável faixa de vegetação pioneira na zona de pós-praia. Seu limite com a Barra de Gramame se faz por uma proeminência de falésia em cujo sopé são encontrados blocos de tamanhos variados cimentados por óxido/hidróxido de ferro (Foto 9.24). Esses blocos estendem-se até as adjacências onde ficam submersos nas marés altas, aflorando, em grande parte, nas marés baixas e outros permanecendo sempre submersos e soterrados em parte por areia. Esses blocos são, sem dúvida alguma, evidências irrefutáveis do recuo erosivo da falésia, em tempos pretéritos, e hoje, atuam como obstáculos para a incidência direta de trens de ondas, sendo responsáveis pela proeminência da falésia nesse setor. Os perfis praias foram levantados na porção norte dessa praia e o maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 36 m e a declividade média, de 6,55°. As análises laboratoriais apresentaram 21,12% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Foto 9.24 – Praia do Sol com linha de falésias inativas e considerável faixa de vegetação pioneira no pós-praia. Notar blocos de ferricretes no canto esquerdo e a proeminência da falésia neste setor. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

A Praia de Camurupim é dividida praticamente ao meio pelo Rio Cuia, encontrando-se, na sua porção sul à sua retaguarda, uma linha de falésias inativas e uma faixa com vegetação pioneira no pós-praia, sem indicadores de erosão costeira. Já no seu trecho ao norte da desembocadura do Rio Cuia, encontra-se uma linha de falésias ativas de alturas relativamente baixas ($< 10\text{ m}$), indicando erosão costeira (Foto 9.25).

Foto 9.25 – No canto esquerdo superior, linha de falésias ativas do trecho norte da Praia de Camurupim. No trecho onde as falésias estão ausentes e onde se encontram pequenas construções tem-se a Praia de Jacarapé. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Na Praia de Jacarapé, encontra-se um vilarejo de pescadores que, em conversa com alguns de seus moradores, relataram que essa praia não vem apresentando indícios de erosão costeira. Também não foram observadas evidências de erosão nas construções que, no geral, são bastante frágeis (Foto 9.25). Os perfis praias foram levantados na porção central do vilarejo, enquanto o maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 30 m e a declividade média, de $6,31^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 34,91% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Na Praia do Arraial, encontra-se, à sua retaguarda, uma linha de falésias ativas, onde a erosão costeira vem ocorrendo, de forma relativamente intensa, pois é verificada

grande quantidade de blocos caídos da mesma. Outro fato que chama bastante a atenção é que, em vários trechos do sopé da linha de falésias, há intensa concentração de ferricrete que, após o recuo da falésia devido à erosão costeira, vários blocos desse ferricrete ficam expostos na face praial testemunhando antiga posição da mesma (Foto 9.26). Os perfis praias foram levantados na porção norte dessa praia e o maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 38 m, enquanto a declividade média apresentada foi de 4,89°. As análises laboratoriais apresentaram 34,35% de teor de carbonato e areia muito fina como granulometria predominante. Sobre os tabuleiros, a retaguarda da Praia do Arraial, tem-se o limite sul do campo de dunas inativo, já descrito neste trabalho.

Foto 9.26 – Praia do Arraial com linha de falésias ativas onde os processos erosivos são relativamente intensos. Notar grande concentração de ferricrete na base das falésias e blocos soltos cimentados por óxido de ferro que testemunham antigas posições da mesma. (Foto: RICARDO PAULO, 2002).

Na porção norte da Praia do Arraial, quase no limite com a Praia da Penha, foi verificada uma intensa erosão praial, cujo indicador foi um terraço marinho que se encontra em intensa erosão, devido à incidência direta de ondas. Esse terraço marinho apresenta duas peculiaridades muito interessantes. A primeira diz respeito a sua

provável idade pleistocênica aferida devido as suas características morfológicas e texturais. A segunda peculiaridade é que tal terraço serve de suporte a um considerável campo de dunas inativas que, devido à sua erosão pelo embate das ondas, as areias eólicas acabam caindo na face praial e, posteriormente, são transportadas para o norte pela corrente de deriva litorânea (Foto 4.6, p.46).

Na Praia da Penha não foram encontrados indicadores de erosão costeira. Na sua porção sul são encontrados, em alguns trechos, à sua retaguarda, terraços marinhos pleistocênicos recobertos por paleodunas vegetadas e terraços marinhos holocênicos (Foto 9.27). Já na porção norte encontra-se uma linha de falésias inativas bastante recuada e terraços marinhos holocênicos até o limite com o pós-praia. Moura (2001) fez o levantamento sistemático de perfis praias nessa praia e verificou que ela encontrava-se em equilíbrio dinâmico, o que corrobora com o que foi verificado no presente trabalho.

Foto 9.27 – Trecho sul da Praia da Penha sem indicadores de erosão costeira. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

A partir da Praia do Seixas, até a porção sul da Praia de Cabo Branco encontra-se a fração do litoral paraibano com os mais sérios problemas relacionados com a erosão costeira. É também nessa fração do litoral que se encontram a Ponta do Seixas e a Ponta do Cabo Branco, dois dos mais importantes pontos turísticos do Estado da Paraíba, o que acaba gerando comoção na sociedade, com debates acalorados e, muitas vezes, desprovidos de embasamento científico sobre as prováveis causas dessa intensa erosão ora verificada e as possíveis soluções para remediar essa problemática.

A Praia do Seixas apresenta, à sua retaguarda, terraços marinhos holocênicos, com considerável ocupação humana e largura máxima de 350 m que avançam até uma linha de falésias inativas. A morfologia dessa praia apresenta-se na forma de um pontal arenoso, devida à proteção da incidência direta de trens de ondas pelas formações rochosas (terraços de abrasão marinha esculpidos sobre a Formação Barreiras) localizadas nas adjacências. Exatamente, da extremidade da ponta até quase seu limite sul com a Praia da Penha, apresenta intensa erosão costeira, onde são verificados coqueiros tombados, raízes de coqueiros aflorando, residências e outros estabelecimentos sendo destruídos ou sendo reforçados pelos seus proprietários para evitarem prejuízos imediatos (Foto 9.28). Essa intensa erosão também foi descrita por Moura (2001) e Neves (2003). Já na porção que vai da extremidade da Ponta do Seixas até o início do trecho de falésias ativas (trecho norte) não foram encontrados indicadores de erosão costeira.

Ao norte da Praia do Seixas, encontra-se a Ponta do Cabo Branco, trecho onde as falésias da Formação Barreiras encontram-se mais ao oeste de todo o litoral brasileiro. Em todo esse trecho, as falésias estão sendo fortemente erodidas, experimentando significativo recuo. Há queda de blocos em praticamente todo o trecho, que são rapidamente fragmentados pelo embate das ondas e, quando reduzidos a granulometria de areia, retirados e transportados para o norte através da deriva litorânea (Foto 4.12, p. 58). Nas adjacências desse trecho, ocorre um amplo terraço de abrasão marinha, testemunho notório do recua da linha de falésias nesse setor (Foto 4.4, p. 40).

Foto: 9.28 – Praia do Seixas com trecho apresentando intensa erosão costeira (canto esquerdo). É facilmente visualizada nessa fotografia a colocação de gabiões e estruturas correlatas com intuito de proteção contra o embate de ondas. No canto inferior da fotografia observa-se a intensa presença de bares sem qualquer obra para a contenção de erosão. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

É também nesse trecho onde ocorrem as mais acaloradas discussões da sociedade sobre o processo erosivo e suas possíveis soluções. São comuns as discussões e debates em órgãos governamentais, na imprensa, nas instituições de ensino, onde várias possibilidades de minimização da erosão costeira são apresentadas, sendo a maioria delas desprovidas de embasamento técnico e científico sobre o assunto. Se, por um lado, a erosão representa um fator negativo por causar retrogradação (reco da linha costeira continente adentro), pode, também, ser considerada um fator positivo na alimentação arenosa das praias localizadas ao norte, pois o sentido da corrente de deriva litorânea, nessa porção do litoral paraibano, é S-N. Mais espantoso ainda é que, mesmo sem a solução do problema, já existe um projeto de implantação de uma área de preservação ambiental, com uma estação de divulgação científica de porte considerável desenhada pelo arquiteto Oscar Niemayer, exatamente no altiplano, à retaguarda dessa linha de falésia que se encontra atualmente em acelerado recuo erosivo.

Na Praia de Cabo Branco, são encontrados indicadores de erosão costeira apenas na sua porção sul. Nesse trecho, encontra-se um muro e, sobre ele uma avenida que dá acesso às praias do litoral sul. As ondas incidem diretamente sobre esse muro que apresenta, em seu percurso, várias rachaduras e desabamentos, sendo constantes suas manutenções, pela prefeitura, por se tratar de área turística e nobre (Foto 9.29). Em direção ao norte, a praia passa a ter um perfil praiial cada vez mais largo, quando forma, também, um pós-praia vegetado que também aumenta sua largura em direção ao norte. Nos primeiros metros da Avenida Cabo Branco, porção sul da praia homônima, ela encontra-se em intensa erosão, sendo verificadas várias exposições de raízes de coqueiros e queda dos mesmos e até destruição da calçada que se encontra a sua retaguarda (Foto 9.30). Nesse trecho erosivo, foram levantados os perfis praiiais onde apenas, no intervalo de um ano, houve um recuo erosivo de 40 cm. O maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 28 m e a declividade média, de 6,00°. As análises laboratoriais apresentaram 30,18% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante, na coleta de 2004, e areia muito fina, na coleta de 2005.

Foto 9.29 – Embate das ondas na maré alta de sizígia em muro na porção sul da Praia de Cabo Branco. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Foto 9.30 – Trecho em intenso processo erosivo na porção sul da Praia de Cabo Branco. (Foto: MAX FURRIER, 2005)

Em direção ao norte, o perfil praiial vai aumentando consideravelmente e uma faixa de vegetação pioneira surge no pós-praia e também aumenta de largura no mesmo sentido até o limite com a Praia de Tambaú. É difícil precisar exatamente o limite entre o trecho em erosão e o trecho sem erosão, mas é notório que a maior parte da Praia de Cabo Branco não se encontra em erosão (Foto 9.31). Também foram levantados perfis praiiais nesse setor da praia e o maior comprimento verificado, na maré baixa, foi de 44 m e a declividade média apresentada foi de $4,44^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 22,6% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Na Praia de Tambaú, não foram encontrados indicadores de erosão costeira. Essa praia apresenta-se com uma largura bastante ampla e com um pós-praia recoberto por considerável faixa de vegetação pioneira, semelhante à porção centro-norte da Praia de Cabo Branco que é sua extensão natural. Seu limite, ao norte, se faz por uma ponta arenosa, cuja gênese está relacionada com as rochas praiiais adjacentes que formam os conhecidos “Recifes de Picãozinho” um dos principais pontos turísticos de João Pessoa. Foram levantados perfis praiiais na porção centro-norte dessa praia e na Ponta de Tambaú, limite com a Praia de Manaíra. O maior comprimento averiguado na maré baixa para a porção centro-norte foi de 44 m e a declividade média, de $5,84^\circ$. As

análises laboratoriais apresentaram 32,31% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante. Na Ponta de Tambaú, o maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 39 m e a declividade média, de 2,85°. As análises laboratoriais apresentaram 40,65% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante, em 2004, e areia muito fina como granulometria predominante, em 2005.

Foto 9.31 – Trecho norte da Praia de Cabo Branco sem indicadores de erosão costeira. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Em 1971, foi inaugurado o imponente Hotel Tambaú, construído sobre o referido pontal arenoso que limita a Praia de Tambaú com a Praia de Manaíra. Comparando as fotografias aéreas ortogonais de 1985 e 1998, além da verificação *in loco*, constatou-se que o Hotel Tambaú está atuando como um grande molhe, retendo sedimentos transportados pela deriva litorânea proveniente do sul e provocando intensa erosão no início da Praia de Manaíra, que se encontra do lado norte do hotel (Fotos 9.32 e 9.33). Observam-se, já na porção norte do próprio hotel e em construções próximas, na Praia de Manaíra, sérios problemas nas suas estruturas, como: rachaduras, trincas e exposições de fundações e algumas obras de engenharia, para remediar o problema.

Foto 9.32 – Hotel Tambaú atuando como um grande molhe. Na parte superior da foto (porção sul) encontra-se as praias de Tambaú, com acumulação de sedimentos, e Cabo Branco. Na parte inferior (lado norte) o início da Praia de Manaíra com intensa erosão. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

Foto 9.33 – Área externa do Hotel Tambaú voltada para a praia. Notar acúmulo de sedimentos no lado esquerdo da foto (trecho sul). (Foto: MAX FURRIER, 2004)

Na Praia de Manaíra, de forma semelhante ao que ocorre na praia de Cabo Branco, um trecho de menor extensão ao sul apresenta erosão costeira. Nesta porção as ondas incidem diretamente no muro que separa a praia do calçadão causando fraturas e, em alguns casos, até desabamentos. Em direção ao norte, as ondas deixam de atingir o muro e um pós-praia recoberto por uma vegetação pioneira é formado estendendo-se até o limite com a praia do Bessa. (Foto 9.34). Os perfis praias foram levantados na porção sul da praia de Manaíra e o maior comprimento averiguado na maré baixa foi de 44 m e a declividade média apresentada foi de 4,26°. As análises laboratoriais apresentaram 55,95% de teor de carbonato e areia muito fina como granulometria predominante.

Foto 9.34 – Trecho da Praia de Manaíra onde tem início o pós-praia com faixa de vegetação pioneira. A partir desse ponto não são mais encontrados indicadores de erosão costeira. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

A Praia do Bessa é a primeira praia, a partir do sul, que faz parte da “Restinga de Cabedelo”. Do seu início até as proximidades do Iate Clube da Paraíba, não apresenta indicadores de erosão costeira possuindo, ao longo desse trecho, uma faixa de pós-praia, com vegetação pioneira. Nas proximidades do Iate Clube da Paraíba, inicia-se a Ponta do Bessa, cuja gênese se assemelha à Ponta de Tambaú, através da presença de rochas

praiais nas adjacências impedindo a incidência direta de trens de ondas. Ao longo de praticamente toda a extensão desse pontal arenoso, são encontrados indicadores de erosão costeira, como muros caídos, exposição de fundações e a destruição de antigos molhes construídos para se evitar essa mesma erosão (Figura 9.5).

Devido à considerável extensão dessa praia e sua intensa urbanização, foram levantados quatro perfis praiiais. O primeiro encontra-se nas proximidades do seu limite sul com a Praia de Manaíra, cujo maior comprimento averiguado, na maré baixa, foi de 42 m e a declividade média apresentada foi de $4,26^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 25,08% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante. O segundo perfil encontra-se nas proximidades da porção sul da Ponta do Bessa e o comprimento verificado, na maré baixa, foi de 28 m e a declividade média, de $7,59^\circ$. As análises laboratoriais das amostras coletadas, nesse perfil, apresentaram 17% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante. O terceiro perfil levantado encontra-se na Ponta do Bessa, em frente ao Iate Clube da Paraíba e o maior comprimento averiguado foi de 34 m com declividade de $4,07^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 61,01% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante, na coleta de 2004 e areia muito fina, na coleta de 2005. O quarto e último perfil levantado encontra-se ao norte de um pequeno maceió, já fora da Ponta do Bessa, mas nas proximidades norte do limite dessa praia. O maior comprimento averiguado, na maré baixa, para esse perfil, foi de 38 m e a declividade média, de $4,30^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 50,51% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante, em 2004, e areia muito fina como granulometria predominante em 2005. Ao norte desse perfil, a praia do Bessa volta a apresentar um pós-praia com faixa de vegetação pioneira e sem indicadores de erosão costeira até seu limite com a Praia de Intermares, já no município de Cabedelo.

Na Praia de Intermares, não foram encontrados indicadores de erosão costeira em toda sua extensão. Essa praia inicia-se ao norte da antiga desembocadura do Rio Jaguaribe, limite entre os municípios de João Pessoa e Cabedelo, que atualmente se encontra desviado por obra de engenharia. Seu limite norte faz-se com a Ponta de Campina, ponta arenosa com gênese semelhante às Pontas de Tambaú e Bessa. Em toda a extensão dessa praia, verifica-se uma ampla faixa de pós-praia recoberta por vegetação pioneira (Foto 9.35). No trecho mais ao sul dessa praia, ocorre a desova das tartarugas

marinhas, fato raro em praia urbanizada, no Brasil. Também nesse trecho sul foram levantados os perfis praias e feitas as coletas de sedimentos. O maior comprimento averiguado, na maré baixa de sizígia, foi de 28 m e a declividade média, de $8,24^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 14,23% de teor de carbonato e areia média como granulometria predominante. Esses resultados colocam a Praia de Intermares como a praia de mais elevada energia, apresentando as maiores declividades e granulometria de toda a área de estudo. É nessa praia onde são realizadas as etapas dos campeonatos brasileiro e paraibano de surf. Também foram levantados perfis praias na sua porção norte, próxima da Ponta de Campina, e o maior comprimento verificado na maré baixa foi de 40 m e a declividade média, de $4,76^\circ$. As análises laboratoriais, nesse ponto, apresentaram 40,83% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

Figura 9.5 – Ponta do Bessa onde é possível observar molhes construídos para tentar minimizar a erosão costeira. Alguns desses molhes já foram destruídos por essa mesma erosão. (www.earth.google.com)

Foto 9.35 – “Restinga de Cabedelo” com a praia de Intermare no canto direito com seu vasto pós-praia recoberto por vegetação pioneira. (Foto: RICARDO PAULO, 2002)

A Ponta de Campina é mais uma formação delineada pelas rochas praiais que se encontram nas adjacências e impedem a incidência direta de trens de ondas sobre a linha de costa. Também, nesse trecho do litoral, não foram encontrados indicadores de erosão costeira. A exemplo da Praia de Intermare, a Ponta de Campina possui um pós-praia recoberto por vegetação pioneira, onde não são encontradas evidências de erosão. Os perfis praias apresentaram comprimento máximo de 54 m e declividade média de $2,72^\circ$. As análises laboratoriais apresentaram 55,08% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante na coleta realizada, em 2004, e areia muito fina na coleta realizada, em 2005.

Na Praia do Poço houve certa dificuldade na caracterização quanto à tendência erosiva ou não. Em alguns trechos foram identificados, em construções, indicadores de erosão, e, em entrevistas com veranistas, eles atestaram tal tendência, mas, ao mesmo tempo, percebe-se que tais construções avançaram em direção à praia, numa ocupação bastante desordenada. Além do mais, onde ocorre o pós-praia com vegetação pioneira não são encontradas evidências de erosão. Portanto, parece bem claro que a erosão

ocorre onde se desrespeitou o limite natural de ocupação que, nesse caso, é o pós-praia vegetado. O comprimento máximo dos perfis praias averiguado na maré baixa foi de 36 m com 3,14° de declividade média. As análises laboratoriais apresentaram 53,93% de teor de carbonato e areia fina como granulometria predominante.

A praia mais ao norte da área de estudo é a de Camboinha, muito ocupada por casas de veraneio, principalmente pertencentes a veranistas de Campina Grande. A exemplo da Praia do Poço, o que ocorre na Praia de Camboinha é um desrespeito aos limites naturais de ocupação, o que acaba por gerar, em algumas construções, comprometimento de suas estruturas, devido à erosão (Foto 9.36). Somente após a Ponta de Camboinha, já no limite com a Praia de Miramar é que são observados indicadores de erosão costeira confiáveis como: raízes de coqueiros expostas pela erosão e coqueiros tombados. Na porção norte dessa praia, foram levantados os perfis praias e o comprimento máximo averiguado, na maré baixa, foi de 36 m e a declividade média, de 3,73°. As análises laboratoriais apresentaram 67,21% de teor de carbonato e areia muito fina como granulometria predominante. Essa praia apresenta, em seus sedimentos, a maior concentração de carbonatos entre todas as praias em que foram coletados sedimentos e feitas análises laboratoriais. Esse fato provavelmente se deve à conspícua linha de rochas praias localizada a aproximadamente 1.300 m da linha de costa, onde forma grandes bancos de sedimentos biogênicos que afloram na maré baixa e acabam se tornando importantes pontos turísticos como é o caso de Areia Vermelha.

Os resultados encontrados nas análises laboratoriais dos sedimentos coletados nos 27 pontos onde foram levantados os perfis praias refletem um predomínio da classe modal areia fina, com 70,37% das amostras coletadas apresentando essa granulometria predominante, seguido pela classe modal areia muito fina, com 20,37%, e, finalmente, por areia média, com 9,25% das amostras (Figura 9.6). Os teores de carbonato encontrados nessas amostras estão intimamente relacionados com a proteção oferecida pelas rochas praias localizados defronte às praias e que, em muitos casos, dão suporte às construções biogênicas. Foram encontrados teores maiores do que 50% de carbonato nas praias do Poço, Camboinha, Intermares (trecho norte), Bessa (trecho norte), Ponta do Bessa, Manaíra (trecho sul) e Ponta de Tambaú (Quadro 9.2). A maior concentração de CaCO_3 foi encontrada na Ponta do Bessa, com 70,63% em amostra coletada em janeiro de 2005 e, contando-se as duas amostras (janeiro de 2004 e janeiro de 2005), a

maior média de carbonato foi encontrada na Praia de Camboinha, com 67,21% (Quadro 9.2). Vale salientar que, nas adjacências da Ponta do Bessa encontram-se rochas praias em forma de franja que servem de suporte para as construções algálicas/coralinas (Figura 4.7, p. 49), e em frente à Praia de Camboinha, encontram-se rochas praias lineares que também servem de suporte às construções algálicas/coralinas e, em alguns trechos, formam-se bancos de sedimentos biogênicos, a exemplo de Areia Vermelha.

Foto 9.36 – Praia de Camboinha com construções invadindo o pós-praia. (Foto: MAX FURRIER, 2004)

Figura 9.6 – Distribuição granulométrica das amostras coletadas em janeiro de 2004 e janeiro de 2005 segundo os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957)

Como já mencionado anteriormente, o mês de janeiro de 2004 foi extremamente atípico, com intensidade pluviométrica similar ao mês de julho que é o mês mais chuvoso do ano. Essa diferença na pluviosidade, nos dois períodos de coleta, acarretou significativas modificações nas características granulométricas, em algumas praias, tanto na fração areia como na fração de silte, sendo constatada uma redução média no tamanho dos grãos, quando comparadas as coletas de janeiro de 2004 com as de janeiro de 2005 (Quadro 9.2).

Quadro 9.2 – Resultados das análises granulométricas e dos teores de CaCO_3 nas amostras coletadas em janeiro de 2004 e janeiro de 2005, além dos comprimentos máximos dos perfis praias na maré baixa de sizígia e suas respectivas declividades.

PERFIL	LOCALIZAÇÃO	CaCO_3 (%) 2004 / 2005	GRANULOMETRIA 2004 / 2005	SILTE (%) 2004 / 2005	L (m)	D
27	Praia de Camboinha	70,00 / 64,43	Areia muito fina / Areia muito fina	23,31 / 41,95	36	3,73°
26	Praia do Poço	54,00 / 53,87	Areia fina / Areia fina	6,18 / 32,41	36	3,14°
25	Ponta de Campina	55,43 / 54,73	Areia fina / Areia muito fina	3,30 / 15,70	54	2,72°
24	Praia de Intermares – norte	23,97 / 57,70	Areia fina / Areia fina	0,09 / 2,12	40	4,76°
23	Praia de Intermares – sul	14,50 / 13,97	Areia média / Areia média	0,04 / 0,04	28	8,24°
22	Praia do Bessa – norte	37,23 / 63,80	Areia fina / Areia muito fina	6,76 / 19,96	38	4,30°
21	Ponta do Bessa – Iate Clube PB	51,40 / 70,63	Areia fina / Areia muito fina	1,66 / 7,79	34	4,07°
20	Praia do Bessa – sul	17,50 / 16,50	Areia fina / Areia fina	0,16 / 0,08	28	7,59°
19	Praia do Bessa – extremo sul	21,33 / 28,83	Areia fina / Areia fina	0,13 / 0,19	42	4,26°
18	Praia de Manaíra – sul	61,20 / 50,70	Areia muito fina / Areia muito fina	11,43 / 5,07	44	4,26°
17	Ponta de Tambaú	29,63 / 51,67	Areia média / Areia muito fina	1,18 / 12,69	39	2,85°
16	Praia de Tambaú	31,13 / 33,50	Areia fina / Areia fina	0,44 / 0,45	44	5,84°
15	Praia de Cabo Branco – norte	27,87 / 17,33	Areia fina / Areia fina	0,65 / 0,16	44	4,44°
14	Praia de Cabo Branco – sul	26,13 / 34,23	Areia fina / Areia muito fina	0,54 / 0,41	28	6,00°
13	Praia do Arraial	37,20 / 31,50	Areia muito fina / Areia muito fina	7,72 / 3,40	38	4,89°
12	Praia de Jacarapé	33,00 / 36,83	Areia fina / Areia fina	0,25 / 0,84	30	6,31°
11	Praia do Sol ou Camurupim	28,37 / 13,87	Areia fina / Areia fina	0,74 / 0,08	36	6,55°
10	Praia de Gramame – sul	16,23 / 10,87	Areia fina / Areia fina	0,36 / 0,04	46	3,47°
09	Praia de Jacumã	19,17 / 13,07	Areia fina / Areia fina	1,24 / 0,50	38	5,83°
08	Praia de Tabatinga	17,77 / 16,13	Areia fina / Areia fina	0,12 / 0,04	32	5,92°
07	Praia de Coqueirinho	8,87 / 7,70	Areia fina / Areia média	0,04 / 0,04	32	6,24°
06	Praia de Tambaba	29,70 / 28,77	Areia fina / Areia fina	0,05 / 0,09	56	2,95°
05	Praia Bela	9,63 / 8,40	Areia fina / Areia fina	0,04 / 0,04	40	4,56°
04	Barra do Abiaí	22,57 / 8,20	Areia fina / Areia média	0,04 / 0,04	30	7,24°
03	Praia de Abiaí – extremo sul	6,03 / 6,50	Areia fina / Areia fina	0,04 / 0,04	32	4,92°
02	Ponta de Pitimbu	24,97 / 25,80	Areia fina / Areia fina	0,40 / 0,27	56	2,5°
01	Praia de Pitimbu	25,17 / 26,43	Areia fina / Areia fina	0,22 / 0,23	44	3,21°

L – Comprimento do maior perfil praias levantado na maré baixa.

D – Declividade do perfil praias.

9.3 CARTA GEOMORFOLÓGICA

A carta geomorfológica foi elaborada, segundo a metodologia desenvolvida por Ross (1992), conforme já descrito no capítulo 5 deste trabalho, com algumas modificações que se fizeram necessárias devido, à escala adotada e às características peculiares do relevo da área de estudo. Essas modificações não descaracterizaram em nada a metodologia empregada, mas sim, acrescentaram novas propostas e adaptações que poderão ser empregadas em novos trabalhos que por ventura utilizem tal metodologia de mapeamento geomorfológico. Devido ao nível de detalhamento que se pretendeu alcançar e, principalmente, à escala trabalhada (1:100.000), optou-se por alcançar até o 4º táxon, na ordem decrescente que é definido pelos Tipos de Formas de Relevo individualizados dentro de cada Unidade de Padrão de Formas Semelhantes (3º táxon). Também nessa carta foram utilizados os limites das manchas urbanas definidos nas cartas topográficas de 1974 que, por estarem bastante reduzidos quando comparados aos limites atuais, possibilitam uma melhor visualização dos compartimentos de relevo.

Muito se discute, no mapeamento geomorfológico, o nível de detalhamento ideal e o número de informações que o mapa deve conter. Salomé e Van Dorsser (1982) compararam seis sistemas europeus de mapeamento geomorfológico aplicados numa área teste, situada no lado sul dos Altos Fagnes, no leste da Bélgica. O mapa geomorfológico que conteve o maior número de informações e detalhes, e pressupostamente, o melhor do ponto de vista teórico, não foi considerado o mais prático nem o mais usual. O mapa geomorfológico que contém informações selecionadas é sugerido por Botelho (1999) em detrimento ao que contenha uma enorme quantidade de informações e possua uma legenda extremamente variada.

A carta geomorfológica (Anexo C) foi elaborada a partir da análise de imagens de satélite LANDSAT TM e GOOGLE EARTH, imagens de radar SRTM, fotografias aéreas e cartas topográficas 1:25.000.

Os Tabuleiros Litorâneos da área de estudo puderam ser agrupados em seis grandes e distintos Padrões de Formas de Relevo e outros seis pequenos e residuais. Os pequenos Padrões de Formas de Relevo foram identificados nas adjacências da planície do Rio Paraíba e Depressão do Abiaí. Os três padrões encontrados nas adjacências da

planície do Rio Paraíba são sustentados pelos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras e apresentam topos aplainados, o primeiro, com índice de dissecação 32 (Dt 32), localizado a montante, o segundo, com índice de dissecação 23 (Dt 23), localizado nas proximidades do sítio urbano de João Pessoa e o terceiro, com 1.3 (Dt 1.3), localizado nas proximidades do sítio urbano de Santa Rita.

Os outros três pequenos Padrões de Forma de Relevo localizados nas adjacências da Depressão do Abiaí, dois apresentam topos colinosos. O localizado nas proximidades da margem esquerda do Rio Papocas apresenta índice de dissecação 33 (Dc 33) e possui seu topo recoberto pelos sedimentos da Formação Barreiras e, nas suas vertentes escarpadas, afloram os calcários da Formação Gramame. Ao norte deste localiza-se outra forma residual que apresenta índice de dissecação 24 (Dc 24) e possui toda a sua estrutura de calcário da Formação Gramame. Esses dois pequenos Padrões de Formas de Relevo apresentam-se como morros-testemunhos, ou seja, são formas reliquias que evidenciam um acentuado recuo de vertente. O outro Padrão de Forma de Relevo encontra-se isolado pela lagoa do Frazão e um afluente do Rio Abiaí, tendo sua porção leste delimitada por uma linha de falésias inativas. Esse compartimento apresenta topo tabular sustentado pela Formação Barreiras e índice de dissecação 32 (Dt 32).

No interior da Depressão do Abiaí são encontrados pequenos morrotes de calcário da Formação Gramame, mas, na escala empregada, não foi possível mapeá-los. Como já descritos, esses morrotes, praticamente, atestam a origem denudacional dessa depressão, pois o calcário Gramame é uma formação do Cretáceo que se encontra sotoposta à Formação Barreiras.

Os outros seis maiores e distintos Padrões de Formas de Relevo identificados apresentaram os seguintes índices de dissecação: Dsc 43, Dt 42, Dt 41, Dt 32, Dt 31 e Dt 21.

Grande parte do sítio urbano de João Pessoa está assentado em Padrão de Forma de Relevo, com topo tabular e índice de dissecação 21 (Dt 21). O ponto culminante dessa área é de apenas 58 m e os entalhamentos fluviais predominantes giram em torno de 35 m. Foi na porção sudeste desse compartimento que foram identificados, neste

trabalho, antigos campos de dunas, hoje inativas e recobertas por vegetação densa, em alguns trechos e, em outros, aflorando, devido ao desmatamento e à expansão urbana. Analisando-se fotografias aéreas na escala 1:8.000 desse trecho dos tabuleiros, podem-se verificar, em estereoscopia, pequenas rugosidades que são mais uma evidência de que tais depósitos são mesmos antigos campos dunares e não Espodossolos como descrito em Paraíba (2004). De qualquer modo, não se altera a classificação geomorfológica, pois o campo de duna está inativo, portanto não é considerado como forma agradacional atual e, sim, denudacional.

Na porção oeste da área, entrecortadas pelos vales dos rios Mumbaba, Mamuaba e Gramame, encontram-se Padrões de Formas de Relevo semelhantes com os mais amplos topos tabulares e índices de dissecação 31 (Dt 31). Embora haja algumas diferenciações entre esses compartimentos, elas não são suficientes para separá-los em padrões distintos. O ponto culminante possui altitude de 86 m e o entalhamento fluvial médio é de aproximadamente 50 m, possuindo, ainda, uma densidade de rede de drenagem extremamente baixa.

Ao sul da área de estudo, onde se encontra parte do município de Pitimbu, foi identificado mais um distinto Padrão de Forma de Relevo, com topo tabular e índice de dissecação 32 (Dt 32). O ponto culminante dessa área é de 64 m e os entalhamentos fluviais predominantes giram em torno de 45 m. A dinâmica fluvial bastante complexa dessa área isolou um compartimento de relevo autônomo, formando uma “ilha” rodeada pela antiga Lagoa do Frazão, hoje totalmente descaracterizada por obra de engenharia (Foto 4.14, p. 61), e um afluente do Rio Abiaí. Ao que tudo indica, com a evolução do modelado da área, outros compartimentos do relevo local também poderão ser isolados por cursos d’água, formando compartimentos autônomos similares ao descrito acima.

Na porção nordeste da área de estudo, encontra-se um compartimento de relevo, com amplos topos tabulares e índices de dissecação 41 (Dt 41). Esse compartimento, localizado ao norte do vale do Rio Paraíba, apresenta altitudes relativamente elevadas e com ponto culminante de 97 m, sendo os entalhes fluviais predominantes, girando em torno de 82 m.

No sudoeste da área de estudo e entre os vales dos rios Gramame e Graú foram individualizados dois Padrões de Formas de Relevo semelhantes com topos aplainados, mas já bastante reduzidos por processos denudacionais. O índice de dissecação encontrado nesses dois compartimentos foi 42 (Dt 42), com o ponto culminante de 141 m e entalhamento fluvial médio de 90 m, para o compartimento encontrado a sudoeste, e o ponto culminante de 131 m e entalhamento fluvial médio de 95 m, para o compartimento localizado entre os vales dos rios Gramame e Graú. Esses dois compartimentos também apresentam diferenciações, mas não são suficientes para separá-los em padrões distintos. No compartimento localizado entre os vales dos rios Gramame e Graú são encontrados conspícuos entalhes fluviais que exumam, em alguns pontos, o calcário da Formação Gramame, do Cretáceo (Figura 4.4, p. 33). Em trabalhos de campo realizados na área, podem-se visualizar alguns terraços estruturais gerados pelas diferentes resistências litológicas à erosão fluvial. Já no compartimento a sudoeste, embora menores, os entalhes também são acentuados, exumando em consideráveis áreas os arenitos da Formação Beberibe/Itamaracá do Cretáceo. Não são encontrados afloramentos do calcário Gramame nessa porção, devendo-se esse fato a não deposição do mesmo nesta área ou a deposição e posterior erosão por exposição subaérea, característica de evento regressivo do nível do mar anterior à deposição da Formação Barreiras. Em poços tubulares perfurados nos topos dos tabuleiros nessa área, verifica-se a Formação Barreiras assentada diretamente sobre a Formação Beberibe/Itamaracá.

O compartimento de relevo mais heterogêneo encontrado na área e que destoa significativamente dos demais compartimentos está situado entre os vales dos rios Aterro/Abiaí e Graú. As formas predominantes atuais variam de pequenos topos aplainados a até formas convexas típicas, e entre essas duas feições, formas que se assemelham a semi-colinas (por falta de terminologia mais apropriada). A evolução desse compartimento, como já discutida anteriormente, está fortemente atrelada à tectônica.

A tendência evolutiva evidenciada é a transformação dos pequenos tabuleiros ainda restantes em formas colinosas típicas, com topos convexas. Pode-se supor que essa evolução foi devido a um provável pulso de soerguimento atestado por alguns pesquisadores e corroborado por algumas evidências levantadas neste trabalho, e

também, ao clima tropical úmido que vigora na atualidade. Esses dois agentes (endógeno e exógeno), somados, tendem a levar a uma região sedimentar típica o desenvolvimento de feições colinosas (Figura 9.3, p. 131). São nítidas as evidências de soerguimento nessa porção, corroboradas pelos níveis topográficos do calcário Gramame que são encontrados em vertentes com até 20 m de altitude, e os profundos entalhes fluviais que exumam esse calcário em extensões consideráveis. O ponto culminante desse compartimento é de 121 m e o entalhamento fluvial médio verificado é de 100 m, sendo os mais conspícuos de toda a área de estudo.

Os Padrões de Formas de Relevo agradacionais encontrados na área tiveram, em alguns casos, que ser aglutinados devido à escala adotada e também à dificuldade em distingui-los precisamente. Portanto, foram criadas novas terminologia que se integraram à legenda da carta geomorfológica acrescentando-as à metodologia desenvolvida por Ross (1992) aplicada neste trabalho. Foram incorporadas no presente trabalho as seguintes aglutinações: formas de colúvio e terraço fluvial (Actf), formas de terraço e planície marinha (Atpm) e formas de colúvio, terraço e planície fluvial (Actpf).

Os terraços e planícies marinhas (Atpm) ocorrem de forma bastante conspícua na “Restinga de Cabedelo”, nos bairros de Cabo Branco, Tambaú e Manaíra, na Ponta do Seixas, Ponta de Pitimbu e nos bairros litorâneos de Pitimbu. São formadas por areias praias atuais de composição variada e por terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos (principalmente) estes últimos formados por sucessivos cordões litorâneos, facilmente identificados por imagens orbitais e fotografias aéreas, quando ausentes manchas urbanas sobre os mesmos. Nos demais trechos do litoral, os terraços e planícies marinhas são bastante estreitos, confinados pelas falésias inativas e ativas e pelos depósitos de mangue nas desembocaduras dos cursos d’água.

As formas de planície intertidal (mangue) puderam ser facilmente individualizadas pelas imagens de satélites utilizadas, pois apresentam resposta espectral que lhes dá uma tonalidade mais escura que a dos demais tipos de vegetação, devido à influência da água existente nesses ambientes e sua localização nas desembocaduras dos cursos d’água. A maior planície intertidal encontra-se no estuário do Rio Paraíba, até onde se faz sentir os efeitos da maré. Essa planície intertidal vem

sofrendo forte intervenção humana que, em alguns casos, descaracteriza-a totalmente, não sendo mais possível mapeá-la. Em alguns casos, parte dessa planície foi aterrada, sendo transformada em terraços antrópicos. Em direção ao sul, são encontradas as planícies interdiais do Rio Cuiá, do Rio Gramame, do Rio Guruji, do Rio Graú, do Rio Mucatu e do Rio Abiaí. Essa última planície sofreu forte impacto na década de 1930 quando obras de engenharia retilinizaram vários rios, nesse local, para aumentar a vazão dos mesmos e diminuir as áreas alagadas que na época, eram foco de febre amarela. Em trabalho de campo na área, verificaram-se antigos redutos de manguezais hoje ocupadas por formas distintas de vegetação e cultivo, principalmente cana-de-açúcar.

A identificação e delimitação das planícies fluviais na área foi, em alguns casos, bastante dificultada, devido à escala adotada e, também, às peculiaridades da drenagem local. Compreende-se por planície fluvial porção de relevo adjacente ao canal fluvial, composta de sedimentos depositados durante as enchentes, quando as águas transbordam para fora do canal principal (SUGUIO, 1998). Portanto, planície fluvial é toda área que atualmente sofre deposição sedimentar através dos transbordamentos dos rios. Excetuando-se as cabeceiras dos cursos d'água, em praticamente todo o restante de seus trajetos, ocorrem planícies fluviais de extensões variadas que, em grande parte dos casos, não foi possível sua individualização tendo sido então, generalizadas e mescladas com outras formas de agradação, como terraços fluviais e depósitos coluviais, perfazendo áreas de agradação maiores, possíveis de serem mapeadas na escala proposta.

É por demais desnecessária a caracterização pormenorizada de todas as planícies fluviais encontradas, razão pela qual, optou-se pela descrição mais detalhada apenas das principais, sendo as demais muito bem identificadas na carta geomorfológica (Anexo C).

À retaguarda da planície interdial do Rio Paraíba, encontra-se a maior planície fluvial de toda a área de estudo. Como se pode perceber pelas diversas cartas temáticas confeccionadas, a rede de drenagem dessa área é extremamente complexa formando um emaranhado de canais e afluentes que vão formar o complexo estuarino do Rio Paraíba. Devida essa complexidade da rede de drenagem, foi impossível diferenciar, com precisão adequada, o que é planície fluvial do que é atualmente terraço fluvial, visto que

o segundo compartimento não sofre mais acumulação através de transbordamentos atuais dos cursos d'água. Segundo Suguio (1998), terraço fluvial é um compartimento de relevo mais ou menos plano e levemente inclinado, existente em uma ou ambas as margens de um canal fluvial, como resultado de retomada do processo erosivo, aprofundando o leito do rio. Portanto, optou-se por delimitar toda a área, sem se distinguir planície de terraço fluvial, definindo-a com a sigla Actpf que significa forma agradacional dominada por colúvios, terraços e planícies fluviais. Os depósitos de colúvio são bastante comuns nessa porção, nos limites com os tabuleiros, mas são de difícil delimitação com os terraços fluviais, sendo praticamente impossível seu correto mapeamento utilizando-se apenas fotografias aéreas sem trabalho *in loco*. Esse compartimento está praticamente todo tomado pelo cultivo de cana-de-açúcar e foi nessa porção que esse cultivo se iniciou no século XVII.

A segunda maior planície fluvial encontra-se na Depressão do Abiaí, tendo sido possível sua individualização, de forma bastante precisa, não havendo necessidade de generalização com os terraços fluviais que também foram facilmente individualizados e delimitados. Na planície fluvial predomina uma vegetação típica de banhado e áreas encharcadas (vegetação hidrófila) e nos terraços predomina o cultivo de cana-de-açúcar.

Outra considerável planície fluvial encontra-se às margens do Rio Gramame. Esse compartimento também foi individualizado com bastante precisão, sendo os terraços fluviais situados nas adjacências das planícies. Também predomina uma vegetação de banhado, na planície (vegetação hidrófila), ocorrendo em grande parte dos terraços, o cultivo de cana-de-açúcar.

Os terraços fluviais como definidos anteriormente ocorrem em praticamente todos os cursos fluviais da área, apresentado extensões variadas que, em muitos casos, são impossíveis de serem mapeados, devido à escala de trabalho proposta. Ocorrem, de forma conspícua, no complexo estuarino do Rio Paraíba, muitas vezes formando ilhas e ilhotas construídas pela deposição sedimentar do próprio rio, e que, em tempos pretéritos, quando sujeitas às inundações e influência direta da maré, eram ocupados por extensos manguezais.

Ocorrem também áreas consideráveis de terraços fluviais nas adjacências do Rio Gramame e Depressão do Abiaí onde são intensamente ocupados por cana-de-açúcar.

Em vários trabalhos de campo efetuados e em análises de fotografias aéreas na escala 1:40.000, pode-se observar a existência de terraços, na maioria dos cursos fluviais da área, principalmente naqueles onde o entalhe fluvial era por demais acentuado. Em alguns casos, podem-se constatar diferentes níveis de terraços e, nesse caso, o mais alto em relação ao nível atual do rio corresponde ao mais antigo. O terraço fluvial constitui um importante registro da evolução geomorfológica e/ou eventos neotectônicos de uma área (SUGUIO, 1998), pois o soerguimento do relevo ou o rebaixamento do nível de base faz com que ocorra uma retomada do processo de aprofundamento do leito fluvial e, conseqüentemente, a formação de terraços fluviais.

Os depósitos coluviais são encontrados no sopé de algumas vertentes com declividades bastante acentuadas e nos sopés das falésias inativas. Sua identificação é bastante simples nos sopés das falésias, pelo fácil acesso ao local e pela discrepância granulométrica entre esses depósitos e os depósitos praias, mas sua identificação nos fundos de vale é bastante complexa, sendo praticamente impossível sua delimitação precisa sem trabalho de campo. São vários os processos geomorfológicos que podem produzir tais depósitos como: solifluxão, rastejo (*creep*), escorregamento, deslizamento, muito comuns na área de estudo (Foto 9.37). Nem sempre é fácil se separar a interferência do material coluvial do aluvial, pois, às vezes, há maior predominância de um deles, que pode mascarar completamente o outro (GUERRA; GUERRA, 1997). Portanto, devido à escala adotada e também pela dificuldade na sua delimitação fidedigna, não foram individualizados tais depósitos, mas apenas inferiu-se sua existência, generalizando-os com outras formas de acumulação como terraços fluviais e planícies fluviais.

Foto 9.37 – Movimento de rastejo (*creep*) atestado pelos caules tortos dos coqueiros em vertente com declividade acentuada localizada no sul da área de estudo. (Foto: Claudia S. V. da Silva, 2006)

9.4 GEOMORFOLOGIA E PEDOLOGIA

A considerável variedade pedológica encontrada na área de estudo que está assentada predominantemente sobre uma única litologia, os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, somente pode ser atribuída à configuração do relevo e sua evolução morfotectônica. Dos fatores naturais que controlam o desenvolvimento do solo: material parental, clima, relevo, biosfera e tempo, o mais heterogêneo, na área de estudo é o relevo.

A topografia do relevo regula o escoamento superficial e, conseqüentemente, a infiltração. A baixa declividade predominante, nos topos dos tabuleiros, favorece a infiltração em relação ao escoamento superficial, visto que, praticamente, não são encontradas grandes cicatrizes deixadas pelo escoamento difuso e/ou concentrado, nos topos aplainados dos tabuleiros. Em contrapartida, as altas taxas de infiltração promovem acentuada eliminação dos componentes mais solúveis (lixiviação) e

aprofundamento do perfil de alteração. O relevo ideal para o desenvolvimento de perfis de alteração evoluídos e profundos, ou seja, portadores de minerais secundários de composição bem distante daquela dos minerais primários e pobres em componentes potencialmente solúveis é o de platôs de encostas suaves (TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000). Portanto, o domínio dos Tabuleiros Litorâneos, no Estado da Paraíba, encaixa-se, em grande parte, nas áreas de mais elevada alteração intempérica do Brasil, pois seus topos predominantemente aplainados implicam num reduzido escoamento superficial, possuem considerável desnível em relação ao nível de base e litologia altamente permeável devido à porosidade e à rede de diáclase, o que permite elevada infiltração das águas e drenagem eficiente, eliminando os produtos dissolvidos.

Diante dessa situação, é no mínimo controverso que estudos sobre a deposição, evolução e o estado atual da Formação Barreiras executados pelos colegas da geologia desconsiderem, completamente, os processos pedogenéticos e eluviais pretéritos e atuais extremamente intensos, em praticamente toda a área geográfica de abrangência dessa respectiva formação. Muitas vezes, formações de origem pedogenéticas são atribuídas erroneamente à fácies sedimentares, induzindo à ambientes sedimentares pretéritos inexistentes.

É bastante evidente que a variedade pedogenética, na área de estudo, esteja atrelada à tectônica, assim como está o relevo, pois este constitui o meio no qual se desenvolvem os solos. O relevo é um dos fatores condicionantes da pedogênese.

A pedogênese se produz num meio submetido às ações morfogenéticas. Sobre uma vertente um solo representa o balanço momentâneo de duas forças antagônicas: alteração do substrato, que fornece os materiais e a denudação que os remove (PENTEADO, 1974).

Observando-se as falésias, percebe-se, com extrema nitidez, linhas ou faixas estreitas horizontais e sub-horizontais de ferricretes (Foto 4.3, p. 41), muitas das quais apresentando descontinuidades originadas por possíveis falhamentos. Essas linhas e/ou faixas de ferricretes encontram-se em diferentes patamares nas falésias e em investigações *in loco* pode-se observar que em suas bases vêm ocorrendo formações atuais dessas concentrações de óxido/hidróxido de ferro, o que sugere forte influência

do contato entre a cunha salina e a cunha de água doce para a sua precipitação e formação. Na base das falésias, onde há o contato da cunha salina com a cunha de água doce, os ferricretes se encontram em estado plástico, o que sugere formação ainda em andamento. Outro fato que corrobora essa provável gênese, é que, em locais aonde vem ocorrendo intenso recuo erosivo da linha de falésias, os ferricretes ficam em evidência por serem mais resistentes à erosão, marcando o antigo posicionamento da falésia. (Foto 4.4, p. 40).

A gênese dos ferricretes encontrados parece estar associada a fluxo descendente de água vadosa, devido à intensa precipitação pluviométrica, elevada permeabilidade litológica e mudança brusca no pH do ambiente, fato que ocorre no encontro da cunha de água doce (ácida) com a cunha de água salina (alcalina). A acidez da água que percola os sedimentos da Formação Barreiras é constatada nas análises químicas das águas extraídas de poços tubulares perfurados nessa formação. O pH das águas é sempre inferior a 5, e em alguns casos, inferior a 4. Também é comum a água vir com sabor acentuado de ferro, e quando é utilizada em residências, os chuveiros e algumas partes do encanamento ficam rapidamente saturados de crostas ferruginosas.

Quando as águas intersticiais possuem $\text{pH} < 5$ podem complexar o ferro e o alumínio, colocando-os em solução, gerando solos constituídos praticamente apenas dos minerais primários mais insolúveis como o quartzo (PENTEADO, 1974). Hoore (1952 apud. PENTEADO, 1974) designa esse acúmulo de óxido/hidróxido de ferro de acumulação absoluta, resultante de particularidades topográficas, paleogeográficas e geológicas, onde ocorre a deposição do ferro ao longo da zona de lençol freático. Para Hoore (op cit.), essas concentrações nada têm a ver com a laterização, pois não são produtos de pedogênese, mas sim o resultado de processos eluviais.

A variação das cotas atuais das linhas e faixas horizontais e sub-horizontais dos ferricretes encontrados evidencia forte controle tectônico, pois as flutuações do nível do mar como conhecidas não produziram variações tão heterogêneas nos patamares de ferricretes como as verificadas. Estudos desenvolvidos por Ribeiro, Ucha e Pereira (2005) na Formação Barreiras, no Estado da Bahia, atrelaram fortemente a gênese dos ferricretes à variação do nível freático por eventos neotectônicos. Na falésia da Praia de Coqueirinho, a concentração de ferro é tão acentuada que, ao bater o martelo contra o

ferricrete, percebe-se a saída de fagulhas e faíscas. Outros fatos que corroboram a variação do lençol freático para a gênese desses ferricretes são: sua estrutura laminar muito bem visualizada (Foto 9.38) e o aumento considerável de sua massa. Nos processos de laterização, ocorre uma perda de massa por causa da eliminação dos elementos mais solúveis e, nos ferricretes encontrados, é extremamente nítida a sua massa mais acentuada que a litologia ao seu redor, sem precipitação de ferro.

Foto 9.38 – Amostra de ferricrete com elevada concentração de oxi-hidróxido de ferro extraída de falésia localizada à retaguarda da Praia de Coqueirinho. Notar sua estrutura laminar o que corrobora com a hipótese de variação do nível freático para sua gênese. (Foto: MAX FURRIER, 2006).

Observando-se o Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004) e correlacionando-o principalmente com as cartas hipsométrica, clinográfica e geomorfológica, podem-se aferir algumas hipóteses sobre a gênese, evolução e distribuição pedológica, na área de estudo.

Os solos desenvolvidos em áreas de acumulação sedimentar como os Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Flúvicos, Gleissolos e Solos Indiscriminados de Mangues estão muito bem descritos e delimitados, não carecendo de detalhamento suas respectivas gêneses e evoluções.

Já os solos desenvolvidos sobre os Tabuleiros Litorâneos da área de estudo parecem possuir gênese, evolução e distribuição muito atreladas ao fator morfotectônico que também foi responsável pela compartimentação geomorfológica heterogênia da área. Na tentativa de se propor uma explicação lógica vinculada ao fator tectônica, será usado, como solo-guia, o Espodossolo devido a suas características genéticas, texturais e estruturais.

Nos Espodossolos tem-se intensa translocação de compostos de ferro, de alumínio e matéria orgânica que se acumulam no horizonte B (iluvial) formado pela dissolução química de compostos de ferro e húmus nos horizontes A e E; arraste (translocação) e posterior precipitação desses compostos no horizonte B. É imprescindível, para sua formação, alta percolação de água com pH reduzido (ácido) capaz de complexar o ferro e o alumínio. Sua textura é arenosa e sua coloração predominantemente cinza claro.

Nas retaguardas da Ponta de Cabo Branco, Ponta do Seixas, Praia do Arraial e Praia de Jacarapé, já nos topos dos tabuleiros, em Paraíba (2004) aponta a existência de Argissolos associados a Latossolos e Espodossolos. Investigações *in loco* apontam que os trechos caracterizados como Espodossolo para essa porção parecem ser, na verdade, antigo campo de dunas, ativas num período pretérito de clima mais seco que o atual. Análises visuais e texturais indicaram textura muito homogênia e sedimentos bem selecionados, o que evidencia uma acumulação eólica pretérita e não um produto pedogenético (Foto 4.6, p. 45).

Os Espodossolos ocorrem em associação com Argissolos (PV16, PV17, PV18 e PV19) nos tabuleiros mais amplos e aplainados de toda a área de estudo, ocorrendo de forma única nos topos mais elevados da área e nos tabuleiros à retaguarda das praias de Carapibus e Tabatinga. A área de ocorrência localizada na “Restinga de Cabedelo” está associada aos cordões litorâneos, sendo também duvidosa sua caracterização como Espodossolo (Figura 4.10, p. 69).

Os Espodossolos associados aos Argissolos localizados nos mais amplos e aplainados tabuleiros parecem estar fortemente atrelados a um aplainamento de corrosão

(*Etchplaination*). Na sua conceituação original, o aplainamento de corrosão representaria uma superfície de gradiente suave, sem qualquer relevo que se destacasse de forma conspícua, numa paisagem de clima sazonal, onde o movimento da água seria predominantemente vertical e intenso, favorecendo a alteração química das rochas e o aprofundamento do perfil (PASSOS; BIGARELLA, 2001).

No aplainamento de corrosão (*Etchplaination*), o intemperismo químico é de importância primordial, formando um manto de alteração que seria continuamente removido pelos agentes de denudação durante movimentos de levantamento regional, os quais poderiam ter sido recorrentes com a epirogênese lenta ou descontínua (WAYLAND, 1933 apud. PASSOS; BIGARELLA, 2001).

Nos casos em que os Espodossolos ocorrem de maneira individual, sem associações com outros tipos de solo, o relevo local se destaca pela altitude. Na área de abrangência do HP3, encontram-se os patamares mais elevados de toda a área de estudo, onde as evidências tectônicas de um soerguimento mais acentuado para essa área foram bastante caracterizadas no presente trabalho. Na área de abrangência do HP2 encontram-se, também, fortes evidências de soerguimentos distintos e acentuados corroborados pela drenagem bastante assimétrica nas adjacências. As diferenças altimétricas entre os vários aplainamentos de erosão podem ser atribuídas a movimentos relativamente rápidos de levantamentos em contraposição àqueles lentos que reafeiçoam a superfície de erosão (PASSOS; BIGARELLA, 2001).

Portanto, a hipótese aqui levantada é a de que os Espodossolos seriam os solos mais bem evoluídos de toda a área sendo sua gênese fortemente atrelada à evolução morfotectônica do relevo. Os Argissolos também estão fortemente atrelados à disposição do relevo, pois localizam-se, de forma conspícua, nos setores que apresentam fortes evidências de basculamento por tectônica cujas superfícies encontram-se com ligeiras inclinações. Os Argissolos raramente se desenvolvem em relevo totalmente plano como é caso dos Latossolos, portanto, sua predominância na área é indicativa de inclinação de superfícies por basculamento tectônico.

9.5 CARTA DE USO E OCUPAÇÃO DA TERRA

A carta de uso e ocupação da terra (Anexo D) foi elaborada com base nas imagens de satélite LANDSAT TM de 2001 e Google Earth 2006 e apoiada em fotografias aéreas de 1985 e 1998 e nos trabalhos de campo.

Devido à escala adotada, vários cultivos de subsistência em pequenas propriedades e outros cultivos diversos, mas que ocupam áreas reduzidas, foram generalizados em culturas temporárias como: mandioca, inhame, feijão. Essas culturas, quando individualizadas, ocupam áreas muito modestas, sendo, portanto, mais coerente sua generalização para um mapeamento menos fragmentado e mais adequado aos propósitos deste trabalho. Algumas culturas permanentes foram identificadas principalmente o coco-da-baía, mas ocupam áreas modestas e esparsas, sendo muito difícil seu mapeamento na escala proposta.

A vegetação nativa foi quase totalmente devastada, restando apenas alguns remanescentes de Mata Atlântica e cerradões, principalmente secundários, em estado avançado de regeneração, que em alguns casos, foram transformados em área de preservação, sob a tutela do município do João Pessoa, Estado da Paraíba ou do governo federal. As principais áreas de Mata Atlântica, na área de estudo, e que se encontram protegidas por legislação são: Mata do Gargaú, no município de Santa Rita; Mata do Buraquinho, no município de João Pessoa; Floresta Nacional da Restinga de Cabedelo, no município de Cabedelo. Há outras pequenas áreas em que são encontradas matas em estado avançado de regeneração, como as das margens de alguns cursos d'água ou de áreas com declividades mais acentuadas, onde os cultivos agrícolas são inviáveis.

Em toda área e praticamente sem exceções, percebe-se um total descumprimento do Código Florestal (1965), lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965 e de outras leis mais recentes e complementares. A supressão total ou parcial de florestas de preservação permanente só é admitida com prévia autorização do Poder Executivo Federal, quando for necessária à execução de obras, planos, atividades ou projetos de utilidade pública ou interesse social, mediante um Estudo de Impacto Ambiental e respectivo Relatório de Impacto Ambiental (EIA-RIMA). São áreas de preservação permanente, de acordo com o Código Florestal (1965), encontradas na de estudo, mas

totalmente descaracterizadas, as florestas e demais formas de vegetação natural, situadas:

- a) Ao longo dos rios e de qualquer curso d'água, desde o seu nível mais alto em faixa marginal cuja largura mínima seja:
 - de 30 m para cursos d'água de menos de 10 m de largura;
 - de 50 m para os cursos d'água que tenham de 10 a 50 m de largura;
 - de 100 m para os cursos d'água que tenham de 50 a 200 metros de largura;
 - de 200 m para os cursos d'água que tenham de 200 a 600 m de largura;
- b) Nas nascentes, ainda que intermitentes e nos chamados "olhos d'água", qualquer que seja a sua situação topográfica, num raio mínimo de 50 m de largura;
- c) Nas bordas dos tabuleiros ou chapadas, a partir da linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 m, em projeções horizontais;
- d) Nas encostas ou partes destas com declividade superior a 45° equivalente a 100% na linha de maior declive.

Como pode ser observado na carta de uso e ocupação da terra (Anexo D), o relevo influencia fortemente a organização do espaço geográfico. O cultivo de cana-de-açúcar é preponderante na área, ocupando principalmente os topos dos tabuleiros, principalmente os mais amplos, o que facilita a mecanização agrícola, devido às baixas declividades, aumentando a produtividade e, conseqüentemente, a competitividade do produtor. Também encontram-se consideráveis áreas de cultivo de cana-de-açúcar os terraços fluviais dos rios Paraíba, Gramame e Abiaí. Com exceção dos tabuleiros localizados nas adjacências do sítio urbano de Pitimbu, os cultivos de cana-de-açúcar encontram-se mais para o interior do continente, onde, além de os tabuleiros serem mais extensos e aplainados, o valor da terra não foi elevado devido à especulação imobiliária que abrange mais os tabuleiros próximos ao mar.

Os loteamentos, impulsionados por uma voraz especulação imobiliária, e na maioria das vezes, desprovidos de qualquer tipo de planejamento, dominam atualmente

os topos dos tabuleiros situados à retaguarda das praias de grande parte da área de estudo (Fotos 9.2, p. 127; 9.3, p. 128; 9.16, p. 148; 9.20, p. 153; 9.21, p. 154; 9.22, p. 155).

Na porção centro-leste da área de estudo, excetuando-se as proximidades do litoral, onde predominam os loteamentos e a expansão urbana, predominam propriedades relativamente menores, com cultivos diversos, variando desde cultivos de subsistência, passando por cultivos excedentes de pequeno e médio porte a até um cultivo de bambu, em extensão de área considerável, destinado à indústria de papel e celulose. Nessas áreas, a mecanização agrícola é dificultada pelo relevo inviabilizando as monoculturas capitalistas atuais que necessitam dessa intensa mecanização, para serem competitivas frente ao mercado. Portanto, quando também não há interesse do setor imobiliário, o valor do hectare para essas terras é relativamente baixo. Interessante é que nessa área há sete assentamentos de “sem-terra” efetuados pelo Instituto de Colonização e Reforma Agrária (INCRA), justamente onde o valor da terra é demasiadamente baixo, com severas restrições à mecanização agrícola, devido às peculiaridades do relevo (Figura 9.7).

Figura 9.7 – Mapa dos assentamentos localizados no município de Pitimbu. Nesse município é onde se encontra a grande maioria dos assentamentos demarcados dentro da área de estudo. Todos os assentamentos visualizados acima encontram-se sobre o compartimento de relevo mais dissecado – Dsc 4.3 (Anexo C) (SILVA, 2006)

9.6 CARTA DE FRAGILIDADE DOS AMBIENTES NATURAIS E ANTRÓPICOS

Como já descrito anteriormente, a análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos e a cartografia de seus resultados foi baseada na metodologia proposta por Ross (1994), cujo princípio básico é o estudo integrado de três componentes do meio físico: relevo, solo e uso e ocupação da terra. Para o presente trabalho, além dos três componentes analisados na referida metodologia foi caracterizado mais o componente clima, e acrescentados os comportamentos pluviométricos definidos por Spörl (2001), com alguns pequenos ajustes, já que não foi definido pela pesquisadora o comportamento pluviométrico encontrado na área.

Cada componente foi primeiramente estudado e caracterizado, de forma individual, e as informações extraídas, sintetizadas em cartas temáticas, como o relevo e o uso e ocupação da terra. Para o componente solo, utilizou-se como produto cartográfico o Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004), com os devidos ajustes, quando necessário, e para o componente clima, utilizou-se, como produto cartográfico, o Atlas Geográfico do Estado da Paraíba de 1985 (LIMA; HECKENDORFF, 1985).

Definidos os componentes estudados, o próximo passo foi sua hierarquização, de acordo com o grau de fragilidade de cada um. As áreas poupadas das intervenções humanas, como as recobertas por matas naturais ou às que se encontram em avançado estado de regeneração, foram definidas como Unidades de Instabilidade Potencial, uma vez que estão em equilíbrio dinâmico com o meio, embora apresentem um potencial de fragilidade, face às suas características naturais. As áreas cujas intervenções humanas as modificaram intensamente, como as plantações de cana-de-açúcar, foram definidas como Unidades de Instabilidade Emergente, conforme estabelece Ross (1994).

Para cada componente do meio analisado foi dado um determinado valor que varia de 1 a 5, sendo o algarismo 1 caracterizado por uma Instabilidade Potencial ou Emergente muito fraca e o algarismo 5 por uma Instabilidade Potencial ou Emergente muito forte. Assim, uma determinada área que se caracterize por apresentar: relevo pouco dissecado com baixas declividades, onde predomine Nitossolo textura argilosa,

coberto por floresta natural e com clima onde a pluviosidade seja bem distribuída durante o ano e não exceda 1.000 mm/ano receberá, o algarismo 1, para cada componente, totalizando o conjunto 1111. Uma outra determinada área que se caracterize por apresentar relevo fortemente dissecado, com altas declividades, predomínio de Neossolos Litólicos, vegetação desmatada recentemente e clima com pluviosidade acima de 2.500 mm/ano, receberá o algarismo 5, para cada componente, formando o conjunto 5555. Os dois exemplos descritos são situações extremas e inexistentes na área de estudo.

Em função da proposta desenvolvida no presente trabalho, cujos parâmetros foram apresentados no capítulo de fundamentos teóricos-metodológicos, foi dado ao componente relevo o maior peso, dentre os demais componentes analisados, seguido pelo solo, uso e ocupação da terra e, por último, pelo comportamento pluviométrico. A ordem dos algarismos segue o peso atribuído a cada componente, ou seja, quando uma área receber o conjunto 4312, o algarismo 4 foi atribuído ao relevo, o 3 ao solo, o 1 ao uso e ocupação da terra e o 2 ao clima.

Para facilitar a leitura da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos, foi proposta a utilização de dois padrões de cores distintas. Para as Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial, por serem áreas constituídas por vegetação nativa ou em avançado estado de regeneração, foi utilizada a cor verde e suas variáveis (do escuro ao claro) tendo sido utilizado, para as unidades com instabilidade potencial muito baixa, o verde escuro e para as demais unidades crescentes de instabilidade potencial, as outras tonalidades cada vez mais claras de verde.

Para as Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergente foram utilizadas as cores quentes do espectro visível: vermelho, laranja e amarelo e suas várias tonalidades quando necessárias. Para as unidades de instabilidade emergente muito alta, utilizou-se o vermelho, que é internacionalmente usado para a percepção de risco eminente, e suas variáveis (quanto mais escuro mais alto o nível de instabilidade) e, para as unidades de instabilidade emergente muito baixa, utilizou-se o amarelo (quanto mais claro mais baixo o nível de instabilidade). A cor laranja e suas várias tonalidade foram utilizadas para as unidades de instabilidade emergente médias.

A carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos (Anexo E) foi confeccionada através da sobreposição da carta geomorfológica e da carta de uso e ocupação da terra, além da inclusão de dados pedológicos, extraídos do Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004) e de trabalhos de campo, e do comportamento pluviométrico da área.

A sobreposição dessas cartas foi possível devido ao fato de possuírem polígonos temáticos (padrões de formas semelhantes e uso e ocupação da terra) definidos com a devida precisão e georreferenciados. Tal sobreposição gerou novos polígonos que fazem parte da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos. Portanto, as áreas delimitadas nessa nova carta são resultado da associação correlacionada dos componentes: relevo *versus* uso e ocupação da terra, acrescidos de informações pedológicas e do comportamento pluviométrico. Não foi possível a sobreposição do Mapa Pedológico do Estado da Paraíba (2004), pois o mesmo possui contornos grotescos e por demais generalizados, além de não estar corretamente georreferenciado. Portanto, optou-se por extrair apenas as informações mais fidedignas e as aferidas em campo e, posteriormente, colocadas nos novos polígonos gerados através da sobreposição das cartas geomorfológica e de uso e ocupação da terra.

A variabilidade do comportamento pluviométrico, na área de estudo, é muito pequena, não apresentando níveis hierárquicos distintos, por isso, todas as unidades ecodinâmicas delimitadas receberam, para esse componente, o algarismo 3, indicando nível médio.

O relevo, como já mencionado anteriormente, é o componente com o maior peso e, por isso, é a variável que determina o grau de fragilidade da área, seguido pelo solo, uso e ocupação da terra e clima. Assim, se compararmos duas áreas cujos conjuntos numéricos sejam 3423 e 3354, essas duas áreas apresentam grau de fragilidade médio, apresentando a primeira uma fragilidade um pouco superior.

A área de estudo apresenta Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial e Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergentes com graus de fragilidade variando de baixo a muito alto. As Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Potencial são áreas recobertas por vegetação nativa e/ou vegetação em avançado estado de regeneração,

presumindo-se, então, que não tem interferência humana atual e estão em equilíbrio dinâmico com o meio. Todas os demais usos da terra como: cana-de-açúcar, culturas temporárias, culturas permanentes, são áreas onde a ação humana atua e, portanto, encontram-se em desequilíbrio com o meio. Essas áreas foram definidas como Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergente.

As Unidades Ecodinâmicas de Instabilidade Emergente com os níveis mais elevados de fragilidade estão localizadas nas planícies fluviais, fluvio-marinhas e marinhas. As planícies marinhas, como já anunciado anteriormente, não foram mapeadas individualmente na carta geomorfológica, devido à escala adotada. Cartograficamente foram englobadas numa unidade única de terraços e planícies marinhas, mas foram analisadas individualmente, onde os processos erosivos, quando identificados, foram caracterizados e delimitados, tendo sido, posteriormente, mapeados na carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos.

As planícies fluviais e fluvio-marinhas delimitadas foram representadas pelos conjuntos numéricos 5513, quando ocupadas por vegetação primária, e 5543, quando ocupadas por cana-de-açúcar ou culturas temporárias, como as verificadas na área. As áreas delimitadas com sendo colúvios-terraços e planícies também foram consideradas pelas suas características como unidades de instabilidade muito forte.

Os terraços fluviais, quando individualizados, ou quando, devido à escala adotada, delimitados junto depósitos coluviais, foram hierarquizados com grau de fragilidade alto. Foram representados pelos conjuntos numéricos 4513 e 4543. Como se pode observar, apresentam características similares às das planícies fluviais, pois são encontrados nas suas adjacências, mantendo as similaridades pedológicas e florísticas.

Todos os Padrões de Forma de Relevo, cujos índices de dissecação obtiveram níveis 43, 42 e 41, foram hierarquizados com grau de fragilidade alto. Dentre esses padrões, os que apresentaram graus de fragilidade mais elevados são os que possuem Espodossolos, cujas características estruturais e texturais os colocam em nível de fragilidade muito alto, representado pelo algarismo 5. Os vários usos e ocupação encontrados nos solos desenvolvidos sobre esses compartimentos do relevo hierarquizam ainda mais as unidades ecodinâmicas delimitadas, o que pode ser muito

bem visualizada na carta dos ambientes naturais e antrópicos (Anexo E). Dentre os usos e ocupações verificados nesses compartimentos, os loteamentos são os que possuem o nível de fragilidade mais elevado sendo, representados pelo algarismo 5. As manchas urbanas, pela sua enorme complexidade, não são abarcadas pela metodologia empregada, portanto não foram hierarquizadas no presente trabalho.

Os Padrões de Forma de Relevo com índices de dissecação 32 e 31 foram hierarquizados com nível de fragilidade médio, tendo sido, também, a hierarquização entre esses padrões definidas pelos solos desenvolvidos e, posteriormente, pelo uso e ocupação da terra.

Os níveis de fragilidade mais baixos encontrados na área de estudo estão localizados sobre os Padrões de Formas de Relevo com índices de dissecação 21, 23 e 24, encontrando-se, no primeiro, a mancha urbana de João Pessoa, que como já narrado anteriormente, não será hierarquizada, necessitando as manchas urbanas de desenvolvimento de uma metodologia apropriada. Nesse compartimento, apenas foi possível uma hierarquização na sua porção sul onde o grande diferenciador foi o uso e ocupação da terra, pois os solos são os mesmo para todo esse compartimento de relevo.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A proposta cerne do presente trabalho, que é a de caracterização, envolveu uma série exaustiva de levantamentos bibliográficos, cartográficos, de pesquisas executadas, além de um extenso e intenso envolvimento com a área de estudo, no que diz respeito a trabalhos de campo, colóquios com pesquisadores locais e entrevistas com moradores. Ao mesmo tempo em que se percebe que uma caracterização total e plena é uma tarefa impossível, a integração dos dados obtidos, levantados, produzidos, analisados e discutidos resultou numa visão abrangente e fascinante da área, tornando possível visualizar-se o quanto os componentes do meio físico se interagem e o quanto essa interação implica no quadro sócio-econômico e suas atividades. Percebe-se, também, que o estudo de cada componente do meio físico, de forma individual e sem ligação alguma com o meio sócio-econômico, desvirtua-se das ciências geográficas, dirigindo-se para as ciências correlatas, o que não quer dizer que não seja meritório.

Para dar início a uma caracterização geomorfológica, foi imprescindível um sólido levantamento geológico, tectônico e estrutural da área, envolvendo bibliografias produzidas há mais de 40 anos, até as publicadas recentemente, em anais de congressos e simpósios. Tal pesquisa bibliográfica mostrou a evolução das idéias acerca da área e o caminho atual que as pesquisas mais recentes estão trilhando. Esse levantamento geológico foi o alicerce da caracterização geomorfológica, pois é indiscernível a correlação entre a geologia e a geomorfologia, tanto no aspecto litológico quanto no aspecto estrutural.

A caracterização geomorfológica foi fortemente embasada nos aspectos estruturais e tectônicos, sendo as inúmeras evidências encontradas apresentadas e discutidas com a maior clareza possível, sempre atentando-se para o fato de que, por mais claras e óbvias que fossem, continuam sendo evidências e necessitam de pesquisas pormenorizadas, apoiadas em métodos geofísicos, para serem totalmente comprovadas. Embora o fator climático para a evolução do relevo tenha sido colocado de forma secundária, o mesmo não pode ser negligenciado, como não foi. Possui sua parcela de responsabilidade na esculturação e evolução do relevo, que na área atua fortemente no processo de corrosão (*etching*) e, posteriormente, no aplainamento por corrosão (*etchplanation*).

O comportamento da linha de costa, quanto aos aspectos erosivos verificados, estão fortemente atrelados à configuração geomorfológica do próprio litoral, com a formação de pontais arenosos e refração dos trens de ondas, devido às rochas praias adjacentes, à configuração dos Tabuleiros Litorâneos, a suas respectivas falésias, às linhas estruturais e aos desníveis entre os blocos falhados, além da ocupação desordenada que obedece à configuração do relevo e às características sócio-econômicas contribuindo, fortemente para um desequilíbrio no balanço sedimentar de várias praias.

A confecção da carta geomorfológica por si só foi também um importante instrumento de caracterização do relevo, além de subsidiar outras caracterizações subsequentes, como solo e uso e ocupação da terra. Representa uma síntese da geomorfologia descrita, bem como, um valioso instrumento para pesquisas futuras, tanto na própria área da geomorfologia, como em áreas correlatas, além de poder ser uma importante ferramenta nos estudos ambientais voltados para o planejamento territorial, planejamento ambiental, planos diretores municipais, bem como para os Estudos de Impactos Ambientais e Relatórios de Impactos Ambientais (EIAs-RIMAs).

A considerável variedade pedológica encontrada somente pode ser explicada devido à configuração geomorfológica heterogenia existente. Excetuando-se as áreas agradacionais como as planícies e terraços e alguns pontos isolados onde afloram as rochas do Grupo Paraíba, os solos se desenvolveram sobre os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, e seus diferentes tipos aí encontrados estão relacionados com a configuração do relevo e sua evolução morfotectônica. Dos fatores naturais que controlam o desenvolvimento do solo: material parental, clima, relevo, biosfera e tempo, o mais heterogêneo entre eles, na área de estudo, é o relevo, sendo o fator preponderante na variabilidade pedológica.

As informações sobre o uso e ocupação da terra obtidas através das interpretações de imagens de satélite e fotografias aéreas, e em trabalhos de campo, ao mesmo tempo em que foram identificadas e descritas no presente trabalho, foram sintetizadas na carta de uso ocupação de terra, que, além de ser um produto fundamental para a confecção da carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos, é também

um importante documento na elaboração de projetos de manejo e gerenciamento florestal, planejamento ambiental, planejamento territorial bem como nos Estudos de Impactos Ambientais e Relatórios de Impactos Ambientais (EIAs-RIMAs).

A configuração geomorfológica da área possui forte influência na distribuição dos diversos usos da terra verificados. Os mais amplos e aplainados tabuleiros encontrados na porção oeste estão praticamente todos tomados pelo cultivo de cana-de-açúcar, num sistema intensamente mecanizado sendo, assim, mais competitivo, o que é fundamental no atual mercado capitalista. O sítio urbano de João Pessoa, situado nos tabuleiros mais rebaixados de toda a área, apresenta variados vetores de expansão de acordo com o nível sócio-econômico, avançando pela “Restinga de Cabedelo” ou em condomínios fechados sobre os tabuleiros que propiciam vista para o mar (médio e alto poder aquisitivo), e avançando sobre os manguezais, planícies fluviais e tabuleiros interiores (baixo poder aquisitivo). Há forte especulação imobiliária, no litoral sul, com loteamentos sobre tabuleiros com vista privilegiada para o mar, mas desprovidos, na grande maioria, de qualquer planejamento e/ou infra-estrutura básica. Pequenas e médias propriedades, com cultivos temporários e/ou perenes, estão assentadas nos compartimentos de relevo mais dissecados, onde a intensificação da mecanização agrícola é dificultada. Também nesses compartimentos mais dissecados, que, devido a tais características o hectare de terra possui um baixo valor agregado, foram implantados a grande maioria dos assentamentos de “sem-terra” existentes na área de estudo.

Após a caracterização dos vários componentes do quadro físico, além do uso e ocupação da terra que é um componente humano e econômico, e da sintetização de várias informações em cartas temáticas, foi elaborada e confeccionada a carta de fragilidade dos ambientes naturais e antrópicos. Através dessa nova metodologia de mapeamento sistemático desenvolvida por Ross (1994), embora necessite de ajustes e de mais aplicações em outros compartimentos do relevo brasileiro, produz-se uma carta síntese com extensa informação, podendo ser uma ferramenta importante na elaboração de projetos de manejo, planos diretores municipais, planejamento ambiental, planejamento territorial, bem como nos Estudos de Impactos Ambientais e Relatórios de Impactos Ambientais (EIAs-RIMAs).

A caracterização dos componentes do quadro físico, com grande enfoque a geomorfologia aqui apresentada tentou, pelo menos, demonstrar o quanto é necessário se pensar no todo e de que modo esse todo se manifesta na realidade e interage com ela. Entendimentos parciais dessa realidade, sem se obter uma visão global, ou de conjunto, podem induzir ou produzir resultados insatisfatórios. O relevo que hoje observamos é produto de uma complexa interação de fatores e componentes, portanto, estudá-lo de modo isolado, ignorando-se os componentes do meio que contribuíram para sua gênese ou que são produtos de seu desenvolvimento e/ou de sua evolução pode resultar numa realidade peculiar, não podendo esta ser estendida para uma esfera maior. O trabalho ora encerrado também demonstra a quantidade de informações que podem ser extraídas, levantadas e produzidas de uma área, com o mínimo de recursos técnicos possíveis, mas com envolvimento científico intenso, e, diante de tantas especializações que surgem dentro das mais variadas áreas do conhecimento, o quanto uma caracterização básica dos componentes de uma área geográfica pode ser extremamente útil à ciência e à sociedade.

BIBLIOGRAFIA

AB' SABER, A. N. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. *Geomorfologia*, São Paulo, n. 6, p. 1-16, 1969.

ABRIL. *Guia quatro rodas praias*. São Paulo: Abril, 2004. 244p.

ALHEIROS, M. M.; FERREIRA, M. G. V. X.; LIMA FILHO, M. F. Definição da Formação Beberibe na faixa Recife-João Pessoa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993. Natal. *Atas...* Natal: SBG, 1993. v. 13, p. 51-54.

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; FERREIRA, M. G. V. X. Formação Cabo em Recife: limite setentrional da bacia Sergipe-Alagoas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13.; SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., 1989. Fortaleza. *Boletim do Núcleo de Fortaleza da SBG*, 11, p. 150-152.

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 2, p. 753-760.

ALMEIDA, J. A. C. *Calcários recifais eocênicos da Formação Maria Farinha na sub-bacia Alhandra, Paraíba: aspectos taxionômicos, paleoecológicos, paleoambientais e estratigráficos*. 2000. 164f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.

ALMEIDA, J. A. C. Geologia e aspectos paleontológicos da Folha Jacumã, sub-Bacia Alhandra, Bacia Pernambuco-Paraíba. 1989. 57f. Relatório (Graduação) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1989.

AMARAL, A. J. R.; MENOR, E. A.; SANTOS, S. A. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977. Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. v. 8, p. 37-63.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005. Guarapari. *Anais...* Guarapari: ABEQUA, 2005.

ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 2, p. 738-752.

ARAÚJO, M. E. *Estudo geomorfológico do extremo sul do litoral da Paraíba*. 1993. 143f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.

ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 3, p. 160-175, 1975.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1972. v. 2, p. 67-90.

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332p.

BARBOSA, A. J.; BRAGA, A. P. G. Projeto leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. *Relatório final integrado, Folhas SB.25-V-C e SB.25-Y-A*. Recife: DNPM/CPRM, 1974. 4v.

BARBOSA, J. A. *Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil*. 2004. 217f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos CTG/UFPE*, Recife, v. 13, p. 89-108, 2004.

BARBOSA, G. V.; SILVA, T. C.; NATALI FILHO, T.; DEL'ARCO, D. M. COSTA, R. C. R. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do projeto RADAMBRASIL. In: *Projeto RADAMBRASIL. Boletim Técnico*. Salvador, MME. p. 3-26, 1984. (Série Geomorfologia, n. 1P. 187)

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; OLIVEIRA, P. E. Datação das dunas inativas do Estado da Paraíba por meios de luminescência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: SBG, 2002a. p. 351.

BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R., SUGUIO, K.; TATUMI, S. H., YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Paleogeography, Paleoclimate, Paleoecology*, v. 179, p. 57-69, 2002b.

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, v. 28, p. 591-594, 2000.

BEZERRA, F. H. R., LIMA FILHO, F. P., AMARAL R. F., CALDAS, L. H. O.; COSTA NETO, L. X. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: STEWART, I. S.; VITA-FINZI, C. (Eds.). *Coastal Tectonics*. Geologic Society London, Special Publication, v. 146, p. 279-293, 1998.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, R. F.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal South American Earth Science*, v. 14, p. 61-75, 2001.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: SUGUIO, K. FAIRCHILD, T. R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.). International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo. *Proceedings...*, 1979. p. 232-253.

BOTELHO, R. G. M. Planejamento ambiental em microbacia hidrográfica. In: *dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 269-300.

BRASIL. Marinha do Brasil. Diretoria de Hidrografia e Navegação. *Carta náutica 908 – Proximidades do Porto de Cabedelo*. Rio de Janeiro: DHN, 1999. Escala 1:50.000.

BRASIL. Ministério do Exército. Diretoria de Serviço Geográfico. *Folha João Pessoa*. Olinda: DSG, 1986. Escala 1:100.000.

BRASIL. Ministério do Interior. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. *Folhas Pitimbu, Alhandra, Jacumã, Conde, Nossa Senhora da Penha, Santa Rita, João Pessoa, Mata da Aldeia*. Recife: SUDENE, 1974. Escala 1:25.000.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. CPRM. *Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba*. Recife: CPRM, 2002. 142p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

BRITO NEVES, B. B.; RICOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino: um legado proterozóico. In: SIMPÓSIO DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS OF THE SBG, 1., 1999. Lençóis. *Anais...* Lençóis: SBG, 1999. Seção 4, p. 21-24.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C. FERNANDES, T. M. G.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 1, p. 127-134, 2004.

BEURLIN, K. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v.16, n. 1, p. 43-53, 1967.

CANN; R. L.; WILSON; A. C. Gênese africana dos humanos. *Scientific American Edição Especial*, Brasil, n. 2, p. 56-63, 2003.

CARVALHO, F. A. F. Algumas considerações sobre o complexo recifal da praia de ponta do Bessa – João Pessoa (PB). *Boletim do Departamento de Geociências/UFPB*, João Pessoa, n. 6, p. 41-45, 1985.

CARVALHO, F. A. F.; CARVALHO, M. G. F. Vegetação. In: PARAÍBA. SECRETARIA DA EDUCAÇÃO/UFPB. *Atlas geográfico do Estado da Paraíba*. João Pessoa: Grafset, 1985. p. 44-47.

CASSETI, W. Ambiente e apropriação do relevo. São Paulo: Contexto, 1991. 147p.

CÓDIGO FLORESTAL. Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965. Brasília, 1965. Disponível em: <www.planalto.gov.br/ccivil/leis/l4771.htm>

CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005, Guarapari. *Qual é a chave para o futuro?* Guarapari: ABEQUA, 2005.

CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. Geoecologia: o clima, os solos e a biota. In: ROSS, J. L. S. (Org.). *Geografia do Brasil*. São Paulo: EDUSP, 1998. p. 67-207.

DE BIASI, M. A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. *Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP*, São Paulo, n. 8, p. 45-53, 1992.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. *Progress Made in Geomorphological Mapping*, Brno, p. 36-72, 1977.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. Geologia do quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, n. 1, p. 208-215, 1990.

EGLER, C.; TAVARES, S. Impactos sociais, econômicos e ambientais do Proalcool na Paraíba. *Cadernos Codecit 002, série Impactos Tecnológicos*, n. 1, p. 17-35, 1984.

EMBRAPA – CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLOS. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília: EMBRAPA, Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1999. 412p.

FEITOSA, A. C. *Dinâmica dos processos geomorfológicos da área costeira a nordeste da ilha do Maranhão*. 1996. 249f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 1996.

FIBGE. *Censo demográfico 2000, resultados do universo*. 2001. Disponível em: <www.ibge.gov.br>

FLORENZANO, T. G. *Imagens de satélite para estudos ambientais*. São Paulo: Oficina de Texto, 2002. 97p.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary and Petrology*, n. 27, p. 3-26, 1957.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987

FURRIER, M. *Análise ambiental e cartografia geomorfológica do Município de Jacutinga – MG*. 2002. 98f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

GOPINATH, T. R.; COSTA, C. R. S.; JÚNIOR, M. A. S. Minerais pesados e processos deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993. Natal. *Atas...* Natal: SBG/Núcleo Nordeste, 1993. v. 1, p. 47-48.

GRIGORIEV, A. A. The theorethical fundaments of modern physical geography. *The Interrection of Sciences in the study of the Earth*. Moscow, p. 77-91, 1968.

GUERASIMOV, I. Problemas metodológicos de la ecologizacion de la ciência contemporânea. *La Sociedad y el Médio Natural*. Moscow: Editorial Progreso, 1980. p. 57-74.

GUERRA, A. J. T. O início do processo erosivo. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). *Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 17-55.

GUERRA, A. J. T.; GUERRA, A. T. Novo dicionário geológico-geomorfológico. Rio de Janeiro, 1997. 652p.

HERZ, R.; DE BIASI, M. Critérios e legendas para macrozoneamento costeiro. *Ministério da Marinha/Comissão Interministerial para os Recursos do Mar*. Brasília: MM, 1989.

KEGEL, W. Novo membro fossilífero da Formação Itamaracá (Cretáceo Superior) de Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 3, n. 29, p. 373-375, 1957.

KEGEL, W. Geologia do fosfato de Pernambuco. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, n. 157, 54p, 1955.

KOMAR, P. D. *Beach processes and sedimentation*. New Jersey: Englewood Cliffs, 1976. 429p.

LEAL E SÁ, L. T. *Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, no trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB*. 1998. 127f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1998.

LEITE, L. W. Geomorfologia dos tabuleiros costeiros de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973. Aracaju. Anais... Aracaju: SBG, 1973. v. 1, p. 373-384.

LEPSCH, I. F. *Solos: formação e conservação*. São Paulo: Melhoramentos, 1993. 157p.

LEPSCH, I. F. *Formação e conservação dos solos*. São Paulo: Oficina de Texto, 2002. 178p.

LIBAULT, A. Os quatro níveis da pesquisa geográfica. *Métodos em questão*, IGEOG-USP, São Paulo, n. 1, p. 1-14, 1971.

LIMA, P. J.; HECKENDORFF, W. D. Climatologia. In: PARAÍBA. SECRETARIA DA EDUCAÇÃO.UFPB. *Atlas geográfico do Estado da Paraíba*. João Pessoa: Grafset, 1985. p. 34-43.

LIMA FILHO, M. F. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. 1998. 180f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, A. B.; SOUZA, E. M. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco basins, Northeastern Brazil: implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. In: INTERNATIONAL CONGRESS SEDIMENTOLOGY, 15., 1998. Alicante (Espanha). *Abstracts...* Alicante: ICS, 1998. p. 504-505.

LIMA FILHO, M. F.; SOUZA, E. M. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2001. Natal. *Anais...* Natal: SBG-Núcleo Nordeste, 2001. p. 87-88.

MABESOONE, J. M. *Sedimentary basins of northeast Brazil*. Recife: UFPE/CT/DG Publicação Especial n. 2, 1994. 310p.

MABESOONE, J. M. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte – Histórico. *Estudos Geológicos UFPE*, série B, Recife, v. 10, p. 11-20, 1991.

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

MABESOONE, J. M. Origin and age of the sandstone reefes of Pernambuco (Northeastern Brazil). *Journal of Sedimentary and Petrology*, n. 34, p. 1-7, 1964.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte – base estrutural. *Estudos Geológicos UFPE*, série B, Recife, v. 10, p. 33-44, 1991.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, n. 4, p. 476-482, 1988.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: TEIXEIRA GUERRA, A. J.; CUNHA, S. B (Org.). *Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 23-50.

MELO, A. S. T.; RODRIGUEZ, J. L. *Paraíba: desenvolvimento econômico e a questão ambiental*. João Pessoa: Grafset, 2003. 164p.

MENOR, E. A.; DANTAS, J. R. A.; SOBRINHO, A. C. P. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977. Campina Grande. *Anais...* Campina Grande: SBG/Núcleo Nordeste, 1977. v. 6, p. 1-27.

MESCERJAKOV, J. P. Les conceito de morphostruture et de morphosculture: um nouveau instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Geographie*, Paris, 77 années, n. 423, p. 539-532, 1968.

MORAES, A. C. R. *Contribuições para a gestão da zona costeira do Brasil: elementos para uma geografia do litoral brasileiro*. São Paulo: Edusp, 1999. 229p.

MORAES, A. C. R. Geografia: pequena história crítica. São Paulo: Hucitec, 1991. 138p.

MOREIRA, A. N. Cartas geomorfológicas. *Geomorfologia*, São Paulo, n. 5, p. 1-11, 1969.

MOREIRA, E.; TARGINO, I. Capítulos de geografia agrária da Paraíba. João Pessoa: EDUEPB, 1997. 332p.

MOURA, C. M. S. *Caracterização morfodinâmica e vulnerabilidade do litoral de João Pessoa, entre as praias do Cabo Branco e Penha – PB*. 86f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2001.

MUEHE, D. Geomorfologia costeira. In: TEIXEIRA GUERRA, A. J.; CUNHA, S. B (Org.). *Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 253-308.

NEVES, S. M. *Erosão costeira no Estado da Paraíba*. 2003. 120f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2003.

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE/SUPREN, 1979. 422p.

NOBREGA, V. A.; ALHEIROS, M. M. Petrografia do arenito Beberibe, Bacia Pernambuco-Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 1991. Recife. *Atas...* Recife: SBG/Núcleo Nordeste, 1991. v. 1, p. 75-77.

OLIVEIRA, E. B. P. M.; SÍGOLO, J. B. Orientação para elaboração de teses, dissertações e outros trabalhos acadêmicos. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, v. 3, n. 1, p. 1-56, 2005.

OLIVEIRA, A. M. S.; BRANNSTROM, C.; NOLASCO, M. C.; PELOGGIA, A. U. G; PEIXOTO, M. N. O; COLTRINARI, L. Tecnógeno: registro da ação geológica do homem. In: SOUZA, C. R.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; DE OLIVEIRA, P. E. (Eds.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 363-378.

PARAÍBA. SUDEMA. *Mapa pedológico do Estado da Paraíba*. João Pessoa: SUDEMA, 2004. Escala: 1:500.000.

PARAÍBA. SUDEMA. *Atualização do diagnóstico florestal do Estado da Paraíba*. João Pessoa: SUDEMA, 2004b. 268p. 40 mapas.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 107-142.

PENTEADO, M. M. *Fundamentos de geomorfologia*. Rio de Janeiro: FIBGE, 1974. 186p.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. *Geologia do Brasil*. São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSP, 1983. 631p.

PENCK, W. *Morphological analysis of landforms*. London: Macmillan and Co, 1953. 350p.

PONTE, F. C. Estudo morfoestrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, 1969.

QUANSAH, C. The effect of soil type, slope, flow rate and their interactions on detachment by overland flow with and without rain. In: JUNGERIUS, P. D. (Ed.). *Soils and geomorphology - Catena Supplement*, v. 6, p. 19-28, 1985.

RAND, H. M. *Estudos geofísicos na faixa litorânea no sul do Recife*. 1976. 112f. Tese (Livre-Docência) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1976.

RIBEIRO, L. P.; UCHA, J. M.; PEREIRA, S. C. R. A. Os solos dos Tabuleiros Costeiros brasileiros e suas fontes de materiais de origem. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10., 2005. Guarapari. *Anais...Guarapari: ABEQUA*, 2005. v. 1, s/ paginação.

ROCHA, J. P. *A Restinga de Cabedelo: evolução das paisagens e modificação geo-ambientais entre 1969 e 1996*. 167f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1996.

RODRIGUES, F. F. *Estudos facirológicos do calcário Gramame na Ilha de Itamaracá, PE*. 1983. 83f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1983.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: TEIXEIRA GUERRA, A. J.; CUNHA, S. B (Org.). *Geomorfologia e meio ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 291-336.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. *Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP*, São Paulo, n. 8, p. 63-74, 1994.

ROSS, J. L. S. O registro dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP*, São Paulo, n. 6, p. 17-29, 1992.

ROSS, J. L. S. *Geomorfologia: ambiente e planejamento*. São Paulo: Contexto, 1990. 85p.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. *Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP*, São Paulo, n. 4, p. 25-39, 1985.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: FFLCH-USP/IPT/FAPESP, 1997. 64p. (Escala 1:500.000).

SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia da UFC*, v.5, p. 5-38, 1992.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. G; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; DE OLIVEIRA, P. E. (Eds.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 211-234.

SALOMÉ, A. L.; VAN DORSSER, H. J. Examples of 1:50.000 scale geomorphological maps of part of Ardennes. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, v. 26, n. 4. Berlim, 1982.

SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S.; VILAS BOAS, G. S. Os sedimentos Barreiras na região Nordeste do Estado da Bahia: estágio atual do conhecimento geológico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 1991. Recife. *Atas...Recife: SBG/Núcleo Nordeste*, 1991. v. 1, p. 198-199.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary and Petrology*, n. 24, p. 151-158, 1954.

SILVA, C. S. V. Caracterização geomorfológica do assentamento APASA. 2006. 93f. Monografia (Graduação). – Departamento de Geociências, Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2006.

SOUZA, E. M. *Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba*. 1999. 152f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia e Geociência, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1999.

SOUZA, C. R. G.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ESTEVES, L. S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C. R. G; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; DE OLIVEIRA, P. E. (Eds.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 130-152.

SPÖRL, C. *Análise da fragilidade ambiental relevo-solo com aplicação de três modelos alternativos nas altas baciais do rio Jaguari-Mirim, ribeirão do Quartel e ribeirão da Prata*. 2001. 160f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

SUDENE. *Dados pluviométricos mensais do Nordeste – Estado da Paraíba*. Recife: SUDENE, 1990. 239p.

SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?). São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999. 366p.

SUGUIO, K. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1.222p.

SUGUIO, K. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo: Edgard Blüncher/EDUSP, 1973. 317p.

SUGUIO, K.; ANGULO, R. J.; CARVALHO, A. M.; CORRÊA, I. C. S.; TOMAZELLI, L. J.; WILLWOCK, J. A. VITAL, H. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C. R.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; DE OLIVEIRA, P. E. (Ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 114-129.

SUGUIO, K.; BIDEGAIN, J. C.; MORNER, N. A. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 2, p. 171-175, 1986.

SUGUIO, K; MATIN, L. Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1., 1978. São Paulo. *Special Publication*, n. 1, 1978. 55p.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Texto, 2000. p. 261 – 284.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Texto, 2000. p. 139 – 166.

TRICART, J. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro: FIBGE, 1977. 97p.

VITTE, A. C. Os fundamentos metodológicos da geomorfologia e a sua influência no desenvolvimento das Ciências da Terra. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Org.). *Reflexões sobre a geografia física no Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. 280p.