ANÁLISE MORFODINÂMICA DA RESERVA ECOLÓGICA DO CAMAÇARI, CABO DE SANTO AGOSTINHO - PE

Ana Flávia de Albuquerque

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

RECIFE
2007

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFCH

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS - DCG

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGEO

ANÁLISE MORFODINÂMICA NA RESERVA ECOLÓGICA DE CAMAÇARI, CABO DE SANTO AGOSTINHO – PE

ANA FLÁVIA DE ALBUQUERQUE

RECIFE

2007

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFCH

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS – DCG

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGEO

ANÁLISE MORFODINÂMICA NA RESERVA ECOLÓGICA DO CAMAÇARI, CABO DE SANTO AGOSTINHO – PE

Dissertação apresentada por Ana Flávia de Albuquerque sob orientação do **Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa** ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, para obtenção do título de Mestre em Geografia.

RECIFE

2007

ANÁLISE MORFODINÂMICA NA RESERVA ECOLÓGICA DO CAMAÇARI, CABO DE SANTO AGOSTINHO – PE

Ana Flávia de Albuquerque

BANCA EXAMINADORA

TITULARES:

Orientador: _____
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

1°. Examinador: _____
Prof. Dr. Max Furrier (UNIVASF)

2°. Examinador: Maria do Socorro B. Araújo
Profa. Dra. Maria do Socorro Bezerra Araújo (UFPE)

APROVADA em 28 de setembro de 2007.

Aos meus pais, Venceslau e Cristina;

Minhas irmãs Lilian, Maria Cristina;

E meu sobrinho Luis Paulo.

"A relação dialética do homem com a natureza, a existência de contradições nas relações social responde pelas contradições na relação com a natureza, refletindo em transformações ao meio natural em ambiente social."

Neil Smith, 1988.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela caminhada conjunta na minha Vida.

A minha família, sem vocês nada seria possível. Obrigada por todo apoio incondicional de todos.

A minha mãe Cristina pelo incentivo, apoio e força em todas as horas da minha vida. OBRIGADA !

Ao meu pai Venceslau pela vida e os momentos compartilharmos juntos.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, por ter acreditado em mim, por ter disponibilizado horas preciosas de dedicação e cujo apoio em todos os aspectos foi imprescindível para realização deste trabalho. Obrigado por fazer parte dessa história.

À Profª Drª Socorro Araújo pelo acompanhamento nos trabalhos de campo e contribuição para esse estudo.

Aos amigos que me auxiliaram no trabalho de campo, Kleython Araújo, Felippe Maciel, Cristiano Aprígio, Cristiana Duarte, Cybelle Miranda, Bruno Tavares e Danielle Gomes. Valeu pela caminhada e momentos de alegria.

À minha amiga Danielle Gomes e Família pela acolhida, pela paciência e discussões em volta deste trabalho e apoio nas horas difíceis. Serei eternamente grata pela sua contribuição.

À amiga Renata Azambuja pela contribuição e apoio nas horas dispensadas em laboratório. Valeu!

Ao grupo GEQUA, em nome de todos os seus componentes, pelo aprendizado, amizade e conhecimento geomorfológico a cerca de nossos anseios de querer aprender sempre juntos.

À Prof. Drª Alcina Barreto por ter cedido gentilmente o Laboratório de Paleontologia II e sedimentos de dunas de Natal que foi primordial para realização deste trabalho. Obrigada por toda colaboração e préstimos.

À Profa. Dra. Lucila Ester Borges pelo uso do Laboratório de Petrologia e auxílio que me ajudou a trilhar este caminho.

Ao Prof. Dr. Mário Filho por sua contribuição no inicio deste trabalho com material iconográfico.

Ao Laboratório de Tecnologia Mineral do Departamento de Engenharia de Minas da UFPE ao Técnico de Laboratório Marcelo Gomes pela receptividade e auxilio em todos os momentos necessários para análise dos sedimentos.

Ao Laboratório de Microscopia do Departamento de Física em nome de Francisco Rangel pelas horas dispensadas para que este trabalho fosse possível.

Aos professores do Departamento de Geografia, meu muito obrigado.

Aos funcionários do DCG, Didi, Itamar, Cordeiro e Luiz e na secretaria do mestrado Rosa e Accioly.

À minha irmã Lilian, Maria Cristina e meu sobrinho Paulinho, pelas palavras de apoio, incentivo em todas as horas desta caminhada, sem vocês não seria possível escrever mais uma página desta história.

Aos meus avôs, pelo apoio incondicional e por toda contribuição para que minha vida acadêmica fosse possível.

Aos meus cunhados, Israel e Fábio pelas palavras de conforto e horas dispensadas.

Aos meus pequenos Jorge Júnior, Guilherme Silva, Bruno Mendonça e Daniel Oliveira pela companhia, a todos os meus primos e primas.

Aos meus tios e tias pela paciência apoio e confiança em todos os momentos.

Aos meus afilhados Gabriel e Nicolas Castelo Branco pelo carinho e pela constante ausência nos últimos anos.

A amiga Janaina Barbosa, Yêda Maria e Virginia pelo apoio e força ao longo desta caminhada. Valeu por acreditar sempre.

Ao amigo Prof. Dr. Antonio Alfredo Telles de Carvalho, de Bom conselho para o mundo, o qual foi essencial o seu apoio na minha caminhada geográfica e pessoal pelas suas palavras amigas em todas as horas para minha construção profissional.

Aos meus amigos de caminhada acadêmica: Paulo Tavares, Clarissa Rocha, Mariana Rodrigues, Kleber Silva e Bruno Maia.

Aos meus amigos de turma ao qual dividimos muitas histórias juntos: Luis Augusto, Ivaneide Santos, Patrícia Pontes e Francineto Pereira.

E a todos que sempre dividiu de alguma forma o seu tempo, somando comigo para o meu crescimento tanto acadêmico como pessoal. Meu muito obrigado!

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS..... 11
LISTA DE FOTOGRAFIAS..... 12
LISTA DE GRÁFICOS..... 14
LISTA DE TABELAS..... 15
RESUMO..... 16
ABSTRACT..... 17

1 INTRODUÇÃO..... 18
1.1 Justificativa..... 19
1.2 Objetivo..... 20

2 ÁREA DE ESTUDO..... 21
2.1 Localização..... 21
2.2 Geologia..... 23
2.2.1 Formações Algodoais..... **24**
2.3 Sistema Climático..... 28
2.4 Geomorfologia..... 30
2.5 Pedologia e Vegetação..... 33
2.6 Hidrografia..... 37
2.7 Ocupação Humana..... 38
2.7.1 Histórico da Ocupação..... **38**
2.7.2 Urbanização da orla Litoral Sul..... **39**

3 REFERENCIAL TEÓRICO..... 41
3.1 A Perspectiva Ecodinâmica e Geossistêmica..... 41
3.2 Fatores Condicionantes de Intemperismo..... 46
3.3 Formações de Areais..... 49
3.3.1 Processos Eólicos na Formação de Areais..... **49**
3.3.2 Formações de Areias Brancas..... **51**
3.4 A Geomorfologia Aplicada às Áreas Urbanas..... 53
3.5 A Análise Morfoestratigrafica..... 56

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS..... 59
4.1 Levantamento Bibliográfico e Iconográfico..... 59
4.2 Materiais..... 59
4.3 Técnicas de Geoprocessamento..... 60
4.4 Trabalho de Campo..... 60
4.5 Coleta de Material..... 61
4.6 Nomenclatura das Amostras..... 61
4.7 Peneiramento..... 62
4.7.1 Peneiramento Úmido..... **62**
4.7.2 Peneiramento Seco..... **62**
4.8 Granulometria e Análise Morfoscópica..... 63
4.9 Abordagem Morfoestratigráfica..... 64
4.10 Mapeamento Morfodinâmico..... 64
4.11 Análise de Minerais Pesados..... 65
4.12 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)..... 65

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES..... 66
5.1 Mapeamento Morfodinâmico da Reserva Ecológica do Camaçari numa Escala Escala-Temporal dos Últimos Trinta Anos..... 66
5.1.1 Mapeamento Morfodinâmico De 1974: Inicio do Processo de Ocupação..... **66**
5.1.2 Mapeamento Morfodinâmico de 1997: Processo-Resposta das Transformações Naturais e Antrópicas Atuantes..... **69**
5.2 A Análise Morfoestratigráfica..... 78
5.2.1 Descrição da Área de Coleta e Apresentação da Seção Vertical... **78**
5.2.2 A Análise Sedimentológica..... **80**
5.2.3 Análise Mineralógica das Amostras..... **82**
5.2.3.1 Minerais Leves..... **82**
5.2.3.2 Minerais Pesados..... **83**
5.3 Análise de Grãos de Quartzo por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)..... 87
5.4 Análise Micromorfológica de Solos..... 96
5.5 A Correlação entre as Unidades Morfoestratigráficas e o Fenômeno Erosivo..... 103

6 CONCLUSÂO..... 105

7 REFERÊNCIAS 107

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	**Localização geográfica da área de estudo.....**	**22**
Figura 02	**Coluna estratigráfica da bacia do cabo, conjuntamente com a formação algodoais pertencente ao intervalo coniaciano a santoniano.....**	**26**
Figura 03	**Mapa geológico da reserva ecológica do camaçari.....**	**27**
Figura 04	**Colinas pluri-convexas representam uma porção do relevo do litoral pernambucano.....**	**31**
Figura 05	**Mapa geomorfológico da área da reserva ecológica do camaçari.....**	**32**
Figura 06	**Mapa de solos da área de estudo.....**	**35**
Figura 07	**Mapa morfodinâmico da reserva ecológica do camaçari, 1974...**	**68**
Figura 08	**Fotografia aérea do setor sw da reserva no ano de 1974.....**	**67**
Figura 09	**Mapa morfodinâmico da reserva ecológica do camaçari, 1997...**	**77**
Figura 10	**Seção vertical da área amostrada.....**	**79**

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 01 Erosão linear em sedimentos arenosos laminados..... 70

Foto 02 Colina com flanco removido pela retirada de sedimentos apresentando queda de blocos..... 70

Foto 03 Formação de patamares erosivos por retirada de material argiloso sobre crosta laterítica..... 71

Foto 04 Formação de voçorocas nas rupturas de gradiente entre os patamares..... 72

Foto 05 Ravinamentos no horizonte B canalizando material arenoso sobrejacente..... 73

Foto 06 Formação de um "banho de lama" em cone de dejeção..... 74

Foto 07 Estrada carroçável de acesso a reserva com formação de ravinas... 75

Foto 08 Planície flúvio-marinha designada à expansão dos loteamentos..... 76

Foto 09 Área de coleta das amostras..... 78

Foto 10 Amostra CM 146- Grão anguloso apresentando feição de origem química do tipo escamação..... 92

Foto 11 Amostra CM 146 – Grão apresentando ranhuras retilíneas, escamação de origem química e degraus arcuados..... 92

Foto 12 Amostra CM 134 - Grão apresentando fraturas conchoidais com ranhuras curvas e concavidades conchoidais..... 93

Foto 13 Amostra 110 – Grão com presença de ranhuras retilíneas, ranhuras curvas e concavidades de dissolução, sendo o grão anguloso com médio relevo..... 93

Foto 14 Amostra CM 80 – Grão sub-anguloso com fratura e presença de rachadura..... 94

Foto 15 Amostra CM 30 – Grão sub-anguloso com placas fraturadas e ranhuras retilíneas..... 94

Foto 16 Amostra TL 41.98 – Grãos arredondado, apresentando abrasão mecânica pelo transporte eólico e presença de dissolução química sotoposta..... 95

Foto 17 Amostra TL 46.98 – Grão arredondado com concavidade discoidal e degraus arcuados..... 95

Foto 18 **Distribuição relacionada gefúrica com presença e material ferruginosos e orgânicos..... 96**

Foto 19 **Formação de pontes entre os grãos do esqueleto na estrutura Monica..... 97**

Foto 20 **Distribuição relativa monica revestido por alguns setores de matéria orgânica..... 97**

Foto 21 **A presença de nódulos ferruginosos formados *in situ*..... 98**

Foto 22 **Estrutura enáulica com agregados de matéria orgânica entre os espaços intersticiais..... 98**

Foto 23 **Presença de estrutura monica com agregado de matéria orgânica. 99**

Foto 24 **A presença de matéria orgânica na estrutura mônica dos grãos de quartzo..... 100**

Foto 25 **Distribuição Mónica com estrutura granular simples..... 100**

Foto 26 **Presença de distribuição relacionada porfirítica com nódulos de ferro remobilizados e *in situ*..... 101**

Foto 27 **Grão poliminerálicos..... 102**

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 01	**Climograma do Cabo de Santo Agostinho – PE..... 29**	
Gráfico 02	**Minerais Pesados da Amostra CM 146..... 84**	
Gráfico 03	**Minerais Pesados da Amostra CM 134..... 85**	
Gráfico 04	**Minerais Pesados da Amostra CM 110..... 85**	
Gráfico 05	**Minerais Pesados da Amostra CM 80..... 85**	
Gráfico 06	**Minerais Pesados da Amostra CM 30..... 86**	
Gráfico 07	**Minerais Pesados da Amostra CMRM..... 86**	
Gráfico 08	**Minerais pesados total no perfil..... 86**	

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	**Análise morfoscópica da fração 0,125 mm do horizonte eluvial.....**	**81**
Tabela 02	**Análise morfoscópica da fração 0,125 mm para dunas inativas do Rio Grande do Norte.....**	**82**
Tabela 03	**Amostra CM30.....**	**89**
Tabela 04	**Amostra CM80.....**	**89**
Tabela 05	**Amostra CM110.....**	**89**
Tabela 06	**Amostra CM134.....**	**89**
Tabela 07	**Amostra CM146.....**	**90**
Tabela 08	**Amostra TL4198: duna inativa, Rio grande do Norte.....**	**90**
Tabela 09	**Amostra TL4698: duna inativa, Rio grande do Norte.....**	**91**

RESUMO

O presente trabalho foi desenvolvido dentro da temática dos impactos ambientais ocasionados pelo contínuo processo de expansão metropolitana, e voltou-se para a identificação e análise dos fenômenos erosivos encontrados em uma zona de proteção ambiental, dita de preservação permanente pela legislação vigente. Dentro da Reserva Ecológica do Camaçari, Cabo de Santo Agostinho, Região Metropolitana do Recife, observou-se o controle pedogenético sobre a erosão através da degradação de um espesso horizonte eluvial em contato brusco com um horizonte B de textura argilosa e estrutura em blocos. Em virtude da forte variação textural entre os horizontes, a remoção da cobertura vegetal favorece a geração de fluxos de terra (*earthflows*) no horizonte superior, que se precipitam do topo de uma colina, escolhida como área foco do estudo. A partir do cenário acima descrito, o objetivo da pesquisa foi entender as relações causais que desencadeiam eventos de desequilíbrio ambiental, catalisadas pela retirada do regolito para fins de construção civil. A pesquisa visou ainda estabelecer considerações iniciais sobre a reconstrução da história recente da paisagem na área da reserva, tomando por base a compartimentação de suas formas e estruturas de recobrimento (manto de alteração *in situ*). Através do mapeamento morfodinâmico de detalhe para os anos de 1974 e 1997, foi possível estabelecer que a diversidade das coberturas pedológicas da área, como resposta dinâmica dos diversos stocks litológicos ao clima tropical úmido, comanda a distribuição dos processos superficiais, favorecendo a ocorrência de movimentos de massa, erosão linear intensa, represamento das águas de subsuperfície e formação de áreas de acumulação de leques de dejeção coalescidos. O resultado da análise morfoestratigráfica demonstrou que o perfil arenoso evoluiu por mecanismos operativos de: Intemperismo geoquímico – Transformação pedogenética – Erosão superficial, em fases de alternância entre clima tropical úmido/estacional. Por fim a pesquisa possibilitou constatar as taxas de evolução da dinâmica geomorfológica nesta paisagem bem como os liames entre os diversos elementos morfoestratigráficos e os agentes erosivos.

Palavras-chave: Morfodinâmica, morfoestratigrafia, ação antrópica, Reserva Ecológica de Camaçari, Região Metropolitana do Recife.

ABSTRACT

The present work was developed within the environmental impacts perspective, focusing on the continuing process of metropolitan sprawling, and aimed at identifying and analyzing erosive processes found within an officially designated permanent environment protection area. Inside Camaçari Ecological Reservation, municipality of Cabo de Santo Agostinho, Recife Metropolitan Region, a strong pedogenetic control on erosion was observed, through the degradation of a thick elluvial horizon in sharp contact with the underlying B horizon of clayey texture and blocky structure. In face of the strong textural variation between the horizons, the removal of the vegetation cover favors the occurrence of earthflows in the upper horizon, which slide down from the top of a hill that was chosen as the focus study-area. Following the above described scenery, this research aimed at understanding the causal relationships that trigger environmental instability events, catalyzed by the removal of the in situ regolith for civil construction. The research still sought to establish initial considerations regarding the recent environmental history of the landscape within the study-area, based on the analysis of its landforms and superficial cover of young sediments and residual soils. By means of the detailed morphodynamics mapping for the years of 1974 and 1997, it was possible to determine that the diversity of pedological covers in the area, as a dynamic response of the several lithological stocks to the humid tropical climate, commands the distribution of surface processes, favoring the occurrence of mass movements, severe linear erosion, sub-surface water damming and coalescence of alluvial fans. The results of the morphostratigraphical analysis demonstrated that the sandy top horizon that structure the summit of the local hills evolved through the operation of the following mechanisms: geochemical weathering – pedogenetical transformation – surface erosion, in alternating humid and wet/dry tropical conditions. Finally, this research has made it possible to assess the rates of recent geomorphological evolution within this particular landscape, as well define the links between the several morphostratigraphical elements and the erosive agents.

Keywords: Morphodynamics, morphostratigraphy, anthropic action, Camaçari Ecological Revervation, Recife Metropolitan Region.

1 INTRODUÇÃO

A Geografia como ciência sempre expressou sua preocupação com a busca da compreensão da relação do homem com o meio natural. Esta relação acontece sob a ótica da apropriação, concebendo a natureza como recurso à produção. Neste contexto, o espaço geográfico é a coexistência das formas herdadas, reconstruídas sob uma nova organização com novas formas em construção, ou seja, é a coexistência do passado e do presente ou de um passado reconstituído no presente.

Bertrand (1968), ao propor o estudo da Geografia Física, tendo a paisagem como o resultado da combinação dinâmica dos elementos físicos, biológicos e antrópicos sobre certa porção do espaço, e estes interagindo dialeticamente uns sobre os outros, enfoca o sistema ambiental como um conjunto único e indissociável em contínua evolução.

Os sistemas ambientais naturais apresentam fragilidades em função de suas características genéticas face às intervenções humanas. Desta forma, a geomorfologia buscar elucidar os sistemas processo-resposta em que os processos geomorfológicos e a cobertura pedogenética, atuando como sistemas controladores e interdependentes, estão diretamente ligados aos fenômenos de degradação.

O desenvolvimento de processos geodinâmicos associados à problemática do meio ambiente sob a interferência do impacto humano tem na erosão dos solos a sua principal ação de degradação, fato este que ocorre tanto em terras agrícolas como em áreas com vegetação natural. Desta forma, a geomorfologia, aplicada aos estudos de impacto ambiental vem assumindo um papel cada vez mais importante no desenvolvimento de técnicas de mitigação ou reparo dos danos causados pelos processos erosivos e proteção dos solos sobre áreas tradicionalmente rurais ou de preservação ecológica.

Entretanto, processos desencadeadores de atividades geomorfológicas não se apresentam apenas em função das atividades antrópicas. Pesquisas geomorfológicas, sedimentológicas e fitogeográficas realizadas nas últimas décadas no território brasileiro, possibilitaram estabelecer que durante o Pleistoceno/Holoceno ocorreram mudanças complexas de distribuição das coberturas vegetais, diretamente associadas a condições ambientais úmidas e quentes nas fases interglaciais, secas e relativamente frias nas fases glaciais (Ab'Saber, 1977). Tais alterações climáticas favoreceram a expansão de novas coberturas vegetais e de novos tecidos fisiográficos e ecológicos, provocando mudanças agressivas de processos morfogenéticos e rearranjo na paisagem geomorfológica no Nordeste do Brasil (Corrêa, 2001).

Assim, para uma interpretação genética e cronológica da paisagem na Reserva Ecológica do Camaçarí, buscou-se extrair informações dos processos morfogenéticos comandados por paleoclimas, tomando-se por base a compartimentação de suas formas e estruturas de recobrimento, manto de alteração *in situ,* tendo-se como elemento norteador a hipótese de que as transformações ocorridas na paisagem da área da reserva nos últimos anos ocorreram principalmente em função de seus fatores pedobioclimáticos, considerando-se algumas particularidades locais conferidas ao relevo da área em questão.

1.1 Justificativa

De acordo com a lei estadual Nº 9.989, de 13 de janeiro de 1987 define-se como reservas ecológicas da Região Metropolitana do Recife todas as áreas de preservação permanente da RMR, e dispõe-se sobre procedimentos básicos relativos à sua preservação. Nestes termos a Reserva Ecológica de Camaçari, alvo deste estudo, compreende uma área de 223,3 ha. de vegetação de mata atlântica situada no município do Cabo de Santo Agostinho, ao sul do Recife. Quanto ao manejo e utilização da área da reserva a lei determina que:

I - seja vedado o parcelamento para fins urbanos e a ocupação com edificações;

II - seja vedado o desmatamento e a remoção da cobertura vegetal;

III - seja vedada a movimentação de terras bem como a exploração de pedra, areia, argila, cal ou qualquer espécie mineral;

IV - seja vedado o emprego de fogo em práticas agropastoris ou em qualquer outra atividade que comprometa a integridade das reservas bem como de suas áreas limítrofes.

Parágrafo único. **As condições específicas de preservação e aproveitamento dos recursos naturais das reservas serão objeto de regulamentação própria, com base em estudos a serem elaborados para cada uma delas.**

É justamente sobre o parágrafo único, que versa sobre a necessidade de realização de estudos que caracterizem as particularidades de cada área antes que a mesma possa vir a ser explorada, a fim de evitar impactos indesejáveis, que este trabalho tem assentadas suas bases teóricas, uma vez que se constatou que na área em foco, os processos geomorfológicos e a cobertura pedogenética, atuando como sistemas controladores e interdependentes, estão diretamente associados aos fenômenos de degradação observados.

Sendo assim, a inserção da presente pesquisa no âmbito dos estudos dos impactos antrópicos associados à expansão urbana - estudo de caso do município do Cabo de Santo

Agostinho, Região Metropolitana do Recife (RMR), Nordeste do Brasil, justifica-se devido à constatação de remoção extensiva da cobertura pedológica em áreas ao longo do litoral, inclusive em reservas protegidas por lei, desencadeando processos de desequilíbrio ambiental, discerníveis, sobretudo na configuração dos padrões geomorfológicos, forçando os sistemas de superfície terrestre locais a buscarem novos patamares de estabilidade.

1.2 Objetivo

O objetivo geral da pesquisa foi a interpretação, através do mapeamento geomorfológico e ecodinâmico de detalhe, bem como pela análise da estruturação morfoestratigráfica, da história recente da gênese e dinâmica do relevo da Reserva Ecológica do Camaçari. A partir do estabelecimento dessas relações foram ainda identificados os processos geomorfológicos vigentes envolvidos na degradação do ambiente da reserva natural, como resposta às intervenções humanas, tendo como premissa que na área em apresso o impacto antrópico é componente fundamental no entendimento dos processos físicos, sendo para isso imprescindível a análise das relações sócio-econômicas entre os homens e destes com a natureza.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo concentra-se na Reserva Ecológica do Camaçari entre as coordenadas geográficas 34° 58’ N e 08° 17’ E, uma área de 223,3 ha, localizada no município do Cabo de Santo Agostinho, mas precisamente entre as praias de Itapoama e Paiva, ambas pertencentes ao Litoral Sul do Estado de Pernambuco, com vias de acesso a partir do Recife pela rodovia federal BR-101 Sul até a cidade do Cabo de Santo Agostinho, em seguida pela rodovia estadual PE-60 até o bairro de Cidade Garapu, seguindo-se a partir desta localidade pela rodovia estadual PE-28 em direção à praia de Gaibu. O acesso à área dá-se através da estrada de terra seguindo pela Avenida 1 e pela rua VII, com entrada pelo conjunto habitacional praia do Paiva (Figura 01).

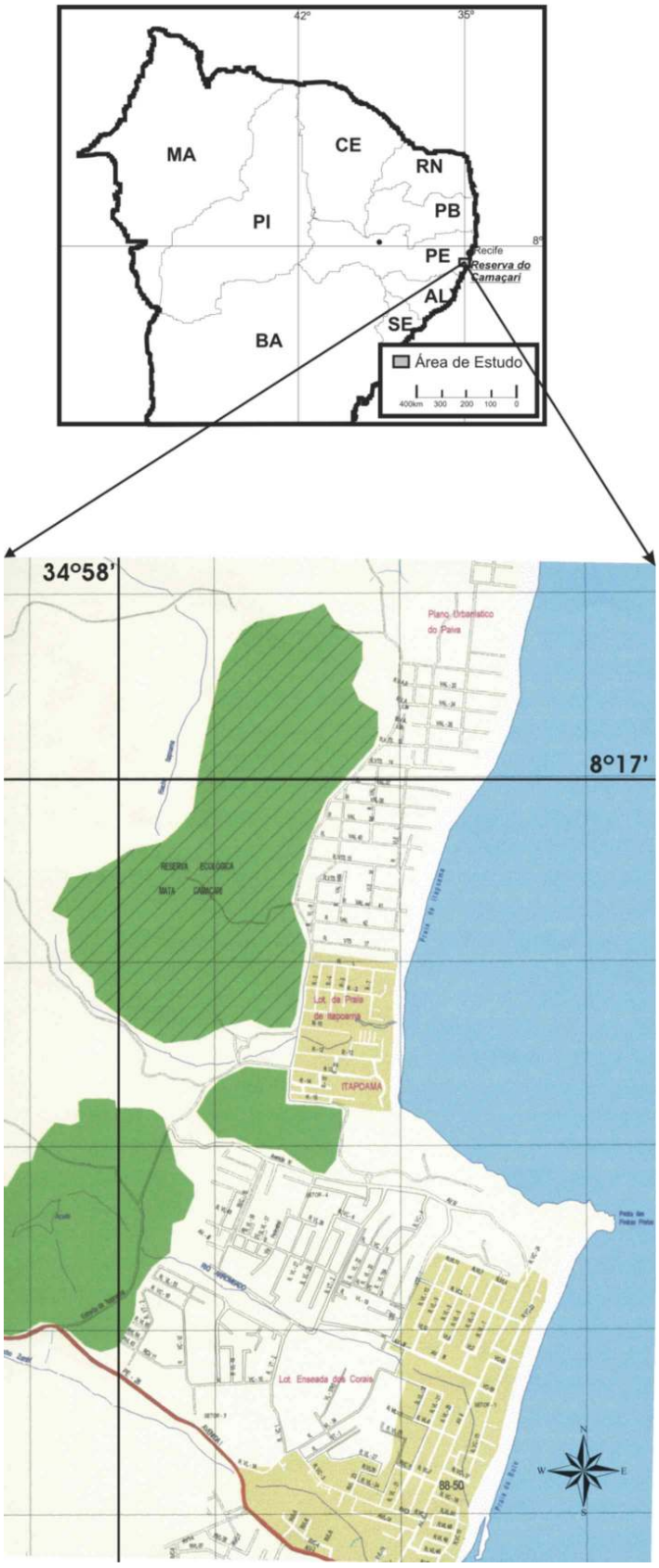


Figura 01 – Localização geográfica da área de estudo.

2.2 GEOLOGIA

A compreensão do arcabouço geológico da área de estudo se dá a partir da reconstrução da gênese das bacias sedimentares pericratônicas, formadas durante a fase de rifteamento entre o continente sul-americano e o africano, que bordejam o litoral de Pernambuco. A Bacia Pernambuco-Paraíba é uma feição geológica gerada durante o mesmo processo tectônico que originou a Bacia do Cabo, no Eocretáceo equivalente à separação da última porção do continente sul-americano ligada à África. A feição geotectônica em apresso possui as unidades litoestratigráficas mais antigas de toda faixa costeira Pernambuco-Paraíba, podendo ser dividida em duas sub-bacias separadas por um alto estrutural.

Na parte norte da bacia, no Cabo de Santo Agostinho ocorre os sedimentos imaturos da Formação Cabo, os vulcanitos da suíte Ipojuca, um pacote de arenitos conglomeráticos pós-vulcânicos, a Formação Algodoais e uma extensiva sedimentação quaternária. E na parte sul tem-se a presença de rochas carbonáticas da Formação Estiva, evidenciadas por ingressões marinhas ao Sul do alto estrutural representado pelo granito Cabo de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998 - Figura 02).

Dantas (1980 apud Lima Filho, op. cit.), fez uma subdivisão da Faixa Costeira de Pernambuco englobando a Faixa Vulcano-Sedimentar sul, pertencente ao Cretáceo inferior e superior, como parte integrante do Grupo Pernambuco, enquanto na Faixa Sedimentar Norte de Pernambuco estaria o Cretáceo Superior e o Paleoceno, fazendo parte do Grupo Paraíba. Desta forma, Amaral e Menor (1979 apud Lima Filho, op. cit) apresentaram o Grupo Pernambuco como representado pela Formação Cabo, Estiva e Ipojuca.

A Formação Cabo para Bigarella e Andrade (1964), foi formada de material proveniente da desagregação física de rochas cristalinas, sob condições úmidas a secas, que em seguida foi depositado ao pé de uma nova escarpa em regime de corridas de lama sob condições climáticas semi-áridas, sendo vista como um leque aluvial coalescente, formada em ambiente continental por falésias de falhas normais e de rejeito direcional, progredindo para um lago tectônico.

Na Formação Pré-Barreiras na região do Cabo, Kegel (1959 apud Lima Filho, op. cit.) observou que na parte inferior dos sedimentos Barreiras, ao sul do Recife, ocorre maior quantidade de argila (caulinita) diferenciada do arenito vermelho com pequenos seixos de quartzo, pouco consolidados da parte superior. Na Formação Barreiras, esta nova fase arcoseana é o resultado da erosão da Formação Cabo, seguida de intrusões e derrames, formando um segundo ciclo de sedimentação. O autor sugeriu ainda que a deposição desses arcóseos seria o resultado do retrabalhamento e redeposição dos arcóseos da Formação

Cabo e dos sedimentos pós-vulcânicos, sendo apenas menos atacados pelo intemperismo e preservados sob a capa da "Série Barreiras". Segundo Lima Filho (1994) a presença da Formação Barreiras na região da Bacia do Cabo foi formalizada como uma nova unidade litoestratigráfica denominada de Formação Algodoais. Para Alheiros e Ferreira (1991), a Bacia do Cabo, como um rifte continental que apresenta um sistema de falhas normais paralelas à costa, possui um contato com o embasamento cristalino. Essa bacia prossegue do Platô de Pernambuco sem descontinuidade lateral com a Bacia Sergipe-Alagoas, sendo representada por uma seção rifte continental, originada por leques aluviais sintectônicos associados a sedimentos lacustres.

2.2.1 Formação Algodoais

No estudo inicial da Formação Barreiras, assim como identificada na região da Bacia do Cabo, observaram-se certas diferenças na sedimentação na escarpa voltada para o mar na enseada do Paiva, posteriormente estas diferenças ensejaram a denominação de outra unidade estratigráfica, a Formação Algodoais. A CPRM (1991 apud Lima Filho, 1998) faz a primeira referência da unidade como um conjunto de rochas nas proximidades da fazenda Gameleira, que foi designada de Membros Algodoais, posicionados no Coniciano sobrepostos à Formação Estivas, mas ainda pertencentes à Formação Cabo.

O termo Algodoais foi proposto por ROCHA (1990 apud Lima Filho, Op. cit.) para designar um pacote de arenito friável, maciço, composto de fragmentos angulosos de quartzo e feldspato em matriz mais fina areno-argilosa, com cor avermelhada. No topo ocorrem tufos intemperizados com arenitos em bancos, com estratificação gradativa bem perceptível. Lateralmente, interdigitando-se com esses arenitos, observam-se conglomerados com seixos de rochas vulcânicas desorganizados, com matriz areno-argilosa de cor creme, a esse conjunto de rochas o autor designou de Membro Algodoais, pertencente à Formação Cabo, posicionado no Coniacano, devido ao fato de estar sobreposto aos calcários da Formação Estiva.

Essa formação é resultado de processos de fluxos gravitacionais que aconteceram na Bacia Cabo em decorrência de eventos tectônicos que se instalaram na bacia no Albiano como conseqüência da distinção litológica da Formação Cabo. Lima Filho et al. (1993,1994) elevaram o Membro Algodoais à categoria de Formação, e distinguiram três fácies na Formação Algodoais: 1) leque aluvial pós-vulcânico; 2) leque aluvial mediano pós-vulcânico e 3) leque aluvial distal. Esses autores posicionaram essa formação no Coniaciano, sobreposta ao vulcanismo Ipojuca.

O leque aluvial pós-vulcânico é representado por um conglomerado com distribuição granulométrica sem matriz, com seixos e calhaus de rocha vulcânica (traquito) gerado por falhamentos posteriores a Formação Cabo, favorecendo o desnível topográfico que proporcionou a deposição de seixos e calhaus de rocha vulcânica, através de "debris flow" (fluxo de detritos), próximo à área fonte.

O leque aluvial mediano pós-vulcânico constituído por arcóseo grosseiro a médio, apresentando estratificação cruzada, com seixos de quartzo e tufos vulcânicos, composto por quartzo, feldspato e biotita, no qual foram depositados os constituintes mais grosseiros por fluxos de detritos gerados por camadas maciças. Essas últimas foram depositadas através de correntes confinadas por canais possuindo estratificação acanalada e plana paralela.

Por fim, o leque aluvial distal que ocorre de forma descontinua de arcóseo grosseiro a médio, intercalados com camadas argilosas depositadas ciclicamente, por tectonismo com contato das unidades mais recentes e lateralmente por falhamentos com os sedimentos arenosos, correspondentes à Formação Beberibe. Sendo que as unidades mais recentes podem ocorrer no contato lateral com os representantes arenosos correlatos aos sedimentos da Formação Barreiras, sendo a Formação Algodoais, pertencente ao intervalo entre Coniciano e Santoniano com idade variando entre 90 a 110 M.a.

Rand (1976 apud Lima Filho, 1998), utilizou o método de refração que revelou a existência de arenito friável, pelo menos de poucos até algumas dezenas de metros em profundidade. Só em alguns locais em direção ao granito, a velocidade das ondas eleva-se, tendo características de um tipo de arenito encontrado em toda a extensão da sub-bacia sul. Em contraste, na praia de Suape encontra-se outro tipo de arenito com velocidade bem superior, entretanto em Suape os autores somente caracterizam a rocha como arenito, sem tentar identificá-la. Sendo assim, ainda que estas fossem esclarecidas, as mesmas ocorrem abaixo do Grupo Barreiras, aflorando imediatamente a sul do Rio Sirinhaém, havendo a possibilidade de existir arenito ou riolito a partir de 10m de profundidade.

A sedimentação quaternária apresenta terraços arenosos que ocorrem em pequenas manchas, descontinuas ao longo da costa, sendo identificadas através de fotografias aéreas. Os terraços de idade pleistocênica estão associados à transgressão marinha, com presenças de estruturas sedimentares e tubos fósseis que confirmam a origem marinha.

Os depósitos eólicos ocorrem principalmente no topo dos cordões litorâneos, remanescentes de antigas cristas que foram parcialmente retrabalhadas pela ação eólica. São formadas por areias quartzosas de granulometria média a fina, constituindo antigas dunas, hoje fixadas pela vegetação (Lima Filho, 1998).

O Arenito Arcoseano aflora em colinas moderadas a baixas, composto por uma fração de areia grossa a média constituída de feldspato, quartzo, muscovita e biotitas, e uma matriz argilosa. Esse litotipo é imaturo na sua composição e textura. A matriz é arcoseana, com predomínio de uma fração silto-argilosa de cor creme com porções mosqueadas devido à oxidação. Os minerais identificados são quartzo, feldspato e pequenas lamelas de muscovita.

Sendo a Reserva Ecológica do Camaçari representada geologicamente pela Formação Algodoais e por Sedimentos Flúvio Lagunares (Figura 03).

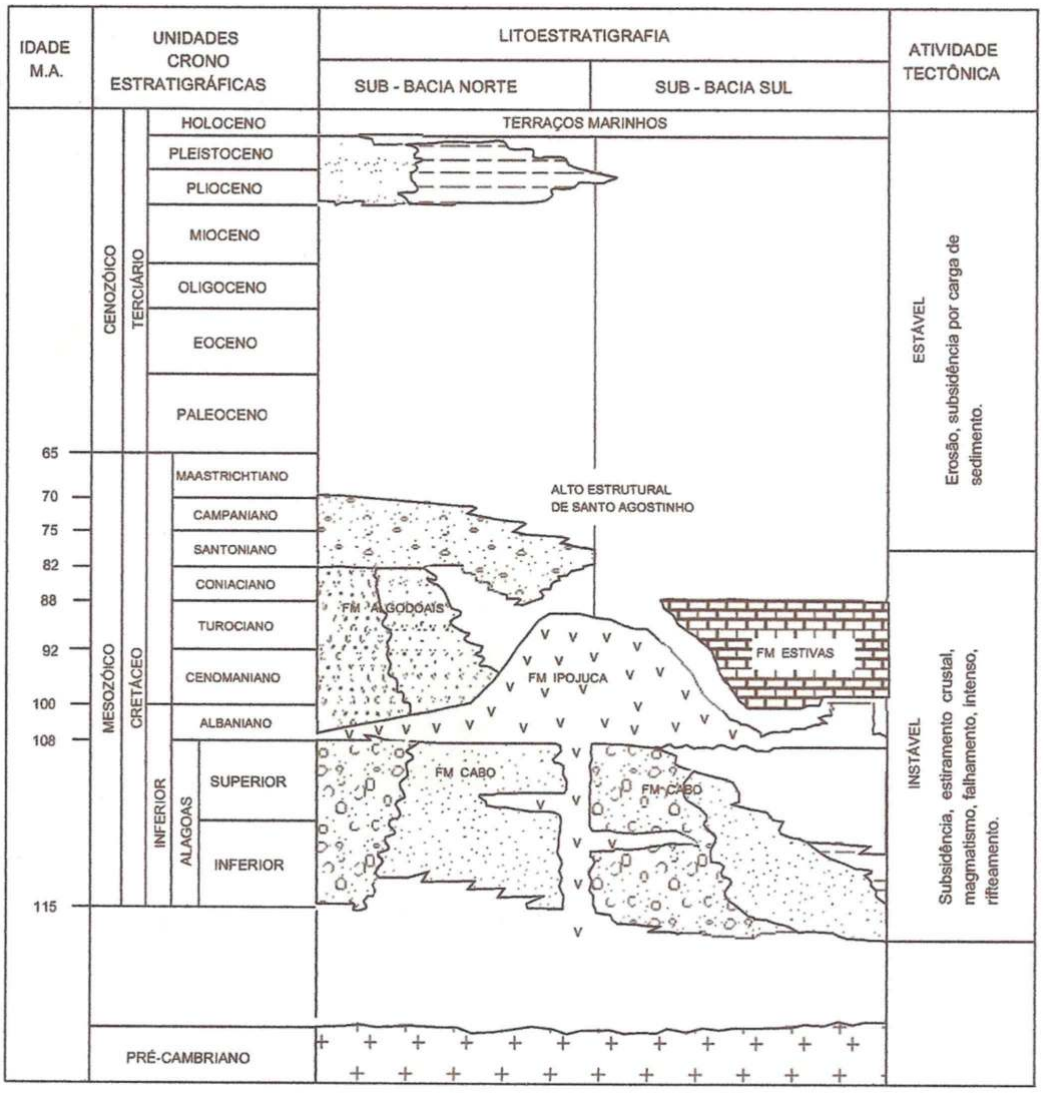


Figura 02 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Cabo, conjuntamente com a Formação Algodoais pertencente ao intervalo Coniaciano a Santoniano. (Fonte: Lima Filho et al., 1994).

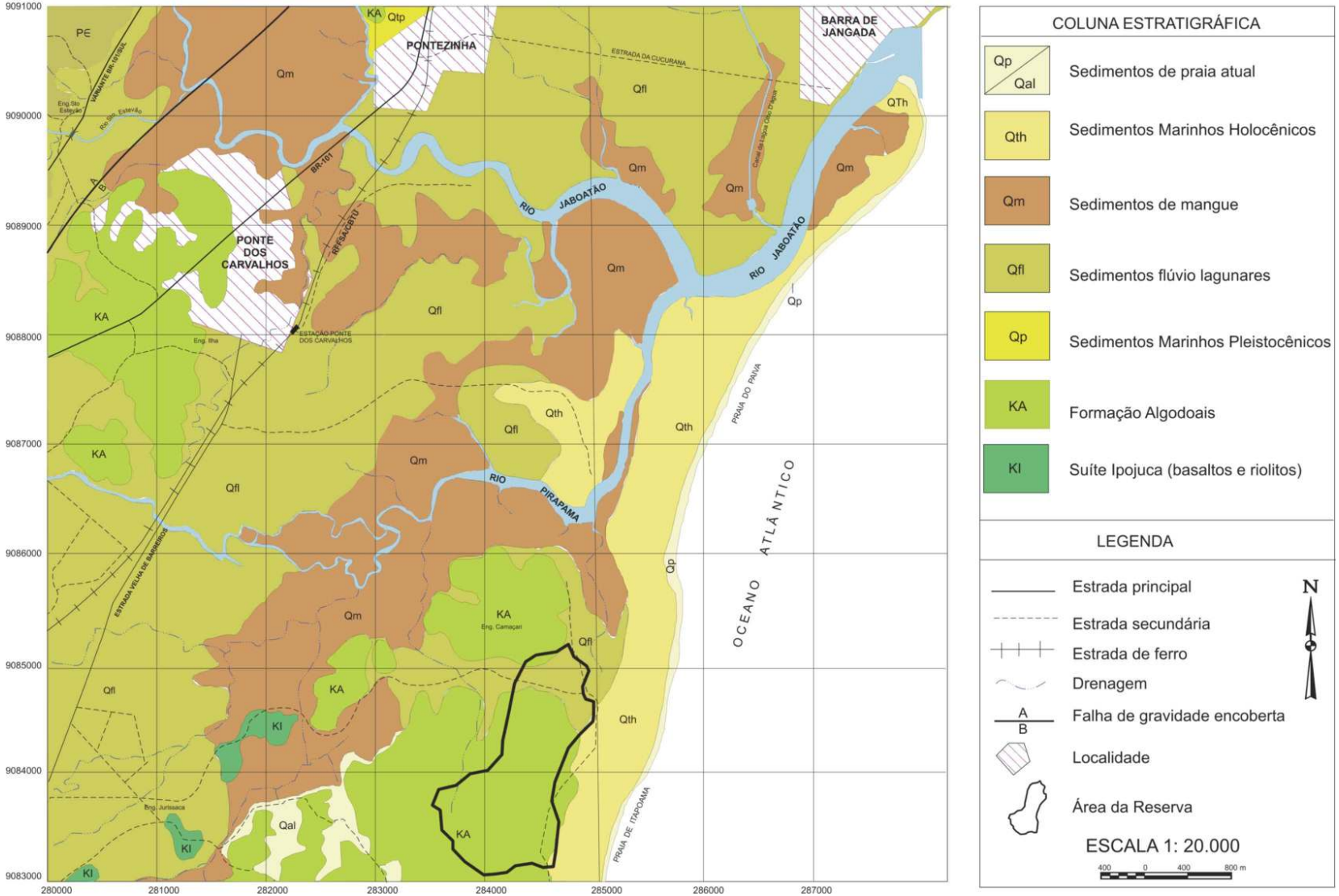


Figura 03 – Mapa Geológico da Reserva Ecológica do Camaçari e Adjacências (Modificado de Lima Filho et al., 2002).

2.3 SISTEMA CLIMÁTICO

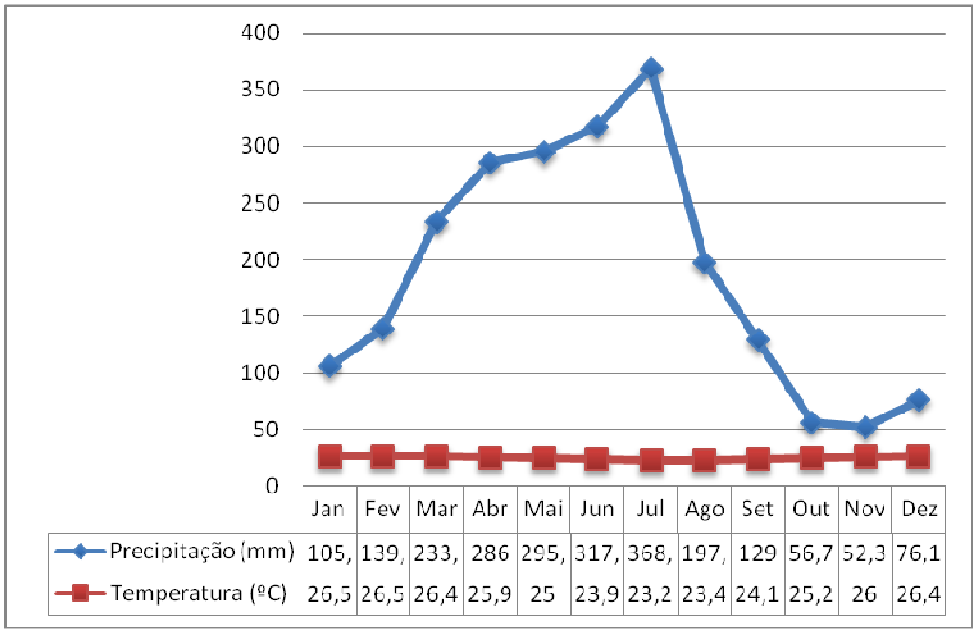
Para o entendimento do mecanismo que rege o clima da área em apreço, faz-se necessária a análise da circulação atmosférica da região, onde os movimentos das massas de ar atuantes e suas perturbações têm participação determinante no complexo climático regional.

Sendo o clima regional reflexo da circulação atmosférica, a costa oriental do Nordeste, e em particular o litoral pernambucano, é influenciado pela Massa Tropical Atlântica (Ta), uma massa quente e úmida originada no Atlântico Sul, partindo da célula de alta pressão subtropical, conhecida como Anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul, que adquire umidade emitida pelos fluxos advindos do equador térmico, posteriormente depositada sobre a faixa costeira oriental do Nordeste (Corrêa et al., 2004).

A costa pernambucana, assim como a reserva do Camaçari e a cidade do Recife, encontra-se sobre a influência da massa Ta e suas perturbações, que atuam no litoral oriental do Nordeste modificando a condição do tempo e causando precipitações em diferentes intensidades, a saber: o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o sul, os Vórtices Ciclônicos (VC), os avanços da Frente Polar Atlântica (FPA) e os Cavados que formam Sistemas Ondulatórios de Leste, com conseqüente formação de Linhas de Instabilidade (LI) gerando índices de precipitação pluviométrica de moderados a fortes (Tubelis & Nascimento, 1992 apud Girão, 2007).

Segundo Strahler (1950 apud Rodrigues, 2005), a área apresenta um clima tropical atlântico de costa oriental. Por se encontrar em zona de baixa latitude, a mesma apresenta temperatura média anual em torno de 24° C, variando entre a mínima de 18° C e a máxima de 32° C, índice pluviométrico anual de 2.106mm. Sendo fortemente influenciados pela ação dos ventos dominantes, os alísios de SE e secundariamente de NE (Gráfico 01).

Gráfico 01 – Climograma do Cabo de Santo Agostinho – PE (Fonte: Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas – UFPB)



A ZCIT, no período compreendido entre a primavera e meados de outono que corresponde ao intervalo dos meses de novembro-maio, encontra-se em sua posição mais a Norte da região Nordeste, ocasionando períodos de chuvas intensas e abundantes, com trovoadas e precipitações em forma de aguaceiros (Rodrigues, 2005). Esse tipo de precipitação quando ocorre na reserva do Camaçari, sob solos expostos, modifica a dinâmica da paisagem favorecendo o surgimento de ravinas e a expansão de voçorocas.

2.4 GEOMORFOLOGIA

A Reserva Ecológica do Camaçari é caracterizada por uma relativa diversidade de compartimentos geomorfológicos. De leste a oeste, as formas de relevo transitam lateralmente de terraços de acumulação flúvio-marinha (6 a 10 metros de altitude), provavelmente pleistocênicos, para baixas colinas dissecadas (até 80 metros) esculpidas tanto nas litologias associadas ao vulcanismo do Cabo, quanto aos sedimentos terrígenos mesozóicos e cenozóicos, confinados pela sub-bacia do Cabo. As litologias apresentaram um recobrimento espesso por um manto de alteração caulinítico, por vezes marcado pela existência de mais de um nível de encouraçamento laterítico.

Para Mabesoone e Silva (1991), a área imediatamente ao sul do Recife é marcada por um relevo em colinas baixas, largas e estruturado tanto em rochas do embasamento cristalino pré-cambriano quanto nos sedimentos da Formação Cabo (conglomerados a argilitos do Aptiano) e vulcanitos alcalinos da Formação Ipojuca (90 a 114 m.a.). Regionalmente esta faixa recebe a denominação de Superfícies Remobilizadas, Chãs Pernambucanas ou Piemonte Oriental da Borborema, estendendo-se desde as planícies flúvio-marinhas quaternárias, até a escarpa oriental do planalto da Borborema como um único compartimento geomorfológico. Em geral as colinas esculpidas sobre os sedimentos da Formação Cabo diferenciam-se daquelas do embasamento cristalino por apresentarem topos mais regulares e maior convexidade (forma de "meias - laranja").

As colinas pluri-convexas representam uma porção do relevo do litoral pernambucano que exibe a dissecação típica de clima tropical úmido. Sua morfoescultura está relacionada ao processo de decomposição química e escoamento superficial das chuvas. Tais processos conferem às colinas uma topografia movimentada que se reflete em outeiros isolados cuja altura varia, aproximadamente, de 50 a 70m acima da rede de drenagem atual. Apresentando geralmente encostas relativamente íngremes e topos planos a convexos, essas colinas constituem elevações que contrastam com a suavidade topográfica das planícies flúvio-marinhas do litoral (Figura 04 e 05).

A área da reserva do Camaçari apresenta o relevo dissecado em pequenas colinas, de até 80 metros de altitude, de encostas pluri-convexizadas em declividades que variam de 6^0 a 24^0, recobertas por um espesso manto de intemperismo, areno-argiloso amarelo-avermelhado, com uma morfogênese marcada pelo predomínio de movimentos de massa lentos como o rastejamento e, em menor escala, pelos fluxos de detritos.

Figura 04 - Colinas pluri-convexas representam uma porção do relevo do litoral pernambucano.

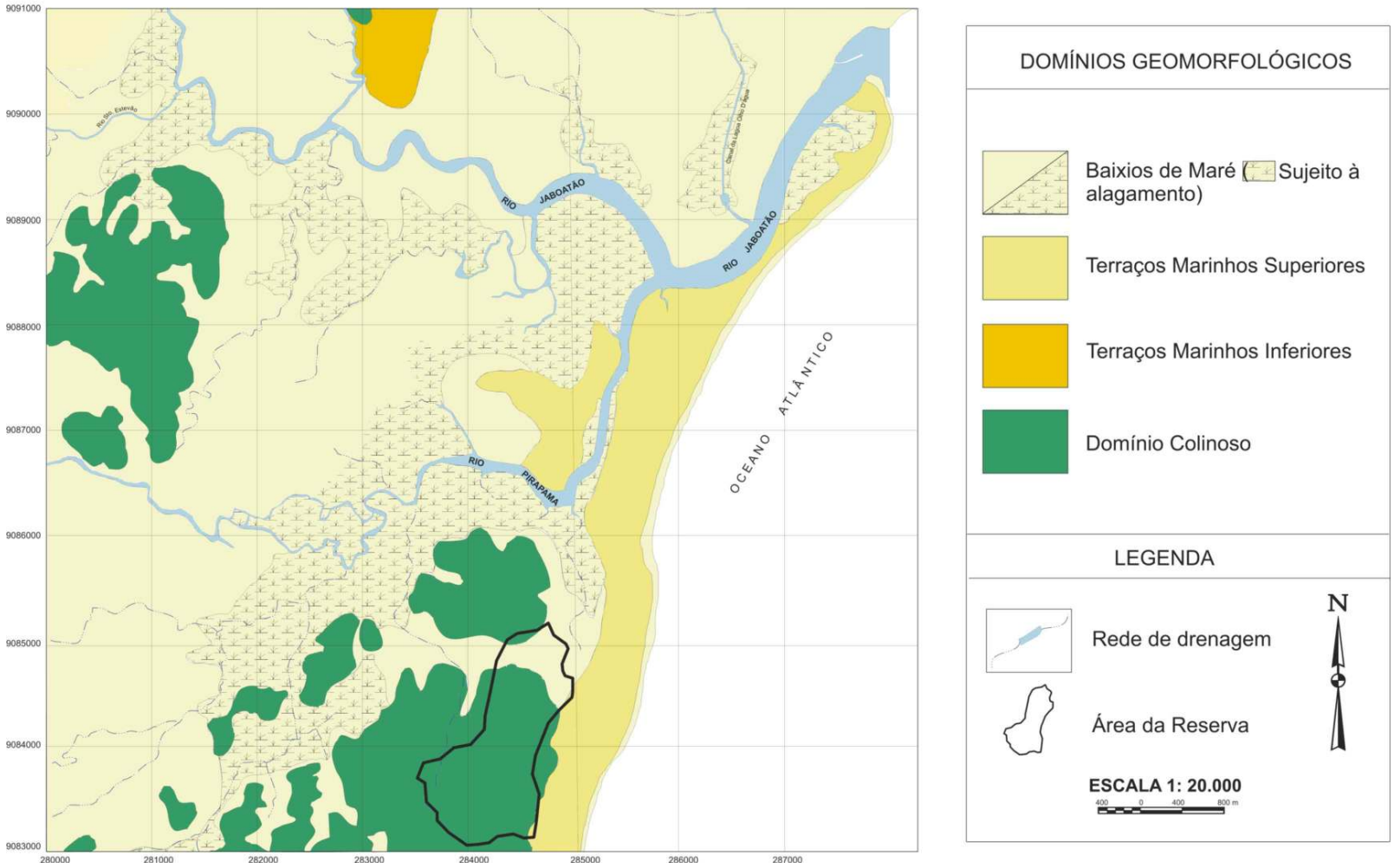


Figura 05 – Mapa geomorfológico da área da Reserva Ecológica do Camaçari (Modificado de Lima Filho, 2002)

2.5 PEDOLOGIA E VEGETAÇÃO

A cobertura pedológica é um importante aspecto do meio físico, sendo este o produto dos fatores estruturais e morfoclimáticos onde está inserido o modelado do relevo de uma região.

Para Mabesone e Silva (1991), a área do Cabo é representada por uma morfogênese típica da faixa costeira quente e úmida, onde predomina o intemperismo químico alterando granitos, gnaisses e micaxistos transformando a rocha dura em material móvel. Entretanto, a ação intempérica de maior intensidade ocorre nas rochas cristalinas em relação à Formação Algodoais, fato este representado por solos de até 30m de espessura, em geral mais de 10 m, que transformam as propriedades da rocha mãe cristalina.

Os depósitos quaternários antigos tiveram uma intensa modificação em relação aos depósitos recentes, que foram levemente alterados. Tais indícios estão sobre a Formação Barreiras em que a 10m de profundidade ocorrem areias quartzosas e feldspatos caulinizados (Mabesoone e Silva, op. cit.).

Desta forma, pode-se definir que o solo na área da reserva limita-se em toda a sua extensão com as planícies aluviais e flúvio-marinhas, onde se desenvolvem solos profundos das classes dos Latossolos e Argissolos. Os Latossolos são encontrados sobre a Formação Algodoais como produto do forte intemperismo onde parte do material parental é lixiviado perdendo suas eventuais estruturas internas.

Para Mabesoone (1991) estes solos são formados pela lixiviação da sílica e bases do perfil e pelo aumento do conteúdo de óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro. Portanto, solos bem desenvolvidos, profundos sem muita diferença de horizontes, sendo pobres quimicamente com baixo valor para capacidade de troca de cátions e de saturação por bases e pH variável, geralmente ácido (Palmieri e Larach, 2004), com textura variando entre média a grossa, com o quartzo como mineral dominante na fração areia e na fração silte e argila, em menor percentual, a argila, além de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. Na área da reserva aproximadamente 30% dos solos pertencem à classe Latossolo Amarelo, sendo estes solos de textura média a argilosa, álicos e distróficos com A moderado e fluxo subsuperficial, com ocorrência nas áreas de relevo plano a suave. A retirada indiscriminada da vegetação e a mineração ilegal de argila e areia para a construção estão concentradas nesta associação de solos e acabam por expor à superfície descontinuidades internas dos perfis, tanto de origem pedogenética como deposicionais, que atuam como catalisadoras dos processos erosivos.

O solo Argissolo na região tem sua origem associada aos sedimentos da Formação Algodoais e aos terraços pleistocênicos e holocênicos. Estes são resultantes do processo de argissolização, relacionado à translocação de matéria orgânica dos horizontes A para o B, formando sesquióxidos do horizonte A para o horizonte B, resultado de um B espódico (Ferreira, 1991).

As areias quartzosas apresentam-se como solos profundos a muito profundos. Em sua morfologia exibem a seqüência de horizonte A e C, com textura arenosa.

Os solos Argissolos também ocorrem associados à paisagem da planície e cordões litorâneos e dunas estabilizadas, ocorrendo em tabuleiros costeiros e amazônicos relacionados a pequenas depressões e/ou bolsões arenosos quartzosos, enquanto nos Argissolos Acinzentados apresentam-se sobre sedimentos areno-quartzosos inconsolidados.

Na Reserva do Camaçari predominam os Argissolos Acinzentados e Neossolos Quartzarênicos nas planícies (Silva et al., 2005). Cerca de 70% da área está sob o domínio das associações de Argissolos Amarelo e Vermelho-Amarelo com textura média a argilosa, sob áreas suavemente onduladas e encostas (Figura 06).

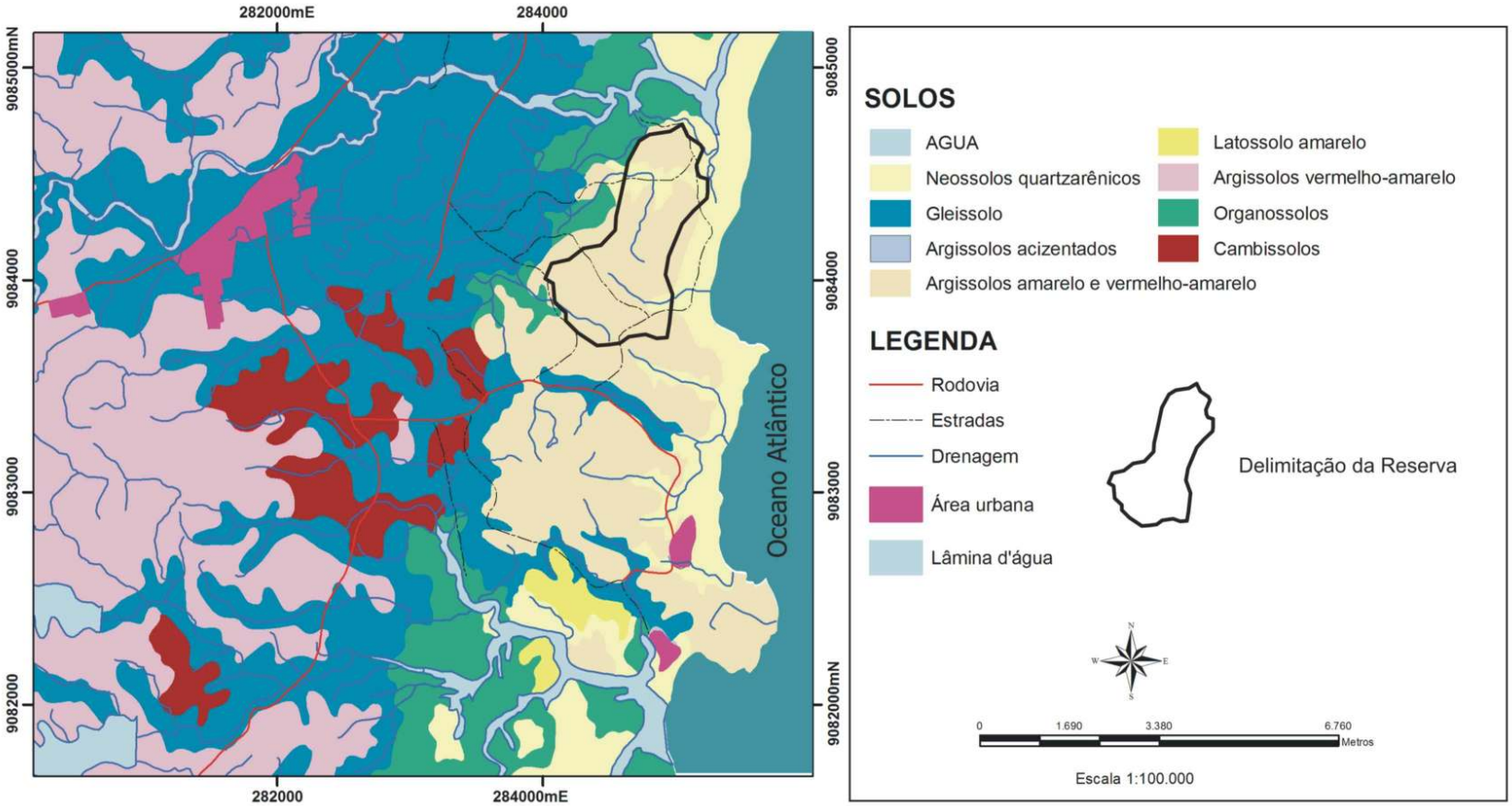


Figura 06 – Mapa de solos da área de estudo

Tratando da vegetação, a área encontra-se em sua maioria caracterizada pela ocorrência de remanescentes de Mata Atlântica, caracterizada como floresta Ombrófila densa, devido a fatores climáticos de alta temperatura com médias mensais de 25°C e altas precipitações. Esses ambientes estão representados pela ocorrência de solos das classes latossolo e Argissolos cuja fertilidade natural é baixa. Contemporaneamente pode-se constatar que na região de estudo tais florestas ocorrem em pequenas áreas descontinuas com dimensão máxima em torno de 500 hectares.

A Reserva Ecológica do Camaçari é recoberta por diversos tipos de associações florestais secundárias referidas à mata tropical sub-perenifólia. Seus remanescentes conservam grande diversidade biológica apresentando espécies típicas de mata atlântica, bem como espécies da floresta amazônica, desempenhando importante papel no sentido de proteger mananciais de água e animais da fauna regional.

Originalmente no litoral sul de Pernambuco, a floresta tropical atlântica, notável pela sua exuberância e heterogeneidade, recobria toda a faixa costeira úmida. Atualmente alguns poucos remanescentes servem de indicação da dimensão original dessa vegetação primária, ocorrendo, em geral, matas secundárias de extensão e estágios sucessionais diversos, distribuídas de forma esparsa por toda área do Litoral Sul de Pernambuco. Podendo ser encontrados remanescentes nos topos e encostas dos morros cristalinos e de algumas colinas das Formações Cabo, Ipojuca, Algodoais e Barreiras.

As matas localizadas próximas ao litoral do Cabo de Santo Agostinho, como exemplo, as Matas do Zumbi, Duas Lagoas e Camaçari, são definidas, legalmente, como Reservas Ecológicas, por se encontrarem em área de captação de água subterrânea e contribuírem para a manutenção dos mananciais que abastecem parcialmente a porção sul da Região Metropolitana do Recife.

Segundo os critérios estabelecidos pela Resolução CONAMA no. 31/94 (apud GERCO, 2001), a flora dessas matas encontra-se em diferentes estágios de regeneração, apresentando, em cada um desses estágios, a seguinte composição predominante:

- **Estágio inicial de regeneração:** imbaúba, favinha, murici, sambaquim, cabatan-de-rego, mutamba, angélica, espinheiro, imbira-vermelha, cupiúba, periquiteira, paquevira, matapasto, tiririca e urtiga-branca;
- **Estágio médio de regeneração:** sucupira, ingá-porco, mamajuba, camaçari, imbiriba, ingá, taquari, cupiúba, sambaquim, amescla, paquevira e banana-de-macaco;
- **Estágio avançado de regeneração:** visgueiro, urucuba, gameleira, mamajuba, sucupira, camaçari, maçaranduba, praíba, sambaquim, pau-d'arco-amarelo, louro,

amarelo, oiti-damata, ingá-porco, amescla, pau-sangue, gararoba, cumaru-da-mata e munguba.

Para Silva (2004), as áreas de reservas ambientais no Estado apresentam um quadro ambiental degradado face ao alto grau de antropização, tendo como conseqüência o desequilíbrio dos aspectos bióticos e abióticos dos ecossistemas costeiros e de mata atlântica, restando apenas as áreas de capoeira mais ou menos densa, com solos bastante modificados pelos processos erosivos de movimento de massa e erosão superficial.

Na área da Reserva, a desordenada exploração dos ecossistemas locais está submetida a intenso processo de degradação ambiental pela retirada de vegetação nas encostas com solo friável, que influencia o processo erosivo com surgimento de ravinas e outros processos erosivos intensificados. Em alguns espaços a vegetação nativa foi substituída por coqueirais e pomares, principalmente na área da planície. Nessas áreas as práticas de uso da terra que desencadeiam eventos de desequilíbrio ambiental são catalisadas pela retirada do regolito voltada para fins de construção civil. Devido a diversos agravos ambientais constatados na Reserva Ecológica do Camaçari está foi considerada pela legislação estadual como uma Área de Preservação Permanente (APP).

2.6 HIDROGRAFIA

O sistema hidrográfico da área de estudo é composto pelo encontro dos Rios Jaboatão, Una e Pirapama que deságuam no Oceano Atlântico na praia do Paiva. Estes rios são perenes e classificados por Strahler como sendo de 2ª ordem. Devido a condicionamentos estruturais (adaptação a linhas de falhas), o Pirapama muda várias vezes, de direção, entre a nascente e o início da Planície Costeira, a qual percorre no sentido geral oeste-leste até a altura da Praia do Paiva. Nesse ponto, o rio inflete para o norte, encontrando, mais adiante, o rio Jaboatão. A partir dali, percorrem juntos 2,5 km, até a desembocadura em Barra de Jangada. No trecho entre Camaçari e o Rio Jaboatão, à retaguarda da praia e da restinga do Paiva, encontra-se o manguezal do Rio Pirapama e parte daquele do Rio Jaboatão.

Os maiores tributários do Pirapama encontram-se em sua margem esquerda e são, em ordem decrescente de extensão, os Rios Gurjaú, Cajabuçu e Arariba (Macacos), todos com nascentes no município de Moreno. No primeiro, localizam-se as barragens de Gurjaú e Sucupema, integrantes do sistema de abastecimento de água da Região Metropolitana do Recife, às quais deverá somar-se a barragem de São Brás, a ser construída poucos

quilômetros a montante daquelas duas e a do Pirapama, a localizar-se nesse rio, a montante do Engenho Molinote. Pela margem direita, sobressaem, em extensão, os afluentes Santa Amélia, Utinga de Cima e Camaçari, o primeiro inteiramente localizado no município do Cabo de Santo Agostinho e os dois últimos com nascentes no município de Escada.

2.7 OCUPAÇÃO HUMANA

2.7.1 Histórico da Ocupação

A ocupação do Cabo de Santo de Agostinho está atrelada ao descobrimento do Brasil, e inicialmente ligada ao navegador Américo Vespúcio que em 1501, a serviço da coroa portuguesa, relatou a ocorrência do cabo que confere o nome ao município. Tem-se ainda a versão da visita anterior do espanhol Vicente Yañes Pinzon, em 26 de janeiro de 1500, ainda não totalmente incorporada à história do Brasil. Devido à sua importância para a navegação marítima que então assumia uma dimensão mundial, o Cabo de Santo Agostinho foi rota obrigatória aos que utilizava as correntes marítimas no sentido de encontrar o continente africano. Conhecido nesse período como ponto extremo oriental das Américas, suas características geográficas renderam durante o período colonial uma condição estratégica de defesa da costa brasileira. Sua ocupação voltada, desde os tempos iniciais da colonização portuguesa, para o comércio açucareiro lhe proporcionou substantivo acervo histórico arquitetônico e cultural.

A Ocupação do Cabo, não obstante ser sede de freguesia (povoação eclesiástica) desde o século XVI, tornou-se em vila apenas em 1812, quando teve sua jurisdição ampliada para abranger a freguesia de Muribeca e parte da freguesia de Ipojuca, permanecendo pouco habitada e com feição de "típico aglomerado rural" (Andrade e Lins, 1984 apud GERCO, 2001), guardando tais características até as primeiras décadas do século passado, para conhecer, em seguida, certo dinamismo a partir de sua anexação à área de influência urbana e econômica direta do próprio Recife

A atividade de maior relevância econômica sempre foi o setor canavieiro, que permaneceu na liderança até os anos cinqüenta deste século. Embora de forma bastante localizada, os primeiros incentivos à diversificação econômica ocorreram com a criação, em 1960, do Distrito Industrial do Cabo e a tentativa de implantação de um projeto de colonização nesse município.

No início dos anos cinqüenta, quando a maior parte dos núcleos urbanos da área tinha menos de 2 000 habitantes, o Cabo já possuía uma população de 6.029 habitantes. A

urbanização acelerada e desordenada da área, a partir dos anos sessenta, tem como uma de suas causas o deslocamento de moradores dos engenhos para as vilas e sedes municipais, tornando-se assim, esse êxodo rural a principal fonte alimentadora do crescimento urbano daquela e das décadas subseqüentes (CPRH/DFID, 1998 apud GERCO, 2001).

No caso específico do Cabo de Santo Agostinho, nos anos sessenta, a implantação do Distrito Industrial do Cabo, e, a partir dos anos setenta, a construção do Complexo Industrial Portuário de Suape, ocasionou o deslocamento, para a sede municipal, de uma massa significativa de produtores dos assentamentos rurais ali existentes e desapropriados para instalação do referido Complexo.

2.7.2 A urbanização da orla Litoral Sul

No caso da urbanização da orla litorânea sul, o processo teve seu início na década de setenta, com a implantação, ao longo de toda orla, dos loteamentos de veraneio, como a Praia de Gaibu, no Cabo de Santo Agostinho. A ocupação desses loteamentos começou a partir da década de oitenta e ocorreu em ritmo acelerado, envolvendo, com freqüência, aterro de mangue, maceiós e gamboas, destruição de dunas e privatização de trechos da praia através da construção de muros, rampas de acesso para embarcações e outras estruturas que impedem o acesso público direto às áreas de praia.

Nos anos noventa prossegue nos núcleos urbanos economicamente dependentes da cana-de-açúcar, a proliferação das áreas ocupadas por população egressa do campo e dos problemas sociais inerentes a tais ocupações. Problemas que, nos últimos anos da década de 90, vêm-se agravando com o fechamento de várias usinas e o conseqüente aumento do desemprego no campo, e na cidade, bem como da ocupação desordenada do solo nesses núcleos urbanos, tanto pelo adensamento das áreas já ocupadas por população de baixa renda como pela "invasão" de áreas inteiramente impróprias à ocupação. Simultaneamente ao adensamento populacional de tais núcleos urbanos, surgem novos loteamentos cuja ocupação se dá pela mobilidade espacial do contingente urbano de renda média ou média baixa.

A ocupação da orla marítima prossegue, na presente década, em ritmo acentuado, com o surgimento de novos loteamentos e a implantação de infra-estrutura e equipamentos de apoio ao turismo, além de condomínios fechados que surgem como alternativas de investimento imobiliário na área.

A referida área, inserida como elemento turístico de relevância para o litoral sul do Estado de Pernambuco, com a área original do engenho Camaçari de aproximadamente 223

hectares, foi desapropriada em 1979 pelo Governo do Estado e destinada em 1987 à área de Reserva Ecológica. Na década de 1980, teve suas áreas circunvizinhas na praia de Itapoama e Paiva, inseridas no processo de expansão urbana do município pela demanda por segundas residências desencadeada, cada vez mais, pela anexação da áreas costeiras de veraneio ao contexto metropolitano da RMR.

Na praia do Paiva a ocupação se deu em função do Conjunto Residencial do Paiva voltado para casa de veraneios e de segunda residência. Já na praia de Itapoama a maioria dos imóveis é voltada para uso residencial, sendo esta constituída de imóveis próprios e produtos de invasões, sendo tais imóveis tanto de alvenaria quanto de taipa, ainda com concentração de atividade econômica voltada o setor de serviços, como hotelaria, pousadas e bares.

A maioria da população na área de estudo é constituída por veranistas que se concentram na área entre os meses de dezembro a maio, devendo-se levar ainda em consideração neste mesmo período o fluxo de turistas flutuantes na área. Segundo Santos (2005), em contraste com o Recife que exibiu uma taxa de crescimento populacional inferior a 1% ao ano no período 1991/2000, o Município do Cabo teve crescimento de mais de 2% ao ano no mesmo período (pop. 152.836 hab.), e sua taxa atual de urbanização é de 89%. Logo, o estado de desequilíbrio hoje observado é o resultado direto de, pelo menos, 20 anos de intensa antropização da área e mau uso da reserva ambiental, assim como de suas adjacências.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 A PERSPECTIVA ECODINÂMICA E GEOSSISTÊMICA.

A geomorfologia possui um caráter integrador com outros ramos das ciências da terra na medida em que procura compreender a evolução espaço-temporal dos processos geomórficos do modelado terrestre, mediante as diferentes escalas de atuação – antes e depois da intervenção humana – em um determinado ambiente. Sendo assim, não se pode entender a dinâmica e a gênese das formas do relevo sem que se conheça os fatores bioclimáticos, pedológicos e antrópicos que interferem no dinamismo e, portanto, na sua evolução.

O relevo deriva de ações de forças ativas e passivas dos processos endógenos e exógenos, sendo o palco da organização territorial e desenvolvimento das atividades humanas. Segundo Ross (2005) a abordagem geomorfológica nos estudos ambientais tem suas bases conceituais nas ciências da terra à medida que sirva como suporte para o entendimento do ambiente natural sobre o qual as sociedades humanas se estruturam.

No campo da Geografia, os estudos integrados do ambiente e suas variáveis físicas, ecológicas e sociais ocuparam-se, desde os primórdios, da análise da paisagem. A noção de geossistemas, contemplando o princípio básico no que se refere aos fluxos de matéria e energia, torna-se imprescindível para a compreensão da esculturação do relevo como resultado da interação da estrutura geológica, do clima atual e pretérito, e recentemente das atividades antrópicas. Desta forma, tais relações interferem nas características pedológicas e na cobertura vegetal, relacionando formas e processos que as causam.

Segundo Hack (1960 apud Ross, 2005) a Teoria do Equilíbrio Dinâmico aplicada à pesquisa geomorfológica de detalhe, trata de estudos que avaliam processos atuantes nas condições ambientais atuais. Tal teoria está alicerçada na hipótese de que o ambiente natural encontra-se em equilíbrio, porém não estático. A proposta de Hack está centrada na Teoria Geral dos Sistemas, guiada pela entrada de fluxo de energia que gera os processos transformadores da paisagem que têm sua ocorrência associadas aos altos índices pluviométricos e agravadas pelas interferências antrópicas.

Nesse sentido, a Teoria Geral dos Sistemas (General Systems Theory) com suas aplicações geomorfológicas originalmente oriundas da escola russa, procura aplicar os

métodos sistêmicos no estudo da paisagem, trazendo repercussões em outras escolas geográficas como a brasileira.

A teoria geral dos sistemas teve seu início nos Estados Unidos com Defay (1929), sendo posteriormente desenvolvida por Bertalanffy (1932), mas ainda voltada para o ramo da termodinâmica e biologia, representando o estudo das transformações de energia, através da energia constante ou entropia. A aplicação da teoria sistêmica aos estudos geográficos veio no sentido de reconsiderar críticas a este conceito, abordando temas ligados a geociências ou ciências humanas.

A Geomorfologia teve seus trabalhos voltados para a abordagem sistêmica inicialmente com Strahler (1950), através dos estudos de sistemas de drenagem como um sistema aberto, seguido por Culling (1957) na teoria dos rios ajustados e Chorley (1962), que introduziu estudos baseados na teoria sistêmica voltada à análise da dinâmica e equilíbrio de paisagem; e o estudo das transformações alométricas em formas de relevo de Bull (1975).

Na perspectiva sistêmica, o meio ambiente interfere e condiciona os sistemas pelos elementos físicos e biogeográficos, que interagem a partir de fluxos de matéria e energia entre seus componentes, modificando o equilíbrio natural, avaliando a intensidade da ação humana na modificação da paisagem. As ações dos processos funcionam e interagem com os elementos – solo, clima, relevo e vegetação – mantendo a dinâmica e suas relações, distinguindo as fontes de energia e matéria responsáveis pela dinâmica do sistema.

Para o funcionamento do geossistema, o clima é fator primordial no que concerne o fornecimento de energia, repercutindo na disponibilização de calor e água, sendo o controlador dos processos e da dinâmica geossistêmica. Os condicionantes são as estruturas geológicas e geodinâmicas, por organizar as potencialidades topográficas e dos solos.

Sotchava (1977 apud Christofoletti, 1999) aplicou o termo geossistema no intuito de aplicar uma tipologia aos fenômenos geográficos, no sentido de integrar os elementos naturais à entidade espacial substituindo os aspectos dinâmicos biológicos do ecossistema. Desta forma, os geossistemas são dinâmicos pela conexão entre a natureza e sociedade. Para sua análise faz-se necessário considerar os fatores naturais, econômicos e sociais por conta de sua estrutura e particularidades espaciais durante a análise.

Para Bertrand (1972 apud Cristofoletti, op. cit.), o geossistema resulta da combinação de elementos físicos, biológicos e antrópicos que agem de forma indissociável para evolução da paisagem, sendo mais relevantes os elementos climáticos e estruturais, seguidos pelos biogeográficos e antrópicos num complexo dinâmico; a biostasia e resistasia, representada pelo refúgio de biocenose, tanto original como relictuais ou endêmicos.

Para Erhart (1966), a Teoria da Bio-resistasia, leva em consideração os processos pedogenéticos e as variações climáticas atuantes nos grandes ciclos geológicos, partindo dos movimentos eustásticos que explicam a importância da cobertura vegetal para as modificações de alterações químicas nas superfícies continentais e na evolução geológica. Diante disso, a biostasia é referente aos sedimentos de estabilidade da crosta caracterizados pelo equilíbrio que pode atingir um clímax, enquanto que a resistasia caracteriza-se pelo desequilíbrio dos fatores climáticos e biológicos.

A noção de dinâmica em geossistemas classifica os sistemas de acordo com seus estados, onde tal sistematização propõe a modelagem pela mensuração direta das trocas, circuitos, balanços de matéria e energia nos sistemas e subsistemas. Um esquema taxonômico proposto por Bertrand (1972 apud Christofoletti, 1999) baseado na ordem de grandeza em função da escala temporo-espacial proposta por Cailleux e Tricart, classifica os níveis temporo-espaciais, com a introdução da proposta geossistêmica à geografia, sendo mais importantes a chamada superfície superior, que pode ser encontrada na zona, domínio e a região, onde os elementos climáticos e estruturais são relevantes, que as unidades inferiores que configuram o ¨geótopos¨ e ¨geofácies¨, caracterizadas pelo domínio de elementos biogeográficos e antrópicos.

Para Christofoletti (1999), os geossistemas, como sistemas ambientais físicos, representam a organização espacial da interação dos elementos físicos e biológicos da natureza, considerando o clima, geologia, vegetação, solos e topografia, constituindo um sistema composto. No entanto, os sistemas ambientais físicos como uma interação areal dos fluxos de matéria e energia entre os seus componentes possuem uma expressão espacial na superfície terrestre.

Segundo o autor, a dinâmica ocorrida neste sistema é resultado do procedimento metodológico definido pela análise morfoestrutural, fisiográfica e morfodinâmica. A temática sistêmica exerce importante papel na interpretação dos componentes físicos e procedimentos dinâmicos (Jesus, 2004).

Desta forma, Monteiro (1978 apud Christofoletti, op. cit) afirma que a estruturação espacial dos geossistemas se dá pela interação dos elementos humanos, físicos, químicos e biológicos, incluindo os elementos sócio-econômicos como parte integrante do sistema bem como inputs que intervêm no processo e no fluxo de matéria e energia, relacionando os sistemas climáticos, bioquímico e social e as ações das forças externas. Assim, inclui-se o fator antrópico no sentido de avaliar a dinâmica do geossistema e a direção de seus processos (Monteiro, 2000 apud Rodrigues, 2001).

A perspectiva sistêmica adotada por Christopherson (1994, apud Corrêa, 2005), trata da categorização definida de subsistemas erosivos, e das contribuições sobre o papel do impacto humano sobre a modelagem da paisagem. Assim, o espaço culturalmente transformado passa a englobar as inter-relações do meio biótico e abiótico, como subsistemas retroalimentando-os. Para Corrêa (2005), o que define a reconstrução processual físico-ambiental são os processos superficiais desencadeados ou não pela ação antrópica, ou através de certos condicionantes, como: processo, estrutura e tempo.

O estudo dinâmico é determinado por escala temporal que reflete os ajustes internos e eventos de grande magnitude que se adaptam a novas mudanças e condições de fluxos, sendo necessária a análise morfológica, dinâmica e funcional dos processos ligados aos sistemas ambientais físicos. Desta forma, o sistema ambiental, como um sistema aberto, passa a ser interpretado pela integração das interrelações estruturais e funcionais.

Considerando a conservação de energia no rearranjo capaz de transformar uma energia em outra, observa-se que o sistema dissipa entropia para retornar ao ambiente permanecendo estável até que atinja uma nova zona e receba influência de um novo atrator, com isso gerando um crescimento, reprodução e evolução para novas estruturas internas que são desencadeadas por flutuações súbitas de energia (Jantsch, 1980; Prigogine e Stengers, 1984; Haigh, 1985,1988 apud Christofoletti, 1999).

Sendo assim, a paisagem passa a ser definida como um sistema complexo, associada por formas e análise morfológica, ressaltando a feição da vegetação em que abrange o clima e sua influência sob a fisionomia da paisagem pela variação do solo e cobertura vegetal (Sauer, 1925; Humbolt, apud Christofoletti, op.cit.).

Segundo Tricart (1977), uma unidade ecodinâmica se caracteriza por certa dinâmica do meio onde a cobertura vegetal constitui o produto base de todo ecossistema e a morfodinâmica é o fator limitante desse ecossistema. Sendo assim, a partir da modificação da cobertura vegetal tem-se a produção da vulnerabilidade na dinâmica do sistema natural, tendo sua maior expressividade na relação pedogênese/morfogênese.

A morfodinâmica como elemento determinante dos processos, depende diretamente do clima, relevo, natureza da rocha, solos, cobertura vegetal, entre outros fatores. Logo, a relação entre os diversos componentes está relacionada à dinâmica e aos fluxos de matéria e energia, levando-se em consideração a avaliação dos impactos causados pela inclusão do homem e suas dinâmicas espaciais.

Com base no conceito morfodinâmico da paisagem, Tricart (1977) propôs a divisão das unidades de vulnerabilidade morfogenética em três categorias, designadas como: meios estáveis, meios intergrade e meios instáveis, corroborando a idéia da análise da dinâmica da

paisagem a partir dos processos atuantes. Ross (2004) propôs que as unidades ecodinâmicas registram o quadro natural em seu estado atual e/ou antropogênico, e possuem utilidade no sentido de diagnosticar os níveis de instabilidade da paisagem. Ainda para o autor, os meios estáveis correspondem aos ambientes que apresentam evolução lenta, tendendo a uma situação de clímax em que ocorre o balanço morfogênese/pedogênese, favorecendo a pedogênese, correspondente à biostasia de Erhart (1966).

Os meios intergrades ou em transição referem-se à dinâmica atual caracterizada pela interferência da pedogênese/morfogênese. Quando a pedogênese domina a morfogênese passa-se para os meios estáveis, sendo que em locais em que a geodinâmica interna e externa atuam mais rapidamente prevalece à morfogênese, podendo manifestar-se em erosão superficial ou movimentos de massa.

Nos meios instáveis existe forte predominância da morfogênese sobre a pedogênese que podem ocorrer tanto por fatores naturais como por fatores antrópicos, estando ligada ao conceito de resistasia de Erhart (1966).

A dinâmica da paisagem envolve muitos processos e sistemas, que podem agir isoladamente e/ou interagindo entre si, dentre os quais podemos destacar o sistema antrópico, devido a sua influência direta ou indireta sobre os sistemas ambientais (Bastos e Freitas, 1999). As mudanças ambientais ocorrem muito antes do surgimento do homem, sendo sua principal conseqüência o remodelamento da paisagem (Goudie, 1993).

Para Ross (2005), é necessário entender que os processos são comandados por climas atuantes no presente, contudo é preciso encontrar e identificar testemunhos paleoclimáticos que possam explicar configurações ou comportamentos que não podem ser explicados simplesmente pelo quadro ambiental atual.

A análise das variáveis ambientais físicas, ecológicas e sociais responsáveis pela fisiologia da paisagem e dos geossistemas, definidos como "[...] entidades auto-reguladoras que se manifestam tanto independentes das propriedades do todo, como dependentes das propriedades das partes" (Koestler, 1981), foi usada por Monteiro (2000) na aplicação do método geossistêmico, com o sentido de definir estruturas intermediárias na organização hierárquica da dinâmica espacial.

Ainda, segundo Monteiro (1991) estes subsistemas apresentam caráter vertical e horizontal, representando a idéia de "arborescência", conferindo à análise geográfica estruturas e organização hierárquica, em termos de ligações, no plano vertical, e entrelaçamentos, no plano horizontal.

Sendo assim, para a compreensão da compartimentação espacial da área da reserva ecológica do Camaçari, adotaram-se critérios que buscam a identificação e agrupamento do comportamento das variáveis ambientais, destacando os processos morfodinâmicos da paisagem de origem natural (geologia, geomorfologia, clima, hidrologia e ecossistemas) e antrópica. Tal agrupamento envolve um caráter complexo, devido às faixas de transição existentes entre os diferentes padrões paisagísticos. As unidades foram denominadas conforme as características morfológicas e topográficas, ou ainda de acordo com as características ambientais marcantes, sendo divididas em planalto dissecado, de colinas arredondadas, planície aluvial e planície flúvio-marinha.

A reserva do Camaçari como um subsistema geomorfológico ordena os elementos da paisagem natural e coordena a dinâmica da superfície em que os eventos processuais críticos desencadeiam episódios morfogenéticos capazes de deixar marcas de longa duração na paisagem. Para Thomas (1994) a abordagem do equilíbrio dinâmico nos domínios tropicais, introduzido pelo componente climático associados aos estudos urbanos, faz uma correlação da resistência dos materiais disponíveis à erosão ao tipo de evento climático responsável pela modelagem do relevo.

Deste modo, a Reserva do Camaçari, onde ocorrem processos superficiais ora controlados pela geomorfologia e a geologia, ou pelas associações biogeográficas e por associações de processos superficiais, pode ser definida como unidade geoambiental. Portanto, a interação entre o material de cobertura do Camaçari, seus padrões morfológicos e morfométricos, juntamente com a recorrência de eventos climáticos de grande magnitude passaram a compor a base da análise espacial sistêmica.

3.2 FATORES CONDICIONANTES DO INTEMPERISMO

O intemperismo em regiões de climas tropicais está na maioria das vezes interligado a fatores relacionados à natureza do protólito e à tectônica, basicamente controlados por condições climáticas e geomorfológicas.

Os processos de intemperismo transformam a rocha a partir de ações mecânicas, físicas e químicas, no sentido de produzir um manto composto por material detrítico que pode permanecer em *in situ* como material residual, ou seja, elúvio; ou sofrer diversos deslocamentos, portanto dando origem aos colúvios e aluviões (Bigarella e Mousinho, 1965). Isto acontece através da interferência climática responsável pela intensidade dos processos que desencadeiam a desintegração mecânica e a decomposição química, formando os regolitos.

O termo elúvio refere-se à rocha alterada *in situ* que mesmo sofrendo modificações químicas conserva a estrutura original da rocha mãe (Bigarella e Mousinho, 1965), sendo representado por perfis em sua maioria truncados com espessura variável e ocorrência restrita na paisagem; pela sua situação topográfica e grau de exposição podendo sofrer processo de erosão (Corrêa, 2001).

Mabesoone (1983) refere-se às características da fácies eluvial pela desintegração e decomposição da rocha-mãe e pelo tipo de intemperismo e erosão dos seus horizontes superficiais, tendo pequenas extensões espaciais contínuas, sendo que os depósitos eluviais antigos são quase inexistentes na superfície da paisagem.

Outro fator genético relevante é o transporte de material intemperizado a partir de movimentos de massa que remobilizam o horizonte eluvial transformando-o em coluvial. O material resultante da eluviação geralmente possui formas diversas em função do tipo de intemperismo e tempo transcorrido. Este pode variar quanto à sua granulometria apresentando minerais estáveis ou instáveis, dependendo do tipo de alteração a que tenha sido submetido.

Sendo o colúvio qualquer depósito sedimentar que se acumula ao longo da encosta pelo conseqüente transporte gravitacional, em função do teor de água no material, para Mabesoone (op. cit.) esse ambiente torna-se mais freqüente que o eluvial; sendo depositados nos sopés das escarpas através do transporte da chuva ou do degelo, gravidade ou transporte das correntes de água. Considerando as evidências de eventos passados reconhecidos através dos horizontes incipientes, estratificação ocasional dos depósitos por lentes de materiais de outras origens, como os stone-lines, e incorporação de materiais datáveis, Corrêa (2001) afirma que esses horizontes de solos preservados são encontrados nas planícies de inundação e os menos preservados nos tálus, colúvios e depósitos de leques. As seqüências coluvionares respondem a processos que marcam a transição de um período úmido para o seco, ou vice-versa, além deterioração do clima e da cobertura vegetal, passando de uma vegetação densa para a aberta.

Em regiões tropicais, favorecidas pelo clima quente e úmido e cobertura vegetal de grande porte, e ainda levando-se em conta os fatores tectônicos e geomorfológicos, os mantos de alteração podem resultar de longo e complexo processo evolutivo, além de apresentar características herdadas de tempos pretéritos que deixaram marcas na paisagem.

As áreas submetidas a processos intempéricos contemporâneos são controladas pelas zonas morfoclimáticas, definidas pelos processos morfogenéticos ativos que se processam sobre os regolitos preexistentes (Budel, 1982 apud Porto, 2004). Nas zonas Tropicais estão associadas às áreas de aplainamento, e podem estar sendo influenciada pela mudança

global na posição dos continentes, como no caso o Sul-americano e o Africano, durante desde o cretáceo. A área atualmente ocupada por florestas equatoriais, no passado geológico apresentou regime climático sazonal com precipitação média, sazonalmente concentrada, em torno de 500mm a 2.000mm/ano, o que favoreceu a formação de crosta ferruginosa.

Para Jesus (2004) tal processo pode estar relacionado às variações climáticas, portanto, a deposição dos resíduos pode ocorrer também pelo intemperismo que atua na rocha subjacente, permanecendo os clastos grosseiros em camadas identificáveis. Quando *pari passu* com o intemperismo o material fino produzido é transportado por dissolução, escoamento superficial e em subsuperfície a rocha em alteração entra em colapso, no entanto, simultaneamente o processo de bioturbação pode renovar o perfil.

Millot (1983) apresenta três mecanismos que se combinam e interagem para formar superfícies de aplainamento, causados pela formação do manto de intemperismo:

1. Intemperismo químico;
2. transformação pedogenética,
3.Erosão superficial por erosão pluvial.

Partindo desse pressuposto o autor passa a discutir quatro formas de paisagens, entre elas: paisagem com cobertura caolinitica; paisagem de crosta férrea; paisagem com manto de alteração de esmectita e a paisagem do calcrete.

Em zonas tropicais esta paisagem herda um manto caolinitico de períodos passados, sendo caracterizado pela falta de equilíbrio pedobioclimático (Boulet, 1974 apud Millot, op. Cit.). Esta forma de paisagem evoluiu em clima úmido e vegetação de floresta e posteriormente foi submetida a estações secas em uma área típica de savana, apresentando uma precipitação média anual em torno de 800 a 900 mm, com 7 a 8 meses de estação seca. Neste novo cenário fatores principais da geodinâmica externa correspondem à lixiviação da matriz argilosa, erosão superficial por processos de lavagem das chuvas torrenciais e o desenvolvimento de pedimentos. Por processos pedogenéticos em climas tropicais úmidos, ao contrário, são formados os latossolos, que apresentam estrutura fina e microagregados compostos de caulinita, oxi-hidróxidos de ferro e alumínio com grãos de quartzo residual.

Assim, quando as paisagens tropicais úmidas são submetidas a um regime tropical sazonal de estações marcadas favorece-se a criação de um horizonte superficial arenoso, partindo da separação do esqueleto quartzoso dos nódulos de argila e oxi-hidróxidos de ferro. A liberação do ferro permite a lavagem da argila para fora do perfil através da quebra da estrutura dos micro-agregados. Desta forma, modifica-se um perfil de argilo-férrico para

um perfil basicamente arenoso, o que pode acarretar uma perda do volume de até 30%, favorecendo a formação de depressões locais e dissecação de topos de planaltos (Chaveul et al., 1977 apud Milllot, Op.cit.; Corrêa, 2001).

As crostas lateríticas quando expostas na superfície da paisagem sob a ação de ambientes hidromórficos passam a ser submetidas à ação pedoturbadora, que resulta na desagregação da crosta e formação de um solo argilo-ferruginoso. Esse processo de formação de latossolos superficiais tem sido reconhecido por diversos autores em regiões tropicais (Leprun, 1979; Tardy et al.,1988; Nahon et al.,1989; Costa et al.,1993 apud Porto, 2004). As pesquisas voltadas para origem desses latossolos na região amazônica apontam para que os mesmos podem atingir até 10m de espessura.

3.4 FORMAÇÃO DE AREAIS

5.4.1 Processos Eólicos na Formação de Areais

Trabalhos referentes à formação de areais foram iniciados por Osmar Möler e os técnicos da SUDESUL, com trabalhos publicados em 1975, em que foram estudados os areais de Quaraí e de Areões, seguidos de estudos paleoclimáticos e paleoecológicos efetuados por Bobim (1976) e Bobim e Klamt (1974) onde foram analisados os aspectos da evolução paisagística da região sudoeste do Rio Grande do Sul.

Os estudos sobre reativação de processos eólicos na formação de areais foram seguidos por Gomes et al., (1980-1985); Souto (1985); Suertegaray (1982-1992); Gonzaga et al., (1995) e Bellanca et al., (2001-2004).

O conceito de arenização foi introduzido por Suertegaray (1987) como um processo de afloramento de depósitos arenosos a partir da remoção da cobertura vegetal expondo os solos à ação erosiva da água da chuva. Tal processo faz emergir areia e o vento faz com que ela se espalhe. No Rio Grande do Sul, as manchas de areia expostas abrangem uma área de 3600 hectares (ha), e começam a se formar em outros 1600 ha. Em alguns pontos, há crateras de até 50 metros de profundidade.

No sentido de analisar todas as formas de degradação do meio ambiente em que são encontradas as manchas de areias, Souto (1985), Suertegaray (1987) e Ab´Saber (1999) salientam que também são encontrados processos de ravinamento, voçorocamento, inundações de várzeas e exposição de afloramentos rochosos.

Segundo Gomes et al., (1980 apud Ab´Saber, 1999), podem ser encontradas manchas de areias em diversas fases de crescimento, desde um estado incipiente até a dimensão que pode provocar destruição múltipla de espaços ecológicos.

Nos campos de dunas existe uma fase prévia de aridez com destruição das paisagens anteriores e recortamento dos areais pelos cursos de água remanescentes que transicionam de intermitentes para temporários e difusos (*flash flood*). Os processos eólicos que comandam a gênese das dunas envolvem repetições de tempestade de areia que respondem pelo arredondamento dos grãos de quartzo, até um nível de perfeição. Formam-se areias redondas foscas (*rond mate*), por rolamento no dorso assimétrico da duna e inter-trituração aérea e sub-área, acrescida de micropicotamento da superfície do grãos arredondados. Se os areais comportam uma taxa, ainda que muito pequena de argila com fácies anômalas, mesmo de pequena extensão, podem sofrer processos de silicificação.

Para Ab´Sáber (1999), os casos de areais de encostas denunciam uma ação turbilhonar do vento durante o processo de acumulação, apresentando certa complexidade. Tratam-se de processos eólicos que, por decomposição de forças a partir de escarificação dos solos arenosos, respondem pelos montões de areia.

Os fatores de ação erosiva dos solos e acumuladores das areias podem ser listados na seguinte seqüência:

1. um tipo de escarificação, um embrião de duna;
2. um tempo de atuação dos processos eólicos;
3. acentuação do processo erosivo e acumulador;
4. deslocamento de montões de areia, segundo a direção geral dos ventos atuantes na região.

Para Bellanca et al, (2004), a geomorfologia em uma análise de interface disciplinar, contribuiu no sentido de desvendar a origem da paisagem e da fonte do material lítico utilizado pelos povos caçadores coletores do sudoeste do Rio Grande do Sul. Associando-se a leitura arqueológica à geomorfológica, os autores propuseram quatros fases de eventos associados à arenização da paisagem, a saber:

Fase A: fase de início do desgaste da superfície de erosão terciária, Superfície da Campanha, assim denominada por Ab´Saber (1999), com formação de vales e depósitos fluviais.

Fase B: Continuidade do processo de entalhamento e sedimentação fluvial favorecendo a formação de depósitos aluvionares (unidade A), Ótimo Climático.

Fase C: Início do período de ressecamento climático (Holoceno) com remoção de material grosseiro das vertentes, formação de páleopavimentos e depósitos de dunas.

Fase D: Início da fase atual (maior umidade) com presença residual de cobertura vegetal em expansão sobre a paisagem de morros e áreas rebaixadas, com presença de dunas e pavimentos detríticos.

Milder (2000 apud Bellanca et al, 2004) constatou que o processo de remoção do material arenoso (areais) descobriu um pacote sedimentar areno–argiloso denominado pela arqueologia como paleopedon.

Os processos de formação de dunas inativas são comumente usados como indicadores geomorfológicos para representar as mudanças climáticas durante o quaternário, sendo apresentados como indicadores de expansão de áreas desérticas.

Segundo Barreto (1996), alguns critérios são analisados, entre eles, os critérios morfológicos que estão baseados na degradação da morfologia original do depósito tomando-se como referência algumas propriedades, como: a redução da altura da duna, a modificação dos ângulos de repouso de barlavento e sotavento, o ravinamento na superfície da duna, dissecação de dunas por drenagens, formação de dunas degradadas ou dissipadas.

Tais critérios sedimentológicos e estratigráficos são baseados na modificação das características sedimentológicas ou estratigráficas próprias dos depósitos eólicos, tendo-se entre os principais a ausência da granulometria típica de depósitos eólicos, a presença de argila e silte em 10%, desenvolvimento de solo na superfície de duna e dissipação das estruturas sedimentares.

3.4.2 A Formação de Areias Brancas.

Areias brancas denominadas formações aluviais e litorais extensas são consideradas como "gigantes podzols" que requerem alto regime hidromórfico. Os materiais de origem arenosos podem ser produtos de erosão rápida e testemunho de períodos de chuva crescente em cima de vegetação aberta. De acordo com Fairbridge e Finkl (1984 apud Thomas e Thorp, 1992) áreas de "regiões tropicais se tornaram cobertas por areias que foram progressivamente lixiviadas dos componentes solúveis durante fases úmidas repetidas do pleistoceno, mas redistribuídas em grande parte por ação de vento durante as fases áridas".

A reativação de antigos lençóis de areias, como exemplo, as areias kalaharianas, durante cada fase árida e a lixiviação subseqüente durante períodos pluviais deve ter acontecido muitas vezes ao longo do pleistoceno. Os mais recentes movimentos eólicos no Kalahari datam provavelmente do pleistoceno recente (De Ploey, 1965 apud Thomas, 1998). Entretanto, Ab´Saber (1982) notou que modos diferentes de gênese, com tipos ambientais

contrastantes de formação de areia branca, ocorreram na Amazônia brasileira. Alguns foram resultados de pedogênese atuando em lentes arenosas do Terciário, uma característica também vista no Kalimantan na Indonésia. Mas as ocorrências mais importantes são areias fluviais que segundo Ab´Saber foram depositadas durante um ambiente de savana.

Para Thomas et al. (1994), a evolução pedogenética poderia conduzir à formação de areia branca de quartzo pela lixiviação em grande parte do Fe livre e da caulinita, que se dispersam e sofrem dissolução sob condições de umidade. Este processo (Chauvel, 1977 apud Millot, 1983) pode ser acompanhado através da eluviação vertical e lateral, como por migração do fluxo sub-superficial para depressões adjacentes ou pisos de vale.

Para Mabesoone (1964) a origem dessas areias brancas, que aparecem na parte oriental do Brasil desde o Amapá até a Bahia, abrangem ocorrências de diversas naturezas tais como: dunas, terraços marinhos, praias atuais e planícies aluviais.

Os sedimentos que afloram na Faixa Costeira Sedimentar entre Recife e João Pessoa (Beurlen,1967; Mabesoone,1967 apud Ferreira e Alheiros, 1992) aparecem em grandes extensões capeados por areias esbranquiçadas, frequentemente chamadas de Areias Brancas ou coberturas Arenosas que geralmente ocupam os topos dos platôs, suas encostas ou vales. A gênese das areias que ocupam os topos dos platôs está relacionada ao recobrimento de um arenito de cor creme, separando-as do arenito da base, ao qual está associada, uma superfície endurecida de cor variegada chegando até ao marrom. Nas áreas desprovidas de vegetação, as areias inconsolidadas são removidas pela erosão expondo os níveis litificados (Ferreira e Alheiros, op. cit.).

Na Bacia Pernambuco-Paraiba, Beurlen (1967 apud Ferreira e Alheiros, op. cit.) denominou como Grupo Paraíba o pacote sedimentar constituído pelas Formações Beberibe, Gramame e Maria Farinha. Estas unidades foram recobertas pelos sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras, que preencheram os grandes vales e agora se encontram expostos em suas encostas.

Tais sedimentos das formações supracitadas submetidas ao intenso intemperismo tropical litorâneo na Faixa Costeira de Pernambuco originaram estes pacotes arenosos que configuram as "areias brancas", caracterizadas por um padrão morfológico e erosivo comumente associado à Formação Barreiras, apresentando cortes sub-verticais e desprovidos de vegetação, formando paredões de até 20 metros de altura, com feições ruiniformes. A mineralogia deste material é constituída quase exclusivamente de quartzo hialino, tratando-se de um material mal selecionado com grãos angulosos a sub-angulosos com baixa esfericidade. Já o arenito da base tem cimento ferruginoso alaranjado e uma pequena contribuição de cimento carbonático. Em seção delgada pode-se observar o

zoneamento do ferro e seus diferentes graus de oxidação expressos pelas cores vermelhas chegando até o marrom escuro (formação de Hematita), o que permite a classificação deste material, em sua maioria, como um arenito quartzoso maduro ferrífero.

Sendo Assim, observou-se nos sedimentos da Faixa Costeira de Pernambuco um enriquecimento absoluto de ferro pelo processo da argissolização e não um processo de remoção de sílica e bases (latossolização), sendo que a fração argila apresenta como filossilicato componente apenas a caulinita.

Em síntese, as evidências encontradas na literatura regional apontam para que essas areias brancas, que ocorrem sobre os sedimentos siliciclásticos das Bacias Pericratônicas de Pernambuco, são geradas pelo processo pedogenético de argissolização que é a translocação do material do horizonte A para o horizonte B. Na maioria dos casos o material de origem é um arenito ferruginoso, sendo a fase migradora composta por óxidos de Fe e Al, além da matéria orgânica, formando o horizonte B espódico, que identifica a classe de solo Argissolo Acinzentado. O eventual endurecimento do horizonte B argissolo acinzentado pode resultar na formação *in situ* do que a USDA Soil Taxonomy denomina de "Ortstein".

No entanto, nos mapas pedológicos a nomenclatura "Argissolo Acinzentado" só aparece se o perfil de solo tiver mais de 2 metros de espessura, logo muitas dessas manchas arenosas acabam sendo classificadas simplesmente como Neossolos quartzarênicos. Tal designação é também impropriamente aplicada a areias remobilizadas dos topos que são depositados como colúvios e mesmo depósito aluvionares recentes. A ação eólica não é significativo como processo secundário de retrabalhamento dessas areias e sim a ação pluvial e fluvial.

3.5 A GEOMORFOLOGIA APLICADA ÀS ÁREAS URBANAS.

A geografia física tem dedicado parte de suas considerações ao estudo do impacto humano sobre a paisagem (Conti, 1999; Christopherson, 1994; Goudie 1993; Silva, 2005), no entanto a maior parte dos trabalhos tende a versar sobre as áreas rurais, onde o impacto das atividades agrícolas sobre os sistemas erosivos ocupa posição central nas preocupações metodológicas, voltando-se para o desenvolvimento de técnicas de mitigação ou reparo dos danos causados pelos processos erosivos e proteção dos solos aráveis.

A geomorfologia aplicada aos estudos urbanos vem, no entanto, assumindo um papel cada vez mais importante neste cenário, uma vez que dentre os processos mais dinâmicos de produção do espaço no Brasil, encontra-se a metropolização e o crescimento

das cidades médias, avançando por sobre áreas tradicionalmente rurais ou de preservação ecológica.

O espaço urbano como resultado da ação antrópica sobre o meio físico ao longo dos anos, levando em consideração o processo histórico da ocupação deste espaço, bem como suas transformações, faz com que o meio ambiente apresente um caráter dinâmico em que tal expansão urbana e as construções nas encostas produzam alterações na paisagem pelo agravamento dos movimentos de massa, erosão e desmoronamentos (Cunha e Guerra, 1996; Xavier, 1996 apud Cunha e Gonçalves, 2004).

Os condicionantes naturais em conjunto com o manejo inadequado, são acelerados pela degradação através de chuvas concentradas, encostas desprotegidas de vegetação, contato solo-rocha abrupto, descontinuidades litológicas e pedológicas e declividades das encostas, condições estas que catalisam os processos erosivos.

Trabalhos recentes como o de Ross (2005), PREFEITURA DA CIDADE DE SÃO PAULO (1993) e Müller-Plantenberg e Ab'Saber (1998) atestam o crescimento da preocupação em desenvolver metodologias que permitam avaliar de forma mais efetiva o impacto dos sistemas antropogênicos sobre sistemas naturais em áreas urbanas e ou de expansão do fenômeno urbano.

Autores como Cunha e Guerra (1996), Guerra (1997) e Gonçalves e Guerra (2001) fizeram valiosos estudos sobre a dinâmica das áreas urbanas pelo contexto da ocupação, vegetação e fatores climáticos dominantes, sobretudo voltados às cidades do Rio de Janeiro e Petrópolis. Sendo o espaço urbano o resultado das transformações antrópicas sobre o meio físico ao longo dos anos (Gonçalves e Guerra, 2001), este possui um caráter dinâmico, sofrendo ocupação irregular, intenso desmatamento, erosão e assoreamento dos canais fluviais.

O trabalho de Modenesi e Jordão (1992) sobre a erosão acelerada no município de Caçapava traz algumas soluções voltadas aos desequilíbrios geoecológicos desencadeados pela ação antrópica. Tendo como base cartográfica a fotointerpretação no reconhecimento dos processos, formas e fatores atuantes em conjunto na área, os processos foram associados aos tipos de uso e ocupação do solo, relacionados ao desenvolvimento da cultura cafeeira, criação do gado, industrialização e urbanização.

Os autores verificaram que os efeitos da erosão laminar nas vertentes são significativos devido ao escoamento pluvial que favoreceu a formação de ravinas pelo escoamento superficial concentrado, como resposta ao intenso processo de urbanização, dando origem também à movimentos de massa e erosão generalizada nas encostas.

Entretanto, nas colinas, a erosão apresentou-se menos acentuada, devido às áreas de pasto e de cultivo submetidas a práticas conservacionistas.

Guerra (1997), em estudos voltados às áreas urbanas da cidade do Rio de Janeiro, fez uma análise dos processos erosivos desencadeados pela instabilidade geomorfológica gerada por erosão linear. Para o autor as encostas são as áreas que geralmente sofrem reflexos da ação antrópica, tornando-se esta o fator primordial que acelera e amplia os processos de degradação, tanto ambiental como sócio-econômicos. No caso dos centros urbanos, a exemplo do Rio de Janeiro, essas desestabilizações refletem a ocupação desordenada pela população de baixa renda que retira a cobertura vegetal tanto nativa como secundária das encostas. Estas, por apresentarem fortes declividades e espessos mantos de intemperismo, além do regime de chuvas com altos índices pluviométricos concentrado em uma determinada estação do ano, tornam-se áreas potenciais para os processos erosivos e movimentos de massas (Cunha e Guerra, 1996).

Para Girão e Corrêa (2004), em virtude da crescente densidade demográfica em áreas urbanizadas, principalmente nas periferias das cidades, a necessidade do planejamento se faz de grande utilidade para a implementação de formas de ocupação viáveis do ponto de vista ambiental sobre novos espaços no perímetro urbano. Para tanto, segundo os autores, torna-se imprescindível o conhecimento das características morfológicas e morfogenéticas da área, além da análise da vulnerabilidade das áreas urbanas, tendo por base a potencialidade do uso do solo. Pois, a ocupação desordenada e sem o conhecimento prévio dos processos morfodinâmicos atuantes nestes espaços, pode acarretar desastres de grandes proporções, como por exemplo, a ocorrência de movimentos de massa de alta magnitude.

Nesse sentido Azambuja (2006), realizou mapeamento morfodinâmico de detalhe enfocando as áreas de expansão urbana do Município de Garanhuns, estabelecendo a relação entre a gênese do relevo, materiais componentes das formações superficiais e processos operantes, com vistas ao reconhecimento e interpretação do significado da dinâmica processual atual na área. Com base em tal análise, foi possível estabelecer para a área de Garanhuns uma forte relação entre as atividades antrópicas e a sensitividade geomórfica da paisagem. Por fim, constatou-se ainda que oscilações de curto prazo no sistema climático, operando em diversas escalas de tempo, contribuem de forma sistêmica sobre os graus de estabilidade e evolução da paisagem, sobretudo quando intermediadas pelas atividades antrópicas que catalisam a instabilidade de alguns setores do relevo.

Trabalho voltado para urbanização e dinâmica geomorfológica no Nordeste brasileiro realizado por Corrêa et al., (2007) visou reconstruir a evolução espacial dos municípios de Recife e Garanhuns, Pernambuco, através da dinâmica geossistêmica da paisagem e integridade processual dos conjuntos morfológicos constituintes da área. Para tal, foi realizada uma análise da evolução morfodinâmica em ambas as cidades, onde os processos de alteração do espaço físico estavam acompanhados por alteração na estabilidade condicional dos compartimentos geomorfológicos. Os resultados do estudo, como técnica de monitoramento da dinâmica geomorfológica, servem para definir atividades de planejamento, manejo ambiental e instalação de sistemas de alerta que visem restaurar o equilíbrio morfodinâmico sob situações de elevada sensitividade do sistema morfológico.

Nesse contexto, aplicou-se o conceito de unidades morfodinâmicas estabelecido por Tricart (1977) à área da reserva do Camaçari fazendo-se uma relação entre os processos de morfogênese/pedogênese através de um ordenamento tipológico da evolução da degradação a partir das formas resultantes e sua relação estreita com a cobertura vegetal, aceitando como premissa o fato de que esta representa uma defesa do relevo, e suas formações superficiais, contra a erosão.

3.6 A ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA.

A análise morfoestratigráfica tem se tornado uma ferramenta essencial ao entendimento da dinâmica da paisagem. Entretanto, para interpretar essa dinâmica, é necessária a análise de informações básicas dos elementos de relevo e suas relações espaciais, onde a morfoestrutura pode surgir como feição anômala dentro da tendência regional.

Esta análise baseia-se no principio de que as estruturas litológicas podem ser refletidas em superfície e, para se avaliar os elementos do relevo, torna-se necessária uma associação e classificação de acordo com o caráter da estrutura geológica e suas diferentes formas esculturais, decorrentes de processos morfogenéticos atuando sobre o substrato rochoso (Jesus, 2004).

Segundo Tricart (1968) existem complexas interferências nos processos formadores do solo. As formações superficiais são variadas e estas formações que constituem o material original do solo, integradas a topografia, têm influência no regime hídrico. Sendo assim, o processo morfogenético atual interfere nos processos pedogenéticos e, tal interferência é modulada pela topografia e formações superficiais. Portanto, entende-se que a pedologia engloba estudos que fazem parte da geomorfologia, como a fragmentação e alteração da

rocha, a modificação das partículas liberadas, o transporte e a acumulação, sendo estes os fenômenos que comandam a esculturação do modelado.

A sedimentologia tem sido amplamente utilizada para diagnosticar o relevo e os eventos deposicionais ligados a formação de sedimentos correlativos. Castro (1979 apud Missura, 2006) faz uma observação importante a cerca do uso do método sedimentológico nos estudos da geomorfologia quando esta pretende analisar tipos de ambientes, propriedades químicas e físicas dos materiais, tipos de movimentos, direção e velocidade do movimento, discordâncias, relevo na área de deposição, composição das rochas, clima durante a elaboração do depósito, condições tectônicas, litificação, intemperismo e correlações estratigráficas.

O entendimento das relações genéticas do relevo proporciona recursos para uma melhor compreensão de sistemas deposicionais pretéritos e contemporâneos, e propicia uma reconstrução paleogeográfica mais realista.

Baseado na análise sedimentológica voltada ao estudo do relevo, a morfoestratigrafia e aloestratigrafia têm sido largamente utilizadas para estes fins, pois, buscam através da análise dos depósitos reconstruir as paleo-condições de sedimentação, e os eventos que desencadearam tais processos deposicionais.

Para Mello (1997 apud Missura, op. cit.) a utilização da perspectiva morfoestratigráfica, voltada para as superfícies deposicionais como importante instrumento de reconhecimento e mapeamento dos depósitos quaternários, tem-se mostrado eficaz em tais objetivos.

A influência de fatores climáticos e de alteração do nível de base, depósito mais jovem em posição topográfica inferior, tem buscado um enfoque diferenciado da litoestratigrafia tradicional. Refere-se aqui à estratigrafia de seqüência, com ênfase nas rupturas de sedimentação, esta vem disponibilizando novos elementos de identificação mais pertinentes às análises dos sedimentos cenozóicos, entre eles, o estudo das descontinuidades limitantes podendo incluir inconformidades, superfícies de ravinamento, superfícies de inundação e superfícies de omissão (Bhattacharya e Walker, 1991 apud Missura, 2006).

Silva et al. (2005) utilizando a abordagem morfoestratgráfica para análise do comportamento erosivo recente de uma unidade geoambiental de um município de Recife, estruturada sobre a Formação Barreiras, demonstrou que as amostras analisadas indicam que os leques de dejeção existentes na área foram formados através de uma sucessão de eventos onde ora predominaram o fluxo laminar e ora os chamados fluxos de massa. Sendo assim, segundo os autores, a área tem evoluído para a estabilização dos compartimentos

morfodinâmicos, com redução substancial das áreas voçorocadas devido ao aumento do nível de base local no sopé das voçorocas por coalescência dos sistemas de leques de dejeção barrados da drenagem coletora principal, além do equilíbrio fitorresistásico, sobretudo dos morros recobertos por capoeiras.

Dentro desta perspectiva, procurou-se fundamentar as constatações teóricas a cerca do incremento da erosão na área da Reserva Ecológica do Camaçari, e confrontá-las com a abordagem morfoestratigráfica, através das comparações entre a compartimentação geomorfológica e as classes de solos encontradas na área, a fim de sistematizar a evolução do quadro de desequilíbrio ambiental até o seu estado atual, no qual se verifica o desenvolvimento de extensas redes de voçorocas, além da ocorrência de movimentos de massa.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O referencial teórico desta pesquisa baseou-se na aplicação da análise sistêmica relacionada aos estudos dos aspectos morfodinâmicos e pedogenéticos da Reserva Ecológica do Camaçari. A abordagem sistêmica como fundamentação teórica contemplou a análise dos elementos e processos desencadeadores da biopedoturbação na paisagem, através do estudo dos sistemas processo-resposta, para a compreensão dos níveis de organização morfológicos e pedológicos, tanto decorrentes do fator natural como do antrópico.

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO

Foram considerados diversos trabalhos bibliográficos e cartográficos baseados em levantamentos geográficos e geológicos, visando compreender como ocorreram os processos geomórficos vigentes a partir dos elementos observados.

4.2 MATERIAIS

Para o desenvolvimento da pesquisa foram utilizados diversos tipos de materiais de acordo com a necessidade de cada método aplicado. Sendo assim, os materiais utilizados foram:

a) Ortofotocartas na escala de 1:10.000 da FIDEM, do ano de 1974;

b) Fotografias Aéreas na escala de 1:6.000 FIDEM/CONDEPE, respectivamente dos anos de 1974 e 1997;

c) Equipamento de Laboratório para ensaio de classificação granulométrica e separação de silte e argila pelo método de pipetagem:

1) Balança analítica para 0,001g e balança semi-analítica para 0,01g;

2) Jogo de peneira de 16, 32, 60, 115 e 250 meshes;

3) Rotape para peneiramento mecânico a seco;

4) Solução dispersante de 1000mm^3 de água destilada para 0,5% de Hexametafosfato de Sódio;

5) Ripple Box ou Quarteador Jones de 1cm e de 6mm de lâminas;

6) Beckers de 50mm^3;

7) Provetas de 1000mm^3;

8) Misturador magnético de solução;
9) Agitador de solução;
10) Estufa para secagem de material;
d) Lupa Binocular para análise morfoscópica dos sedimentos movidos por tração na fração de 0,125 mm;
e) Lupa binocular para análise morfoscópica para análise de minerais pesados nas frações de 0,500 mm, 0,250 mm, 0,125 mm e 0,062 mm;
f) Scanner Eletrônico JEOL para análise microscópica dos grãos de quartzo;
g) Microscópio Petrográfico para análise de lâminas de solos;
h) Programas de computador utilizados:
1) Arc-Gis 9.1: para entrada de dados georeferenciados
2) Corel Draw 12: para arte finalização de imagens, mapas e figuras.
3) Sysgran:para geração de dados através dos parâmetros de análise de freqüência média, classificação granulométrica, mediana, grau de seleção, assimetria e curtose e gráficos de freqüência acumulada.

4.3 TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO.

As técnicas de geoprocessamento foram utilizadas nesta pesquisa com o intuito de subsidiar a geração de dados para a formação de um SIG (Sistema de Informação Geográfica) conforme o método de análise Ecodinâmica proposto por Tricart (1977) ou a análise morfodinâmica aplicada por Ross (2005).

4.4 TRABALHO DE CAMPO

Foram realizados trabalhos de campos para a identificação das unidades geomorfológicas e morfodinâmicas, a partir do mapeamento geomorfológico preliminar e análise do comportamento erosivo na área. Sendo assim, observou-se a relação entre geometria do relevo e processo erosivo, a partir das propostas apresentadas em trabalhos realizados por Modenesi e Jordão (1992), Nascimento (2001) e Modenesi-Gauttieri e Hiruma (2004), bem como da verificação de processos provocados por intervenções antrópicas, tais como, ravinamentos, voçorocamentos e verificação da infra-estrutura das áreas atingidas pelos problemas ora expostos.

Desta forma, os processos de superfície inerentes à dinâmica geomorfológica foram verificados a fim de se escolher os locais mais adequados para a coleta de amostras para realização de ensaios granulométricos.

4.5 COLETA DO MATERIAL

A coleta do material para análise laboratorial visou caracterizar a investigação do ponto de vista pedológico e sedimentológico, a partir de unidades morfoestratigráficas, para cruzamento das informações de gabinete e campo.

As amostras foram coletadas em um único local de maior representatividade na área, levando em consideração o material parental e o "horizonte eluvial" que o recobre. Uma quantidade apreciável de material (cerca de 1 kg) foi coletada, para cada amostra, sendo as mesmas devidamente ensacadas e etiquetadas para fins de identificação.

O Material foi coletado para as seguintes análises: análise granulométrica, morfoscopia, micromorfologia dos solos, microscopia eletrônica de varredura com grãos de quartzo de 0,125 mm.

Para a análise de micromorfologia dos solos foi necessária a utilização de caixas de Kubiena de 5x5x5 cm, com moldura de alumínio e tampas de plásticos ajustadas aos dois lados da caixa, permitindo a preservação das estruturas a serem posteriormente analisadas em microscópio petrográfico.

A análise por microscopia eletrônica de varredura foi realizada a partir de sub-amostras destinadas à análise granulométrica na fração de 0,125 mm para os grãos de quartzo.

4.6 NOMENCLATURA DAS AMOSTRAS

A nomenclatura das amostras foi definida de acordo com a área da coleta de amostragem e o número de amostras coletadas no mesmo local. Neste trabalho a coleta de material deu-se a partir da análise do horizonte arenoso superficial, foco desse estudo, e da rocha mãe subjacente. Sendo assim, a primeira e segunda letra estão associadas ao nome do local de coleta (ex.: CM = Camaçari). Para o horizonte arenoso levou–se em consideração a profundidade do perfil, sendo as amostras identificadas como CM146, CM134, CM110, CM80 e CM30. Já sobre a rocha-mãe utilizou-se a sigla CMRM. As amostras foram coletadas e etiquetadas para posteriormente serem submetidas, em laboratório, às análise

macroscópicas, sedimentológicas e morfoscópicas, a fim de elucidar os fatores condicionantes dos processos responsáveis pela dinâmica superficial local.

4.7 PENEIRAMENTO

4.7.1 Peneiramento úmido

Em laboratório seguiram-se os parâmentros de preparo de amostras indicado por McManus (1988), sendo estas analisadas no Laboratório de Geologia Mineral da UFPE. O procedimento inicial deu-se a partir da separação de 1 kg por amostra bruta que sofreu processo de quarteação pelo quarteador Jones até atingir o total de 100g, garantindo que todas as frações foram provenientes da amostra. As amostras em seguida passaram pela separação das frações grossas (cascalho e areia) e finas (Silte e argila).

Na separação entre sedimentos finos e grossos, por peneiramento úmido, são utilizadas apenas duas peneiras, de fração de 2 mm e 0,062 mm, e ainda um recipiente para que seja retida a porção fina. Após o peneiramento úmido, as amostras devem secar em forno e serem novamente pesadas. Para que seja obtida a proporção de finos é subtraído o peso destes da amostra inicial. A fração grossa passa pela secagem em estufa, até que toda umidade seja eliminada da amostra. A amostra é novamente pesada para seguir à etapa de peneiramento dos grãos de areia.

McManus (1988) sugere que as amostras inteiras de sedimentos sejam postas em forno para secagem a uma temperatura de 110°C e pesadas, antes que as mesmas sejam imersas em água contendo o dispersante de Hexametafosfato de Sódio. Por se tratarem de amostras de sedimentos inconsolidados e sem grande influência da presença de sais (indicado pelo ambiente de oxidação dos Latossolos), optou-se por fazer o peneiramento úmido.

4.7.2 Peneiramento Seco

O método de peneiramento adotado foi o mesmo utilizado McManus (1988), que propõe a divisão das classes granulométrica. Para o peneiramento dos sedimentos arenosos foi estabelecido como limite granulométrico a classe de 0,063mm de diâmetro. As peneiras utilizadas medem 8 pol. de diâmetro e armação com 2 pol. de altura, com tela de malha padronizada seguindo a forma decrescente da escala de Wentworth. Para o presente estudo foram selecionadas seis peneiras com fração de: 2mm, 1mm, 0,500mm, 0,250mm,

0,125mm, 0,062mm e uma panela de bronze colocada na porção inferior das peneiras para retenção dos sedimentos de <0,062, previamente peneirados na separação de finos e grossos.

Uma peneira é colocada sobre a outra de maneira que o tamanho das partículas se organize de forma decrescente. A amostra é despejada sobre a peneira superior e tampada. Em seguida as peneiras são encaixadas em um aparelho denominado Rotape, para que sejam agitadas em um período de 10 min. Após o peneiramento o material retido em cada peneira, bem como da panela de retenção é separado em recipientes de porcelana, sem arestas e pesado novamente, para obter a porcentagem granulométrica da amostra. Os resultados obtidos na etapa do peneiramento são analisados pelo programa SYSGRAN, para que sejam gerados todos os dados quantificados de cada amostra.

Levando-se em consideração os parâmetros de média, classificação granulométrica, mediana, grau de seleção, assimetria, curtose e freqüência acumulada, esses dados são também plotados no programa Excel a fim de gerar gráficos.

4.8 GRANULOMÉTRIA E ANÁLISE MORFOSCÓPICA

As amostras foram submetidas à análise granulométrica e morfoscópica no Laboratório Paleontologia I da UFPE. Para tal análise, observaram-se os itens a seguir: propriedade, tamanho dos grãos, esfericidade, arredondamento, textura superficial, opacidade. A fração selecionada para esta análise foi a de malha 0,125 mm que demonstra, segundo seu grau de arredondamento, se a mesma teria passado por processo de transporte eólico.

Inicialmente a análise morfoscópica foi utilizada para determinar o grau de arredondamento dos grãos, mineralogia e grau de rubeificação por óxido de ferro. A determinação e avaliação das percentagens granulométricas ao redor da média, que ajuda definir a dispersão ou seleção do sedimento, bem como a obtenção da distribuição dos tamanhos das partículas clásticas, que permite o reconhecimento da natureza da área-fonte e dos processos operantes no ambiente deposicional, foram definidas a partir do emprego da metodologia proposta por MacManus (1988). A análise sedimentológica possibilitou a caracterização qualitativa e quantitativa dos sedimentos de um setor colinoso da reserva, bem como, constituiu uma etapa da preparação das amostras para a análise morfoscópica.

Os estudos morfoscópicos compreenderam a análise de três características texturais dos grãos: esfericidade, grau de arredondamento e textura superficial. Para tanto, foi realizada a análise em lupa binocular da fração poliminerálica das amostras no intervalo 90-

150μm sob um aumento de 16 e 40X. Os parâmetros e procedimentos utilizados para a análise morfoscópica seguiram a proposta de Gale & Hoare (1991) e Tucker (1995).

4.9 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

A abordagem morfoestratigráfica, assim como utilizada por Moura e Méis (1986), Mello et al. (1991), Mello et al. (1995) e por Camargo Filho e Bigarella (1998) para os setores planálticos do sudeste e sul do Brasil respectivamente, busca associar as diversas formas do relevo com as formações superficiais que as estruturam. Desta forma, unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. A importância deste enfoque teórico reside na ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

Sendo assim, a abordagem morfoestratigráfica foi conduzida com base nas propriedades sedimentológicas e pedológicas identificadas durante o mapeamento morfodinâmico. As análises sedimentológicas buscaram descrever as diversas unidades deposicionais situadas na Reserva Ecológica do Camaçari e tentar resgatar os processos de formação das mesmas.

4.10 MAPEAMENTO MORFODINÂMICO

Foram confeccionados mapas morfodinâmicos em escalas 1:6.000 com a finalidade de demonstrar a espacialização das áreas que se encontram em estado de equilíbrio e desequilíbrio ambiental dentro da Reserva.

Os mapas morfodinâmicos procuraram estabelecer o grau de sensibilidade do quadro ambiental relacionado aos processos de degradação e agradação superficiais, fornecendo dados precisos para o planejamento ambiental e para o controle da erosão na área da Reserva, visando assim, atingir um diagnóstico do comportamento morfodinâmico.

No desenvolver dessa linha de raciocínio, utilizou-se para a área da reserva a tipologia de paisagem caracterizada a partir de três estágios em grau crescente de desequilíbrio ambiental, como definida por Corrêa, Albuquerque e Melo (1995) para setores dos morros da Guabiraba, Recife – PE, agora adaptadas para a reserva ecológica do Camaçari, em função da intensidade dos processos atuais, sendo elas: a) áreas florestadas apresentando estabilização morfodinâmica; b) áreas revestidas por capoeiras apresentando

formas de erosão incipientes e ruptura inicial do equilíbrio morfogenético e c) áreas desnudas extensivamente erodidas (ambientes fortemente instáveis).

O mapeamento morfodinâmico foi elaborado em dois momentos distintos através de fotografias aéreas disponíveis a 1:6.000 (FIDEM, 1974 e 1997). Este tipo de avaliação teve como objetivo, identificar as mudanças ocorridas em uma escala de tempo histórico, onde as atividades antrópicas foram progressivamente modificando a dinâmica ambiental da reserva do Camaçari.

Para a sistematização das informações lito-pedológicas o grau de fragilidade além da caracterização física e de minerais do manto de alteração, deve-se avaliar o tipo de ação antrópica e das águas pluviais. Sabendo-se que a área da Reserva do Camaçari encontra-se sobre solos Argissolos amarelos e vermelhos-amarelos e latossolos amarelos, estes se enquadram, como referido por Ross (2005), tanto na categoria de média fragilidade, como de grau forte, tomando-se por base a classificação para erodibilidade dos solos frente ao tipo de escoamento superficial das águas pluviais.

4.11 ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS

Para análise de minerais pesados foram separados 5g de cada amostra nas frações de 0,500; 0,250; 0,125 e 0,062 mm e, posteriormente foi realizada uma separação em coluna usando béquer, utilizando os denominados líquidos densos. Para este estudo os sedimentos foram submetidos à lavagem por bromofórmio cuja densidade=2,89. A coluna de separação densimetrica foi montada em capela para separação em que se pode observar o quartzo e feldspato flutuando no bromorfórmio e os minerais pesados no fundo do funil.

4.12 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Foram analisadas um total de 70 grãos de quartzo das amostras coletadas, na fração 0,125mm, obtidos inicialmente através de análise morfoscopia de todas as amostras da Reserva do Camaçari. Estes foram confrontados com amostras provenientes do Litoral do Rio Grande do Norte, sendo a amostra TL 41.98, sedimentos de dunas inativas de morfologia tênue (Dit) e a amostra TL 46.98 sedimentos de Lençol de areia, predominantemente eólica (LA), visando estabelecer se ocorrera transporte eólico no horizonte superficial arenoso encontrado na área foco de estudo na Reserva do Camaçari.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 MAPEAMENTO MORFODINAMICO DA RESERVA ECOLÓGICA DO CAMAÇARI NUMA ESCALA ESPAÇO-TEMPORAL DOS ÚLTIMOS TRINTA ANOS.

5.1.1 Morfodinâmica em 1974: Inicio do Processo de Ocupação

O marco inicial do estudo ocorreu no ano de 1974, devido à disponibilidade de material aerofotogramétrico. Neste período já se identificava alguns processos de desestabilização dentro da reserva (Figura 07).

Ambientes Fortemente Instável: Foi encontrado indícios de voçorocamento e formação de erosão em sulcos sobre anfiteatros de remoção de material a SW da área da reserva. A exposição do solo pela retirada da vegetação qualifica este ambiente como altamente instável, tendo em vista que a redução da cobertura vegetal está diretamente associada ao desequilíbrio dos sistemas geomorfológicos, sobretudo através do incremento das taxas de erosão e formação de voçorocas. Verifica-se também que os processos erosivos tendem a se acelerar à medida que mais terras vão sendo desmatadas deixando os solos desprotegidos, fazendo com que a chuva incida diretamente sobre a superfície do terreno, como é observado nas áreas que circunda a reserva (Figura 08).

Ambientes Moderadamente Instáveis: No entorno da reserva foram detectados inúmeros processos de erosão laminar incipiente. Neste período há uma pequena modificação do uso do solo numa transição rural/urbano com a construção dos primeiros loteamentos e reserva de áreas para expansão urbana, assim como a fragmentação da cobertura vegetal nativa para a implantação da produção agropecuária associada provavelmente à policultura. Entretanto, estas áreas estão sempre acompanhadas por manchas de solo exposto propiciando a erosão laminar, o que a enquadraria, em certos momentos, na categoria de áreas fortemente instáveis, devido à variação de declividade das colinas. Contudo, a presença da vegetação secundária sobre essas áreas ainda é a responsável pela atenuação dos processos erosivos.

Ambientes de Fraca Instabilidade: Embora as áreas de vegetação nativa estejam associadas na Reserva à ocorrência dos terrenos de maior declividade, representando média estabilidade, este ambiente foi o único com certo grau de estabilidade encontrada no período.

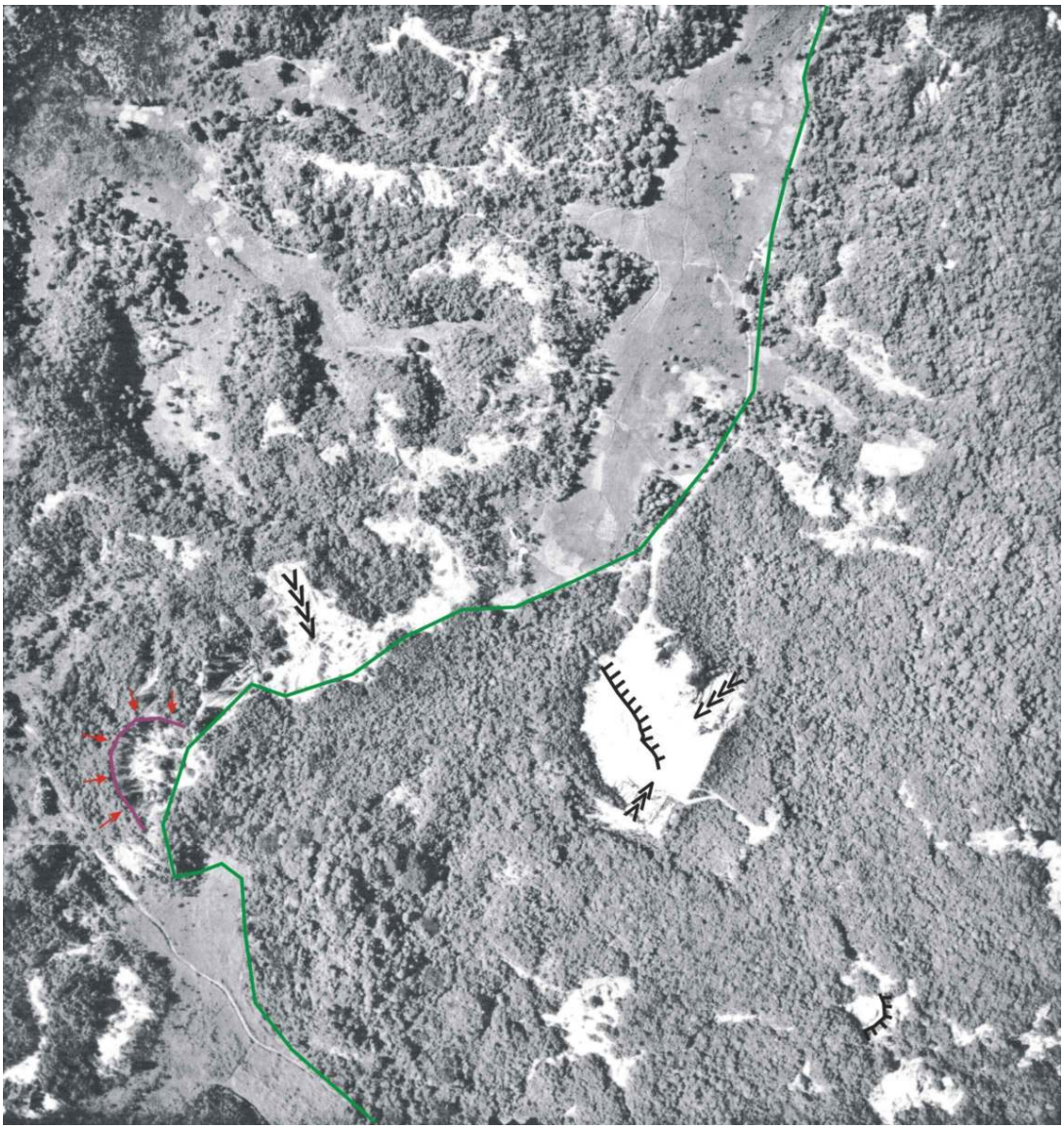


Figura 08 – fotografia aérea do setor SW da reserva no ano de 1974. A linha verde destaca a área da reserva onde a retirada da vegetação e a mineração ilegal de argila e areia desencadeou diversos processos de erosão em sulcos e voçorocas. A linha lilás destaca uma pequena encosta com erosão em sulco e as setas indicam o sentido do fluxo superficial. A linha preta tracejada indica os anfiteatros formados pela retirada de material e a simbologia em "V" são as área em processo de voçorocamento (Fonte: FIDEM).

Figura 07 – Mapa Morfodinâmico da Reserva Ecológica do Camaçari, 1974.

5.1.2 Morfodinâmica em 1997: Processo-Resposta das Transformações Naturais e Antrópicas

A década de 90 representa um marco da desestabilização morfodinâmica na área da reserva e seu entorno. A anexação da área ao contexto metropolitano da RMR conduziu a mesma a tipos de ações antrópicas extremamente nocivas aos sistemas naturais. Tais modificações foram expressamente encontradas nesse período e continuam a operar até hoje, mesmo após o abandono das áreas de exploração de material, como atestado por Corrêa et al. (2004) em trabalhos anteriores (figura 09).

Ambientes Fortemente Instáveis: O extremo sul da reserva caracteriza-se por uma pequena colina com cerca de 30 metros de elevação, a qual teve seu flanco setentrional removido pela retirada de sedimentos para a construção civil. Foram observados dois comportamentos distintos nesta área: a erosão laminar atuando sobre os sedimentos arenosos de estrutura laminada, que afloram à meia encosta ao norte da colina em questão, e movimentos de massa do tipo queda de blocos ocorrendo nos sedimentos argilosos, secundariamente associados à erosão em sulcos (Fotos 01 e 02). De fato, o ângulo de incisão do talude na área de ocorrência dos sedimentos argilosos, acima do ângulo de fricção interna do material, é em parte responsável pela desestabilização dos sedimentos, mas a ocorrência de argilas expansivas, nos horizontes hálicos, e as crostas ferruginosas geram um cenário que localmente potencializam os tombamentos.

Segundo Corrêa et al. (2004), a argila expansiva na estação seca exibe rachaduras e estruturação em blocos prismáticos verticais, que interceptam a superfície do talude, estes por sua vez individualizam-se na estação seca (primavera/verão) e perdem sustentação quando as fissuras são umedecidas na época das chuvas (outono/inverno). Sendo assim, segundo os autores, a crosta laterítica sotoposta acaba funcionando como um plano de cisalhamento que impede a infiltração e facilita a lubrificação lateral sobrejacente. Assim, o material desprende-se do topo da colina ora por gravidade (*toppling*), ora por deslizamento translacional.

A ocorrência dos tombamentos e deslizes não permite o desenvolvimento conspícuo da erosão linear, embora na ruptura de declive entre a face livre da encosta e os depósitos de sua base desenvolva-se uma rede de sulcos e pequenas ravinas.

Foto 01 – Erosão linear em sedimentos arenosos laminados.

Foto 02 – Colina com flanco removido pela retirada de sedimentos apresentando queda de blocos

O voçorocamento atinge os sedimentos arenosos próximos a uma colina a oeste da reserva, com encostas convexas de baixa declividade, entre 6º e 12º, e topo amplo atingindo 80 metros de altitude, constituindo o maior setor de remoção ilegal de material superficial para construção civil no âmbito da reserva, havendo sido observado tal remoção desde a década de 70.

Neste ponto, o setor leste da colina foi totalmente removido, havendo sido escavados três anfiteatros de remoção de material em níveis topográficos distintos. Os anfiteatros foram escavados tomando por base a ocorrência dos níveis encouraçados, o que permitiu o avanço da frente de lavra de material argiloso sobre uma superfície rígida. Estes planos têm intensificado a captação do fluxo superficial que, por erosão regressiva, escavam voçorocas profundas a partir da ruptura de declividade de cada nível (Foto 03 e 04).

Foto 03 – Formação de patamares erosivos por retirada de material argiloso sobre crosta laterítica.

Foto 04 – Formação de voçorocas nas rupturas de gradiente entre os patamares.

Entre os patamares de 70 metros e o topo da colina a 80 metros observa-se o controle pedogenético sobre a erosão através da degradação de um horizonte eluvial, arenoso, em contato brusco com o horizonte B de textura argilosa e estrutura em blocos. A perda de sustentação lateral do material arenoso e sua baixa porosidade geram fluxos de terra (*earthflows*), que se precipitam do topo da colina para o patamar de 70 metros. Com a perda da cobertura arenosa, o horizonte B sotoposto é atacado pela erosão linear que gera ravinamentos na face livre da encosta acima do seu ponto de inflexão. Estes ravinamentos canalizam ainda mais a perda do material arenoso do horizonte superior, expondo o horizonte B eluvial à erosão linear à moda de um sistema em *feedback* positivo (Corrêa, 2004) (Fotos 05).

Foto 05 - Ravinamentos no horizonte B canalizando material arenoso sobrejacente.

A jusante dos ravinamentos o material argiloso é depositado em leques de dejeção em forma lobada que acabam por impermeabilizar a superfície do terreno dando origem a barramentos da drenagem na retaguarda dos cones. Essas áreas formam poças sazonais conhecidas localmente como "banhos de lama" que favorecem a "selagem" superficial do terreno durante a estação seca, em seguida incrementando o escoamento superficial na época das chuvas (Foto 06).

Foto 06 – Formação de um "banho de lama" em cone de dejeção.

Ambientes Moderadamente Instáveis: Na área de contato entre a planície flúvio-marinha e a área colinosa, que se encontra na borda da reserva, estradas carroçáveis abertas para acesso à área da reserva tem dado origem a uma rede de ravinas mesmo sob área com vegetação arbustiva (Foto 07). Apesar do abandono das áreas reservadas á agricultura nas bordas da reserva, e o desenvolvimento de uma vegetação secundária, processos de erosão laminar ainda existentes conferem à área a designação de ambiente moderadamente instável.

Foto 07 – Estrada carroçável de acesso a reserva com formação de ravinas.

Ambientes de Fraca Instabilidade: É considerado como ambiente de fraca instabilidade as áreas que possuem cobertura vegetal densa, as áreas atualmente urbanizadas além das áreas designadas a expansão dos loteamentos, que por se encontrarem na planície flúvio-marinha, não apresentam processo de erosão devido a seu caráter plano e a vegetação de gramíneas (Foto 08).

Foto 08 – Planície flúvio-marinha designada à expansão dos loteamentos.

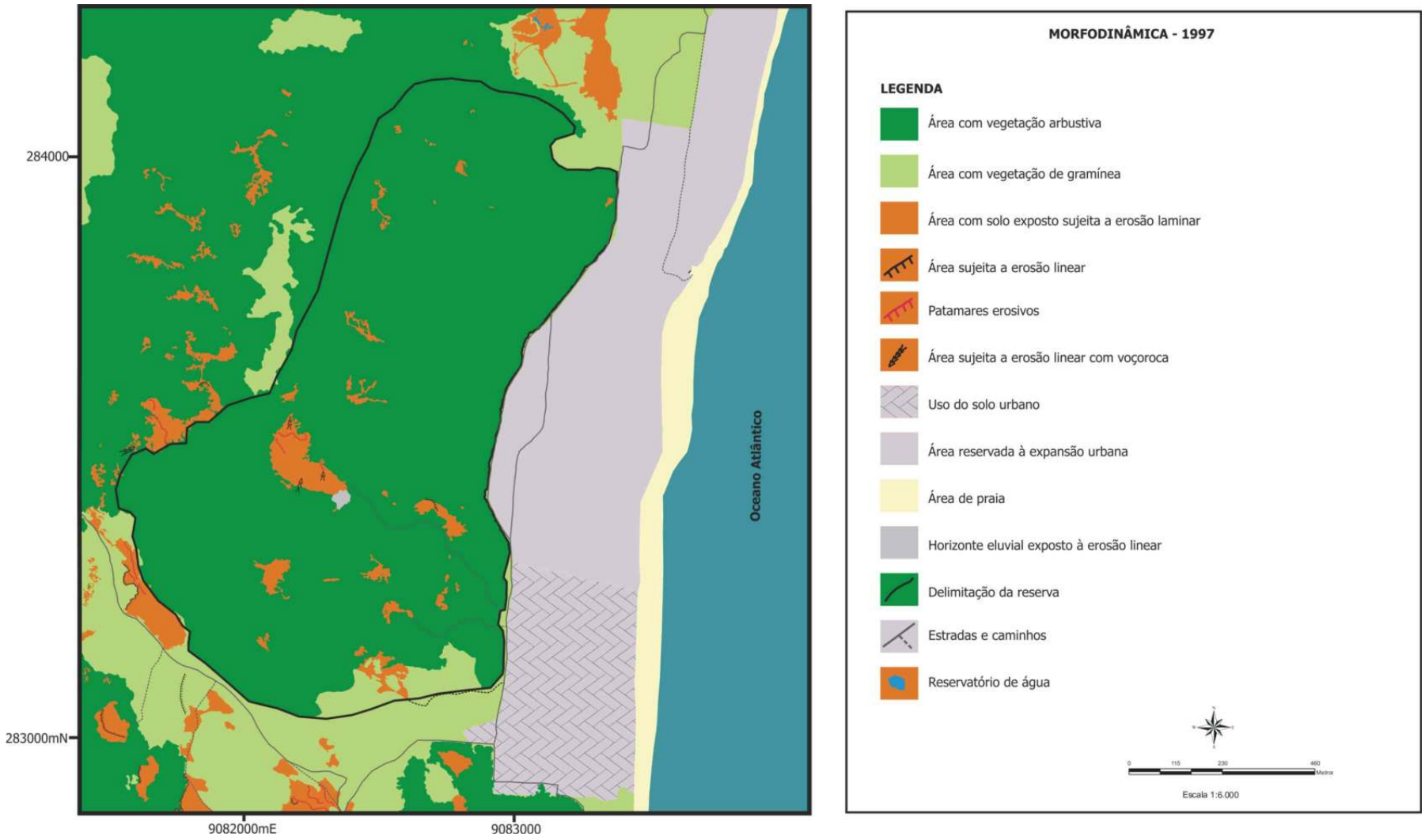


Figura 09 – Mapa Morfodinâmico da Reserva Ecológica do Camaçari, 1997.

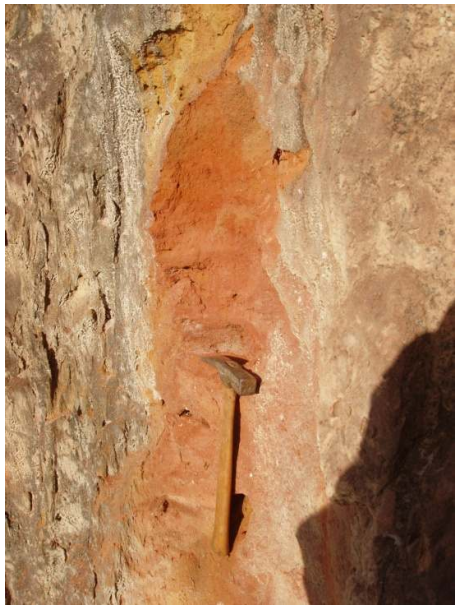
5.2 AS UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

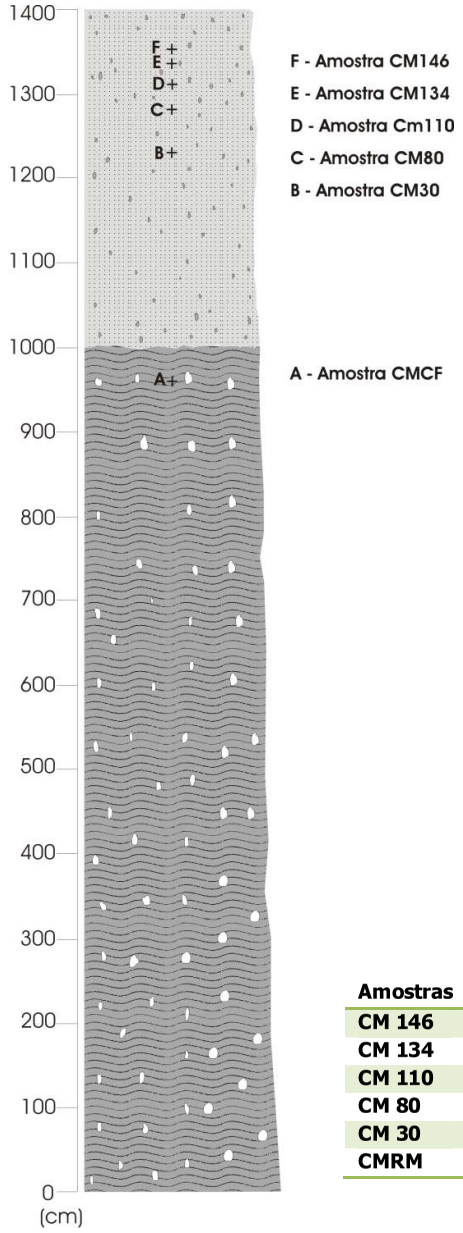
5.2.1 Descrição da Área de Coleta e Apresentação da Seção Vertical

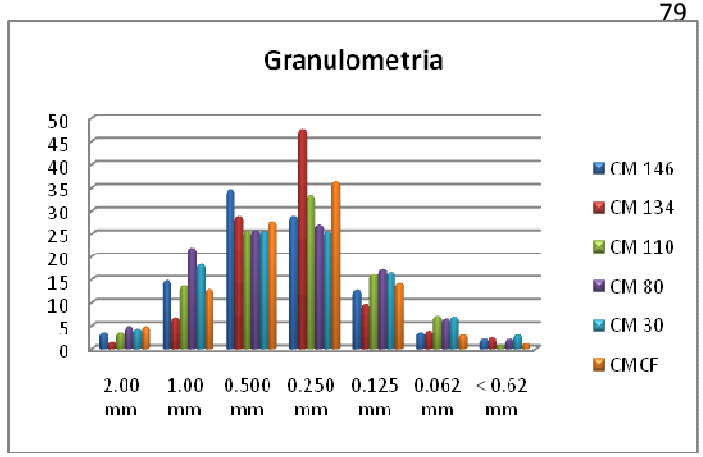
No extremo sul da Reserva Ecológica do Camaçari um extenso horizonte eluvial em contato com o horizonte B de textura argilosa e estrutura em blocos, encontra-se em estado de degradação pelos processos erosivos existentes na área em função da retirada ilegal de material sedimentar para construção civil. Este se encontra entre os patamares de 70 metros e o topo da colina a 80 metros, com uma espessura total de 14 metros, sendo 10 metros correspondentes ao horizonte B textural e 4 metros correspondentes ao horizonte arenoso (Foto 09 e Figura 10).

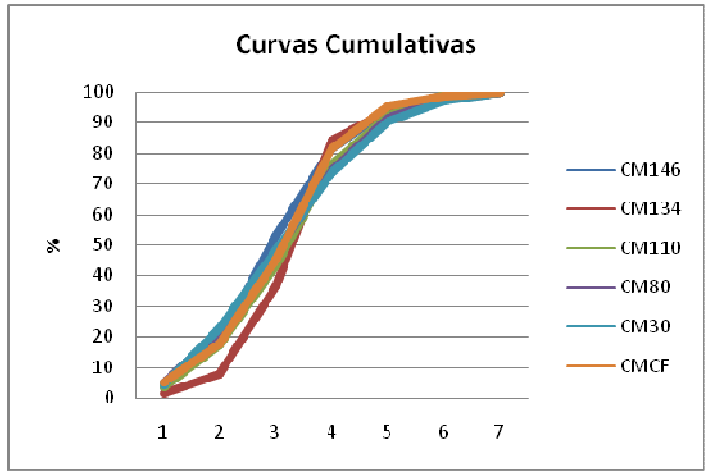
Foto 09 – Área de coleta das amostras

Amostras para diversas análises foram coletadas a 9,6; 12,3; 12,8; 13,1; 13,3 e 13,5 metros do topo da colina. Estes pontos foram definidos em campo a fim de proporcionar uma melhor caracterização das áreas amostradas e possíveis relações pedogenéticas.









Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
CM 146	Pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica
CM 134	Moderadamente selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
CM 110	Pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica
CM 80	Pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica
CM 30	Pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica
CMRM	Pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica

Figura 10 – Seção vertical da área amostrada.

5.2.2 A Análise Sedimentológica

A análise sedimentológica teve como objetivo caracterizar, de forma qualitativa, os sedimentos. A análise granulométrica teve por finalidade obter a distribuição do tamanho das partículas clásticas, visando o reconhecimento da área-fonte e os processos atuantes na área em estudo que favoreceram a sua formação.

As amostras analisadas mostram pouca variação em sua distribuição granulométrica indicando homogeneidade no processo sedimentar ao longo do tempo e pouca variação no processo de transporte que deu origem ao material parental da área, a Formação Algodoais, do Cretáceo superior. A areia varia de areia grossa na amostra CM 146 para areia média nas demais amostras. A seleção das amostras mostra que a areia é pobremente selecionada, exceto na amostra CM 134, que apresentou grãos moderadamente selecionados. Todas as amostras apresentaram assimetria aproximadamente simétrica e a curtose mesocúrtica, exceto para amostra CM 134 que apresentou curtose leptocúrtica.

Portanto, os sedimentos são mal selecionados ao longo de todo o perfil, demonstrando um episódio de maior energia do sistema deposicional, e corroborando a filiação do material pedogeneisado à mesma unidade litológica - Formação Algodoais. Não foi evidenciada distribuição preferencial em classes modais nas amostras.

A análise morfoscópica demonstrou para as amostras uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos, com o grau de arredondamento variando entre muito angular, sub-angular e sub-arredondado. O grau de esfericidade dos grãos revelou também que existe uma homogeneidade nos sedimentos, predominando os valores de esfericidade baixa. Esta semelhança granulométrica entre as amostras pode ser atribuída à contribuição de uma mesma área fonte, evidência que corrobora uma origem autóctone para o horizonte eluvial, com presença de nódulos pedogenéticos de óxidos de ferro de origem relíquiais, sendo estes minerais neoformados pela sucessiva remobilização do ferro que vai se concentrando, gerando nódulos, em meio à matriz desferruginazada, composta por caulinita e quartzo, caracterizando a zona mosqueada (Porto, 2004).

A textura superficial verificada em todas as amostras tem como resultado dominante os grãos de quartzo de textura superficial brilhante, demonstrando que os grãos não sofreram processo de transporte significativo, principalmente transporte eólico (Tabela 01 e 02).

Segundo Ferreira e Alheiros (1992), nas areias brancas que sofrem processo de remobilização dos topos das colinas, como é o caso da área em questão, a ação eólica não é

significativa, pois o processo de retrabalhamento dessas areias ocorre devido à ação pluvial e fluvial.

Tabela 01 – Análise morfoscópica da fração 0,125 mm do horizonte eluvial.

Propriedade	CM 146	CM 134	CM 110
Distribuição do tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Homogêneo
Esfericidade	Baixa 52% Alta 48%	Baixa 68% Alta 32%	Baixa 58% Alta 42%
Arrendodamento	Anguloso a Sub-anguloso	Sub-anguloso a sub-arrendondada	Anguloso a Sub-anguloso
Textura Superficial	Fosco 15% Brilhante 85%	Fosco 10% Brilhante 90%	Fosco 15% Brilhante 85%
Opacidade	Opaco 10% Transparente 90%	Opaco 20% Transparente 80%	Opaco 10% Transparente 90%
Observação		Grãos de quartzo com alto grau de intemperismo	

Propriedade	CM 80	CM 30	CMRM
Distribuição do tamanho	Heterogênea	Heterogênea	Heterogêneo
Esfericidade	Baixa 53% Alta 47%	Baixa 63% Alta 37%	Baixa 42% Alta 58%
Arrendodamento	Anguloso a sub-anguloso	Anguloso a Sub-anguloso	Subanguloso a Subarrendondada
Textura Superficial	Fosco 30% Brilhante 70%	Fosco 90% Brilhante 10%	Fosco 20% Brilhante 80%
Opacidade	Opaco 20% Transparente 80%	Opaco 15% Transparente 85%	Opaco 10% Transparente 90%
Observação	Quartzo em alto grau de intemperização envolto de óxido de ferro.	Grãos envolto por óxidos de ferro	Apresentou grãos de quartzo bastante intemperizado e presença de ferro na fração 0,500 µm.

Sendo assim, a fim de verificar se as assertivas acima colocadas podem ser extrapoladas para a área em estudo, compararam-se estas com os resultados obtidos pela mesma análise para amostras de dunas inativas da área costeira do Rio Grande do Norte, estudada por Barreto et al. (2004). Os resultados são apresentados na tabela a seguir.

Tabela 02 – Análise morfoscópica da fração 0,125 mm para dunas inativas do Rio Grande do Norte

Propriedade	TL 41.98 RN	TL 46.98 RN
Distribuição do tamanho	Homogêneo	Homogêneo
Esfericidade	Baixa 31% Alta 69%	Baixa 33% Alta 57%
Arrendodamento	Sub-arrendondada a arrendondada	Sub-arrendondada a arrendondada
Textura Superficial	Fosco 85% Brilhante 15%	Fosco 90% Brilhante 10%
Opacidade	Opaco 80% Transparente 20%	Opaco 80% Transparente 20%

Nas amostras das dunas inativas observou-se a diminuição dos grãos angulosos, com predomínio de grãos variando de sub-arredondado para arredondado, apresentando homogeneidade dos tamanhos dos grãos e alta esfericidade. O resultado da textura superficial verificada foi a textura superficial fosca, típica de ambiente eólico, em detrimento da fração polida, típica de ambiente fluvial, o que comprova que as amostras sofreram transporte eólico, sendo a amostra TL 41.98, proveniente de uma duna inativa com forma tênue, classificada como duna parabólica e, a amostra TL 46.98 proveniente de um lençol de areia constituída por forma tênue e dissipada (Barreto et al., 2004).

5.2.3 Análise Mineralógica das Amostras

5.2.3.1 Minerais leves

O estudo dos minerais leves que compõem o sedimento forneceu informação sobre a natureza da área-fonte e a maturidade mineralógica dos sedimentos. As amostras também apresentam alta relação Q/F (quartzo/feldspato), com valores superiores a 80% de quartzo na maioria das amostras e uma menor quantidade de feldspato nas amostras CM 146, CM 134, CM 80 e ausência nas demais amostras, CM 110, CM 30 e CMRM.

Este resultado pode ser interpretado como falta ou escassez de feldspato na área-fonte, ou como alto grau de maturidade mineralógica para os sedimentos estudados. Em se tratando de sedimentos originários de uma mesma área fonte, a Formação Algodoais, percebe-se então a eficácia da remoção dos feldspatos do horizonte superior pela ação intempérica.

Uma composição mineralógica com esta maturidade para Suguio (1973), geralmente é produto de regiões de clima quente em áreas de relevo pouco acidentado. Sendo assim, as amostras do horizonte arenoso demonstram ter evoluído como um paleossolo por perda de minerais acessórios formando um horizonte eluvial.

5.2.3.2 Minerais pesados

Os minerais pesados são aqueles com densidade igual ou superior a 2,9. Os minerais com densidade inferior a 2,9 são denominados leves como caso do quartzo d=2,65 e o feldspato com d=2,56 a 2,76; sendo os minerais mais presentes na areia. A concentração dos minerais pesados ocorre em virtude da perda de energia produzida pelo agente de transporte e serve para determinação da proveniência da área-fonte, erosão e intemperismo.

Apesar dos minerais pesados se apresentarem em pequenas quantidades, formando em média geralmente de 1 a 5% da fração terrígena dos sedimentos, ocorrem principalmente nos arenitos maturos.

Os minerais pesados encontrados foram descritos pela quantidade de ocorrência nas amostras:

Turmalina – Predomina os grãos de forma romboédrica cujas cores encontradas foram a preta (schorl) e castanha (dravita) associadas aos pegmatitos de Fe-turmalina e evaporitos, sendo predominantes as de cor preta em quase 70% na maioria das amostras analisadas. Os grãos apresentaram-se prismáticos com bordas arredondadas com ocorrência de grãos angulosos.

Rutilo – Os grãos em sua maioria foram de cor vermelha seguida da amarela, com predomínio de forma alongada com bordas arredondadas. Tem ocorrência nas rochas da crosta e, sobretudo, nos depósitos litorâneos.

Moscovita – Os grãos são transparentes a translúcidos sendo angulosos a subangulosos.

Ilmenita – Um mineral opaco de cor preta, em forma de cristas achatadas ou grãos sem forma definida. Sendo um dos componentes principais nas areias pretas.

Magnetita – aparece em tons de marrom com grãos em formas irregulares, normalmente são grãos sub-angulosos.

Zircão – Ocorre nas cores amarelas, marrom e branca. Os grãos são freqüentemente prismáticos, alongados a arredondados, na mesma fração pode-se observar a variedade da cor.

Cianita – ocorre em grãos incolores com forma alongadas a arredondadas, apresentando inclusões carbonosas ou argilosas.

Goetita – apresenta-se nas cores castanha a marrom amarelada. Os grãos de forma irregular, conchoidal e angulosos.

Ocorreu em todas as amostras a presença da turmalina e rutilo. A turmalina apresenta-se como mineral superabundante a abundante, principalmente nas frações de 0,500 e 0,250mm. O rutilo foi ausente nas frações de 0,500 mm em todas as amostras, em pequena quantidade na fração 0,250 mm e abundante nas frações de 0,125 e 0,062 mm na maioria das amostras. As amostras analisadas apresentaram a mesma abundância de minerais pesados tanto na área-fonte quanto no horizonte arenoso, em ordem decrescente, estes foram: turmalina, Ilmenita, Magnetita e rutilo.

Os resultados foram esboçados nos gráficos de 02 a 08, por porcentagem para melhor observação dos dados por amostragem dos minerais pesados. Sendo as frações denominadas da seguinte forma: **1** referente a fração – 0,500mm; **2** referente a fração - 0,250mm; **3** referente a fração - 0,125mm e **4** referente a fração -0,062mm.

Grafico 02 - Minerais Pesados da Amostra CM 146

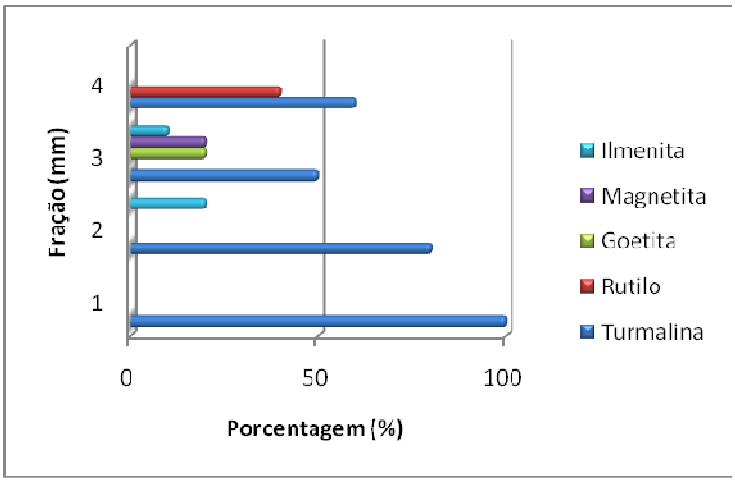


Gráfico 03 – Minerais Pesados da Amostra CM 134

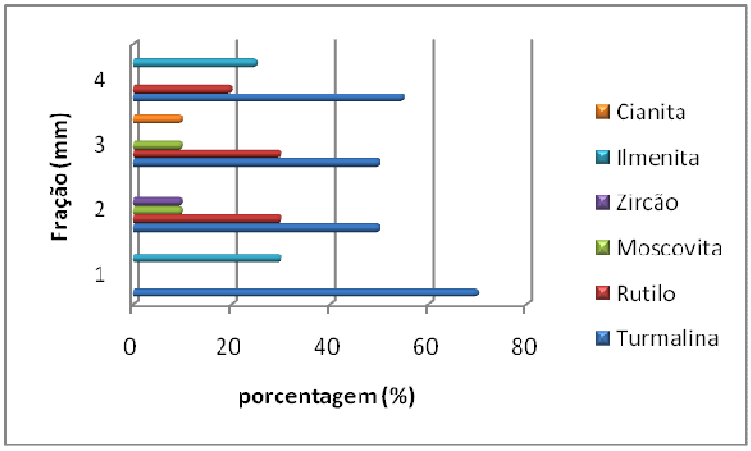


Gráfico 04 – Minerais Pesados da Amostra CM 110

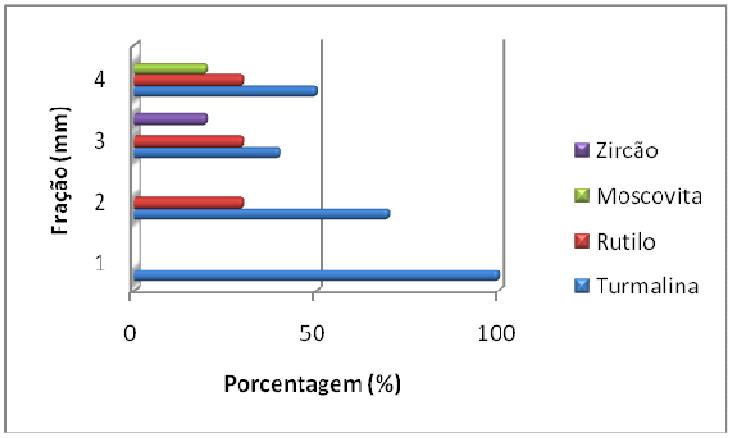


Gráfico 05 – Minerais Pesados da Amostra CM 80

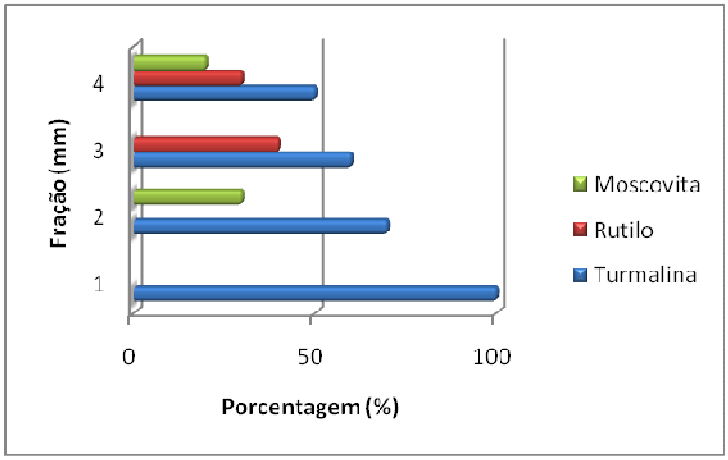


Gráfico 06 – Minerais Pesados da Amostra CM 30

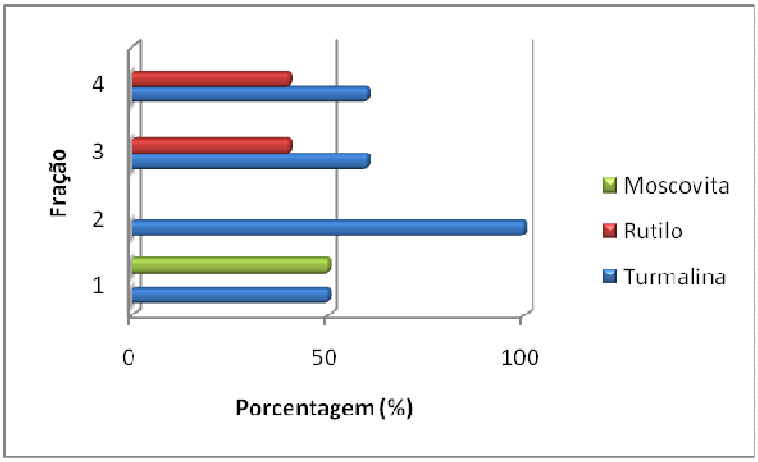


Gráfico 07 – Minerais Pesados da Amostra CMRM

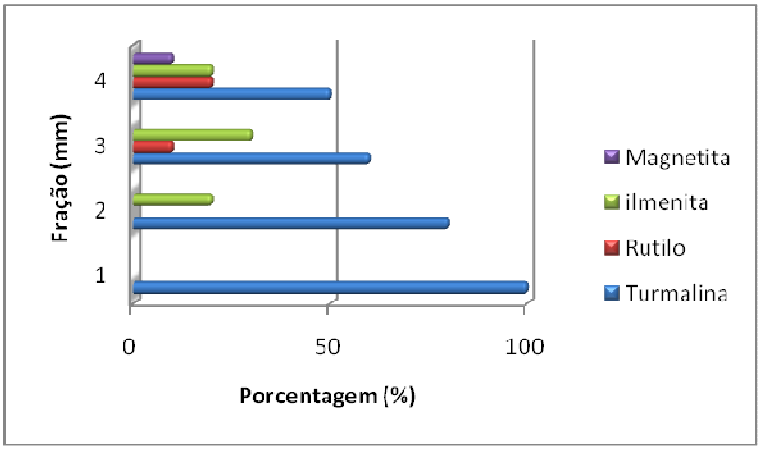
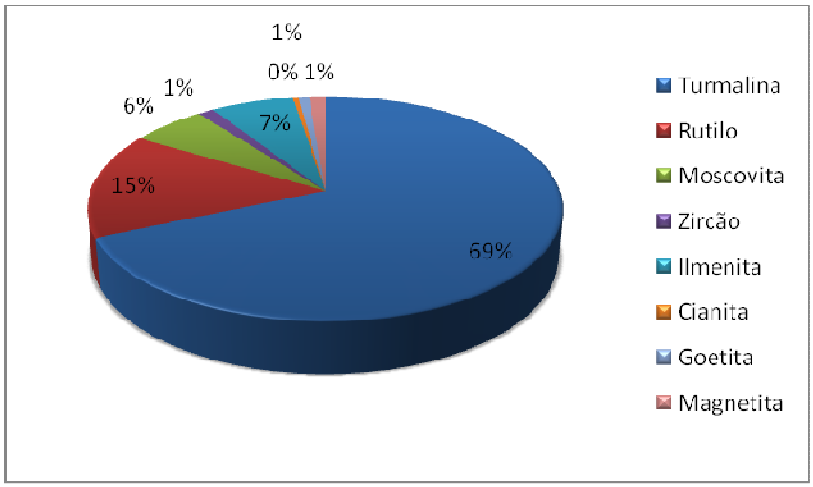


Gráfico 08 – Minerais pesados total no perfil



5.3 ANÁLISE DE GRÃOS DE QUARTZO POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

As amostras de sedimentos provenientes do horizonte eluvial foram submetidas à análise micromorfológica por microscopia eletrônica de varredura (MEV) utilizando o aparelho JEOL scanning eletronic, no Laboratório de Microscopia no Departamento de Física – UFPE, adotando-se a metodologia proposta por Goudie e Bull (1984) para o estudo das feições superficiais dos grãos de quartzo, tendo como objetivo diagnosticar as feições de transporte sobreimpostas às feições primárias e de intemperismo químico.

As amostras foram separadas pela análise morfoscopia na fração de 0,125mm, em sub-amostra de 5g que foram tratadas com agente desfloculante, o Hexametafosfato de Sódio, para limpeza das partículas de argila agregadas à superfície dos grãos. Os grãos foram selecionados de forma aleatória e colocados sobre uma fita de carbono acoplada em *stubs*. Após esse processo, as amostras foram levadas a um *spoder* e, posteriormente, metalizadas por película de ouro, numa temperatura de 16°C. A escolha desta fração granulométrica deu-se por representar a última fração que sofreria transporte em suspensão (grãos < 150 mm).

Sendo assim, foram analisadas um número de 10 grãos por amostras, totalizando 50 grãos do horizonte arenoso da Reserva do Camaçari e 20 grãos de dunas do Litoral do Rio Grande do Norte, dando assim um caráter qualitativo detalhado ao estudo através da produção de várias imagens, em diversas escalas de ampliação dos grãos, procurando, de forma geral, a análise das alterações mecânicas e químicas das feições superficiais.

Para tanto foram definidas 32 categorias de feições superficiais a partir da combinação das propostas de Goudie e Bull (1984) e Trewin (1995), utilizada por Corrêa (2001), sendo agrupadas em feições mecânicas, morfológicas e químicas.

Categorias de Feição Superficial

A) Feições Mecânicas

1) Rachaduras
2) Abrasão das arestas
3) Blocos fraturados (< 10µ)
4) Blocos fraturados (>10µ)
5) Fraturas conchoidais (< 10µ)
6) Fraturas conchoidais (> 10µ)

7) Degraus retos
8) Degraus arcuados
9) Estrias paralelas
10) Indentações imbricadas
11) Placas fraturadas
12) Cristas Meandrantes
13) Ranhuras retilíneas
14) Ranhuras curvas
15) Cavidade mecânica em ”V”
16) Concavidades discoidais

B) Feições Morfológicas

17) Arredondado
18) Sub-arrendondado
19) Sub-anguloso
20) Anguloso
21) Baixo relevo
22) Médio relevo
23) Alto relevo

C) Feições de Origem Química

24) Cavidade de dissolução orientadas
25) Anastomose
26) Superfície fosca
27) Cavidade de dissolução
28) Fraturas de dissolução
29) Escamação
30) Carapaça
31) Cavidade amorfa
32) Sílica euhedral

O critério de avaliação é visual e, portanto, sujeito a um grau de subjetividade inerente à própria técnica. Sendo assim, os resultados foram plotados nas tabelas de 03 a 07, com uma legenda interpretativa para a ocorrência percentual de feições diagnósticas nas superfícies dos grãos:

Abundante (> 75%); Comum (25-75%); Esparso (5-25%); Raro (<5%)

Tabela 03 – Amostra CM30

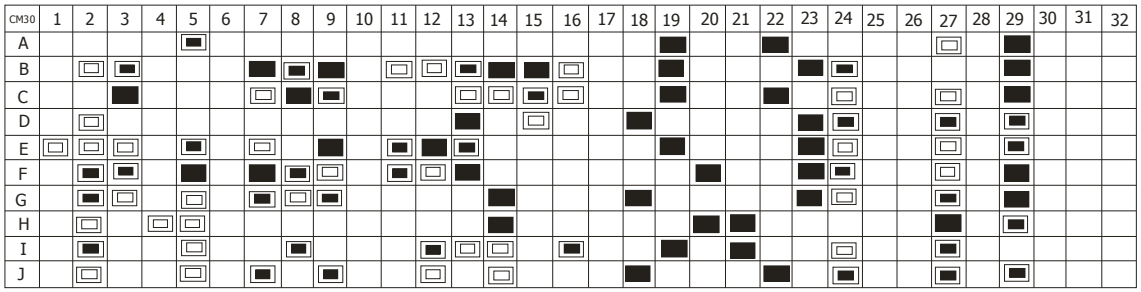


Tabela 04 – Amostra CM80

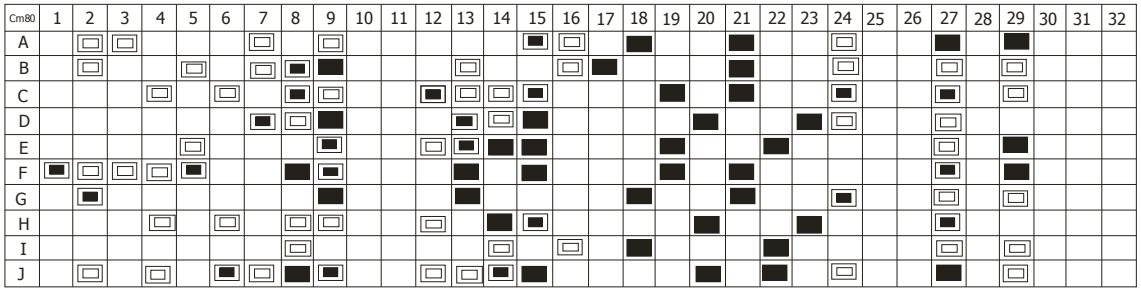


Tabela 05 – Amostra CM110

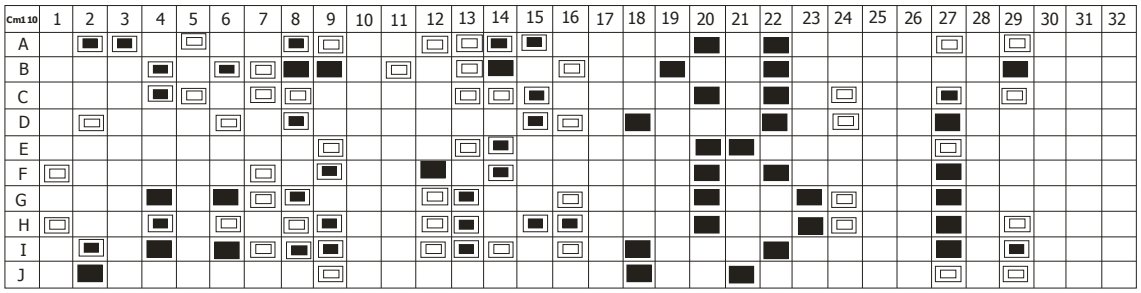


Tabela 06 – Amostra CM134

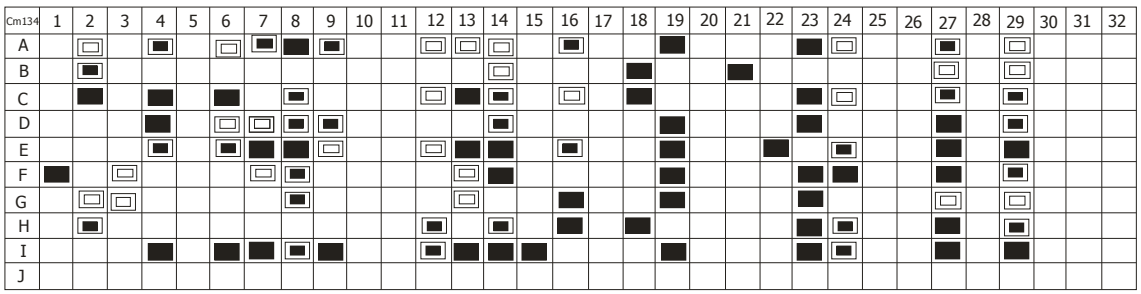


Tabela 07 – Amostra CM146

CM146	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
A																																
B																																
C																																
D																																
E																																
F																																
G																																
H																																
I																																
J																																

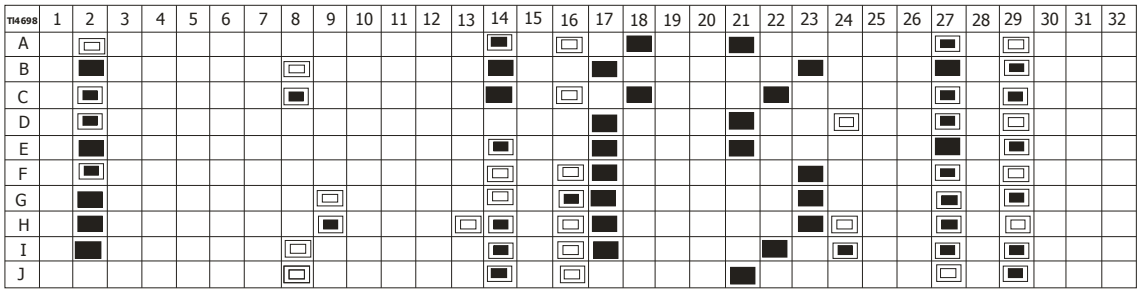
As amostras exibiram um predomínio de feições mecânicas, notáveis ou discretas, sobrepostas às feições de origem química, evidenciando que estas têm sua origem proximal e associada à desagregação mecânica do material parental da área, a Formação Algodoais. As feições morfológicas ocorrem em proporção quase que constante possivelmente relacionada ao tipo de desgaste sofrido pelos grãos e à origem litológica comum. A ocorrência de abrasão das arestas ocorre em mais de 50% dos grãos analisados, evidência que o horizonte eluvial sofreu um discreto retrabalhamento a curtas distâncias.

Duas amostras analisadas proveniente de dunas inativa no Rio Grande do Norte exibiram padrões micromorfológicas completamente distintas das estudas neste trabalho (Tabelas 08 e 09). A ausência de feições mecânicas e feições morfológicas notavelmente arredondadas demonstram a eficácia do transporte eólico na modificação da superfície dos grãos, ainda que o ataque do intemperismo químico tenha gerado algumas formas claras de dissolução.

Tabela 08 – Amostra TL4198: duna inativa, Rio grande do Norte.

TL4198	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
A																																
B																																
C																																
D																																
E																																
F																																
G																																
H																																
I																																
J																																

Tabela 09 – Amostra TL4698: duna inativa, Rio grande do Norte.



A seguir, algumas amostras-tipo por cada amostra será descrita com ênfase nas feições índice do tipo de alteração sofrida (Fotos de 10 a 17).

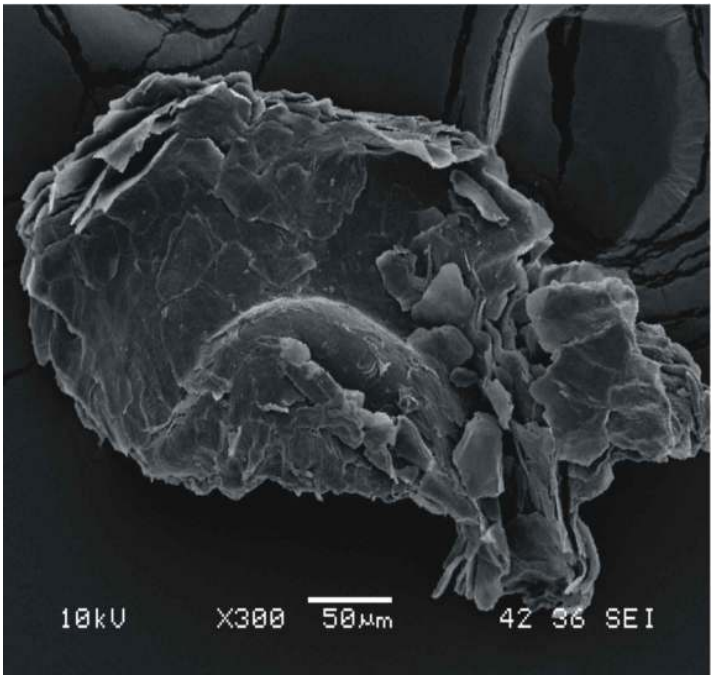


Foto 10 – Amostra CM 146- Grão anguloso apresentando feição de origem química do tipo escamação.

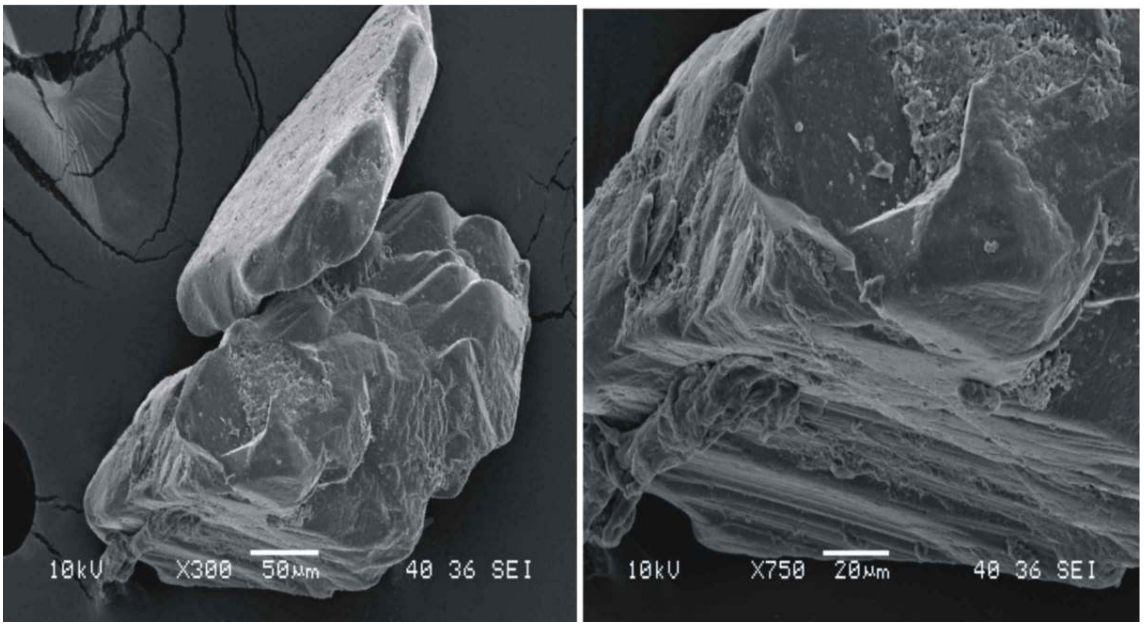


Foto 11 – Amostra CM 146 – Grão apresentando ranhuras retilíneas, escamação de origem química e degraus arcuados. Detalhe nas ranhuras retilíneas nas bordas.

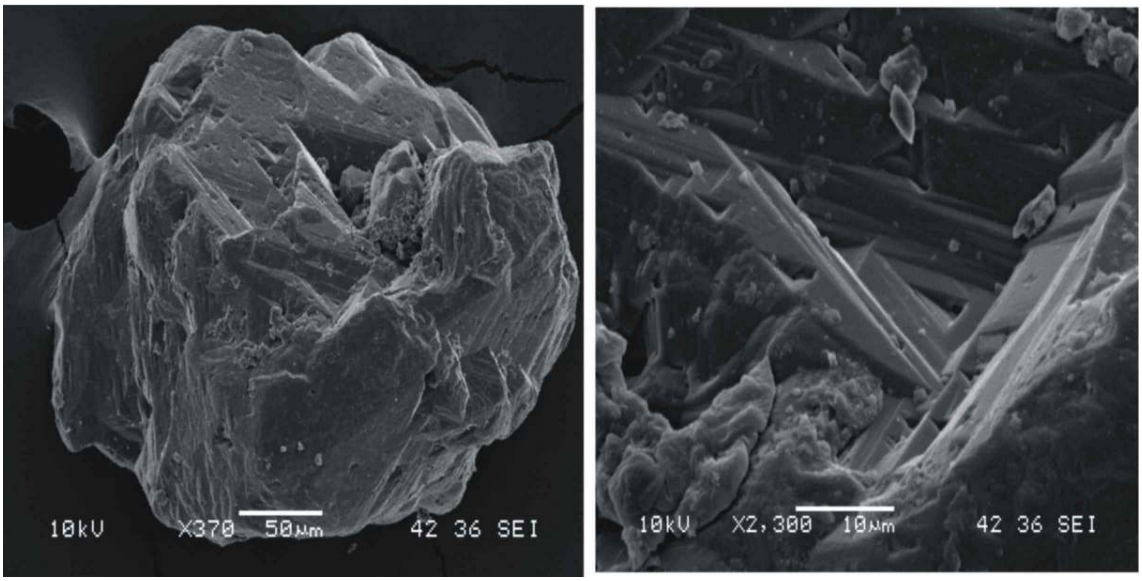


Foto 12 – Amostra CM 134 - Grão apresentando fraturas conchoidais com ranhuras curvas e concavidades conchoidais. Destaque na cavidade mecânica em "V".

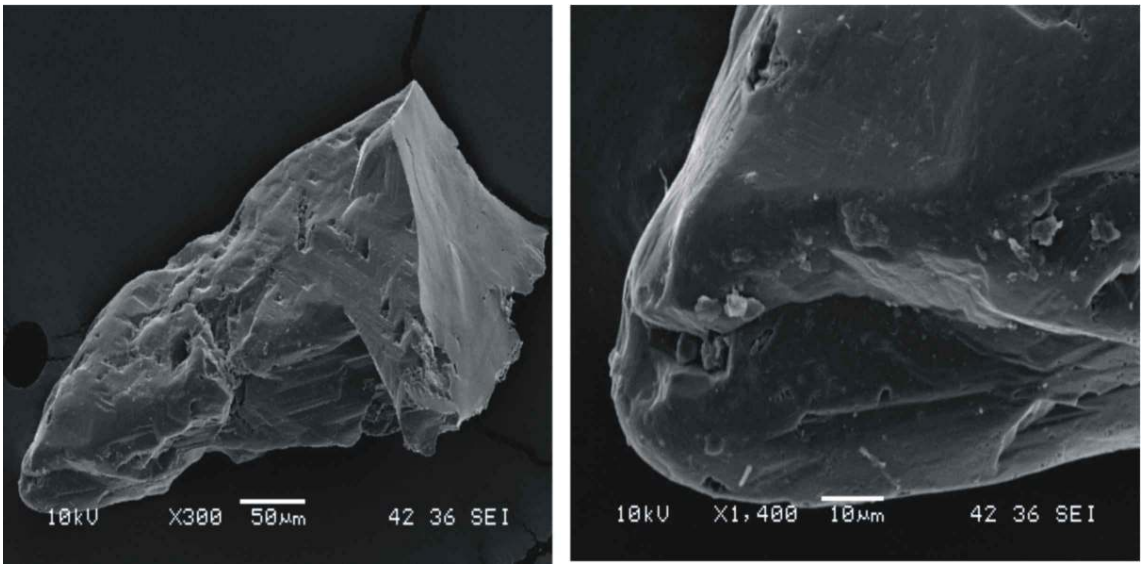


FOTO 13 – Amostra 110 – Grão com presença de ranhuras retilíneas, ranhuras curvas e concavidades de dissolução, sendo o grão anguloso com médio relevo. Destaque para os blocos fraturados com evidência de dissolução química.

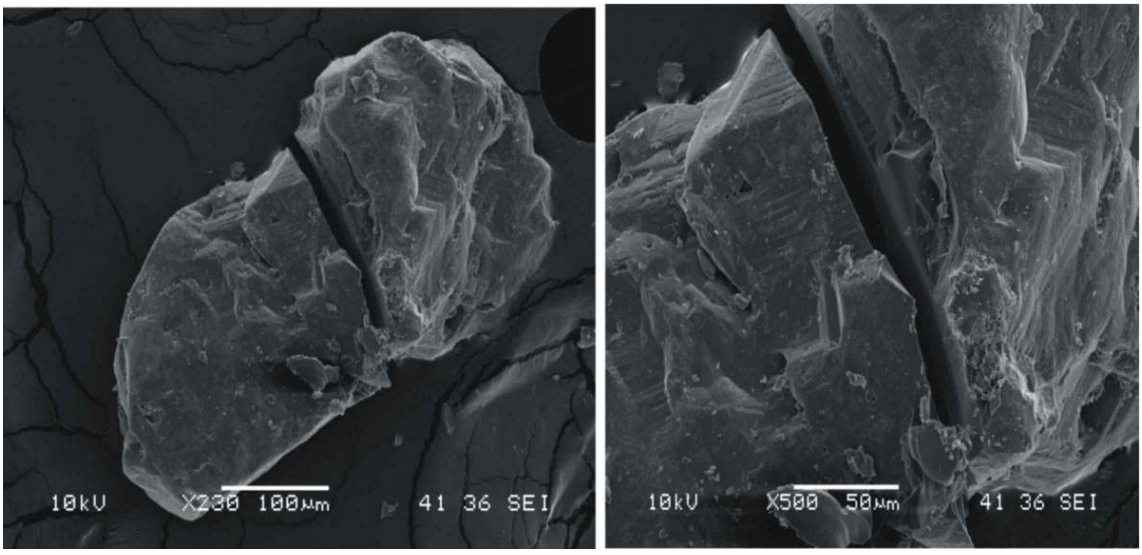


FOTO 14 – Amostra CM 80 – Grão sub-anguloso com fratura e presença de rachadura. Detalhe na fratura com marcas de dissolução química.

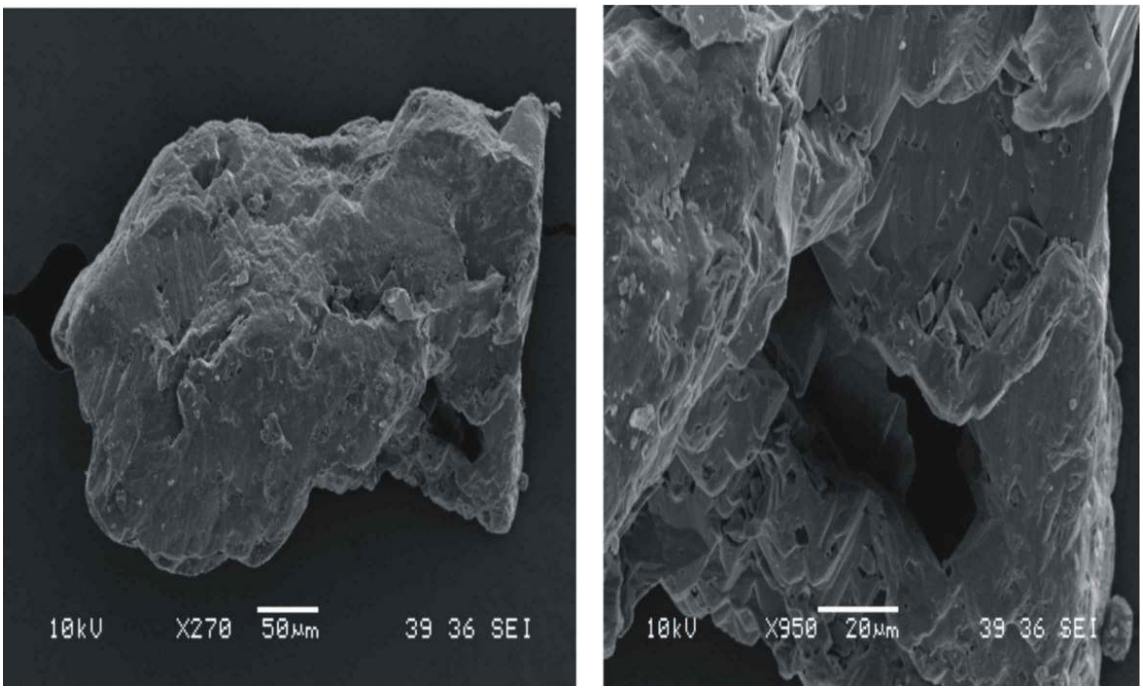


FOTO 15 – Amostra CM 30 – Grão sub-anguloso com placas fraturadas e ranhuras retilíneas. Detalhe da cavidade de dissolução.

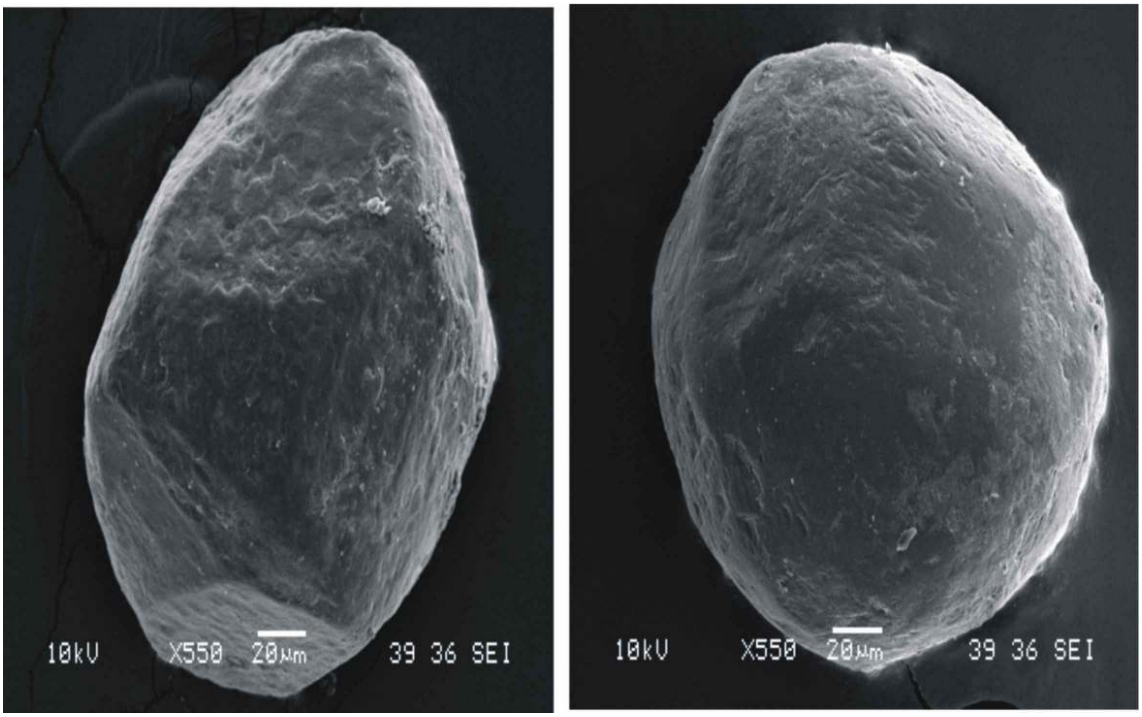


FOTO 16 – Amostra TL 41.98 – Grãos arredondado, apresentando abrasão mecânica pelo transporte eólico e presença de dissolução química sotoposta.

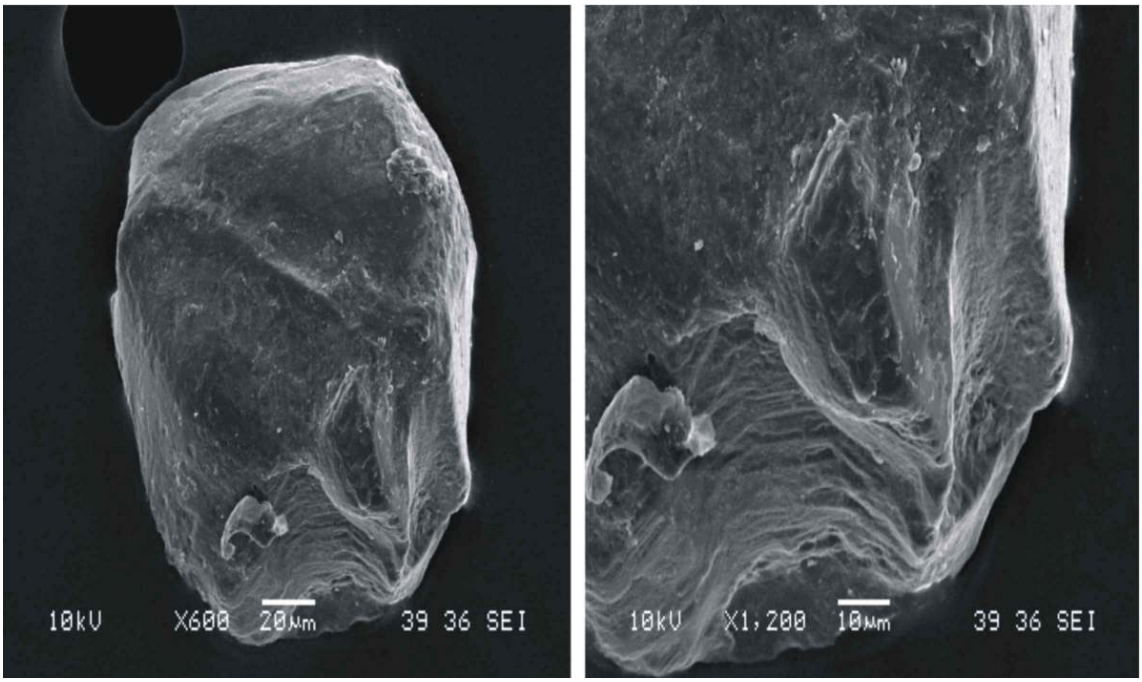


FOTO 17 – Amostra TL 46.98 – Grão arredondado com concavidade discoidal e degraus arcuados. Detalhe fratura conchoidal evidenciando dissolução química.

5.4 ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DE SOLOS

A interpretação micromorfológica foi realizada no sentido de identificar as feições dos solos, segundo o manual de microscopia de solo e micromorfologia de Fitzpatrick (1993). As lâminas foram analisadas em microscópio petrográfico com aumento de 40X. Foram feitas fotomicrografias sob luz branca e polarizada, quando necessário para destacar algumas feições especificas.

Amostra CM 146

A amostra apresenta distribuição relacionada gefúrica, com presença de material ferruginoso e agregado de matéria orgânica formando pontes entre os grãos do esqueleto e os setores de estrutura mônica relacionado em grãos simples (fotos 18 e 19).

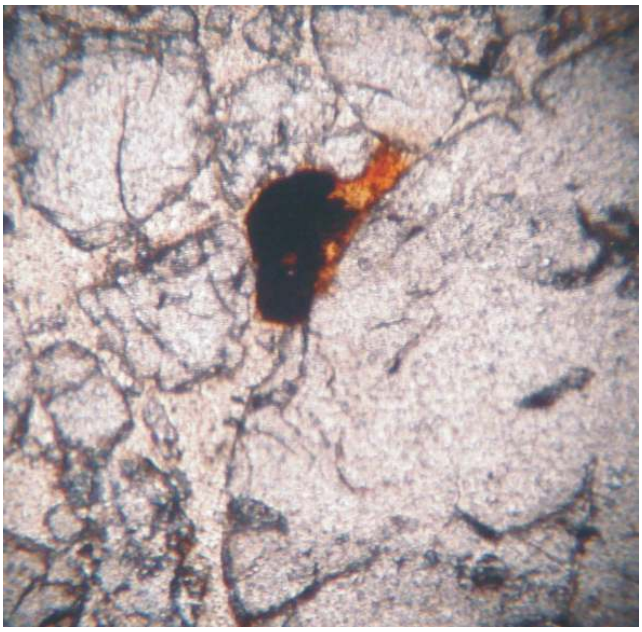


Foto 18 – Distribuição relacionada gefúrica com presença e material ferruginosos e orgânicos – luz branca.

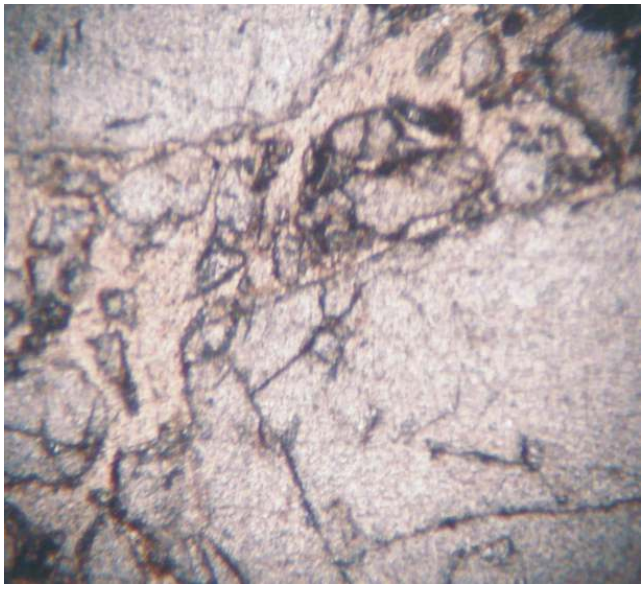


Foto 19 – Formação de pontes entre os grãos do esqueleto na estrutura Monica – luz branca.

Amostra CM 134

A amostra apresentou distribuição relativa monica com estrutura de grãos simples de angulosos a muito angulosos. Alguns grãos apresentaram revestimentos de matéria orgânica e formação de pequenos nódulos de ferro *in situ*, com estrutura evoluindo de mônica para enaúlica em alguns setores e apresentando agregados de matéria orgânica nos espaços intersticiais com distribuição aparente polimodal (foto 20, 21 e 22).

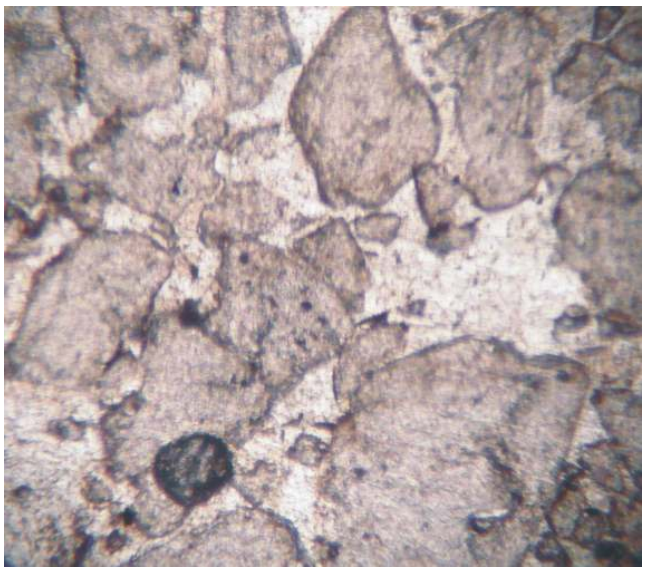


Foto 20 – Distribuição relativa monica revestido por alguns setores de matéria orgânica – luz branca.

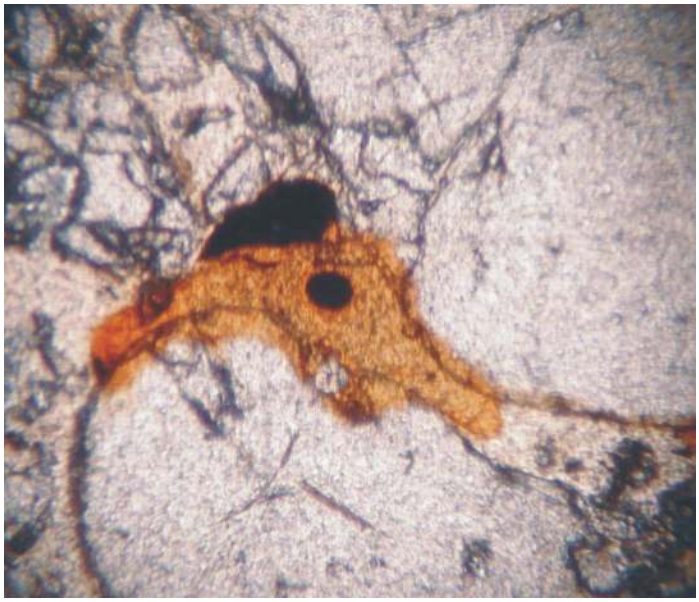


Foto 21 – A presença de nódulos ferruginosos formados *in situ* – luz branca.

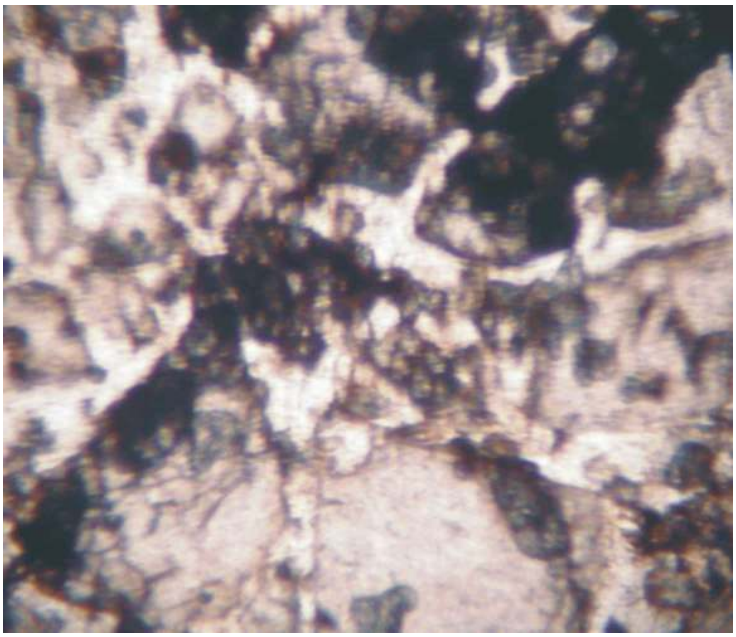


Foto 22 – Estrutura enáulica com agregados de matéria orgânica entre os espaços intersticiais – luz branca.

Amostra CM 110

Foi identificada a estrutura Mônica com pouca matéria orgânica ocupando os espaços intersticiais, com mineralogia dominada por grãos de quartzo muito anguloso e distribuição bimodal (foto 23).

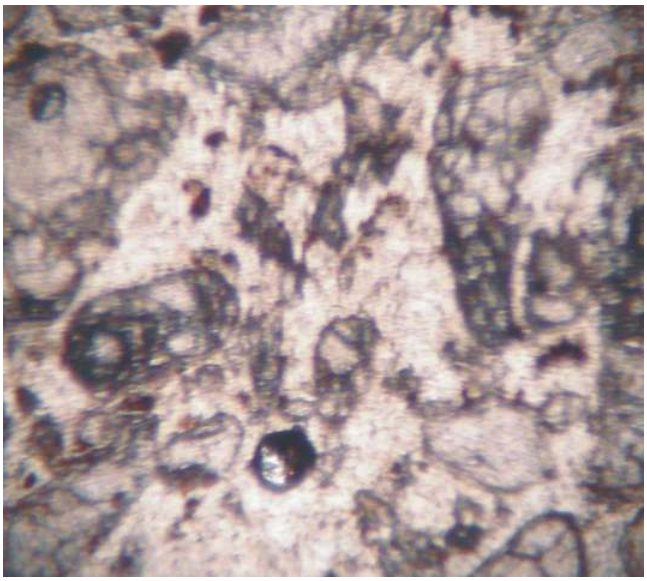


Foto 23 – Presença de estrutura monica com agregado de matéria orgânica – luz branca.

Amostra CM 80

A amostra apresentou estrutura mônica de grãos simples com fragmentos de matéria orgânica ocupando os espaços intersticiais. Na mineralogia observaram-se grãos de sub-arrendodados a sub-angulosos de quartzo com distribuição bimodal (foto 24).

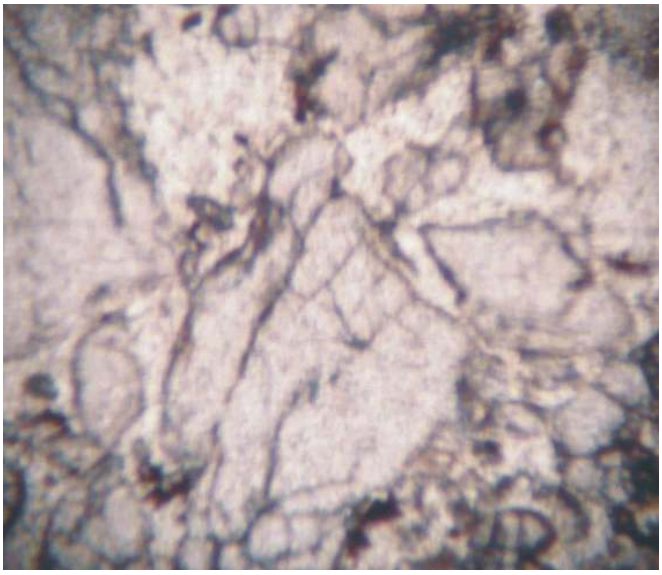


Foto 24 – A presença de matéria orgânica na estrutura mônica dos grãos de quartzo – luz branca.

Amostra CM 30

A amostra apresentou distribuição relacionada mônica sem presença de agregados ou revestimentos, tendo a mineralogia denominada por grãos sub-angulosos de quartzo aparentemente bimodal com estrutura granular simples (foto 25).

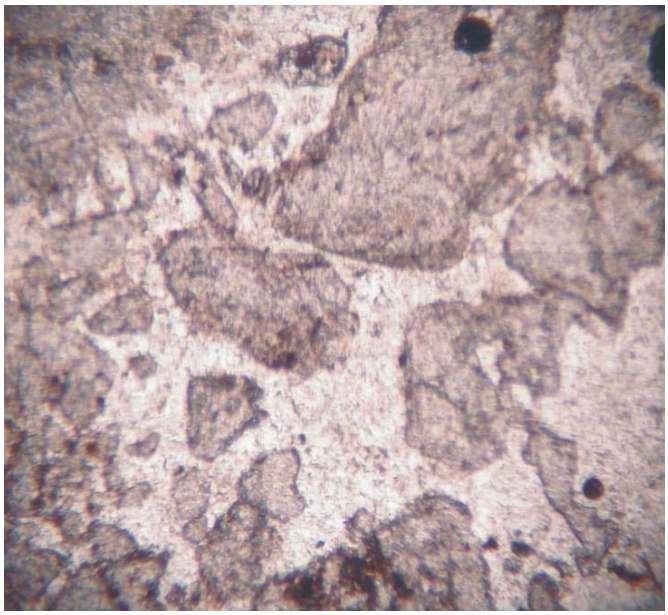


Foto 25 – Distribuição Mónica com estrutura granular simples – luz branca.

Amostra CMRM

A amostra apresenta microestrutura agregada maciça com alguns grãos poliminerálicos com distribuição relacionada porfirítica fechada, com presença abundante de nódulos de ferro nos espaços intersticiais, sendo alguns nódulos remobilizados. Os grãos do esqueleto são de quartzo com distribuição bimodal a polimodal, sendo a matriz provavelmente dominada por argila de óxidos e hidróxidos de ferro com pouca porosidade e a mineralogia dominada por grãos de quartzo angulosos a sub-angulosos (foto 26 e 27).

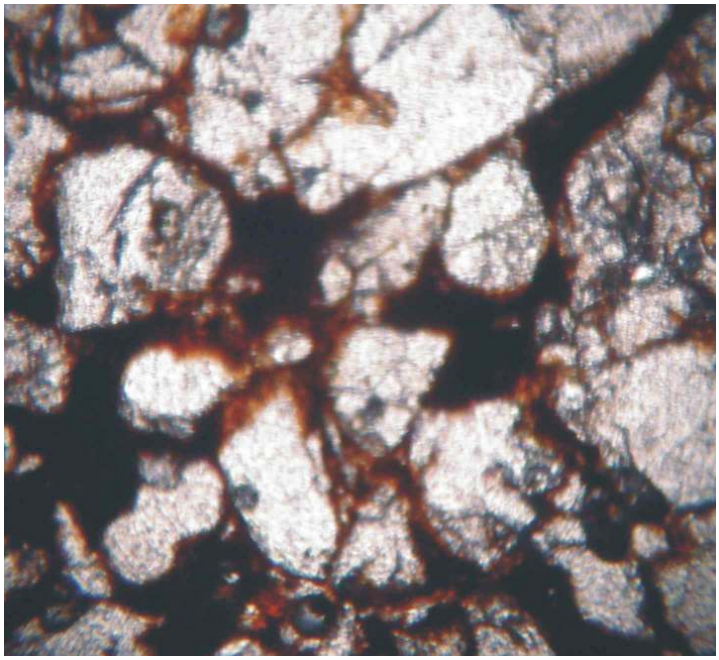


Foto 26 – Presença de distribuição relacionada porfirítica com nódulos de ferro remobilizados e *in situ* – luz branca.

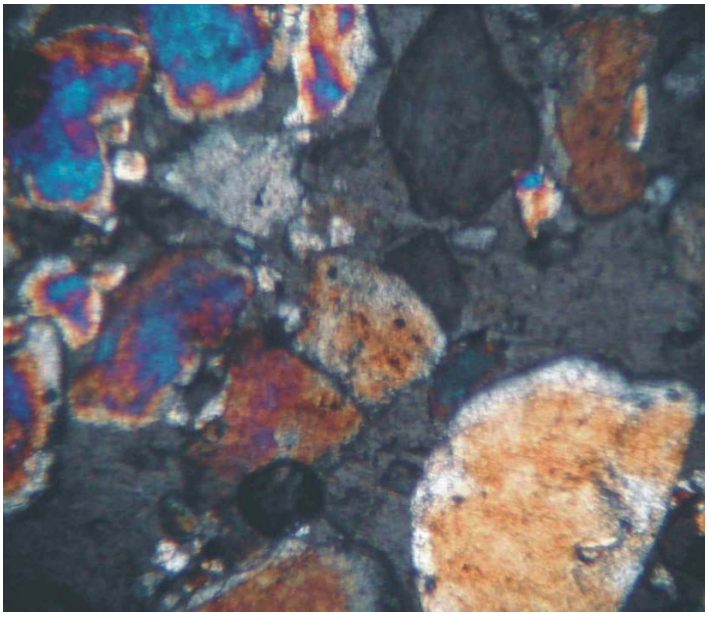


Foto 27 – Grão poliminerálicos – luz polarizada.

5.5 A CORRELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS E O FENÔMENO EROSIVO

Na Reserva Ecológica do Camaçari a susceptibilidade aos processos erosivos decorre eminentemente da peculiaridade de suas estruturas superficiais de recobrimento, sobretudo do manto de intemperismo, com fortes descontinuidades texturais internas.

Autores como Millot (1983, apud Corrêa, 2001), enfatizam a importância da interpretação da evolução pedogeoquímica em relevos tropicais. Para o autor, quando os mantos de solos cauliníticos são desestabilizados, devido a mudanças no regime climático regional (clima tropical a duas estações com condições sazonais contrastantes), ou hidrologia da encosta, eles tendem a perder ferro e argila, evoluindo no sentido do desenvolvimento de um horizonte superficial arenoso (argissolização) com forte perda de volume e resposta geomorfológica marcante, sendo estes perfis facilmente atacados pela erosão superficial, carreados encosta abaixo.

Este cenário em muito se assemelha à área colinosa da reserva estudada, onde um antigo latossolo, por desequilíbrio biopedoclimático em condições tropicais úmidas e posição de cimeira topográfica, foi submetido a um novo regime pedogenético, caracterizado por um processo de argissolização, dando origem a um horizonte eluvial. No entanto, a ocorrência de erosão linear acentuada na área, que gera ravinamentos com mais de 3 metros de profundidade e canaliza a perda do material arenoso do horizonte superficial é uma resposta dinâmica do sistema geomórfico aos processos de retirada irregular do manto de intemperismo e da cobertura vegetal por ação antrópica atual.

Portanto, a análise morfoestratigráfica ora considerada sugere a hipótese de que o perfil arenoso evoluiu por mecanismos operativos de: **Intemperismo geoquímico – Transformação pedogenética – Erosão superficial**, como proposto por Millot (1983 apud Corrêa, 2001), em fases de alternância entre clima tropical úmido/estacional, não sendo o horizonte eluvial posteriormente remobilizado por qualquer ação eólica incipiente como sugerido por Mabesoone e Silva (1991) para as coberturas arenosas da Faixa Sedimentar Litorânea Norte de Pernambuco.

Entretanto, a suscetibilidade à erosão do horizonte arenoso que recobre a área, decorrente da expansão urbana, tem impactado a Reserva em estudo, a partir do seguinte encadeamento de fatos: retirada sistemática da cobertura vegetal para mineração ilegal dos depósitos sedimentares subjacentes, exposição dos perfis de alteração com fortes descontinuidades texturais internas em cortes sub-verticais e aumento da erosão dos solos. Tal encadeamento de processos evidencia que a ação antrópica está diretamente associada

ao desequilíbrio dos sistemas geomorfológicos observados, demonstrando ainda que o tempo de recuperação (histerese) desses sistemas ambientais não é tão rápido como se possa supor, ou mesmo que jamais sejam restabelecidas as condições prístinas de equilíbrio, caso não se tome nenhuma ação de manejo das áreas afetadas.

6 CONCLUSÃO

A expansão urbana tem sistematicamente pressionado as áreas de reservas naturais da Região Metropolitana do Recife. Na área deste estudo, a destruição das áreas de preservação tem desencadeado a redução da cobertura vegetal, aumento da erosão dos solos, formação de ravinas e o barramento da água pluvial formando os "banhos de lama", em virtude da perda excessiva da argila pela a água das chuvas.

As observações espaço-temporais a cerca da reserva do Camaçari versaram sobre a atuação da dinâmica ambiental inerente aos sistemas processo-resposta, tanto naturais como antrópicos, sendo os processos morfodinâmicos analisados através do comportamento erosivo da unidade estruturada sobre os sedimentos da Formação Algodoais nos anos de 1974 e 1997, comparando os arranjos espaciais resultantes dos processos geomórficos recentes.

A classificação dos meios morfodinâmicos da paisagem em função da intensidade dos processos morfodinâmicos atuais tem grande valor e subsidiam tomadas de decisões no planejamento e manejo do uso da terra, que visem prevenir, conservar e restaurar o equilíbrio do sistema ambiental, de modo a adequar o potencial ecológico, a exploração biológica e a ação antrópica.

A ação antrópica, dado ao seu caráter desestabilizador, apresenta conseqüências muitas vezes adversas aos sistemas ambientais naturais, os componentes responsáveis pela dinâmica dos processos ambientais, que respondem pelo estado de equilíbrio dinâmico do meio físico. Ao ser desestabilizado, sem o devido conhecimento dos processos morfodinâmicos desses compartimentos, têm-se várias conseqüências, desde o desencadeamento de processos erosivos, com a formação de feições erosivas lineares (ravinas ou mesmo voçorocas), até movimentos de massa de alta magnitude, podendo gerar o desequilíbrio pedomorfológico, sendo o clima fator preponderante nessa avaliação de impactos tanto ocasionados por processos naturais como sociais. Buscando-se a percepção da atuação dos elementos climáticos para relaciona-los aos efeitos nocivos ao ambiente, como os de ordem pluvial, afere-se ainda que a área está localizada em região com ocorrência de eventos naturais de magnitude e freqüência variadas.

Sendo, o relevo um dos primeiros elementos da natureza a ser apropriado pelo homem, estabelece-se um conflito entre o ritmo das transformações naturais e o ritmo imposto pela ação antrópica. Desta forma, a distribuição e a evolução das unidades pedomorfológicas acompanham a evolução dos sistemas dos solos pelo mecanismo de

erosão mecânica superficial, através da cobertura superficial inconsolidada, o horizonte eluvial por sua vez é constituído de materiais de alteração e de solos desenvolvidos sobre rochas subjacentes.

Questiona-se, portanto a gestão ambiental dessas áreas, ditas de proteção ambiental, e quais medidas efetivas podem ser tomadas no sentido de sua recuperação a partir do estudo meticuloso de suas particularidades geodinâmicas e pedogenéticas.

Para este espaço é necessário compreender as políticas de planejamento e prevenção, quanto a eventos naturais desencadeados por intensas precipitações pluviométricas sobre áreas de risco natural. Sendo, portanto, recomendada medidas que podem prevenir impactos sobre o meio ambiente nas áreas de risco. Assim, a fragilidade dos sistemas naturais, exige a intervenção do poder público com vistas a controlar e monitorar as áreas de reservas.

7 REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, 3:1-19, 1977.

AB'SABER, A. N. The Paleoclimate and paeoecology of Brazilian Amazonia. In: **Biological diversification in the tropics**. Columbia, New York: Prace G. T., 213-253p. 1982.

AB´SABER, A. N. A Revanche dos Ventos: destruição dos solos e formação de areais na Campanha Gaúcha. **Sociedade & Natureza**, 11(21-22):9-27, jan/dez,1999.

ALHEIROS, M. M.; FERREIRA, M. G. V. X. A sub-bacia Cabo. **Estudos Geológicos**. Série B, 45-56, 1991.

ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. Introdução à Morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. Recife: **Arquivo do ICT**, Universidade do Recife – (3/4). 1965. 17-28p.

ARRUDA, E. M. **Caracterização dos ambientes deposicionais na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro, Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado, IGCE/UNESP- Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 184, 2004.

AZAMBUJA, R. N. **Mapeamento Morfodinâmico em Escala-Temporal em Áreas de Expansão Urbanas no Município de Garanhuns – PE**. Monografia de Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco. 2006. 85p.

AZAMBUJA, R. N. **Análise Geomorfológica em áreas de expansão urbana no município de Garanhuns – PE.** Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Pernambuco. 2007. 137p.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia.** São Paulo, Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1996. 174p.

BARRETO, A. M. F. et al. Geologia e geomorfologia do quaternário costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto de Geociências – USP**. São Paulo, v.4, n° 2, p.1-12, 2004.

BELLANCA, E. T.; SUERTEGARAY, D. M. A. Areais e Sítios Geológicos: Uma análise de interface. In: **V Simpósio Nacional de Geomorfologia/ I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**. Rio Grande do Sul, 2004.

BERTALANFFY, Ludwig von. **Teoria Geral dos Sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1932.

BERTRAND, G. Paysage Et Géographie Physique Globale: Esquisse Méthodologique. In: **Rev. Géogr. de Pyrenées Et Du Sud-Ouest**,Vol. 39, Nº 3 p. 249/272. Toulouse, 1968.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do ICT**. n° 2, p.2-12, 1964.

BIGARELLA, J. J. & MOUSINHO, M. R. Significado Paleogeográfico e Paleoclimátco dos Depósitos Rudáceos. In: **Boletim Paranaense de Geografia**. p.16-17, 1965.

BIGARELLA, J. J; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. In: **Boletim Paranaense de Geografia**. p.85-116, 1965.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR. **Geosul***,* v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CHORLEY, R. J. A Geomorfologia e a Teoria Geral dos Sistemas Gerais. **Notícia Geomorfológica**. 11(21): 3-22, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999. 236 p.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geosystems: an introduction to physical geography.** New York: MacMillan College Publishing Company, 1994.

COMPANHIA PERNAMBUCANA DE MEIO AMBIENTE – CPRH. **Gerenciamento Costeiro do litoral Sul de Pernambuco/ GERCO**, Recife: CPRH, 2001.

CONTI, J. B. **Clima e Meio Ambiente**. São Paulo: Atual, 1999. 88p.

CORRÊA, Antonio Carlos de Barros; ALBUQUERQUE, Maria C. L. S.; MELO, Alana C. de. Morfodinâmica dos morros da Guabiraba – Recife – PE. In:**VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada: Geografia Física Urbana, Geoprocessamento e Ensino**. Goiânia, Anais. Vol I, 1995.

CORRÊA, A. C. B**. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil.** Rio Claro, Tese de Doutorado – IGCE, UNESP. 2001. 386p.

CORRÊA, A. C. B. et al. Geomorfologia aplicada ao estudo dos impactos ambientais em áreas de expansão urbana: o caso da Reserva Ecológica do Camaçari no município do Cabo de Santo Agostinho – PE.. In: **VIII Simpósio de Geografia Urbana**, Recife, 2003.

CORRÊA, A. C. B. et al. Geomorfologia dinâmica e avaliação dos impactos ambientais em área de expansão urbana: Reserva Ecológica do Camaçari, Região Metropolitana do Recife, Brasil. In: **Anales del III SEMINÁRIO LATINOAMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA**, v.I, p. 68-83, 2004.

CORRÊA, A. C. B. A Geografia Física: uma pequena revisão de seus enfoques. **RIOS**. Paulo Afonso- BA, Ano I, n°1, Nov/2005.

CORRÊA, A. C. B. Urbanização e dinâmica geomorfológica no nordeste brasileiro: análise comparativa de dois cenários. **Cadernos de Cultura e Ciência**. v. 2, n° 1, p.1-14, 2007.

CUNHA, S. B. & GUERRA, A. T. Degradação Ambiental. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. T. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p.377-374, 1996.

CUNHA, C. M. L. & MENDES, I. A. Proposta de análise integrada dos elementos físicos da paisagem: uma abordagem geomorfológica. **Estudos Geográficos**. Rio Claro, 3(1):111-120, 2005.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos.** Brasília: SPI, 1999.

ERHART, H. A Teoria Bio-Resistásica e os Problemas Biogeográficos e Paleobiológicos. In: **Notícias Geomorfológicas**. Campinas: n.11, p. 51-58, 1966.

FERREIRA, M. G. V. X. Classes de solos desenvolvidos nos depósitos da Bacia. **Estudos Geológicos**. Série B, p.133-140, 1991.

FERREIRA, M. G. V. X. & ALHEIROS, M.M. Gênese de coberturas arenosas na faixa costeira Pernambuco-Paraíba. In: **Anais do 37° Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo. v. 2, p.299-300p, 1992.

FITZPRATRICK, E. A. **Soil Microscopy and Micromorphology**. New York: Wiley, 1993.

FOLK, R. L. & WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, 27: 3-26, 1957.

GALE, S.J. & HOARE, P.G. **Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks.** Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GIRÃO, O. **Análise de processos erosivos em encostas na zona sudoeste da cidade do Recife- Pernambuco.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2007. 306p.

GIRÃO, O. & CORRÊA, A. C. B. A contribuição da geomorfologia para o planejamento da ocupação de novas áreas. **Revista de Geografia**. Recife: jul/dez, v.21, n.2. p.36-58, 2004.

GONÇALVES, L. F. H.; GUERRA, A. J. T. Movimentos de Massa na Cidade de Petrópolis (Rio de Janeiro). In: **Impactos Ambientais Urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p.189-252, 2001.

GOUDIE, A. **The Human Impact on the Natural Environment**, 4th ed. Oxford: Blackwell, 1993.

GOUDIE, A. & BULL, P. A. Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: an sem analysis. **Earth Surface processes and landforms**. v.9, p.289-299, 1984.

Governo do Estado de Pernambuco. **Lei n.9.989 de 13 de Janeiro de 1987.**

GUERRA, A. J. T. Processos Erosivos nas Encostas. In: **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p. 149-209. 1997.

JESUS, N. **Inter-relação entre a geologia/relevo/solo/vegetação e atuação dos processos morfodinâmicos da unidade de paisagem Serra do Japi: uma contribuição a conservação**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP – Rio Claro, 2004.

LANDIM, J M D; BITTENCOURT, A C S P; LEÃO, Z M A N e AZEVEDO, A E G. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado de Pernambuco. In: **Revista Brasileira de Geociências**. 20(1-4): 208-215, março/dezembro de 1990.

LIMA FILHO, M. F. et al. Ocorrência da Formação Barreiras na Sub-Bacia do Cabo-PE. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 14, 1993, Recife. Atas. Recife: SBG, 383p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 12) p.323-326, 1991.

LIMA FILHO, M. F. Formação Algodoais: uma nova unidade litoestratigráfica da Bacia Cabo-PE. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**., 38, 1994, Balneário de Camboriú - SC. Boletim de resumos expandidos.Balneário de Camboriú - SC:SBG, 3v. il. v.3 p.271 – 272, 1994.

LIMA FILHO, M. F. et al. Geologia da Bacia Cabo - PE. In: **SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL**, 3, 1994, Rio Claro. Boletim. Rio Claro: SBG, p.45-46, 1994.

LIMA FILHO, M. F. **Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco.** São Paulo, Tese de Doutorado – IG/USP. 1998. 386p.

LINS, R C & ANDRADE, G O. As Grandes Divisões da Zona da Mata Pernambucana: Caracterização Geográfica da Faixa Úmida Costeira e das Maiores Unidades Morfoclimáticas. UR/ICT. **Arquivos**, n°2, outubro, p.40-46, 1964.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. 2ª ed. Recife: Ed. Universitária, 1983. 475p.

MABESOONE, J. M. Histórico. **Estudos Geológicos**. Série B, v. 10, p. 11-20, 1991.

MABESOONE, J. M. & SILVA, J. C. Aspectos geomorfológicos**. Estudos Geológicos**. Série B, v. 10, p. 117-132, 1991.

MCMANUS, J. Grain size determination. In: TUCKER, M. **Techiniques in Sedimentology.** Oxford: Blackwell Scientific Publications, p.63-85, 1988.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A.(ed.). ***Lateritisation Processes. Proceedings IInd International Seminar on Lateritisation Processes***. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 53-63, 1983.

MELLO, C. L. et al. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundo (Barra Mansa, RJ). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, Águas de São Pedro. **Boletim de Resumos***,* p. 90, 1995.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da Bacia do Ribeirão dos Poncianos/MG**. Dissertação de Mestrado, IGCE/UNESP- Rio Claro, 2004. 136p.

MODENESI, M. C. G. & JORDÃO, J. **A erosão Acelerada no município de Caçapava, São Paulo**. 1992.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C. & HIRUMA, S.T. A expansão Urbana no Planalto de Campo dos Jordão. Diagnóstico Geomorfológico para fins de Planejamento. In: **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 25 (1/2), p.1-28, 2004.

MONTEIRO, C. A. F. **Clima e excepcionalismo**.Florianopólis: Ed. Da UFSC, 1991, 241p.

MONTEIRO, C. A. F. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2000.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências***,* Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.

MOUSINHO, M. R. & BIGARELLA, J. J. Movimentos de Massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. In: **Boletim Paranaense de Geografia**, p.43-84, 1965.

MÜLLER-PLANTENBERG, C; AB'SABER, A. N. (orgs.) **Previsão de Impactos**. São Paulo: EDUSP, 1998. 569p.

NASCIMENTO, N. R. & BUENO, G. T. Distribuição de argilo-minerais em um sitema oxisol/espodosol na bacia do Rio Jaú – MG. In: **Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. 2001. 48p.

NASCIMENTO, N. R. & PEREZ, D. H. Evolução pedomorfológica das vertentes em Conceição do Araguaia (PA): Abordagem metodológica e evidências macro e micromorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 4 (1): 31-51, 2003.

PAULA, P M. & ROBAINA, L E S. Mapeamento de Unidades Geológicas-Geomorfológicas da Bacia da Bacia Arroio Lajeado Grande – RS. **Geociências**, São Paulo: UNESP. V. 22, p.175-184, 2003.

PALMIERI, F.; LARACH, J. O. I. Pedologia e Geomorfologia. In: **Geomorfologia e Meio Ambiente**. GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Orgs.). Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p.59-122, 2004.

PREFEITURA DA CIDADE DE SÃO PAULO. **Questão Ambiental Urbana**. São Paulo: Secretaria Municipal do Verde e do Meio Ambiente, 1993, 765p.

QUEIROZ NETO, J P. O Estudo de Formações Superficiais no Brasil. In: **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 22(1/2), p.65-78, 2001.

RODRIGUES, C. A teoria geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia,** 14, p.69-77, 2001.

RODRIGUES, D. P. **Análise Rítmica do Clima do Recife em dois anos de Climatologia Diferenciada.** [Monografia] Curso de Bacharelado em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2005. 85p.

ROSS, J L S. Geomorfologia Ambiental. In: **Geomorfologia do Brasil**. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.351-388, 2001.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: Ambiente e Planejamento**. 8ª ed. São Paulo: Contexto, 2005. 84p.

SANTOS, W O; SILVA, D G e CORRÊA, A C B. Análise da Evolução Morfodinâmica na Reserva Ecológica do Camaçari, Município do Cabo de Santo Agostinho-PE. In: **X Encontro de Geógrafos da América Latina**. Universidade de São Paulo: Anais, p. 13076-13089, 2005.

SILVA, D.G.; CORRÊIA, A.C.B.; SOUZA, A.O.; MELO, J.S.; LAMAS, R.C. & NÓBREGA, P.R.C. Contribution to the interpretation the erosive behavior on the hills of Guabiraba, Recife-PE, Northeastern Brazil: Sedimentological analysis of the superficial structure of landscape. *In:* **Rev. Sociedade Natureza**, special Issue, p.488-493, 2005.

SILVA, E. P. **Caracterização Geo-Ambiental e Estudo da Variabilidade Espaço-Temporal de Erosões no Parque Metropolitano de Holanda Cavalcanti – Cabo de Santo Agostinho - PE**. Recife, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco. 2004.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Ed. Paulu's, 2001, 366p.

SUGUIO, K. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: As regiões Litorâneas. Geologia da USP: **Série Didática/ Instituto de geociências**, Universidade de São Paulo. São Paulo: IGC/USP, v.2, n.1, 2003.

SUERTEGARAY, D. M. A. **A Trajetória da Natureza um Estudo Geomorfológico sob os Areais de Quaraí/RS.** Tese de Doutorado. USP- FFLCH, 1987. 243p.

THOMAS, M. F. Late quaternary landscape instability in the humid and sub-humid tropics. In: **Palaeohydrology and environmental change**. Columbia, New York: G T Prace. p.247-257, 1998.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes.** Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1994.

THOMAS, M. F. & THORP, M. B. Landscape dynamics and surface deposits arising from late quaternary fluctuations in the forest-savana boundaries. In: FURLEY, P. A; PROCTOR, J; RATTER, J. A.(Orgs) **Nature and dynamics of forest-savana boundaries**. Columbia, New York: G T Prance, p.213-253, 1992.

TRICART, J. As relações entre a Morfogênese e a Pedogênese. **Notícia Geomorfológica.** V.8, n° 15, p. 5-18, 1968.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, 1977.

TREWIN, N. H. Use of the scanning electron microscope in sedimentology. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology***.* London: Blackwell, p. 229 -273, 1995.

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology***.* London: Blackwell, 1995

Albuquerque, Ana Flávia de

Análise morfodinâmica na Reserva Ecológica de Camaçari, Cabo de Santo Agostinho - PE. – Recife: O Autor, 2007.
98 folhas : il., fig., tab., gráf., fotos, mapas.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Ciências Geográficas. Recife, 2007.

Inclui: bibliografia e anexos.

1. Meio ambiente. 2. Análise morfodinâmica – Morfodinâmica. 3. Morfoestratigrafia. 4. Ação antrópica. 5. Impactos ambientais – Erosão – Controle pedogenético. 6. Pernambuco – Região Metropolitana do Recife – Cabo de Santo Agostinho – Reserva Ecológica de Camaçari. I. Título.

504.03	**CDU(2.ed.)**	**UFPE**
333.72	**CDD(22.ed.)**	**BCFCH2007/91**