



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MORFODINÂMICA DE UM CAMPO DE DUNAS
EÓLICAS COSTEIRAS NO MUNICÍPIO DE
MAXARANGUAPE - RN**

Autor:
HANYEL PESSOA PAIVA

Orientador:
Prof. Dr. RICARDO FARIAS DO AMARAL

Dissertação nº. 100/PPGG.

Natal, Janeiro de 2011.

Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MORFODINÂMICA DE UM CAMPO DE DUNAS
EÓLICAS COSTEIRAS NO MUNICÍPIO DE
MAXARANGUAPE - RN**

Autor:

HANYEL PESSOA PAIVA

Orientador:

Prof. Dr. RICARDO FARIAS DO AMARAL

Natal, Janeiro de 2011.

180257

UFRN - BIBLIOTECA CENTRAL ZILA MAMEDE

2012020758 26/03/2012

registro data

551.311.3

número da chamada

P149 III DISSERT

fornecedor

MACAC

forma de aquisição termo de responsabilidade

empenho preço

R\$ 60,00

UFRN

SISTEMA DE BIBLIOTECAS DA UFRN



SIGAA

2012020758

"Lá em cima os albatrozes se mantêm imóveis no ar. E nas profundezas das ondas; nos labirintos das cavernas de corais... o eco de um tempo distante vem pela areia e tudo é verde e submarino.

E ninguém nos mostrou a terra e ninguém sabe onde ou o porquê, mas algo encara algo e algo tenta... e começa a subir em direção a luz".

(Echoes – Pink Floyd)

AGRADECIMENTOS

Esta parte aqui exposta poderia coerentemente fazer parte de um capítulo aparte. Ao recapitular as etapas necessárias para a conclusão desta pesquisa vejo pessoas - muitas pessoas - as quais (com seus conselhos ou críticas positivas e negativas) contribuíram para alcançar meu objetivo. Serviram de “referencial teórico” onde busquei e aprendi “métodos” aplicados ao convívio profissional e a vida. Como “conclusão”, uma frase de Antoine de Saint-Exupéry, categoricamente, exprime o maior aprendizado: “Só se vê bem com o coração, o essencial é invisível aos olhos”.

Agradeço ao meu amigo “Buda” que, literalmente, esteve comigo em TODOS os momentos (principalmente os complicados) direcionando-me à paciência e a calma. Aos meus pais Ismar Paiva e Angela Cristina que sempre me mostraram a essência da palavra *pais e família*. Ao meu *amor*, Tatiana Rosa, pela preocupação, incentivo e sempre motivada a me ajudar a “*ser mais e melhor*”. Ao meu orientador Prof. Dr. Ricardo Farias do Amaral por acreditar na minha capacidade desde o primeiro momento. Ao Prof. Dr. Vanildo Pereira da Fonseca pela atenção aos meus questionamentos e necessidades. Ao Prof. Dr. Luiz Liberato Cavalcanti de Albuquerque Tabajara pelos incentivos e orientações. Aos colegas Alysson, Alany, Cláudio, Margoth, Meck e Eduardo, sempre dispostos a ajudar-me. À Fátima, tutora do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia, pelo apoio aos trabalhos desenvolvidos e principalmente pelo apoio emocional. À secretária da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, Nilda, pelo carinho e sensibilidade ao atender às nossas necessidades. Ao amigo Lucyanno dos Reis por sua companhia e fé, presente em todas as situações “críticas”. Às minhas amigas Luciana e Isabelle pela força, carinho e atenção irrestrita.

No mais... Se a vida não tem preço, nos comportamos como se alguma coisa ultrapassasse, em valor, a vida humana... Mas o quê?

RESUMO

O presente estudo faz a análise de medidas de transporte eólico utilizando coletores de areia (*Sand Traps*) ao longo de um campo de dunas na praia de Maracajá, município de Maxaranguape. Estas medidas são utilizadas, então, como parâmetro de movimentação eólica nesta região. Sete visitas a campo foram realizadas entre os meses de setembro de 2009 a setembro de 2010 para obtenção dos dados de 12 coletores postos ao longo do Campo de Dunas de Maracajá e dados meteorológicos com a utilização de estação meteorológica portátil. Também foram utilizados dados da Estação Meteorológica de Maxaranguape correspondente a abril de 2008 até maio de 2010, fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE para obter informações sobre a frequência e intensidade dos ventos da região. Os dados foram processados e analisados com o uso de técnicas estatísticas de regressão e correlação para mensurar a deriva eólica do Campo de Dunas de Maracajá. A análise dos dados da Estação meteorológica de Maxaranguape aponta ventos com direção preferencial de quadrantes SE e SSE para todo o período analisado. Esta mesma estação registrou 78% de ventos com velocidades maiores que 5 m/s, mais de $\frac{3}{4}$ dos ventos totais, mostrando uma forte capacidade eólica para o transporte de areia. Os cálculos de transporte das areias eólicas mostraram que as coletas de campo realizadas no mês de setembro de 2010, são as que indicam uma maior movimentação eólica de sedimentos no Campo de dunas de Maracajá com $Q = 0,439 \text{ kg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ de areia transportada por hora. Em seguida, com valores decrescentes de transporte eólico, estão as coletas realizadas no mês de fevereiro de 2010, com ventos com capacidade de transporte igual a 0,239 kg por hora; no mês de setembro de 2009 com capacidade de transporte eólico de 0,06334 kg por hora; em outubro de 2009 registrando capacidade de transporte eólico de 0,025 kg por hora; em dezembro de 2009, com ventos que transportam 0,0064 kg por hora; e por último e menos significativas, as coletas ocorridas em março de 2010, onde registrou uma carga transportada pelo vento de 0,0032 kg. Finalmente são propostos ajustes na metodologia utilizada.

Palavras-chave: Dunas, morfodinâmica, coletores de areia.

ABSTRACT

The present study is the analysis of transport measurements using wind collectors of sand (Sand Traps) over a field of sand dunes on the Maracajá's beach, city of Maxaranguape. These measures are used, then as a parameter of wind movement in this region. Seven field trips were conducted between September 2009 and September 2010 to obtain data from 12 stations along the collectors Dunefield Maracajá and weather data with the use of portable weather station. Were also used data from the meteorological station Maxaranguape corresponding to April 2008 until May 2010, provided by the Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE for information about the frequency and intensity of the winds in the region. The data were processed and analyzed using statistical techniques of regression and correlation to measure the wind drift of Dunefield Maracajá. The analysis of data from the meteorological station of Maxaranguape points with winds SE quadrant of the preferred direction and ESS for the whole period. This same station recorded 78% of wind speeds above 5 m / s, over three quarters of the total wind, showing a strong wind capacity to transport sand. The calculations show that wind drift of the field collections made in September 2010, are those that indicate a greater movement of sediment in the wind field Maracajá dunes with 0.439 kg of sand transported per hour. Then, with decreasing values of sedimentary wind movement, are the collections made in February 2010 with winds carrying capacity equal to 0.239 kg per hour in September 2009 with a transport capacity of wind 0.06334 kg per hour in October 2009 recording of aeolian transport capacity of 0,025 kg per hour, in December 2009, with winds carrying 0.0064 kg per hour, and last and least significant collections held in March 2010, where he registered a load carried by the wind of 0.0032 kg. Finally it is proposed to adjust the methodology used.

Keywords: Dunes, morphodynamic, sand traps.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Mapa de localização da área da pesquisa.4
- Figura 2.2: A) Modelo esquemático mostrando as medidas de um coletor de areia.
Modificado de Goldsmith *et al.*, 1979 *apud* Pye e Tsoar, 1990. B) ST04
implantado ao longo do campo de dunas de Maracajaú. Foto do autor, 2009...20
- Figura 2.3: Pista do coletor ST03 delimitada na base distal por uma estrada que corta o
Campo de Dunas (linha amarela) e na base proximal pela abertura do coletor
em contato com a duna. A linha vermelha mostra o curso da pista. Neste caso,
o campo de dunas foi interrompido por um obstáculo artificial formando uma
“nova” pista. Foto do autor, 2009.21
- Figura 2.4: Pista do coletor ST05 delimitada na base distal pela base a barlavento da duna
e na base proximal (linha amarela) pela abertura do coletor em contato com a
duna. A linha vermelha mostra o curso da pista. Neste caso, a pista tem como
base a própria morfologia da duna. Foto do autor, 2009.22
- Figura 3.1: Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas.
Modificado de Hubin (1977 *apud* Scherer, 2004).31
- Figura 3.2: Tipos morfológicos de dunas vistos em planta e em corte transversais
classificados por McKee (1979).33
- Figura 3.3: A: Tipos morfodinâmicos de dunas com base na orientação da crista em
relação à resultante do vetor de transporte. Modificado de Huter *et al.*, 1983. B:
Comparação entre os tipos morfodinâmicos e morfológicos proposto por
Kocurek, 1996.34
- Figura 3.4: Variações morfológicas de dunas parabólicas: A) Grampo, B) Meia Lua, C)
Hemicíclica, D) Digitada, E) Aninhada, F) Cadeias transgressivas com dunas

transversais secundárias, G) Ancinho. A e B são formas simples, C, D e E são formas compostas e F e G são formas combinadas (Pye e Tsoar, 1990).38

Figura 3.5: Estágio de desenvolvimento de dunas frontais sugerido por Hesp (1988).40

Figura 3.6: Tipos principais de Blowouts. A) Blowout tipo Pires, B) Blowout tipo Calha, exibindo paredes erosionais mais acentuadas e bacia de deflação mais profunda em relação ao Blowout tipo Pires. As setas indicam o padrão de fluxo de vento (Hesp, 2002).42

Figura 4.1: Mapa geomorfológico do Campo de Dunas de Maracajaú.47

Figura 4.2: Frente parabólica a sotavento da duna do coletor ST07 em contato com lagoa temporária (setembro de 2009). Foto do autor, 2009.48

Figura 4.3: Frente parabólica a sotavento da duna do coletor ST04 contida parcialmente pela vegetação (setembro 2010) (lado direito superior). Foto do autor, 2010. ...48

Figura 4.4: A) lagoa interdunar entre as dunas do ST10 e ST11 em setembro de 2009; B) Presença de crosta evaporídica e vegetação incipiente ocupando lugar de uma lagoa interdunar entre as dunas do ST07 e ST08 em outubro de 2009; C) área interdunar entre as dunas do ST10 e ST11 ocupada outrora por lagoa. Março de 2010. Foto do autor, 2009-2010.49

Gráfico 4.7: Variabilidade entre tempo de exposição dos coletores com a quantidade de sedimentos adquiridos por campo. Fonte: O autor, 2010.69

Gráfico 4.8: Correlação entre as variáveis citadas para o transporte eólico. Fonte: O autor, 2010.71

Gráfico 4.9: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo I. Fonte: O autor, 2010.72

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 4.1: Porcentagem granulométrica obtida em 100g de cada amostra coletada adjacente aos coletores. Fonte: O autor, 2010.	51
Gráfico 4.2: Porcentagem granulométrica obtida em 100g de cada amostra capturada pelos ST's. Fonte: O autor, 2010.	52
Gráfico 4.3: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período de 2008 (abril a dezembro). A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 153 graus. Fonte: O autor, 2011.	58
Gráfico 4.4: Registro das direções e velocidades dos ventos para o ano de 2009. A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 136 graus. Fonte: O autor, 2011.....	63
Gráfico 4.5: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período de 2010 (janeiro a maio). A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 142 graus. Fonte: O autor, 2011.....	67
Gráfico 4.6: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período entre abril de 2008 a maio de 2010. A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 143 graus. Fonte: O autor, 2011.....	68
Gráfico 4.7: Variabilidade entre tempo de exposição dos coletores com a quantidade de sedimentos adquiridos por campo. Fonte: O autor, 2010.	69
Gráfico 4.8. Correlação entre as variáveis estudadas para o transporte eólico. Fonte; O autor, 2010.....	71
Gráfico 4.9: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo I. Fonte: O autor, 2010....	72

Gráfico 4.10: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo II. Fonte: O autor, 2010..73

Gráfico 4.11: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo III. Fonte: O autor, 2010.74

Gráfico 4.12: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo IV. Fonte: O autor, 2010.75

Gráfico 4.13: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo V. Fonte: O autor, 2010..76

Gráfico 4.14: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo VII. Fonte: O autor, 2010.77

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de abril a dezembro de 2008. Fonte: INPE, 2009.....	55
Tabela 4.2: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de abril a dezembro de 2008 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.....	57
Tabela 4.3: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape no ano de 2009. Fonte: INPE, 2009.....	60
Tabela 4.4: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape no ano de 2009 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.....	62
Tabela 4.5: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de janeiro a maio de 2010. Fonte: INPE, 2009.....	65
Tabela 4.6: Freqüência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de janeiro a maio de 2010 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.....	66

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1: Coordenadas dos 12 coletores utilizados na pesquisa.17

CTEM - Serviço Geológico do Brasil

Quadro 2.2: Datas dos trabalhos de campo.19

Dd - Dunas Individas com Formas Nítidas

Dt - Dunas Individas com Formas Tenuas

E - Leste

ET - Massa Equatorial Africana

ENE - Leste-nordeste

ESE - Leste-sudeste

FEAM - Instituto de Desenvolvimento do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Norte

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LA - Leão de Areia

LEO - Laboratório de Estudos Oceanográficos

N - Norte

NE - Nordeste

NNE - Nor-nordeste

NNW - Nor-noroeste

NW - Noroeste

SD - Sand Dunes

S - Sul

SE - Sudeste

SSB - Sul-sudeste

ST - Sand Traps

SSW - Sul-sudoeste

SW - Sudoeste

TS - Massa Tropical Africana

UPRN - Universidade Potiguar do Rio Grande do Norte

W - Oeste

WW - Oeste-noroeste

WSW - Oeste-sudoeste

LISTA DE SIGLAS

AS´ - Clima Tropical com Chuvas	I
CPRM - Serviço Geológico do Brasil	II
DA - Dunas Ativas	III
DIn - Dunas Inativas com Formas Nítidas	IV
DIt - Dunas Inativas com Formas Tênuas	V
E - Leste	VII
Ea - Massa Equatorial Atlântica	VIII
ENE – Lés-nordeste	IX
ESE – Lés - sudeste	X
IDEMA - Instituto de Desenvolvimento do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Norte	XI
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais	XII
LA - Lençóis de Areia	XIII
LEGeo - Laboratório de Estudos Geoambientais	XIV
N - Norte	XV
NE – Nordeste	XVI
NNE – Nor-nordeste	XVII
NNW – Nor-noroeste	XVIII
NW - Noroeste	XIX
SD - Sand Dunes	XX
S - Sul	XXI
SE - Sudeste	XXII
SSE – Sul-sudeste	XXIII
ST – Sand Traps	XXIV
SSW – Sul-sudoeste	XXV
SW - Sudoeste	XXVI
Ta - Massa Tropical Atlântica	XXVII
UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte	XXVIII
W – Oeste	XXIX
WNW – Oés-noroeste	XXX
WSW – Oés-sudeste	XXXI

ÍNDICE DA DISSERTAÇÃO

AGRADECIMENTOS.....	I
RESUMO	II
ABSTRACT	III
LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE GRÁFICOS	VI
LISTA DE TABELAS	VIII
LISTA DE QUADROS.....	IX
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Introdução e Objetivo.....	2
1.3. Localização da Área de Estudo	3
1.4. Contexto Geológico e Geomorfológico	5
1.4.1. Embasamento Cristalino.....	6
1.4.2. O Mesozóico – Bacia Potiguar	6
1.4.3. O Cenozóico	8
1.4.3.1. Grupo/Formação Barreiras.....	8
1.4.3.2. Depósitos Marinhos	9
1.4.3.3. Depósitos Aluvionares	11
1.4.3.4. Depósitos Dunares	11
1.5. Aspectos Fisiográficos da Área.....	12
1.6. Sistemas de Dunas Costeiras Presentes no Litoral do RN	13
CAPÍTULO II – MÉTODOS	16
2.1. Introdução.....	16
2.2. Implantação dos Coletores de Areia (<i>Sand Traps</i> – ST).....	16
2.3. Trabalhos de campo para coleta de sedimentos.....	19
2.4. Tratamento dos dados em laboratório	22
2.4.1. Pesagem dos sedimentos capturados nos coletores	22
2.4.2. Análise granulométrica	23
2.5. A Coleta de Dados Meteorológicos/Climatológicos.....	24
2.5.1. Dados de Estação Meteorológica fixa	24
2.5.2. Dados de Estação Meteorológica portátil	24
2.6. Cálculo de Deriva Eólica.....	25
2.7. Construção do mapa Geomorfológico do Campo de Dunas	28
CAPÍTULO III – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29

3.1. Introdução.....	29
3.2. Processos Eólicos	29
3.3. Formas de Leitos Eólicos	30
3.4. Classificação das Dunas	32
3.4.1. Dunas de Sombra (Shadow Dunes)	35
3.4.2. Dunas Parabólicas (Parabolic Dunes).....	37
3.4.3. Dunas Frontais (Foredunes).....	38
3.5. Blowouts.....	41
3.6. Áreas de Interdunas	44
CAPÍTULO IV – RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
4.1. Feições Eólicas do Campo de Dunas em Maracajaú	45
4.2. Análise Granulométrica.....	50
A formação da cava naturalmente forma uma descontinuidade na base proximal da pista. O transporte dos grãos de areia pelo mecanismo de arrasto não ocorre nesta região uma vez que a base da abertura do coletor fica exposta acima do nível da pista.	
.....	53
4.3. Regime de ventos na Área de Estudo.....	54
4.4. Deriva eólica no Campo de Dunas de Maracajaú	69
CAPÍTULO V – CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
5.1. Considerações Finais.....	79
REFERÊNCIAS	81

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

A presente dissertação foi desenvolvida dentro do Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN. A pesquisa foi realizada no litoral oriental do Rio Grande do Norte, num campo de dunas na praia de Maracajaú, localizado no município de Maxaranguape entre os anos de 2009 e 2010. É nossa pretensão que os resultados alcançados possam ser replicados para o estudo da morfodinâmica das dunas eólicas costeiras no litoral oriental do Rio Grande do Norte.

Os equipamentos e recursos necessários para o desenvolvimento da pesquisa foram disponibilizados pelo Laboratório de Estudos Geoambientais (LEGeo), através do projeto “Mapeamento Geológico e Levantamento de Recursos Minerais das Folhas Mossoró, Jandaíra, Touros, Natal, Pau dos Ferros e Apodi. Escala 1: 100.000”, contrato entre o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e a UFRN, tendo como orientador o Professor Doutor Ricardo Farias do Amaral, coordenador da Folha Touros e membro da equipe da Folha Natal.

O projeto contou, também, com o apoio do Ministério Público através do Centro de Apoio Operacional do Meio Ambiente que disponibilizou carros para visita a campo; do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia da UFRN e do Instituto de Desenvolvimento do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Norte – IDEMA ao fornecer a *Casa do Pesquisador*, na praia de Maracajaú, como apoio logístico às visitas a campo.

1.2. Introdução e Objetivo

As zonas costeiras se destacam por concentrarem sobre um espaço reduzido, entre o continente e o oceano, um grande número de atividades fundamentais ao homem, relacionadas com alimentação, energia, educação, transporte, recreação e urbanismo, entre outras.

Esta situação é explicada pelas peculiaridades dos recursos naturais, que oferecem condições propícias à implementação e ao desenvolvimento de núcleos urbanos e industriais.

A zona litorânea do Estado do Rio Grande do Norte, em virtude de suas belezas naturais, tem atraído pessoas de diversas partes do Brasil e do Mundo, viabilizando o desenvolvimento da atividade turística de caráter litorâneo no Estado. No entanto, a indústria do turismo é grande geradora de impactos ambientais, tanto pelas práticas das atividades turísticas típicas como pelo crescimento da infra-estrutura necessária para a prática de tais atividades. Por outro lado, as suntuosas paisagens do litoral Norterriograndense também vêm despertando interesses cada vez maiores do setor imobiliário, intensificando gradativamente os impactos ambientais preexistentes e gerando sérias transformações no espaço local, fato que se encontra em discordância com a idéia do desenvolvimento sustentável, tão questionado, disseminado e pretendido nos dias atuais.

O litoral em foco está assentado sobre um solo de Areias Quartzosas Marinhas Distróficas (profundos, acentuadamente drenados, bastante arenosos - textura areia ou areia franca, com estrutura em grãos simples, caráter distrófico), numa geomorfologia de dunas (móveis e fixas) e outras unidades geomorfológicas como, terraços, planície de inundação, *planície de deflação*, *lagoas*, entre outras e se configura naturalmente como um ambiente frágil, vulnerável às ações antrópicas não planejadas e que possui diferentes limites para a ocupação humana.

Com um solo bastante poroso e permeável, que permite uma fácil infiltração de resíduos líquidos, e por se constituírem como recarga de aquífero, suas dunas, ao serem

invasas por construções, tornam-se objetos de fácil degradação. Estes solos quando desnudo (retirada da vegetação) apresentam grande mobilidade, os quais podem, em função da ação humana, sofrer interferências que alterem sua dinâmica natural e comprometam a qualidade de vida das populações aí residente. Neste panorama inserem-se as dunas do Município de Maxaranguape, foco desta pesquisa. As dunas tornam-se grandes receptoras de atividades e empreendimentos turísticos e imobiliários, não só de caráter local, como também, nacional e internacional promovendo mudanças em suas configurações naturais.

O trabalho proposto tem como objetivo analisar medidas de transporte eólico dos sedimentos dunares responsáveis pela transgressão das dunas eólicas costeiras, utilizando coletores de areia (*Sand Traps*) ao longo de um campo de dunas na praia de Maracajá, intitulado nesta pesquisa como Campo de dunas de Maracajá, para servir como parâmetro de movimentação eólica nesta região.

1.3. Localização da Área de Estudo

A área de estudo está situada na zona costeira oriental do estado do Rio Grande do Norte no município de Maxaranguape. O campo de dunas de Maracajá possui os seguintes limites: coordenadas Lat. 5023'39.26'' e Long. 35019'59.01'' (noroeste); e Lat. 5025'33.03'' e Long. 35018'19.04'' (sudeste), e está distante da capital do estado, Natal, 64 Km tendo como acesso principal a BR 101. (Fig. 1.1).

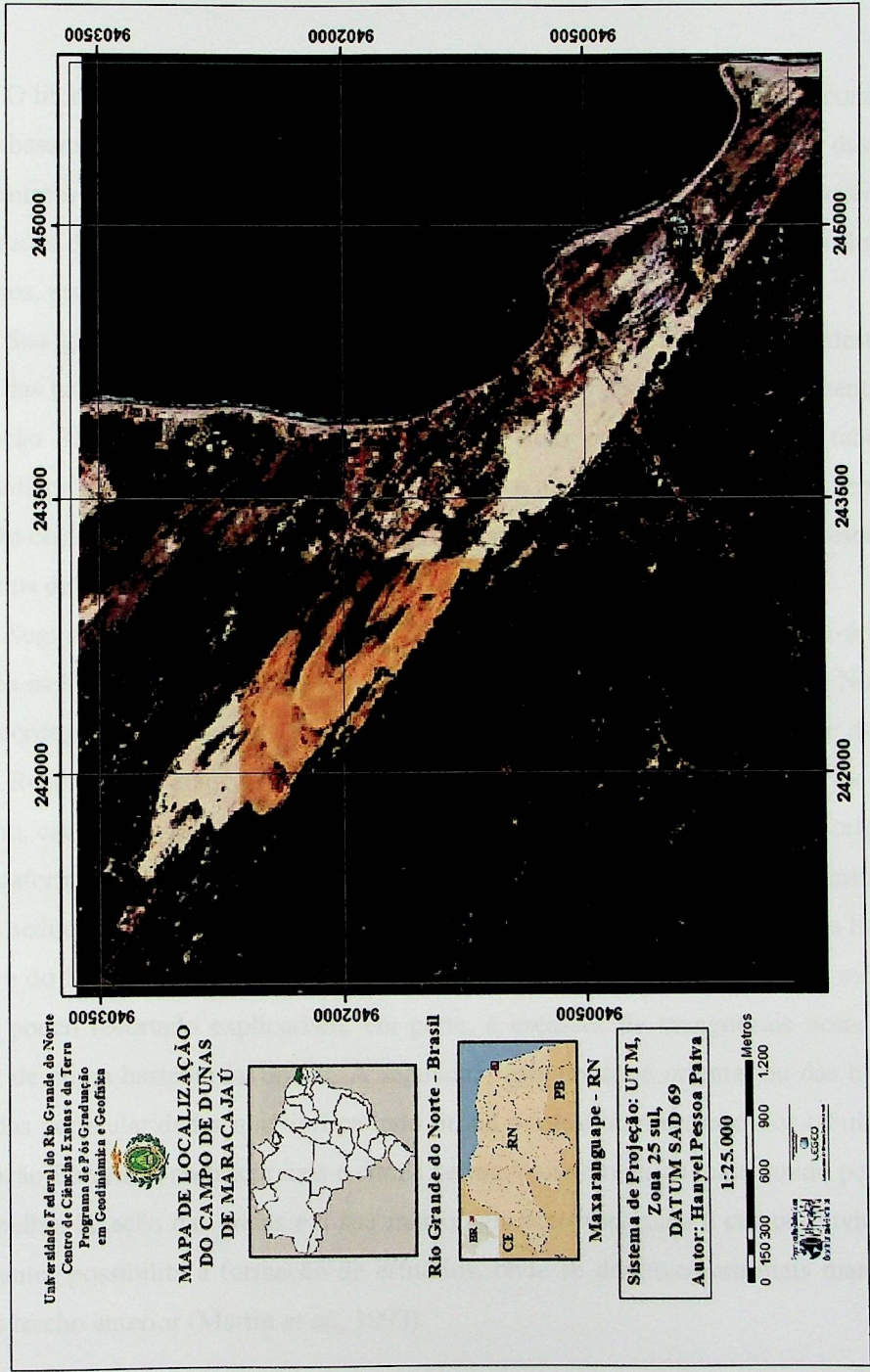


Figura 1.1: Mapa de localização da área da pesquisa.

1.4. Contexto Geológico e Geomorfológico

O litoral do Rio Grande do Norte está inserido num contexto geológico constituído por embasamento cristalino pré-cambriano, por rochas sedimentares cretáceas das bacias sedimentares Potiguar e Pernambuco-Paraíba e por depósitos terrígenos miocênicos a pliocênicos da Formação Barreiras. Sobrepostos a estas unidades, incidem os depósitos marinhos, praiiais, eólicos e aluviais do Quaternário (Barreto *et. al.*, 2004).

Sua geomorfologia, segundo Silveira (1964), inclui-se na região nordestina ou litoral das barreiras, caracterizada pela presença constante dos depósitos sedimentares da Formação Barreiras, que formam uma superfície mais ou menos plana, os tabuleiros, dissecada pela drenagem atual possuindo uma suave inclinação para o oceano, separando a região costeira da região sublitorânea e terminando junto ao mar em costas escarpadas em forma de falésias.

Suguio (2003) divide o litoral nordestino em dois setores: A costa semi-árida que engloba os litorais dos estados do Piauí até metade noroeste do Rio Grande do Norte; e a costa nordeste oriental ou das Barreiras que vai da metade sul do Rio Grande do Norte até o Recôncavo Baiano. A primeira apresenta baixa pluviosidade, inferior a 500 mm/ano, causando a rápida secagem das areias abundantes de granulação fina originárias da plataforma rasa adjacente e os constantes ventos alísios atuam no transporte eólico desses sedimentos, que dão origem aos campos de dunas, muito abundantes no litoral do Ceará e do Rio Grande do Norte. O substrato arenoso e eólico extremamente móvel e o litoral pouco recortado explicariam, em parte, a escassez de manguezais neste trecho, apesar de clima bastante favorável. A segunda, costa nordeste oriental ou das barreiras, além das particularidades que tipifica todo litoral nordestino (presença dos tabuleiros da Formação Barreiras, rochas praiiais e corais hermatípicos), o clima mais úmido possibilita uma melhor fixação das areias e a sua morfologia mais recortada e cursos fluviais mais abundantes possibilita a formação de estuários, onde se desenvolvem mais manguezais que no trecho anterior (Martin *et al.*, 1993).

1.4.1. Embasamento Cristalino

Costa e Salim (1972), com base em dados de subsuperfície (perfis litológicos e prospecção geofísica) e outros geológicos de afloramentos que rodeiam a região de Touros – RN descreveram o embasamento como complexo cristalino, formado por rochas plutônicas de epizona e catazona de composição granítica e granodiorítica, compostas na maioria de quartzo, biotita e feldspato. Uma variedade relativamente grande de rochas gnáissicas classificadas como leptinitos, augen-gnaiss, gnaiss migmatito, entre outros, são encontrados neste complexo.

Rochas intrusivas de composição básica preenchem o fraturamento leste-oeste averiguado em pesquisa geofísica da região de Touros (Salim *et al.*, 1974).

1.4.2. O Mesozóico – Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira. A maior área desta bacia está situada no litoral do Estado do Rio Grande do Norte, entretanto, suas dimensões se estendem até o Estado do Ceará. Possui uma área de aproximadamente 48.000 km², onde 21.500 m² (45%) correspondem à parte emersa e 26.500 (55%) a parte submersa. O embasamento cristalino marca o limite geológico sul, leste e oeste desta bacia, a qual se estende para o norte até a isóbata de 2000 m (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

De acordo com Araripe e Feijó (1994) a Bacia Potiguar está organizada em três grupos de rochas: o Grupo Areia Branca, que reuni as formações Pendências, Pescada e Alagamar, de conteúdo predominantemente clástico; O grupo Apodi englobando as formações Açu, Jandaíra, Ponta do Mel e Quebradas, clásticos com a presença crescente de carbonatos; e o Grupo Agulha composto pelas formações Ubarana, Guamaré e Tibau, compostas por clásticos carbonáticos de alta e baixa energia.

Pessoa Neto *et al.* (2007) consideram que a Bacia Potiguar apresenta três subsequências estratigráficas: uma subsequência *Rift*, depositada no Cretáceo Inferior, representada pelos depósitos flúvio-deltáicos e lacustres das formações Pendências e pescada (Berriasiano/Eo-Aptiano); uma supersequência Pós-*rift*, depositada durante o Andar Alagoas, caracterizada pela deposição de uma Sequência Fluviodeltáica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar); e uma Supersequência Drift, depositada entre o Albiano e o Recente, marcada por uma sequência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana), recoberta por uma sequência clástica e carbonática regresiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

1.4.1.1. Grupo/Formação Barreras

A Formação Barreras constitui a unidade geológica de ocorrência mais expressiva da costa brasileira, aflorando desde o Estado do Rio de Janeiro até o Amapá. Estes depósitos vêm sendo estudados por diferentes pesquisadores, onde alguns, mais recentemente, chamaram atenção para a necessidade de caracterização das suas fácies, buscando uma interpretação melhor dos sistemas deposicionais envolvidos e sua correlação regional (Araújo *et al.*, 2006).

Há na literatura uma discordância entre os termos "Grupo Barreras", termo litostratigráfico proposto por Bigarella e Andrade (1964), e "Formação Barreras", termo sugerido por Oliveira e Ramos (1956) e Kegel (1957). Entretanto, como a discussão conceitual não é o foco deste trabalho, apenas serão descritos alguns trabalhos a respeito desta unidade.

Esta unidade representa a chave de várias fases de evolução litológica da bacia (Pereira, 1986). Regionalmente seus sedimentos ocorrem recobrindo uma variedade de rochas ígneas-metamórficas do Pré-Cambriano como rochas sedimentares Mesozoicas e Cenozoicas.

1.4.3. O Cenozóico

As unidades cenozóicas, que compõem a Bacia Potiguar, são representadas pela Formação Barreiras, Rochas Supra-Barreiras, Beachrocks, Depósitos de Dunas Fixas e Móveis, Depósitos Praiais Atuais e Depósitos Aluvionares (Nogueira, 2008).

Para Nunes (1987), os sedimentos cenozóicos estão divididos em dois grupos: o Grupo Barreiras, que engloba as Formações Serra dos Martins, Guararapes e Macaíba; e os Sedimentos Recentes que correspondem aos Depósitos Praiais Sub-recentes, Depósitos Praiais Recentes, Depósitos Dunares e Depósitos Aluvionares.

1.4.3.1. Grupo/Formação Barreiras

A Formação Barreiras constitui a unidade geológica de ocorrência mais expressiva da costa brasileira, aflorando desde o Estado do Rio de Janeiro até o Amapá. Estes depósitos vêm sendo estudados por diferentes pesquisadores, onde alguns, mais recentemente, chamaram atenção para a necessidade de caracterização das suas fácies, buscando uma interpretação melhor dos sistemas deposicionais envolvidos e sua correlação regional (Araújo *et al.*, 2006).

Há na literatura uma discordância entre os termos “Grupo Barreiras”, termo litoestratigráfico proposto por Bigarella e Andrade (1964), e “Formação Barreiras”, termo sugerido por Oliveira e Ramos (1956) e Kegel (1957). Entretanto, como a discussão conceitual não é o foco deste trabalho, apenas será descrito alguns trabalhos a respeito desta unidade.

Esta unidade representa a chave da última fase de evolução fisiográfica da bacia (Fortes, 1986). Regionalmente seus sedimentos ocorrem recobrimdo indistintamente tanto rochas ígneo-metaformicas do Pré-Cambriano como rochas sedimentares Mesozóicas e Cenozóicas.

Mabesoone *et al.* (1972) propôs as seguintes Unidades Litoestratigráficas para o “Grupo Barreiras”, da base para o topo: Formação Serra do Martins, Formação Guararapes e Formação Macaiba.

Estudos em diferentes regiões do Brasil sugeriram que os sedimentos que originaram a Formação Barreiras foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais, com influência de marés na porção mais distal do sistema ou ainda fluvial meandrante a estuarino (Araújo *et al.*, 2006; Moraes *et al.*, 2006).

A idade das rochas da Formação Barreiras ainda é motivo de debate. Lima (2008) atribuiu idades que variam entre 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras. Esta idade foi atribuída utilizando-se datação de óxidos de manganês e óxidos/hidróxidos de ferro supergênicos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (UTh)/He, respectivamente, o que permitiu determinar a idade de precipitação destes minerais. Arai (2006) encontrou resultados semelhantes através da datação do conteúdo microfossilífero da Formação Barreiras, em seu estudo sobre a origem desta formação.

Esta unidade tem sido intensamente descrita e é composta por conglomerados e arenitos ferruginosos, de cores variadas (vermelho, laranja, marrom, com porções rochas, amarelas, esbranquiçadas e creme), com matriz argilosa e abundantes concreções ferruginosas. O arcabouço é predominantemente quartzoso, com clastos subangulosos a subarredondados, de até poucos centímetros. Frequentemente tem-se a presença de níveis ou camadas de siltitos e argilitos, intercalados a níveis conglomeráticos. É comum a ocorrência de um nível laterítico, nem sempre contínuo, no topo da unidade (CPRM, 2009).

1.4.3.2. Depósitos Marinhos

Os sedimentos marinhos cartografados por Barreto *et al.* (2004) compreendem os depósitos de intermarés a inframarés pleistocênicos, depósitos de intermarés a intramarés holocênicos (rochas praias) e depósitos de planície de maré atual.

Os depósitos pleistocênicos de intermarés a intramarés afloram na forma de falésias em dois setores do litoral do estado, cada qual apresentando tipos litológicos e idades distintas. Ambos apresentam contatos basais erosivos com a Formação Barreiras e acham-se cobertos por dunas inativas ou ativas. O depósito mais antigo data de 215.000 e 2006 anos, com altitude máxima de 7 m, sendo constituído por arenitos quartzosos mais ou menos argilosos a conglomeráticos e está localizado entre Natal e Baía Formosa. O depósito mais novo, com idade entre 117.000 e 110.000 anos, é composto por arenitos bioturbados, grossos a muito grossos, localmente conglomeráticos, com intensa cimentação carbonática, aflorando no trecho entre Zumbi e São Bento do Norte. A altitude dos afloramentos varia entre 3 e 20 m; em algumas localidades como Zumbi, os afloramentos ocorrem em meio às dunas eólicas, situadas até cerca de 200 m continente adentro.

As rochas praias afloram ao longo de toda a costa do Rio Grande do Norte e apresentam idades que variam do Holoceno médio até o presente. A granulometria varia de areia fina a conglomerática. Entre as estruturas sedimentares, têm-se principalmente estratificações cruzadas acanaladas e estratificações cruzadas de ângulo baixo (séries cuneiformes de estratificações plano-paralelas), relacionadas aos depósitos de intermaré inferior a inframaré e depósitos de inframaré superior, respectivamente (Bezerra *et al.*, 1998 *apud* Barreto *et al.*, 2004).

Foram ainda identificadas por Vieira *et al.* (2000, *Apud* Araújo *et al.*, 2006) cinco litofácies em vários corpos de beachrocks distribuídos ao longo da costa oriental e nordeste do Rio Grande do Norte. A maioria dos beachrocks foi depositada em uma zona de ante-praia superior (53%), representados pelas litofácies: a) arenito com estratificação cruzada tabular-plana e acanalada de média escala; b) arenito conglomerático bioturbado por *skolithos*. 31% foram depositados na zona interdital ou estirâncio, e correspondem a conglomerado e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. 16% restantes correspondem ao colapso de material sobrejacente, em decorrência do solapamento da base de falésias (conglomerado maciço), transporte com tapetes de tração (conglomerado incipiente estratificado) e alto grau de alteração (arenito maciço)

1.4.3.3. Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares correspondem aos sedimentos quaternários associados aos leitos das principais drenagens da região e formam estreitas faixas (canais) com direção N-S. Estes depósitos são compostos por areias quartzosas branco-acinzentadas, com granulometria grosseira e selecionamento que varia entre moderado a pobre (Nogueira, 1990).

1.4.3.4. Depósitos Dunares

Os depósitos dunares estão representados por dois tipos que são diferenciados com base na coloração e distribuição geográfica.

Os depósitos dunares mais antigos constituem as dunas da primeira geração e são representadas por areias quartzosas de coloração amarelada e, às vezes, de textura fina a média com predominância de grãos de quartzo de formas arredondas a sub-arredondadas. Há presença de minerais pesados tipo epidoto, turmalina e ilmenita. Localmente, estas dunas estão desprovidas de estruturas e são totalmente fixadas pela vegetação

Os depósitos dunares mais recentes, ou de segunda geração, são compostos por areias quartzosas distróficas de coloração esbranquiçada, com granulometria variando desde fino a sedimentos mais grosseiros. Possuem grãos sub-arredondados e polidos na fração 0,5mm. Neste depósito observou-se a presença de estruturas sedimentares do tipo estratificações cruzadas e plano-paralela onde há uma alternância de minerais máficos, micas e minerais pesados leucocráticos, grãos de quartzo (Nunes, 1987).

1.5. Aspectos Fisiográficos da Área

Segundo a classificação de Köopfer o clima da região é classificado como Clima Tropical com Chuvas (AS´) que se estende do litoral do Rio Grande do Norte até a Bahia, caracterizado por duas estações bem definidas, quente no verão e chuvoso no outono e inverno (março a julho). O estio estende-se de agosto até janeiro caindo, porém neste período chuvas de convecção (Andrade, 1967).

O Instituto de Desenvolvimento do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Norte (IDEMA) classifica o clima da região como úmido e sub-úmido, caracterizado por uma precipitação pluviométrica com variação entre 800 a 1.200 mm por ano, com chuvas distribuídas entre os meses de fevereiro a Julho. Durante todo o ano a temperatura se mantém constante, com pequena oscilação entre 6 c° a 10 c° acima ou abaixo da média normal, que corresponde a 26 c°, onde a temperatura máxima no litoral é de 32 c°.

Predomina na região os ventos alísios de sudeste formados pela Massa Tropical Atlântica (Ta). A massa equatorial Atlântica (Ea) também exerce influência: Encaminhada ao litoral do Nordeste (principalmente o litoral norte) os ventos alísios de nordeste que por percorrerem longas distâncias exercem menos influência que os alísios de sudeste (CPRM, 2009).

Com relação à morfodinâmica da praia de Maracajaú Vital *et al.* (2006) classificam como praia exposta com recifes de coral na Plataforma Interna (Baixa de Maracajaú), precedente de campos de dunas parabólicas e associada a desembocadura do Rio Maxaranguape. A fonte de material para a origem e desenvolvimento dos campos de dunas parabólicas transgressivas é a praia exposta. As dunas frontais são as primeiras formas eólicas, que quando segmentadas por ondas de tempestades ou de ventos, produzem corredores de alimentação eólica que suprem de areia as dunas transgressivas.

A vegetação costeira que se estende por uma faixa estreita ao longo do litoral oriental do Rio Grande do Norte compreende um conjunto de tipos fisionômicos. De modo geral, pode dizer que os ambientes da faixa costeira estão arrumados em três grupos (Amaral *et al.*, 2008). O mais antigo relacionado ao suporte sedimentar da

Formação Barreiras acumulado durante o período geológico Terciário, abarca terrenos relativamente planos com solos arenosos de espessura variável, pobres em nutrientes e ácidos, onde a vegetação dominante são as savanas, associadas ao Domínio dos Cerrados e regionalmente denominadas “tabuleiros” (Salgado *et al.*, 1981 *apud* Amaral *et al.*, 2008). Em locais onde estes solos são mais profundos desenvolvem-se uma formação florestal, já pertencente ao Domínio da Mata Atlântica (Cestaro e Soares 2004). Cobrindo parte dos sedimentos da Formação Barreiras, desde o contato com o mar, estão os depósitos holocênicos de areias quartzosas de origem marinha, acumulados sobre o continente em função do transporte eólico e que se estabelecem em extensos campos dunares.

Pela movimentação intensa das areias, esses terrenos são muito instáveis e a vegetação que se desenvolvem sobre eles, quando existente, assume uma fisionomia bastante variada, desde campestre até arbustiva, raramente assumindo o tipo florestal. Abrangem a denominada “vegetação de restinga”, em função dos substratos arenosos de origem marinha que a mantém. Do contato do rio com o mar surge o terceiro tipo de ambiente da costa oriental potiguar, os estuários, que são ambientes bastante dinâmicos onde o manguezal e os campos de halófitos (apicuns) são comuns (Amaral *et al.*, 2008).

1.6. Sistemas de Dunas Costeiras Presentes no Litoral do RN

Na tentativa de classificar e diferenciar os sistemas de dunas costeiras do litoral do Rio Grande do Norte, vários autores utilizaram critérios geomorfológicos, biológicos, de coloração e outros.

Com a proposta de um arcabouço geomorfológico para o litoral leste do Rio Grande do Norte, Silveira (1964) subdividiu o domínio eólico em três compartimentos: as superfícies de deflação, os campos de dunas e campos de paleodunas. As superfícies de Deflação são resultado do retrabalhamento dos ventos sobre os depósitos eólicos. São formadas por relevos planos ou suavemente ondulados com larguras locais variando entre

200 a 800 metros e contendo às vezes vegetação espaça. Os Campos de Dunas são representados por depósitos eólicos que estão dominados naturalmente aos processos de deflação e deposição, processos que favorecem a migração das dunas. Neste compartimento são vistas dunas transversais, longitudinais e *blowouts* (corredores de vento). Os Campos de Paleodunas, com direção NW-NE, apresentam formas estáveis fixadas pela vegetação; sendo os tipos mais comuns as dunas longitudinais, parabólicas, *hairpin* (grampo de cabelo) e barcanas.

Entre a região de Barra de Maxaranguape e Tibau do Sul; Costa e Perrin (1981, *apud* Araújo et al., 2006), distinguiram duas gerações de dunas: a Geração Antiga de duna e Geração Recente de Duna. A primeira apresenta coloração variando do amarelo avermelhado até o marrom claro e altitudes de 15 a 20 m. Estão agrupadas em conjuntos, apresentando formas de “língua” ou lençóis com extensão que chegam a atingir 15 km. Em alguns locais as dunas são descontínuas e mais rebaixadas (devido ao retrabalhamento e a abrasão) tendo como tipo mais comum o *hairpin* (grampo de cabelo) com a ponta geralmente escava pelo vento. As áreas interdunares são ocupadas por lagoas intermitentes. A segunda geração, a Geração Recente de Duna, mostra coloração branca com tonalidades acinzentadas e rosadas e possuem maior altura podendo atingir 100 m acima do nível do mar. Estas dunas formam uma faixa delgada ao longo da costa, com larguras que variam entre 1 a 2 km e alinhamentos maiores que os registrados na Geração Antiga de Duna.

Barreto *et al.* (2004) caracterizaram os sistemas de dunas eólicas presentes no Rio Grande do norte em dunas ativas e inativas divididas e quatro domínios. O primeiro domínio corresponde ao das dunas ativas (DA), onde predominam dunas barcanas isoladas e cristas barcanóides ligadas a frentes parabólicas transgressivas, com pouca ou sem vegetação. O segundo domínio corresponde as dunas inativas com formas nítidas (DIn) formado por dunas parabólicas compostas, vegetadas e morfologia nítida nas imagens de satélite e fotografias aéreas, incluindo também dunas parabólicas ativas, parcialmente vegetadas e com migração lenta. O terceiro domínio é o das dunas inativas com formas tênues (DIIt) constituído majoritariamente de dunas parabólicas compostas e simples, além de longitudinais, estando estas últimas possivelmente relacionadas a rastros

lineares residuais (*trailing ridges*). O quarto domínio está relacionado com os lençóis de areia (LA), constituído por formas mais suaves ou dissipadas que os outros domínios.

Com base nessas classificações o campo de dunas de Maracajaú corresponde à geração recente de dunas com coloração predominantemente branca variando com tonalidades acinzentadas claras; utilizando a classificação proposta por Barreto *et al.* (2004) encontram-se dunas parabólicas ativas parcialmente vegetadas (DIn) com formas compostas e simples e longitudinais ligadas a rastros lineares residuais (DIt) e, em alguns setores, “massas de areia” com relevo negligenciável (LA).

Alguns métodos aplicados em alguns trabalhos e correlacionados. A primeira etapa compreende a escolha da área de estudo, feita a partir de imagens de satélite encontradas no software Google Earth na versão 5.1.1.1583, seguida da revisão bibliográfica para um aprofundamento do conhecimento teórico de área e das metodologias empregadas. Posteriormente foram escolhidos os locais de implantação dos coletores, bem como a rotina de instalação dos coletores de areia no campo de dunas de Maracajaú. Na segunda etapa foram desenvolvidos os trabalhos de campo para o estabelecimento da rede de coleta e coleta de dados (meteorológicos e carga dos coletores) e amostras de areia. Na terceira etapa o trabalho contou com a compilação dos dados obtidos e tratamento dos resultados no laboratório, sendo como resultado final a elaboração dos relatórios e a produção do texto dissertativo.

A seguir, é apresentada uma breve visão de métodos empregados.

2.1. Implantação dos Coletores de Areia (Sand Traps – ST)

Para as medidas diretas do transporte eólico no Campo de Dunas de Maracajaú foram instalados 12 coletores de areia (figura 2.1) entre os meses de setembro de 2009 e setembro de 2010, com a finalidade de compreender a dinâmica das dunas parabólicas de acordo com a atuação dos ventos predominantes do quadrante SE na região de estudo. A escolha das áreas de implantação dos coletores seguiu critérios

CAPÍTULO II – MÉTODOS

2.1. Introdução

Para atingir o objetivo proposto foram selecionados alguns métodos aplicados em etapas sequenciais e correlacionadas. A primeira etapa compreendeu a escolha da área de estudo, feita a partir de imagens de satélite encontradas no *software Google Earth* na versão 5.2.1.1588; seguida da revisão bibliográfica para um aprofundamento do conhecimento teórico da área e das metodologias empregadas; conseqüentemente foram estabelecidos os locais de implantação dos coletores bem como o registro geomorfológico do campo de dunas de Maracajaú subsidiado pelas visitas a campo. Na segunda etapa foram desenvolvidos os trabalhos de campo para o reconhecimento da área de estudo e coleta de dados (meteorológicos e carga dos coletores) e amostras sedimentares. Na terceira etapa o trabalho contou com a compilação dos dados obtidos em campo e o tratamento das amostras em laboratório, tendo como resultado final a sintetização das informações e a produção do texto dissertativo.

A seguir, é apresentada uma sinopse sobre os métodos empregados.

2.2. Implantação dos Coletores de Areia (*Sand Traps* – ST)

Para as medidas diretas do transporte eólico no Campo de Dunas de Maracajaú foram instalados 12 coletores de areia (figura 2.1) entre os meses de setembro de 2009 a setembro de 2010, com a finalidade de compreender a dinâmica das dunas parabólicas de acordo com a atuação dos ventos unidirecionais do quadrante SE na região de estudo. A escolha dos locais de implantação dos coletores seguiu critérios

semelhantes aos estabelecidos por Pye e Tsoar (1990) em pesquisas realizadas em Israel como: posições mais distantes possíveis de obstáculos naturais e/ou artificiais, topo das dunas e abertura do coletor voltada para a direção preferencial do vento com a finalidade de não atrapalhar o fluxo natural dos sedimentos dunares. Antecipadamente sabe-se que a direção de vento predominante na área da pesquisa é proveniente de SE, sendo assim, a abertura dos coletores foi ajustada sempre nesta direção.

A posição dos coletores é apresentada no quadro a seguir:

Quadro 2.1: Coordenadas dos 12 coletores utilizados na pesquisa.

COLETOR	LATITUDE (UTM)	LONGITUDE (UTM)
ST 01	243714.451	9400584.475
ST 02	243602.975	9400834.058
ST 03	243058.667	9401418.719
ST 04	242736.394	9401627.438
ST 05	242364.898	9402179.413
ST 06	242557.958	9402479.401
ST 07	242297.512	9402458.496
ST 08	241970.836	9402657.303
ST 09	241889.255	9402830.314
ST10	241925.880	9403010.500
ST 11	241639.440	9403127.172
ST 12	241555.246	9403178.797

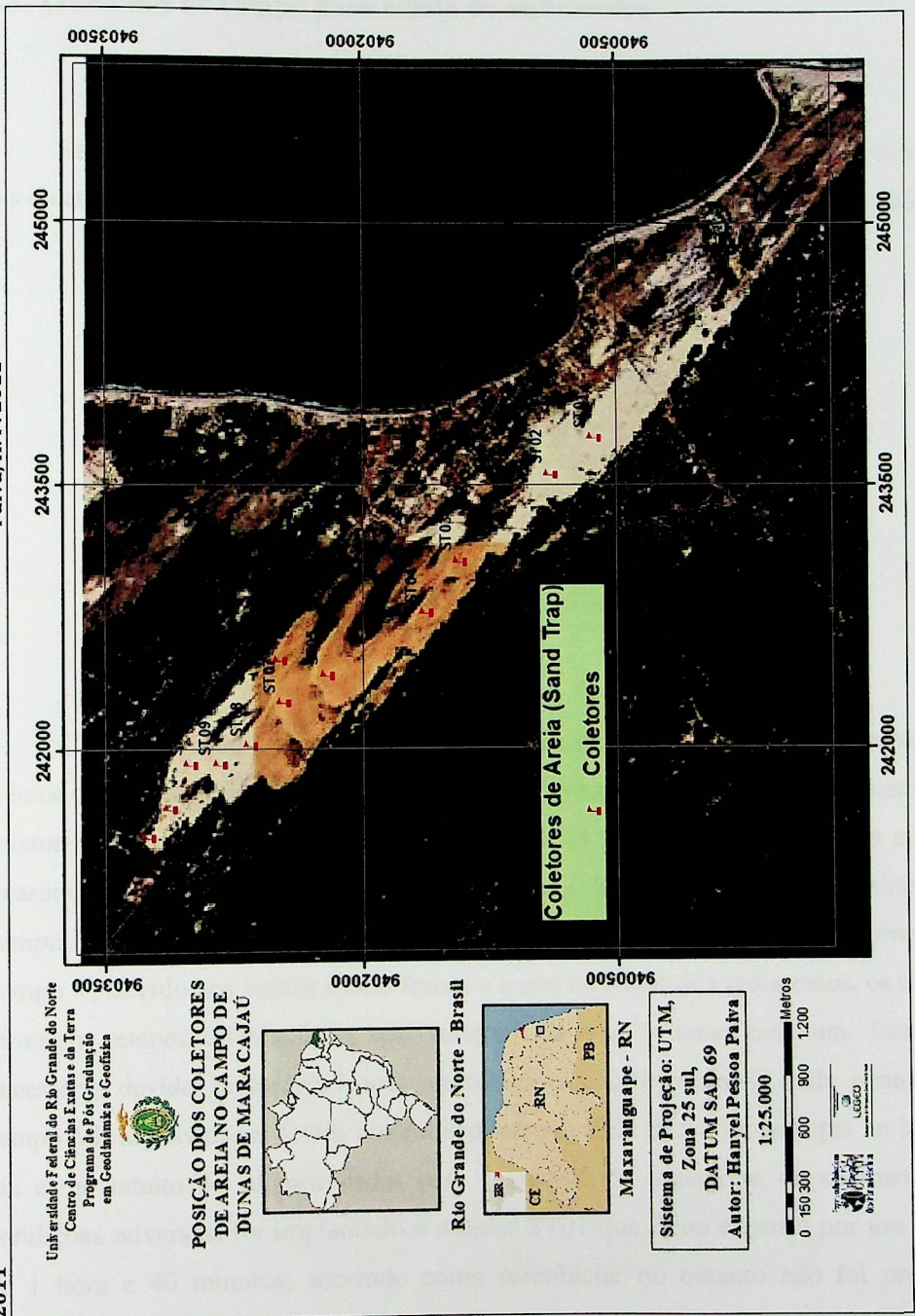


Figura 2.1: Coletores implantados ao longo do Campo de Dunas de Maracajá.

2.3. Trabalhos de campo para coleta de sedimentos

Sete visitas a campo foram realizadas, neste período, para obtenção dos dados dos coletores e dados meteorológicos. Estas visitas estão indicadas no quadro abaixo:

Quadro 2.2: Datas dos trabalhos de campo.

VISITA	PERÍODO
CAMPO I	25 e 26 de setembro de 2009
CAMPO II	28 e 29 de outubro de 2009
CAMPO III	22 de dezembro de 2009
CAMPO IV	24 de fevereiro de 2010
CAMPO V	25 de março de 2010
CAMPO VI	05 de maio de 2010
CAMPO VII	06 de setembro de 2010

Com a intenção de se obter uma quantidade significativa de sedimentos para cada coletor os mesmos tiveram tempo de exposição diferente. Nos dois primeiros campos, os coletores ficaram implantados por um período de 24 horas. No campo III os coletores ficaram expostos por um período entre 9 horas e 30 minutos e 10 e 30 minutos; no campo IV permaneceram por um período variando entre 2 a 4 horas e 30 minutos; no campo V, devido aos ventos muito fracos e a alta umidade dos sedimentos, os coletores passaram tempos diferenciados que variaram de 4 a 8 horas cada um. Isto se fez necessário devido às características morfológicas e ambientais de cada ponto. Já no campo VI, as atividades foram comprometidas por uma chuva ininterrupta ao longo do dia e, no intuito de adquirir dados para a medida de transporte de sedimentos em condições adversas, foi implantado o coletor ST01 que ficou exposto por um período de 1 hora e 40 minutos, servindo como referência; no entanto não foi possível a obtenção de dados neste campo. No sétimo campo o tempo de exposição dos coletores variaram entre 55 minutos a 1 hora e 30 minutos devido as boas condições de tempo que

favoreceram o transporte sedimentar (ventos fortes e constantes e pistas e sedimentos secos).

No intuito de estabelecer um padrão para o tempo dos coletores, no dia 3 de fevereiro de 2010 foi implantado um “coletor teste” entre as dunas dos ST 01 e ST 02, com características meteorológicas favoráveis ao transporte eólico, para medir o tempo que o coletor leva para adquirir carga máxima. Obteve-se um tempo de exatas 2 horas e 30 minutos para o coletor adquirir carga máxima. Com estas observações, a partir do campo III, os coletores permaneceram seguindo o tempo observado no coletor teste (2 horas e 30 minutos). Entretanto, os campos que se sucederam possuíam condições meteorológicas diferentes sendo necessária uma permanência a mais ou a menos do que o esperado.

Os coletores são do tipo vertical, desenvolvido por Rosen (1978) (fig. 2.2 A) (Goldsmith *et al.* 1979, *apud* Pye e Tsoar, 1990). São instalados enterrando seu alicerce até coincidir à base da abertura do coletor à superfície da “pista” (fig. 2.2 B).

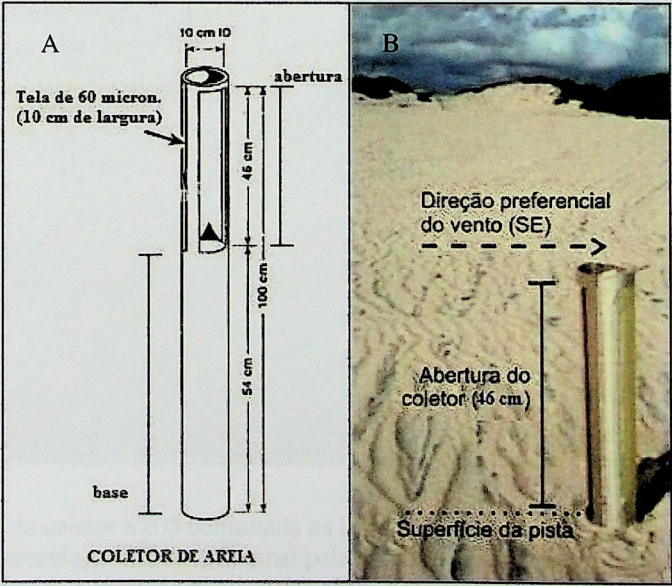


Figura. 2.2: A) Modelo esquemático mostrando as medidas de um coletor de areia. Modificado de Goldsmith *et al.*, 1979 *apud* Pye e Tsoar, 1990. B) ST04 implantado ao longo do campo de dunas de Maracajaú. Foto do autor, 2009.

No intuito de se estabelecer um limite nas observações de campo, com relação ao deslocamento dos sedimentos sobre a superfície dunar, para este trabalho, a superfície dunar foi teoricamente seccionada e intitulada “pista”. Entende-se por pista do coletor a superfície que se encontra a barlavento do mesmo por onde os sedimentos se deslocam em sua direção, tendo como limites a base distal e base proximal. A base distal é a parte distante ao observador que é delimitada por obstáculos naturais (como, Por exemplo, lagoas e vegetação esparsa) e/ou artificiais (estradas e casas) que seccionam a continuidade da superfície de areia. Nos locais onde não há descontinuidade da superfície da duna o limite da base distal é estabelecido pela base a barlavento da duna observada. A base proximal corresponde ao próprio coletor implantado onde a sua abertura coincide com a superfície dunar. As figuras 2.3 e 2.4 abaixo exemplificam o conceito descrito acima.

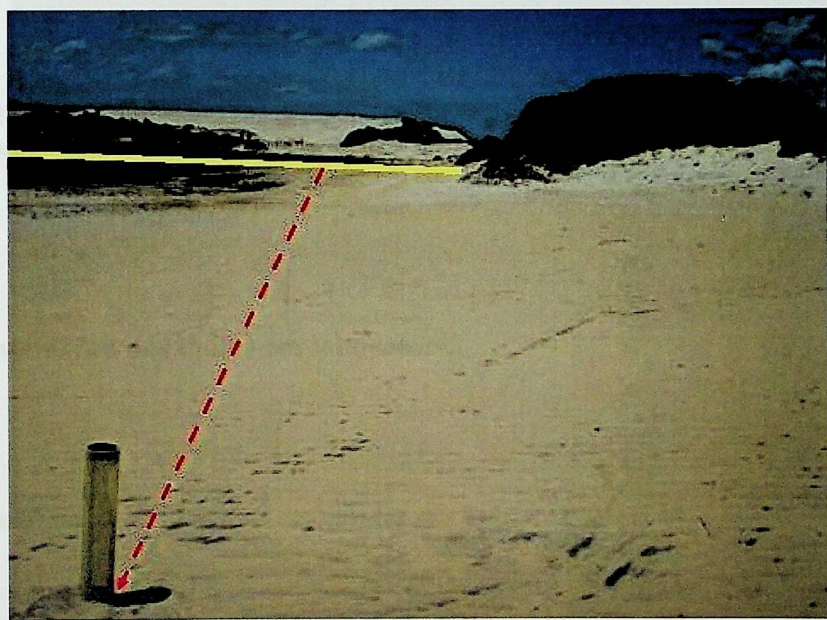


Figura 2.3: Pista do coletor ST03 delimitada na base distal por uma estrada que corta o Campo de Dunas (linha amarela) e na base proximal pela abertura do coletor em contato com a duna. A linha vermelha mostra o curso da pista. Neste caso, o campo de dunas foi interrompido por um obstáculo artificial formando uma “nova” pista. Foto do autor, 2009.

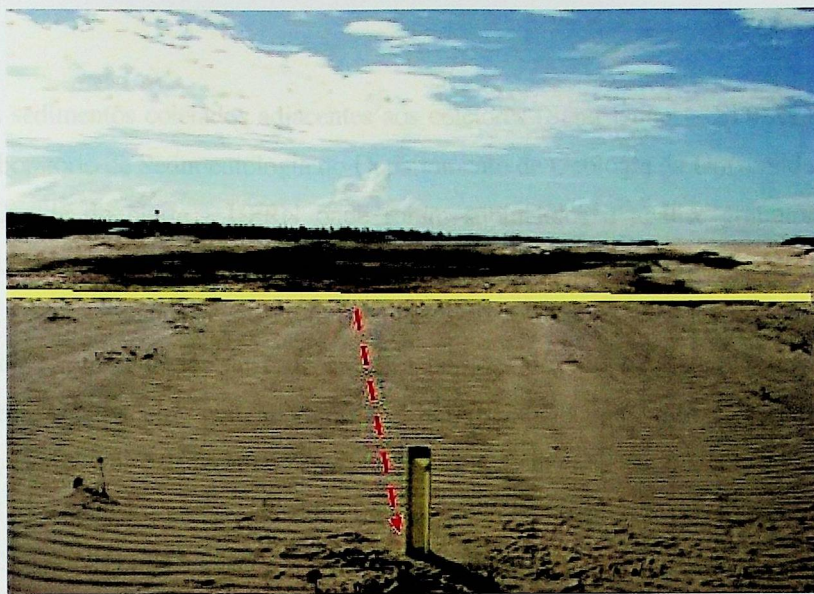


Figura 2.4: Pista do coletor ST05 delimitada na base distal pela base a barlavento da duna e na base proximal (linha amarela) pela abertura do coletor em contato com a duna. A linha vermelha mostra o curso da pista. Neste caso, a pista tem como base a própria morfologia da duna. Foto do autor, 2009.

2.4. Tratamento dos dados em laboratório

2.4.1. *Pesagem dos sedimentos capturados nos coletores*

Os sedimentos capturados pelos coletores (ST's) foram pesados em balanças comerciais. Entretanto algumas quantidades capturadas pelos coletores tinham pesos muito baixos havendo a necessidade do uso de balança de precisão em laboratório. Assim foram aferidos os pesos de todos os sedimentos capturados pelos coletores e organizados em planilhas do Excel para posterior análise de correlação com dados meteorológicos aferidos em campo.

2.4.2. Análise granulométrica

Os sedimentos coletados adjacentes aos coletores (Sand Dunes – SD) foram levados para o Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN onde foram submetidos à análise granulométrica. O tratamento contou primeiramente com a lavagem das amostras para retirar os sais absoldvidos aos grãos. Posteriormente, as amostram foram secadas em estufa por um período de 24 horas; em seguida foram retiradas de cada amostra porções de 100 gramas, em média, para o peneiramento com peneiras com aberturas de 4 mm (Seixos) a 0,062 mm (Areia Muito Fina).

Do campo I ao VII foram coletadas 12 amostras em cada campo, com exceção para o campo VI com apenas 1 amostra de duna (devido a condições adversas no trabalho de campo) e para o Campo VII onde a mostra SD07 foi extraviada.

Os ST's passaram pelos mesmos processos que o dos sedimentos SD's. Porém, alguns coletores, durante os 7 trabalhos de campo, não obtiveram carga significativa (< que 100g) para o processo de análise granulométrica levando em consideração a perda do material nas fases de lavagem e peneiramento. No Campo I, Campo II e Campo VII os 12 coletores adquiriram cargas significativas para análise granulométrica variando de 400g a 6 kg. No Campo III cinco coletores obtiveram cargas que variaram entre 250g a 400g. No Campo IV, dos 12 coletores implantados, nove obtiveram quantidade significativa de sedimentos com pesos entre 1,15kg a 150g. No Campo V apenas dois coletores adquiriram carga relevante (ST02 com peso de 290g e ST08 com peso de 332g). O Campo VI não obteve carga no único coletor implantado (ST01) pelos motivos já expostos anteriormente. Sendo assim, foram analisadas no total 122 amostras ao longo da pesquisa (72 amostras SD e 52 amostras ST).

2.5. A Coleta de Dados Meteorológicos/Climatológicos

2.5.1. Dados de Estação Meteorológica fixa

Foram obtidos dados de vento da Estação Meteorológica de Maxaranguape (a aproximadamente 10 km ao sul da área de trabalho) correspondente a abril de 2008 até maio de 2010 (com dados diários em intervalos de 10 minutos), fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Os registros foram organizados e posteriormente compilados em planilhas do *Excel* para estabelecer frequências de direção e velocidade do vento. Para uma melhor representação dos dados foram confeccionados gráficos do tipo rosa dos ventos, usando o *software WRPlot*, mostrando as principais direções e velocidades dos ventos na área de estudo.

2.5.2. Dados de Estação Meteorológica portátil

Os dados meteorológicos de campo foram aferidos utilizando uma estação meteorológica portátil do tipo *Kestrel 4000* a uma altura de aproximadamente 2m; mesmo critério estabelecido por Goldsmith *et al.* (1990). Os dados foram captados no momento de implantação de cada coletor em todos os trabalhos de campo e num intervalo de tempo de 3 horas num total de 24 horas para os campos I e II (setembro e outubro). A partir do campo III os dados meteorológicos foram registrados apenas na hora de implementação dos coletores em seus respectivos intervalos: 12 horas para o campo III; 5 horas para o campo IV; 12 horas para o campo V; apenas um registro no momento de implante do coletor ST 01 no campo VI e no campo VII no intervalo de 6 horas.

Foram registrados dados de velocidade máxima e média dos ventos e direção do vento e umidade relativa do ar. De acordo com as observações de campo, a umidade relativa do ar

não obteve variações no intervalo de tempo de coleta de dados em todos os campos; sendo assim, seu registro foi feito no início e ao final de cada trabalho de campo. Para os dados referentes à direção do vento foi utilizada uma biruta artesanal que desempenhou seu papel com êxito.

2.6. Cálculo de Deriva Eólica

Para aferir o transporte eólico no Campo de Dunas de Maracajaú foram utilizados os dados de direção e velocidade do vento registrados em campo e técnicas estatísticas de regressão e correlação.

A regressão e a correlação são técnicas utilizadas para estimar uma relação entre variáveis. A análise de correlação e regressão são técnicas nas quais dados amostrais são analisados com o escopo de observar se e como duas ou mais variáveis estão relacionadas umas com as outras, essas amostras são compostas por observações de variáveis emparelhadas (para cada valor de X existe um valor de Y).

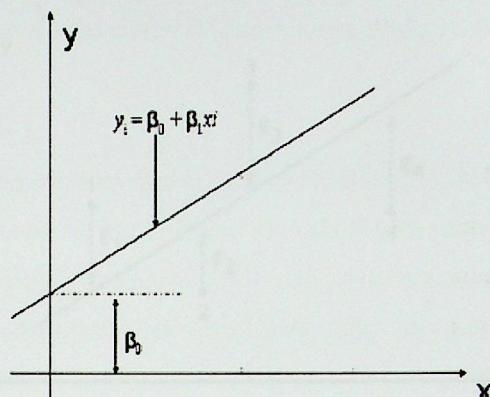
Na regressão pressupõe-se alguma relação de causa e efeito, de explanação do comportamento entre as variáveis. A correlação mede a força, ou grau, de relacionamento entre duas variáveis; a regressão dá a equação que descreve o relacionamento em termos matemáticos.

A regressão tem como um de seus principais objetivos explicar valores de uma variável em termos da outra, ou seja, confirmar uma relação de causa e efeito entre duas variáveis.

A regressão linear simples é uma tentativa de estabelecer uma equação matemática linear (linha reta) que descreva o relacionamento entre duas variáveis, a reta de regressão descreve a relação entre duas variáveis aleatórias, onde a variável resposta (dependente) será explicada pela variável independente (explicativa).

A Equação Linear (a reta de regressão)

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i + \varepsilon_i$$



Y_i é a variável resposta que, para esta pesquisa, é a razão entre o peso dos sedimentos e tempo.

X_i é uma constante conhecida que, para esta pesquisa, refere-se à velocidade média do vento.

β_0 e β_1 são parâmetros.

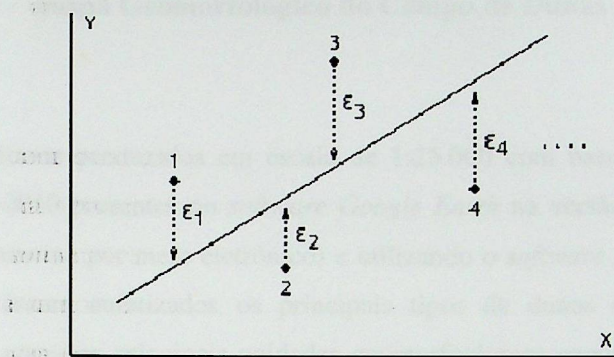
β_0 é a cota da reta em determinado ponto é o coeficiente linear denominado, que é o valor de Y quando $X=0$. Na maioria dos casos o intercepto (como também é chamado este componente) não tem interpretação prática.

β_1 é o coeficiente angular da reta dado pela tangente.

ε_i é um erro aleatório com $E(\varepsilon_i)=0$, $Var(\varepsilon_i)=\sigma^2$, para qualquer valor de i entre 1 e n (tamanho da amostra) e $COV(\varepsilon_i, \varepsilon_j)=0$, para qualquer $i \neq j$.

Sempre existirão observações que não são pontos da reta, essa diferença entre a reta e o ponto são os erros (resíduos) do modelo, o erro (ε) é a diferença entre o valor observado e o estimado (Azevedo, 2001).

$$\varepsilon_i = Y_i - \hat{Y}_i$$



O método dos mínimos quadrados.

Para determinar os estimadores de β_0 e β_1 , foi utilizado o método de mínimos quadrados que considera a soma dos quadrados dos desvios de Y com relação ao seu valor esperado.

$$Q = \sum_i \epsilon_i^2 = \sum [y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_i)]^2$$

No qual por este método os estimadores de β_0 e β_1 são os valores que minimizam Q.

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}$$

$$b_0 = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n Y_i - b_1 \sum_{i=1}^n X_i \right)$$

Onde b_0 e b_1 são os estimadores de β_0 e β_1

A soma dos erros é zero e a soma dos quadrados desses desvios é mínima (isto é, nenhuma outra reta daria menor soma de quadrados de tais desvios).

O método de ajuste dos mínimos quadrados tem como principais vantagens obter as melhores estimativas, ou seja, elas não terão tendência, onerar os desvios maiores, fato desejável que evita grandes desvios, permite realizar testes de significância na equação de regressão e a reta de regressão passa pelo ponto formado pelos valores das médias das duas séries de observações (Montgomery e Peck, 1982).

O software R, em sua versão 2.12, foi utilizado para os cálculos estatísticos. Este programa computacional é de uso livre e gratuito.

2.7. Construção do mapa Geomorfológico do Campo de Dunas

Os Mapas foram produzidos em escala de 1:25.000 com base em imagens de satélite do ano de 2010 presentes no *software Google Earth* na versão 6.0.1.2032 *beta* (disponível gratuitamente por meio eletrônico) e utilizando o *software ArcGis* na versão 9.3. Neste mapa foram enfatizados os principais tipos de dunas e suas variações morfológicas bem como as principais unidades geomorfológicas encontrada no Campo de Dunas.

CAPÍTULO III – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Introdução

As dunas costeiras são acumulações arenosas originadas pela ação do vento, as quais desempenham uma importante função ao proteger a costa da ação de ondas, além de abrigar espécies nativas (Carter *et al.*, 1990). No litoral do Rio Grande do Norte destacam-se numerosos campos de dunas, separados inicialmente em dunas fixas e dunas móveis, como exposto anteriormente.

Neste capítulo estão agrupadas informações sobre os processos atuantes na formação de depósitos eólicos e a descrição dos tipos morfológicos de dunas mais comuns encontrados no Campo de Dunas de Maracajaú.

3.2. Processos Eólicos

Os processos eólicos são definidos como aqueles que envolvem a ação do vento através da erosão, transporte e deposição de um fluxo de ar sobre a superfície terrestre. A quantidade de material que o vento pode carregar depende da intensidade do vento, do tamanho das partículas e da rugosidade do terreno, sendo assim, quanto maior a velocidade e intensidade do vento e menor for o tamanho do material transportado, maior será o potencial de transporte eólico (Pye e Tsoar, 1990).

A erosão do vento é favorecida em um clima árido, devido à falta de vegetação e da baixa umidade do solo. Estes fatores tendem a aumentar o grau de coesão dos sedimentos, dificultando assim a erosão e transporte de grãos pelo vento (Scherer, 2004). Segundo Scherer (2004) os principais processos erosivos eólicos são: a deflação que

consiste na remoção dos grãos soltos de tamanho silte e areia e a abrasão que gera o desgaste de uma superfície pelo contínuo choque de partículas carregadas pelo vento.

O Transporte de sedimentos é produzido através de três mecanismos: suspensão, saltação e arrasto. A suspensão corresponde ao transporte de partículas menores que 0,125mm de diâmetro (Areia Fina), consideradas poeira, englobando as frações de areia muito fina, silte e argila da escala granulométrica de *Wentworth*; e se dispersam em grande áreas. A saltação envolve o transporte de grãos maiores que a poeira, entre 0,125mm e 2mm. A colisão de partículas em deslocamento com grãos na superfície promove o seu deslocamento por meio de pequenos saltos. O Transporte por arrasto é pouco significativo em relação aos mecanismos de suspensão e saltação. Partículas de diâmetros maiores que 0,5mm como areia grossa, areia muito grossa, grânulos e seixos se deslocam por esse processo (Scherer, 2004).

3.3. Formas de Leitos Eólicos

De modo geral há três categorias diferentes de formas de leitos eólicas classificadas como: marcas onduladas (*ripples*), dunas e *draas*. Estas categorias desenvolvem-se independentemente em resposta a diferentes fatores, tais como: regime de vento, taxa de acumulação de areia e tamanho do grão (Lancaster, 1988). Cada elemento desta hierarquia reage dinamicamente a um componente do regime de vento em uma área e tem um período de tempo peculiar, chamado de tempo de reconstituição ou relaxação (Allen, 1974 *apud* Scherer, 2004), onde a forma de leito se ajustará às mudanças de condições.

Com relação ao desenvolvimento destas formas, as marcas onduladas são controladas pela natureza dos eventos dinâmicos individuais de curta duração (horas ou dias). O desenvolvimento de dunas é controlado pelas variações sazonais da velocidade e do sentido dos ventos; com tempo de reconstituição entre 10 a 100 anos. Já os *drass* reagem apenas às mudanças no regime geomorfológico geral, sendo indiferentes às

mudanças locais nas condições do fluxo, com tempo de reconstituição de 1.000 a 100.000 anos (Scherer, 2004).

As marcas onduladas correspondem a formas de leito de escala centimétrica, originadas pela movimentação de grãos de areia (marcas onduladas de areia – *sand ripples*) ou por grânulos (marcas onduladas de grânulos – *granule ripples*) por saltação e rastejamento superficial ao longo do substrato (Bagnold, 1941). Seu desenvolvimento pode ocorrer em lençóis de areia, regiões interdunares ou no dorso e na face frontal de dunas e *draas*. Normalmente, as formas de leito passam a cavalgar umas sobre as outras tendo como resultado cada forma de leito preservada sob a forma de um estrato (estratos transladantes cavalgantes). O ângulo de cavalgamento sofre variação dependendo do volume de sedimento e da taxa de migração da marca ondulada, formando três tipos principais de cavalgamento: o crítico, supercrítico e subcrítico. O ângulo de cavalgamento crítico acontece quando o ângulo de cavalgamento é idêntico ao ângulo de superfície do dorso da marca ondulada; o ângulo de cavalgamento supercrítico ocorre quando o ângulo de cavalgamento é maior que o ângulo de inclinação do dorso da marca ondulada precedente, favorecendo a deposição tanto na face frontal quanto no dorso da forma de leito. Finalmente o ângulo de cavalgamento subcrítico é onde o ângulo de cavalgamento é menor que o ângulo de inclinação do dorso da forma de leito precedente (Scherer, 2004). (fig.3.1).

		Estratos transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e a inclinação do dorso das formas de leito (β)	Subcrítico $\alpha < \beta$	 Estratos transladantes subcríticos	 Laminações cruzadas de marcas onduladas truncadas
	Crítico $\alpha = \beta$	 Estratos transladantes críticos	 Laminações cruzadas de marcas onduladas completas
	Supercrítico $\alpha > \beta$	 Estratos transladantes super críticos	 Laminações onduladas completas

Figura 3.1: Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas. Modificado de Hubin (1977 *apud* Scherer, 2004).

Uma duna pode ser definida como uma colina ou uma cordilheira de areia construída pelo vento. A dimensão máxima linear de dunas individuais varia de 1m a dezenas de quilômetros e sua altura oscila de poucas dezenas de centímetros a mais de 150m. As dunas muito largas, onde dunas menores podem ser superpostas, são denominadas de megadunas ou *drass*. As dunas podem ser também unidas para formar cadeias de dunas ou redes de dunas (Pye e Tsoar, 1990). Para Kocurek (1981) os *drass* correspondem a formas de leito que apresentam em seu dorso ou na face frontal dunas superimpostas migrantes, com comprimentos de onda entre 300m e 5500m e altura de até 400m.

3.4. Classificação das Dunas

Muitas tentativas foram feitas para classificar as dunas baseadas numa combinação da forma, número e orientação relativa dos lados onde prevalecem os ventos ou o resultado da direção da areia e o grau da forma de mobilidade. Vários nomes locais e analogias geométricas ou orgânicas foram usados para descrever as dunas, mas não há um consenso universalmente aceito. Na prática é difícil classificar as dunas precisamente, pois, em longo prazo, os dados ou as condições do vento são comumente não avaliáveis a partir das áreas da duna, e as direções locais do transporte de areia podem desviar-se significativamente a partir de dados usualmente previstos devido aos efeitos topográficos e da circulação secundária na atmosfera (Pye e Tsoar, 1990).

Pye e Tsoar (1990) classificaram as dunas com base na presença ou ausência de obstáculo e na natureza do terreno em três grupos: (a) acumulações de areia relacionadas a obstáculos topográficos, sendo as dunas de sombra (*shadow dunes*) o exemplo mais comum; (b) aquelas que podem ser consideradas auto-acumuladas (autogênicas) como dunas barcanas, transversas, lineares sem vegetação (ou *seif dunes*), dômicas e estrelas; e (c) acumulações de areia com desenvolvimento fortemente influenciado pela vegetação, onde dunas parabólicas, lineares vegetadas e *hummock* estão inclusas. Para esses mesmos

autores, a forma e a escala das acumulações eólicas são influenciadas por pelo menos seis fatores, sendo esses: a disponibilidade de areia, granulométrica dos sedimentos, energia, velocidade e direção do vento, cobertura vegetal, presença ou ausência de obstáculos topográficos e mudanças climáticas que podem causar alterações nos quatro primeiros fatores e levar a modificações de uma duna pré-existente.

Usando como base critérios morfológicos McKee (1979) classificou as dunas levando em consideração sua forma em planta distinguindo-as em formas simples que compreendem as dunas individuais as quais são separadas das dunas vizinhas; as formas compostas que são formadas por duas ou mais dunas do mesmo tipo, as quais foram unidas ou superpostas; e as formas complexas (ou megadunas) que englobam dois ou mais tipos diferentes de dunas simples, por união ou superposição dessas.

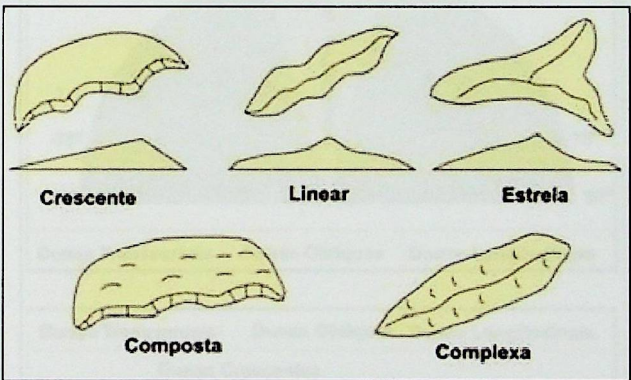


Figura 3.2: Tipos morfológicos de dunas vistos em planta e em corte transversais classificados por McKee (1979).

Diferentemente, Hunter *et al.* (1983) propôs um esquema morfodinâmico de classificação baseado na orientação da crista em relação ao vetor resultante da direção do transporte (ou vetor médio dos ventos). Sendo assim, as dunas foram classificadas em longitudinais, transversais ou oblíquas. Nas dunas longitudinais a linha de crista é orientada paralelamente ao vetor resultante da direção do transporte (mais ou menos 15°). Nas dunas transversais a linha de crista é orientada perpendicularmente ao vetor (mais ou

menos 15⁰). Já nas dunas oblíquas alinha de crista é orientada entre 15⁰ e 75⁰ em relação ao vetor resultante da direção do transporte (fig. 3.3 A).

Para Kocurek (1986) nem sempre os tipos morfológicos e morfodinâmicos são coincidentes, ou seja, nem todas as dunas crescentes são transversais, podendo ser oblíquas, da mesma forma que dunas lineares podem ser longitudinais ou oblíquas; outro caso é que as dunas estrelas podem apresentar braços em quaisquer direções. Desse modo, deve-se levar em consideração ambos os esquemas propostos por Mckee (1979) e Hunter *et al.* (1983) (fig. 3.3 B).

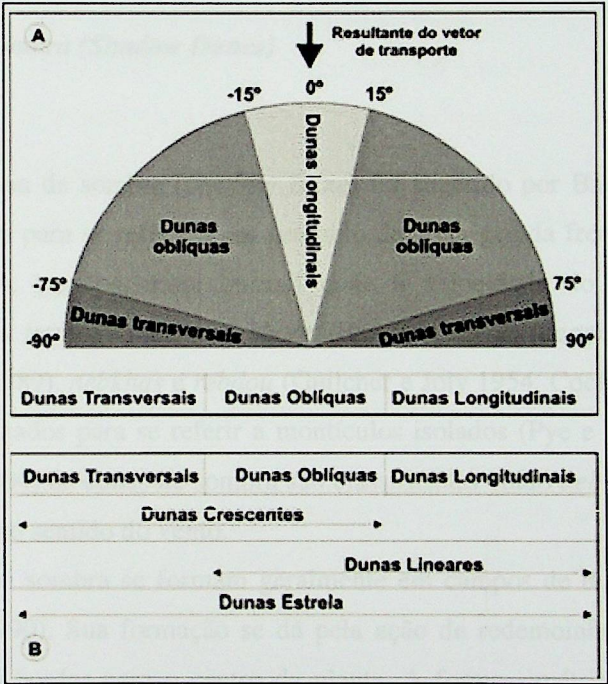


Figura 3.3: A: Tipos morfodinâmicos de dunas com base na orientação da crista em relação à resultante do vetor de transporte. Modificado de Huter *et al.*, 1983. B: Comparação entre os tipos morfodinâmicos e morfológicos proposto por Kocurek, 1996.

Em relação à ocorrência de diferentes tipos morfológicos, as dunas lineares são os tipos mais comuns em desertos, seguidas por dunas transversas. Nas nas regiões de clima

úmido, as dunas costeiras predominantes são as do tipo parabólicas e *hummock*. Já nas regiões de clima árido a presença de dunas barcanas e cadeias barcanóides são frequentes (Illemburger, 1988 *apud* Araújo, 2006). Este fato pode ser claramente observado no Rio Grande do Norte com relação a variação climática entre a costa Norte-sul, caracterizada por um clima quente e úmido, tendo como formas de dunas dominantes as parabólicas simples e compostas além de *blowouts*; e a costa Leste-Oeste caracterizada por um clima quente e semi-árido onde predominam as dunas barcanas e cadeias barcanóides (Araújo *et al.*, 2006).

3.4.1. Dunas de Sombra (*Shadow Dunes*)

O termo duna de sombra (*Shadow Dune*) foi sugerido por Bagnold (1941, *apud* Pye e Tsoar, 1990) para se referir a um acúmulo de areia gerada frente a um obstáculo (rochas, vegetação, troncos, entre outros) onde a velocidade do vento é reduzida localmente. Outros termos como *hedgheorg* (Ranwell, 1972), *coopice dunes* (Melton, 1940, Lancaster, 1989), *nebkhas* e *rebdou* (Guilcher e Joly 1954, Cooke e Warren, 1973) também são designados para se referir a montículos isolados (Pye e Tsoar, 1990). Para Giannini *et al.* (2004) as dunas de sombra são classificadas como *nebkhas* que possuem caudas alongadas no sentido do vento.

As dunas de sombra se formam geralmente em campos de dunas transgressivos (Hesp e Thom, 1990). Sua formação se dá pela ação de redemoinhos ou vórtices que fluem a partir das bordas para o centro da planta. A forma simétrica basal da duna é formada integralmente dentro da área que se estende das bordas da planta ao ponto a favor do vento sobre a parte central, onde o limite de transporte de areia é atingido. A parte central atrás da planta é a zona de máxima deposição onde vórtices opostos se encontram. Os grãos de areia em cima da base seguem um caminho semicircular dentro desses vórtices, a partir das bordas da planta para a linha central. Ao longo da linha

central é formada uma crista com declives linear estendendo para fora da crista sulcos em direção da base (Hesp, 2006).

Algumas dunas de sombra envolvem acumulações de areia, inicialmente em forma de ferradura, que foram chamadas de corrente crescente. Como o fluxo de ar é desviado em torno e sobre o obstáculo, um vórtice em forma de ferradura é criado e a areia é depositada inicialmente, tanto na frente do obstáculo e em ambos os lados como duas “asas” de afilamento. As duas “asas”, eventualmente, surgem como os braços do vórtice em forma de ferradura transferindo gradualmente a areia em direção a linha central do obstáculo, e ao longo do tempo a duna de sombra se torna maior, mais longa e estreita (Pye e Tsoar, 1990).

O tamanho e a forma da duna de sombra estão relacionados com as do obstáculo. (Pye e Tsoar, 1990). Hesp (2006) diz que a altura em que uma duna de sombra pode ser construída é determinada pela largura da planta, do ângulo de repouso e do tamanho dos grãos de areia. Uma vez que a pista de areia estendendo-se desde a crista do cume chegar ao ângulo de repouso, qualquer nova areia transportada sobre a duna desce em direção à base e é transportado para longe pelos fluxos de maior velocidade na borda da duna. Assim, quanto maior a base da planta maior o potencial da altura em que a duna pode ser construída ate atingir o ângulo limite de repouso. Hesp (2006) estudou também o comprimento das dunas de sombra utilizando um túnel de vento com velocidade e direção de fluxo eólico controlados, simulando a região de barlavento das plantas. A região central de reverter o fluxo diminui em tamanho ao se distanciar da planta, e com o ponto na linha central, onde o valor limite é atingido e a construção de dunas termina. Neste ponto, todo o fluxo é no sentido longitudinal e a areia é transportada a favor do vento, longe da duna.

3.4.2. Dunas Parabólicas (*Parabolic Dunes*)

Dunas parabólicas correspondem às dunas que possuem geometria em planta em forma de U ou V, tendo sua convexidade voltada para sotavento. Podem ter geometria simples ou composta. As formas simples estão associadas a frentes parabólicas individuais e a geometria composta caracteriza-se pela junção lateral de várias formas parabólicas menores. Quanto à disposição relativa, as dunas parabólicas tanto simples como compostas, mostram a convexidade encaixada na concavidade de dunas parabólicas a sotavento sendo assim chamadas de aninhas ou nidiformes (Gianni *et al.* 2004). Pyer e Tsoar (1990) acrescentam que as dunas parabólicas possuem dois “braços” arqueados em forma de trilha formados pelo deslocamento da duna parcialmente ou inteiramente vegetados.

Estes tipos de dunas ocorrem em várias partes do mundo sendo mais comumente encontrados em áreas desérticas e costeiras onde a vegetação tenha se fixado (McKee, 1979). Elas se desenvolvem quase sempre a partir da ação de abertura na superfície de areia vegetada. Qualquer alteração local que inicie uma abertura na vegetação, a ação eólica promove um redemoinho turbulento onde a abertura é enlarguescida e ocupada por sedimentos.

Price (1950 *apud* Pyer e Tsoar, 1990) distingue dunas parabólicas de dunas parabólicas alongadas. Ele define duna parabólica como uma estrutura aberta em forma de arco ou curva que migrou; enquanto que a duna parabólica alongada é mais larga, possui forma nítida em U desenvolvida a partir de um blowout que sofreu migração. A morfologia de ambas é dirigida pela magnitude e variabilidade direcional do vento, a fonte e a disponibilidade de areia e a natureza da cobertura do terreno vegetado pelo qual se movem as dunas.

Várias orientações e tipos morfológicos podem estar contidos num pequeno espaço geográfico devido a diferenças locais do vento. Os longos eixos da maioria das dunas parabólicas costeiras repousam quase que paralelo com a resultante dos ventos litorâneos, mas as condições dos ventos mudam com frequência a uma pequena distância do interior da praia devido a influencia da topografia. Nas áreas onde as dunas

parabólicas são significativamente influenciadas pelo vento que sopram em direção oblíqua em relação à costa, elas podem se desenvolver de forma assimétrica para a esquerda ou direita. Se ventos fortes soprarem a partir de duas ou mais direções, em diferentes épocas do ano, haverá o desenvolvimento de formas digitadas ou hemicíclicas (Pye e Tsoar, 1990).

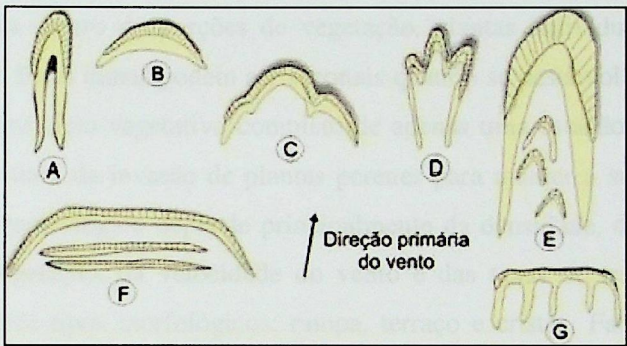


Figura 3.4: Variações morfológicas de dunas parabólicas: A) Grampo, B) Meia Lua, C) Hemicíclica, D) Digitada, E) Aninhada, F) Cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias, G) Ancinho. A e B são formas simples, C, D e E são formas compostas e F e G são formas combinadas (Pye e Tsoar, 1990).

3.4.3. Dunas Frontais (Foredunes)

As dunas frontais são definidas como cadeias de dunas paralelas à linha de costa, formadas a partir de tufo de vegetação na região de pós-praia. As dunas frontais podem variar de terraços de cristas relativamente planas a terraços acentuadamente convexas. Elas ocupam uma posição de destaque em relação ao mar em um sistema de dunas, mas nem todas podem ser denominadas dunas frontais, havendo outros tipos de dunas que podem ocupar uma posição mais avançada na costa onde as dunas frontais são incapazes de se desenvolver.

As dunas frontais foram classificadas em uma grande variedade de tipos morfológicos, mas geralmente se dividem em dois tipos principais: dunas frontais incipientes e dunas frontais estabelecidas. Entretanto, estas dunas têm sido chamadas por uma variedade de outros nomes, incluindo dunas embrionárias, cristas de retenção, cristas de praia, cristas de dunas paralelas e dunas transversais (Hesp, 2002).

As dunas frontais incipientes, também chamadas de embrionárias devido a sua formação se dão no seio de comunidades de plantas pioneiras, são formadas pela deposição de areia dentro de porções de vegetação, plantas individuais, troncos entre outros obstáculos. Estas dunas podem ser sazonais quando se desenvolvem sobre plantas anuais (plantas com ciclo vegetativo completo de apenas uma estação ou não mais que um ano), e necessitam da invasão de plantas perenes para manter a sua existência. Seu desenvolvimento morfológico depende principalmente da densidade, distribuição, altura e cobertura da vegetação, da velocidade do vento e das taxas de transporte de areia. Exibem um dos três tipos morfológicos: rampa, terraço e cristas. Fatores classificados como secundários tais como a frequência de inundações com força de contato, a erosão das ondas de tempestades e direção do vento podem determinar sua evolução (Hesp, 2002).

As dunas frontais estabilizadas desenvolvem-se a partir de dunas frontais incipientes e são comumente marcadas com o crescimento de espécies de plantas intermediárias e por sua maior complexidade morfológica, altura e largura, idade e posição geográfica. Em alguns lugares, as espécies que dão início as dunas frontais incipientes também dominam as dunas frontais estabilizadas. Sendo assim, a complexidade morfológica, altura, volume e posição geográfica individualizam a duna frontal estabilizada da incipiente (Hesp, 2002).

Hesp (2002) assinala que o desenvolvimento morfológico e a evolução das dunas frontais estabilizadas dependem de inúmeros fatores, como (1) o fornecimento de areia; (2) o grau de cobertura vegetal; (3) espécies de plantas presentes (função clima x região geográfica); (4) a taxa de acreção e erosão de areia eólica; (5) frequência e magnitude das forças de onda e vento; (6) a ocorrência e magnitude de tempestades; (7) o estado de

mediu a longo prazo da praia ou da barreira (estável, acresção ou erosão); (8) o nível da água do mar/lagoa/estuário e (9) o nível dos impactos humanos.

Cinco estágios morfo-ecológicos para dunas frontais estabilizadas foram registrados por Hesp (1988) onde, o primeiro corresponde a dunas simétricas com cobertura vegetal uniforme; o segundo está associado com 75% a 90% de cobertura vegetal e suave variação lateral com relação à deposição e erosão; no terceiro estágio as dunas possuem vegetação variando de 45% a 74% mostrando faces côncavas e muito inclinadas, além de *blowouts*, no quarto estágio as dunas apresentam feições erosivas em larga escala (os *blowouts*), lençóis de areia e alta assimetria; e o último estágio as dunas quase não possuem vegetação, com apenas alguns tufos espalhados e presença de nódulos remanescentes.

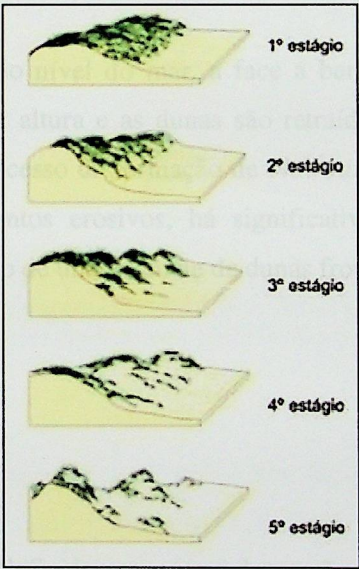


Figura 3.5: Estágio de desenvolvimento de dunas frontais sugerido por Hesp (1988).

De acordo com estes estágios evolutivos, as dunas podem seguir um estágio sequencial passo a passo ou mudar, por exemplo, do primeiro para o terceiro estágio.

Estas mudanças estão intimamente ligadas à redução ou aumento da cobertura vegetal e poder erosivo dos ventos e ondas (Araújo *et al.*, 2006). Por outro lado, a partir de mudanças climáticas, pode ocorrer reversão no processo evolutivo. Entretanto, dificilmente uma duna frontal reverte do quinto para o primeiro estágio, isto devido às calhas e depressões criadas no final do último estágio serem completamente preenchidas e posteriormente vegetadas o que corresponderia ao primeiro estágio (Hesp, 1988).

Para Carter e Peter Wilson (1990) as variações do nível do mar se mostram como fator crucial na iniciação e desenvolvimento de um campo de dunas. Quando há diminuição do nível do mar, conseqüentemente há um aumento na largura da praia fazendo com que as dunas frontais sejam providas por excesso de sedimentos derivados da plataforma; acarretando no soterramento da vegetação presente e ultrapassando o limite de acomodação dos sedimentos pela vegetação. Este processo pode iniciar a formação de *blowouts* já que os sedimentos perpassam por sobre a duna frontal criando uma fase de instabilidade.

Quando há elevação do nível do mar, a face a barlavento das dunas frontais é erodida, a crista aumenta em altura e as dunas são retraídas em direção ao continente podendo haver também o processo de formação de *blowouts*. Mesmo que o aumento do nível do mar provoque eventos erosivos, há significativa deposição de sedimentos podendo promover a formação de uma planície de dunas frontais (Hesp, 2002).

3.5. Blowouts

Um *blowout* pode ser definido como uma depressão ou concavidade em forma de “Calha” ou “Pires” formada pela erosão do vento sobre um depósito de areia preexistente. O acúmulo de areia adjacente, o lobo deposicional ou duna *blowout*, que deriva da depressão e, possivelmente, de outras fontes, é considerada parte do *Blowout* (Hesp, 2002).

Os *blowouts* podem possuir formas extremamente variadas. Ritchie (1972, *apud* Hesp, 2002) definiu quatro tipos: sela; charuto, em forma de V e corredor. De acordo com Smith (1960) eles podem variar de “poços” para entalhes alongados, grandes depressões e bacias alongadas. Cooper (1958, 1967 *apud* Hesp, 2002) determinou dois tipos principais: os *blowouts* em forma de pires (*Saucer blowouts*) e os em forma de calha (*trough blowouts*). Nordstrom *et al.* (1990) nota que os primeiros são rasos, com bordas marginais íngremes e possuem geralmente lobos deposicionais de planos para convexo; os *blowouts* em forma de calha são mais alongados, apresentando bacia de deflação mais acentuada e paredes erosionais escarpadas.

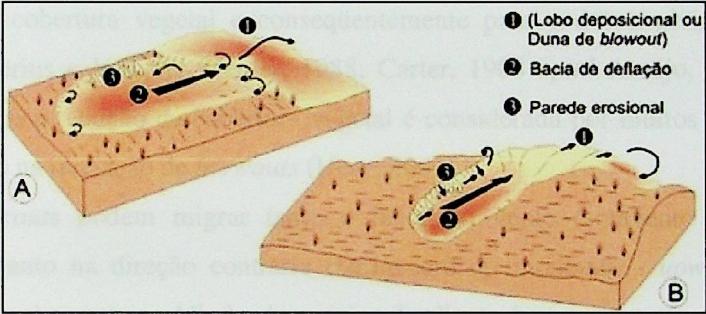


Figura 3.6: Tipos principais de Blowouts. A) Blowout tipo Pires, B) Blowout tipo Calha, exibindo paredes erosionais mais acentuadas e bacia de deflação mais profunda em relação ao Blowout tipo Pires. As setas indicam o padrão de fluxo de vento (Hesp, 2002).

A forma inicial, tamanhos e localizações dos *blowouts* e seu desenvolvimento posterior dependem de vários fatores, tais como (1) a erosão marinha ou eólica ao longo da face de uma duna ocasionando uma abertura e seu posterior desenvolvimento através do fluxo de ventos e sedimentos; (2) fatores topográficos onde o fluxo de vento é acelerado devido à irregularidade ou constrição na morfologia das dunas podendo assim iniciar o processo de formação dos *blowouts*; (3) as mudanças climáticas onde o processo de formação de um *blowout* pode ser iniciado mediante a redução, o enfraquecimento e a morte da cobertura vegetal devido a um prolongado período seco ou árido (Hesp, 2002).

Por exemplo, Pluis (1992, *apud* Araújo 2006) diz que a formação de *blowouts* está associada a mudanças climáticas, desenvolvendo-se sob longos períodos de estação e ventos fortes, seguidos de tempestades curtas, ou seja, ligados diretamente as variantes vento, pluviosidade e umidade; (4) a cobertura vegetal, onde a densidade da vegetação varia espacialmente e temporalmente contribuindo para a formação de *blowouts*. Hesp (2002) afirma que a variação da densidade, da cobertura e de espécies vegetais ao longo da costa, as áreas com vegetação menos densas podem ser erodidas por eventos com velocidades moderadas a altas. As atividades dos animais sobre esses terrenos podem ser significativas na redução ou eliminação da cobertura vegetal abrindo espaços entre a vegetação deixando os sedimentos livres para o trabalho eólico. A ação humana com criação de trilhas, caminhadas de pedestres, atividades turísticas também contribuem para a remoção da cobertura vegetal e conseqüentemente para o desenvolvimento de um *blowout* (Jungerius e Van der Meuler, 1988; Carter, 1988 *apud* Araújo, 2006). Sendo assim, a falta ou a redução da cobertura vegetal é considerada por muitos autores como um fator crítico na iniciação de *blowouts* (Hesp, 2002).

Os *blowouts* podem migrar tanto a favor do vento (sotavento ou jusante - *downwind*), quanto na direção contrária (barlavento ou montante - *upwind*). Quando migram a favor do vento, o lóbulo deposicional adianta lentamente com a atuação do vento e há intenso retrabalhamento dos sedimentos. Quando a migração é contrária ao vento há erosão da borda contrária ao vento e retroerosão dos depósitos preexistentes a barlavento (Carter *et al.*, 1990)

Com relação à topografia dos *blowouts*, Carter *et al.*, (1990) dizem que esta pode se alterar significativamente em poucos anos e a intensidade do desenvolvimento dessas feições varia de acordo com o local, dependendo da direção, frequência e competência eólica de transportar areia, do relevo pré-existente, grau de cobertura vegetal e da geometria dos depósitos.

Carter *et al.* (1990) ainda sustentam que um *blowout* é parte natural da migração de um sistema de dunas. O autor propõe quatro estágios de desenvolvimento de um ciclo de *blowout*: (1) deflação inicial que altera o corredor do vento; (2) continuação da deflação que pode ser acompanhada pela deposição a sotavento; (3) instabilidade da

parede do *blowout*, acarretando em contínuas avalanches até alcançar o próximo estágio, e (4) o eventual preenchimento do *blowout*.

3.6. Áreas de Interdunas

As áreas de interdunas são depressões entre dunas eólicas com extensão e geometria variadas, sendo sua geometria controlada diretamente pela morfologia das dunas. Em campos de dunas crescentes a morfologia das dunas tende a gerar áreas interdunares paralelas em relação à linha de crista, mas sem continuidade lateral. Nos campos de dunas lineares as regiões de interdunas possuem morfologia alongada paralela à linha da crista (Kocurek, 1981).

Fryberger e Ahlbrand (1979) consideraram dois tipos de áreas interdunares: As erosivas são formadas em zonas saturadas de areia onde os sedimentos estão disponíveis para a formação de dunas eólicas; e as áreas interdunares deposicionais que são formadas em zonas que apresentam quantidades significativas de areia disponíveis para o desenvolvimento de formas de leito, com deposição controlada pelo lençol freático, denominadas de zonas metassaturadas.

Kocurek (1981) classificou as áreas interdunares em três tipos básicos: áreas interdunares secas; molhadas e úmidas. Nas áreas interdunares secas dominam depósitos formados pela migração de pequenas dunas, marcas onduladas (*ripples*) e dunas de sombra (*shadow dunes*); nas áreas interdunares molhadas é comum a presença de marcas onduladas de adesão (*adesion ripples*), marcas de raízes e bioturbações; e as áreas interdunares úmidas são tomadas por lagoas temporárias, com presença de estruturas sedimentares primárias como marcas onduladas de corrente. Nestas áreas pode haver a formação de crostas evaporídicas, principalmente em regiões áridas, onde a água pode se tornar muito salinizada por causa das altas taxas de evaporação.

CAPÍTULO IV – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Feições Eólicas do Campo de Dunas em Maracajaú

O Campo de Dunas de Maracajaú corresponde a um campo de dunas transgressivo formado por dunas parabólicas com frentes deposicionais transgressivas, rastros lineares (*trailing Ridges*), superfícies de deflação resultantes do retrabalhamento do vento sobre o campo de dunas de Maracajaú, cordões de precipitação; *blowouts* e áreas interdunares, onde predominam depósitos formados pela migração de pequenas dunas, marcas onduladas (*ripples*) e dunas de sombra (*shadow dunes*) e ao longo do ano, de acordo com as estações, apresentam-se secas ou tomadas por lagoas temporárias. Possui uma extensão de aproximadamente 5 km continente adentro e largura aproximada de 700 m (Figura 4.1).

As dunas parabólicas do Campo de Dunas de Maracajaú são as principais formas dunares presentes. Possuem geometria em planta tanto em forma de “U” como em “V” e apresentam variadas formas desde formas simples a compostas. A forma simples apresenta um formato de grampo (*hairpin*) e comparada com as demais são menos expressivas tanto em tamanho como em quantidade. As formas compostas e combinadas são bem típicas possuindo junções laterais e encaixantes de várias dunas parabólicas caracterizadas pelas formas em ninho e ancinho. As margens do Campo de Dunas correspondem em vários setores aos “braços” das dunas parabólicas, formados em razão do seu deslocamento, sendo, neste caso, recobertos totalmente ou parcialmente pela vegetação. As parabólicas que se localizam mais ao centro do Campo de Dunas possuem “braços” sem cobertura vegetal onde os sedimentos são retrabalhados livremente pelo vento produzindo a coalescência das dunas em arranjos complexos. Esta complexidade pode causar no observador certo conflito na classificação das formas variadas parabólicas, entretanto a

classificação dada nesta pesquisa é a que mais se aproxima daquela proposta por Pye e Tsoar (1990) como já discutida anteriormente.

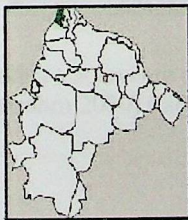


Figura 4.1 Mapa georreferenciado do Campo de Forças do Município de São Paulo

Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós Graduação
em Geodinâmica e Geofísica



MAPA GEOMORFOLÓGICO DO CAMPO DE DUNAS DE MARACAJÁ



Rio Grande do Norte - Brasil



Maxaranguape - RN

Sistema de Projeção: UTM,
Zona 25 sul,
DATUM SAD 69
Autor: Hanyel Pessoa Paiva



Laboratório de Estudos Geomorfológicos

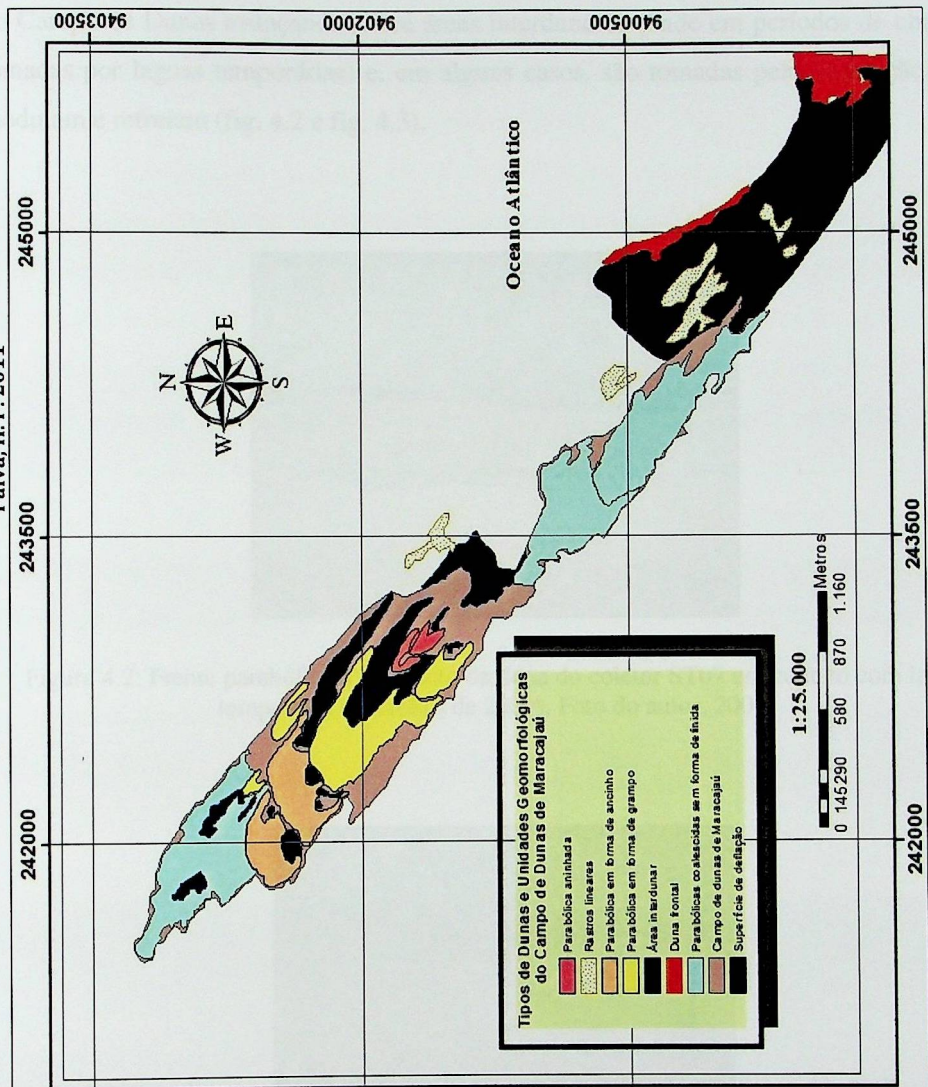


Figura 4.1: Mapa geomorfológico do Campo de Dunas de Maracajá.

As frentes parabólicas são relativamente bem desenvolvidas. Adiantam-se ao longo do Campo de Dunas avançando sobre áreas interdunares (onde em períodos de chuva são tomadas por lagoas temporárias) e, em alguns casos, são tomadas pela vegetação que as modulam e refreiam (fig. 4.2 e fig. 4.3).

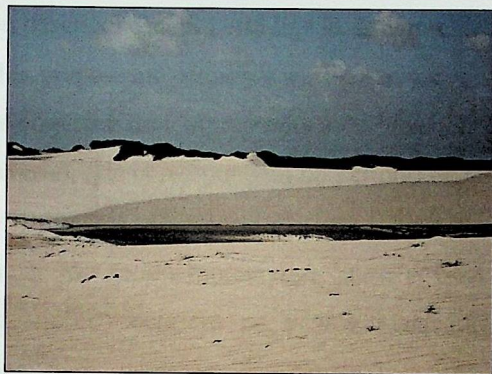


Figura 4.2: Frente parabólica a sotavento da duna do coletor ST07 em contato com lagoa temporária (setembro de 2009). Foto do autor, 2009.

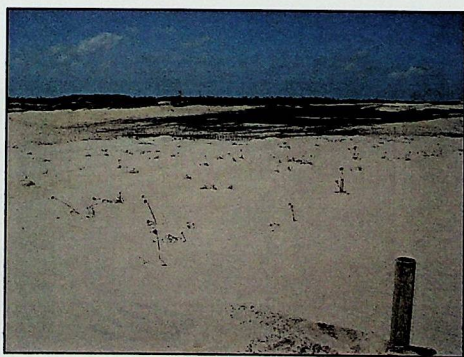


Figura 4.3: Frente parabólica a sotavento da duna do coletor ST04 contida parcialmente pela vegetação (setembro 2010) (lado direito superior). Foto do autor, 2010.

Os rastros lineares e montes residuais estão dispostos isoladamente ao longo do Campo de Dunas e ocupam uma porção bastante descaracterizada naturalmente, onde o transporte de sedimentos sofreu maior interrupção motivada por construções residenciais e comerciais, bem como estradas e cercas de loteamentos.

Os *blowouts* do Campo de Dunas são pouco expressivos e localizam-se, pontualmente, as margens do mesmo e aparentemente estão relacionados com a migração natural das dunas. O seu desenvolvimento está ligado diretamente com a vegetação onde os sedimentos transportados perpassam pequenos espaços entre a vegetação que vão sendo preenchidos e alargados ao passar do tempo produzindo *blowouts* em forma de “Calha”.

Nos meses de inverno, que correspondem ao período de chuvas na região (de junho a setembro), as áreas interdunares são preenchidas por lagoas temporárias (fig. 4.4 A) que com o avanço das dunas vão sendo moduladas. Entre o final do inverno e início da primavera (agosto - setembro) ocorrem os ventos mais forte e juntamente com a diminuição das chuvas e o aumento da temperatura, as lagoas desaparecem e gradativamente as áreas interdunares são ocupadas pela vegetação incipiente com presença de crostas evaporíticas (fig 4.4 B); e por “bancos de areia” formado pelo deslocamento das dunas (fig. 4.4 C).

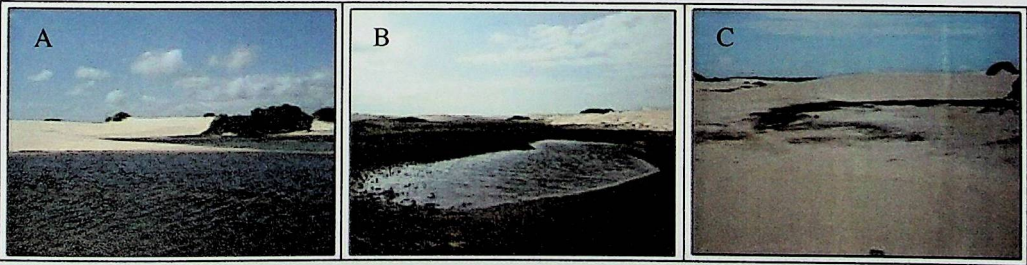


Figura 4.4: A) lagoa interdunar entre as dunas do ST10 e ST11 em setembro de 2009; B) Presença de crosta evaporítica e vegetação incipiente ocupando lugar de uma lagoa interdunar entre as dunas do ST07 e ST08 em outubro de 2009; C) área interdunar entre as dunas do ST10 e ST11 ocupada outrora por lagoa. Março de 2010. Foto do autor, 2009-2010.

4.2. Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi utilizada no intuito de se caracterizar o tamanho dos grãos que compõem os sedimentos dunares da área estudada e compará-los com os sedimentos transportados pelo vento capturados pelos coletores; sendo possível analisar as frações de areia transportadas e, conseqüentemente, o potencial de transporte eólico.

Os resultados obtidos para as amostras SD's indicam que as frações variam entre Areia Muito Grossa (1,0mm – 0,71mm) a Areia Muito Fina (0,062mm) e não foi registrada a presença de frações correspondente a Seixos (4,0mm) e a fração de Grânulos (2,0mm) foi notada apenas no Campo VII (0,01%) onde foram registrados a maiores velocidades de vento. Das frações registradas a Areia Grossa (0,50mm – 0,35mm) foi a que obteve o maior percentual (entre 34% a 61%) seguida da fração de Areia média (0,25mm – 0,18mm) entre 36% a 42%; Areia Fina (0,125mm – 0,090mm) variando de 7% a 16% e Areia Muito Fina (0,062mm a < 0,062mm) com percentuais entre 0,73% a 4,1% . Com tudo, a análise granulométrica do Campo de Dunas de Maracajaú não apresenta variações significativas, obedecendo a um padrão. O gráfico abaixo mostra o percentual das frações SD's referente a cada campo estudado.

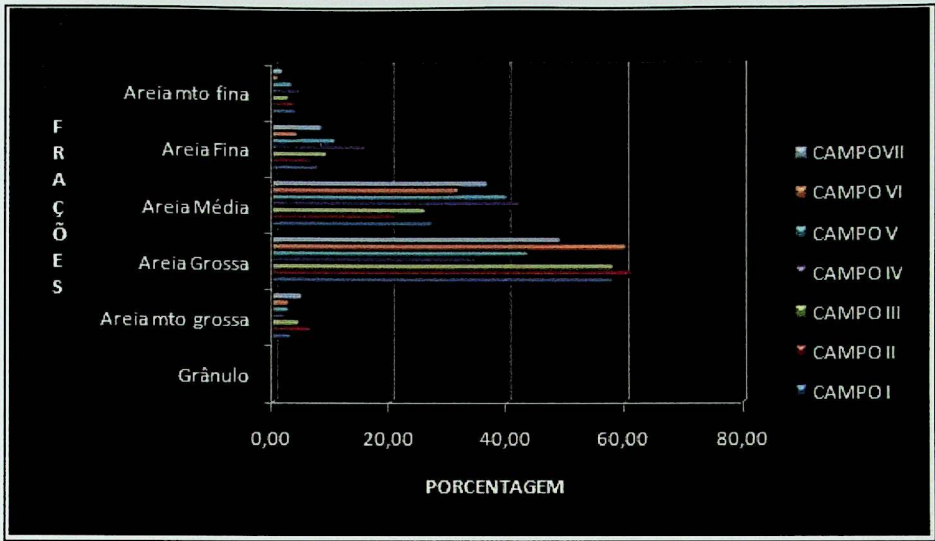


Gráfico 4.1: Porcentagem granulométrica obtida em 100g de cada amostra coletada adjacente aos coletores. Fonte: O autor, 2010.

A análise granulométrica dos ST's capturados também mostram frações entre Areia Muito Grossa (1,0mm – 0,71mm) a Areia Muito Fina (0,062mm) e ausência de Seixos (4,0mm) e grânulos (2,00m). Entretanto, as frações de Areia Muito Grossa são inexpressivas com percentual de 0,02%. Os maiores percentuais observados correspondem, majoritariamente, às frações de Areia Média (0,25mm – 0,18mm) entre 72% a 80%. Na sequência, o maior percentual é o de frações de Areia Fina (0,125mm – 0,090mm) entre 13% a 24%; Areia Grossa (0,50mm – 0,35mm) variando entre 2% a 19% e as frações de Areia Muito Fina com percentuais variando entre 0,15% a 1,5%. O gráfico abaixo mostra o percentual das frações ST's referente a cada campo estudado.

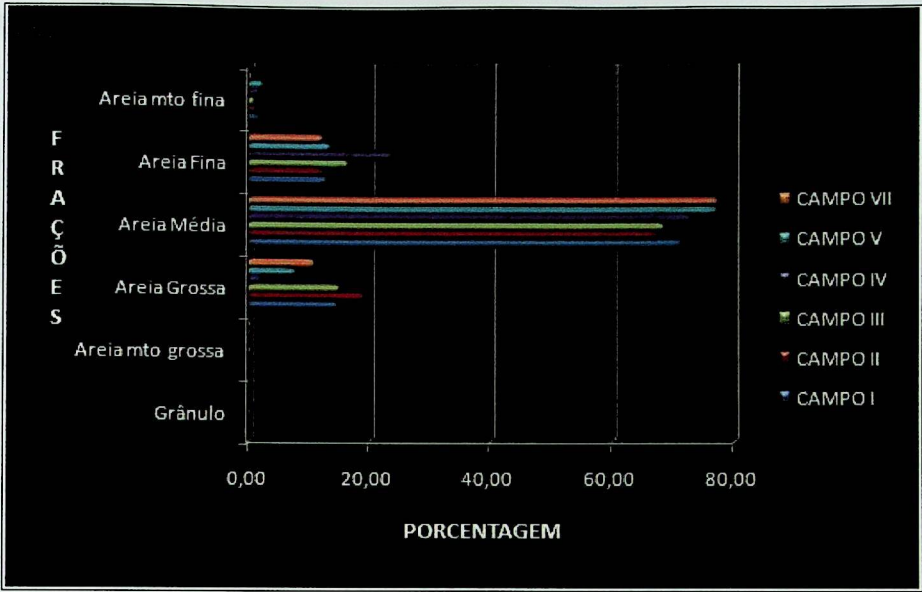


Gráfico 4.2: Porcentagem granulométrica obtida em 100g de cada amostra capturada pelos ST's.
Fonte: O autor, 2010.

Comparando o tamanho das partículas de areia que formam o Campo de Dunas de Maracajaú (Grânulos a Areia Muito Fina) com as que foram transportadas e capturadas pelos coletores, há um indicativo de deflação por mecanismos principalmente de saltação dos grãos de areia correspondentes ao transporte das frações de Areia Média (0,25mm – 0,18mm). Contudo, o transporte das partículas por suspensão também é salutar, uma vez que se percebem as frações de Areia Fina (0,125mm – 0,090mm) com o segundo maior percentual transportado. As frações correspondentes a partículas de diâmetros maiores que 0,5mm (Areia Grossa, Muito Grossa, Grânulos e Seixos) só foram percebidas, nas amostras ST's, um percentual de 0,02% de Areia Muito Grossa, um percentual insignificante para validar o transporte eólico pelo mecanismo de arrasto. Mas, ao observar os efeitos da ação eólico na base dos coletores implantados, percebe-se a formação de uma cava proveniente do turbilhonamento causado pelo fluxo de ar que passa nas laterais dos coletores (fig.4.5). Este fenômeno foi observado tanto em coletores que estavam sob ventos com velocidade média acima de 9m/s (fig. 4.5 A) como em

coletores que estavam sob a ação de ventos fracos com velocidade média abaixo de 4m/s (fig. 4.5 B).



Figura 4.5: A) cava na base de um coletor formada pelo turbilhonamento da passagem do fluxo de vento com velocidade média acima de 9m/s (Campo VII). B) cava na base de um coletor formada pelo turbilhonamento da passagem do fluxo de vento com velocidade média abaixo de 4m/s (Campo III). Foto do autor, 2009-2010.

A formação da cava naturalmente forma uma descontinuidade na base proximal da pista. O transporte dos grãos de areia pelo mecanismo de arrasto não ocorre nesta região uma vez que a base da abertura do coletor fica exposta acima do nível da pista.

Não se sabe ao certo o tempo que se leva para a formação da cava, pois a sua formação está diretamente ligada a velocidade do vento. Todavia, por observações em campo, estima-se que este fenômeno ocorre nos primeiros minutos de exposição do coletor à captação de sedimentos. Isto leva a conclusão de que a captura de partículas maiores que 0,5mm se dá nos primeiros minutos da implantação dos coletores sobre a pista e que o percentual das partículas movimentadas pelo mecanismo de arrasto encontrado nas amostras capturadas pelos coletores poderia ser maior.

4.3. Regime de ventos na Área de Estudo

Os dados adquiridos de direção e velocidade de ventos da estação meteorológica de Maxaranguape compreendem registros entre abril de 2008 a maio de 2010. Este período corresponde respectivamente ao início do funcionamento da estação até a obtenção desses dados para sua análise neste trabalho. Estes dados por estarem incompletos e compreenderem um curto período de observação não possuem valor significativo para se estabelecer um padrão do comportamento eólico da região. Entretanto, este período coincide, em sua maior parte, ao dos trabalhos desenvolvidos em campo, sendo assim houve a tentativa de situar o comportamento eólico no Campo de Dunas de Maracajaú com a análise da frequência e intensidade dos ventos local neste período.

Foram computadas as frequências relacionadas com a direção e a velocidades dos ventos de acordo com as 16 direções correspondentes aos pontos cardeais, colaterais e subcolaterais da *rosa dos ventos*. Usando como parâmetro a velocidade de 5 m/s, estabelecida por Bagnold (1941), para ventos com capacidade efetiva de transporte, foram avaliados os ventos com velocidades iguais ou superiores a este valor para ajuizar a capacidade de transporte dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape.

Entre abril e dezembro de 2008 a estação meteorológica de Maxaranguape obteve 36871 registros de direção dos ventos, dos quais 12116 de direção SSE (su-sudeste) o que corresponde a 32,86% do total. Em seguida a direção SE (sudeste) correspondeu a 29,07%, equivalente a 10720 registros. A soma das direções SSE e SE corresponde a 61,30 % do total de ventos registrados neste período; contudo, os meses de julho e setembro foram onde mais se registrou o comportamento do vento com direção SSE e os meses de outubro e novembro para a direção SE. Todavia, essas direções mantêm as maiores frequências em todos os meses observados. (tabela 4.1).

Tabela 4.1: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de abril a dezembro de 2008. Fonte: INPE, 2009.

Direção do vento	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Total geral
E	25	32	16	7	24	40	120	405	719	1388
ENE	5	40	14	0	17	0	34	33	323	466
ESE	55	63	32	39	59	158	246	986	937	2575
N	2	28	3	0	1	0	0	0	5	39
NE	2	98	14	0	9	0	0	0	165	288
NNE	2	44	0	0	1	0	0	0	21	68
NNW	0	5	0	0	0	0	0	0	0	5
NW	2	22	0	0	0	0	0	0	0	24
S	209	731	1050	1410	631	378	112	17	8	4546
SE	362	199	52	151	819	1481	2760	2722	2174	10720
SSE	1038	1893	1800	2055	1797	2083	1148	201	101	12116
SSW	164	570	875	626	189	155	44	25	8	2656
SW	174	387	373	134	133	22	0	0	3	1226
W	42	128	21	6	40	0	0	0	0	237
WNW	1	53	1	0	0	0	0	0	0	55
WSW	150	169	69	36	35	3	0	0	0	462
Total geral	2233	4462	4320	4464	3755	4320	4464	4389	4464	36871

Tabela 4.2: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de abril a dezembro de 2008 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.

Direção do Vento	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Total geral
E	23	4	9	6	17	39	120	403	677	1298
ENE	0	0	2	0	0	0	34	32	156	224
ESE	39	14	23	37	53	158	246	976	931	2477
NE	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
S	77	481	794	1146	363	116	37	5	0	3019
SE	333	111	32	144	776	1480	2760	2718	2174	10528
SSE	938	1725	1748	2024	1737	2045	1143	199	99	11658
SSW	14	96	253	196	51	46	13	5	1	675
SW	0	10	78	14	34	1	0	0	0	137
Total geral	1424	2441	2940	3567	3031	3885	4353	4338	4038	30017

Entre as direções registradas (36871 registros), 6854 registros marcaram ventos abaixo de 5m/s, correspondentes a 18,58%, ou seja, pode-se afirmar que o período entre abril a dezembro de 2008 possui, majoritariamente, ventos com efetiva capacidade de transporte.

Com a análise dos registros obtidos pela estação meteorológica neste período observa-se que as direções SE e SSE possuem a maior competência para o transporte eólico na região. Todavia, a direção SSE é a que mais contribui com 32,86% (12116 registros) dos ventos totais dos quais 96,21% (11658 registros) são ventos com velocidades maiores que 5 m/s; conseqüentemente, os meses de julho e setembro foram os momentos de maior atividade eólica na região entre o período analisado de 2008. O gráfico abaixo mostra o resumo da atividade eólica do período de 2008.

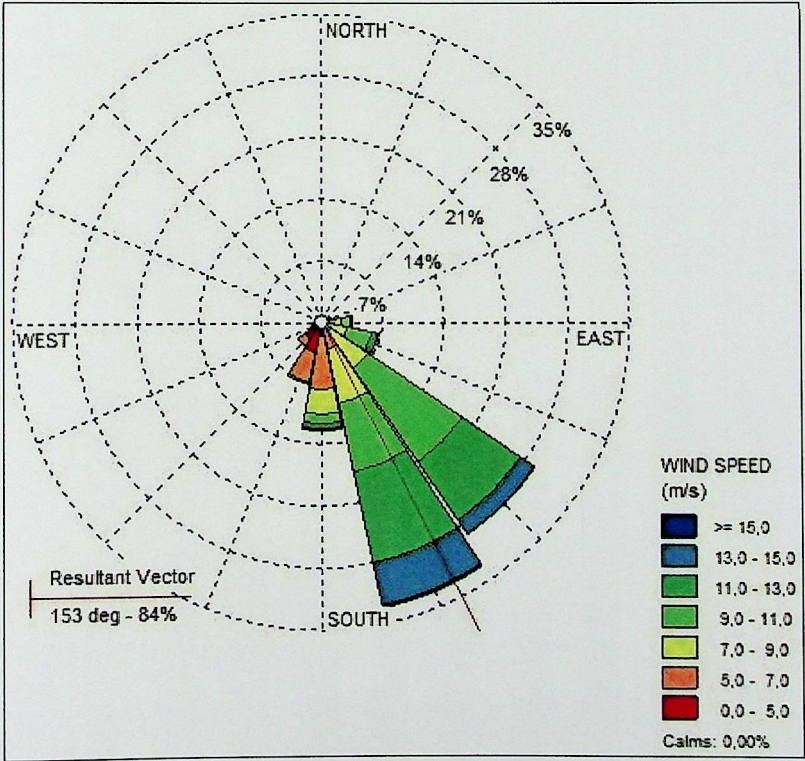


Gráfico 4.3: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período de 2008 (abril a dezembro). A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 153 graus. Fonte: O autor, 2011.

Tabela 4.3: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape no ano de 2009. Fonte: INPE, 2009.

Direção do Vento	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Total geral
Não observado	0	0	0	1	5	2	1	1	0	0	0	0	10
E	632	784	417	497	140	106	198	234	121	872	264	248	4513
ENE	618	311	272	299	117	107	32	98	15	324	224	196	2613
ESE	775	858	929	414	322	101	320	353	320	1038	614	763	6807
N	18	22	15	43	8	12	4	0	0	0	0	0	122
NE	351	98	334	401	154	46	12	2	17	58	55	89	1617
NNE	70	25	84	107	35	27	7	0	0	1	0	0	356
NNW	1	2	2	4	4		1	0	0	0	0	0	14
NW	0	3	3	15	6	5	2	1	0	0	0	0	35
S	19	80	56	178	452	652	509	276	54	3	0	0	2279
SE	1819	1304	1763	808	1061	434	1119	774	1820	1557	2004	2214	16677
SSE	69	191	240	352	996	2018	1584	1614	1916	609	1159	947	11695
SSW	33	113	83	152	312	372	365	248	38	0	0	0	1716
SW	24	117	96	192	342	302	267	67	18	0	0	0	1425
W	11	33	60	410	98	34	5	13	0	0	0	5	669
WNW	0	4		36	4	1	3		0	0	0	1	49
WSW	24	87	110	411	408	101	35	64	1	2		1	1244
Total geral	4464	4032	4464	4320	4464	4320	4464	3745	4320	4464	4320	4464	51841

Os ventos com potencial de transporte no ano de 2009 também obedecem às direções SE, com 15751 registros (49,94%), e a direção SSE, com 10829 (28,15%) registros com velocidades acima de 5m/s. Num total de 38456 registros para estas velocidades, 26580 são provenientes das direções SE e SSE o que equivale a 78,09% do total (Tabela 4.4).

Tabela 4.4: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape no ano de 2009 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.

Direção do Vento	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Total geral
E	555	695	305	292	45	72	178	230	92	844	251	230	3789
ENE	244	140	65	49	4	62	23	70	0	192	98	60	1007
ESE	738	826	839	219	148	71	213	346	298	1035	608	751	6092
N	0	1	0	22	0	0	0	0	0	0	0	0	23
NE	1	2	2	0	0	4	0	1	0	1	0	0	11
NNE	0	0	3	14	0	2	0	0	0	0	0	0	19
S	2	7	1	5	90	174	157	172	39	0	0	0	647
SE	1799	1247	1626	587	752	372	1046	739	1815	1557	2001	2210	15751
SSE	48	140	167	208	798	1838	1446	1562	1911	608	1158	945	10829
SSW	2	8	1	1	10	38	54	80	11	0	0	0	205
SW	2	2	1	0	3	36	16	15	8	0	0	0	83
Total geral	3391	3068	3010	1397	1850	2669	3133	3215	4174	4237	4116	4196	38456

Assim, os ventos com potencial de transporte de areia registrados no ano de 2009 predominaram entre os meses de novembro e dezembro para a direção SE e agosto e setembro para a direção SSE.

Como conclusão à análise dos dados eólicos do ano de 2009 atribui-se a maior frequência e competência para o transporte eólico, neste ano, para as direções SE e SSE. Nada obstante, a direção SE sobressai-se contribuindo com 16677 registros onde 94,44% (15751 registros) possuem velocidades acima de 5m/s; conseqüentemente os meses de novembro e dezembro foram os meses de maior atividade eólica na região em 2009. O gráfico abaixo mostra o resumo da atividade eólica do ano de 2009.

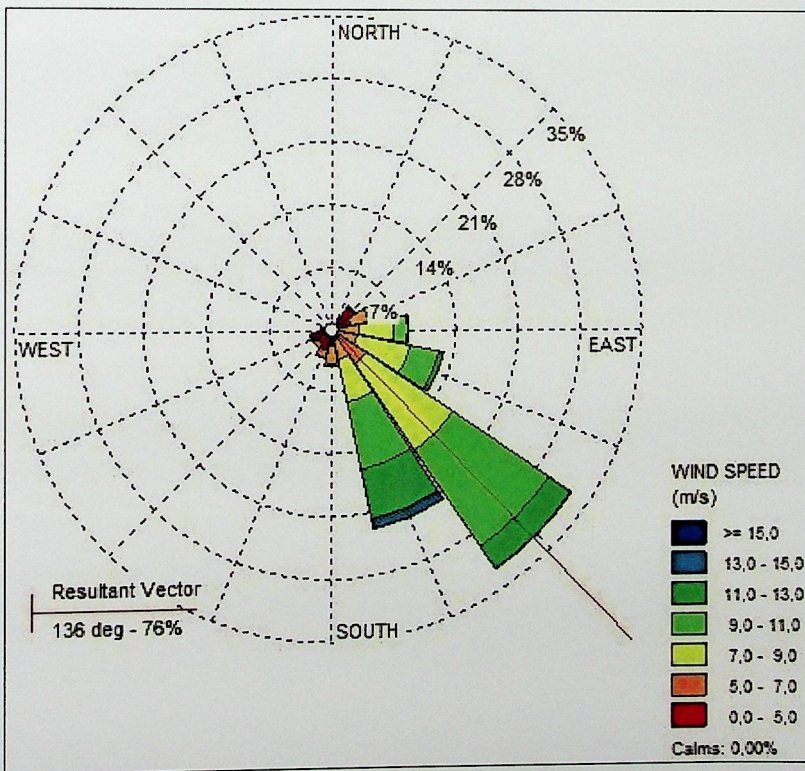


Gráfico 4.4: Registro das direções e velocidades dos ventos para o ano de 2009. A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 136 graus. Fonte: O autor, 2011.

Para o ano de 2010 foram obtidos dados de janeiro a maio pelos motivos já expostos anteriormente. Assim como em 2008, os dados do ano de 2010 correspondem a um período e as conclusões com relação a sua análise não correspondem obviamente a uma média anual. Mesmo assim este período está inserido dentro do tempo da pesquisa.

Assim como visto nos dados referentes aos anos de 2008 e 2009, as direções SE e SSE são as predominantes no período analisado em 2010. Porém, a frequência dessas direções quase que se coincidem possuindo uma diferença de 328 registro a mais para a direção SSE. No caso, foram registradas 6537 direções no sentido SSE e 6209 no sentido SE. Os meses de fevereiro e abril foram os momentos de maiores frequência para ventos de direção SSE e os meses de janeiro e fevereiro compreendem o momento de maior frequência para a direção SE. Num total de 19239 registros, a soma das duas principais direções, SE e SSE, correspondem a 66,24% (12746 registros) do total (Tabela 4.5).

Tabela 4.5: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de janeiro a maio de 2010. Fonte: INPE, 2009.

Direção do Vento	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	Total geral
E	466	57	641	80	92	1336
ENE	201	1	360	136	42	740
ESE	898	340	720	56	113	2127
N	0	3	0	2	1	6
NE	15	9	36	46	4	110
NNE	0	1	1	3	1	6
NNW	0	1	1	1	0	3
NW	0	0	2	0	0	2
S	38	62	67	288	140	595
SE	1977	1619	1612	713	288	6209
SSE	772	1820	813	2336	795	6537
SSW	28	63	43	317	200	651
SW	40	31	59	158	141	429
W	2	4	9	73	28	116
WNW	0	0	0	1	1	2
WSW	27	21	100	110	112	370
Total geral	4464	4032	4464	4320	1958	19239

Dos registros totais para o período de 2010, foram registrados 16056 com ventos maiores que 5 m/s (83,45%), assim como em 2008 e 2009, também com direções de SSE e SE. Para a direção SSE foram computados 6351 registros (39,55% dos ventos totais com velocidades maiores que 5 m/s). Ventos provenientes de SE tiveram uma frequência de 5953 registros (37,07% dos ventos totais com velocidades maiores que 5 m/s). Para estas direções com ventos maiores que 5 m/s também foram observadas maiores frequências nos meses de fevereiro e abril para a direção SSE e janeiro e fevereiro para a direção SE (tabela 4.6).

Tabela 4.6: Frequência dos ventos registrados na estação meteorológica de Maxaranguape entre os meses de janeiro a maio de 2010 com velocidades maiores que 5 m/s. As direções que não obtiveram registros não foram expostas na tabela. Fonte: INPE, 2009.

Direção do Vento	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	Total geral
E	446	57	534	28	77	1142
ENE	129	0	109	10	16	264
ESE	885	340	642	23	91	1981
NE	0	5	1	1	0	7
NNE	0	0	0	0	1	1
S	10	24	17	162	83	296
SE	1954	1614	1501	648	236	5953
SSE	745	1812	750	2282	762	6351
SSW	2	7	1	13	22	45
SW	0	2	0	5	8	15
WSW	0	0	0	0	1	1
Total geral	4171	3861	3555	3172	1297	16056

Como resultado, o período entre janeiro a maio de 2010, as direções SSE e SE , assim como no período de 2008 e no ano de 2010, continuam sendo as maiores responsáveis pelo transporte eólico. As duas direções marcaram juntas um total de 12746 registros, o equivalente a 66,25% de um total de 19239 registros. A diferença de frequência entre as direções SSE e SE e de apenas 1,7% e “competiram” durante este período de 2010 alternando valores maiores ou menores entre si. O gráfico abaixo mostra o resumo da atividade eólica do período de 2010.

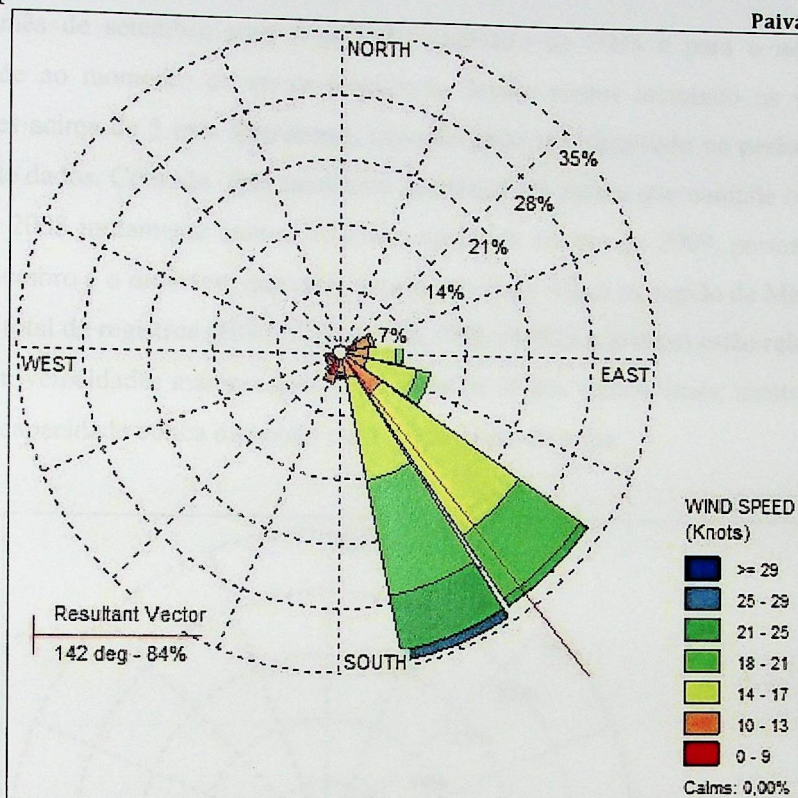


Gráfico 4.5: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período de 2010 (janeiro a maio). A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 142 graus.

Fonte: O autor, 2011.

A análise dos dados entre abril de 2008 a maio de 2010 da Estação meteorológica de Maxaranguape aponta ventos com direção preferencial de quadrantes SE e SSE para todo o período analisado. No total a estação obteve 107.951 registros, onde 63.954 correspondem às direções SE e SSE (59,24% dos registros totais da estação de Maxaranguape). Ainda com relação aos registros das direções SE e SSE, a primeira somou 33606 registros e a segunda 30348 registros; tendo como diferença de uma para outra 3258, diferença esta igual a 5,9%. Levando em consideração o somatório geral e o fato de que a análise completa do ano de 2009, os ventos provenientes de SE são os que se sobressaem é atribuída a esta direção o principal encargo ao transporte eólico.

O mês de setembro para o período analisado de 2008 e para o ano de 2009 corresponde ao momento de maior frequência desses ventos incluindo os ventos com velocidades acima de 5 m/s. Entretanto, isto não pôde ser observado no período de 2010 por falta de dados. Contudo, pela tendência mostrada nos meses que compõe o período de análise de 2008 juntamente com a tendência apontada no ano de 2009, presumi-se que o mês de setembro é o momento que mais ocorre atividade eólica na região de Maracajaú.

Do total de registros (107.951 registros), 78% (84529 registros) estão relacionados a ventos com velocidades maiores que 5 m/s, mais de $\frac{3}{4}$ dos ventos totais, mostrando assim uma forte capacidade eólica da região para o transporte de areia.

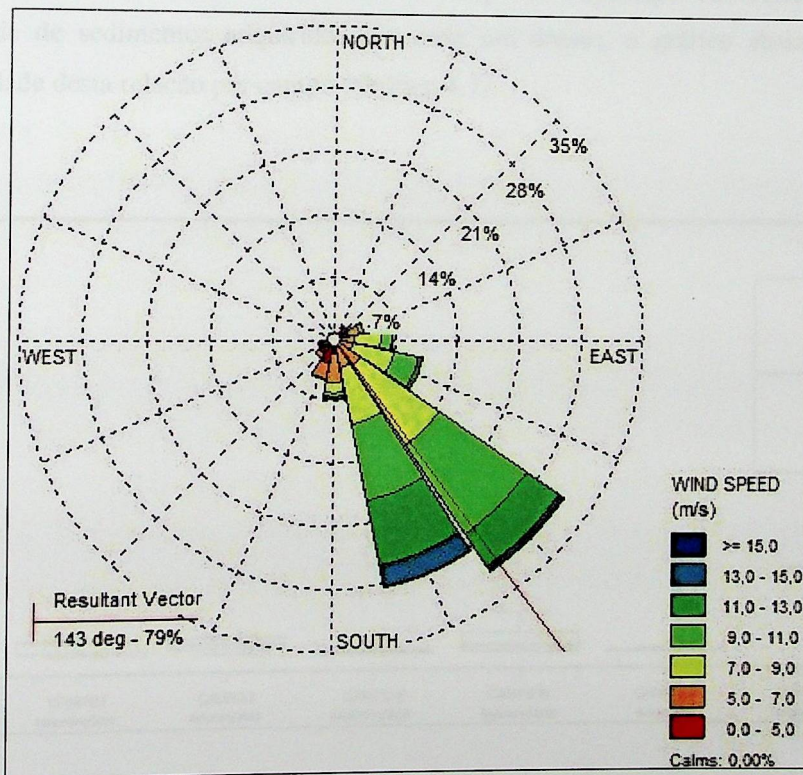


Gráfico 4.6: Registro das direções e velocidades dos ventos para o período entre abril de 2008 a maio de 2010. A linha vermelha marca o vetor resultante das direções de vento registradas, 143 graus. Fonte: O autor, 2011.

Recapitulando o exposto no início deste capítulo, os resultados aqui obtidos devem ser analisados e usados como uma estimativa do comportamento eólico de Maxaranguape devido a limitações nos registros obtidos na estação. Por outro lado, essa estimativa dirige uma tendência que deve ser interpretada de forma isolada.

4.4. Deriva eólica no Campo de Dunas de Maracajaú

Em relação à análise relacionada ao tempo de exposição dos coletores com a quantidade de sedimentos adquiridos por cada um desses, o gráfico abaixo mostra a variabilidade desta relação por campo (Gráfico 4.7).

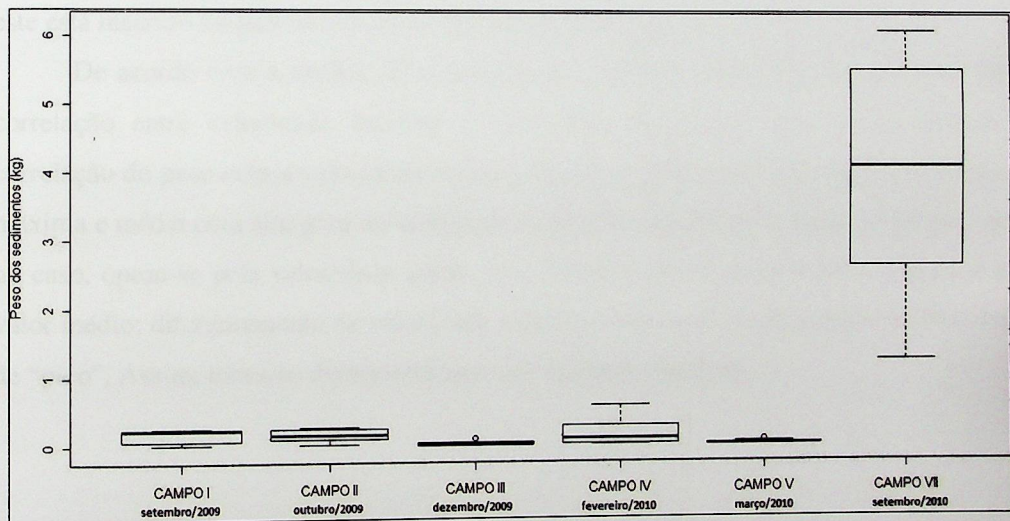


Gráfico 4.7: Variabilidade entre tempo de exposição dos coletores com a quantidade de sedimentos adquiridos por campo. Fonte: O autor, 2010.

Os campos III e V foram os que tiveram a menor variabilidade (relação tempo de exposição do coletor/quantidade de sedimento adquirido), os campos I, II e IV tiveram

uma variabilidade um pouco maior que os campos já citados, enquanto que o campo VII teve uma variação muito alta comparada as dos demais, significando que o mês de setembro é o mês responsável pelo maior transporte. Uma observação importante deve ser destacada. O gráfico acima mostra uma modesta variabilidade do Campo I, e do Campo II quando comparada com o Campo VII. Entretanto, a quantidade de sedimentos adquiridos

pelos coletores nos dois primeiros campos foi significativa, variando entre 0,5 kg a 6,3 kg, porém o tempo de exposição foi de 24 horas para ambos. Neste caso, quando feita a relação Tempo de exposição do coletor/ quantidade de sedimento adquirido a variabilidade se mantém quase que constante. Outro fator a ser considerado é que os dados meteorológicos obtidos em Campo compreendem um curto período de observação determinado pelas condições meteorológicas do dia em que os coletores foram implantados, ou seja, não refletem uma média mensal. Todavia, os resultados obtidos conjecturam a contribuição de transporte sedimentar atribuída ao mês de setembro já que este está inserido no período de maior velocidade do vento.

De acordo com a análise de correlação das variáveis estudadas percebe uma forte correlação entre velocidade máxima e velocidade média do vento como também a correlação do peso com a velocidade média e máxima (Gráfico 4.8). Estando a velocidade máxima e média com alto grau de correlação, qualquer uma pode ser usada no modelo que, no caso, optou-se pela velocidade média já que esta, como o próprio nome sugere, é um valor médio; diferentemente da velocidade máxima onde o valor corresponde à velocidade de “pico”. Assim, torna-se desnecessário o uso das duas variáveis.

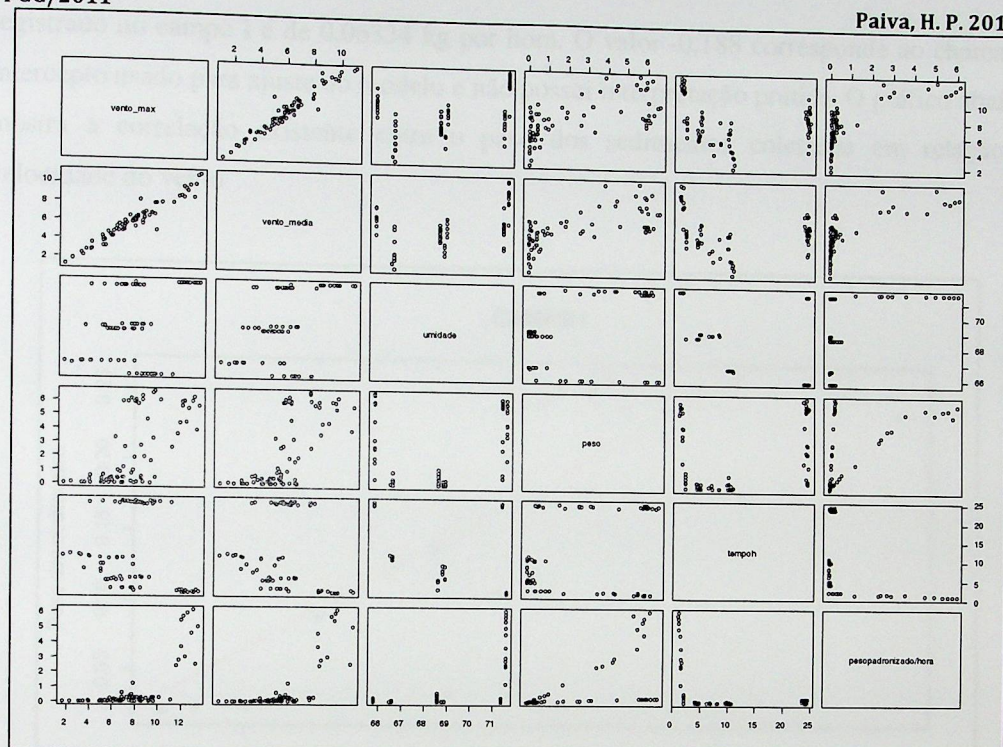


Gráfico 4.8. Correlação entre as variáveis estudadas para o transporte eólico. Fonte; O autor, 2010.

No intuito de se obter uma relação direta entre a quantidade de sedimento transportado e a velocidade média dos ventos foi aplicado o método de Regressão Simples, como exposto anteriormente, sendo ajustado um modelo para cada Campo.

Os resultados obtidos indicam a existência de uma relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) em todos os Campos. A relação peso dos sedimentos com o tempo de coleta foi padronizado por campo já que em cada coleta o tempo de exposição dos coletores não foi igual. Abaixo segue a interpretação dos resultados obtidos por campo com exceção do campo VI, pois não houve dados de carga sedimentar adquirido pelo único coletor implantado sendo impossível de se obter uma estimativa razoável.

Der acordo com os cálculos obtidos, o modelo ajustado do campo I teve como resposta a equação $\hat{Y} = -0,188 + 0,063X_i$. Isto significa que a cada metro por segundo aumentado na velocidade média do vento, em média, o peso aumenta 0,06334 kg por hora, ou seja, numa interpretação prática, a capacidade de transporte de sedimento pelo vento

registrado no campo I é de 0,06334 kg por hora. O valor -0,188 corresponde ao chamado intercepto usado para ajuste do modelo e não possui interpretação prática. O gráfico abaixo mostra a correlação existente entre o peso dos sedimentos coletados em relação à velocidade do vento

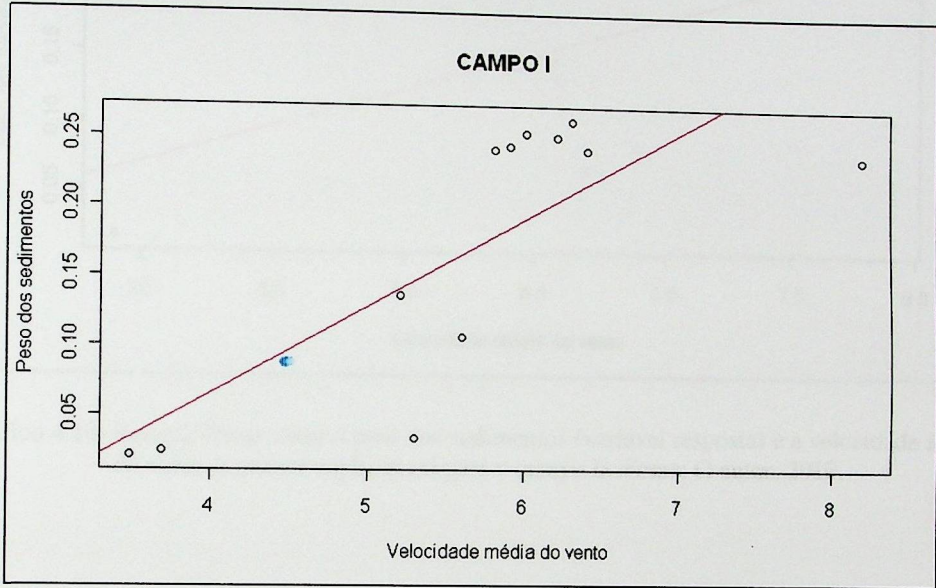


Gráfico 4.9: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo I. Fonte: O autor, 2010.

O modelo ajustado do campo II teve como resposta $\hat{Y} = 0,025X_i$, onde a cada metro por segundo aumentado na velocidade média do vento, em média, o peso aumenta 0,025 kg. Sendo assim a competência de transporte eólico dos ventos registrados no Campo II equivale a 0,025 kg por hora.

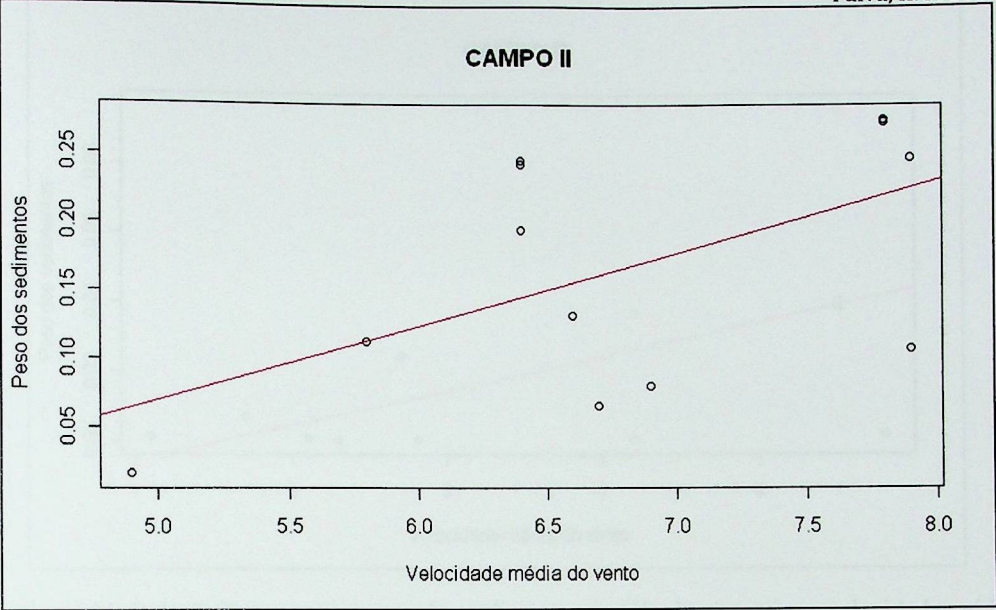


Gráfico 4.10: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo II. Fonte: O autor, 2010.

No Campo III o modelo ajustado resultou em $\hat{Y} = 0,0064 X_i$, onde a cada metro por segundo aumentado na velocidade média do vento, em média, o peso aumenta 0,0064kg por hora.

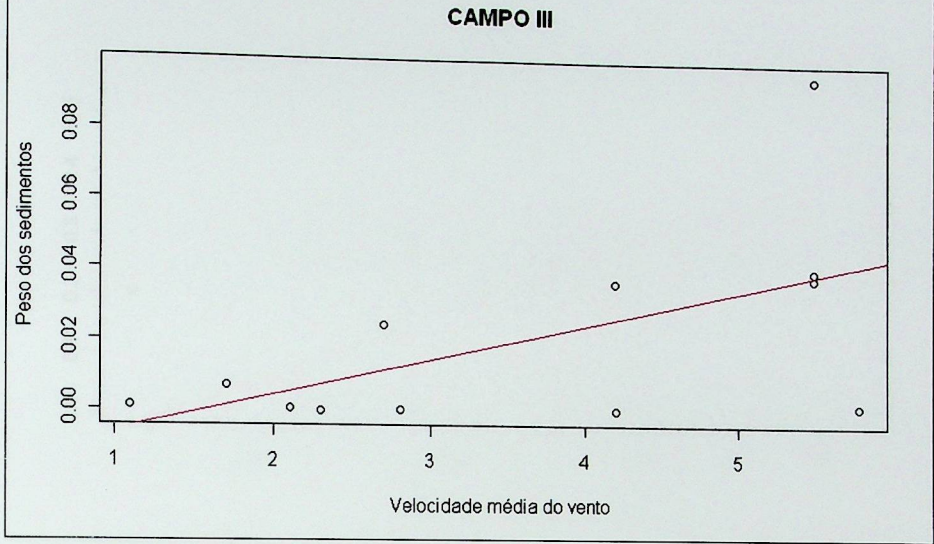


Gráfico 4.11: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo III. Fonte: O autor, 2010.

No campo IV apresentou como resposta $\hat{Y} = -1,025 + 0,239X_i$, onde a cada metro por segundo aumentado na velocidade média do vento, em média, o peso aumenta 0,239kg por hora. Assim como no Campo I o intercepto foi avaliado por ser significativo na estimativa.

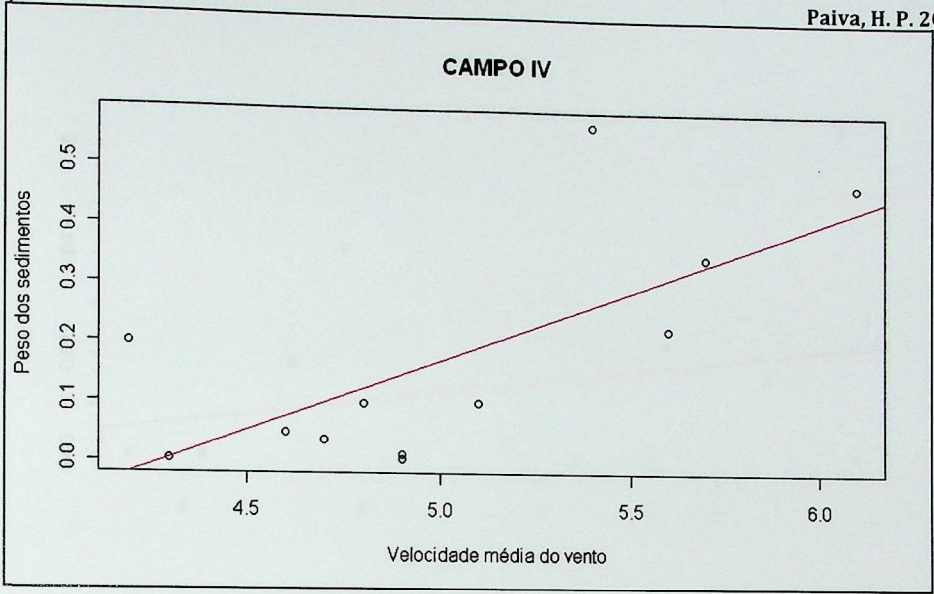


Gráfico 4.12: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo IV. Fonte: O autor, 2010.

No modelo do Campo V o resultado foi $\hat{Y} = 0,0032X_i$. Neste caso a competência de transporte do vento foi de transportar 0,0032 kg por hora.

por hora. Sendo assim, a competência de transporte do vento foi de transportar 0,0032 kg por hora. Sendo assim, a competência de transporte do vento foi de transportar 0,0032 kg por hora.

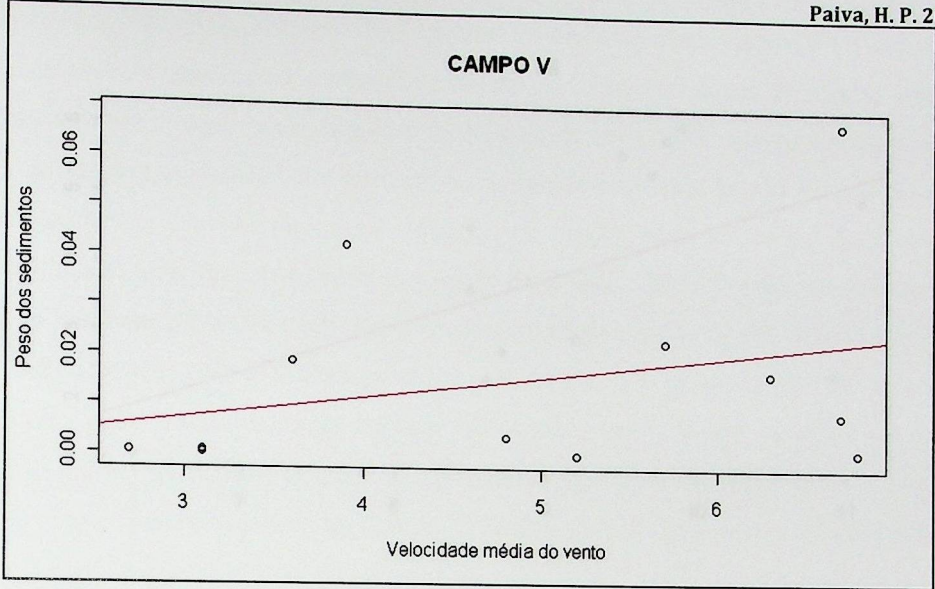


Gráfico 4.13: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo V. Fonte: O autor, 2010.

A resposta do modelo ajustado no Campo VII foi $\hat{Y} = 0,439X_i$, onde a cada metro por segundo aumentado na velocidade média do vento, em média, o peso aumenta 0,439kg por hora. Sendo assim, o potencial de transporte dos ventos registrados no Campo VII para os sedimentos dunares é de 0,439 kg por hora.

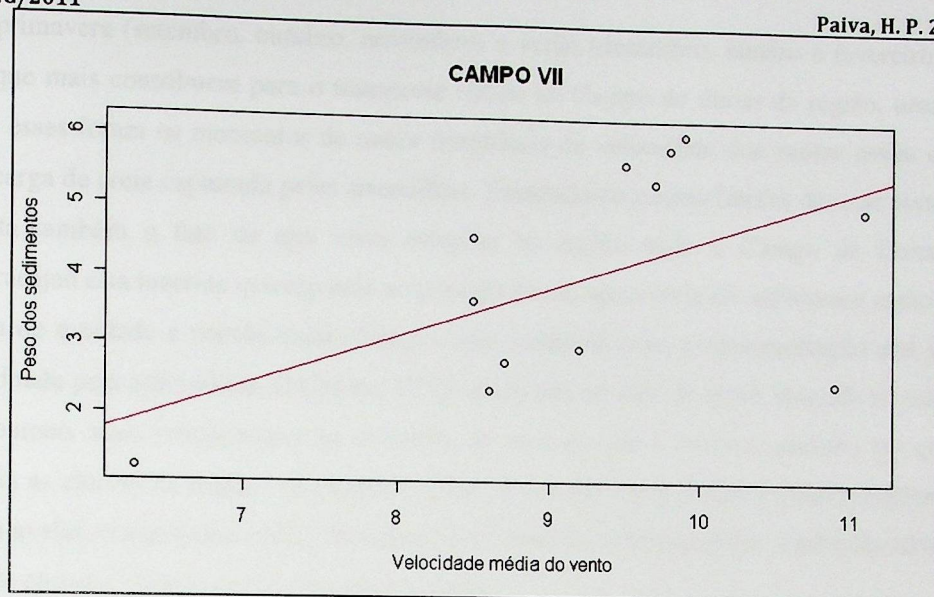


Gráfico 4.14: Relação linear entre o peso dos sedimentos (variável resposta) e a velocidade média do vento (variável explicativa) para o campo VII. Fonte: O autor, 2010.

Os resultados obtidos mostram que o potencial de transporte sedimentar relacionados com os ventos registrados no Campo VII, realizado no mês de setembro de 2010, é o que mais contribui para a movimentação eólica sedimentar no Campo de dunas de Maracajaú. Em seguida o Campo IV, realizado no mês de fevereiro, com ventos com capacidade de transporte igual a 0,239 kg por hora foi o que mais contribui. Na sequência, os Campos I, também realizado no mês de setembro (2009) com capacidade de transporte eólico de 0,06334 kg por hora; o Campo II, realizado em outubro de 2009 registrando capacidade de transporte eólico de 0,025 kg por hora; o Campo III, realizado em dezembro de 2009, com ventos que transportam 0,0064 kg por hora; e por último e menos significativo o Campo V, realizado em março de 2010, onde registrou uma carga transportada pelo vento de 0,0032.

Relacionando as informações obtidas com os dados da estação meteorológica de Maxaranguape de frequência de direção e velocidade do vento com as informações de campo baseadas nos dados das cargas adquiridas pelos coletores juntamente com o tempo de exposição e velocidades dos ventos pode-se estimar que os meses inseridos nas estações

de primavera (setembro, outubro, novembro) e verão (dezembro, janeiro e fevereiro) são os que mais contribuem para o transporte eólico no Campo de dunas da região, uma vez que esses foram os momentos de maior frequência de velocidade dos ventos assim como de carga de areia capturada pelas armadilhas. Somando-se a esses fatores deve-se levar em conta também o fato de que essas estações na região onde o Campo de Dunas de Maracajaú está inserido corresponde ao período de estiagem onde os sedimentos estão com grau de umidade e coesão muito baixo o que contribui para a movimentação dos grãos originada pela ação eólica. O Campo VI foi realizado no mês de maio, inserido na estação de outono, mais precisamente na transição do outono para o inverno, período em que se inicia as chuvas na região; na ocasião, como já era esperado, o único coletor implantado para avaliar o transporte eólico no Campo de Dunas de Maracajaú em condições adversas (forte chuva e ventos fracos) não obteve carga.

Os ventos de SE foram registrados em todos os Campos realizados como a direção predominante bem como as observadas pela estação meteorológica de Maxaranguape. Motivo pelo qual, o Campo de Dunas de Maracajaú transgride na direção noroeste motivados pelos ventos dominantes de SE.

A região onde está inserido o Campo de dunas de Maracajaú possui ventos com um alto grau de capacidade para o transporte eólico visto que $\frac{3}{4}$ dos ventos totais possuem velocidades acima de 5 m/s e estão relacionados as estações de primavera e verão, períodos de menor índice pluviométrico.

CAPÍTULO V – CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1. Considerações Finais

O transporte eólico é um processo afetado por inúmeras variantes difíceis de serem registradas com exatidão e vários autores trabalharam sobre esse aspecto na tentativa de se estabelecer um método eficiente aplicável à medida de transporte eólico de um determinado local. Como exposto por Liu *et al* (2004), importantes progressos foram conquistados nesses estudos. Contudo, subsistem problemas na aplicação dos resultados obtidos para o cálculo de transporte de areia sob condições de campo, uma vez que a complexidade de fatores naturais e dados insuficientes corroboram para a aplicação de métodos exatos. Pye e Tsoar (1990) ressaltam ainda que as medidas de campo, mesmo sendo adquiridas de forma direta, servem apenas como parâmetro para uma análise morfodinâmica e não refletem o real valor do transporte eólico, visto que é impossível dimensionar e avaliar todas as variáveis ambientais presentes no exato momento em que se deu a captura dos sedimentos pelo coletor, tais como variações na direção e intensidade do vento, influência antrópica, influência da cobertura vegetal entre outras. Nesta pesquisa, os dados disponíveis de estação meteorológica de Maxaranguape estão incompletos à medida que não apresentam todos os meses correspondentes aos anos avaliados. Por outro lado, com relação às atividades de campo, os coletores tiveram tempos de exposição diferentes. Contudo, as observações da estação de Maxaranguape somadas às informações adquiridas em campo ditam características locais do transporte eólico. Deste modo, foi possível avaliar uma tendência que deve ser analisada e usada como uma estimativa do transporte eólico no Campo de Dunas de Maracajaú.

Como sugestão e experiência adquirida nesta pesquisa, dados de ventos das estações meteorológicas, sempre que possível, devem ser adquiridos de forma completa, contendo todos os meses dos anos analisados, para uma maior segurança nos resultados. O tempo de exposição dos coletores deve ser padronizado para uma melhor avaliação dos resultados

por campo bem como a relação entre as localidades onde esses foram colocados. A padronização deve ser feita analisando as características eólicas da área que se pretende estudar.

AMARAL, R. P. et al. 2008. As dunas do Pico Pinheiro: contexto e evolução do PPGG, Natal. *Lauda Técnica*, 62 p.

Andrade, R.S. 1968. Geologia e aspectos sedimentares de algumas dunas no Sul do Natal. Relatório de Graduação, Faculdade de Geologia da USP, Universidade Federal de Pernambuco, 122p.

Araújo, M. 2006. A grande elevação costeira do litoral e o sistema dunar no litoral do Grupo Barreiras. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, 4: 1-11.

Araújo, P.T. & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Revista Geológica do Brasil*, 41: 127-141.

Araújo, V. B. et al. 2006. Páteis e sistema deposicional da formação barreiras na região de Barreiras do litoral litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, 4: 43-7.

Azevedo, Roberto Antonio do. 1979. Mapa do litoral do Rio Grande do Norte. 1:250.000, 12 p.

Bagnold, R. A. 1942. *The physics of wind and sand*. London: Cambridge University Press, 215 p.

Barreto, A. M. 2006. O litoral do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, 4: 1-11.

Bigarella, J.J. & Andrade, C. 1978. A evolução das dunas e o sistema dunar no litoral do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, 4: 1-11.

REFERÊNCIAS

- AMARAL, R. F. et al. 2008. As dunas do Polo Pitangui: versão de outubro de 2008. Natal: *Laudo Técnico*, 62 p.
- Andrade, R.S. 1968. Geologia e aspectos sedimentológicos da região costeira ao Sul de Natal. Relatório de Graduação, Escola de Geologia da UFPE, Universidade Federal de Pernambuco, 122p.
- Arai, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, **6**: 1-6.
- Araripe, P.T. & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Revista Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8**: 127-141.
- Araújo, V. D. et al. 2006. Fácies e sistema deposicional da formação barreiras na região da Barreira do Inferno: litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, **6**: 43-9.
- Azevedo, Roberto Medeiros de. 2001. Modelos de regressão linear. Natal: EdUFRN, 146 p.
- Bagnold, R. A. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Chapman and Hall, 265 p.
- Barreto, A. M. F. et al. 2004. Geologia e geomorfologia do quaternário costeiro do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, **4**: 1-12.
- Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, **2**: 1-14.

Carter, R.W.G., Hesp, P.A. Nordstrom, K.F. 1990. Erosional landforms in coastal dunes. In: Coastal Dunes: form and process London: John Wiley, p. 217-250.

Carter, R. W.G. & Wilson, P. 1990. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland. In: Nordstrom, K. F.; Psuty, N. P.; Carter, B. (eds.). Coastal dunes: forms and process. London: John Wiley, p. 129-155.

Cestaro, L. A. & Soares, J. J. 2004. Variações florística e estrutural e relações fitogeográficas de um fragmento de floresta decídua no Rio Grande do Norte. *Acta Botanica Brasilica*, 2: 203-218.

Costa, W.D. & Salim, J. 1972. Aspectos Estruturais da Faixa Sedimentar Costeira da Região de Natal, Rio Grande do Norte. *Imp. Univ.*, Ver. Est. Sedimentar 2 (½):133-143.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2009. *Folha Touros*: 1^o relatório técnico. Natal.

Fortes, F. P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: SBG, Anais, p. 1145-1159.

Fryberger, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. In: Mckee, E.D. (ed.). A study of global sand seas. Washigton, U.S: Geological Survey, p. 137-169.

Fryberger, S. G. & Ahlbrandt, T. S. 1979. Mechanisms for the formation of eolian sand seas. *Z. Geomorph*, p. 440-460.

Giannini, P.C.F. et al. 2005. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: Souza, C.R.G. et al. (eds.) Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 235-257.

Goldsmith, V.; Rosen, P.; Gertner, Y. 1990. Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (eds.) Coastal Dunes: Form and Process, p. 79-101.

GOOGLE 2009. Google Earth, versão 5.2.1.1588. 2009. Software livre.

Guimarães, L. S. 2005. Morfodinâmica e migração das dunas eólicas na reserva ecológica

do Taim, Litoral Sul do RS. Tese de doutorado, Porto Alegre, UFRS, 108 p.

Hesp, P. A. The formation of shadow dunes. 2006. Sydney: Coastal Studies Unit; Department of Geography, p. 101-110.

Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48**: 245-268.

Hesp, P. A. & Thom, B. G. 1990. Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. In: Nordstrom, K. F.; Psuty, N. P.; Carter, B. (Eds.). Coastal dunes: forms and process. London: John Wiley, p. 253-288.

Hesp, P.A. 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology*, **55**: 17-41.

Hunter, R.E.; Richmond, B.M., Alpha T.R. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1450-1465

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. 2009. Banco de dados da estação meteorológica de Maxaranguape – RN.

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO DO MEIO AMBIENTE DO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE - IDEMA. 2009. Geografia do Rio Grande do Norte. [online]DisponívelEm: <http://www.idema.rn.gov.br/governo/secretarias/idema/perfilrn/Apectos-fisicos.pdf>>. Acesso em: 14 out.

Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio grande do Norte. D.N.P.M., *Div.Geol.Min.Bol.* **170**: 25-34.

Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits an bounding surface in aeolian dune sands. *Sedimentology*, **28**: 753-780.

Kocurek, G. & Nielson, J, 1986. Conditions favorable for the formation of warm-climate eolian sand sheets, *Sedimentology*, **33**: 795-816.

LIU, L. Y., et al., 2004. Dune sand transport as influenced by wind directions, speed and frequencies in the Ordos Plateau, China. *Geomorphology*, **67**: 283-297.

- Mabesoone, J.M. et al. 1972. Estratigrafia e origem do grupo barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **2**: 173-188.
- Mckee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: Mckee, E.D. (Ed.). *A study of global sand sea*. Prof. Pap. US Geol. Surv., p. 3-20.
- Montgomery, D. C. & Peck, E. A. 1982. *Introduction to linear regression analysis*, John Wiley, 360 p.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de deltas brasileiros. *Boletim IG-USP*, São Paulo, ed. espec., **15**: 1-186.
- Moraes, R. M. O. et al. 2006. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da formação barreiras no estado do Rio de Janeiro. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, **6**: 19-30
- Nimer, E. Clima. 1977. In: Instituto brasileiro de geografia e estatística (Ed.). *Geografia do Brasil*, Rio de Janeiro, IBGE, p.: 35-79.
- Nogueira, F. C. C. 2008. Estruturas tectônicas cenozóicas na porção. Tese de doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 104 p.
- Nordstrom, K. F.; Psuty, N. P.; Carter, B. (eds.). 1990. *Coastal Dunes: Forms and Process*. London: John Wiley, 390 p.
- Nunes, J. A. 1987. Diagnóstico ambiental da região de Touros/RN. Relatório de graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 125 p.
- Oliveira, P.E & Ramos, J.R.A. 1956. *Geologia do Brasil*, Rio de Janeiro, Min. Agricultura, 2ª Ed. 813p.
- Pessoa Neto, O. C. et al. 2007. Bacia Potiguar. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, **15**: 357-369.

- Pye, K. & Tsoar, H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. London: Unrewin Hyman, 360 p.
- Rosen, P. S. 1978. An efficient low cost eoling sampling system. Current Research Part A Geol. Surv., Canada, **78**: 31-32.
- Rossetti, D. F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP: Série Científica. São Paulo*, **6**: 7-18, 2006.
- Salim, J.; Lima, M. S.; Mabsoone, J. M. 1974. Vales estruturais no Litoral Leste do Rio Grande do Norte. In: SBG, Simp. Geo. Alagoas, 4, p. 41-47.
- Silveira, J. D. 1964. Morfologia do litoral. In: Azevedo, A. (Ed.). Brasil: a terra e o homem. São Paulo: Editora Nacional, p. 253-305.
- Souza, C. R. G. et al. 2005. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos, 450 p.
- Suguio, K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: As regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP*, 40p.
- Scherer, C. M. S. 2004. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. Porto Alegre: UFRGS, 108 p.
- VITAL, H., et al., 2006. Rio Grande do Norte. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro. Dieter Muche (Org.). Brasília: MMA. 476 p.

RESUMO

O presente estudo faz a análise de medidas de transporte eólico utilizando coletores de areia (*Sand Traps*) ao longo de um campo de dunas na praia de Maracajá, município de Maxaranguape. Estas medidas são utilizadas, então, como parâmetro de movimentação eólica nesta região. Sete visitas a campo foram realizadas entre os meses de setembro de 2009 a setembro de 2010 para obtenção dos dados de 12 coletores postos ao longo do Campo de Dunas de Maracajá e dados meteorológicos com a utilização de estação meteorológica portátil. Também foram utilizados dados da Estação Meteorológica de Maxaranguape correspondente a abril de 2008 até maio de 2010, fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE para obter informações sobre a frequência e intensidade dos ventos da região. Os dados foram processados e analisados com o uso de técnicas estatísticas de regressão e correlação para mensurar a deriva eólica do Campo de Dunas de Maracajá. A análise dos dados da Estação meteorológica de Maxaranguape aponta ventos com direção preferencial de quadrantes SE e SSE para todo o período analisado. Esta mesma estação registrou 78% de ventos com velocidades maiores que 5 m/s, mais de $\frac{3}{4}$ dos ventos totais, mostrando uma forte capacidade eólica para o transporte de areia. Os cálculos de transporte das areias eólicas mostraram que as coletas de campo realizadas no mês de setembro de 2010, são as que indicam uma maior movimentação eólica de sedimentos no Campo de dunas de Maracajá com $Q = 0,439 \text{ kg m}^{-1} \text{ h}^{-1}$ de areia transportada por hora. Em seguida, com valores decrescentes de transporte eólico, estão as coletas realizadas no mês de fevereiro de 2010, com ventos com capacidade de transporte igual a 0,239 kg por hora; no mês de setembro de 2009 com capacidade de transporte eólico de 0,06334 kg por hora; em outubro de 2009 registrando capacidade de transporte eólico de 0,025 kg por hora; em dezembro de 2009, com ventos que transportam 0,0064 kg por hora; e por último e menos significativas, as coletas ocorridas em março de 2010, onde registrou uma carga transportada pelo vento de 0,0032 kg. Finalmente são propostos ajustes na metodologia utilizada.

Palavras-chave: Dunas, morfodinâmica, coletores de areia.

ABSTRACT

The present study is the analysis of transport measurements using wind collectors of sand (*Sand Traps*) over a field of sand dunes on the Maracajá's beach, city of Maxaranguape. These measures are used, then as a parameter of wind movement in this region. Seven field trips were conducted between September 2009 and September 2010 to obtain data from 12 stations along the collectors Dune field Maracajá and weather data with the use of portable weather station. Were also used data from the meteorological station Maxaranguape corresponding to April 2008 until May 2010, provided by the Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE for information about the frequency and intensity of the winds in the region. The data were processed and analyzed using statistical techniques of regression and correlation to measure the wind drift of Dune field Maracajá. The analysis of data from the meteorological station of Maxaranguape points with winds SE quadrant of the preferred direction and SSE for the whole period. This same station recorded 78% of wind speeds above 5 m/s, over three quarters of the total wind, showing a strong wind capacity to transport sand. The calculations show that wind drift of the field collections made in September 2010, are those that indicate a greater movement of sediment in the wind field Maracajá dunes with 0.439 kg of sand transported per hour. Then, with decreasing values of sedimentary wind movement, are the collections made in February 2010 with winds carrying capacity equal to 0.239 kg per hour in September 2009 with a transport capacity of wind 0.06334 kg per hour in October 2009 recording of aeolian transport capacity of 0.025 kg per hour, in December 2009, with winds carrying 0.0064 kg per hour, and last and least significant collections held in March 2010, where he registered a load carried by the wind of 0.0032 kg. Finally it is proposed to adjust the methodology used.

Keywords: Dunes, morphodynamic, sand traps.

