



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**SÉRGIO BEZERRA LIMA JÚNIOR**

**APLICAÇÃO DO GPR NO ESTUDO E EVOLUÇÃO DAS ESTRUTURAS  
INTERNAS DOS DEPÓSITOS EÓLICOS DO ESTADO DO CEARÁ**

**FORTALEZA**

**2017**

SÉRGIO BEZERRA LIMA JÚNIOR

ESTRUTURA INTERNA DE DEPÓSITOS EÓLICOS DO ESTADO DO CEARÁ:  
RADARFÁCIES E EVOLUÇÃO

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geofísica aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- L71a Lima Júnior, Sérgio Bezerra.  
Aplicação do GPR no estudo e evolução das estruturas internas dos depósitos eólicos do estado do Ceará /  
Sérgio Bezerra Lima Júnior. – 2017.  
133 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em  
Geologia, Fortaleza, 2017.  
Orientação: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco.
1. Radar de Penetração do Solo. 2. Depósitos Eólicos. 3. Estrutura Interna. I. Título.

CDD 551

---

SÉRGIO BEZERRA LIMA JÚNIOR

APLICAÇÃO DO GPR NO ESTUDO E EVOLUÇÃO DAS ESTRUTURAS  
INTERNAS DOS DEPÓSITOS EÓLICOS DO ESTADO DO CEARÁ

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.  
Área de concentração: Geofísica Aplicada

Aprovada em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará - UFC

---

Prof. Dr. Luis Parente Maia  
Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) - UFC

---

Dr. Alexandre Medeiros de Carvalho  
Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) - UFC

---

Dr. Yoe Alaim Reyes Pez

---

Dr. Wander Nogueira de Amorim

Aos meus queridos pais Sérgio e Lúcia,  
aos meus irmãos Thyago e Thycianne e  
à minha amada esposa Danna

## AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas, instituições que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa, e em especial agradeço:

Ao curso de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará.

Ao Instituto de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará.

Ao Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto por toda estrutura de equipamentos e técnicos representado pelos amigos Jackson Alves, Niltom César, Ailtom Amorim, Ricardo Braga, José Albuquerque, Eduardo Capelo, Caio Jucá, Fabiano Mota, Francisco Fernando, Jonathan Castelo Branco, Ismael Pinheiro, Charles, Claudia, Nilo Júnior Eleniltom, Karem Leopoldino e Carlos Eduardo.

À Capes, pela concessão da bolsa de estudos no primeiro ano do curso.

Ao amigo e orientador Prof. Mariano Castelo Branco por todas as discussões, críticas, sugestões, apoio financeiro e amizade.

Ao amigos do LABOMAR Prof. Luis Parente Maia e Alexandre Medeiros e Francisco Gledson por todas as discussões, apoio e amizade.

À SEUMA (Secretaria Municipal de Urbanismo e Meio Ambiente) pelos dados topográficos de Fortaleza.

Aos meus pais Sérgio Bezerra e Lúcia Rocha Lima Bezerra e aos irmãos Thyago e Thycianne pelo apoio, incentivo e paciência além das fundamentais ajudas financeiras.

Aos meus sogros Odanir Moreira e Letícia Moreira e cunhados Rafael e Viviane pelo apoio, incentivo e paciência.

Aos cunhados Diego e Andressa pela paciência e amizade.

Finalmente, eu não poderia deixar de agradecer à minha amada esposa, Danna Mota Moreira, que compreendeu a importância deste desafio acadêmico, e suportou meus nevorsismos e minhas ausências, dando incentivo, amor e paciência, fundamentais para a realização deste trabalho.

*“No meio da confusão, encontre a simplicidade.  
A partir da discórdia, encontre a harmonia.  
No meio da dificuldade reside a oportunidade.”*

*Albert Einstein*

## RESUMO

A compreensão da dinâmica costeira é o ponto inicial para se entender a evolução desses ambientes determinando-se sua morfologia e sequência sedimentar. No registro geológico, estas feições são identificadas principalmente pela preservação das estruturas sedimentares internas formadas nos diversos pontos dos depósitos influenciadas por dois fatores principais: o vento através de sua intensidade e variação da direção e a gravidade que atua facilitando o deslizamento na linha de maior inclinação. Deve-se então investigar a arquitetura interna das feições, bem como espessura das camadas, determinação do nível freático e o reconhecimento de registros erosivos e deposicionais, para relacionar aos diversos tipos de dunas ou depósitos sedimentares eólicos. Dentre os diversos métodos de investigação (i.e. tricheiras, sondagens e outros) destacam-se os métodos geofísicos, sendo para este propósito o mais importante o Radar de Penetração do Solo (GPR) que utiliza ondas eletromagnéticas de alta frequência para esta investigação. Na presente pesquisa foram escolhidas três áreas de estudo com a finalidade de comparação e evolução destes complexos ambientes eólicos costeiros distintos no estado do Ceará tanto no litoral Leste quando no litoral Oeste, a saber: as dunas barcanas isoladas da Praia de Jericoacoara, o lobo de deposição dos blowouts da Porto das dunas e os sandsheets da Praia do Futuro, caracterizando as diferentes formas de depósitos existentes no litoral nordestino. O principal objetivo desta pesquisa consiste em aprofundar o estudo sobre o imageamento de estruturas internas em dunas eólicas e propor um modelo para a evolução destes depósitos do litoral cearense, fato este inédito para o Estado. Como conclusões em relação à área de Jericoacoara, nota-se que as dunas barcanas isoladas, apresentam na direção principal do vento forte ângulos de mergulho dos *foresets desde a zona de barlavento*, aproximadamente  $34^\circ$ , e que são nitidamente ângulos do deslizamento da Slip Face, ou seja, os ângulos dos mergulhos permanecem quase que constantes neste perfil. Indicando que a duna barcana migra preservando a face de deslizamento. Para se investigar essa variação foi necessário realizar outra campanha de aquisição com um nível maior de detalhe utilizando a antena com uma frequência superior, tendo em vista melhorar a resolução vertical, devido à distância entre os *foresets* seja de ordem centimétrica e também se coletar um número maior de perfis. Sugere que os ângulos de mergulho reais são observados no cubo como uma superfície (em vermelho) interligando os ângulos aparentes e sendo apontados sempre para uma direção de um ponto imaginário (P) localizado no ponto centro de um círculo traçado acompanhando a base da face de deslizamento (*Slip Face*). Em relação à migração da duna se pode observar que existem variações de velocidade de migração ao longo do tempo considerado e que no geral se pode considerar uma taxa de migração de 16 metros ao ano, com um deslocamento total para oeste de 900 metros no período de 57 anos, corroborando, essa média com diversos dados da literatura. Em referência à estrutura interna dos lobos deposicionais, observa-se sequência de escavações (formas côncavas) e preenchimento com ângulos próximos de  $34^\circ$ , deposição por deslizamento, e ângulos menores de até  $2^\circ$ - $3^\circ$ , deposição tipo laminares. O sandsheet da praia do Futuro foi construído através de vários lobos deposicionais paralelos que construíram este extenso depósito tão peculiar de nosso litoral.

**Palavras-Chave:** Radar de Penetração do Solo. Depósitos Eólicos. Estrutura Interna.



## ABSTRACT

The understanding of coastal dynamics is the starting point for understanding the evolution of these environments by determining their morphology and sedimentary sequence. In the geological record, these features are identified mainly by the preservation of the internal sedimentary structures formed in the various points of the deposits influenced by two main factors: the wind intensity and variation of the direction and the gravity that acts facilitating the sliding in the line of greater slope. It is necessary to investigate the internal architecture of the features, as well as thickness of the layers, determination of the water table and the recognition of erosive and depositional records to relate to the different types of dunes or sedimentary deposits. Among the various methods of investigation (i.e. trenches, wells and others), the most relevant are the geophysical methods. One of the most important is the ground-penetrating radar (GPR), which uses high frequency electromagnetic waves for this investigation. Three areas of study were chosen in the present research to compare and investigate the evolution of these complex coastal wind environments in the state of Ceará, both on the East coast and on the West coast, namely: The isolated barchan dunes of Jericoacoara Beach, depositional lobe of the blowouts of Porto das Dunas and the sandsheets of Praia do Futuro, characterizing the different forms of deposits existing in the Northeastern coast. The main objective of this research is to deepen the study on the imaging of internal structures of aeolian dunes and to propose a model for the evolution of these deposits of the coast of Ceará, fact this unprecedented for the State. As a conclusion, in relation to the Jericoacoara area, it can be observed that the isolated barchan dunes present, in the main direction of the strong wind, angles of response of the foresets from the windward zone, approximately  $34^{\circ}$ , which are clearly slope angles of Slip Face, that is, the angles of response remain almost constant in this profile. Indicating that the barchan dune migrates preserving the slip face. In order to investigate this variation, it was necessary to carry out another acquisition campaign with a higher level of detail using the antenna with a higher frequency, in order to improve the vertical resolution, due to the distance between the foresets, on a centimeter-order, and also to collect a greater number of profiles. It suggests that actual angles of response are observed in the 3D GPR cube as a surface interconnecting the apparent angles and being pointed towards a direction of an imaginary point (P) located at the center point of a circle traced along the base of the sliding face (Slip Face). In relation to the migration of the dune, it is possible to observe that there are variations of migration speed over the considered time and that, in general, a migration rate of 16 meters per year, with a total displacement to the West of 900 meters in the Period of 57 years, corroborating this average with several data from the literature. In reference to the internal structure of the depositional lobes, it is observed a sequence of excavations (concave forms) and filling with angles close to  $34^{\circ}$ , deposition by sliding, and smaller angles of  $2^{\circ}$ - $3^{\circ}$ , laminar type deposition. The sandsheet of Praia do Futuro was constructed through several parallel depositional lobes that built this extensive deposit so peculiar of the coast.

**Keywords:** Ground-penetrating radar. Aeolian deposits. Internal Structures.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Mapa Geológico da porção norte/noroeste do Estado do Ceará destacando os Domínios Médio Coreaú e Ceará Central com suas principais unidades litoestruturais .....	20
Figura 2	– Principais unidades sedimentares que compõem a região costeira do Estado do Ceará e vias de acesso para as respectivas áreas de estudo.....	21
Figura 3	– Distribuição mundial das principais áreas costeiras com sedimentação eólica arenosa (Modificado de Carter et al., 1990).....	23
Figura 4	– Campos de dunas barcanas em Marte (Malin et al., 1998).....	25
Figura 5	– Modos de Transporte eólicos (adaptado de Pye, 1987).....	25
Figura 6	– Modos de transportes para esperas de quartzo de diferentes diâmetros em diferentes velocidades de fricção (Adaptado de Tsoar & Pye, 1987).....	26
Figura 7	– Caminho característico de um grão em saltação, onde $h$ e $l$ são a altura máxima e o comprimento do salto respectivamente, $\alpha$ é o ângulo de impacto, $w_1$ e $w_2$ são as velocidades verticais iniciais e finais e $u_1$ e $u_2$ são as velocidades horizontais iniciais e finais do grão (adaptado de Bagnold, 1937b).....	27
Figura 8	– Deformação do fluxo laminar da em relação à superfície devida a viscosidade.....	28
Figura 9	– Forças que atuam sobre os grãos formando um ângulo $\theta$ em relação à horizontal. $\vec{F}$ representa a força tangencial, $\vec{F}_s$ é a força de atrito estático, $\vec{W}$ é o peso do grão e $\vec{N}$ a normal.....	32
Figura 10	– Comparação entre as equações de fluxo de sedimentos para o tamanho do grão de 0.25 mm.....	35
Figura 11	– Classificação morfodinâmica de dunas eólicas entre a linha de crista e o sentido de transporte eólico.....	36
Figura 12	– Classificação de dunas simples (Modificado de Pye e Tsoar, 1990).....	38

Figura 13 – Diferenciação de dunas livres em relação a variabilidade do regime dos ventos (RDP/DP) e o aporte sedimentar (EST).....	39
Figura 14 – Campo de dunas barcanas de Jericoacoara.....	40
Figura 15 – Tipos de estruturas produzidas em função do ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) relativo ao ângulo do dorso das formas de leito ( $\beta$ ) (Adaptado de Hunter, 1977).....	42
Figura 16 – Diagrama esquemático mostrando as três ordens de superfícies limitantes..	43
Figura 17 – (A) Esquema de formação de corredores preferências de deflação ( <i>blowout</i> ) (Adaptado de Hesp, 2000) e (B) Exemplo de <i>Blowout</i> na colônia do Pecém, Município de São Gonçalo do Amarante-CE.....	44
Figura 18 – Ilustração do modo biestático de aquisição do GPR evidenciando as frentes de onda geradas e o seu registro pela antena receptora.....	47
Figura 19 – Range de aplicações do Radar de penetração do solo.....	48
Figura 20 – Relação entre as ondas incidente, refratada e refletida em dois meio com propriedades elétricas diferentes (Lei de Snell).....	54
Figura 21 – (A) Esquema de aquisição biestática para perfilagem de reflexão, onde $s$ é o espaçamento entre as antenas e $nx$ o espaçamento entre os traços. (B) Resposta do sinal adquirido.....	59
Figura 22 – Sondagens do tipo (A) CMP e do tipo (B) WARR.....	60
Figura 23 – (A) Exemplo de CMP adquirido e (B) interpretações dos eventos.....	61
Figura 24 – Arranjos da técnica de transiluminação: (A) <i>Common offset</i> , (B) Tomografia direta, (C) <i>Vertical Radar Profile</i> - VRP e (D) Transiluminação variável.....	62
Figura 25 – Fluxograma de processamento dos dados GPR.....	64
Figura 26 – Estação Total fazendo mira ao prisma.....	66
Figura 27 – Configuração do GPR para aquisição.....	66
Figura 28 – Perfis de GPR e topografia na primeira campanha.....	68

Figura 29 – Ajuste da hipérbole para obtenção da velocidade da onda na duna barcana de Jericoacoara (0,12 m/ns).....	69
Figura 30 – Perfil Central da aquisição GPR sendo (a) Dado Bruto, (b) Dado processado e (c) Interpretação .....	70
Figura 31 – Interface do software com um zoom aproximado da interpretação do nível freático sendo destacado em setas vermelhas.....	71
Figura 32 – Todas as seções processadas e interpretadas. (a) Perfil 1 processado e (a') Interpretado, (b) Perfil 2 processado e (b') Interpretado, (c) Perfil 3 processado e (c') Interpretado, (d) Perfil 4 processado e (d') Interpretado, (e) Perfil 5 processado e (e') Interpretado.....	73
Figura 33 – Áreas de aquisição da segunda campanha.....	75
Figura 34 – (a) Estações de coleta dos dados de topografia da Área 1, (b) Malha estalada na duna para a aquisição dos dados e (c) e (d) Aquisição dos dados de GPR em conjunto com os dados de topografia.....	75
Figura 35 – Seção central da Área 1 e Área 2 onde (a) Dado processado da Área 1, (a') Interpretação da Área 1, (b) Dado processado da Área 2 e (b') Interpretação da Área 2.....	77
Figura 36 – Seção central da Área 3 e Área 4 onde (a) Dado processado da Área 3, (a') Interpretação da Área 3, (b) Dado processado da Área 4 e (b') Interpretação da Área 4.....	78
Figura 37 – (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 1 e (b) Trincheira escavada na Área 1.....	79
Figura 38 – (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 2 e (b) Trincheira escavada na Área 2.....	80
Figura 39 – (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 3 e (b) Trincheira escavada na Área 3.....	82
Figura 40 – (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 4 e (b) Trincheira escavada na Área 4.....	83
Figura 41 – Cubo gerado na Área 1 a partir das seções paralelas adquiridas.....	84

Figura 42 – Cubo gerado na Área 2 a partir das seções paralelas adquiridas.....	85
Figura 43 – Cubo gerado na Área 3 a partir das seções paralelas adquiridas.....	86
Figura 44 – Cubo gerado na Área 4 a partir das seções paralelas adquiridas.....	86
Figura 45 – (a) Mudança na direção de mergulho dos <i>foresets</i> na duna (setas em preto) e (b) Vetor intensidade dos ventos na superfície da duna (setas vermelhas).	87
Figura 46 – (a) Superfície em vermelho mostrando o ângulo real e (b) Ponto (P) localizado centro de um círculo traçado (em amarelo) acompanhando a base da face de deslizamento.....	88
Figura 47 – Análise das amostras no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura).....	89
Figura 48 – Traçados de contorno da duna ao longo do tempo de 57 anos.....	91
Figura 49 – Medidas em três posições diferentes da base da duna entre os anos de 2003 e 2009.....	91
Figura 50 – Variação de migração da duna ao longo de 57 anos.....	92
Figura 51 – Localização dos perfis nas duas campanhas de aquisição no Porto das Dunas.....	93
Figura 52 – Primeiro perfil da campanha 1 onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.....	94
Figura 53 – Interpretação e correlações do Perfil 1. Em vermelho sedimentos argilo- arenosos, em verde Blowout preenchido, em azul estrutura com terminações downlap e em roxo estruturas com terminações onlap.....	95
Figura 54 – Segundo perfil da campanha 1 onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.....	96
Figura 55 – Interpretação e correlações do Perfil 2. Em vermelho sedimentos argilo- arenosos, em verde Blowout preenchido, em azul estrutura com terminações downlap e em amarelo estruturas do tipo espinha de peixe.....	97
Figura 56 – Perfis conectados em duas paletas de cores e a respectiva interpretação completa.....	98

Figura 57 – Imagens realizadas com o auxílio de DRONE mostrando o levantamento realizado de GPR, RTX e o respectivo modelo de elevação gerado.....	99
Figura 58 – Seção Central do dado GPR onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.....	100
Figura 59 – Seção Central ortogonal ao sentido de deposição do blowout do dado GPR onde (a) Dado Processado e (b) Dado interpretado.....	102
Figura 60 – Seções centrais ortogonais visualizadas no Software Petrel/ Schlumberger.	103
Figura 61 – Radarfácies identificadas através do software de visualização Petrel/Schlumberger.....	105
Figura 62 – Perfis de aquisição de GPR no Bairro Dunas.....	106
Figura 63 – Aquisição de GPR no Bairro Dunas usando a antena de 200 MHz com auxílio de veículo.....	107
Figura 64 – Modelo Digital de Elevação (MDE) da área estudada no Bairro Dunas.....	108
Figura 65 – Perfil GPR processado referente à linha 1 (Rua Professor Mozart Solon)....	109
Figura 66 – Interpretação do perfil GPR referente à Linha 1 (Rua Professor Mozart Solon).....	110
Figura 67 – Turbulência gerada da interação do vento preferencial com as paredes de erosão.....	111
Figura 68 – Perfil GPR processado e interpretado referente à linha 2 (Rua Engenheiro Luis Texeira de Alcântara).....	113
Figura 69 – Perfil GPR processado e interpretado referente à linha 3 (Rua Deputado Flávio Marcílio).....	114
Figura 70 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 4 (Rua Francesco D'Ângelo).....	115
Figura 71 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 5 (Rua José Aurélio Câmara).....	116
Figura 72 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 6 (Avenida Trajano de Medeiros).....	117

Figura 73 – Perfis adquiridos no Bairro Dunas com a superfície morfológica.....	118
Figura 74 – Extração das superfícies da Linha 3 nas seções processada e com a extração dos traços através da Plataforma Petrel/Schlumberger.....	119
Figura 75 – Imagem LandSat de 1984 do Bairro Dunas com as setas em vermelho indicando o sentido de deposição dos sedimentos eólicos.....	120
Figura 76 – Modelo evolutivo proposto do Bairro Dunas.....	122

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Hieraquia de Wilson de acordo com ordem eólica (Adaptado de Wilson, 1972a).....	23
Tabela 2 – Expressões para taxa de transporte de massa.....	34
Tabela 3 – Materiais geológicos comuns com sua constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade de propagação e atenuação observados nas frequências utilizadas no GPR (Morey, 1974; Ulriksen, 1982; Davis & Annan, 1989; Porsani, 1999).....	55
Tabela 4 – Impedâncias elétricas e coeficientes de reflexão para diversos meios (Adaptado de ANNAN, 2001).....	56
Tabela 5 – Frequências centrais das antenas versus profundidade máxima de investigação.....	57
Tabela 6 – Ângulos extraídos nas Áreas 1 e 2.....	81



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	17
<b>1.1</b>	<b>Objetivos gerais e específicos</b> .....	18
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....	19
<b>2.1</b>	<b>Aspectos geológicos</b> .....	19
<b>3</b>	<b>DEPÓSITOS EÓLICOS COSTEIROS</b> .....	22
<b>3.1</b>	<b>Transporte de sedimentos eólicos</b> .....	24
<b>3.2</b>	<b>Modos de transporte</b> .....	25
<b>3.2.1</b>	<i>Perfil de velocidade do vento</i> .....	28
<b>3.2.2</b>	<i>Avalanches de areia em face de deslizamento de duna (Slip Faces)</i> .....	30
<b>3.3</b>	<b>Razão de transporte</b> .....	32
<b>3.4</b>	<b>Classificação de dunas e outras acumulações eólicas</b> .....	35
<b>3.5</b>	<b>Dunas barcanas</b> .....	39
<b>3.6</b>	<b>Estruturas internas de depósitos eólicos</b> .....	41
<b>3.6.1</b>	<i>Superfícies limitantes</i> .....	42
<b>3.7</b>	<b>Estruturas Blowout</b> .....	43
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	46
<b>4.1</b>	<b>Radar de penetração no solo (GPR)</b> .....	46
<b>4.1.1</b>	<i>Fundamentos teóricos (GPR)</i> .....	49
<b>4.1.2</b>	<i>Técnicas de aquisição de dados (GPR)</i> .....	58
<b>4.1.3</b>	<i>Processamento e interpretação de dados (GPR)</i> .....	62
<b>4.2</b>	<b>Instrumentações utilizadas</b> .....	65
<b>4.2.1</b>	<i>Estação Total</i> .....	65
<b>4.2.2</b>	<i>Radar de penetração no solo (GPR)</i> .....	66
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	67
<b>5.1</b>	<b>Dunas barcanas de Jericoacoara</b> .....	67
<b>5.1.1</b>	<i>Campanha 1 (outubro de 2014)</i> .....	67
<b>5.1.2</b>	<i>Campanha 2 (março de 2016)</i> .....	74
<b>5.1.3</b>	<i>Migração da duna (Processamento de imagens e SIG)</i> .....	90
<b>5.2</b>	<b>Blowout do Porto das Dunas – Aquiraz</b> .....	92
<b>5.2.1</b>	<i>Campanha 1 (janeiro de 2014)</i> .....	93

5.2.2	<i>Campanha 2 (março de 2016)</i> .....	99
5.3	<b>Estruturas eólicas do bairro Dunas – Fortaleza</b> .....	106
5.3.1	<i>Evolução do bairro Dunas</i> .....	120
6	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b> .....	123
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	125

## 1 INTRODUÇÃO

A compreensão da dinâmica costeira é o ponto inicial para se entender a evolução desses ambientes determinando-se sua morfologia e sequência sedimentar.

A geomorfologia enquanto ciência que investiga as formas de relevo e seus processos associados tem se aliado aos métodos geofísicos nas últimas décadas, com intuito de investigar a arquitetura interna das feições, bem como espessura das camadas, determinação do nível freático e o reconhecimento de registros erosivos e deposicionais, conforme apontam Schrott & Sass (2008) e Van Dam (2012). Dentre estes métodos geofísicos, destaca-se o Radar de Penetração do Solo (GPR) que utiliza ondas eletromagnéticas de alta frequência, onde o conhecimento do arcabouço geológico e a distribuição das fácies sedimentares permitem subsidiar planos de ocupação, zoneamentos urbanos, implantação de infraestrutura (estradas, portos, indústrias etc.), manejo de recursos hídricos (superficiais e subterrâneos), definição de áreas de risco, entendimento sobre a elaboração de cartas geotécnicas auxiliando nas previsões das respostas da zona costeira frente às mudanças do nível relativo do mar e aplicações na modelagem geológica, inclusive, de campos produtores de óleo e gás.

A configuração que um dado ambiente costeiro assume é o resultado da atuação conjunta dos ventos, circulação de correntes marinhas, regime de ondas e limites máximo e mínimo das marés, pelo menos. As ações desses agentes imprimem registros temporais cujo reconhecimento feito através de aspectos morfológicos e sedimentológicos são fundamentais para entender e promover a reconstrução destes ambientes (Pereira et al. 2003).

Desta forma foram escolhidas três áreas de estudo com a finalidade de comparação e evolução destes complexos ambientes eólicos costeiros distintos no estado do Ceará tanto no litoral Leste quanto no litoral Oeste.

O número de trabalhos publicados com o uso do Radar de penetração no solo em ambientes eólicos vem crescendo recentemente como Ludwig et al., (2017) usou o GPR para identificar as variações sazonais do vento em Łeba(Polônia) através das diferenças de amplitudes no sinal devido à concentração de minerais pesados. Neal et al., (2001) utilizando-o para investigar a relação entre o desenvolvimento geomorfológico de um *blowout* e sua estrutura interna em Meois na costa de Sefton, noroeste da Inglaterra onde os pesquisadores observaram que *pré-blowouts* contribuem para uma complexa

deposição dos sedimentos sobrepostos nas porções do lobo deposicional. Já González-Villanueva et al., (2011) também aplicou o radar em blowout associando a evolução multitemporal com fotografias aéreas com levantamentos 2D/3D no noroeste da Espanha. Rowe & Bristow (2015) aplicaram seus estudos em eolianitos nas Bermudas.

No Nordeste do Brasil se destacam estudos realizados por Oliveira Jr & Medeiros (2008) aplicando a influencia de minerais pesados e teor de água em Dunas no estado do Rio Grande do Norte e sobre a evolução de uma duna barcana em Caiçara do Norte (Oliveira Jr et al.,2007). Também no Rio Grande do Norte Moura et al, (2005) realizaram levantamentos em sistema blowout classificando os refletores por ordens hierárquicas. No estado do Ceará Castro et al., (2004) realizaram um estudo da morfogênese dos eolianitos em Uruoca com base na assinatura do radar. Na zona costeira de Fortaleza realizou-se um ensaio com diversas antenas para o conhecimento das estruturas internas (Castelo Branco et al.,2011).

O presente trabalho visa aplicar técnicas de visualização e interpretação sísmica em radargramas em diferentes ambientes costeiros do Ceará em áreas não antes estudadas com o uso do GPR (Jericoacoara e Porto das Dunas- Aquiraz) e pouco estudadas (Bairro Dunas), fato inédito no Estado.

### **1.1 Objetivos Gerais e Específicos**

O principal objetivo desta pesquisa consiste em aprofundar o estudo sobre o imageamento de estruturas internas em dunas eólicas e propor um modelo para a evolução destes depósitos do litoral cearense, fato este inédito para o Estado. Dentre as áreas escolhidas estão o campo de dunas barcanas de Jericoacoara, os *blowouts* do Porto das Dunas – Aquiraz e o bairro Dunas em Fortaleza, caracterizando diferentes formas de depósito.

Outros objetivos como a análise multitemporal da migração de uma duna barcana desde 1958 até o presente, além do estudo dos ângulos de mergulho dos seus respectivos estratos internos (*foresets*) e variação da forma como influência morfológica. Como grande contribuição são abordadas técnicas de visualização tridimensional em todas as áreas estudadas, classificação das estruturas eólicas, evolução, determinação das radarfácies destas estruturas, do nível freático e o reconhecimento de registros erosivos e deposicionais.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

O presente capítulo mostrará a localização e acesso em cada área de estudo: Jericoacoara - Jijoca, Bairro Dunas – Fortaleza, Porto das Dunas – Aquiraz, desde a geologia regional bem como as unidades sedimentares.

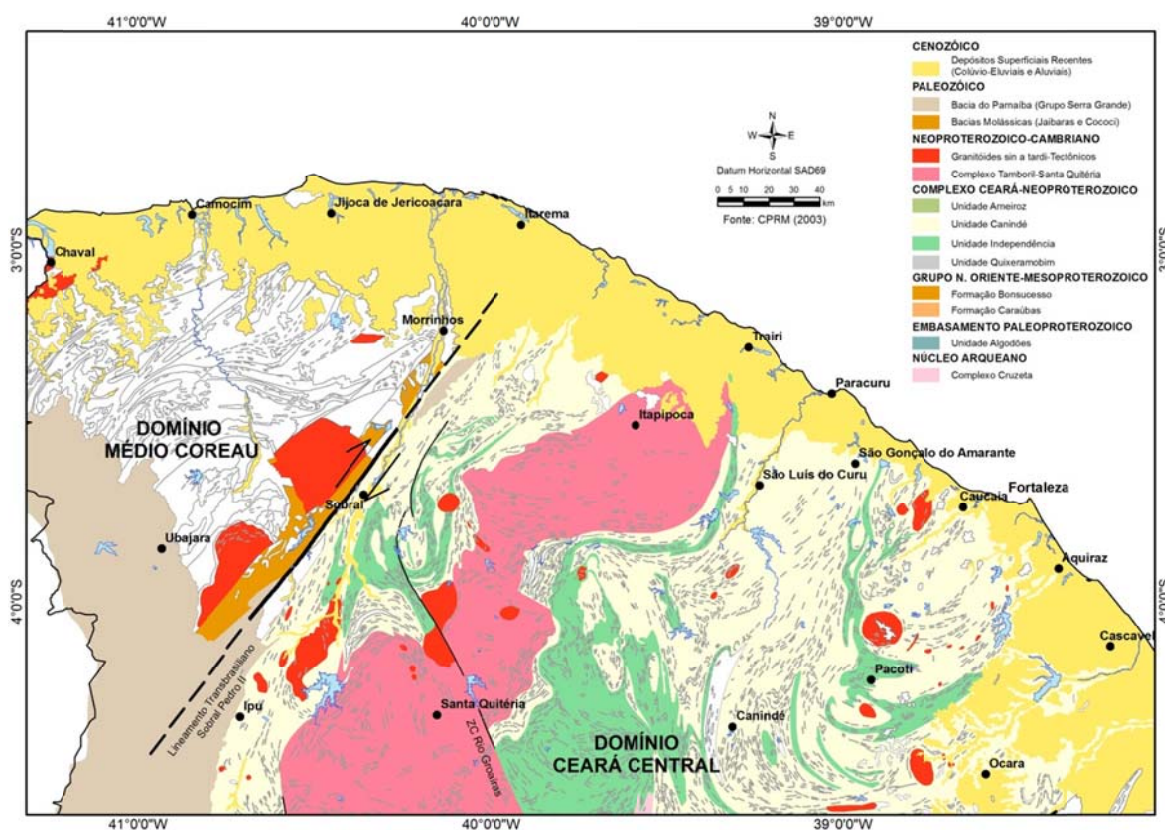
### 2.1 Aspectos Geológicos

Em aspecto regional a área estudada localiza-se na Província Borborema, Nordeste Brasileiro, mais precisamente no Estado do Ceará na Sub Província Setentrional (Domínio Médio Coreaú e Domínio Ceará Central). O Domínio Médio Coreaú (DMC) localiza-se a noroeste da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, componente do Lineamento Transbrasiliano-Kandi, uma megaestrutura de direção NE-SW, caráter transcorrente dextral de idade neoproterozóica que o separa do Domínio Ceará Central. É composto por ortognaisses e migmatitos (Complexo Granja), rochas vulcano-sedimentares (Unidade Saquinho), rochas Neoproterozóicas (Grupos Martinópole e Ubajara), e granitóides pós colisionais Cval e Tucunduva (590 Ma); Meruoca e Mucambo (530 Ma) (Santos et al., 2009). Próximo a umas das áreas investigadas (Jericoacoara) são identificados quartizitos puros e micáceos, compactos e laminados da Formação São Joaquim.

O Domínio Ceará Central (DCC) é a unidade mais extensa da Sub Província com seus limites a noroeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II e a sudeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (Brito Neves et al., 2000). O Domínio pode ser dividido principalmente em Núcleo Arqueano, Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico, Supracrustais Proterozóicas Indivisa ao Neoproterozóico, Complexo Tamboril-Santa Quitéria e Granotóides Neoproterozóico ao Cambriano (Figura 1).

A pesquisa concentra-se em depósitos eólicos da zona costeira onde foram selecionadas diferentes áreas distribuídas ao longo do litoral cearense (litoral oeste e leste). A faixa litorânea do estado possui uma extensão de aproximadamente 573 km apresentando direções principais em ESE e NW onde passam a ser interrompidas por algumas pontas, como a ponta do Mucuripe. As feições são compostas principalmente de praias arenosas, estuários, falésias, tabuleiros e dunas (Campos et al., 2003).

Figura 1 - Mapa Geológico da porção norte/noroeste do Estado do Ceará destacando os Domínios Médio Coreau e Ceará Central com suas principais unidades litoestruturais.



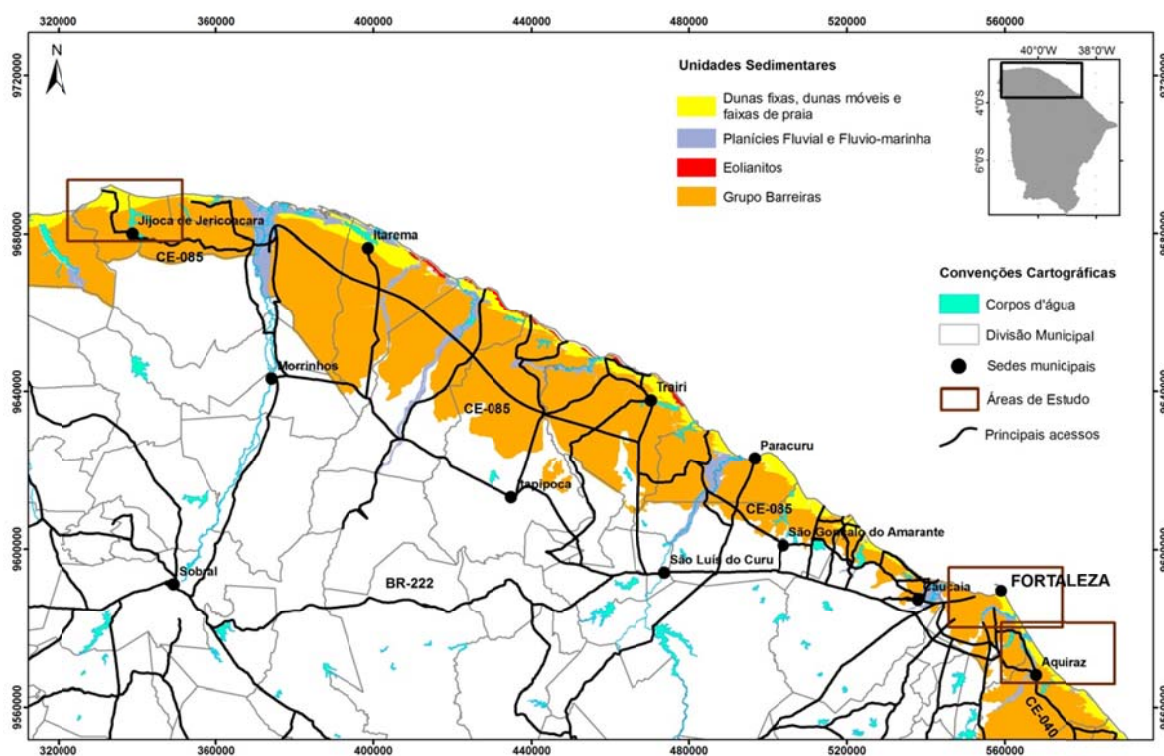
Foram selecionadas três áreas sendo duas que se localizam na faixa de direção NW (Bairro Dunas-Fortaleza e Porto das Dunas-Aquiraz) e uma na direção ESE (Jericoacoara), figura 2. O Bairro Dunas em Fortaleza e o Porto das Dunas na região metropolitana localizam-se no setor leste do litoral, numa zona costeira que é representada por um empilhamento estratigráfico no qual compreende dois domínios geológicos, uma unidade basal vulcânica representado pelo Morro Caruru (neck vulcânico de idade terciária similar a Fernando de Noronha e o Morro do Ancurí) e pela Formação Barreiras (Tércio-Quaternário); e planície costeira que compreende depósitos aluviais, litorâneos (arenitos de praia), fluvio-lacustres, paludial (sedimentos finos, ricos em matéria orgânica, em áreas de baixa altitude em regiões de manguezais- estuário do Rio Cocó e Pacotí), marinho praiar e eólicos.

Na área de estudo localizada na porção mais oeste em Jericoacoara o contexto geológico é composto por quartzitos e itabiritos do Neoproterozóico – Formação São Joaquim, brecha (Cambriano); e Tabuleiro pré-litorâneo – Formação Barreiras, lateritas, depósitos eólicos bem selecionados (paleodunas), depósitos eólicos litorâneos (planície de

deflação), depósitos areno-argilosos inconsolidados (planície de maré), depósitos flúvio-marinhos e depósitos eólicos inconsolidados (dunas móveis) todos do Quaternário.

O acesso ao Bairro Dunas é feito pela Avenida Santos Dumont e Rua Ribamar Lobo, já para o Porto das Dunas o acesso é realizado via Avenida Maestro Lisboa. Para Jijoca de Jericoacoara o acesso é realizado pela rodovia estadual CE-085, além de 15 km de acesso por dunas para se chegar à vila de Jericoacoara. As principais unidades sedimentares e vias de acesso para as respectivas áreas de estudo estão em detalhe na figura 2, com ênfase a zona costeira.

Figura 2 - Principais unidades sedimentares que compõem a região costeira do Estado do Ceará e vias de acesso para as respectivas áreas de estudo.



### 3 DEPOSITOS EÓLICOS COSTEIROS

Depósitos eólicos cobrem cerca de 6% da superfície terrestre dos quais aproximadamente 97% ocorre em grandes zonas de mares de areia (*sandseas*). Em média, cerca de 20% das zonas áridas do mundo são cobertos por estes sedimentos, embora a proporção varie de tão pouco como 2% na América do Norte para mais de 30% na Austrália e mais de 45% na Ásia Central (Mabbutt 1977, Lancaster & Hallward 1984).

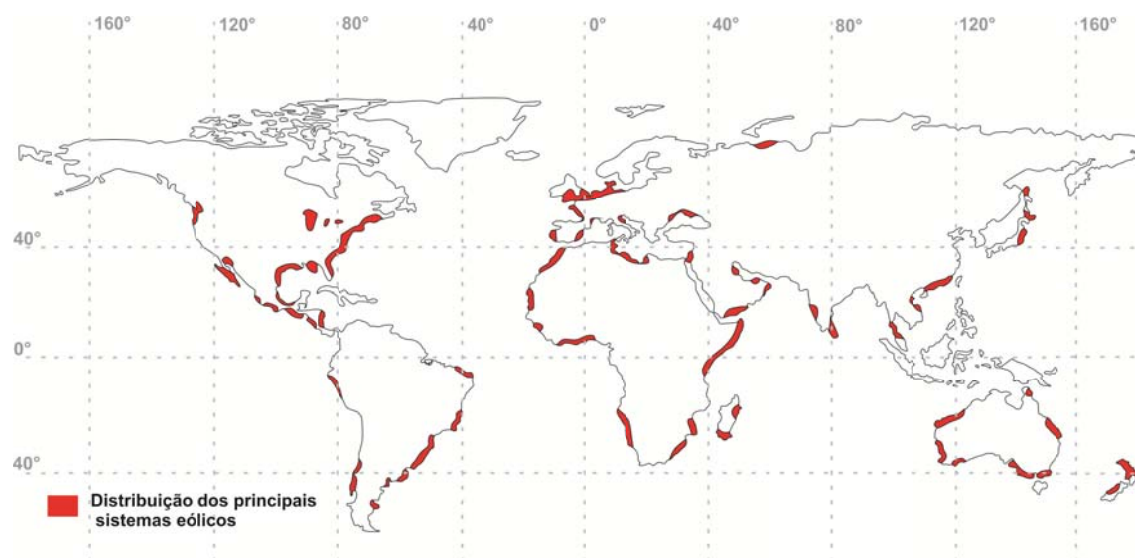
O termo mar de areia (*sandsea*) transmite uma impressão geral de uma grande área coberta desse sedimento, mas uma distinção entre mares de areia, campos de dunas, lençóis de areia nem sempre tenha sido feita. O termo *erg* é usado para descrever uma área onde 20% desta é composta por uma cobertura de sedimentos eólicos e grande o suficiente para conter Draas que consiste de um termo norte africano para um grande montante de areia (Wilson, 1973). *Erg* é um termo árabe usado por nativos do noroeste do Saara para descrever qualquer área coberta por sedimentos eólicos, mas na prática a maioria dos sedimentólogos e geomorfólogos consideram que ergs ou mares de areia devem cobrir uma área mínima de 125 km<sup>2</sup> (Fryberger & Ahlbrandt 1979, Thomas, 1989b). Áreas menores são definidas como campos de dunas ou se não conter feições de dunas significativas, lençóis de areia (*sandsheets*).

Os sistemas eólicos costeiros, apesar de serem formados por campos de dunas menores, podem constituir feições ubíquas ao longo de centenas de quilômetros da orla costeira. A figura 3 mostra a distribuição mundial das principais áreas costeiras com sedimentação eólica arenosa.

Com base em medidas de campo e fotografias aéreas, Wilson (1972a) reconheceu uma hierarquia desses depósitos consistindo de quatro componentes: dois tipos de ondulações ou *ripples* (aerodinâmico ou de impacto), dunas e draas como mostrado na tabela 1, onde sugeriu que a diferença entre as três maiores ordens hierárquicas são atribuídas à diferentes escalas de instabilidade aerodinâmicas e também entre a granulometria, entretanto essa hipótese não se sustentou.



Figura 3 - Distribuição mundial das principais áreas costeiras com sedimentação eólica arenosa (Modificado de Carter et al., 1990).



Wasson & Hyde (1983a) mostraram que draas não podem sempre se distinguirem de dunas pela granulometria. Havholm & Kocurek (1988) propuseram que draas são quaisquer forma eólica puramente morfológica com superposição de dunas menores.

Tabela 1 - Hierarquia de Wilson de acordo com ordem eólica (Adaptado de Wilson, 1972a).

ORDE M	NOME	COMPRIMENT O DE ONDA (m)	ALTURA (m)	ORIGEM
1	draas	300 - 5500	20 - 450	Instabilidade aerodinâmica
2	dunas	3 - 600	0.1 - 100	Instabilidade aerodinâmica
3	Ondulações ( <i>ripples</i> ) aerodinâmicas	0.015 - 0.25	0.002 - 0.05	Instabilidade aerodinâmica
4	Ondulações ( <i>ripples</i> ) de impacto	0.05 - 2	0.0005 - 0.1	Mecanismo de impacto

Há três requisitos básicos para a formação de grandes mares de areia e campos de dunas: i) grande aporte sedimentar (areia); ii) Energia eólica suficiente para transportar e retrabalhar o sedimento *in situ*; e iii) condições climáticas e topográficas adequadas mantidas por um longo período que permitem a deposição de uma grande espessura sedimentar.

A seguir serão descritos os processos mecânicos para a formação destes campos tais como os modos de transportes destes sedimentos eólicos, bem como os tipos de dunas formadas, dando evidência as que foram estudadas na presente pesquisa e suas formas e estratigrafia interna.

### **3.1 Transportes de sedimentos eólicos**

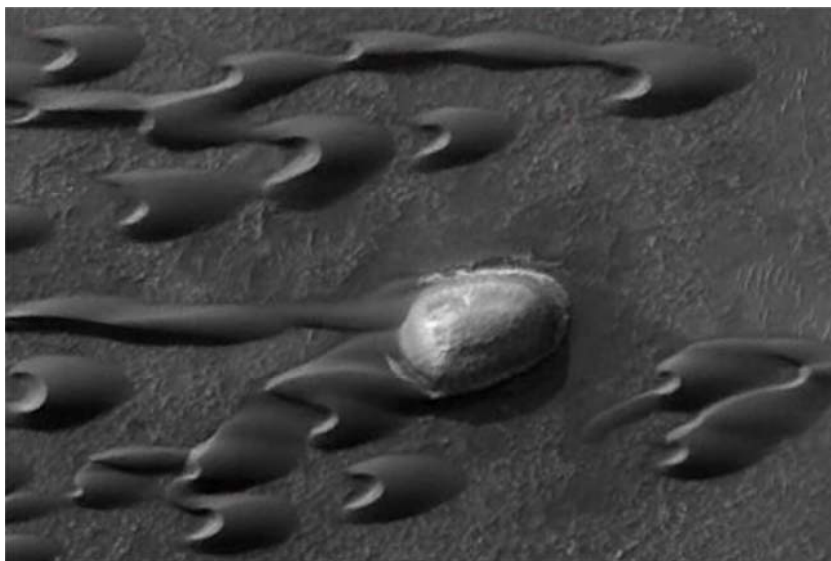
Processos eólicos envolvem arrasto, transporte e deposição de sedimentos pelo vento, sendo processos geológicos/geomorfológicos importantes que ocorrem em regiões áridas/semiáridas. Estes envolvem interações complexas entre o vento e a superfície do solo, tais como textura, grau de coesão entre os grãos, vegetação, entre outros, bem como a dinâmica do fluxo de ar sobre o solo.

O sistema de transporte eólico pode ser dividido em duas classes baseadas no tamanho do grão como: (i) material de granulometria areia ( $> 50 \mu\text{m}$ ) e (ii) partículas de granulometria silte-argila ( $< 50 \mu\text{m}$ ), onde existem grandes diferenças no comportamento destes dois tipos de sedimentos.

Importantes avanços têm sido feitos para a compreensão dos processos de transporte eólico, tendo como o maior precursor R. A. Bagnold, e recentemente pesquisadores observaram esses fluxos sedimentares em outros planetas do sistema solar, especialmente em Marte como mostrado na figura 4 os extensos campos de dunas barcanas.

No passado o estudo para esses processos eram restritos à geocientistas em universidades, mas ao longo das duas últimas décadas com os recentes avanços tecnológicos passaram a ser investigados por uma gama de profissionais em áreas multidisciplinares por uma combinação de experimentos altamente controlados em túneis de vento em associação com modelagem numérica.

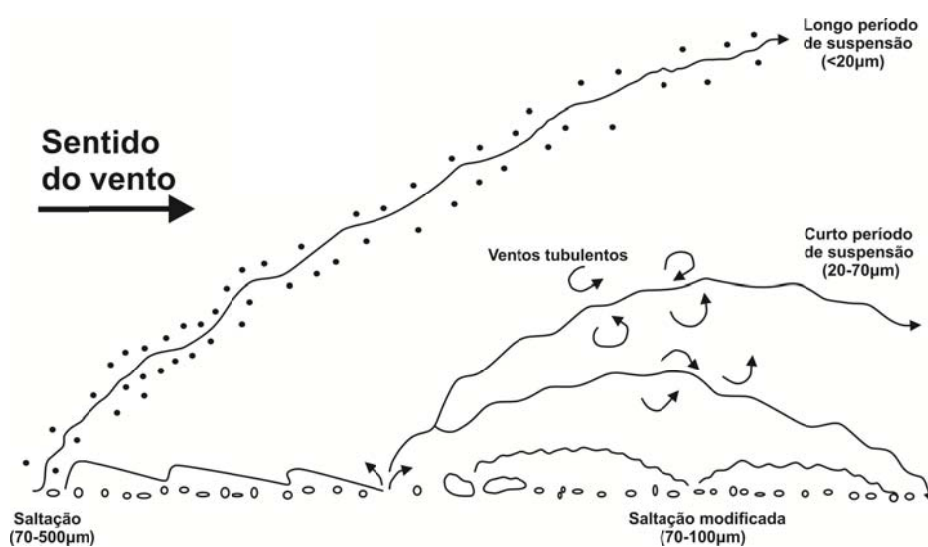
Figura 4 - Campos de dunas barcanas em Marte (Malin et al., 1998).



### 3.2 Modos de transporte

Existe uma variedade de modos de transporte eólico, cada um dependendo principalmente do tamanho do grão a serem afetados pelo vento. A partir de observações de campo e simulações em túnel de vento, Bargnold (1941) foi o pioneiro a classificar o movimento dessas partículas em três categorias: suspensão, saltação e arrasto como mostrado sistematicamente na figura 5.

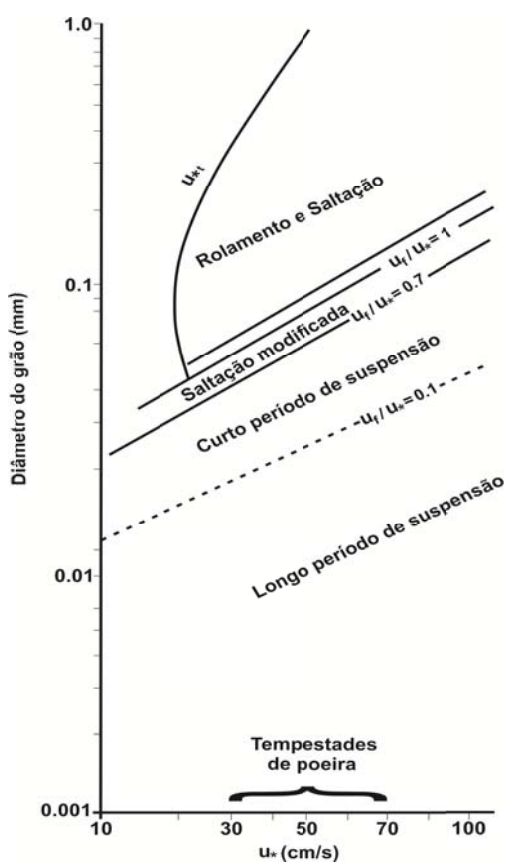
Figura 5 - Modos de Transporte eólicos (adaptado de Pye, 1987).



A suspensão refere-se ao movimento das partículas leves por longas distâncias, em que por definição, a velocidade terminal  $u_f$  dessas partículas em um fluxo de ar é relativamente pequena em relação à velocidade com que parcelas de ar são dispersas verticalmente por turbulência, o que pode ser representado pela velocidade de fricção  $u_*$ , pelo fato da velocidade deste fluxo variar com a altura. Para uma partícula muito pequena permanecer em suspensão durante longos períodos e serem transportadas a longas distancias, é necessário que a razão  $u_f/u_*$  seja menor que 0.1 (Hunt & Nalpanis, 1985). Longos períodos de suspensão refere-se a eventos que podem durar vários dias, no qual a partícula pode viajar por milhares de quilômetros da área fonte em que essas partículas têm um limite em torno de 20  $\mu\text{m}$  (Figura 6).

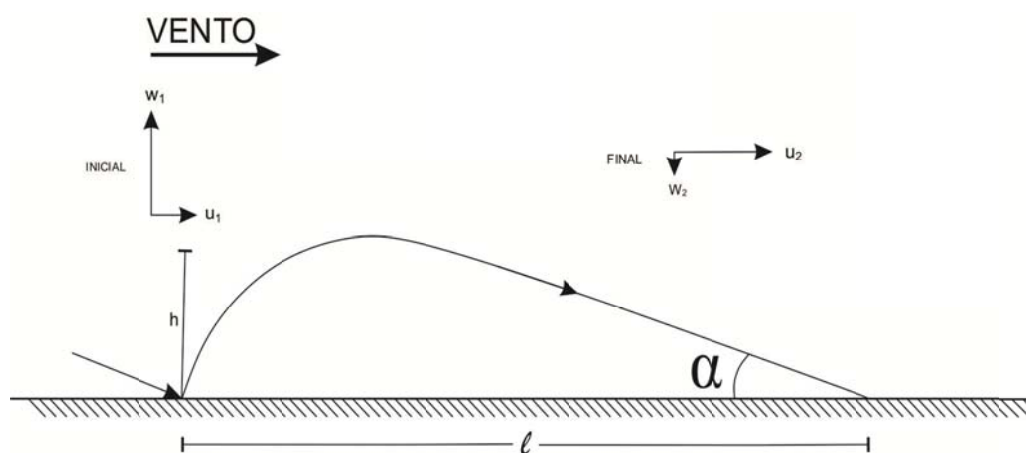
Partículas coesas em que o diâmetro varia de 20 a 70  $\mu\text{m}$  permanecem curtos períodos em suspensão, em torno de minutos a horas e podem ser transportadas a poucos metros a alguns quilômetros ( $0.1 < u_f/u_* < 0.7$ ).

Figura 6 - Modos de transportes para esperas de quartzo de diferentes diâmetros em diferentes velocidades de fricção (Adaptado de Tsoar & Pye, 1987).



As partículas maiores (aproximadamente de 70 a 500  $\mu\text{m}$ ) realizam saltação pela superfície do terreno realizando trajetórias parabólicas similares ao lançamento de projéteis (Figura 7).

Figura 7 - Caminho característico de um grão em saltação, onde  $h$  e  $l$  são a altura máxima e o comprimento do salto respectivamente,  $\alpha$  é o ângulo de impacto,  $w_1$  e  $w_2$  são as velocidades verticais iniciais e finais e  $u_1$  e  $u_2$  são as velocidades horizontais iniciais e finais do grão (adaptado de Bagnold, 1937b).



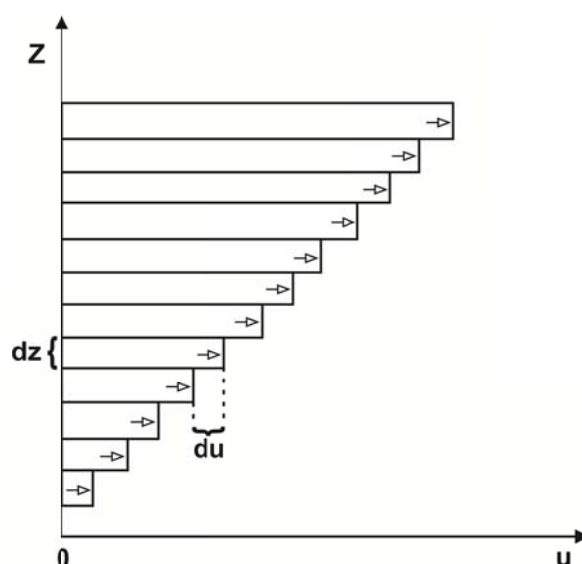
Para um caso ideal, assumindo que a velocidade de decolagem do grão é da mesma ordem da velocidade de fricção ( $u_*$ ), a altura  $h$  deve ser aproximadamente  $0.81u_*^2/g$  e a distância  $l$  de  $10.3u_*^2$  (Owen, 1964). Tais partículas tem uma grande probabilidade de saltarem novamente devido atingir uma altura em que a aceleração do vento possa agir, desse modo o transporte é denominado de saltação onde consiste de 95% do transporte de massa em sistemas eólicos.

A saltação refere-se a trajetórias suaves que ocorrem quando a componente vertical da velocidade turbulenta do vento não tem nenhum efeito significativo sobre a trajetória da partícula. Não é nítida uma distinção entre a transição saltação/suspensão, existe na verdade um estado transicional denominado saltação modificada em que é caracterizada por trajetórias semialeatórias (Hunt & Nalpanis, 1985). O impacto das partículas com a superfície na saltação causa pouco movimento das partículas adjacentes, já o arrasto ou rolamento do grão ocorrem em partículas geralmente maiores que 500  $\mu\text{m}$  de diâmetro sem perder o contato com a superfície.

### 3.2.1 Perfil de velocidade do vento

Um fluido é definido como uma substância que não pode manter sua tensão de cisalhamento e a viscosidade é uma propriedade interna que indica o quanto é resistivo a essa tensão, sendo esta a interação entre suas camadas adjacentes e sua coesão molecular. Considerando um fluxo de ar ( $u$ ) paralelo a uma superfície lisa, cada parcela de ar ( $du$ ) vai variar em relação à altura ( $z$ ) como pequenas camadas ( $dz$ ) devido ao atrito molecular em relação à superfície (Figura 8). A pressão requerida para superar a viscosidade e manter o fluxo entre essas camadas uma em relação às outras é conhecida como tensão de cisalhamento laminar ( $\tau$ ).

Figura 8 - Deformação do fluxo laminar da em relação à superfície devida a viscosidade.



A Equação 1 mostra  $\tau$  em relação à duas camadas adjacentes sendo que  $\mu$  é a viscosidade dinâmica do ar:

$$\tau_1 = \mu \left( \frac{du}{dz} \right) \quad (\text{Eq. 1})$$

A viscosidade dinâmica é um parâmetro físico que aumenta com a temperatura e é independente da velocidade do fluxo, dividindo-o pela densidade ( $\rho$ ) chega-se a viscosidade cinemática ( $\nu$ ). Tais fluidos são conhecidos como fluidos newtonianos e que a

relação da força inercial e a viscosidade fornece um parâmetro importante adimensional conhecido como número de Reynolds em (Equação 2):

$$Re = \left(\frac{\rho u^2}{L}\right) / \left(\frac{\mu u}{L^2}\right) = \frac{\rho u L}{\mu} = \frac{Lu}{\nu} \quad (\text{Eq. 2})$$

onde  $L$  é a distância de investigação do fluxo.

Quando o número de Reynolds é pequeno, implica que os efeitos de viscosidade são dominantes, onde se tem um fluxo laminar na camada limite atmosférica, já quando o valor é maior, predominam os efeitos inerciais, no qual a estrutura laminar estratificada é deformada e destruída com movimentos aleatórios em todas as direções, ou seja, movimentos turbulentos. Esse fluxo turbulento pode ser descrito como um conjunto de vórtices de tamanho variável (van Boxel et al., 2004).

Na maioria das superfícies o fluxo de ar é turbulento e consiste em turbilhões de tamanhos, velocidades e direções diferentes.

Dado um ponto acima da superfície de um fluxo turbulento, o vento pode ser descrito como um sistema de coordenadas cartesianas nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$  em dado instante de tempo, em que  $x$  é na direção da média do fluxo de ar,  $y$  e  $z$  não em direções perpendiculares no plano horizontal e vertical respectivamente e com velocidades  $u$ ,  $v$  e  $w$ . As equações 3 descrevem as médias das velocidades são definidas como  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  e  $\bar{w}$  para um dado espaço de tempo e  $u'$ ,  $v'$  e  $w'$  são as velocidades de flutuação em que representam a turbulência nas respectivas direções (Sutton, 1934).

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' \\ v &= \bar{v} + v' \\ w &= \bar{w} + w' \end{aligned} \quad (\text{Eq. 3})$$

O atrito friccional da viscosidade resultará um atraso na velocidade horizontal próxima à superfície dando origem a uma mudança log-linear na velocidade do vento em relação à altura. Essa porção de perfil de vento define uma camada limite atmosférica inferior ( $z_0$ ), em que para uma superfície composta por partículas menores ( $< 80 \mu m$ ) seria praticamente lisa ( $Re \leq 5$ ), uma camada menor que um milímetro de espessura.

Para uma situação com maior rugosidade do solo ( $Re \geq 70$ ), essa camada limite seria mais espessa (Middleton & Southard, 1978).

Em condição atmosférica estável, o perfil de velocidade acima da camada limite é caracterizada pela equação de Prandtl-von Karman (Equação 4), também conhecida como “Lei da parede” (*Law of the wall*):

$$u/u_* = 1/k \ln(z/z_0) \quad (\text{Eq. 4})$$

onde  $u$  é a velocidade na altura  $z$ ,  $z_0$  é a espessura da camada limite,  $u_*$  é a velocidade de fricção e  $k$  é a constante de Karman ( $\approx 0.4$ ).

Quando a superfície é coberta por vegetação alta ou alta densidade de outros grandes elementos de rugosidade, o perfil de vento é deslocado para cima a partir da superfície para um novo plano de referencia devido à altura, densidade e porosidade dos elementos (Oke, 1978), sendo este deslocamento denominado de altura de deslocamento plano zero ( $d$ ) e a equação 5 é reescrita como:

$$u/u_* = 1/k \ln[(z - d)/z_0] \quad (\text{Eq. 5})$$

### 3.2.2 Avalanches de areia em face de deslizamento de dunas (*Slip Faces*)

Na maioria dos campos de dunas o transporte de areia também ocorre por deslizamento na face de sotavento. A força tangencial ( $\vec{F}$ ) agindo no grão em inclinação depende do ângulo de mergulho ( $\theta$ ) e o peso ( $\vec{W}$ ) do grão (Equação 6).

$$\vec{F} = \vec{W} \sin \theta \quad (\text{Eq. 6})$$

Esta força se opõe a força de atrito intergranular. A força de atrito estático ( $\vec{F}_s$ ) é proporcional à pressão do grão na superfície ( $\vec{N}$ ) (Equação 7).

$$\vec{F}_s = \vec{N} f_s \quad (\text{Eq. 7})$$



onde  $f_s$  é o coeficiente de atrito estático para o grão em repouso, no qual quando o deslizamento ocorre, a força tangencial ( $\vec{F}$ ) excede a força de atrito estático ( $\vec{F}_s$ ).

Quando os grãos estão na iminência do deslizamento a magnitude da força tangencial se dar-se por (Equação 8):

$$\vec{F} = \tan\theta_s \vec{N} = \vec{F}_s \quad (\text{Eq. 8})$$

De acordo com as equações 7 e 8 a tangente do ângulo na iminência do deslizamento ( $\theta_s$ ) é igual ao coeficiente de atrito estático (Equação 9)

$$f_s = \tan\theta_s \quad (\text{Eq. 9})$$

Logo que o deslizamento se inicia a força de atrito assume um valor característico conhecido como força de atrito cinético (Equação 10):

$$F_K = f_K \vec{N} \quad (\text{Eq. 10})$$

onde  $f_K$  é o coeficiente de atrito cinético.

A força tangencial para iniciar o movimento é maior do à força necessária para se manter o movimento (Rabinowicz, 1965), ou seja,  $f_s > f_K$ , sendo (Equação 11):

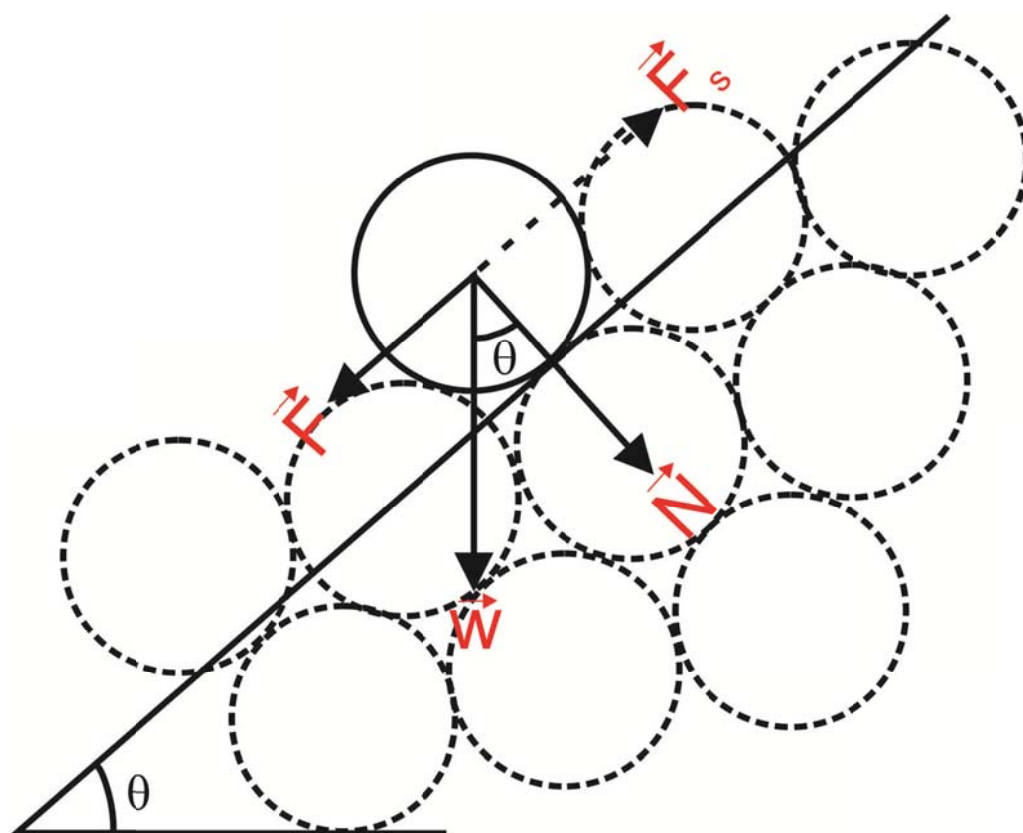
$$f_K = \tan\theta_K \quad (\text{Eq. 11})$$

onde  $\theta_K$  é o ângulo de resposta, no qual representa a condição de equilíbrio entre o atrito cinético e a força peso na relação entre os grãos (Van Burkalow, 1945).

O ângulo de resposta é menor do que o ângulo de fricção interna e representa a condição em que cessa o deslizamento sendo que mergulhos que preservam o ângulo de resposta (*Slip faces*) sempre são na face de sotavento. Experimentos realizados em laboratório demonstraram de o ângulo de resposta para areia variando em granulometria de fina à média são em torno de 30,5° a 35,45° (Jenkin, 1933), mas o que se observa

tipicamente este varia em torno de  $32^\circ$  a  $34^\circ$  (Allen, 1970). Estes ângulos normalmente se mantêm em ambientes onde a areia da superfície é geralmente seca, mas em dunas costeiras as faces de deslizamento podem ter ângulos ligeiramente mais acentuados devido ao efeito da umidade e sal (figura 9).

Figura 9 - Forças que atuam sobre os grãos formando um ângulo  $\theta$  em relação à horizontal.  $\vec{F}$  representa a força tangencial,  $\vec{F}_s$  é a força de atrito estático,  $\vec{W}$  é o peso do grão e  $\vec{N}$  a normal.



### 3.3 Razão de transporte

Existem três modos distintos de transporte eólico que dependem principalmente do tamanho do grão, em que partículas muito pequenas são transportadas em suspensão e se mantêm no ar por distâncias relativamente longas por vórtices turbulentos no vento, enquanto que partículas maiores movem-se por saltação e que o impacto desta ocasionam movimentos de curta distancia por arrasto. Grãos com diâmetros

maiores que  $500\mu\text{m}$  ou menos expostos são empurrados ou sofrem rolamento pelo impacto da saltação.

Em comparação com simulações numéricas, existe uma série de equações de transporte de massa para o estado da saltação que são amplamente aplicados (Tabela 2), e que todos os modelos compartilham de uma estrutura comum, em que a magnitude do coeficiente de transporte ( $q$ ) é determinada em função principalmente pelo cubo da velocidade de fricção ( $u_*$ ).

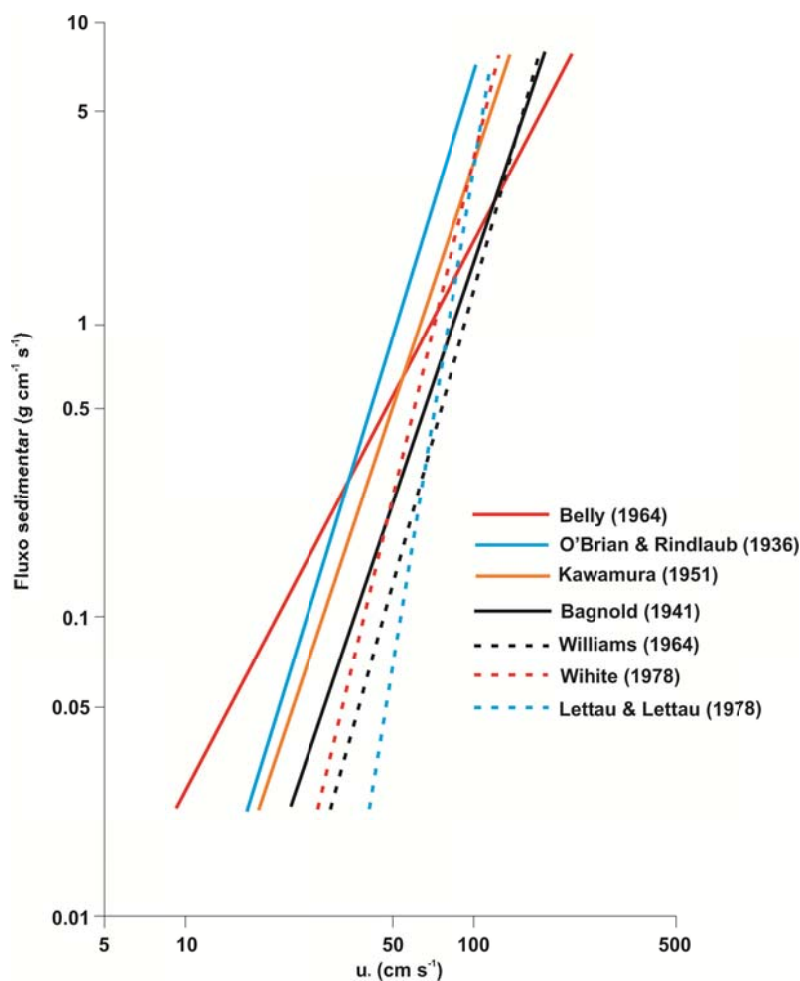
Os primeiros modelos desenvolvidos por Bagnold (1941) e Zingg (1953) sugeriram como diâmetro médio da areia de uma duna  $250\mu\text{m}$  e velocidade de fricção constante. Modelos posteriores utilizam o efeito da textura do terreno incluindo a velocidade de atrito laminar ( $u_{*t}$ ) (Owen (1964); Lettau & Lettau (1978); Kawamura (1964); White (1979); Sørensen (1988)). Cada equação de transporte contém pelo menos um parâmetro que deve ser determinado empiricamente que englobam diversos fatores como coesão entre grãos, turbulência e empacotamento.

Entende-se que o desempenho destas equações de transporte é altamente variável e depende de ajustes, mesmo quando comparado para condições idênticas, às diferenças entre os resultados dos modelos são muito distintas (Figura 10). A falta de convergência entre os resultados é devida a saltação ser um processo estocástico.

Tabela 2 - Expressões para taxa de transporte de massa.

Autor	Razão adimensional: $\frac{qg}{\rho u_*^3} =$
Bagnold (1941)	$C \sqrt{\frac{d}{D}}$ <p>onde :</p> <p>C= 1.5 para areia uniforme  1.8 para areia naturalmente classificada  2.8 para areia mal classificada  3.5 para superfície de cascalho</p>
Zingg (1953)	$C^{3/4} \sqrt{\frac{d}{D}}, C = 0.83$
Owen (1964)	$\left(0.25 + 0.33 \frac{u_{*t}}{u_*} \cdot \frac{U_F}{u_{*t}}\right) \left(1 - \left\{\frac{u_{*t}}{u_*}\right\}^2\right)$
Lettau & Lettau ( 1978)	$C \left(1 - \left\{\frac{u_{*t}}{u_*}\right\}\right), C = 4.2$
Kawamura (1951); White (1979);	$C \left(1 + \frac{u_{*t}}{u_*}\right)^2 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right)$ <p>onde C= 2.78 (Kawamura)  C= 2.61 (White)</p>
Sørensen (1988)	$\left(1 - \left\{\frac{u_*}{u_{*t}}\right\}^{-2}\right) \left(\alpha + \beta \left\{\frac{u_*}{u_{*t}}\right\}^{-2}\right) + \gamma \left\{\frac{u_*}{u_{*t}}\right\}^{-1}$ <p>Onde <math>\alpha</math>, <math>\beta</math> e <math>\gamma</math> dependem do tamanho e forma do grão.</p>

Figura 10 - Comparação entre as equações de fluxo de sedimentos para o tamanho do grão de 0.25 mm.



As equações de transporte descritas são para uma condição de estabilidade de fluxo horizontal em que os pesquisadores tanto em campo quanto em túnel de vento reconhecem que o fenômeno de transporte é muito mais complexo tanto espacialmente quanto temporalmente.

### 3.4 Classificações de dunas e outras acumulações eólicas

Uma duna de areia pode ser definida simplesmente como uma colina ou crista de areia empilhada pelo vento. A variação máxima do comprimento de uma duna pode variar de menos de um metro a dezenas de quilômetros, enquanto sua altura varia de algumas dezenas de centímetros a mais de 150 metros. Grandes dunas podem ser superpostas por dunas menores (Draas ou Megadunas) e também podem ser ligadas entre

si formando cadeias ou redes dunares (Tsoar, 1982). Usualmente a distinção pode ser feita entre dunas simples, compostas e complexas (McKee 1979a).

Dunas simples consistem em formas individuais de dunas que são espacialmente separadas, as compostas consistem em duas ou mais dunas do mesmo tipo que se fundiram e as complexas consistem em dois ou mais diferentes tipos de dunas simples que se sobrepuseram uma à outra. Muitas tentativas foram feitas para classificar dunas baseadas em uma combinação de forma, número e orientação das faces de deslizamento (*Slip-faces*) com relação à direção predominante dos ventos ou a direção de fluxo de areia e a forma de mobilidade (Aufrère, 1931, 1933; Bryan, 1932; Melton, 1940; Hack, 1941; Smith, 1946, 1953, 1963; Kuhlman, 1960; Holm, 1968; Mainguet & Callot, 1974; McKee 1979b, 1983, McKee & Breed 1974, McKee *et al.* 1977, Breed & Grow 1979, Hunter *et al.* 1983, Mainguet 1983, 1984b, Wasson & Hyde 1983a).

Hunter *et al.* (1983) sugeriu que o termo duna longitudinal deve ser aplicado somente onde a orientação da linha de crista da duna varia em menos de  $15^\circ$  em relação a direção de transporte eólico, enquanto que nas dunas transversais essa variação é quase que normal à direção de propagação, variando de  $90^\circ$  a  $75^\circ$  e as oblíquas são intermediárias (Figura 11).

Figura 11 - Classificação morfodinâmica de dunas eólicas entre a linha de crista e o sentido de transporte eólico.



Na prática, é difícil classificar dunas por esse critério com precisão, devido aos dados de direção do vento, granulometria e direção de transporte em longo período nem sempre estão disponíveis nas áreas de estudo, pelo fato de dados disponíveis usando estações meteorológicas próximas, no qual podem variar significativamente devido alguns efeitos como topografia e circulações atmosféricas secundárias. Em muitos casos, não se consegue determinar por essa classificação qual o tipo de duna.

Em outra classificação (Figura 12) as dunas simples são divididas em três grupos básicos:

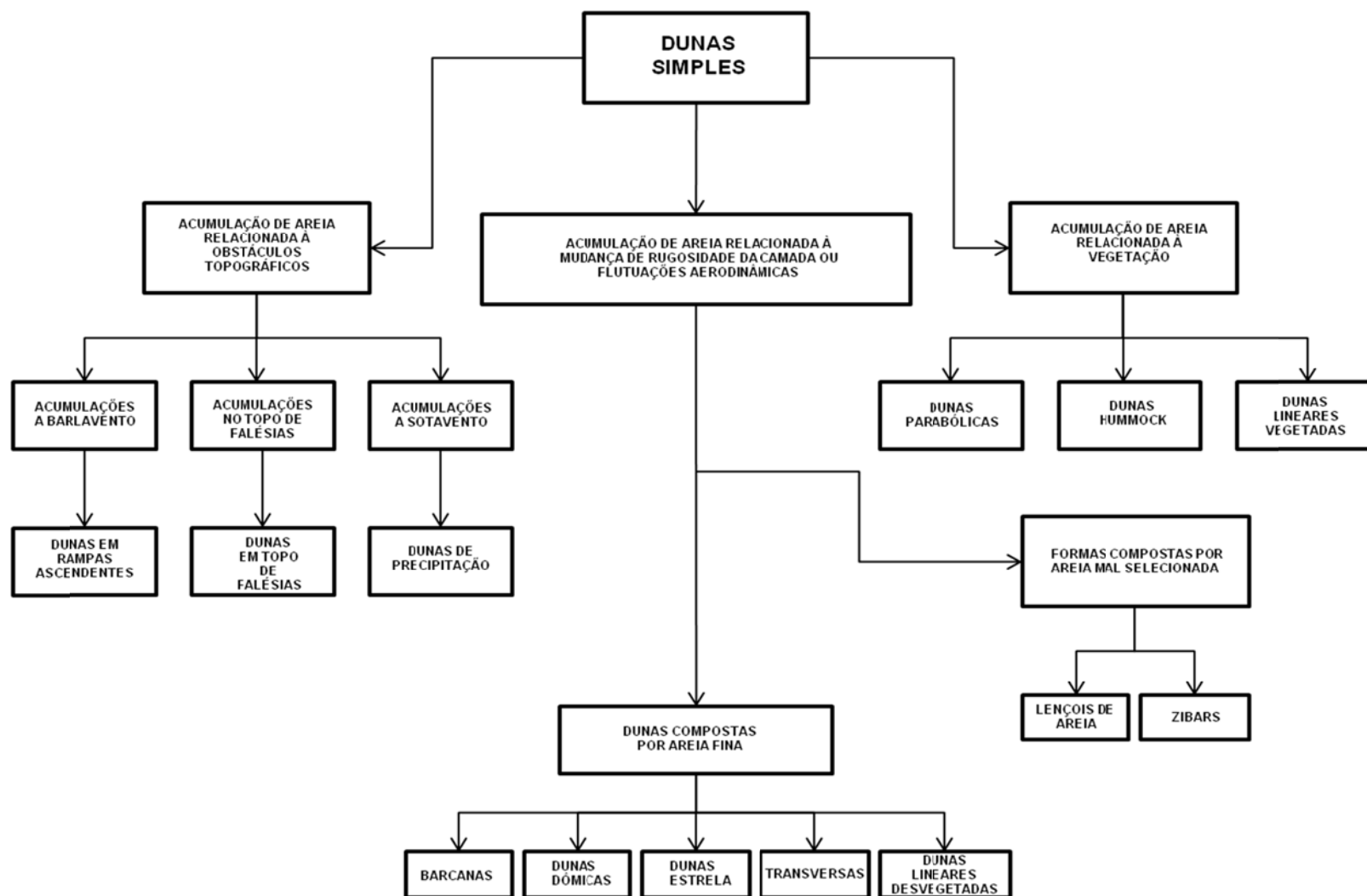
- (i) Desenvolvidas relativamente a obstáculos topográficos;
- (ii) Aquelas que podem ser consideradas de autigênicas e;
- (iii) Aquelas que seu desenvolvimento está fortemente ligado à presença de vegetação.

O primeiro grupo inclui dunas em topo de falésias, dunas em rampas ascendentes e dunas de precipitação. Dunas autigênicas (autoacumulativas) incluem barcanas, dunas dômicas, estrela, transversas e lineares desvegetadas. Já dunas relacionadas ao acúmulo de areia por vegetação incluem parabólicas, *hummock* e lineares vegetadas.

Dunas lineares (vegetadas e desvegetadas) são o tipo mais comum em regiões desérticas, seguido de dunas transversais. No entanto, existe uma variação considerável entre as diferentes regiões. Em regiões úmidas, nos campos dunas costeiras as mais comuns são *hummock* e parabólicas, já em regiões áridas e semiáridas as barcanas são dominantes (Inman et al. 1966; Pye, 1984; Illenberger, 1988).

Dunas barcanas e longitudinais ocorreriam em regiões de baixo aporte sedimentar sendo que as primeiras seriam formadas em regime de ventos menos variados que às últimas. Em dunas transversais e do tipo estrela ocorrem em regiões típicas de grande aporte sedimentar e com variações de média a alta no regime direcional dos ventos.

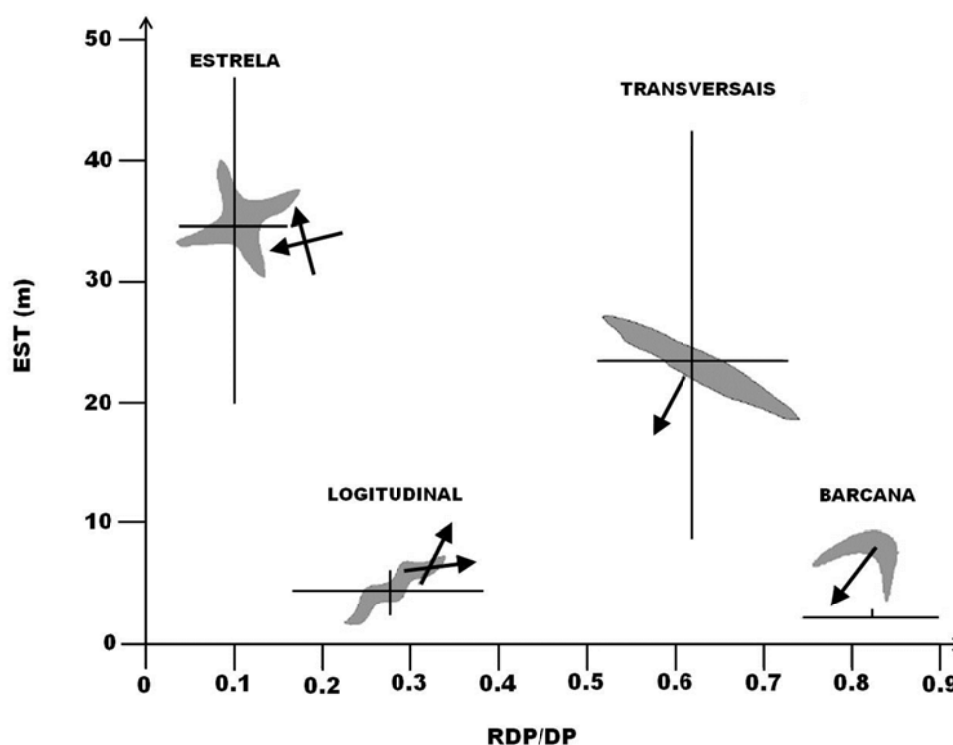
Figura 12 - Classificação de dunas simples (Modificado de Pye e Tsoar, 1990).





A Figura 13 mostra a diferenciação de dunas livres em relação a variabilidade do regime dos ventos e o aporte sedimentar em que quanto menor menor o valor da razão (RDP/DP), maior a variabilidade do regime dos ventos, onde DP é a deriva potencial (*drift potential*) e RDP é a magnitude do vetor resultante da deriva potencial (*resultant drift potential*), EST é a espessura equivalente de areia (*equivalente sand thickness*).

Figura 13 – Diferenciação de dunas livres em relação a variabilidade do regime dos ventos (RDP/DP) e o aporte sedimentar (EST) (Modificado de Wassonj & Hyde, 1983).



### 3.5 Dunas Barcanas

Dunas barcanas são crescentes e isoladas e seus flancos apontam sempre para a direção preferencial dos ventos (Figura 14), onde a inclinação da superfície de barlavento é tipicamente convexa com uma inclinação máxima em torno de 12° (doze graus) e sua superfície de sotavento (*slip-face*) em torno de 33°-34° (Pye e Tsoar, 1990). Pequenas barcanas tendem a ser mais planas do que barcanas maiores e com um ângulo de sotavento menor onde se formam rapidamente em praias ou em regiões que o sedimento é transportado num solo com uma maior rigidez (Hastenrath, 1987).

Em contrapartida, megabarcanas ocorrem em campos de dunas e podem persistir por centenas de anos (Simons, 1956; Norris, 1966). Pacotes de sedimentos arenosos migram em uma superfície rugosa desenvolvendo uma crescente forma plana mesmo antes de adquirirem uma altura suficiente para desenvolver uma face de deslizamento (*slip-face*), isso se dá pelo fato de que a areia é transportada mais rapidamente pelas laterais (flancos) que em relação ao centro do pacote de areia onde é trapeada.

Figura 14 - Campo de dunas barcanas de Jericoacoara.



A forma precisa da duna é determinada pelo aporte sedimentar, grau de saturação e regime dos ventos (Howard *et al.* 1978). Dunas barcanas podem migrar longas distâncias sem alterar sua forma e tamanho (Norris, 1966) caracterizando um sistema fechado, no entanto na maioria dos casos elas migram em um sistema aberto com equilíbrio dinâmico, em que a entrada de areia é igual às perdas para os flancos da duna onde as alterações nas condições do vento ou aporte sedimentar passam alterar o seu tamanho e/ou forma. De forma geral, ocorrem em áreas desvegetadas onde o aporte sedimentar é limitado e o regime preferencial dos ventos é unidirecional (Fryberger & Dean, 1979; Breed & Grow, 1979; Glennie, 1983b; Wasson & Hyde, 1983a).

Ventos em direções secundárias podem causar assimetria ocasionando alongações em um dos flancos. A migração de uma duna barcana está diretamente relacionada com a taxa de transporte de areia em sua crista e inversamente proporcional à sua altura (Beadnell, 1909, 1910; Rempel, 1936; Bagnold, 1941; Finkel, 1959; Long & Sharp, 1964; Hastenrath, 1978; Tsoar, 1974; Embabi, 1982; Hidore & Albokhair, 1982; Haff & Presti, 1984), como mostrado na equação 12:

$$c = \frac{q}{\gamma h} \quad (\text{Eq. 12})$$







onde  $c$  é a razão de avanço da duna,  $q$  é a taxa de transporte de areia,  $\gamma$  é a densidade de Bulk da areia e  $h$  é a altura da duna.

Taxas de migração em torno de 30 metros/ano ocorrem normalmente em dunas pequenas, já em barcanas maiores a taxa é em torno de 5 a 10 metros/ano (Lettau & Lettau, 1969).

### 3.6 Estruturas Internas de Depósitos Eólicos

Estruturas sedimentares encontradas em depósitos eólicos podem ser divididas em dois grupos principais: estruturas primárias e secundárias. As primárias refletem em processos responsáveis pelo transporte e deposição inicial de areia em que Hunter (1977a) reconheceu três subgrupos de processos para a formação dessas estruturas sendo, (a) deposição por fluxo de grãos, (b) deposição por queda de grãos e (c) deposição tracional em que os dois primeiros processos formam respectivamente estratificações cruzadas geradas por avalanches na face de sotavento e laminações originadas pelas sutis variações na velocidade do vento. Em processos de tração, ocorre o mecanismo de migração de marcas onduladas e a origem de *climbing* transladantes em que o ângulo de cavalgamento varia dependendo do aporte sedimentar e da taxa de migração das marcas onduladas formando três tipos de estrutura principais: subcrítico, crítico e supercrítico (Figura 15).

Figura 15 - Tipos de estruturas produzidas em função do ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) relativo ao ângulo do dorso das formas de leito ( $\beta$ ) (Adaptado de Hunter, 1977).

		ESTRATOS TRANSLADANTES	LAMINAÇÕES COM MARCAS ONDULADAS	
ÂNGULO DE CAVALGAMENTO ( $\alpha$ ) EM RELAÇÃO À INCLINAÇÃO DO DORSO DAS FORMAS DE LEITO ( $\beta$ )	SUBCRÍTICO $\alpha < \beta$	CAVALGAMENTO SUBCRÍTICO 	ONDULAÇÕES INCOMPLETAS (LAMINAÇÕES CRUZADAS)	LAMINAÇÕES CRUZADAS TRUNCADAS 
	CRÍTICO $\alpha = \beta$	CAVALGAMENTO CRÍTICO 		LAMINAÇÕES CRUZADAS COMPLETAMENTE PRESERVADAS 
	SUPERCRÍTICO $\alpha > \beta$	CAVALGAMENTO SUPERCRÍTICO 	LAMINAÇÕES ONDULADAS COMPLETAS 	

Estruturas secundárias também são formadas devido a processos como escorregamentos, tectonismo (dobras de alto ângulo assimétricas, falhas, brechas), bioturbação e erosão (envolvendo vento e/ou água) (Mckee et al., 1971; Bigarella, 1972).

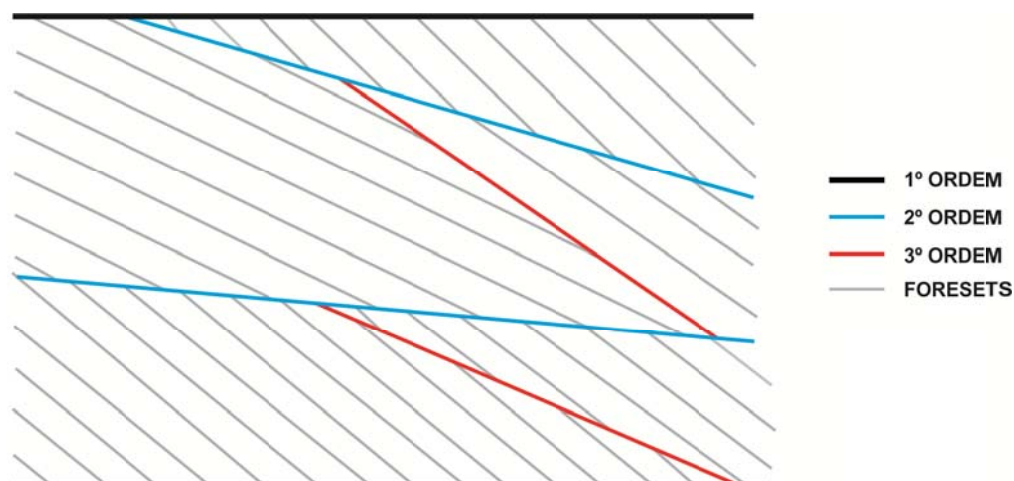
### 3.6.1 Superfícies Limitantes

Superfícies limitantes são descontinuidades erosivas que separam estratificações cruzadas. Estas têm sido reconhecidos como uma importante característica de depósitos eólicos. Stokes (1968) sugeriu que estas superfícies em larga escala, seriam múltiplos planos de estratificações truncadas e são essencialmente superfícies de deflação cujo nível é controlado pela superfície freática. Esta interpretação foi questionada por McKee & Moiola (1975), onde propuseram que estas representam andares de migração em áreas interdunares truncadas numa superfície superior por uma série de estratificações cruzadas.

Posteriormente, Brookfield (1977) sugeriu que as superfícies limitantes são organizadas em três diferentes ordens hierárquicas de migração cavalgantes. A primeira ordem foi atribuída à migração de megadunas complexas ou compostas (Draas). As de

segunda ordem à migração de dunas sobre as superfícies de Draas. As de terceira ordem foram atribuídas à mudanças locais de direções e velocidade do vento (Figura 16).

Figura 16 – Diagrama esquemático mostrando as três ordens de superfícies limitantes.



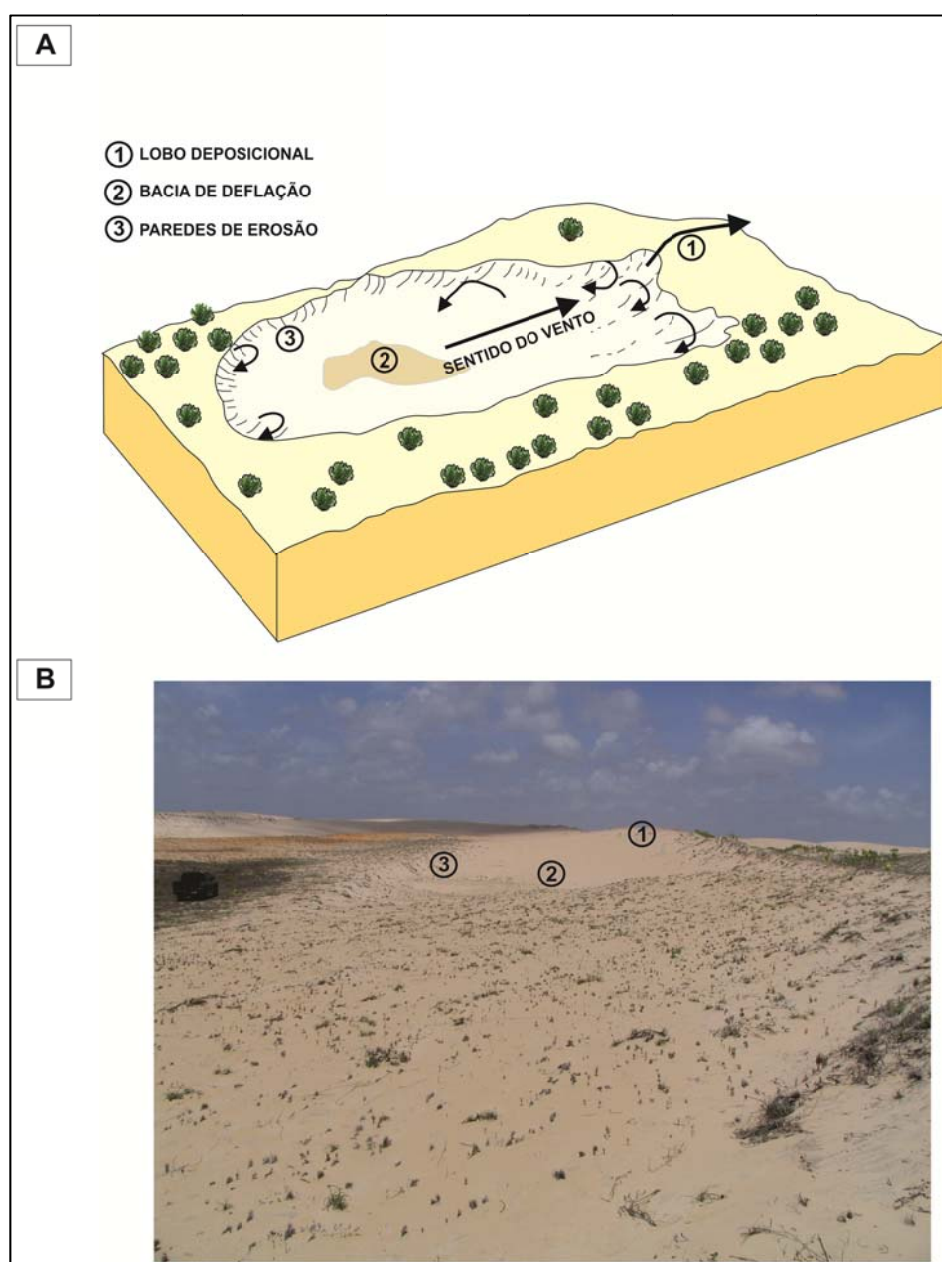
As superfícies de primeira ordem normalmente são planares ou convexas e limitam estratificações cruzadas, já as de segunda ordem truncam os *foresets* enquanto que as superfícies de terceira ordem são de pequena escala e separam grupos de laminações dentro dos *foresets*.

Algumas estruturas internas secundárias podem ser geradas por fraca coesão entre os grãos, grau de saturação, presença de raízes, pressão, bioturbação, entre outros (Mackee & Bigarella, 1975).

### 3.7 Estruturas *Blowout*

O termo “*blowout*” refere-se a um corredor preferencial de deflação, normalmente empregado para descrever uma cavidade ou baixada dentro de um complexo dunar (Carter et al., 1990). Hesp (2000) propõe como erosão eólica numa superfície formando um lobo deposicional na frente do *blowout* deixando uma depressão que é a bacia de deflação cercada lateralmente por paredes de erosão (Figura 17).

Figura 17 - (A) Esquema de formação de corredores preferências de deflação (*blowout*) (Adaptado de Hesp, 2000) e (B) Exemplo de *Blowout* na colônia do Pecém, Município de São Gonçalo do Amarante-CE.



Outros fatores que dão início aos *blowouts* são o aumento da velocidade do vento na praia, ou erosão de costa com avanço do mar para o continente. Em todos os casos, no entanto há sempre uma influência externa. Na realidade, os *blowouts* designam cavidades, depressões ou calhas dentro da planície costeira.

Estes corredores ocorrem não apenas nas planícies de deflação, mas também em dunas fixadas por vegetação ou móveis. Eles podem ser cavidades rasas de forma oval

ou de molheira, as bordas com forte inclinação e deposição de areia em forma de uma cauda do lado do transporte do vento.

Em outros casos eles formam calhas alongadas, profundas, estreitas, paredes de inclinação mais forte e maior quantidade de areia depositada no sentido do vento. À medida que as paredes destes corredores vão se desmoronando e o vento transportando a areia do interior, estas cavidades vão se alargando. O aprofundamento se faz até que seja atingido o nível de água ou um horizonte mais resistente ou mais grosseiro. O vento é mais veloz ao longo da porção central da cavidade, por isso, a deposição de areia na extremidade do corredor no sentido do fluxo, formado uma meia lua com encurvamento para fora. Se o vento continua com intensidade estes corredores continuam evoluindo.

No litoral do estado do Ceará, as planícies de deflação são mais desenvolvidas onde os ventos são mais intensos e constantes, como é o caso das praias de Canoa Quebrada, Parajurú, Prainha do Canto Verde, Barra do Correia e Morro Branco, Barra Nova, Caponga, Batoque, Iguape, Prainha, Porto das Dunas, Icaraí, Tabuba, Cumbuco, Pecém, Preá, Jericoacoara e Bitupitá (ZEE, 2007).

## **4 MATERIAIS E MÉTODOS**

No presente capítulo serão abordados os métodos empregados na pesquisa, tais como os equipamentos utilizados (Radar de penetração no solo- GPR, equipamentos de medição topográfica e posicionamento) bem como a fundamentação teórica, técnicas de aquisição, antenas, processamento e interpretação dos dados.

### **4.1 Radar de penetração no solo (GPR)**

O radar de penetração no solo (GPR) é o termo geral aplicado às técnicas que empregam ondas de rádio, tipicamente na faixa de frequência de 1 a 2500 MHz, para mapear estruturas e objetos enterrados. O GPR é utilizado principalmente em estruturas geológicas em subsuperfície sendo ensaios não destrutivos. É uma técnica geofísica de imageamento de alta resolução, onde o princípio físico e a metodologia de aquisição de dados GPR são semelhantes à técnica de reflexão sísmica e a técnica de sonar, com exceção de que o GPR é baseado na reflexão de ondas eletromagnéticas (Annan, 1992; Daniels, 1989; 1996; Porsani, 1999), onde através da transmissão de um curto pulso de altas frequências repetidamente emitido por um transmissor em superfície (Figura 18), o sinal é transmitido e sua propagação é dependente da frequência e das propriedades elétricas dos materiais que são principalmente dependentes do conteúdo de água no solo em subsuperfície no qual parte do sinal é refletido e parte é transmitido (Topp et. al., 1980; Oliveira JR & Medeiros, 2008).

As ondas eletromagnéticas refletidas e difratadas em subsuperfície são recebidas através de um receptor em superfície e essa energia é registrada em função do seu tempo de chegada, amplificada e gravada em um disco rígido de um computador (notebook ou unidade de controle). Após esse processo, se dá início a fase de escritório em que consiste no processamento dos dados em que se busca uma imagem de alta resolução de subsuperfície.

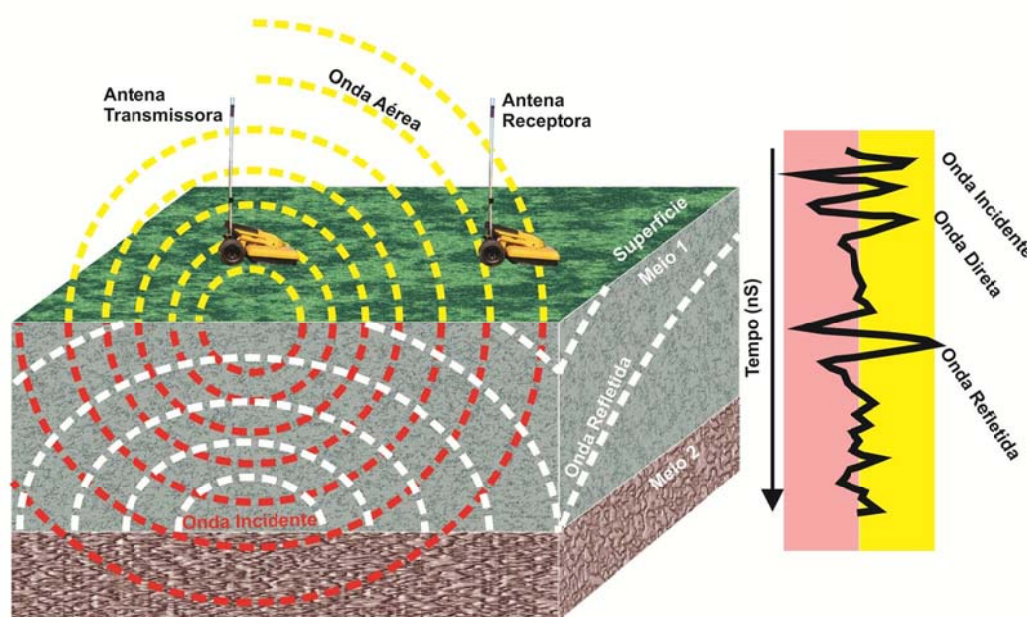
O conceito da aplicação de ondas de rádio para sondar a estrutura interna do solo não é novo. O primeiro levantamento utilizando-se de ondas de rádio para inferir sobre a estrutura interna da Terra foi realizado na Alemanha em 1929, visando determinar a espessura de uma geleira (Olhoeft, 1996), mas sem dúvida o trabalho inicial de maior



sucesso nesta área foi o uso de ecosondas rádio para mapear a espessura das camadas de gelo no Ártico e na Antártida.

Em 1967, um sistema de sondagem glacial, desenvolvido por Stern, foi utilizado no programa “Experimento das Propriedades Elétricas da Superfície Lunar da Apollo 17”, dando início a um grande número de publicações (Simmons et al., 1972).

Figura 18 - Ilustração do modo biestático de aquisição do GPR evidenciando as frentes de onda geradas e o seu registro pela antena receptora.



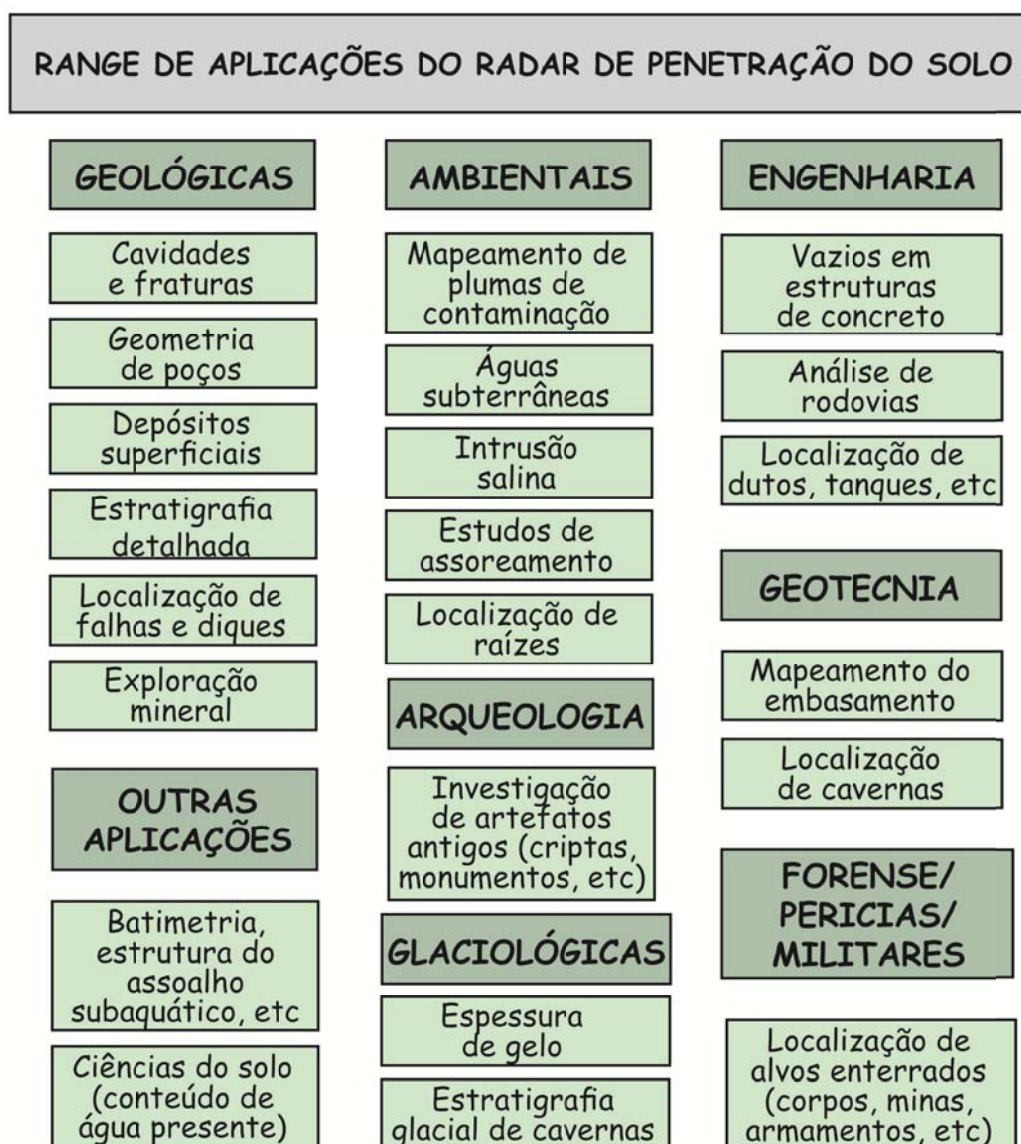
Trabalhos com GPR em ambientes não glaciais se deu início na década de 1970 sendo um dos primeiros trabalhos envolvendo investigações do subsolo foi o de Cook (1973) explorando depósitos de carvão. Com o maior desenvolvimento tecnológico, tanto em termos de equipamentos de aquisição e softwares para processamento e visualização dos dados, a partir da década de 1980 um grande número de trabalhos foi publicado em diversas áreas de atuação como mostrado na figura 19.

No Brasil o pioneiro na utilização do GPR foi o professor William Sauk na década de 1990 da Universidade Federal do Ceará, no entanto não existem registros na literatura. Os primeiros trabalhos publicados foram realizados no Centro de Pesquisas da Petrobrás (Porsani et al., 1994a, 1994b, 1995; Porsani; Rodrigues, 1995a, 1995b;

Rodrigues; Porsani, 1995, 1997), seguidos pelas Universidades Federais da Bahia (Ulrych et al., 1994) e Pará (Sauk et al., 1995a, 1995b).

Atualmente o GPR vem sendo estudado e empregado em várias instituições de pesquisas e universidades brasileiras como: IAG/USP, UNESP, IGc/USP, ON, UNB, UFRJ, UFRGS, UFBA, UFC, UFPA, UFMT, UFRN, UFMG, Polícia Federal, entre outras.

Figura 19 - Range de aplicações do Radar de penetração do solo.



O conhecimento da fundamentação teórica e das limitações do método GPR é necessário para o bom uso durante a aquisição e processamento dos dados em que são

embasados na teoria de propagação das ondas eletromagnéticas (EM), consequentemente na interpretação final dos resultados.

#### 4.1.1 Fundamentos Teóricos (Ground Penetrating Radar)

Os princípios teóricos do método GPR são baseados nas teorias do eletromagnetismo. Este campo de estudos tem mais de dois séculos e é objeto de numerosas discussões. O intuito deste tópico visa dar subsídios teóricos de forma quantitativa e simplificada para o melhor entendimento sobre o método. O GPR representa uma das muitas aplicações práticas do campo eletromagnético no qual a propagação das ondas eletromagnéticas (EM) são descritas matematicamente pelas equações de Maxwell em conjunto com as relações constitutivas para quantificar as propriedades de um material através do sinal eletromagnético.

Matematicamente os campos electromagnéticos e as propriedades relacionadas são expressos de acordo com as equações abaixo. A Equação 13 é conhecida como Lei de Faraday que consiste na geração de um campo elétrico devido a variação em tempo de um campo de indução magnético ( $\vec{B}$ ). Já na Equação 14 o primeiro termo expressa a Lei de Ampère onde o campo magnético ( $\vec{H}$ ) é produzido por correntes elétricas. A Equação 15 indica que cargas elétricas são fontes ou sumidouros de campo elétrico, já na Equação 16 indica a inexistência de monopolos magnéticos, ou seja, nunca foram observados na natureza cargas magnéticas livres.

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 13})$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 14})$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (\text{Eq. 15})$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (\text{Eq. 16})$$

Onde:

$\vec{E}$  - Vetor de Campo Elétrico

$\vec{B}$  - Vetor de Campo de Indução Magnética (densidade de fluxo magnético)

$\vec{D}$  - Vetor Densidade de corrente de Deslocamento

$\vec{H}$  - Vetor Intensidade de Campo Magnético

$q$  - Densidade de Carga Elétrica

$\vec{J}$  - Vetor Densidade de Corrente Elétrica

As equações (13) e (14) descrevem o comportamento do campo eletromagnético em qualquer meio, no entanto os materiais geológicos possuem características intrínsecas onde cada heterogeneidade possui sua característica específica e sendo considerados como semicondutores ou dielétricos, podendo ser caracterizados por propriedades elétricas, tais como condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética (Olhoeft, 1981; Keller, 1987). Desta forma se faz necessário introduzir relações constitutivas do meio que relacionam o campo elétrico externo aplicado ao campo interno pelas propriedades elétricas e magnéticas dos materiais.

Relações constitutivas são um meio de quantificar as propriedades físicas dos materiais onde fornecem uma descrição macroscópica de como elétrons, átomos, moléculas e íons respondem com a aplicação de um campo.

A primeira relação constitutiva (Equação 17) do meio (Lei de Ohm) relaciona densidade de corrente ( $\vec{J}$ ) de condução com o campo elétrico ( $\vec{E}$ ) em que a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica ( $\sigma$ ). A condutividade elétrica de um material é uma medida de sua habilidade em conduzir corrente elétrica (Keller, 1987). A condutividade elétrica é expressa em Siemens por metro (S/m), mas em investigações com o GPR é comum trabalhar em mS/m ( $1mS = 10^{-3}S$ ).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (\text{Eq. 17})$$

A segunda relação constitutiva (Equação 18) relaciona diretamente o campo elétrico ( $\vec{E}$ ) com a densidade de corrente de deslocamento ( $\vec{D}$ ) e a constante de proporcionalidade é a permissividade dielétrica do material ( $\epsilon$ ).

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (\text{Eq. 18})$$

No GPR, tanto a condutividade elétrica, quanto a permissividade dielétrica são importantes porque afetam diretamente a atenuação e a propagação das ondas de radar (Annan, 1996). Em geral, a condutividade é dominante para ondas EM de baixas frequências ( $< 1$  MHz) enquanto que, para altas frequências ( $\geq 1$  MHz), a permissividade dielétrica é dominante (Ward & Hohmann, 1987). Usualmente é a permissividade dielétrica relativa (Equação 19) que é utilizada, sendo permissividade dielétrica do material ( $\epsilon$ ) e ( $\epsilon_0$ ) a permissividade dielétrica no vácuo, onde sua medida é em Farads/m.

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (\text{Eq. 19})$$

A terceira relação constitutiva (Equação 20) relaciona diretamente o campo de indução magnética, ou seja, densidade de fluxo magnético ( $\vec{B}$ ) com intensidade de campo magnético ( $\vec{H}$ ) sendo a constante de proporcionalidade a permeabilidade magnética ( $\mu$ ).

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (\text{Eq. 20})$$

Em geral,  $\sigma$ ,  $\epsilon$  e  $\mu$  são tensores e podem ser não lineares (Ward & Hohmann, 1987), entretanto para estudos de propagação de ondas eletromagnéticas na Terra é suposto que a terra é um meio isotrópico, horizontalmente estratificado com extensão lateral infinita e tanto a permissividade dielétrica do material ( $\epsilon$ ) e a permeabilidade magnética ( $\mu$ ) são constantes e independentes do tempo, sendo  $\mu = \mu_0$  para a maioria dos materiais geológicos sendo  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  H/m (Annan, 1996).

Substituindo as relações constitutivas Eq.(17), Eq.(18) e Eq.(20) nas equações de Maxwell Eq.(2) e Eq.(1), obtem-se a Equação 21, que descreve a propagação de ondas eletromagnéticas planas em meios homogêneos e isotópicos (Hayt Jr.,1988):

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (\text{Eq. 21})$$

O termo  $\mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$  representa a condução galvânica de cargas e está associado a perdas de energia. No entanto, o termo  $\mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$  está associado à propagação de ondas e à polarização, sendo um termo predominantemente não dissipativo.

Supondo que os campos elétrico ( $\vec{E}$ ) e magnético ( $\vec{H}$ ) variam hamônicamente com o tempo na forma  $e^{i\omega t}$ , e que  $\frac{\partial}{\partial t} \equiv i\omega$ , onde  $\omega = 2\pi f$ , uma solução da Equação 9 é dada por (Equação 22):

$$\vec{E}(z, t) = \vec{E}_0 e^{i(kz - \omega t)} \quad (\text{Eq. 22})$$

onde  $z$  é a profundidade de investigação,  $t$  o tempo e  $k$  definido como número de onda, que é o termo que agrupa as propriedades dos materiais (rochas) e as frequências.

O número de onda pode ser definido como (Equação 23):

$$k = \alpha + i\beta \quad (\text{Eq. 23})$$

sendo  $\alpha$  correspondente à constante de atenuação e  $\beta$  à constante de propagação da onda eletromagnética. Ambos são expressos originalmente em (Stratton, 1941) por (Equações 24 e 25):

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}} \left[ \sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Eq. 24})$$

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}} \left[ \sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Eq. 25})$$

Para uma onda plana se propagando com frequência angular ( $\omega$ ), a tangente de perda ( $\tan \delta$ ) (Equação 26):

$$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad (\text{Eq. 26})$$

Manipulando algebricamente a equação (11), temos a Equação 27:

$$k^2 = \omega^2 \mu \varepsilon - i\omega \mu \sigma \quad (\text{Eq. 27})$$

Em meios para altas frequências no qual o GPR opera ( $\geq 1$  MHz) a corrente de deslocamento predomina sobre a corrente de condução ( $\omega^2 \mu \varepsilon \gg |i\omega \mu \sigma|$ ). Essa é a condição mais favorável do método sendo um meio de baixa perda com a  $\tan \delta \ll 1$ , ou seja,  $\omega \varepsilon \rightarrow \infty$  (Annan, 1996; Porsani, 1999), e  $\alpha, \beta$  e seriam definidos como (Equações 28 e 29):

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (\text{Eq. 28})$$

$$\beta = \omega \sqrt{\mu \varepsilon} \quad (\text{Eq. 29})$$

Nessas condições o campo eletromagnético em materiais geológicos se propaga com uma velocidade ( $v$ ) e o comprimento de onda ( $\lambda$ ) dados por (Equações 30 e 31):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad (\text{Eq. 30})$$

$$\lambda = \frac{c}{f \sqrt{\varepsilon}} \quad (\text{Eq. 31})$$

onde  $c$  é a velocidade da luz e  $\varepsilon$  é a constante dielétrica do material.

O GPR é mais frequentemente usado para mapear e detectar estruturas geológicas ou objetos em subsuperfície, contudo estes “alvos” devem apresentar contrastes entre suas propriedades elétricas para que um sinal emitido em superfície seja refletido e retorne à superfície para ser percebido pelo equipamento.

As ondas eletromagnéticas emitidas pelo radar são refletidas e refratadas nas interfaces que separam os meios, onde ondas planas são governadas pela lei de Snell e pelas equações (32 e 33) de Fresnel. A lei de Snell para a refração descreve a relação angular entre a onda incidente e onda refletida sendo:

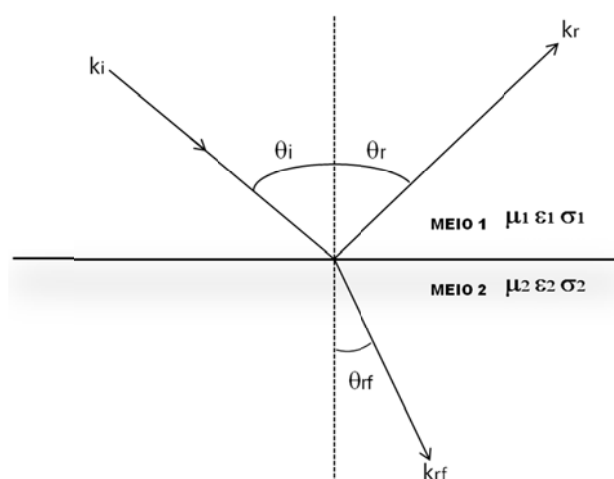
$$\sin \theta_i = \sin \theta_r \quad (\text{Eq. 4.32})$$

onde  $\theta_i$  e  $\theta_r$  são os ângulos de incidência e de reflexão respectivamente. Para a refração a relação é descrita entre a onda incidente e a onda refratada:

$$k_i \sin \theta_i = k_{rf} \sin \theta_{rf} \quad (\text{Eq. 33})$$

onde  $\theta_{rf}$  é o ângulo de refração,  $k_i$ ,  $k_r$  e  $k_{rf}$  são os coeficientes de refração da onda incidente e refletida (meio 1) e da onda refratada (meio 2) ou número de onda (Figura 20).

Figura 20 - Relação entre as ondas incidente, refratada e refletida em dois meio com propriedades elétricas diferentes (Lei de Snell).



Estudos em GPR supõe-se que as ondas eletromagnéticas se propagam com uma incidência normal às interfaces das camadas (Annan, 1992), ou seja, ( $\theta_i = 0^\circ$ ) sobre um meio horizontalmente estratificado. No caso destas camadas possuírem diferentes propriedades elétricas causará uma forte impedância nas interfaces determinando assim a quantidade do sinal que deverá ser refletida, expressa pelo coeficiente de reflexão (Ward; Hohmann, op. cit.; Porsani, op. cit.).

A tabela 3 descreve algumas propriedades físicas de materiais geológicos tais como constante dielétrica, condutividade, velocidade de propagação e atenuação da onda.



Tabela 3 - Materiais geológicos comuns com sua constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade de propagação e atenuação observados nas frequências utilizadas no GPR (Morey, 1974; Ulriksen, 1982; Davis & Annan, 1989; Porsani, 1999).

<b>MATERIA L</b>	<b>CONSTANTE DIELÉTRIC A</b>	<b>CONDUTIVIDAD E ELÉTRICA (mS/m)</b>	<b>VELOCIDAD E (m/ns)</b>	<b>ATENUAÇÃO (dB/m)</b>
<b>Ar</b>	1	0	0.3	0
<b>Água Destilada</b>	80	0.01	0.033	0.002
<b>TÁgua</b>	80	0.5	0.033	0.1
<b>Água Salgada</b>	80	3000	0.01	103
<b>Areia</b>	3.0 – 5.0	0.01	0.15	0.01
<b>Areia Saturada</b>	20 – 30	0.1 – 1	0.06	0.03 – 0.3
<b>Calcário</b>	4 - 8	0.5 – 2	0.12	0.4 – 1
<b>Folhelho</b>	5 – 15	1 – 100	0.09	1 – 100
<b>Siltito</b>	5 – 30	1 – 100	0.07	1 – 100
<b>Argila</b>	5 – 40	2 – 1000	0.06	1 – 300
<b>Granito</b>	4 - 6	0.01 – 1	0.13	0.01 - 1
<b>Gelo</b>	3 - 4	0.01	0.16	0.01

A amplitude do coeficiente de reflexão pode ser escrita, em termos da impedância elétrica ( $Z$ ), onde uma onda se propagando através de um meio, atenua-se com a profundidade até encontrar uma interface em que ocorra um contraste na impedância elétrica, na qual parte dessa onda é refletida e parte refratada. A impedância é definida pela relação entre os campos ( $\vec{E}$ ) e magnético ( $\vec{H}$ ) sendo ortogonais entre si (Equação 34).

$$Z = \left| \frac{\vec{E}}{\vec{H}_\perp} \right| \quad (\text{Eq. 34})$$

Para uma incidência normal, a amplitude do coeficiente de reflexão ( $r$ ) do sinal pode ser escrita como (Equação 35):

$$r = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{Eq. 35})$$

onde  $Z_1$  e  $Z_2$  são as impedâncias elétricas do meio 1 e do meio 2 (ver figura 20).

O coeficiente de reflexão depende principalmente das propriedades elétricas do meio, ou seja, da condutividade elétrica e da permissividade dielétrica, como em sinais GPR ( $r_{gpr}$ ) trabalhamos com altas frequências podemos considerar a equação 35 como (Equação 36):

$$r_{gpr} = \frac{\sqrt{\varepsilon_2} - \sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_2} + \sqrt{\varepsilon_1}} \quad (\text{Eq. 36})$$

A tabela 4 mostra valores das impedâncias elétricas de alguns materiais típicos onde se utiliza o radar de penetração no solo, em que analisando as respostas dos coeficientes de reflexão (ver equações 35 e 36) permite prever várias situações.

Na situação da interface ar/solo observa-se uma reflectância de 33% produzindo uma forte reflexão da energia incidente, devido a esse fato é necessário que as antenas de transmissão e recepção do sinal estejam com o maior contato possível com o solo para se evitar ou minimizar esses efeitos indesejáveis. Na interface solo/metal observa-se uma reflexão de 100%, sendo uma situação ideal para a aplicação do método para a localização de objetos metálicos enterrados. A interface solo/água apresenta um coeficiente de 50% mostrando-se um bom refletor, sendo possível a utilização do GPR para localização da superfície freática.

Tabela 4 - Impedâncias elétricas e coeficientes de reflexão para diversos meios (Adaptado de ANNAN, 2001).

<b>Interfaces</b>	<b><math>Z_1</math></b>	<b><math>Z_2</math></b>	<b><math>r_{gpr}</math></b>
Ar-Solo seco	377	188	-0,33
Ar-Solo úmido	377	75	-0,67
Solo seco- Solo úmido	188	75	-0,43
Solo Seco-Rocha	188	154	-0,10
Gelo-Água	210	42	-0,67
Solo-Metal	126	0	-1
Solo-Água	126	42	-0,50

Os valores teóricos calculados de coeficiente de reflexão auxiliam na identificação da polaridade (sinal) do pulso do radar auxiliando uma melhor identificação dos objetos no meio.

O radar de penetração do solo (GPR) é projetado pela sua frequência central ( $f_c$ ) das antenas de emissão/recepção de sinal e sua largura de banda do espectro no domínio da frequência ( $\Delta f$ ), sendo que a radiação de um pulso contém energia variando de 0,5 a 1,5 à frequência central da antena. Isso implica para o caso de uma antena de 200 MHz, por exemplo, uma variação espectral de 100 a 300 MHz.

A frequência central da antena ( $f_c$ ) influencia diretamente na profundidade e resolução vertical de investigação do GPR. Quanto maior a frequência menor a profundidade de investigação, mas com uma melhor resolução, devido a este fator sempre se deve ter noção da profundidade e tamanho do alvo a ser investigado.

A tabela 5 mostra os valores das frequências centrais das antenas versus profundidade máxima de penetração.

Tabela 5 - Frequências centrais das antenas versus profundidade máxima de investigação.

<b>FREQUÊNCIA CENTRAL (MHz)</b>	<b>PROFUNDIDADE MÁXIMA DE INVESTIGAÇÃO (m)</b>
2600	0.4
1600	0.5
900	1.0
400	4.0
270	6.0
200	9.0
100	15.0
2 GHz	0.75
1 GHz	0.9

A resolução vertical é a capacidade de se distinguir sinais provenientes de refletores próximos, ou a habilidade de se distinguir as reflexões provenientes do topo e base de camadas de espessuras pequenas (Davis & Annan, 1989). Os principais fatores que influenciam a profundidade de penetração do sinal GPR são espalhamento geométrico, a

atenuação pelo tipo de terreno e a partição de energia nas interfaces, todos relacionados à perda de energia na propagação das ondas EM. A profundidade de investigação vai depender do quão o meio é resistivo, ou seja, quanto mais condutivo o meio menor será a minha profundidade investigada.

#### ***4.1.2 Técnicas de aquisição de dados do GPR***

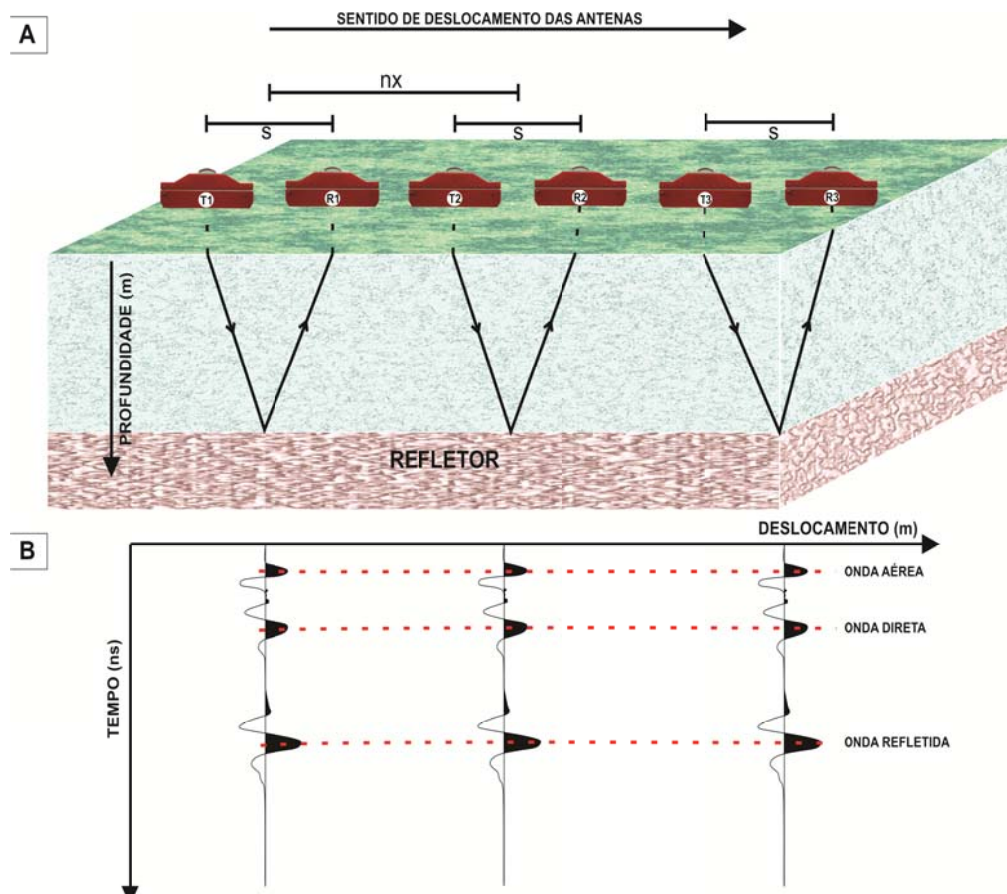
Existem três técnicas de aquisição de dados em GPR: Perfilagem de reflexão, sondagens de velocidade CMP (*common midpoint*) e de modo WARR (*wide-angle reflection and refraction*) e transluminação ou tomografia por radar (Reynolds, 1997; Booth et al., 2004). As duas primeiras técnicas são as mais comuns no qual a primeira será aplicada nesta pesquisa.

Em perfis de reflexão a aquisição é realizada com a movimentação das antenas separadas por uma distância fixa e de forma simultânea (aquisição biestática) sendo o resultado uma seção *common offset* em que o registro se dá por dois eixos, na horizontal a distância do deslocamento das antenas e no eixo vertical o tempo duplo das respectivas reflexões (Figura 21).

Para a aquisição dos perfis de reflexão, os parâmetros que necessitam ser analisados são a frequência da antena, a frequência de amostragem, a abertura da janela temporal (*range*), a amostragem espacial, a localização e orientação do perfil, e para o modo biestático o espaçamento entre as antenas e sua orientação.

Na presente pesquisa toda aquisição será no modo monoestático em que o transmissor e o receptor se encontram na mesma antena.

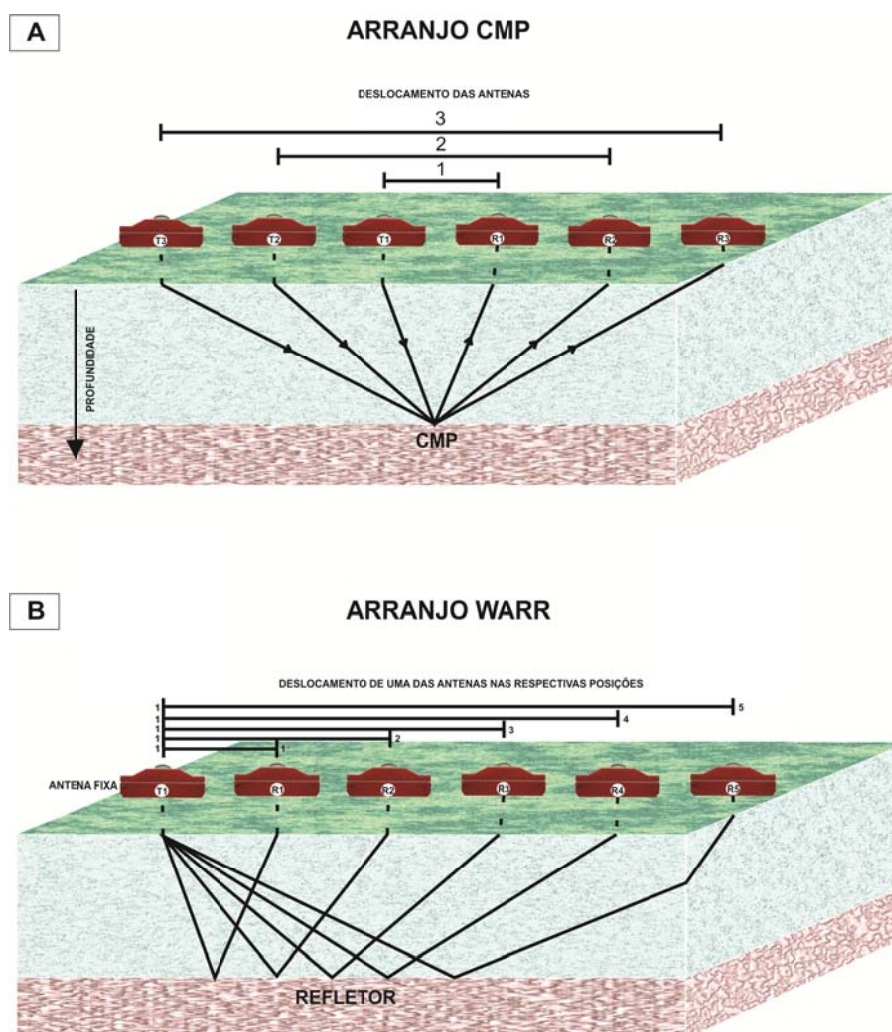
Figura 21 - (A) Esquema de aquisição biestática para perfilagem de reflexão, onde  $s$  é o espaçamento entre as antenas e  $nx$  o espaçamento entre os traços. (B) Resposta do sinal adquirido.



Em sondagens de velocidade para o modo CMP (*common mid point*), as antenas são deslocadas em superfície se afastando de forma simétrica em relação ao ponto central do arranjo em que todas as reflexões obtidas amostrarão um único ponto em profundidade caso o refletor seja paralelo. Há a necessidade de se conhecer a velocidade do meio para a conversão de tempo duplo em profundidade em um perfil GPR (Figura 22a).

Uma outra sondagem de velocidade é a técnica WARR (*Wide-Angle Reflection and Refraction*) em que a antena transmissora permanece fixa e a antena receptora se afasta progressivamente em relação a primeira (Figura 22b), similar a uma aquisição sísmica 2D em que se tem uma fonte e receptores (geofones) distribuídos e espaçados linearmente.

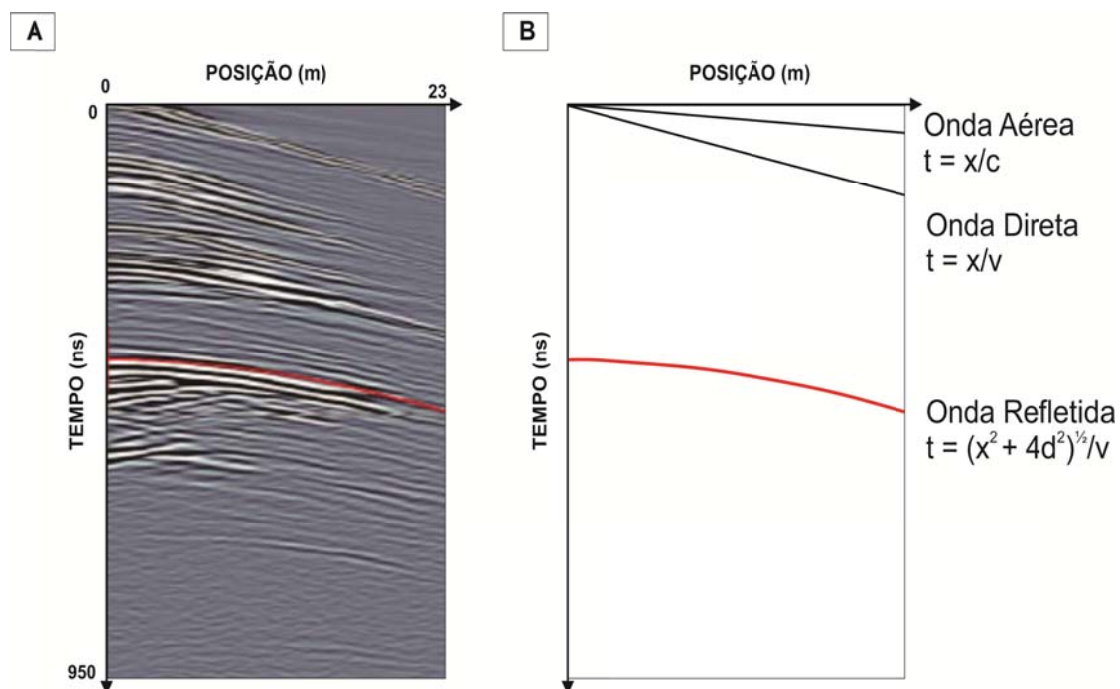
Figura 22 - Sondagens do tipo (A) CMP e do tipo (B) WARR.



A Figura 23a é um exemplo de uma sondagem CMP/WARR em que o resultado é um gráfico de tempo duplo das chegadas do sinal versus distância em que pode se observar os diversos eventos para se determinar a velocidade. Na onda direta e refrações se determina com o coeficiente angular das respectivas retas e nas reflexões a estimativa da velocidade é feita através da hipérbole de “move out” no espaço  $X^2 - T^2$ . A figura 23b é interpretação dos eventos de chegada com suas respectivas equações.

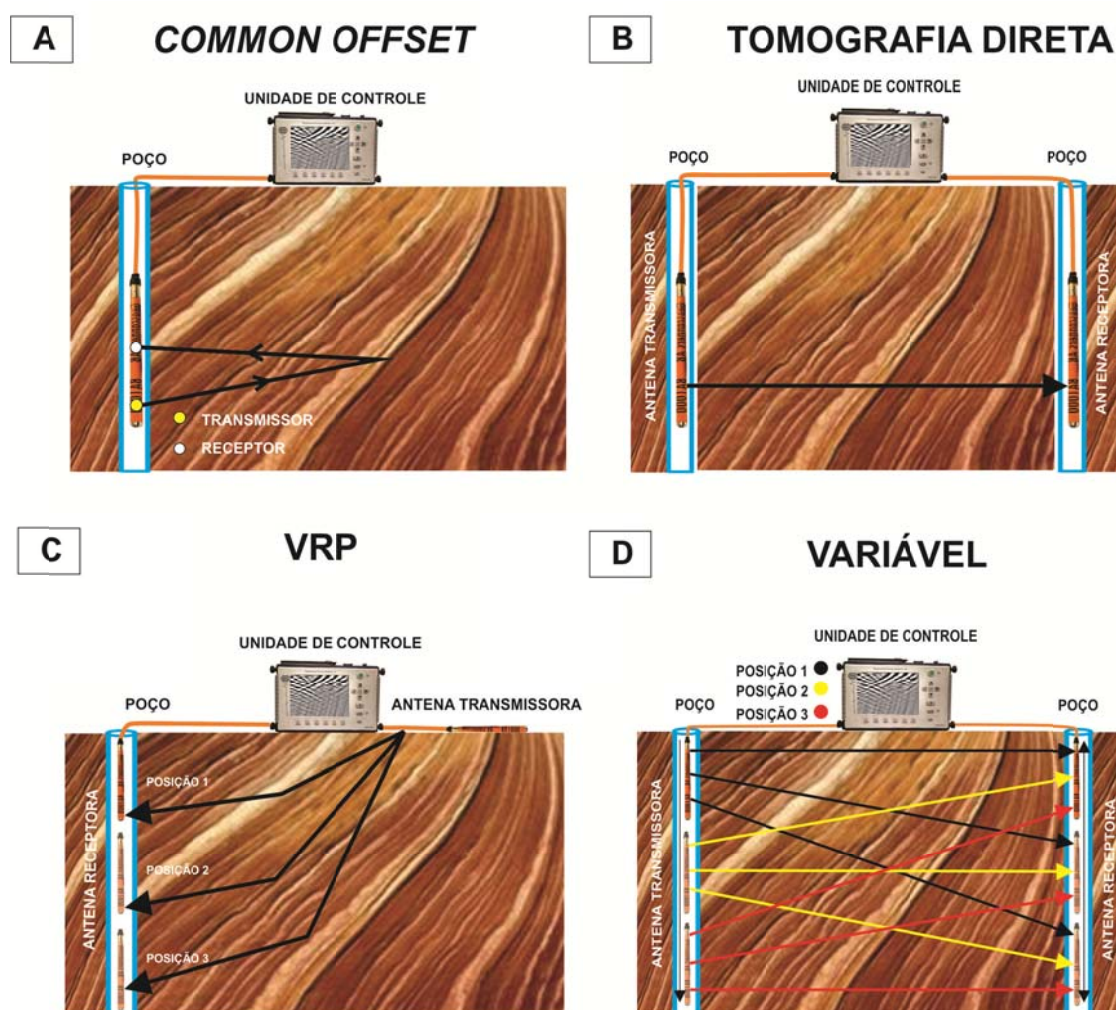
Outro método utilizado em GPR para se determinar a velocidade do meio é por ajuste da hipérbole em um alvo já conhecido e profundidade predeterminada.

Figura 23 - (A) Exemplo de CMP adquirido e (B) interpretações dos eventos.



Na técnica de transiluminação, o método GPR é aplicado diretamente na parede do poço e existem quatro modos de tomografia diferentes de aquisição: (i) *common offset*, (ii) direta, (iii) *vertical radar profiling* – VRP e (iv) variável. Na primeira, tanto o quanto o receptor são dispostos dentro de um mesmo poço e o registro é feito semelhante à técnica da reflexão, com exceção de que agora a antena está registrando toda a seção radial do poço (Figura 24a). Na tomografia direta, as antenas, transmissora e a receptora, são dispostas em lados opostos do meio investigado (poços diferentes), gerando assim uma seção de tempo de direto, e não mais de tempo duplo (Figura 24b). No arranjo VRP, a antena transmissora fica na superfície, e a receptora é deslocada continuamente dentro do poço, normalmente a aquisição acontece de baixo para cima (Figura 24c). A transiluminação variável (Figura 24d) consiste em dispor as antenas dentro de poços separados, a antena transmissora permanece fixa enquanto a receptora se desloca, este procedimento é realizado inúmeras vezes variando em posições diferentes a antena transmissora até toda a área desejada seja totalmente investigada (Reynolds, 1997).

Figura 24 - Arranjos da técnica de transiluminação: (A) *Common offset*, (B) Tomografia direta, (C) *Vertical Radar Profile- VRP* e (D) Transiluminação variável.



#### 4.1.3 Processamento e Interpretação de dados GPR

O processamento e a interpretação de dados GPR são realizados normalmente em softwares de ambiente amigável com o usuário e de baixo custo e período de tempo em relação à sísmica, no qual é o que normalmente estudos ambientais, geológicos, geotécnicos e planejamento urbano exigem. Devido a fortes semelhanças entre dados de GPR e de sísmica de reflexão, muitas técnicas de processamento sísmico podem ser aplicadas ao GPR.

O processamento dos dados envolve as seguintes etapas: (i) edição dos dados, (ii) processamento do sinal e (iii) apresentação da imagem processada (Annan, 1993).



Após a aquisição o primeiro passo é a edição onde nos permite corrigir erros no cabeçalho e arquivo dos dados para melhorar a apresentação, reverter à direção do perfil, editar e/ou descartar traços ruidosos, entre outros.

O processamento do sinal é normalmente realizado de forma sistemática podendo realçar certas feições de interesse, promover o correto posicionamento dos refletores e minimizar ruídos existentes nos dados. O fluxo de processamento está mostrado na figura 25. Estes procedimentos são normalmente atividades dependentes do intérprete, sendo muito interativos e subjetivos.

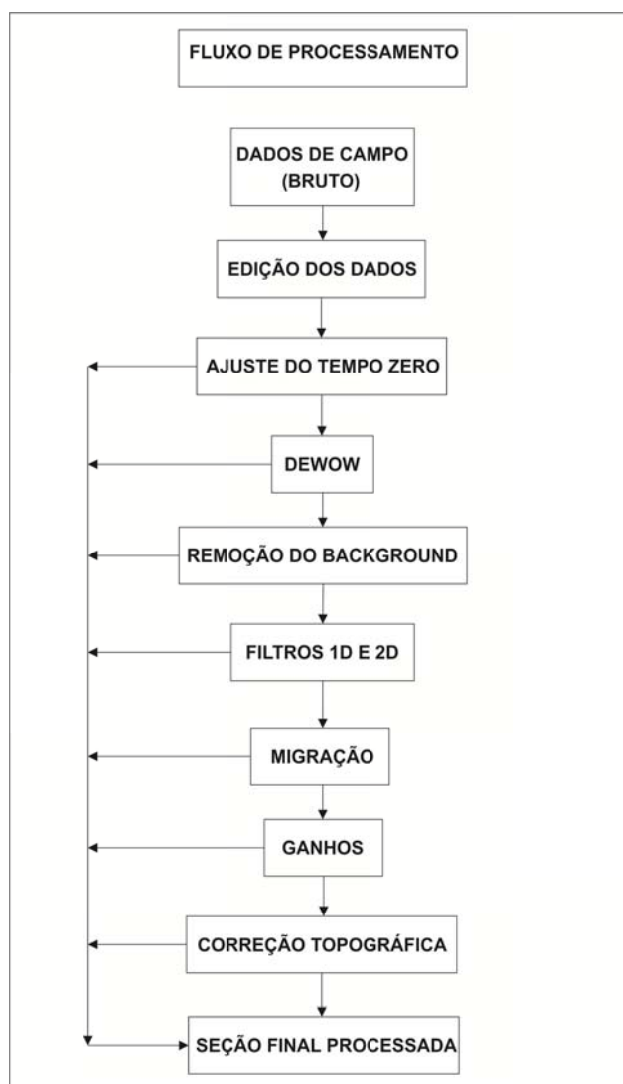
O traço de radar é composto pelo registro de tempo de chegada da onda direta pelo ar, onda direta e reflexões. O objetivo desta etapa inicial é corrigir em tempo, os efeitos de propagação da onda direta pelo ar devido a separação entre transmissor e receptor de modo a posicionar a superfície do terreno no início do traço.

A etapa de *DEWOW* tem por finalidade remover através de filtragem temporal ruídos de baixa frequência e grande amplitude presentes no início do traço. Já a remoção do background consiste em um filtro especial aplicado para eliminar reverberações onde irá evidenciar refletores não paralelos.

Filtros 1D normalmente utilizando o passa-banda são utilizados para eliminar componentes indesejáveis de alta frequência nos dados. Os filtros 2D utilizados nesta pesquisa são aqueles em que para dados muito ruidosos realizam uma média dos traços ou filtro espectral como por exemplo o FK em que se trabalha no domínio da frequência-número de onda. Deve se ter bastante cuidado neste procedimento para não se eliminar sinal ou invés de ruído.

Na etapa de migração consiste em posicionar corretamente os refletores em seus devidos lugares, onde se utiliza a velocidade estimada do meio para “colapsar” hipérboles ou variações bruscas de ambientes/paleoambientes, tais como falhas e dobras, em seus pontos de origem. A velocidade de migração é utilizada para efetuar a conversão de tempo em profundidade sendo utilizada aqui a migração FK (Stolt, 1978).

Figura 25 - Fluxograma de processamento dos dados GPR.



O próximo passo seria a utilização de ganhos com a finalidade de promover uma melhor visualização do dado em termos do aumento na intensidade das amplitudes. Como na etapa de filtros, os ganhos podem também aumentar a intensidade dos ruídos, então esta etapa deve ser realizada com bastante critério. O AGC (*Automatic Gain Control*) e o ganho por decaimento de energia (*Energy Decay*) foram aplicados nos dados dessa pesquisa. Tanto a etapa de ganho quanto de filtro pode ser realizada em qualquer momento do processamento.

O último passo do processamento consiste em fazer a correção topográfica para que a seção final seja apresentada fielmente e ocorra uma correta interpretação dos eventos em subsuperfície.

A interpretação de perfis GPR é uma etapa realizada bastante subjetiva e depende muito da experiência do intérprete. O primeiro passo consiste na identificação das origens das reflexões e se as interfaces indicam mudanças em subsuperfície ou interferência (Porsani, 1999). As feições em um determinado perfil se enquadram dentro de três classes principais: (i) refletores horizontais contínuos, (ii) refletores de objetos em duas ou três dimensões e (iii) descontinuidades laterais, hipérboles ou término de reflexões (Annan, 1992).

Para interpretar unidades estratigráficas através de perfis GPR, as reflexões devem ser identificadas e relacionadas de forma análoga à análise estratigráfica sísmica e requer que o intérprete tenha um bom entendimento dos objetivos do levantamento bem como um modelo geológico em mente.

## **4.2 Instrumentações Utilizadas**

Neste tópico serão apresentados os equipamentos e softwares utilizados na aquisição e processamento dos dados desta pesquisa.

### ***4.2.1 Estação Total***

Em aquisições geofísicas o estudo da topografia de determinada área se faz necessário para determinar o posicionamento correto em subsuperfície dos estratos devido às variações ocorridas em superfície. No caso em que se utiliza do método do GPR onde se procura estudar as reflexões da onda eletromagnética no subsolo, as variações topográficas que não forem levadas em conta ocasionariam erros no posicionamento dos refletores e erros na interpretação dos dados. No presente estudo os dados de topografia foram coletados com o auxílio da Estação Total Ruide RTS 825 (Figura 26), com suporte de um prisma, nível topográfico e mira graduada. A tecnologia empregada nas medições envolve o uso de sensores que atuam no comprimento de onda do infravermelho, no qual o pulso emitido pela estação reflete nos alvos (prisma) e retorna para a estação trazendo as informações (x, y, z), sendo processadas e armazenadas no próprio equipamento.

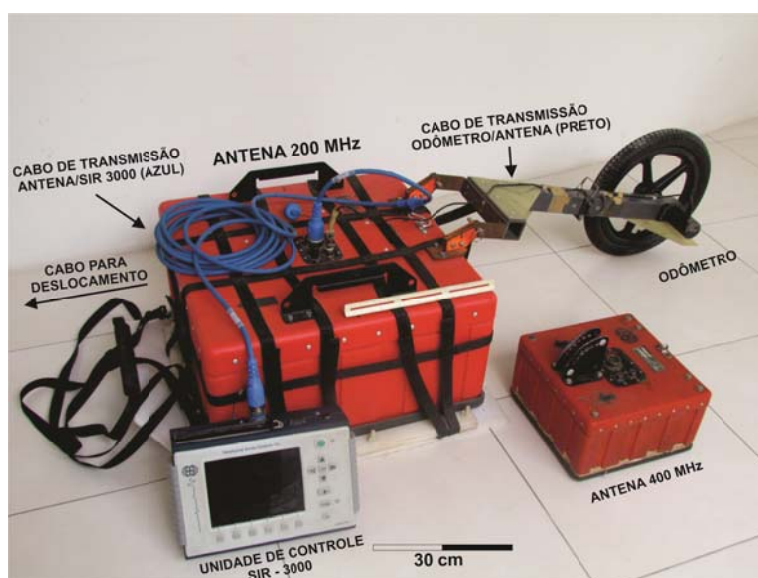
Figura 26 - Estação Total fazendo mira ao prisma.



#### 4.2.2 Radar de Penetração no Solo (GPR)

A aquisição de dados foi realizada com o uso de uma unidade de controle SIR-3000, com duas antenas blindadas (200 e 400 MHz) e odômetro para registro da distância adquirida, todos estes da empresa GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*). A figura 27 mostra a configuração do dispositivo pronta para operação com todas as conexões acopladas (cabos de transmissão de dados).

Figura 27 – Configuração do GPR para aquisição.



## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo mostrará os resultados e as discussões da tese desde a aquisição, processamento, interpretação, classificação das estruturas eólicas em função das ordens hierárquicas e radarfácies identificadas em cada área de estudo: Jericoacoara - Jijoca, Bairro Dunas – Fortaleza, Porto das Dunas – Aquiraz e os eolianitos de Itarema.

### 5.1 Dunas Barcanas de Jericoacoara

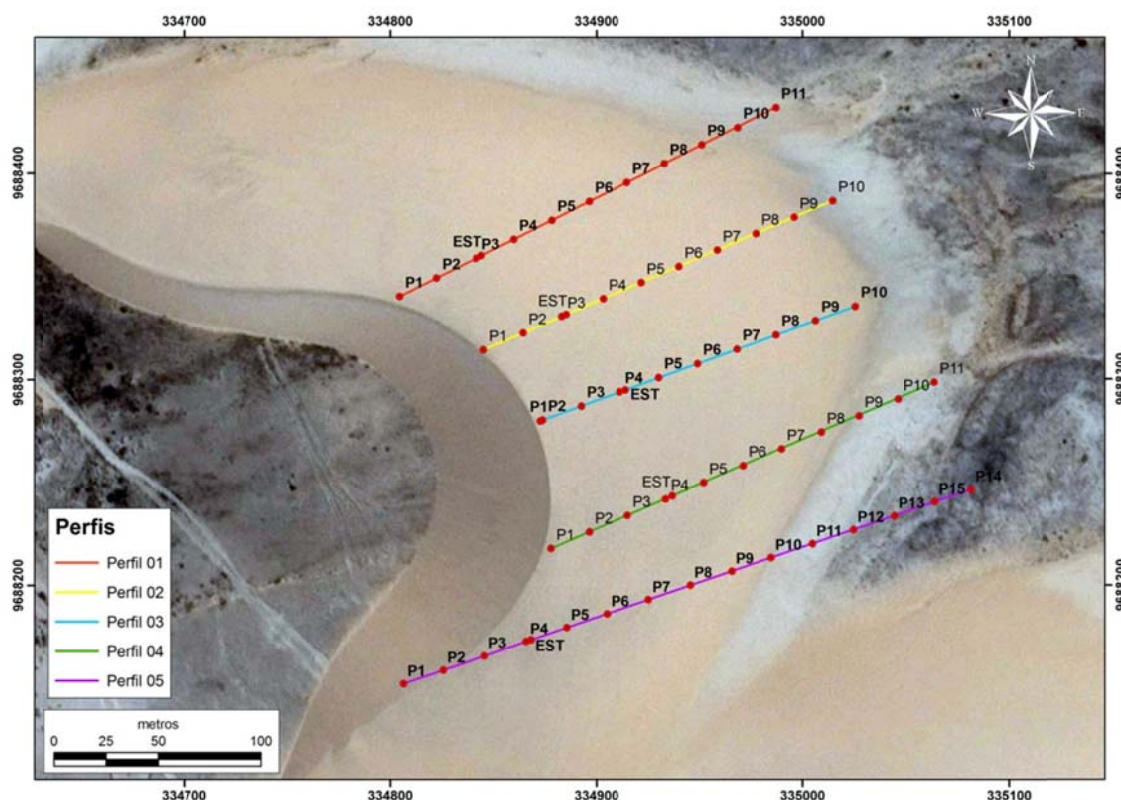
A escolha desta área de estudo foi em virtude de uma campanha realizada por um grupo de pesquisa composto pelas Universidades do Arizona, Universidade do Alabama, Universidade da Carolina do Sul, Universidade Nacional da Irlanda, Instituto de tecnologia de Nova Jersey, Universidade Xi'an Jiaotong-Liverpool, Universidade Rutgers University e do Instituto de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará nessa área foi estudado o transporte de sedimentos na face de deslizamento (*Slip Face*) desta duna barcana, onde foi realizado um controle do ângulo de crítico em relação à velocidade do vento, ângulo de resposta e altura da face de deslizamento utilizando um scanner à laser terrestre (TLS - *Terrestrial Laser Scanner*).

A aquisição dos dados foi realizada em duas campanhas. A primeira de caráter regional (outubro de 2014) com a finalidade de se identificar as principais estruturas internas do depósito e a segunda campanha com um caráter local (março de 2016), considerando as proporções da área, com o intuito de se obter interpretações de alta resolução.

#### 5.1.1 Campanha 1 (outubro de 2014)

A duna estudada consiste em uma área de aproximadamente 128.000 m<sup>2</sup>, onde foram adquiridos 5 (cinco) perfis de GPR com antena de 200 MHz de modo monoestático e com antena blindada, espaçados de cinquenta metros ao longo do sentido preferencial dos ventos, sendo um perfil central, também foram coletados dados de topografia nos perfis, amostrados de um ponto a cada 20 (vinte) metros (Figura 28) para inseri-los no processamento. Vale salientar que os comprimentos dos perfis são variados devido a forma da duna. Todos os perfis foram adquiridos no sentido NE – SW.

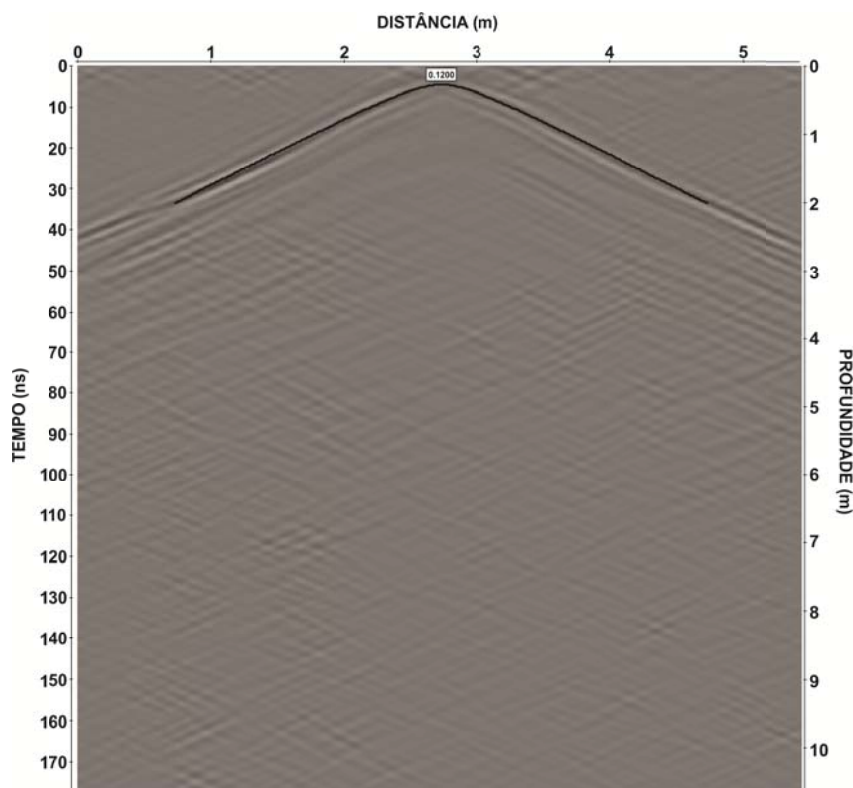
Figura 28 - Perfis de GPR e topografia na primeira campanha.



Os parâmetros de aquisição do equipamento GPR foram os sugeridos pelo fabricante em relação aos filtros (*Low Pass*-600 MHz; *High Pass*-50 MHz), ganhos e amostragem por metro (*Scan/unit*) de 20, ou seja, uma amostragem a cada 5 centímetros. Já a janela temporal de aquisição (*range*) sugerido é de 100 ns, mas foi adotado 500 ns devido à alta resistividade do meio com o intuito de se investigar uma maior profundidade.

O processamento dos dados foi realizado seguindo criteriosamente o padrão adotado no fluxo de processamento (ver figura 25). Para a etapa de migração é necessário ter o conhecimento da velocidade de propagação da onda no meio com o intuito de se realizar a conversão do tempo em profundidade, tendo em vista que a aquisição dos dados é realizada em tempo. Para esta fase a técnica empregada foi o ajuste da hipérbole em um alvo conhecido (barra de ferro - eletrodo) enterrado a uma profundidade predeterminada onde se obteve uma velocidade de 0,12 m/ns (Figura 29), velocidade esta, bem coerente para um ambiente eólico.

Figura 29 - Ajuste da hipérbole para obtenção da velocidade da onda na duna barcana de Jericoacoara (0,12 m/ns).



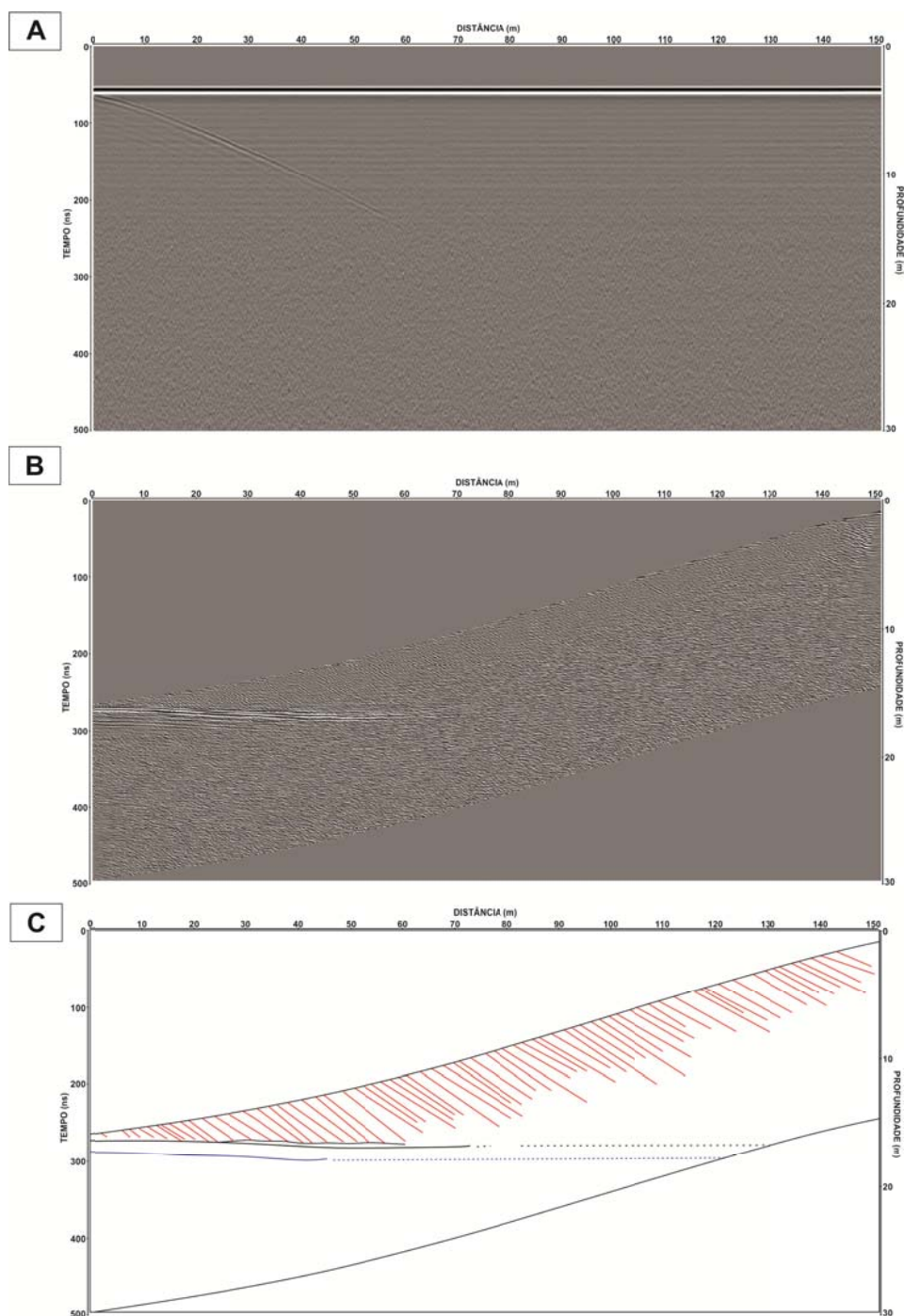
Após a etapa de migração com a determinação correta da velocidade, as hipérboles devem colapsar para um ponto e os refletores serem posicionados nos seus respectivos lugares, faz-se o uso da correção topográfica (última etapa do processamento) para se chegar numa seção real e interpreta-la.

No tópico seguinte serão apresentadas as 5 (cinco) seções desde o dado bruto à imagem final interpretada, bem como as discussões em relação às estruturas internas da duna.

#### ✓ *Interpretação de Discussões dos dados da Campanha 1*

Após a realização de todo o fluxo de processamento e inseridos os dados de topografia pode-se chegar até a seção final para enfim interpreta-la. A figura 30 mostra: (a) Dado bruto coletado em campo, (b) Dado processado e (c) Dado interpretado da seção central (Perfil 3) da duna.

Figura 30 - Perfil Central da aquisição GPR sendo (a) Dado Bruto, (b) Dado processado e (c) Interpretação.

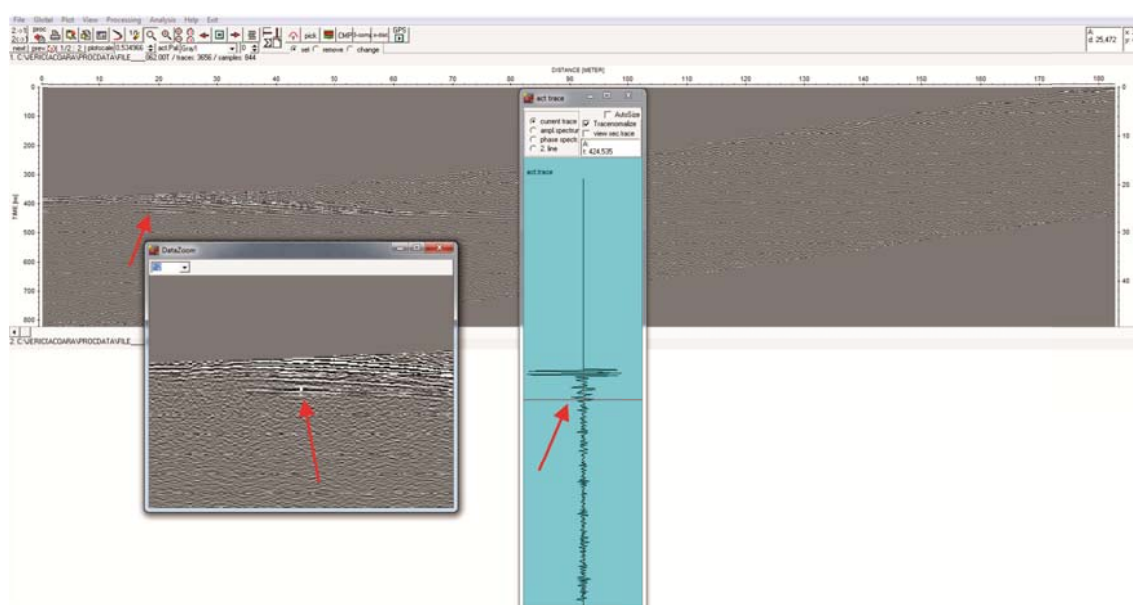


Na Figura 30(a) são observados ruídos coerentes, de forma horizontal na porção superior do dado até aproximadamente 230 ns (nano segundos) em que foram completamente removidos no processamento (Figura 30(b)). Na interpretação observam-se as principais estruturas internas da duna barcana onde se destacam um forte refletor



horizontal em preto como sendo a base da duna, onde são sedimentos de fundo de lagoa com propriedade dielétricas distintas à porção superior, o mesmo acontece com o refletor logo abaixo em azul no qual foi interpretado como o nível freático e os foresets inclinados bem característicos deste ambiente, pelo fato da própria taxa de migração do ambiente eólico. A figura 31 mostra a interface do software com um zoom aproximado da interpretação do nível freático sendo destacado em setas vermelhas.

Figura 31 - Interface do software com um zoom aproximado da interpretação do nível freático sendo destacado em setas vermelhas.



A perda de sinal deste forte refletor a partir da distância de aproximadamente 70 metros é em virtude do aumento em altura do pacote sedimentar, ocasionando a atenuação do sinal. Para o sinal do nível freático o mesmo ocorre a uma distância menor de aproximadamente 45 metros devido ao contraste de impedância na água ser menor do que em relação à base da duna.

Ao observar todas as seções (Figura 32) notou-se diferenças nas estruturas internas do perfil central (Perfil 3) em relação às outras seções localizadas mais próximas aos braços da duna. A imagem mostra os cinco perfis como sendo o Perfil 1 o dado processado (Figura 32(a)) e sua respectiva interpretação (Figura 32(a')), assim sucessivamente para todas as seções até o Perfil 5 (Figura 32(e) processado e (e') interpretado).

A figura 32 (a') observam-se os foresets (em vermelho) sub-horizontais próximos à base da duna com baixos ângulos de mergulho, sendo estes vindo a aumentar à medida que se se desloca no sentido barlavento – sotavento. Os estratos horizontais estão relacionados à base da duna, em preto, e ao nível freático em azul.

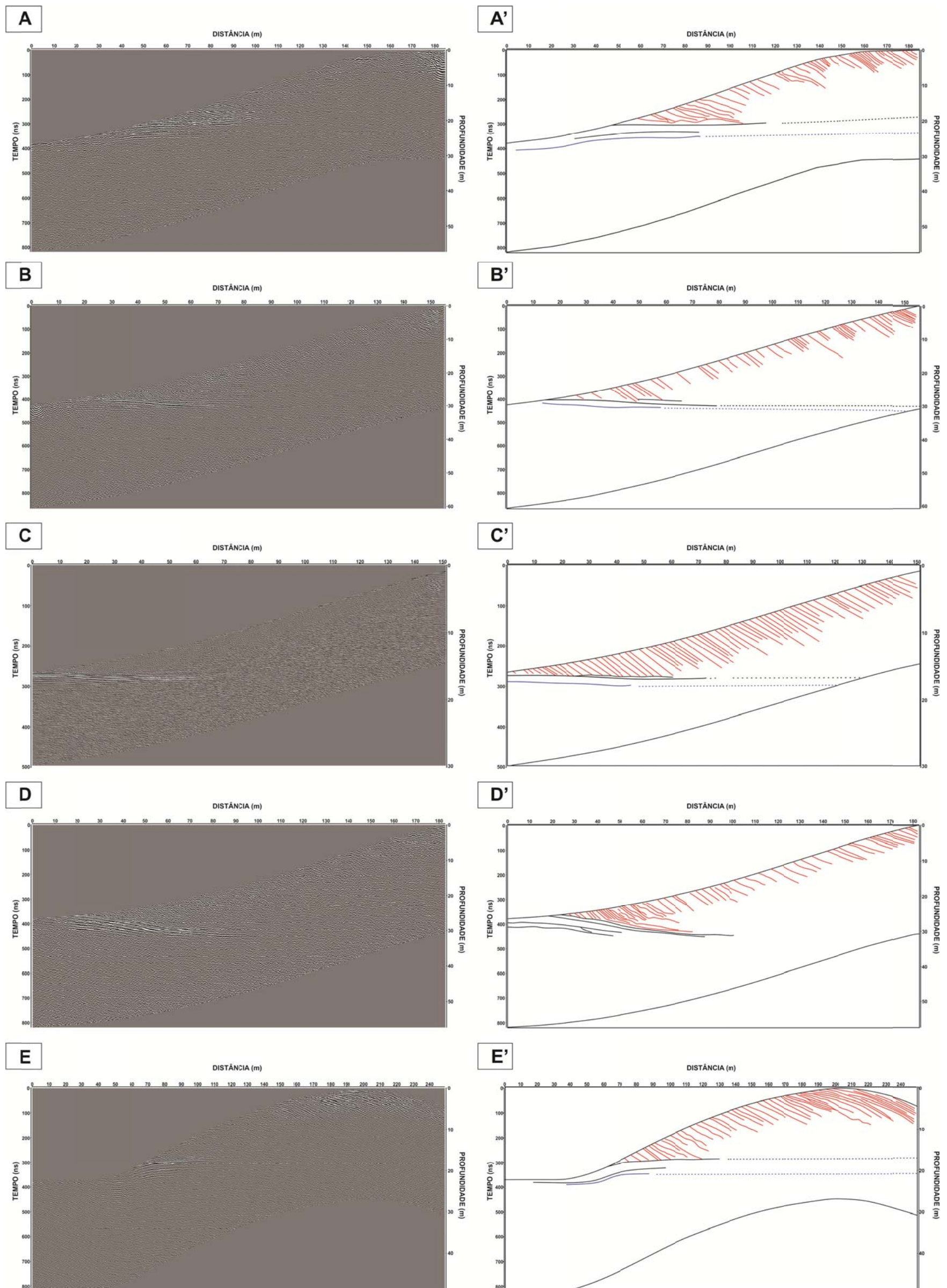
No Perfil 2 (Figura 32 (b')) nota-se um padrão mais uniforme em relação aos ângulos de mergulho dos foresets sendo mais acentuados se comparados aos do Perfil 1, mas em relação aos estratos horizontais tem-se conformidade e similaridade. Já a face de barlavento torna-se mais retilínea devido ao afastamento dos braços da duna.

No Perfil central (Figura 32 (c')) é nítido os ângulo dos foresets quase que invariáveis e mais acentuados que os ângulos dos demais perfis. O nível freático é bastante visível e paralelo à base da duna.

O Perfil 4 (Figura 32 (d')) já apresenta uma face de barlavento menos retilínea em relação ao Perfil Central, isso em decorrência de uma variação topográfica na base da duna, onde se tem concordância entre os estratos sub horizontais, convexos e com superfície de reativação sedimentar. Já o mergulho dos foresets se inicia com uma acentuada inclinação sendo atenuados até praticamente se horizontalizar em virtude do baixo topográfico da base da duna e a partir de aproximadamente 60 metros os foresets passam a aumentar seu ângulo de mergulho.

O Perfil 5 (Figura 32 (e')) localizado mais ao sul da duna e próximo ao flanco inferior apresenta-se morfologicamente diferente dos demais perfis, pois a aquisição se iniciou antes do corpo eólico, aproximadamente 40 metros (Figura 28), e se estendeu pelo braço até atingir uma porção da face de deslizamento (Slip Face).

Figura 32 - Todas as seções processadas e interpretadas. (a) Perfil 1 processado e (a') Interpretado, (b) Perfil 2 processado e (b') Interpretado, (c) Perfil 3 processado e (c') Interpretado, (d) Perfil 4 processado e (d') Interpretado, (e) Perfil 5 processado e (e') Interpretado.



Em relação aos padrões das reflexões observa-se no início da seção estratos horizontais referentes à base da duna acompanhados abaixo do nível freático. Os *foresets* se iniciam com um mergulho acentuado no começo da face de barlavento atenuando até se tornarem sub-horizontais na face de sotavento.

Ao observar todos os perfis (Figura 32) nota-se que os ângulos de mergulho dos foresets são nitidamente mais acentuados ao se aproximarem da seção central, além disso, os ângulos dos mergulhos permanecem quase que constantes neste perfil.

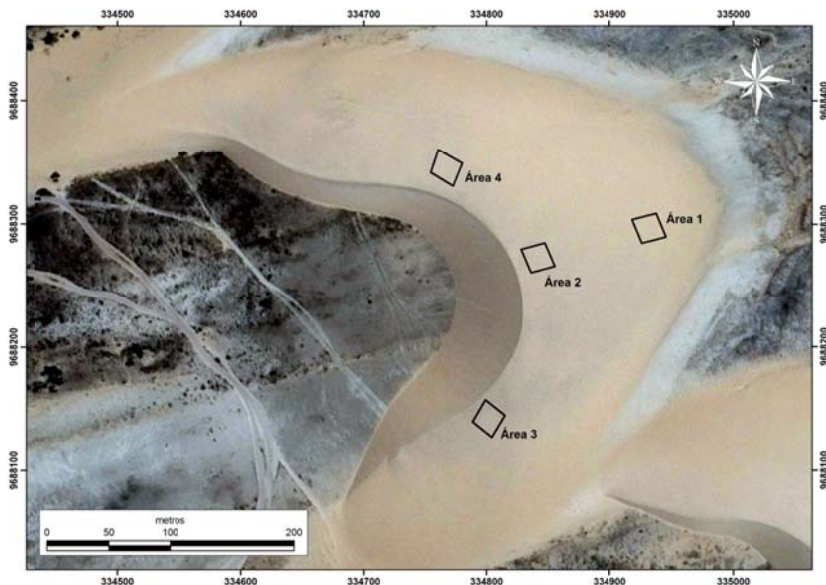
Para se investigar essa variação foi necessário realizar outra campanha de aquisição com um nível maior de detalhe utilizando a antena com uma frequência superior (400 MHz), tendo em vista melhorar a resolução vertical, devido à distância entre os foresets seja de ordem centimétrica e também se coletar um número maior de perfis.

### **5.1.2 Campanha 2 (março de 2016)**

Na segunda campanha os perfis de GPR foram adquiridos com a antena de 400 MHz de modo monoestático e com antena blindada. Os parâmetros de aquisição também foram os sugeridos pelo fabricante em relação aos filtros (Low Pass-800 MHz; High Pass-100 MHz), ganhos e amostragem por metro (Scan/unit) de 50, ou seja, uma amostragem a cada 2 centímetros. A janela temporal de aquisição (range) sugerido é de 50 ns, mas foi adotado 200 ns pelos mesmos motivos da campanha 1. A razão pelo qual se adotou uma grande amostragem lateral foi com objetivo de se medir os ângulos com maior exatidão dos foresets.

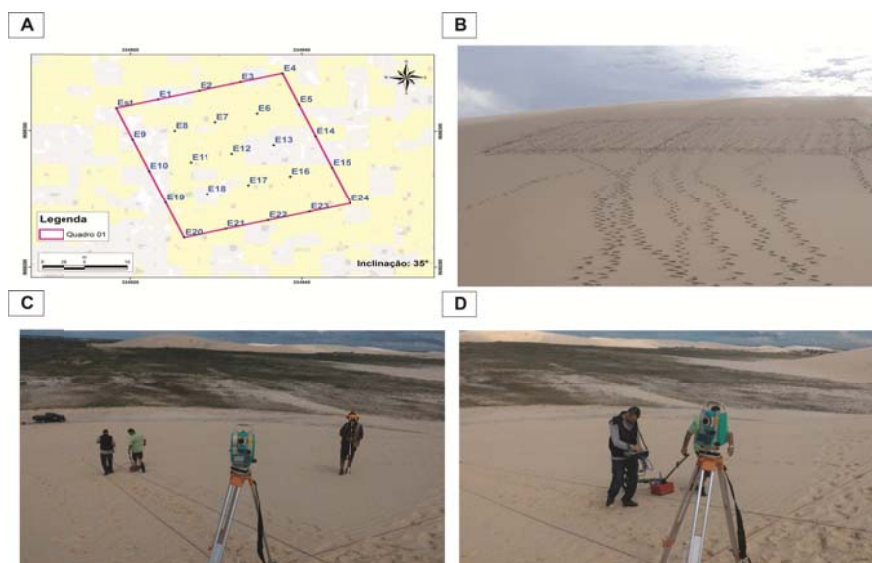
A estratégia para coleta dos dados foi diferente do que a adotada na campanha anterior, onde ao invés de se coletar perfis equidistantes foram selecionadas 4 (quatro) áreas de aquisição em diferentes posições da duna, sendo nominadas de Área 1 (localizada próxima ao início da face de barlavento), Área 2 (localizada próximo à face de deslizamento), ambas na faixa central. A Área 3 localizada mais ao sul e a Área 4 mais ao norte da duna como mostrado na figura 33.

Figura 33 - Áreas de aquisição da segunda campanha.



Todas as áreas de aquisição possuem o mesmo tamanho, sendo um quadrado de 400 m<sup>2</sup> (20m x 20m) onde foi montada uma malha guia que em cada quadrado são adquiridas seções sempre na direção da face de deslizamento e espaçadas de um em um metro dando um total de 21 perfis para cada área estudada (Figura 34). Em cada área foram coletados os dados de topografia espaçados de cinco em cinco metros.

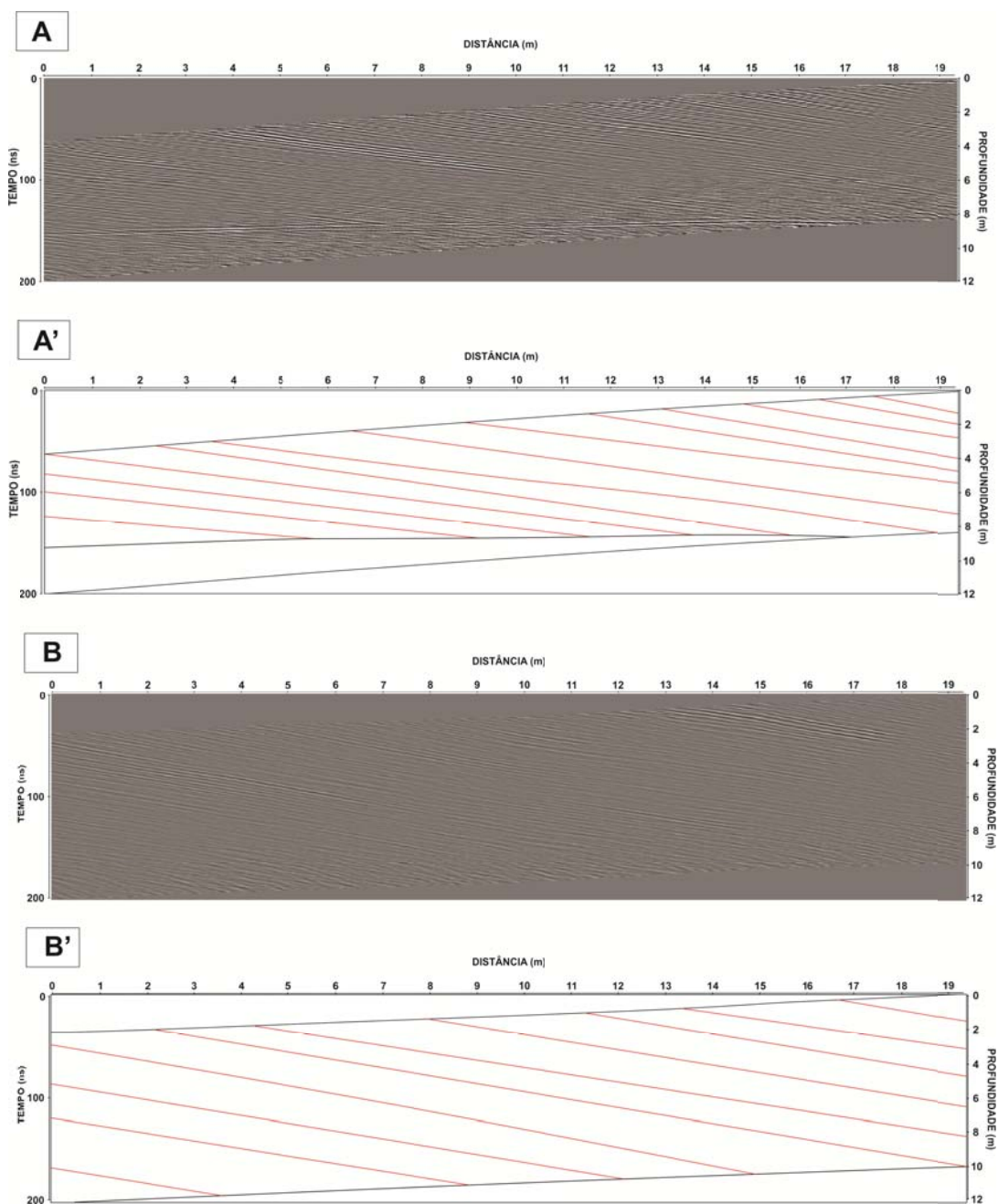
Figura 34 - (a) Estações de coleta dos dados de topografia da Área 1, (b) Malha estalada na duna para a aquisição dos dados e (c) e (d) Aquisição dos dados de GPR em conjunto com os dados de topografia.



### ✓ *Interpretação de Discussões dos dados da Campanha 2*

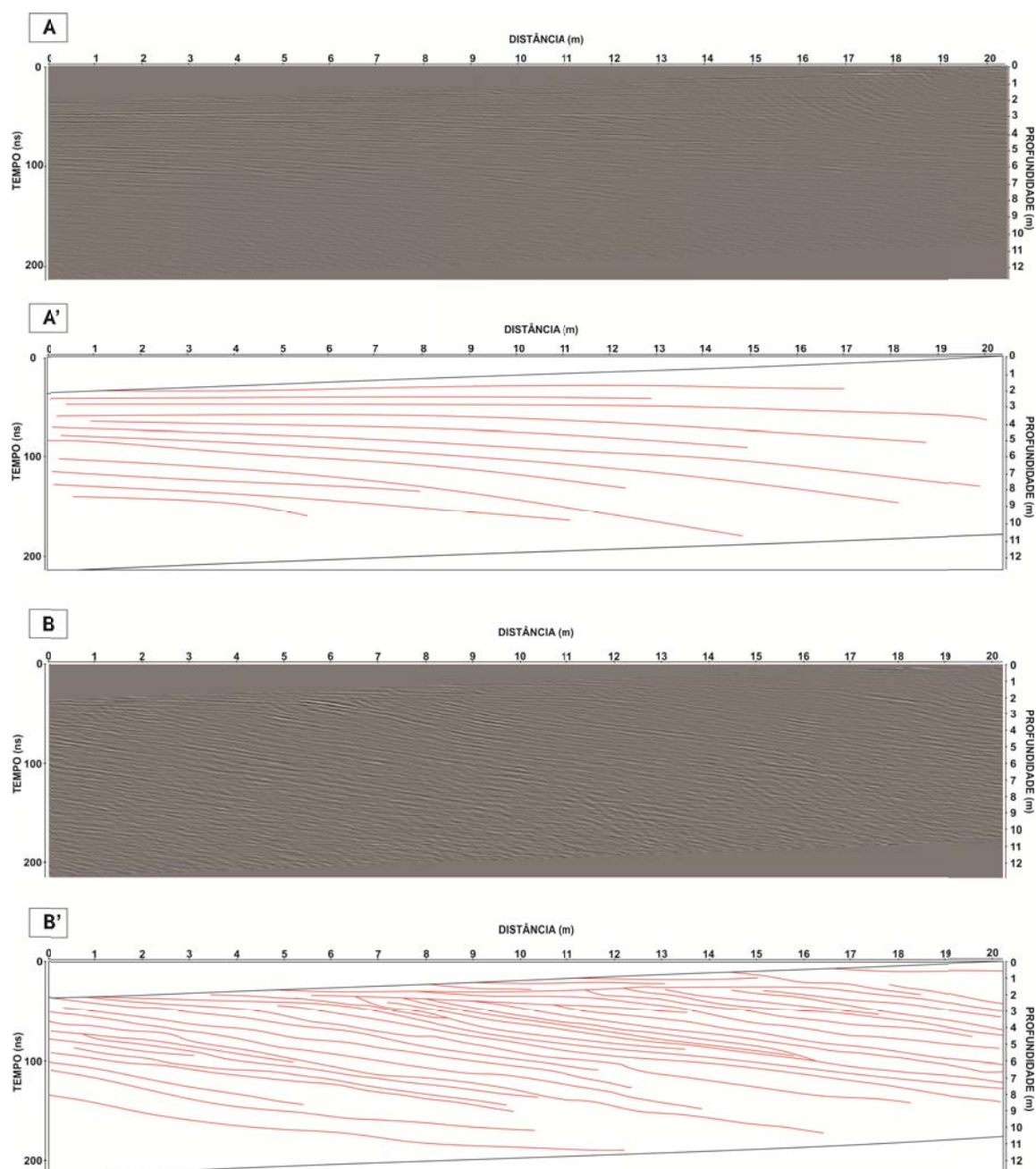
Todas as seções de todas as áreas (1, 2, 3 e 4) foram processadas individualmente seguindo todos os passos do fluxograma de processamento da campanha 1 e foi escavada uma trincheira em cada área e medido o ângulo dos *foresets* com uma bússola para se verificar a eficácia do método GPR para este propósito e entender a mudança nas medidas dos mergulhos em diferentes posições. Analisando as seções processadas e interpretadas tanto na Área 1 (Figura 35(a) e (a')) quanto na Área 2 (Figura 35(b) e (b')) foi escolhido a seção central de cada área onde se observa o mesmo padrão de mergulho tendo apenas a variação topográfica mais acentuada da face de barlavento na Área 1 e a impossibilidade de resposta do pavimento (base da duna) devido a alta frequência da antena (menor grau de penetração) e atenuação da onda eletromagnética na Área 2.

Figura 35 - Seção central da Área 1 e Área 2 onde (a) Dado processado da Área 1, (a') Interpretação da Área 1, (b) Dado processado da Área 2 e (b') Interpretação da Área 2.



Nas Áreas 3 e 4 (Flancos da duna) o padrão dos mergulhos dos foresets apresentam-se completamente diferentes com mergulhos muito suaves e sub-horizontais (Figura 36).

Figura 36 - Seção central da Área 3 e Área 4 onde (a) Dado processado da Área 3, (a') Interpretação da Área 3, (b) Dado processado da Área 4 e (b') Interpretação da Área 4.



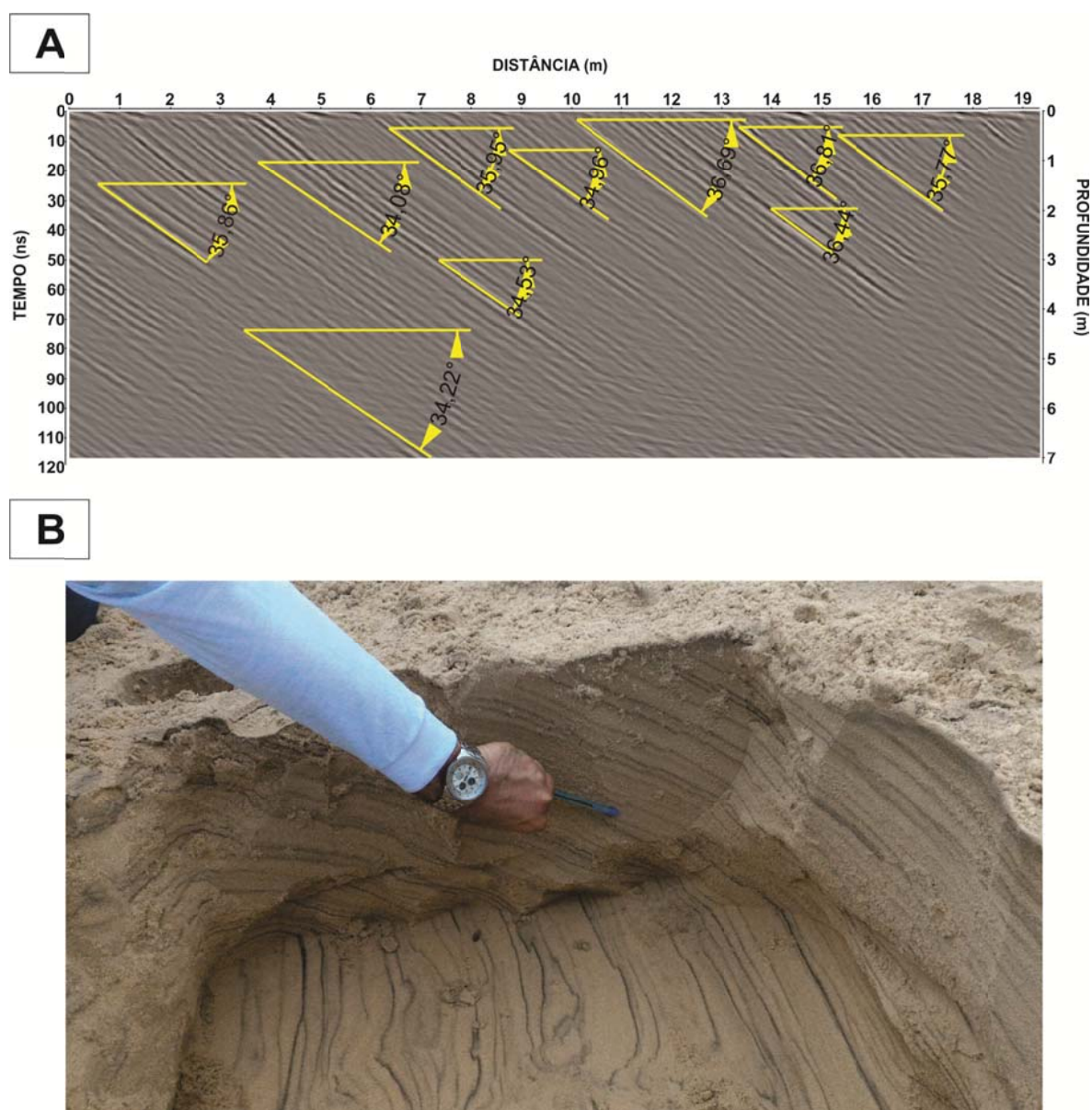
Ao observar essa diferença procurou-se analisar os ângulos de mergulho em cada área e foram também escavadas trincheiras com o intuito de comparar os ângulos medidos em campo com os obtidos nos radargramas.

Para se analisar os ângulos de mergulho dos foresets é necessário que se tenha o controle das escalas vertical (profundidade) e horizontal (distância), tendo como critério



que ambas sejam iguais para se ter a certeza que as medidas sejam reais. A figura 37 (a) mostra os ângulos medidos da seção na Área 1 a trincheira escavada no local figura 37 (b).

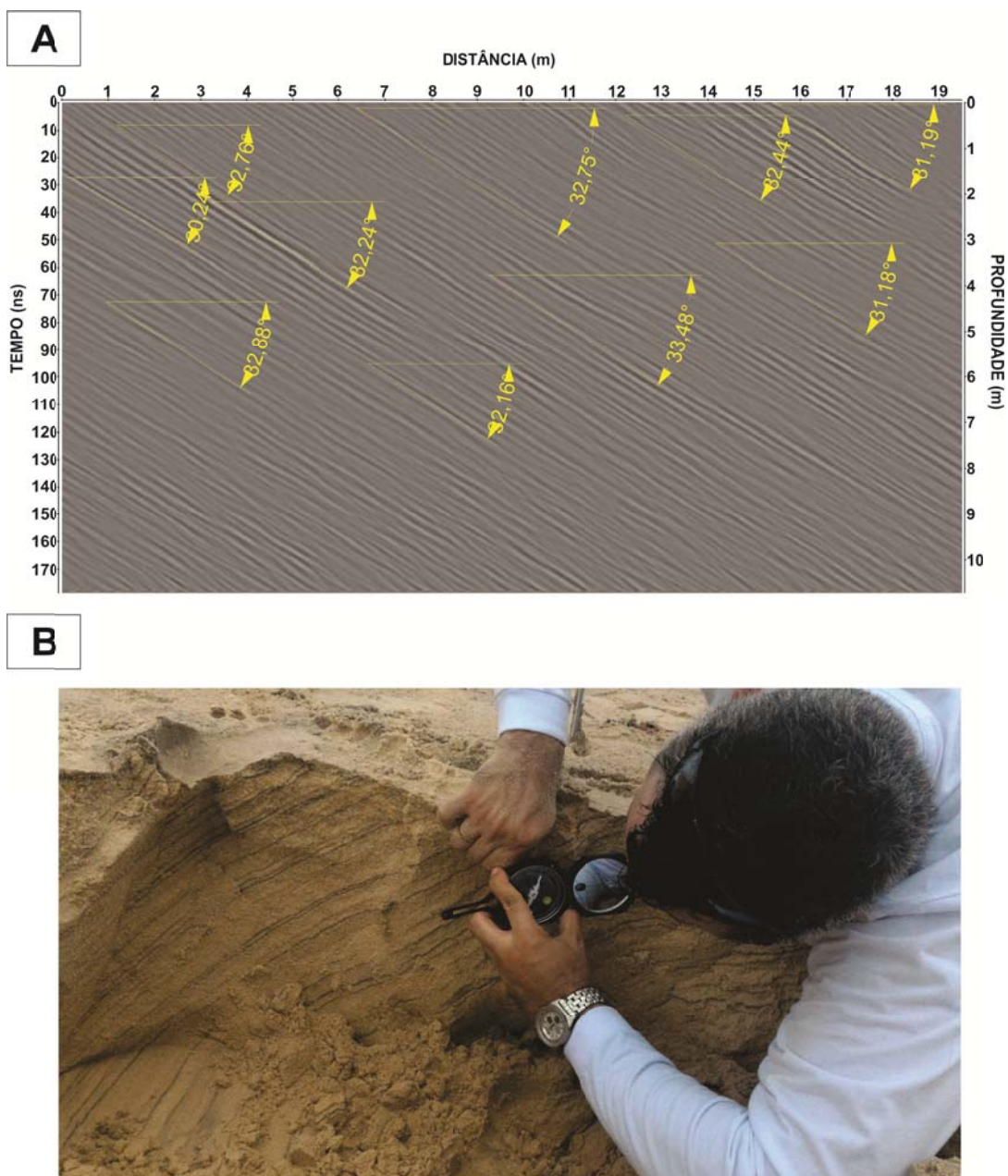
Figura 37 - (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 1 e (b) Trincheira escavada na Área 1.



Note que para a medição dos ângulos no radargrama não se faz necessário inserir no processamento a correção topográfica, pois os ângulos de mergulho são em relação à horizontal. A escolha dos ângulos foi feita de forma aleatória e em diferentes posições na seção. O ângulo dos foresets medido na trincheira foi constante no valor de  $35^\circ$  (trinta e cinco graus). O mesmo procedimento foi adotado para todas as áreas. A figura 38

mostra os ângulos extraídos da Área 2 e a respectiva trincheira com o ângulo medido com a bussola. Para essa área a medida do mergulho foi de  $34^\circ$  (trinta e quatro graus).

Figura 38 - (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 2 e (b) Trincheira escavada na Área 2.



A tabela 6 mostra os ângulos extraídos nas duas áreas onde foram realizados os cálculos estatísticos de média aritmética, mediana e moda e não foram utilizadas as casas decimais, pois seria muito improvável o cálculo da moda e desnecessário pelo fato da bussola não utilizar essa precisão.

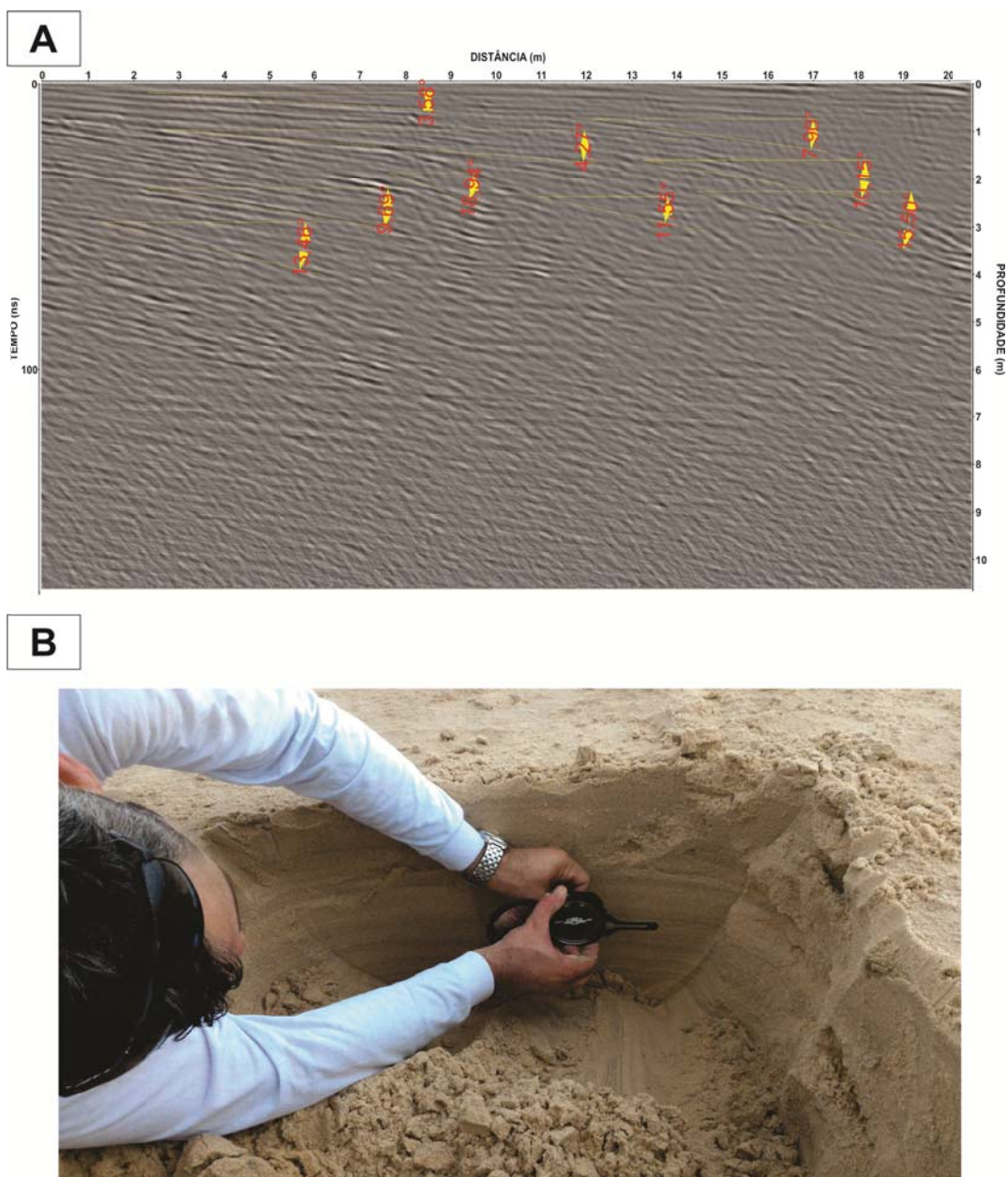
Tabela 6 - Ângulos extraídos nas Áreas 1 e 2.

ÁREA 1		ÁREA 2
<b>ÂNGULOS</b>	<b>34</b>	<b>30</b>
	<b>36</b>	<b>33</b>
	<b>34</b>	<b>32</b>
	<b>35</b>	<b>33</b>
	<b>35</b>	<b>32</b>
	<b>37</b>	<b>33</b>
	<b>37</b>	<b>33</b>
	<b>36</b>	<b>32</b>
	<b>36</b>	<b>31</b>
	<b>35</b>	<b>31</b>
<b>MÉDIA</b>	<b>35</b>	<b>32</b>
<b>MEDIANA</b>	<b>35</b>	<b>32</b>
<b>MODA</b>	<b>35</b>	<b>33</b>

Ao observar os valores conclui-se que a moda, média e mediana são valores muito próximos das medidas de campo sendo uma diferença completamente aceitável e se tratando de dunas barcanas o cálculo da média aritmética é o suficiente. Vale salientar que a localização destas áreas é na porção central da duna.

Nas Áreas 3 e 4 (flancos da duna) as medidas do mergulho são completamente diferentes em relação à porção central e sub-horizontais. Na Área 3 (Figura 39) observa-se ângulos baixo com a média de 10° (dez graus) e sendo medidos com a bússola ângulos de 5° (cinco graus). Note que os ângulos menores estão localizados mais próximos à superfície.

Figura 39 - (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 3 e (b) Trincheira escavada na Área 3.

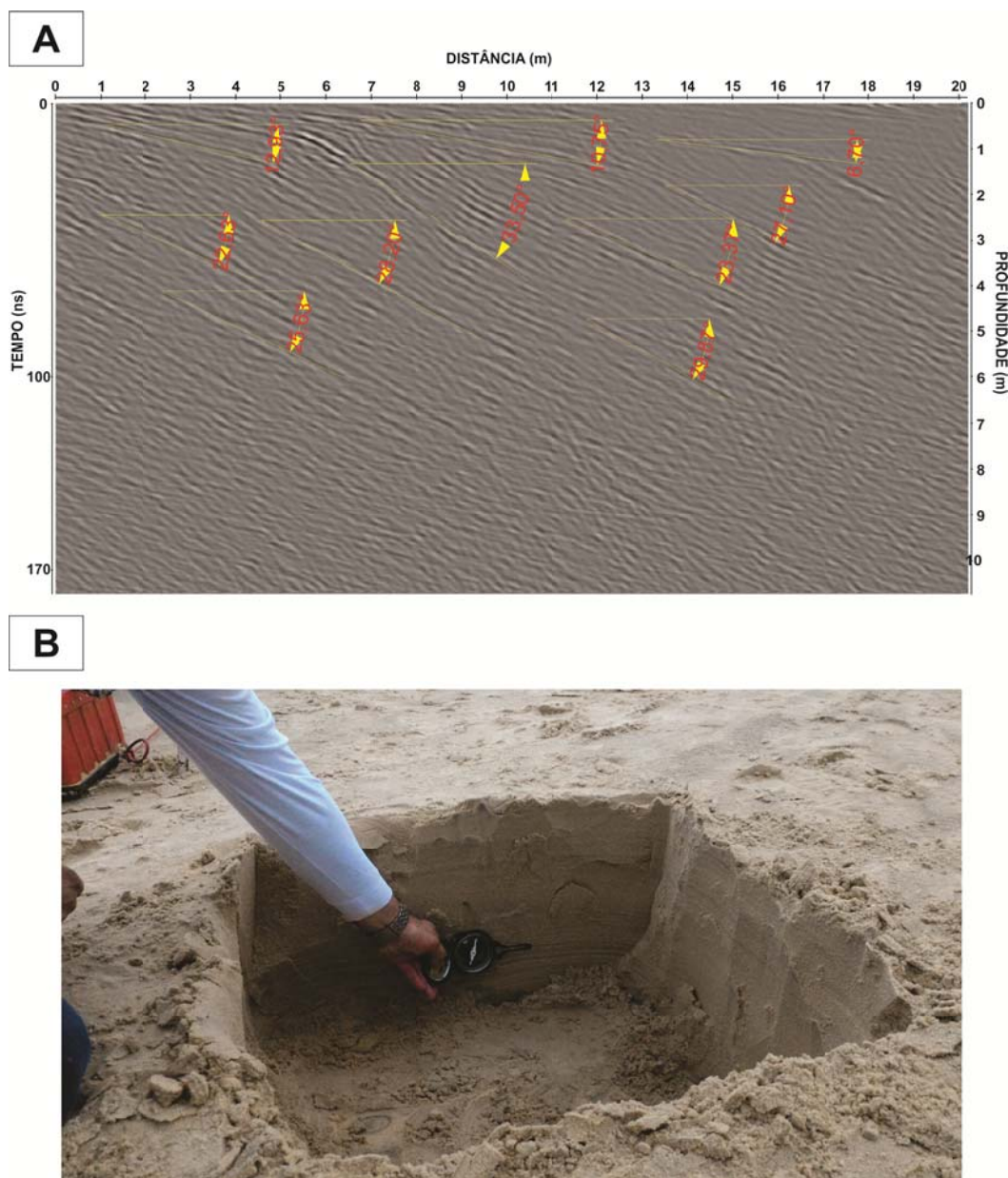


Na Área 4 (Figura 40) obteve-se uma média de  $21^\circ$  (vinte e um graus) e medida in situ de  $6^\circ$  (seis graus). Deve se ter bastante precaução na medida dos mergulhos, tanto em radargramas quanto em campo, pelo fato de se está medindo o ângulo aparente e não o ângulo real.

Sabe-se que o ângulo aparente de mergulho dos foresets nunca será maior do o ângulo real, em virtude disso, outro critério foi adotado. A partir das linhas adquiridas em

cada área foi possível gerar uma visualização em três dimensões (3D) de cada porção para se compreender o que foi observado.

Figura 40 - (a) Medidas dos ângulos no radargrama na seção da Área 4 e (b) Trincheira escavada na Área 4.

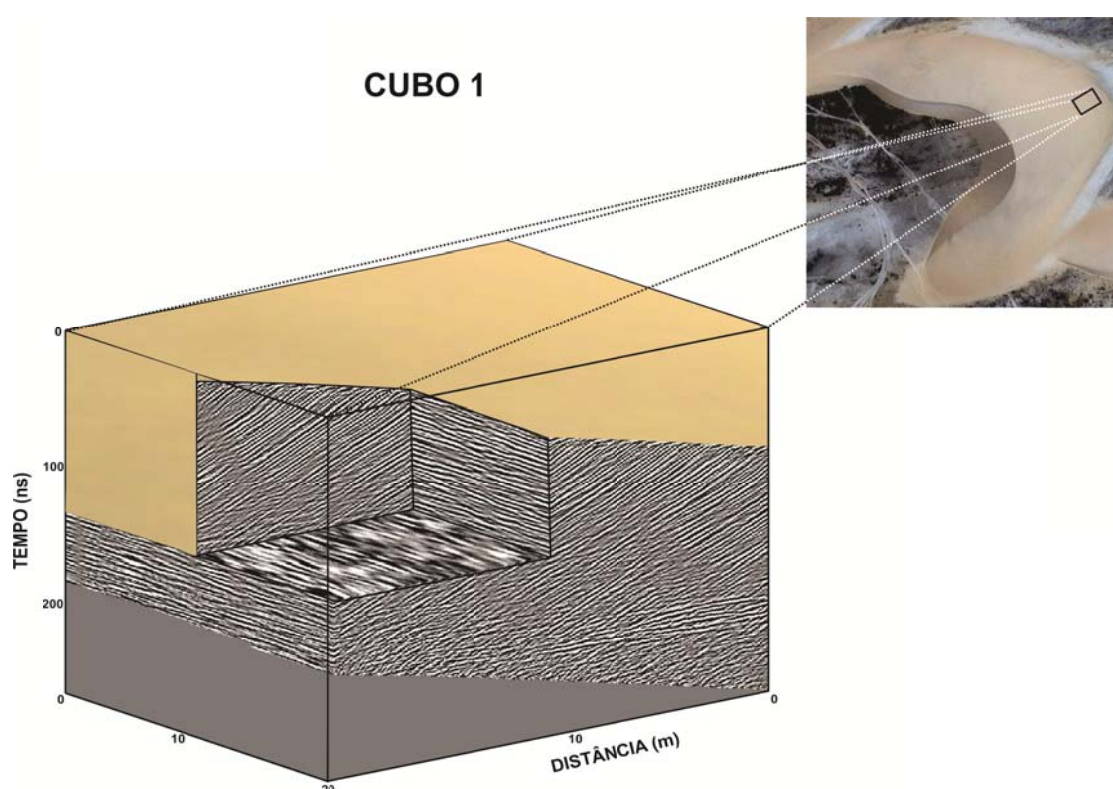


### ✓ *Visualização Tridimensional das Áreas estudadas na Campanha 2*

Na campanha 2 foram adquiridos 21 (vinte e um) perfis paralelos em cada área sendo assim possível gerar um cubo de visualização tridimensional a partir de seções,

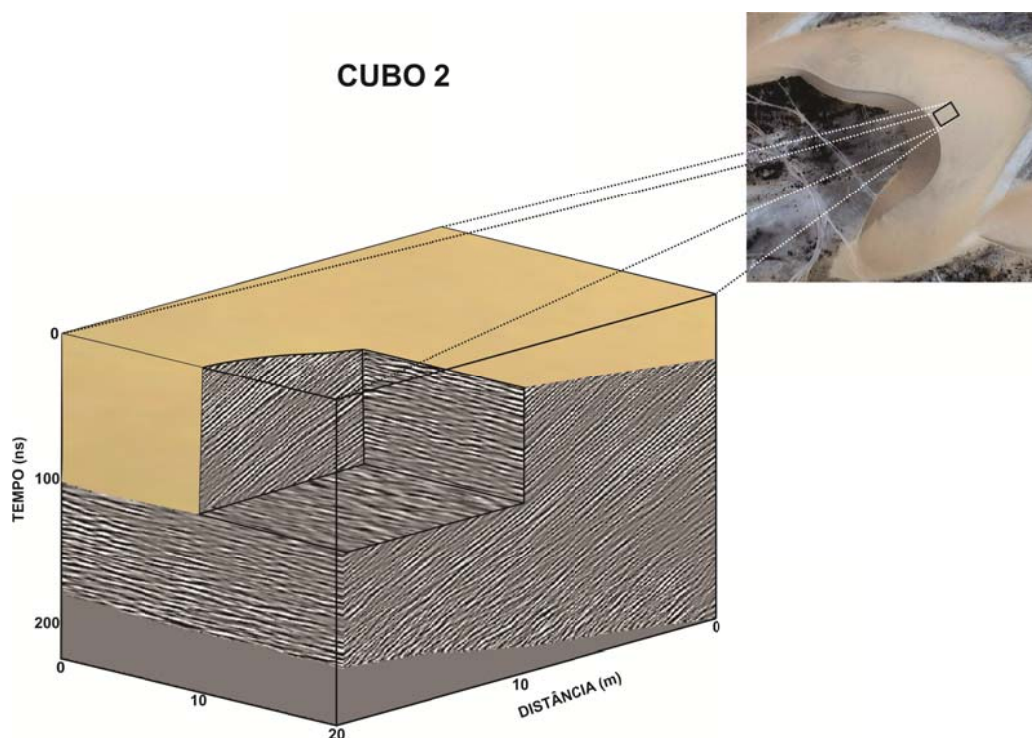
correlacionar com as trincheiras escavadas e entender o comportamento dos foresets. A figura 41 mostra o Cubo 1 gerado na Área 1 em que os foresets se comportam de forma exatamente como visto na trincheira (Figura 37(b)). Note a correlação com o corte perpendicular na seção. Em todos os cubos gerados foi realizada uma interpolação na direção y (perpendicularmente à aquisição) e se retirou do cubo um quarto do volume para vê verificar as estruturas internas.

Figura 41 - Cubo gerado na Área 1 a partir das seções paralelas adquiridas.



A figura 42 apresenta o cubo gerado na Área 2, onde os foresets são similares aos gerados no cubo1 com uma diferença apenas na topografia mais suave devido a localização da área mais acima da duna.

Figura 42 - Cubo gerado na Área 2 a partir das seções paralelas adquiridas.



Nos cubos referentes às Áreas 3 e 4 (Figuras 43 e 44) apresentam se forma diferentes em relação aos cubos localizados na faixa central da duna por se localizarem nos flancos da mesma.

Essa diferença na estrutura interna dos cubos pode ser explicada pela variação na direção de mergulho dos foresets devido à mudança dos vetores de intensidade do vento na superfície da duna, pois a intensidade do vento é aumentada tanto quanto maior for à altura como também nos flancos pelo menor trapeamento dos grãos de areia.

Figura 43 - Cubo gerado na Área 3 a partir das seções paralelas adquiridas.

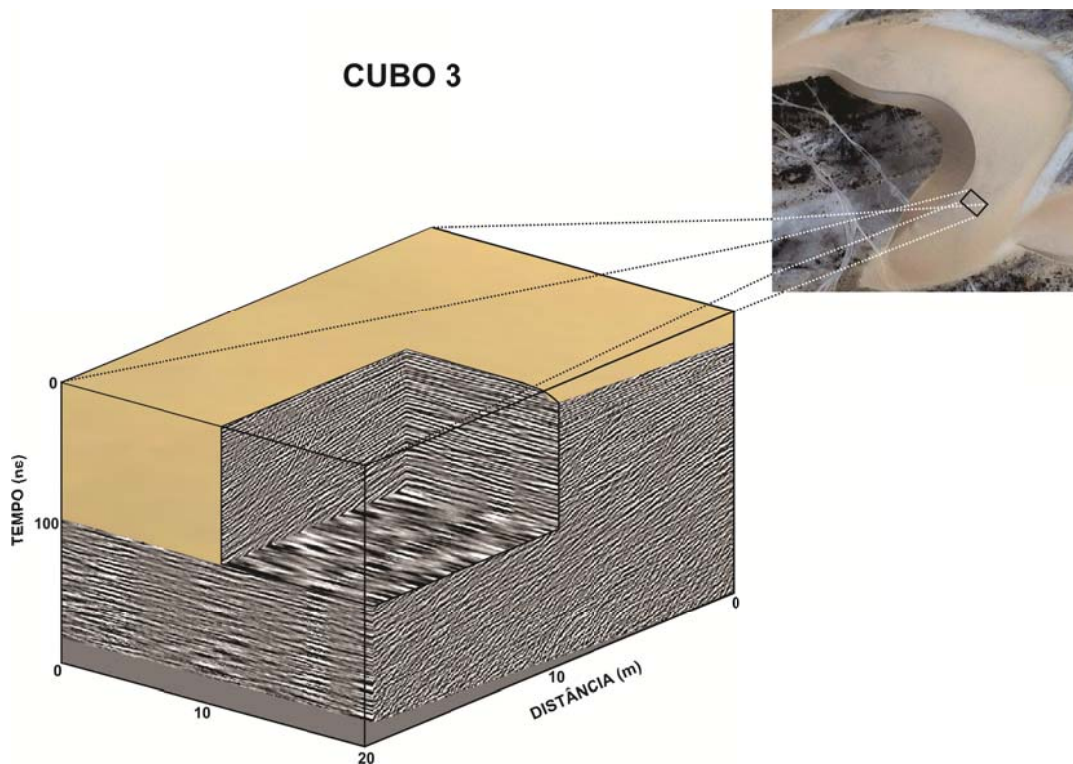
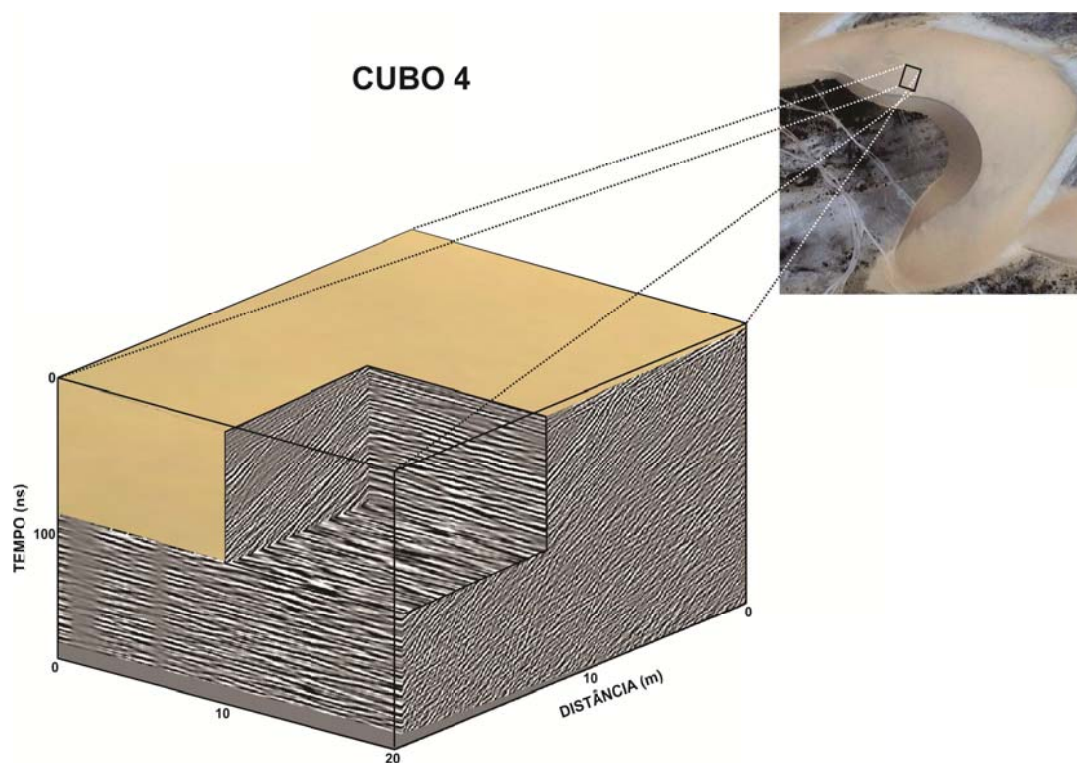


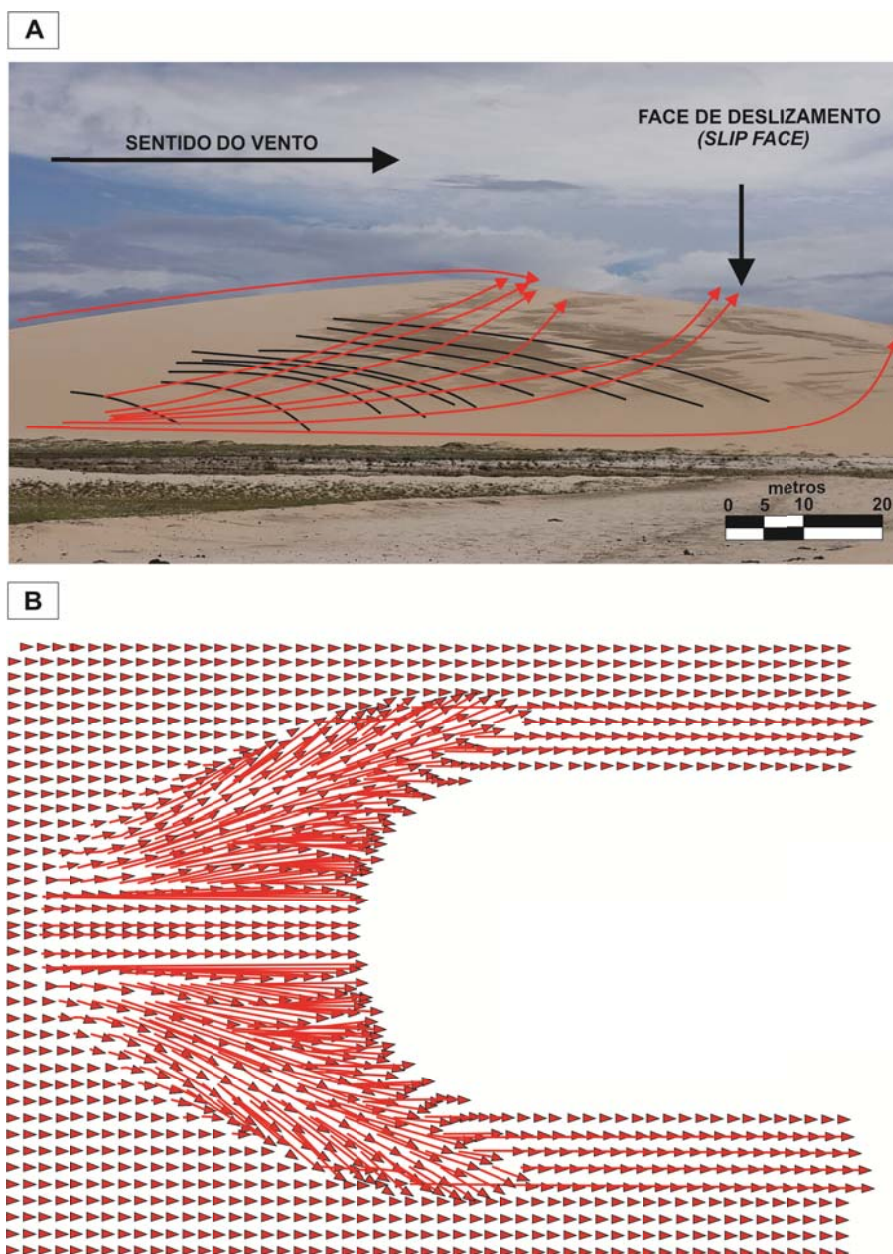
Figura 44 - Cubo gerado na Área 4 a partir das seções paralelas adquiridas.





A figura 45(a) mostra a mudança na direção de mergulho na duna estudada e em 45(b) O vetor intensidade dos ventos na superfície da duna.

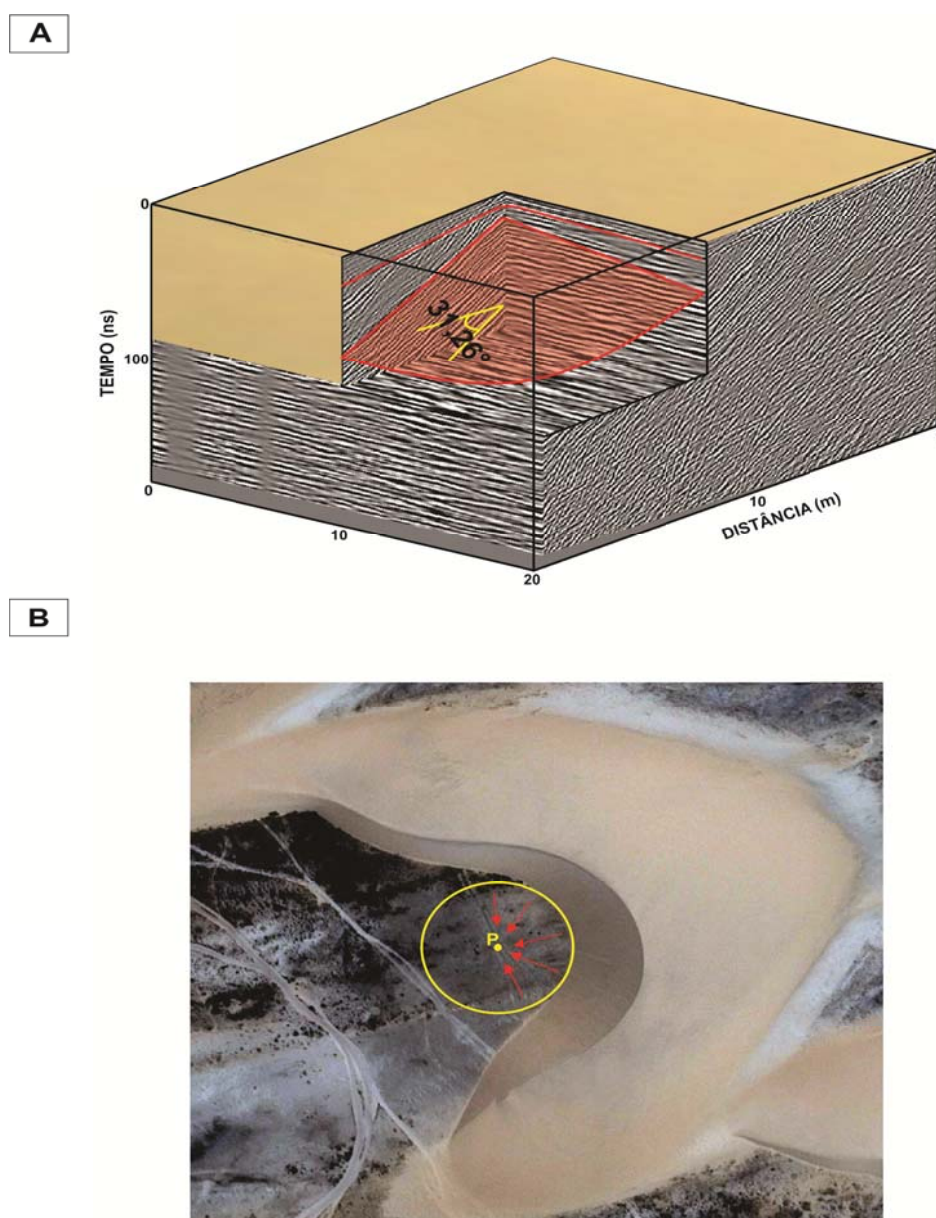
Figura 45 - (a) Mudança na direção de mergulho dos foresets na duna (setas em preto) e (b) Vetor intensidade dos ventos na superfície da duna (setas vermelhas).



Ao se interpretar os cubos localizados nos flancos (3 e 4) e levando-se em conta a mudança de direção dos mergulhos, verifica-se que as medidas dos ângulos dos foresets mensuradas nas seções se tratavam de mergulhos aparentes pois estavam com

ângulos muito baixos. A figura 46 sugere que os ângulos de mergulho reais são observados no cubo como uma superfície (em vermelho) interligando os ângulos aparentes e sendo apontados sempre para uma direção de um ponto imaginário (P) localizado no ponto centro de um círculo traçado acompanhando a base da face de deslizamento (Slip Face).

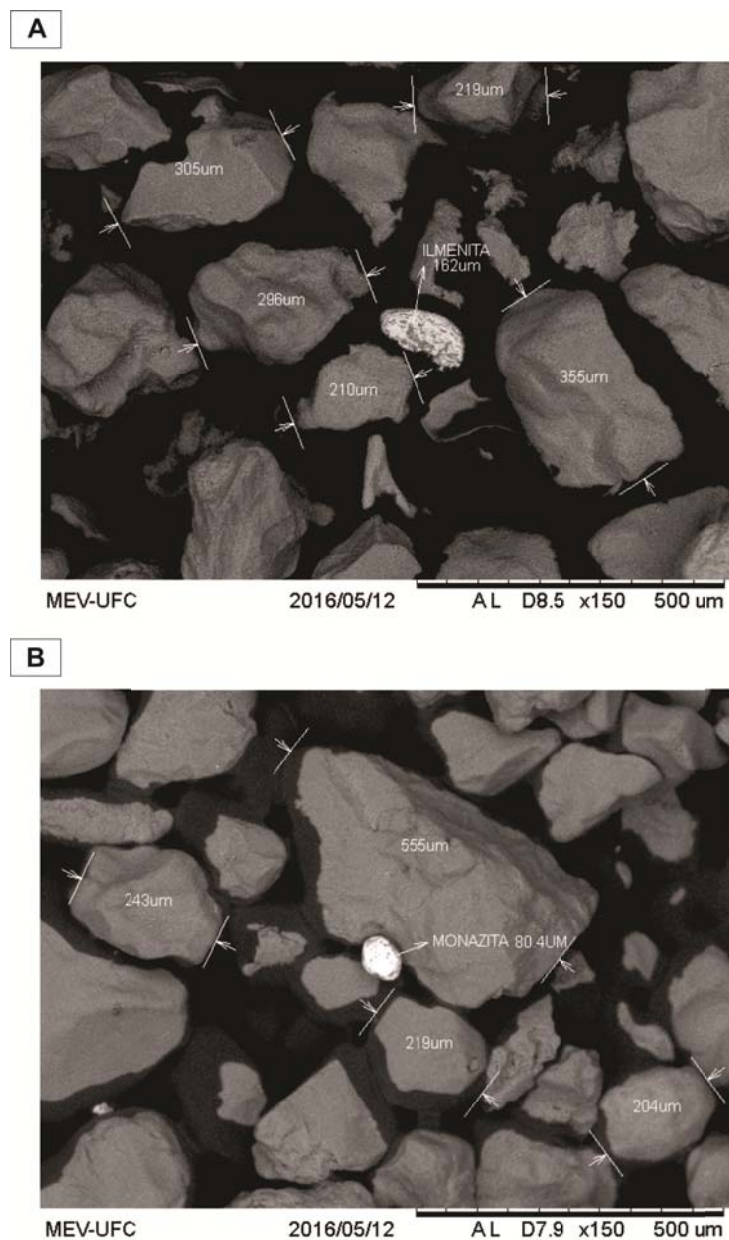
Figura 46 - (a) Superfície em vermelho mostrando o ângulo real e (b) Ponto (P) localizado centro de um círculo traçado ( em amarelo) acompanhando a base da face de deslizamento.



Em campo foram coletadas amostras do sedimento para verificação dos minerais pesados presentes nos foresets. As mesmas foram analisadas no Departamento de

Geologia da Universidade Federal do Ceará através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e foram constatados os minerais ilmenita e monazita (Figura 47). Note a imaturidade do sedimento mostrando que a fonte é proximal, possivelmente os sedimentos da Formação Barreiras.

Figura 47 - Análise das amostras no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura).



### **5.1.3 Migração da Duna (*Processamento de Imagens e SIG*)**

Nessa pesquisa foram realizados estudos da migração da duna sobre a qual foram realizados os trabalhos de geofísica através de imageamento GPR. Para tanto foram utilizadas imagens disponíveis de diversos sensores aéreos e orbitais adquiridas ao longo de 57 anos e cobrindo de forma sazonal a região em questão. Posteriormente, esses produtos de sensoriamento remoto foram inseridos em plataforma SIG, foram georeferenciados (WGS 1984, UTM, Zona 24S), cortados de modo a melhor destacar a duna estudada e tiveram ali traçados de forma criteriosa os contornos da duna mostrando suas variações, modificações e posição ao longo do tempo disponível. Os dados de fotografias aéreas antigas foram convertidos para formato digital seguindo procedimentos clássicos.

Assim, foram utilizadas fotografias aéreas dos anos de 1958, 1967 e 1969, imagens do satélite LANDSAT 5 de 1992, imagens Google Earth de diversos sensores dos anos de 2003, 2009 e 2013 e uma imagem do satélite Rapideye do ano de 2015. Todas essas imagens tiveram processamento envolvendo melhorias de contraste, equalizações e de resolução, também seguindo procedimentos clássicos de processamento de imagens.

A figura 48 mostra o resultado desse trabalho de processamento e de SIG onde podem ser observados os diferentes traçados de contorno da duna ao longo do tempo. Na plataforma SIG foi possível visualizar com precisão e ao mesmo tempo todas as imagens processadas e os traçados (layers) correspondentes aos contornos ao longo do tempo de 57 anos e distribuídos ao longo dos anos mencionados anteriormente.

Com relação ao estudo da migração da duna no período em questão foram realizadas 3 medidas em três posições diferentes da base da duna a saber: canto norte, centro e canto sul, conforme está ilustrado na figura 49, as médias e outros valores estatísticos de migração bem como os traços dos contornos ao longo do tempo considerado e direção de migração estão sintetizados na figura 50.

Figura 48 - Traçados de contorno da duna ao longo do tempo de 57 anos.

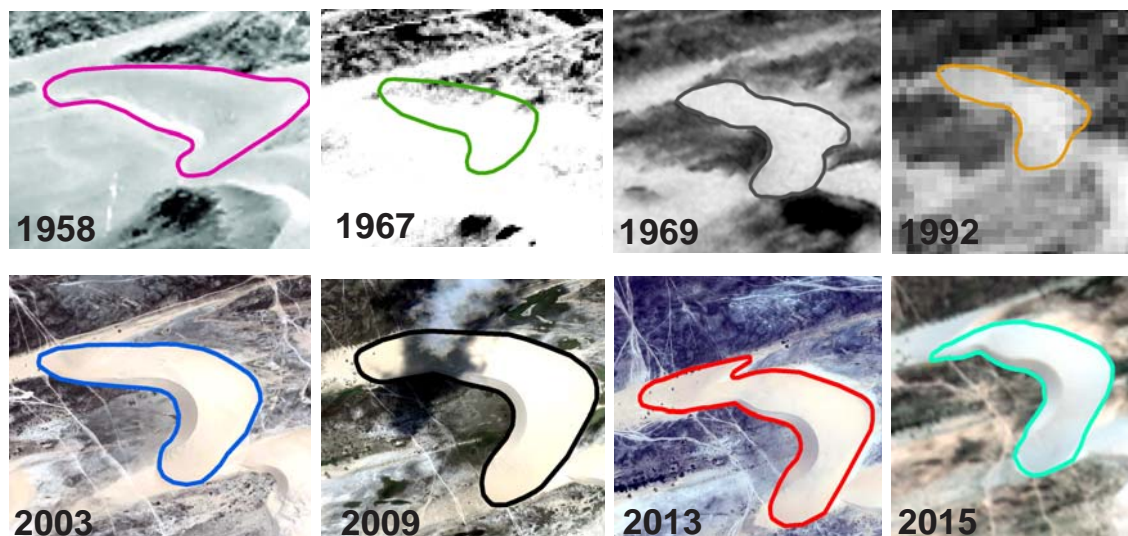
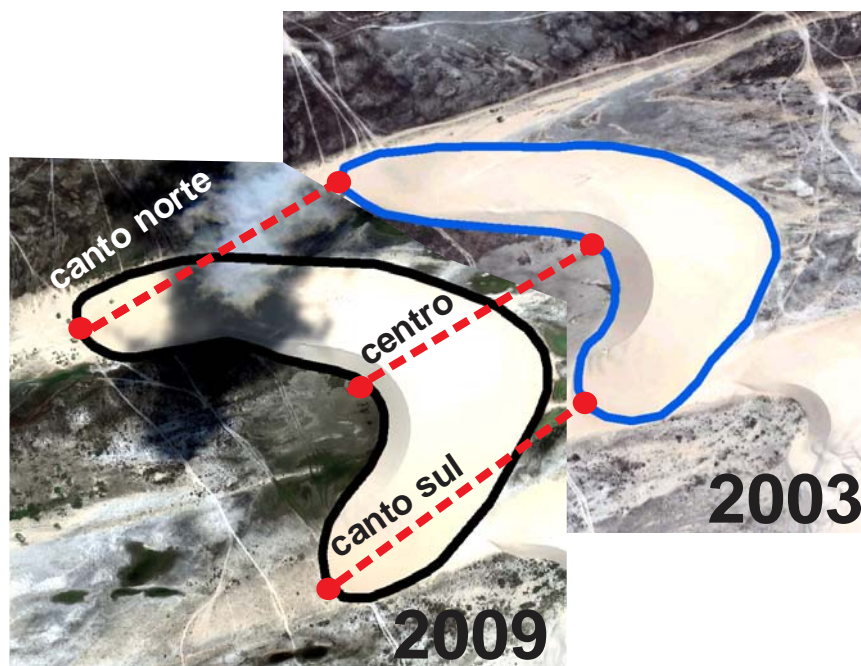


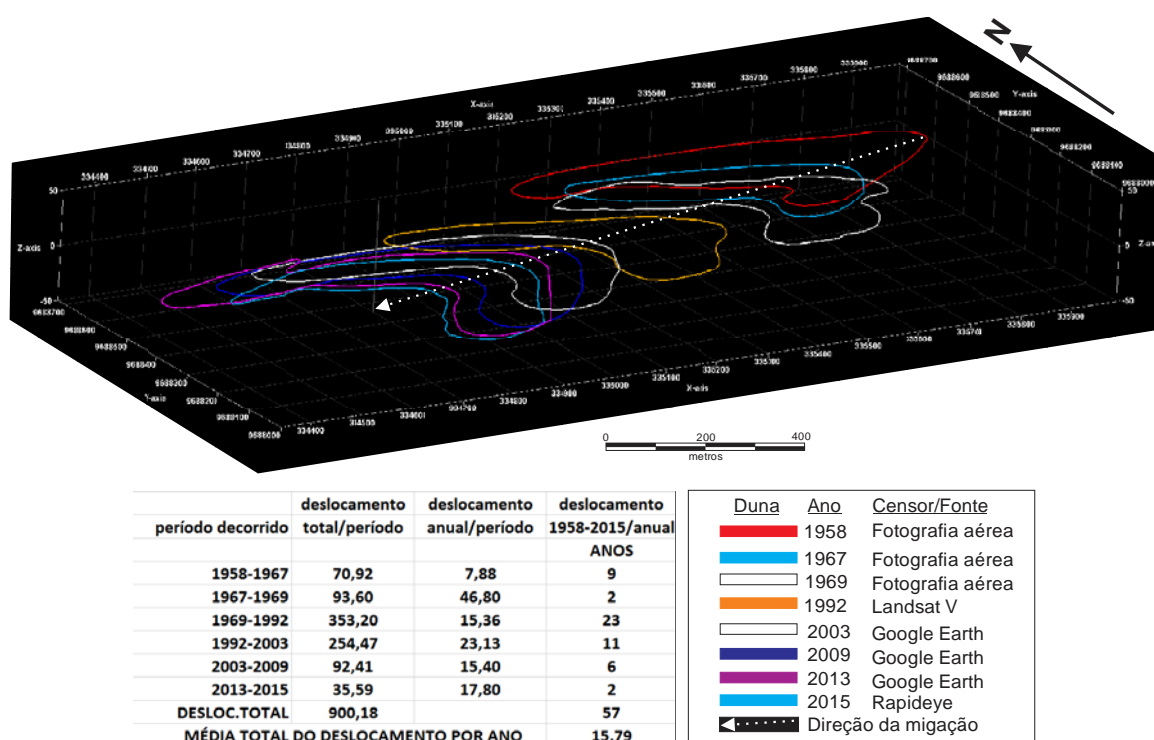
Figura 49 - Medidas em três posições diferentes da base da duna entre os anos de 2003 e 2009.



Como se pode observar existem variações de velocidade de migração ao longo do tempo considerado e que no geral se pode considerar uma taxa de migração de 16 metros ao ano, com um deslocamento total para oeste de 900 metros no período de 57 anos, corroborando, essa média, com diversos dados da literatura (Sauermaann et al., 2003).

Fato a ser considerado em trabalhos futuros e de difícil recuperação de dados seriam as relações com direções e velocidades de ventos, granulometria dos sedimentos e regime pluviométrico ao longo do mesmo período.

Figura 50 - Variação de migração da duna ao longo de 57 anos.



## 5.2 Blowouts do Porto das Dunas – Aquiraz

Blowouts são comuns em ambientes de dunas costeiras e são definidos como uma depressão causada por erosão eólica em depósitos de areia preexistente (Hesp, 2002; Dech, et al., 2005). A combinação de diferentes fatores, como topografia, ventos e alterações na cobertura vegetal são a força motriz para a sua iniciação.

A área estudada localiza-se no Porto das Dunas próximo ao parque eólico da região onde há a formação de vários *blowouts* sendo associada a uma linha de costa bastante energética com ventos na direção SE-NW em um litoral semiárido onde compreendem uma sequência complexa de depósitos ativos. Como na área anterior (Jericoacoara) a pesquisa foi realizada em duas campanhas, uma de caráter regional e outra mais detalhada visando uma visualização tridimensional.

A figura 51 mostra onde foram realizados os levantamentos em ambas as campanhas sendo definidos como perfis os da primeira campanha e Área 1 ao da segunda campanha.

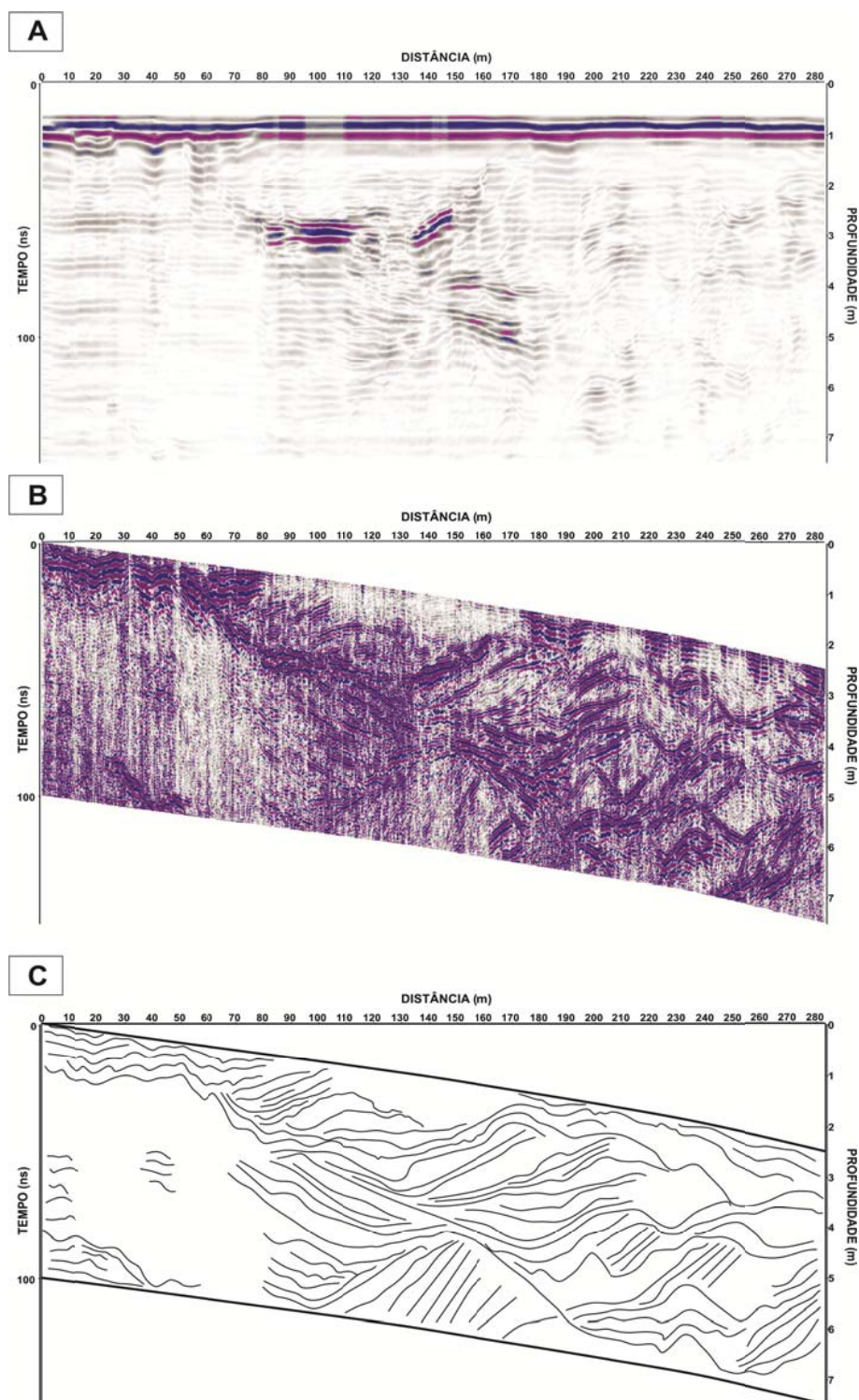
Figura 51 - Localização dos perfis nas duas campanhas de aquisição no Porto das Dunas.



### 5.2.1 Campanha 1 (janeiro de 2014)

A aquisição da Campanha 1 consistiu na realização de dois perfis, um com 282 metros (em vermelho) e outro de 290 metros (em verde) cortando o blowout (ver figura 51). Na campanha 1 de GPR foram utilizados os mesmos parâmetros da primeira campanha em Jericoacoara (antena de 200 MHz) com exceção da janela temporal de aquisição de 200 ns e topografia realizada de 10 em 10 metros. O processamento dos dados foi realizado seguindo criteriosamente o padrão adotado no fluxo de processamento (Figura 25) e para determinação da velocidade do meio foi utilizado o mesmo procedimento anterior obtendo a mesma velocidade de 0,12 m/ns. A figura 52 mostra o dado bruto (a) adquirido do primeiro perfil, dado processado (b) e interpretado.

Figura 52 - Primeiro perfil da campanha 1 onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.

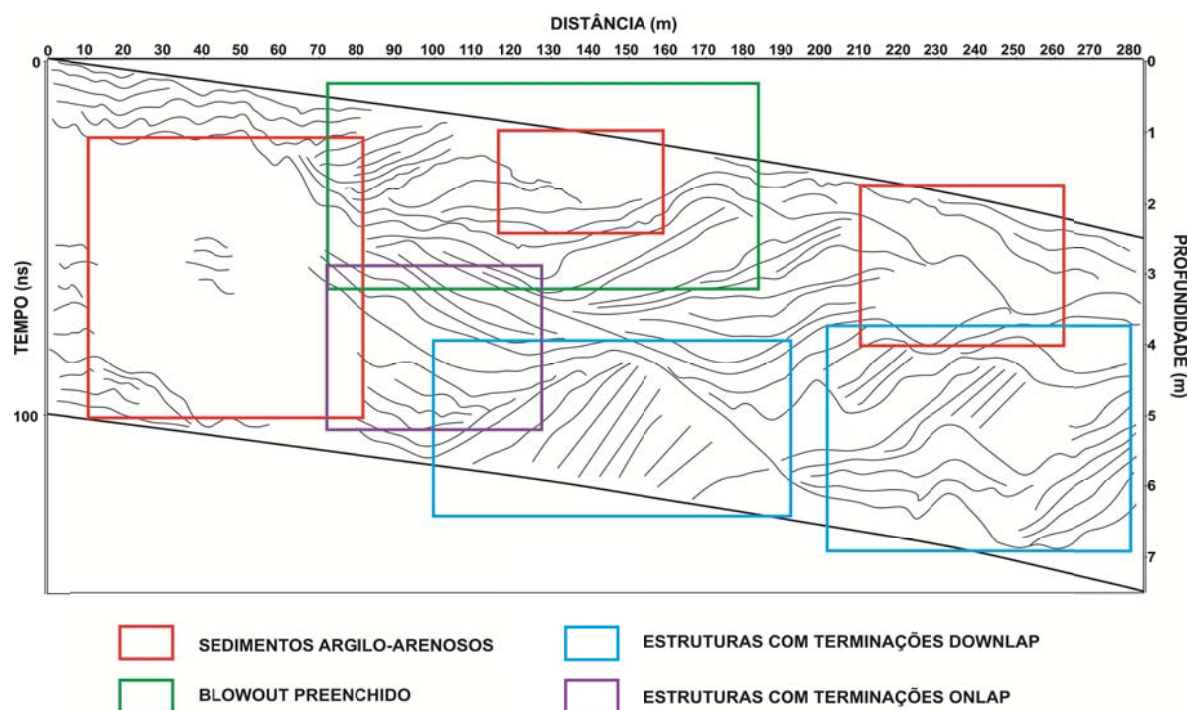


A paleta de cores foi alterada em comparação com os dados anteriores (Jericoacoara) para facilitar na interpretação, vale salientar que essa alteração ela é bem



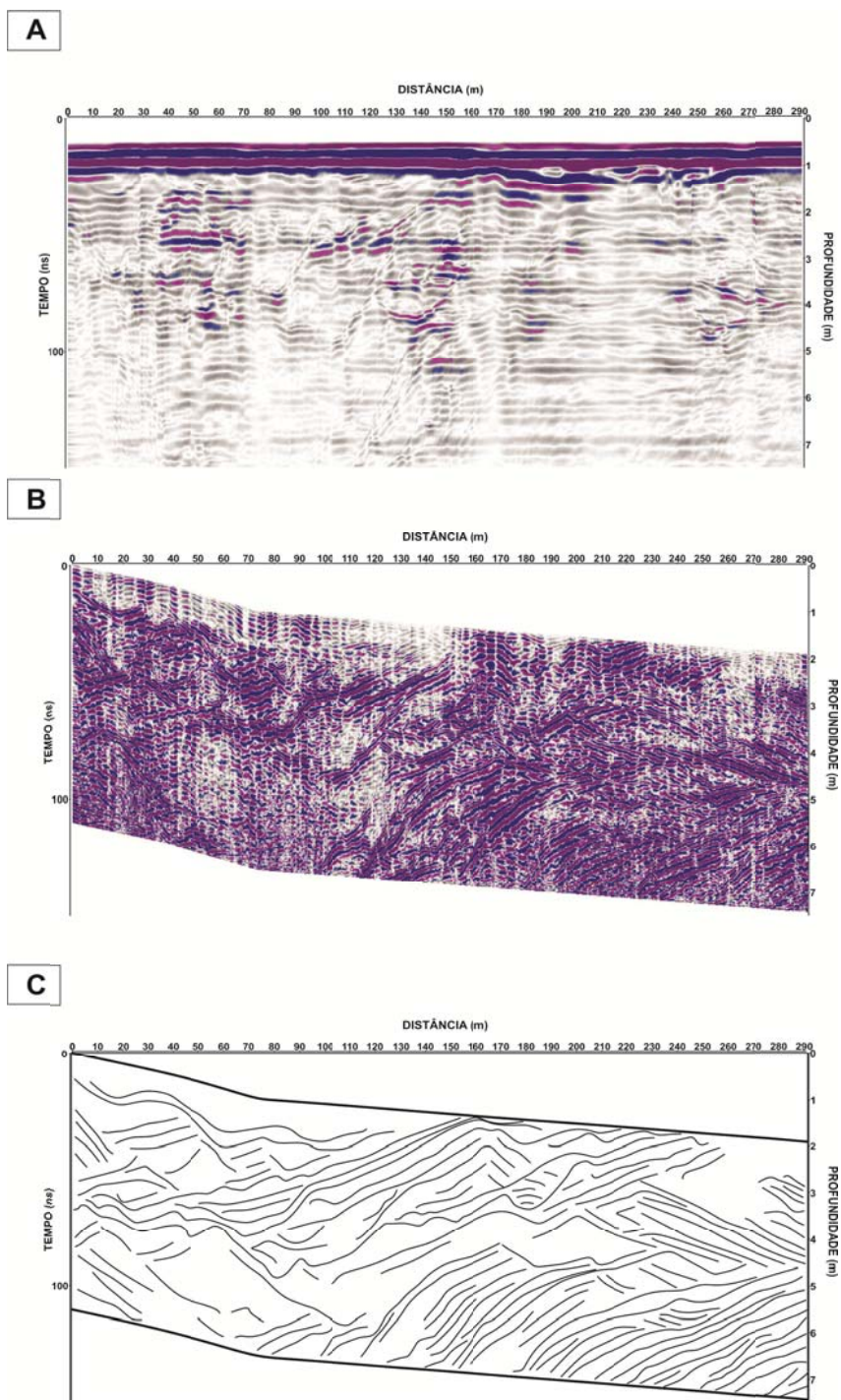
particular e fica a critério do intérprete. A seção foi coletada no sentido perpendicular ao regime preferencial dos ventos. Ao observar a Figura 52 (b e c) notam-se regiões onde o sinal está muito atenuado o que caracteriza sedimentos argilo-arenosos localizados na porção mais distal do blowout próximo ao lobo deposicional. A estrutura interna de um blowout é bastante complexa composta por diversas superfícies de reativação principalmente a partir de 130 metros. Na porção entre 100 e 190 metros (distância) à uma profundidade de 4 metros e meio nota-se claramente um deposição downlap (foresets), sendo esta realizada paralelamente ao sentido de aquisição caracterizando uma mudança temporária no regime deposicional e/ou sendo por deslizamento com truncamento na porção superior. Na parte superficial da seção entre 50 e 170 metros e até aproximadamente 50 nanossegundos existe um blowout de menor escala que foi completamente preenchido com estruturas acanaladas. Abaixo dessa região ocorre deposição em terminação onlap (Figura 53).

Figura 53 - Interpretação e correlações do Perfil 1. Em vermelho sedimentos argilo-arenosos, em verde Blowout preenchido, em azul estrutura com terminações downlap e em roxo estruturas com terminações onlap.



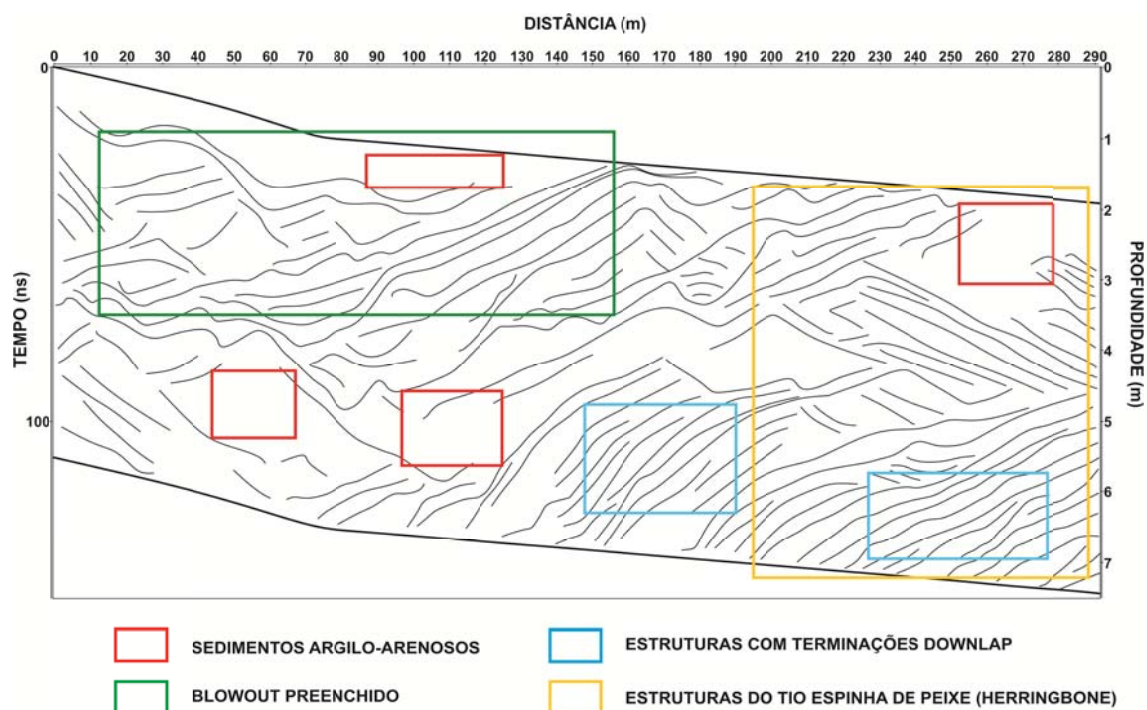
O segundo perfil (continuação) também apresenta um alto grau de complexidade como se pode notar a grande diferença entre o dado bruto e a interpretação alcançada (Figura 54).

Figura 54 - Segundo perfil da campanha 1 onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.



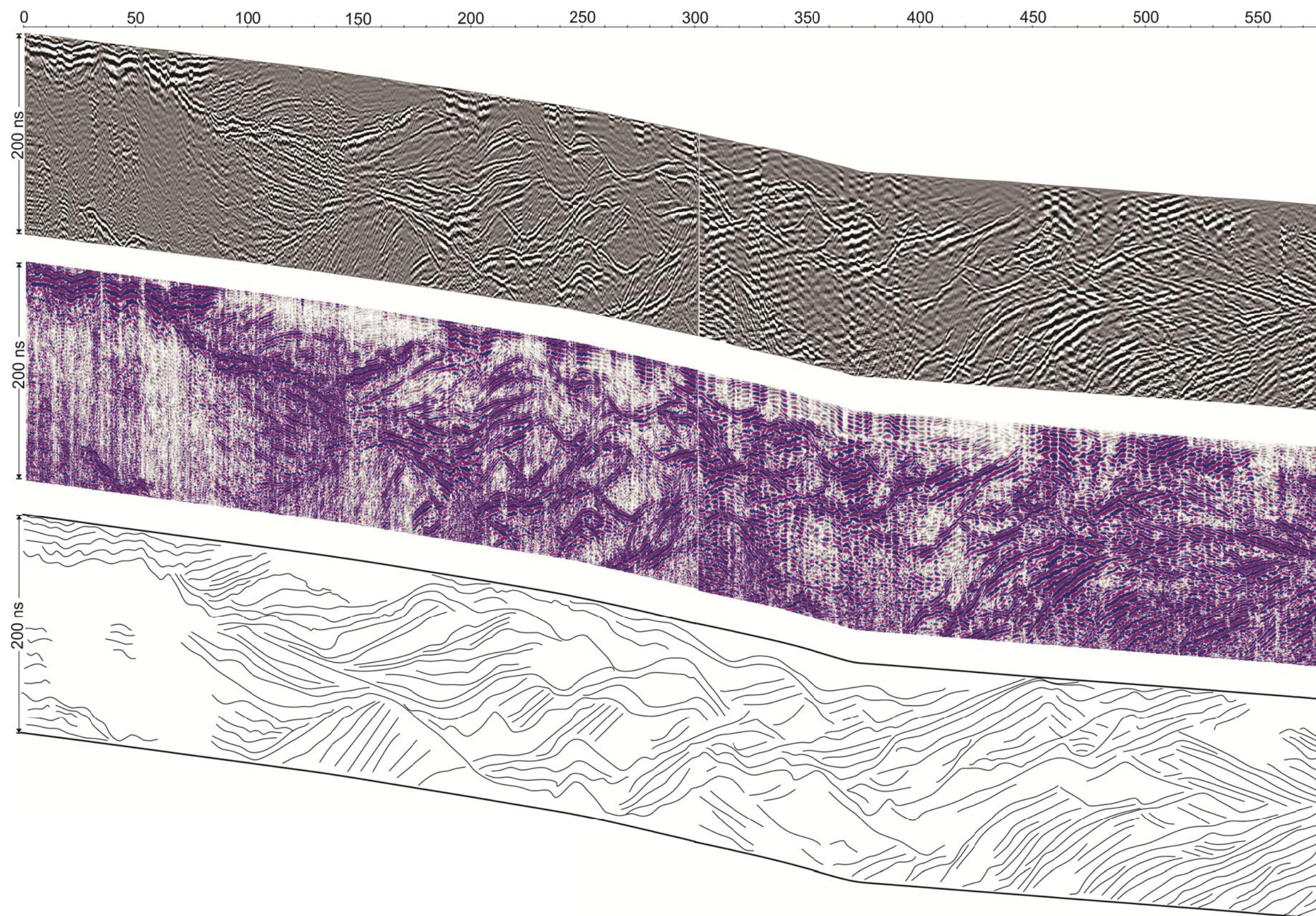
Como no Perfil 1 a segunda seção também apresenta regiões com atenuação de sinal (sedimentos argilo-arenosos), estruturas com terminações em downlap bem marcantes e blowouts menores preenchidos. Uma estrutura bastante interessante que ocorre a partir de 200 metros de aquisição são estruturas do tipo espinha de peixe (herringbone) em que são formadas principalmente por fluxos unidirecionais alternantes, como marés de enchente ou vazante ou em zonas de surfe com inversão de deriva, no caso são variações na direção de deposição devida está próximo a região da borda do blowout (paredes de erosão). A Figura 55 apresenta por regiões as estruturas identificadas na seção.

Figura 55 - Interpretação e correlações do Perfil 2. Em vermelho sedimentos argilo-arenosos, em verde Blowout preenchido, em azul estrutura com terminações downlap e em amarelo estruturas do tipo espinha de peixe.



Ao se agrupar os dois perfis notam-se a total correlação entre as reflexões das seções e o perfeito encaixe das interpretações. A Figura 56 mostra os perfis conectados em duas paletas de cores e a respectiva interpretação completa de todo o blowout.

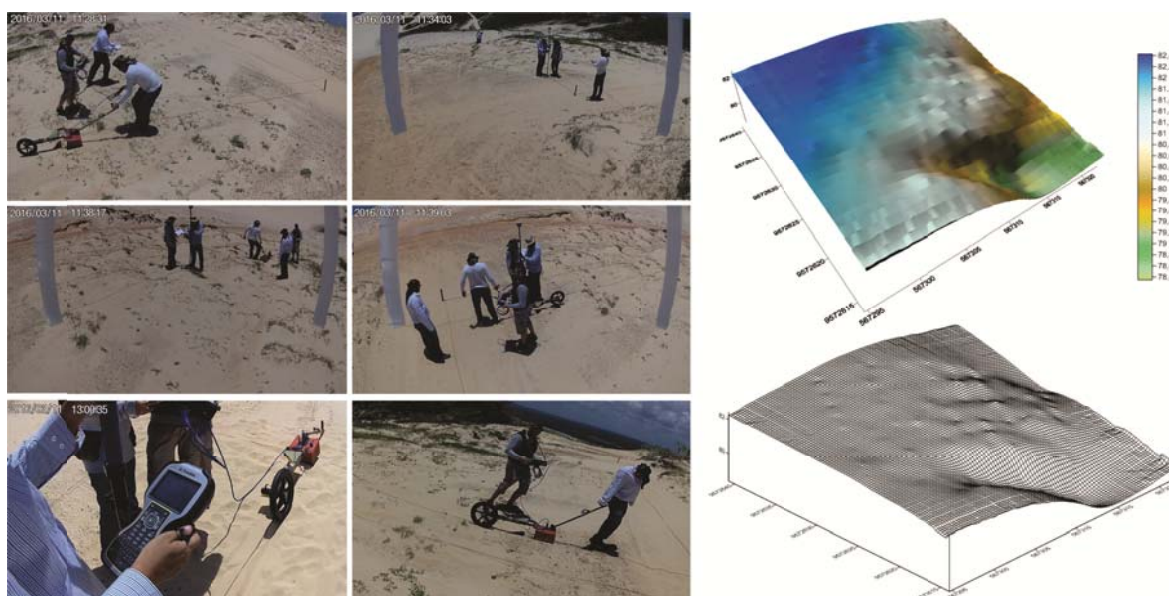
Figura 56 - Perfis conectados em duas paletas de cores e a respectiva interpretação completa.



### 5.2.2 Campanha 2 (março de 2016)

Os dados de GPR na segunda campanha no Porto das Dunas foram coletados similarmente como ao da área anterior considerando os parâmetros de aquisição. Em contrapartida à campanha 1 o range de aquisição usado foi maior (200 ns), apesar da antena utilizada ser de maior frequência (400 MHz). Foram coletados 21 perfis paralelos de 20 metros cada e espaçados metro a metro, usando uma malha guia no sentido preferencial dos ventos e 3 perfis perpendiculares visando uma correlação entre os mesmos. Os dados de topografia foram coletados a cada 2 metros usando o equipamento Trimble R10 Sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*) de precisão milimétrica com o auxílio da tecnologia RTX (Aquisição de dados via satélite em tempo real (x, y e z)). A Figura 57 mostra através de imagens realizadas com o auxílio de DRONE o levantamento realizado de GPR, RTX e o respectivo modelo de elevação gerado.

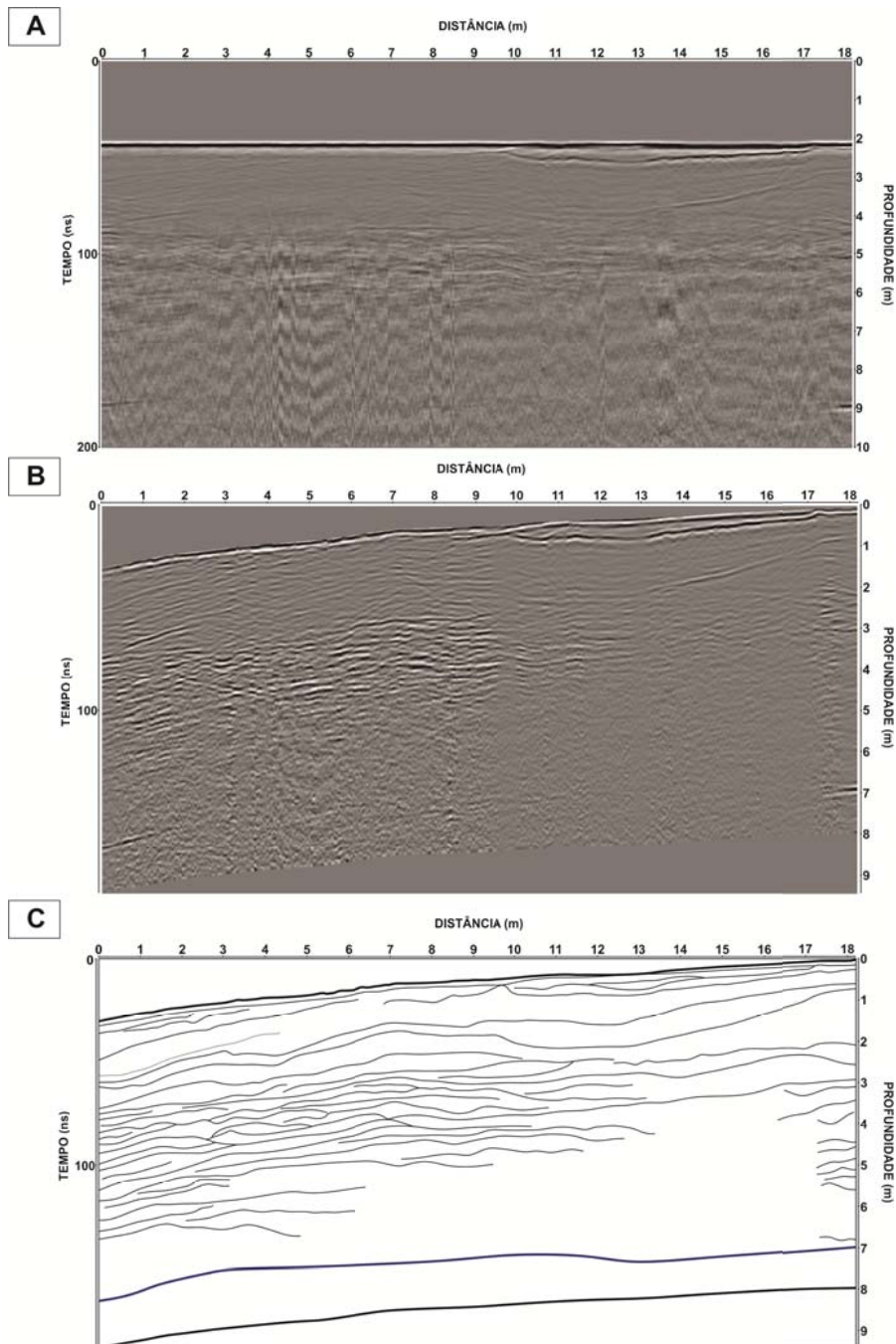
Figura 57 - Imagens realizadas com o auxílio de DRONE mostrando o levantamento realizado de GPR, RTX e o respectivo modelo de elevação gerado.



O processamento realizado seguiu todo o fluxograma das etapas de campo anteriores, mas se levando em consideração os ambientes eólicos diferentes, até mesmo dentro de uma mesma área, para algumas seções se fez necessário o uso de diferentes janelas em filtros espectrais. Ao analisar a seção central da área (Figura 58), com a aquisição realizada no sentido de deposição do *blowout*, foi possível a identificação do

nível aquífero a uma profundidade a aproximadamente 7 metros, fato este não observado na primeira etapa.

Figura 58 - Seção Central do dado GPR onde (a) Dado Bruto, (b) Dado Processado e (c) Dado interpretado.

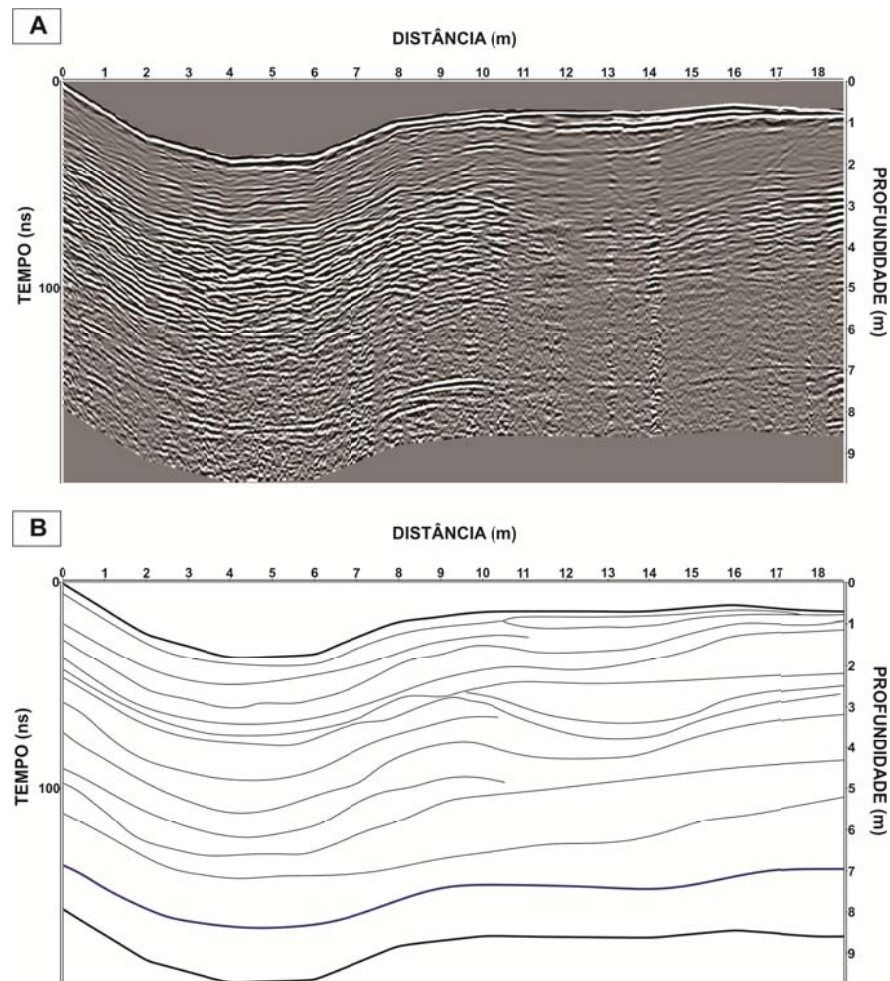


Pode-se notar na primeira metade da seção um padrão de reflexões subparalelos, em detrimento de se tratar de um perfil realizado em uma superfície de deflação, onde se tem uma taxa de transporte elevada com terminações onlap e

truncamento horizontal na parte superior. Na segunda metade é observado feições acanaladas (a partir de 10 metros até 2 metros de profundidade) similares a estratificações hummocky, devido à proximidade ao lobo deposicional gerada pela interação de fluxo oscilatório e unidirecional, associados às correntes de fundo possivelmente em eventos de tempestade. Essas feições acanaladas são observadas em todas as seções ocorrendo continuamente em toda a área sendo interpretada como pequenas dunas que foram soterradas, possivelmente dunas de sombra (shadow dunes) devido à vegetação preexistente preservando sua forma. Também é clara a atenuação do sinal a partir de aproximadamente 140 nanossegundos (6 metros), devido o ambiente se encontrar próximo ao nível freático com uma redução da porosidade em um ambiente subsaturado (franja de capilaridade).

Na seção central e ortogonal ao perfil anterior fica claro uma acentuada diferença na topografia do terreno como também visto na figura 57 fato este relacionado a um corredor preferencial de vento devido à cobertura vegetal próximo ao local. Neste perfil os estratos acompanham a topografia do terreno no início e também mostra interfaces acanaladas de reativação em porções superficiais e intermediárias além do nível estático em torno de 7 metros de profundidade (Figura 59).

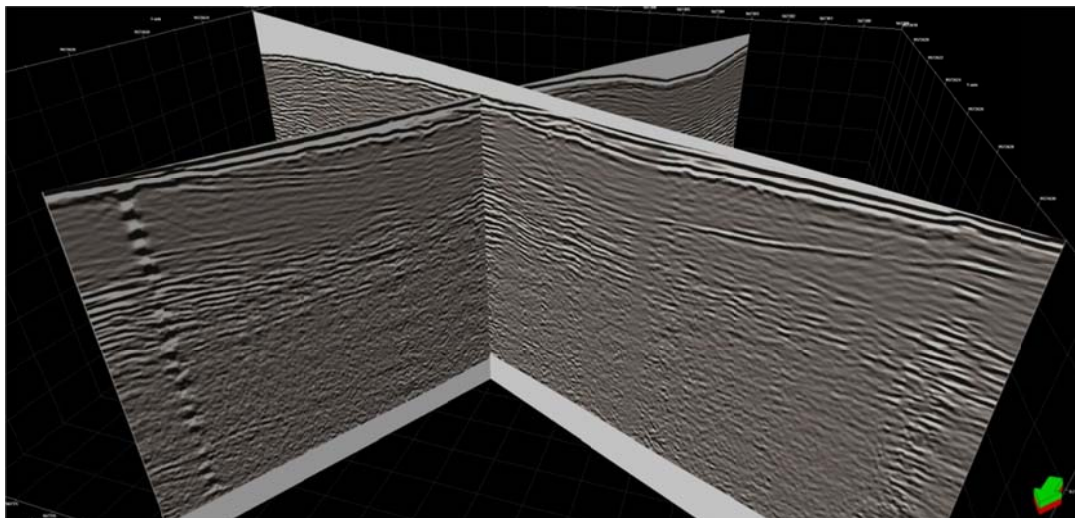
Figura 59 - Seção Central ortogonal ao sentido de deposição do blowout do dado GPR onde (a) Dado Processado e (b) Dado interpretado.



Após tal procedimento, os dados foram analisados no software de visualização e interpretação tridimensional Petrel E&P Software Plataforma/Schlumberger no intuito de se correlacionar as seções centrais onde é observada uma perfeita continuidade entre ambas em diversos refletores (Figura 60).



Figura 60 - Seções centrais ortogonais visualizadas no Software Petrel/ Schlumberger.

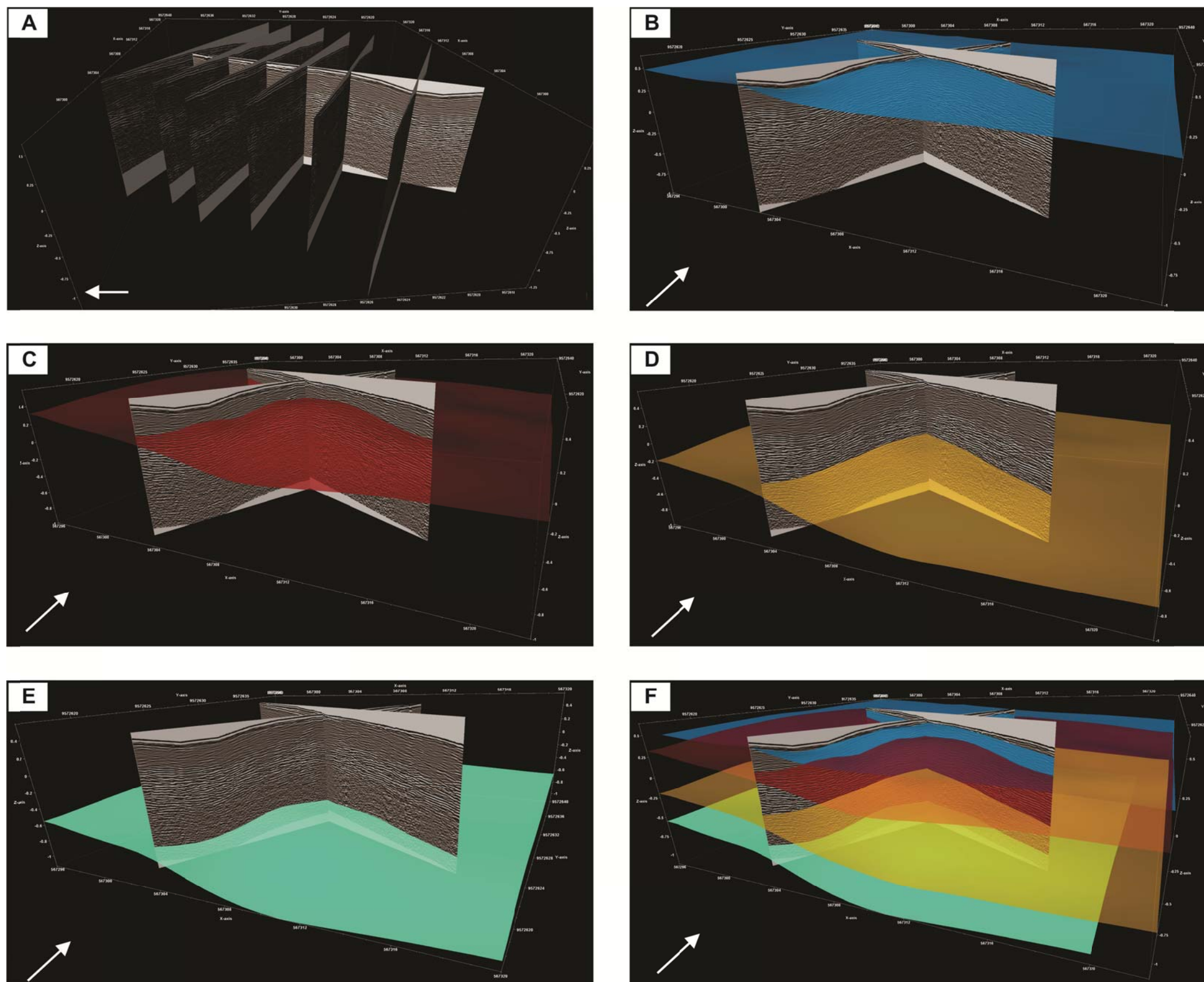


Com o sucesso desta análise, procurou-se correlacionar todas as seções adquiridas visualizando-as tridimensionalmente para a verificação na coerência dos refletores e a possível demarcação de paleosuperfícies nas respectivas radarfácies. Ao importar todos os dados foi verificada a impossibilidade de uma boa visualização com todas as seções, sendo assim, foram escolhidos perfis espaçados de 3 metros com aquisição no sentido de deposição do blowout e a seção ortogonal central somente para visualização (Figura 61(a)). Para a marcação das superfícies, foram feitos os traços interpretativos em cada seção de todas coletadas, gerando as mesmas, mas sendo mostradas apenas nas seções centrais ortogonais.

Oliveira Jr & Medeiros (2008) realizaram testes em laboratório e campo com o objetivo de investigar as respostas das reflexões do sinal GPR em corpos arenosos inconsolidados com diferentes variações (conteúdo de água, minerais pesados e granulometria). Foi constatado que o aumento do coeficiente de reflexão ocorre principalmente pelo aumento gradual do teor de minerais pesados e teor de água, sendo este último o de maior importância. Em relação à granulometria a influência tem um efeito indireto pelo fato de areias finas terem um maior grau de adsorção. Sendo assim, foram utilizados estes preceitos para a identificação das respectivas radarfácies. A superfície mais rasa, em azul (Figura 61(b)), refere-se a um refletor acanalado visto em toda a área referente a um paleo-blowout menor preenchido. A figura 61(c) marca a base de uma interface (superfície em vermelho) com menor amplitude, provavelmente um sedimento com um maior teor de argila e o topo de um ambiente com alto coeficiente de reflexão

composto por sedimentos arenosos de maior granulometria, teor em minerais pesados e subsaturados em água, onde a base é vista pela superfície da figura 61(d). Abaixo dessa superfície encontra-se um ambiente em que aumenta gradualmente a saturação até se chegar ao nível estático observado na superfície em verde (Figura 61(e)). A figura 61(f) apresenta todas as superfícies descritas marcando o topo e a base das respectivas radarfácies.

Figura 61 - Radarfácies identificadas através do software de visualização Petrel/Schlumberger.



### 5.3 Estruturas Eólicas do Bairro Dunas – Fortaleza

A escolha desta área de estudo foi em virtude de um trabalho publicado no 24th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems pelo grupo de pesquisa do Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR) da Universidade Federal do Ceará (UFC) onde se procurou compreender as estruturas internas e a morfologia da zona costeira de Fortaleza. Foi utilizado o Radar de Penetração do Solo (GPR) usando diversas antenas com frequências variadas (40, 70, 200 e 400 MHz) identificando varias estruturas sedimentares importantes tais como estratificações cruzadas e acanaladas (Castelo Branco et al., 2011).

O Bairro Dunas é situado numa região de grande especulação imobiliária com constante aumento demográfico em que devido a isso o local onde antes era uma região de dunas hoje se encontra com solo quase totalmente impermeabilizado por casas e pavimentação. Nesse estudo se procurou investigar mais detalhadamente a área para a compreensão e evolução do deposito preexistente bem como a preservação das estruturas.

A região estudada consiste numa área de aproximadamente 707.000 m<sup>2</sup> sendo os perfis realizados nas ruas do local com seis linhas de aquisição sendo cinco perpendiculares à linha de costa e uma paralela como mostrado na figura 62. Note que as setas em amarelo indicam o sentido de aquisição dos dados GPR.

Figura 62 – Perfis de aquisição de GPR no Bairro Dunas.



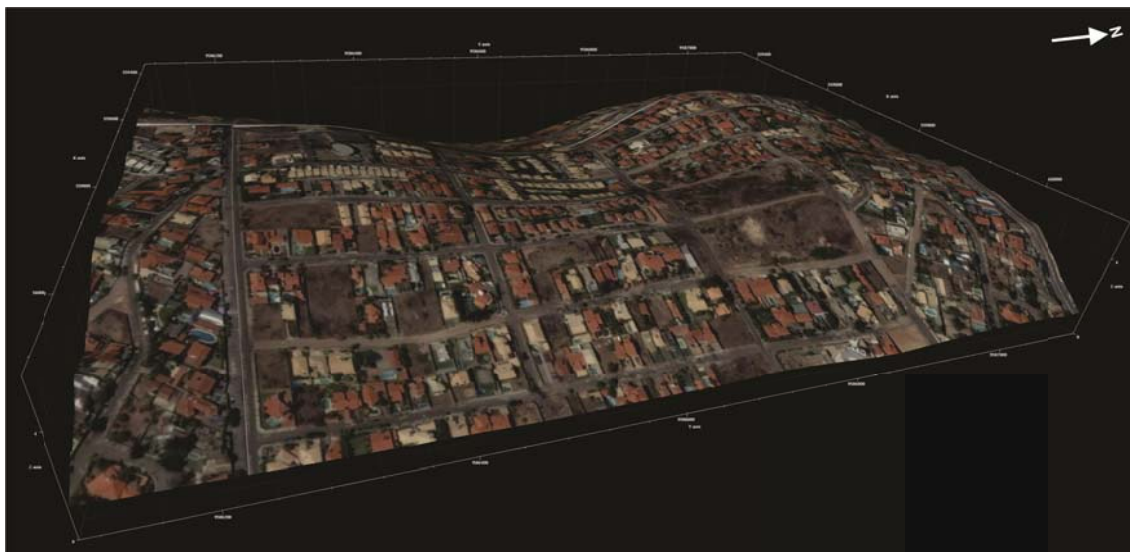
A aquisição foi realizada no período de abril de 2015 com o auxílio de um veículo automotivo, sendo utilizada a antena de 200 MHz com os parâmetros sugeridos pelo fabricante com a exceção do *range* de aquisição (300 ns) devido a testes realizados in situ (Figura 63).

Figura 63 - Aquisição de GPR no Bairro Dunas usando a antena de 200 MHz com auxílio de veículo.



O comprimento da linha 1 (Rua Professor Mozart Solon) tem uma maior extensão das demais, em torno de 1500 metros, para fins interpretativos e teste de sinal com o intuito de se averiguar a estratigrafia da planície litorânea e depósitos adjacentes. As demais linhas perpendiculares (Linhas 2,3,4,5) são em torno de 700m, já a linha 6, paralela à linha de costa de 1km intercepta todas as outras para auxiliar nas interpretações. Os dados topográficos foram cedidos pela SEUMA (Secretaria Municipal de Urbanismo e Meio Ambiente) do município de Fortaleza. Através destes dados de topografia foi possível gerar um modelo digital de elevação (MDE) onde se pode ter uma visão tridimensional da geomorfologia do local (Figura 64).

Figura 64 - Modelo Digital de Elevação (MDE) da área estudada no Bairro Dunas.



Ao analisar o modelo digital de elevação observaram-se altitudes de até 64 metros onde se teve o questionamento das cotas tão elevadas para um sistema que se acreditava ser ambientes erosivos como os blowouts. Para resolver tal intriga e compreensão da geomorfologia bem como evolução é necessário investigar detalhadamente as estruturas internas destes depósitos.

As figuras 65 e 66 mostram a seção GPR processada e interpretada respectivamente da Linha 1 que se estende até a Praia do Futuro.

Figura 65 – Perfil GPR processado referente à Linha 1 (Rua Professor Mozart Solon).

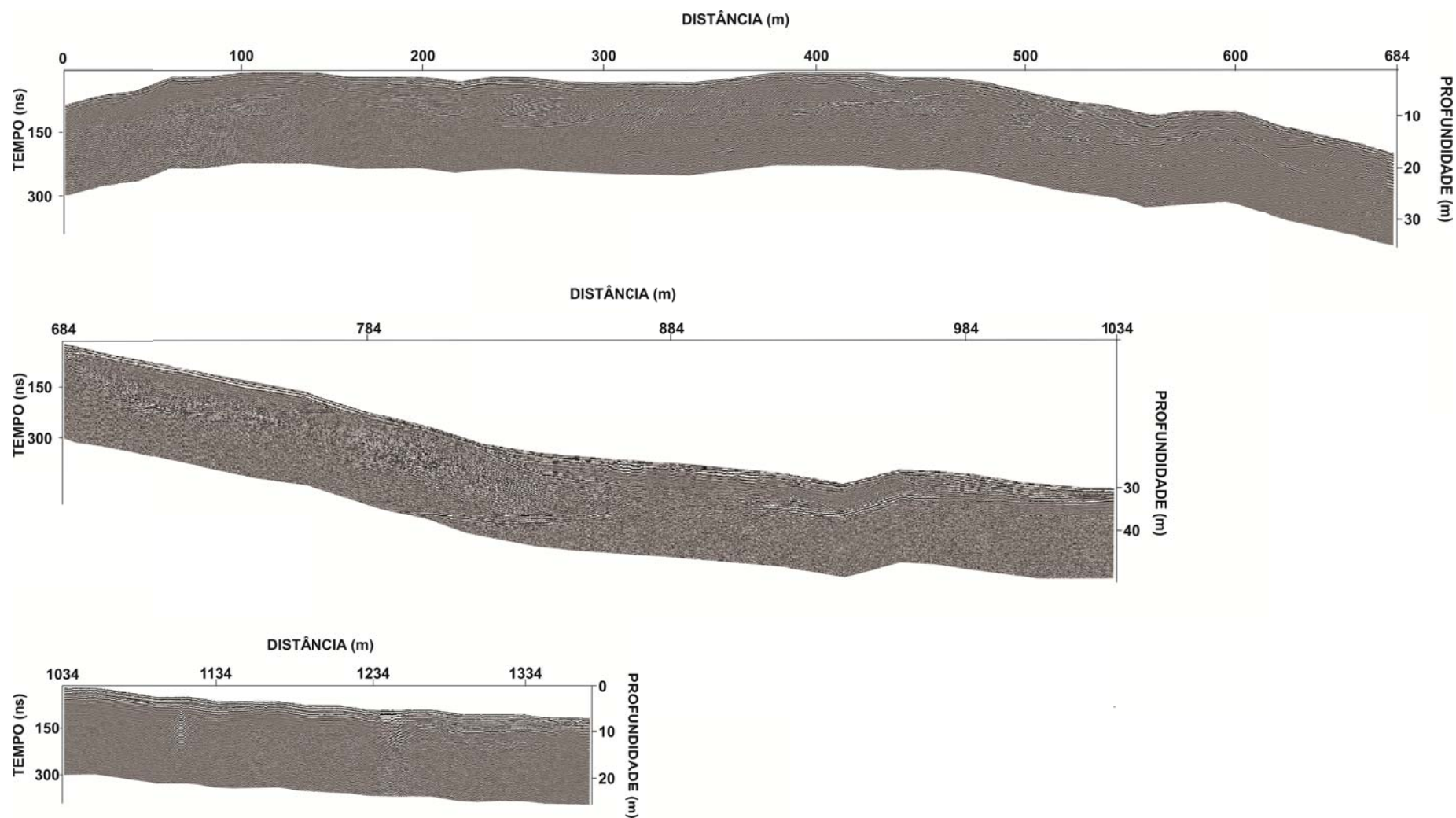
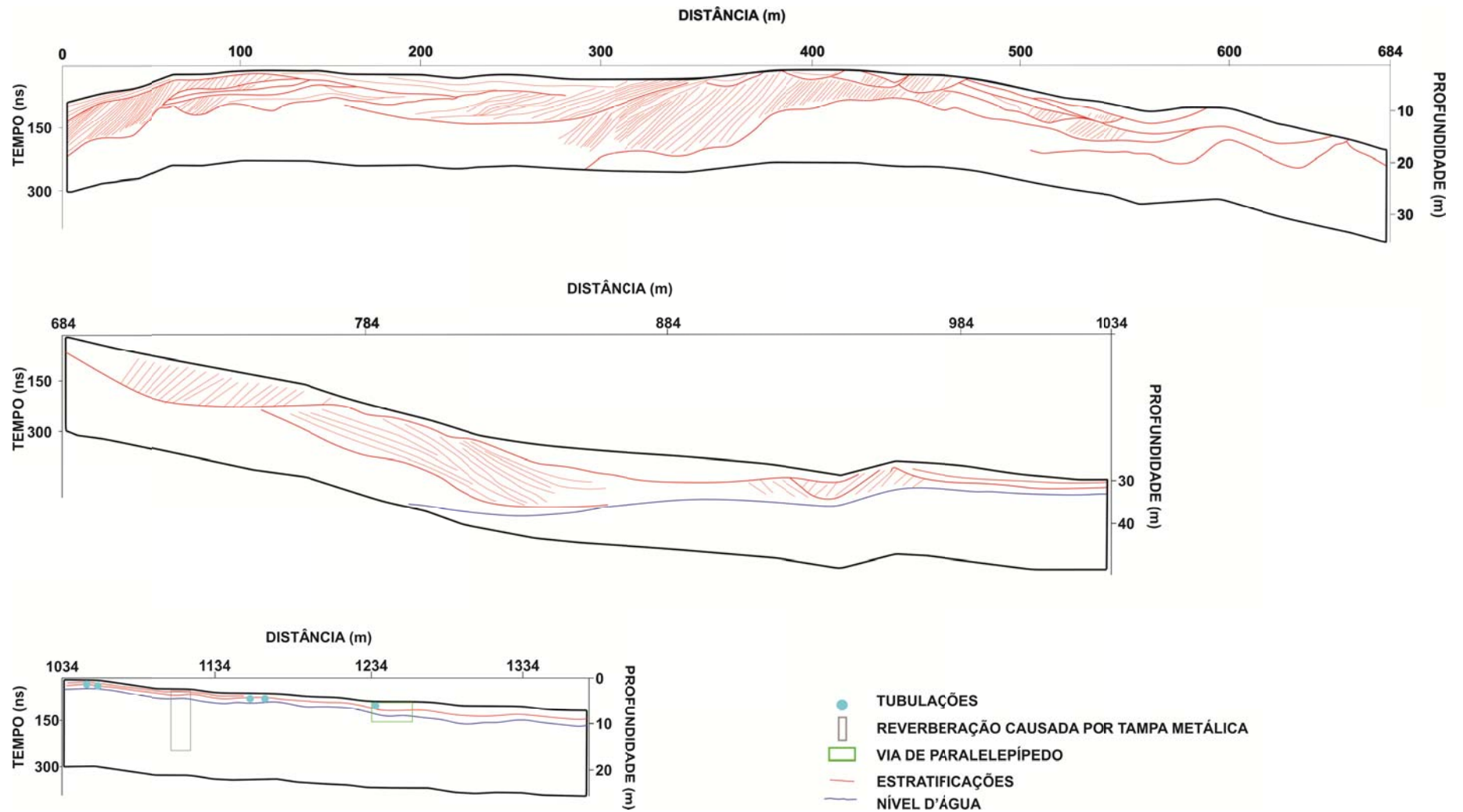


Figura 66 – Interpretação do perfil GPR referente à Linha 1 (Rua Professor Mozart Solon).

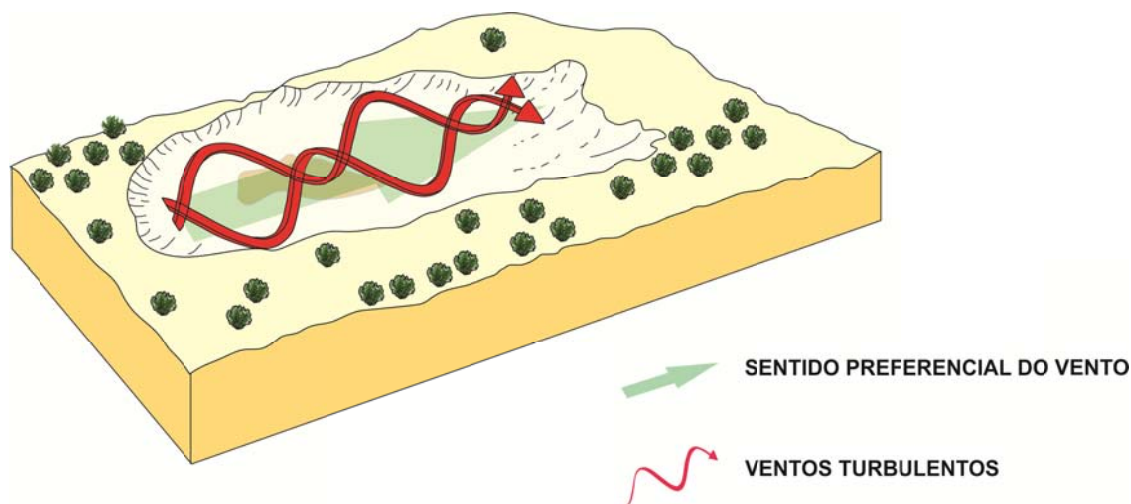




A seção da Linha 1 foi seccionada em 3 partes pra melhor visualização devido o seu comprimento. Observe que nitidamente é possível identificar alguns artefatos artificiais tais como via de paralelepípedo (cruzamento com Av. Clóvis Arrais Maia), tubulações e interferências por tampas metálicas.

Neal et al., (2001) utilizou o GPR para investigar a relação entre o desenvolvimento geomorfológico de um *blowout* e sua estrutura interna em Meois na costa de Sefton, noroeste da Inglaterra. Neste trabalho os pesquisadores observaram que *pré-blowouts* contribuem para uma complexa deposição dos sedimentos sobrepostos nas porções do lobo deposicional e que esta deposição não é simplesmente radial como reportado em estudos recentes na literatura. Em vez disso, o padrão deposicional é amplamente modificado pela topografia de dunas antecedentes e através da exposição espacial e temporal a ventos de transporte que são parcialmente controlados pela interação do padrão de vento regional com a morfologia local, além da vorticidade gerada da interação do vento preferencial com as paredes de erosão (Figura 67).

Figura 67 - Turbulência gerada da interação do vento preferencial com as paredes de erosão.



Os depósitos de blowout podem ser identificados pela presença de pacotes lateralmente contínuos de estratos cruzados com ângulos relativamente altos que geralmente apresentam um padrão de mergulho radial espacialmente variável ou parcialmente desenvolvido como visto na figura 65.

Os ângulos observados são aparentes, pois as seções não foram adquiridas exatamente paralelas ao sentido preferencial dos ventos. Observe que as estratificações (em vermelho) mais espessas demonstram as superfícies limitantes em que significam hiatus deposicionais ou superfícies erosivas onde se pode reconstruir os ambientes através destes e que os estratos mais finos indicam o processo de preenchimento que depende do aporte sedimentar e do espaço de acomodação.

Os altos ângulos observados na Linha 1 que variam de 27°-34°, indicam a migração dos foresets similar aos flancos de uma duna barcana onde existe espaço de acomodação. Os ângulos baixos (2°-3°) indicam a diminuição deste espaço até que a tendência seja a sua horizontalidade.

No segundo trecho em torno de 730 metros de aquisição pode se notar *foresets* com terminação *downlap* de forma progradacional indicando uma deposição por deslizamento no sentido oposto ao vento devido à obstrução da superfície limitante. E logo abaixo a aparecimento do nível freático. No terceiro trecho mais próximo ao litoral os estratos se horizontalizam devido ao fluxo contínuo de sedimentos no nível praiial e o nível d'água cada vez mais raso. As demais seções foram adquiridas até a Linha 6 onde são observadas as principais estruturas eólicas e por limitação das construções habitacionais.

Nas Linhas 2, 3 e 4 são observados o mesmo padrão deposicional com formação de calhas e preenchimento por deslizamentos como mostrado nas figuras 68, 69 e 70 onde nesta última é possível identificar o nível d'água por se tratar de um horizonte dentro da estrutura dos *foresets*. Já na Linha 5 (Figura 71) o padrão deposicional ocorre de forma contínua diferente das demais. A Linha 6 (Figura 72) trata-se de um perfil de aproximadamente 1 quilômetro paralelo a costa e que intercepta todos os demais perfis onde se pode notar diversas calhas preenchidas tanto com um padrão de terminações *downlap* quanto por estruturas sub-horizontais tendo em vista que a seção está perpendicular a direção preferencial dos ventos. Vale salientar que existe um exagero vertical na escala de profundidade em relação à distância, então essas estruturas em calha são bem mais suaves do que ser no radargrama.

Figura 68 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 2 (Rua Engenheiro Luís Teixeira de Alcântara).

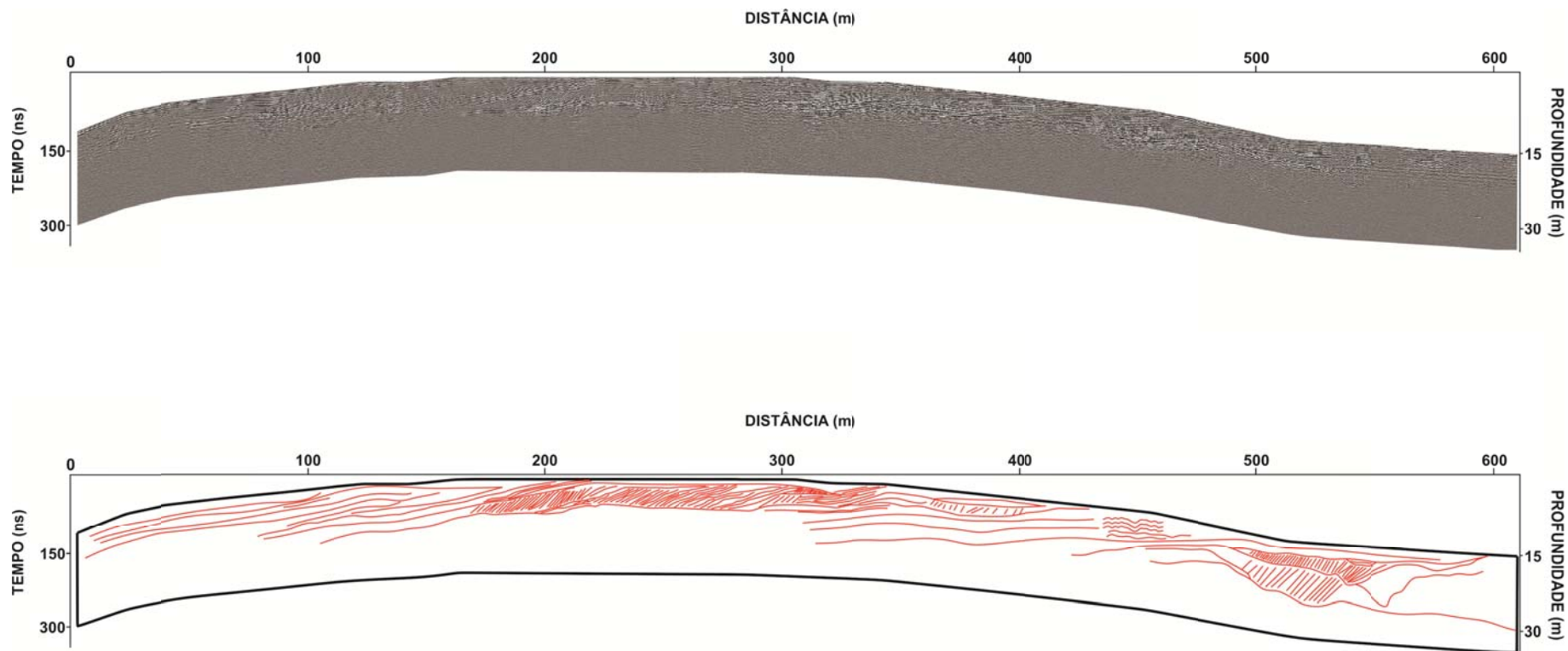


Figura 69 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 3 (Rua Deputado Flávio Marcílio).

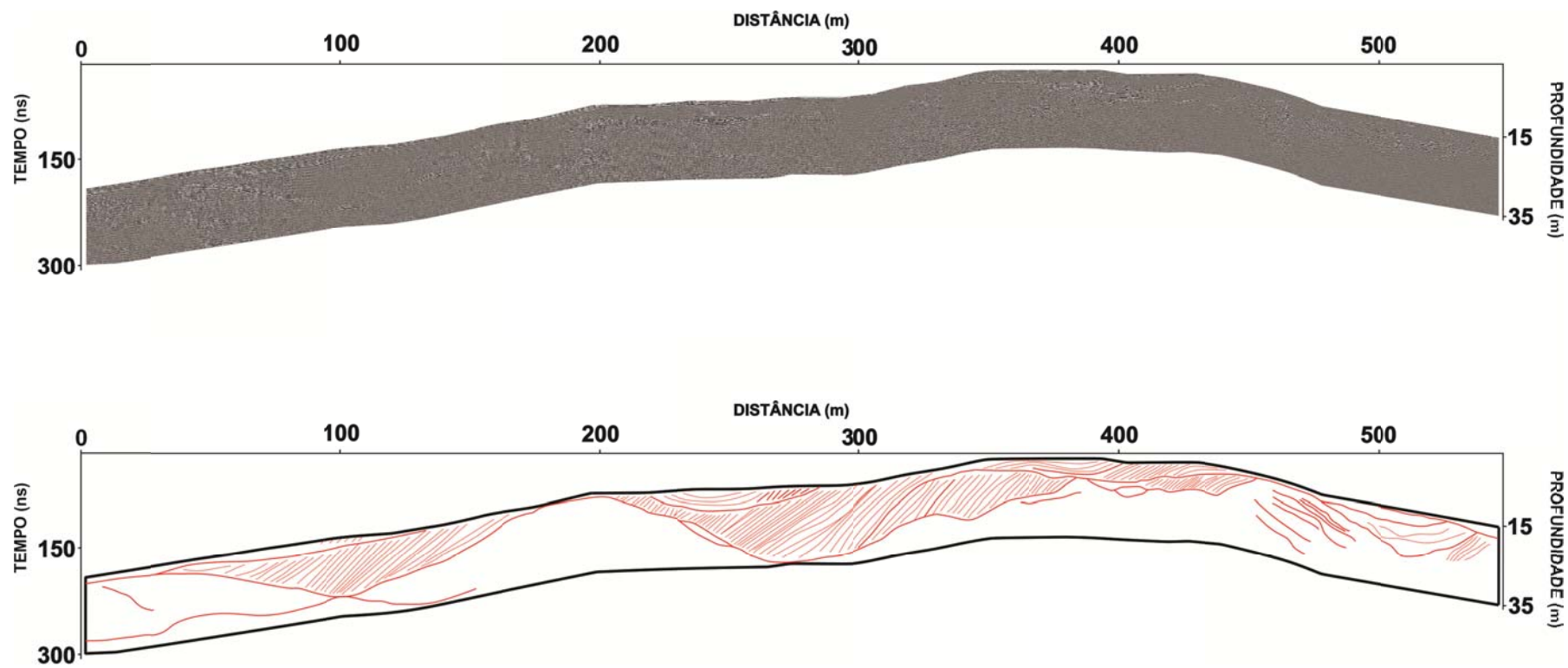


Figura 70 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 4 (Rua Francesco D'Ângelo).

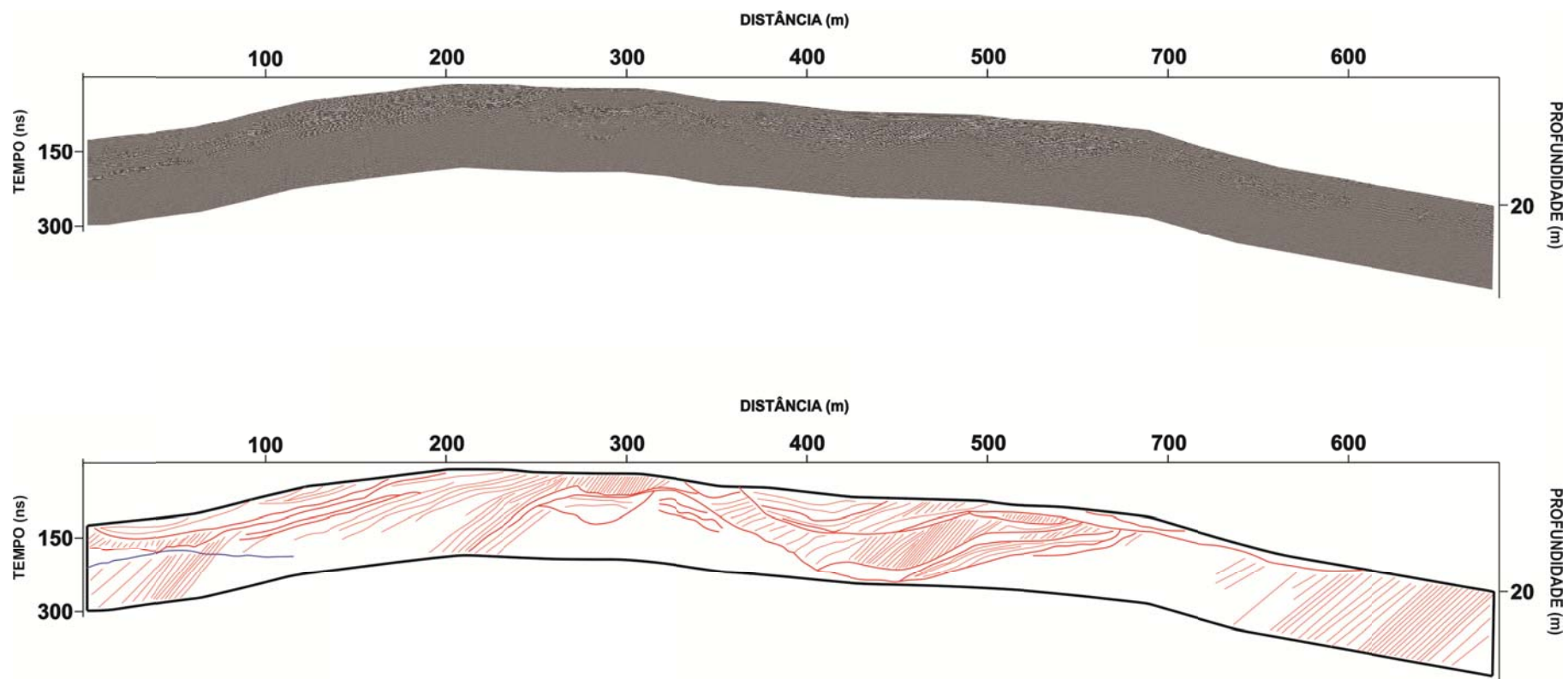


Figura 71 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 5 (Rua José Aurélio Câmara) .

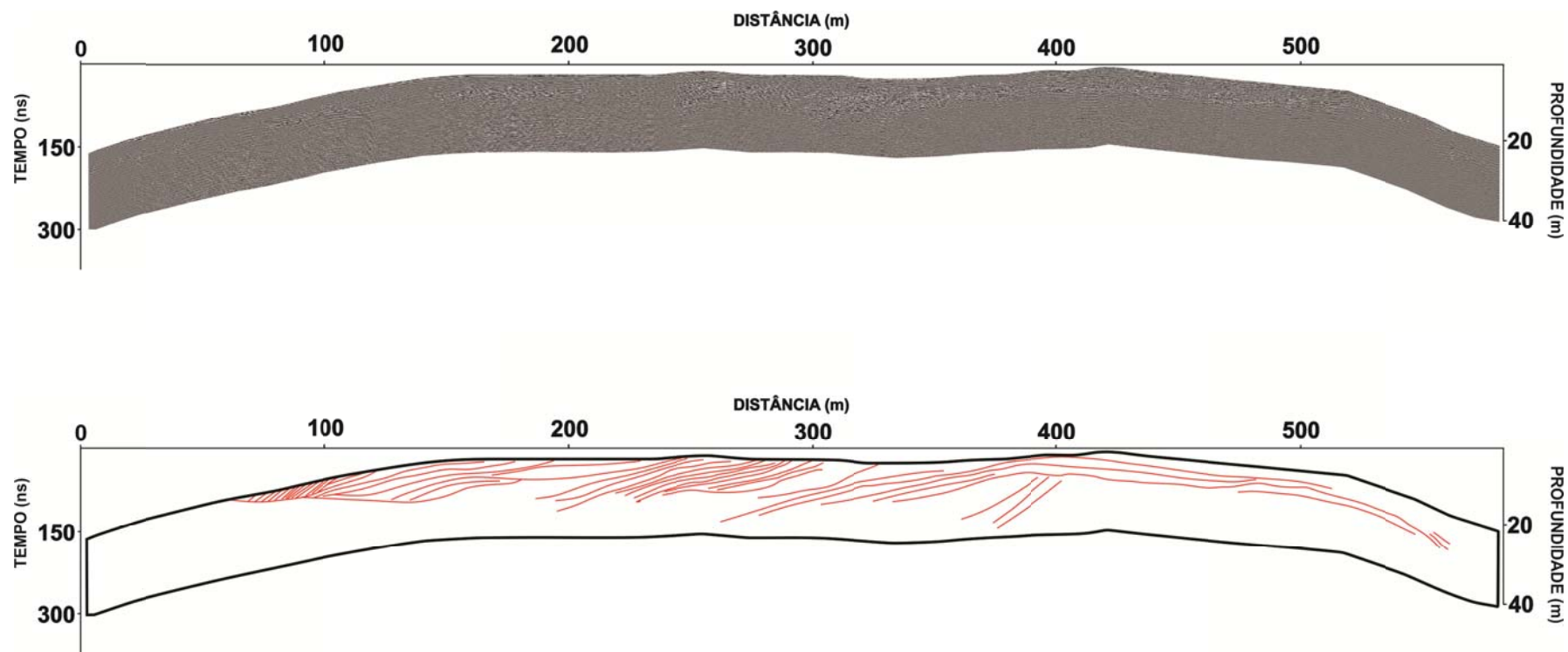
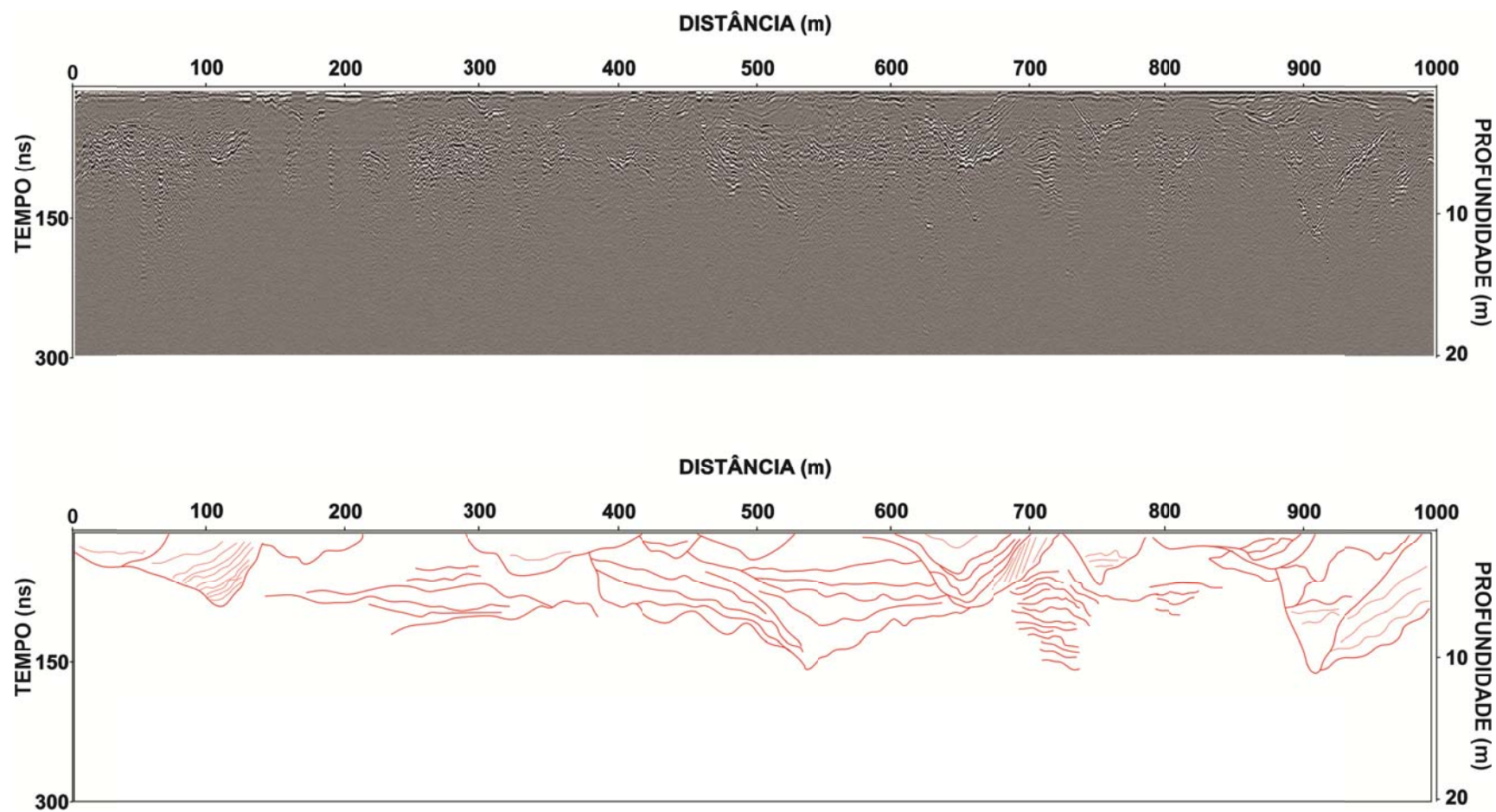
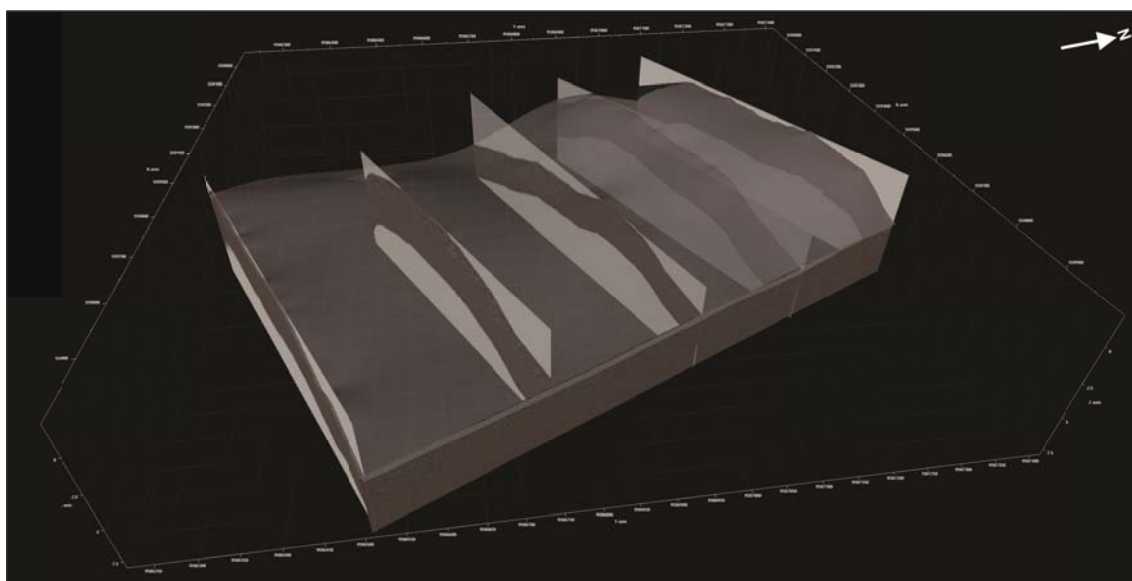


Figura 72 – Perfil GPR processado e interpretado referente à Linha 6 (Avenida Trajano de Medeiros).



Após analisar as interpretações individualmente concluiu-se que as estruturas não se correlacionam entre as linhas devido a grande distância entre as ruas (em torno de 260 metros). A figura 73 mostra todos os perfis adquiridos com a superfície morfológica e que devido a grande complexidade do ambiente e a topografia pode-se afirmar que a região trata-se de um grande lobo deposicional, sendo uma área de deposição e não erosiva.

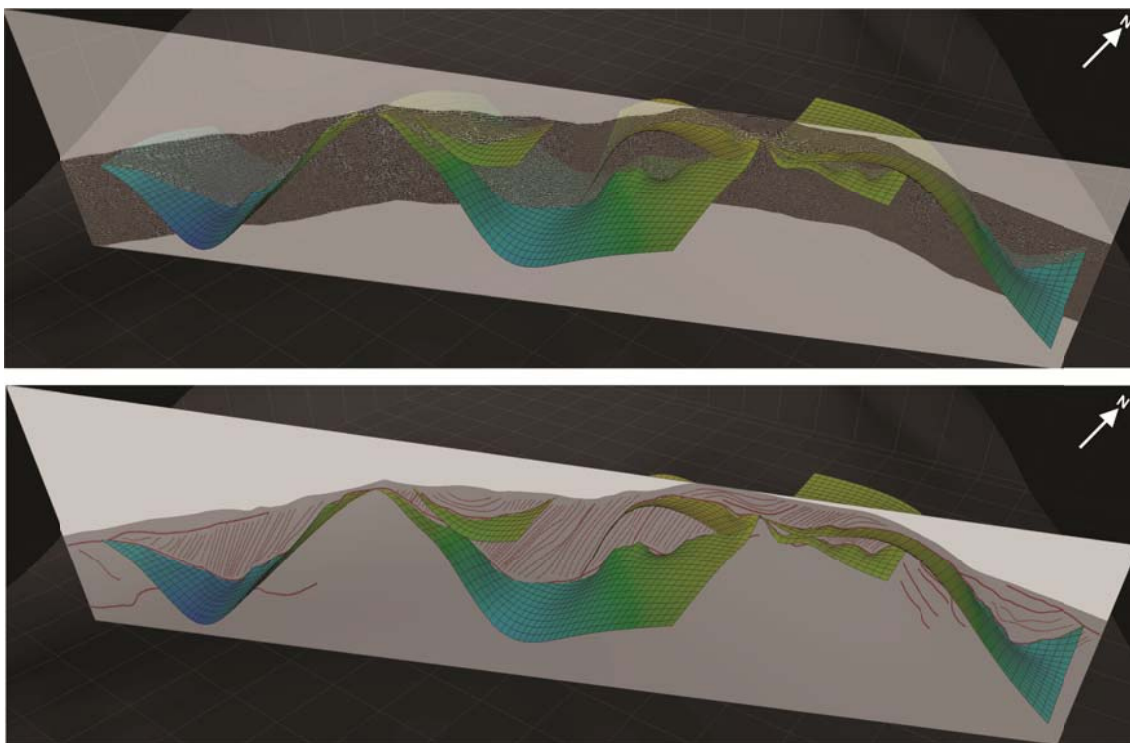
Figura 73 - Perfis adquiridos no Bairro Dunas com a superfície morfológica.



Observando a direção de deposição das estruturas eólicas localizadas no Porto das Dunas- Aquiraz e da Praia de Sabiaguaba se procurou medir a direção real preferencial de deposição dos sedimentos no Bairro Dunas, então para tal selecionou-se uma das seções perpendiculares em que apresenta varias superfícies erosivas preenchidas (Linha 3). Na plataforma de interpretação sísmica Petrel/Schlumberger foram geradas as superfícies onde estão localizadas as calhas de preenchimento e que foi observado que a deposição é feita na direção noroeste- NW como nas áreas adjacentes (Figura 74).



Figura 74 – Extração das superfícies da Linha 3 nas seções processada e com a extração dos traços através da Plataforma Petrel/Schlumberger.



A Figura 75 mostra uma imagem LandSat de 1984 do Bairro Dunas indicando por setas (em vermelho) o sentido da deposição similar aos da Praia de Sabiaguaba em que neste momento as estruturas ainda eram preservadas. As setas mostram uma direção de  $285^{\circ}\text{Az}$  onde se conclui que as estruturas foram preservadas com a impermeabilização do solo por aumento da urbanização, demonstrando a eficiência da metodologia para áreas sem dados pretéritos.

Figura 75 – Imagem LandSat de 1984 do Bairro Dunas com as setas em vermelho indicando o sentido de deposição dos sedimentos eólicos.



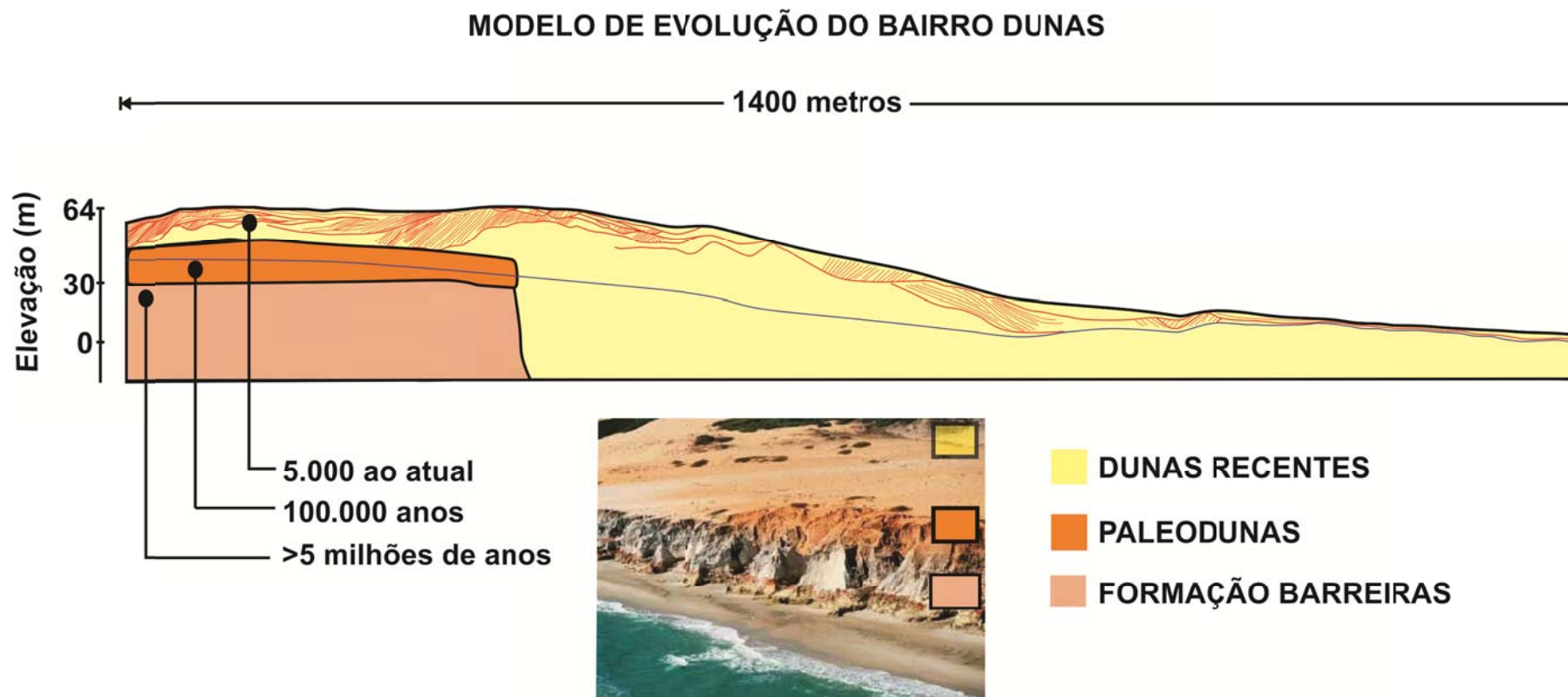
### 5.3.1 Evolução do Bairro Dunas

A partir de estudos já realizados na planície costeira do estado do Ceará, onde foram encontrados vários indícios dos dois últimos níveis mais altos no mar com suas características morfológicas, topográficas e geológicas no qual se pode fornecer um modelo básico de evolução paleoclimático (Meireles & Raventos, 2002). Para tal com informações as adquiridas é proposto um modelo evolutivo para o Bairro Dunas.

As flutuações do nível do mar é uma consequência do nível dos oceanos (eustasia) e por mudanças nos níveis de terras adjacentes (tectônica e/ou isostasia) que constituem um elemento modelador das zonas costeiras. No litoral cearense o primeiro nível marinho alto ocorreu por volta de 120.000 anos denominado por Bittencourt et al., (1979) como a Penúltima Transgressão atingindo cotas acima do nível atual do mar em torno de  $8\pm 2$  metros. Este evento é responsável pelas plataformas de abrasão em rochas metamórficas do embasamento cristalino (Pontas do Iguape, Mucuripe e Jericoacoara), em rochas sedimentares pliopleistocênicas pertencentes à Formação Barreiras. O episódio da última transgressão ocorreu após a formação de nossa Plataforma Continental. Esta ocorreu há 5000 anos (Última Transgressão) com um nível do mar 5 metros acima do atual com um processo regressivo até a cota atual. Este processo foi fundamental para o desenvolvimento da recente planície costeira onde disponibilizou sedimentos para a origem de diversas gerações de dunas. Os depósitos eólicos recentes recobriram todo esse material, processo este quase que interrompido pelo aumento da urbanização local. A figura 76 propõe o modelo evolutivo baseado na geomorfologia, estrutura interna e o padrão tabular conhecido da Formação Barreiras.

Para a exata determinação das interfícies é necessário um estudo com outros métodos geofísicos tais como Eletroresistividade (Sondagem Elétrica Vertical ou Caminhamento Elétrico) ou até mesmo o GPR com antenas de frequências menores.

Figura 76 - Modelo evolutivo proposto do Bairro Dunas.



## 6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A presente tese tem como conclusões informações inovadoras em se tratando de depósitos eólicos costeiros. Em relação à área de Jericoacoara, campanha 1, que nos perfis nota-se que os ângulos de mergulho dos *foresets* são nitidamente mais acentuados ao se aproximarem da seção central, além disso, os ângulos dos mergulhos permanecem quase que constantes neste perfil. Para se investigar essa variação foi necessário realizar outra campanha de aquisição (campanha 2) com um nível maior de detalhe utilizando a antena com uma frequência superior (400 MHz), tendo em vista melhorar a resolução vertical, devido à distância entre os *foresets* seja de ordem centimétrica e também se coletar um número maior de perfis.

Na escala Local os ângulos de mergulho dos *foresets* é necessário que se tenha o controle das escalas vertical (profundidade) e horizontal (distância), tendo como critério que ambas sejam iguais para se ter a certeza que as medidas sejam reais.

Ao se interpretar os cubos localizados nos flancos e levando-se em conta a mudança de direção dos mergulhos, verifica-se que as medidas dos ângulos dos *foresets* mensuradas nas seções se tratavam de mergulhos aparentes, pois estavam com ângulos muito baixos.

Sugere que os ângulos de mergulho reais são observados no cubo dos como uma superfície (em vermelho) interligando os ângulos aparentes e sendo apontados sempre para uma direção de um ponto imaginário (P) localizado no ponto centro de um círculo traçado acompanhando a base da face de deslizamento (*Slip Face*) com ângulos variando de 32°-34°.

Em relação a migração da duna se pode observar que existem variações de velocidade de migração ao longo do tempo considerado e que no geral se pode considerar uma taxa de migração de 16 metros ao ano, com um deslocamento total para oeste de 900 metros no período de 57 anos, corroborando, essa média, com diversos dados da literatura onde as dunas barcanas isoladas, apresentam na direção principal do vento forte ângulos de mergulho dos *foresets desde a zona de barlavento* e que são nitidamente ângulos do deslizamento da Slip Face, ou seja, os ângulos dos mergulhos permanecem quase que constantes neste perfil. Indicando que a duna barcana migra preservando a face de deslizamento.

Na região do Porto das Dunas foi constatado um ambiente complexo de erosão e deposição sendo característico de um lobo deposicional de um *blowout*, sendo necessária uma segunda campanha onde foi realizado um nível de investigação mais detalhado em que se pôde determinar diversas radarfácies discriminando-as por teor de água e concentração de minerais pesados.

No Bairro Dunas similarmente ao Porto das Dunas foi constatado ser uma região pertencente ao lobo deposicional de um *blowout* que em referência à estrutura interna, observa-se sequencia de escavações (formas côncavas) e preenchimento com ângulos próximos de 34°, deposição por deslizamento, e ângulos menores de até 2°-3°, deposição tipo laminares. O sandsheet da praia do Futuro foi construído através de vários lobos deposicionais paralelos que construíram este extenso depósito tão peculiar de nosso litoral. A partir da geomorfologia local foi possível propor um modelo de evolução e que as estruturas foram preservadas com a impermeabilização do solo por aumento da urbanização, demonstrando a eficiência da metodologia para áreas sem dados pretéritos de direção 285° Azimute.

Em todas as áreas foram descritas diversas radarfácies e determinado o nível aquífero.

Como recomendação se propõe um estudo nas dunas do estado como as megaparabólicas do Iguape - Aquiraz, dunas de topo de falésia de Canoa Quebrada-Aracati e os eolianitos do litoral oeste com a finalidade de elaborar um catálogo de radarfácies e interpretações bem como a utilização de outras ferramentas geofísica e de sensoriamento remoto para análise multitemporal.

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, J. R. L., 1970. *The avalanching of granular solids on dune and similar slopes*. J. Geol. 78, pp. 326–351.
- ANNAN, A. P., 1993. *Practical processing of GPR data*. In: GOVERNMENT WORKSHOP ON GROUND PENETRATING RADAR, 2, 1993, Columbus. Proceedings, Columbus, 26p.
- ANNAN, A. P., 1992. *Ground penetration radar workshop notes*. Sensors; Software, Inc., Internal Report, 130p.
- ANNAN, A. P., 1996. *Transmission dispersion and GPR*. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 0(2): pp.125 – 136.
- ANNAN, A. P., 2001. *GPR – History, Trends, and Future Developments*. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*. Vol 3 (4): pp. 253 – 270. applications: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Tulsa: Society of Archaeological Prospecting using GPR over Electrically Conductive Soils. EIGGPoster.
- AUFÈRE, L., 1931. *Le cycle morphologique de dunes*. Geogr. Ann. 40, pp. 362–385.
- AUFÈRE, L., 1933. *Classification des dunes*. Int. Geogr. Congr. Paris C. R., Actes 2, pp. 699–711.
- BAGNOLD, R. A., 1937. *The transport of sand by wind*. Geogr. J. 89, pp. 409–438.
- BAGNOLD, R. A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. London: Methuen.
- BEADNELL, H. J. L., 1910. *The sand dunes of the Libyan desert*. Geogr. J. 35, pp. 379–395.
- BIGARELLA, J. J., 1972. *Eolian environments – their characteristics, recognition and importance*. In J. K. Rigby & W. K. Hamblin (Eds.), *Recognition of ancient sedimentary environments* (pp.12–62). Tulsa: Soc. Econ. Paleontol. Mineral.
- BREED, C. S., & GROW, T., 1979. *Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing*. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (pp. 253–302). Prof. Pap. US Geol. Surv. (No. 1052).
- BROOKFIELD, M. E., 1977. *The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones*. *Sedimentology* 24, pp. 303–332.

- BRYAN, K., 1932. *Characteristic forms of dune fields*. Geogr. Rev. 22, pp. 325–327.
- CARTER, R. W. G.; NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N.P., 1990. *The study of coastal dunes- Form and Process*. John Wiley & Sons, Chichester, pp.1-11.
- CASTELO BRANCO, R. M.; BORGES, W. R.; CUNHA, L. S.; PEDROSA JÚNIOR, N. 2011. *GPR Imaging in the range of 40 to 400Mhz applied to the knowledge of internal geological structures of coastal dunes in Fortaleza City-Brazil*. 24th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Charleston, South Carolina, USA.
- COOK, J. C., 1973. *Radar Exploration Through Rock in Advance of Mining*, Trans. Society Mining Engineers, AIME, V.254, pp. 140–146.
- DANIELS, J. J., 1989. *Fundamentals of ground penetrating radar*. In: *symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems, 2, 1989, Golden*. In. *Proceedings...*, Golden: SAGEEP'89, pp.62 -142.
- DANIELS, J. J., 1996. *Surface Penetrating Radar*. The Institution of Electrical.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P., 1989. *Ground penetrating radar for high resolution*.
- EMBABI, N. S., 1982. *Barchans of the Kharga depression*. In F. El-Baz & T. A. Maxwell (Eds.), *Desert landforms of southwest Egypt: a basis for comparison with Mars* (pp. 141–155). Washington, DC: NASA. (CR-3611) *Engineers, London, United Kingdom, 300p*. *Exploration Geophysicists, ed. Misac N. Nabighian, Vol.1, pp.131-311. (Investigations in Geophysics, n.3)*.
- FINKEL, H. J., 1959. *The barchans of southern Peru*. J. Geol. 67, pp. 614–647.
- FRYBERGER, S. G., & AHLBRANDT, T. S. ,1979. *Mechanisms for the formation of eolian sand seas*. Z. Geomorph. 23, pp. 440–460.
- FRYBERGER, S. G., & DEAN, G., 1979. *Dune forms and wind regime*. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (pp. 137–169). Prof. Pap. US Geol. Surv. No. 1052.
- GLENNIE, K. W., 1983. *Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea*. *Sediment Geol.* 34, pp. 245–265. Beadnell, H. J. L. 1909. *Desert sand dunes*. Cairo Sci. J. 3, 171–172.



- GONZÁLEZ-VILLANUEVA, R., COSTAS, S., DUARTE, H.; PÉREZ-ARLUCEA, M. AND ALEJO, I. 2011. *Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records*. *Journal of Coastal Research, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium)*. pp. 278-282.
- HACK, J. T., 1941. *Dunes of the western Navajo country*. *Geogr. Rev.* 31, pp. 240–263.
- HAFF, P. K., & PRESTI, D. E., 1984. *Barchan dunes of the Salton Sea region, California*. *California Inst. Tech. Brown Bag Preprint Series in Basic and Applied Science*, BB-16.
- HASTENRATH, S. L., 1978. *Mapping and surveying dune shape and multiannual displacement*. In H. H. Lettau & K. Lettau (Eds.), *Exploring the world's driest climate* (pp. 74–88). *Madison: Univ. Wisconsin. (IES Report 101)*
- HASTENRATH, S. L., 1987. *The barchan dunes of southern Peru revisited*. *Z. Geomorph.* 31, pp. 167–178.
- HAVHOLM, K., & KOCUREK, G., 1988. *A preliminary study of the dynamics of modern dunes, Algodones, southeastern California, U.S.A.* *Sedimentology* 35, pp. 649–669.
- HESP, P. A., 2000. *Coastal Sand Dunes. Form and Function*, 28 pp., *Massey*.
- HIDORE, J. J., & ALBOKHAIR, Y., 1982. *Sand Encroachment in Al-Hasa Oasis*. *Geogr. Rev.* 72, pp. 350–356.
- HOLM, D. A., 1968. *Sand dunes*. In R. W. Fairbridge (Ed.), *The encyclopedia of geomorphology*. *New York: Reinhold*.
- HOWARD, A. D., MORTON, J. B., GAD-EL-HAK, M., & PIERCE, D. B., 1978. *Sand transport model of barchan dune equilibrium*. *Sedimentology* 25, pp. 307–338.
- HUNT, J. C. R., & NALPANIS, P., 1985. *Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. Modelling concepts*. In O. E. Barndorff-Nielsen, J. J. Møller, K. R. Rasmussen, & B. B. Willetts (Eds.), *Proceedings of the international workshop on the physics of blown sand* (pp. 9–36). *Dept. Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. Aarhus, Mem.* 8.
- HUNTER, R. E., 1977. *Basic types of stratification in small eolian dunes*. *Sedimentology* 24, pp. 361–387.

- HUNTER, R. E., RICHMOND, B. M., & ALPHA, T. R., 1983. *Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast*. Bull. Geol. Soc. Am. 94, 1450–1465.
- ILLENBERGER, W. K., 1988. *The dunes of the Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa*. S. Afr. J. Geol. 91, pp. 381–390.
- INMAN, D. L., EWING, G. C., & CORLISS, J. B., 1966. *Coastal sand dunes of Guerro Negro, Baja California, Mexico*. Bull. Geol. Soc. Am. 77, pp. 787–802.
- JENKIN, C. F., 1933. *The pressure on retaining walls*. Minutes Proc. Inst. Civ. Eng. 234, pp. 103–154.
- KAWAMURA, R., 1964. *Study of sand movement by wind*. Hydraulic Eng. Lab. Tech. Rep. HEL-2-8, pp. 99–108. Berkeley: Univ. California.
- KELLER, G. V., 1987. *Rock and mineral properties. Investigations in Geophysics, no 3. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, Vol.1, pp.13-51.
- KUHLMAN, H., 1960. *The terminology of the geo-aeolian environment*. Geogr. Tidsskr. 59, pp. 70–88.
- LANCASTER, N., & HALLWARD, J. R., 1984. *A bibliography of desert dunes*. Cape Town: Department of Environmental and Geographical Sciences, Univ. Cape Town.
- LETTAU, K., & LETTAU, H., 1969. *Bulk transport of sand by the barchan of the Pampa de La Joya in Southern Peru*. Z. Geomorph. 13, pp. 182–195.
- LETTAU, K., & LETTAU, H., 1978. *Experimental and micrometeorological field studies of dune migration*. In H. H. Lettau & K. Lettau (Eds.), *Exploring the world's driest climate* (pp. 110–147). Madison: Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin.
- LONG, J. T., & SHARP, R. P., 1964. *Barchan-dune movement in Imperial Valley, California*. Bull. Geol. Soc. Am. 75, pp. 149–156.
- MABBUTT, J. A., 1977. *Desert landforms*. Cambridge: MIT Press.
- MAIA, L. P.; SABADIA, J. A. B.; FREIRE, G. S. S.; E RAVENTOS, J. S., 1997. **Caracterização Geoquímica e Diagenética da Cimentação Carbonática dos Beachrocks e Eolianitos da Região Costeira do Ceará**. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG-Núcleo Nordeste, Fortaleza, pp. 177-187.

MAINGUET, M., 1983. *Dunes vivés, dunes fixées, dunes vetués: une classification selon le bilan d'alimentation, le regime éolien et la dynamique des edifices sableux*. Z. Geomorph. Suppl. Bd. 45, pp. 265–285.

MAINGUET, M., 1984. *A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget*. In F. El.-Baz (Ed.), *Deserts and arid lands* (pp. 31–58). The Hague: Martinus Nijhoff.

MAINGUET, M., & CALLOT, Y., 1974. *Air photo study of typology and interrelations between the texture and structure of dune patterns in the Fachi-Bilma Erg, Sahara*. Z. Geomorph. Suppl. Bd. 20.

MALIN, M. C.; CARR, M. H.; DANIELSON, G. E.; DAVIES, M. E.; HARTIMANN, W. K.; INGERSOLI, A. P.; JAMES, P. B.; MASURSKY, H.; McEWEN, A. S.; SODERBLOM, L. A.; THOMAS, P.; VEVERKA, J.; CAPLINGER, M. A.; RAVINE, M. A.; SOULANILLE, T. A.; WARREN, J. L. 1998. *Early views of the martian surface from Mars Orbiter Camera of Mars Global Surveyor*. *Science*, 279: pp. 1681-1685. *mapping of soil and rock stratigraphy*. *Geophysical Prospecting*, Vol. 37: pp. 531 – 551.

MCKEE, E. D., 1979A. *Introduction to a study of global sand seas*. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (pp. 1–19). Prof. Pap. US Geol. Surv. No. 1052.

MCKEE, E. D., 1979B. *Ancient sandstones considered to be eolian*. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (pp. 187–238). Prof. Pap. US Geol. Surv. No. 1052.

MCKEE, E. D., & BIGARELLA, J. J., 1979. *Sedimentary structures in dunes*. In E. D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas* (pp. 83–134). Prof. Pap. US Geol. Surv. No. 1052.

MCKEE, E. D., & BREED, C. S., 1974. *An investigation of major sand seas in desert areas throughout the world*. In S. C. Freden, E. P. Mercanti, & M. A. Becker (Eds.), *Third Earth Resources Technology Satellite – I. Symposium* (pp. 665–678). Washington, DC: NASA. (SP–351).

MCKEE, E. D., & MOIOLA, J., 1975. *Geometry and growth of the White Sands dune field, New Mexico*. *J. Res. US Geol. Surv.* 3, pp. 59–66.

MCKEE, E. D., BREED, C. S., & FRYBERGER, S. G., 1977. *Desert sand seas*. In *Skylab explores the Earth* (pp. 5–48). Washington, DC: NASA. (SP–380).

MCKEE, E. D., DOUGLASS, J. R., & RITTENHOUSE, S., 1971. *Deformation of lee side laminae in eolian dunes*. *Bull. Geol. Soc. Am.* 82, pp. 359–378.

MELTON, F. A., 1940. *A tentative classification of sand dunes – its application to dune history in the southern High Plains*. *J. Geol.* 48, pp. 113–174.

MIDDLETON, G. V., & SOUTHARD, J. B., 1978. *Mechanics of sediment movement*. Binghamton, S.E.P.M. short course No. 3.

MOREY, R. M., 1974. *Continuous subsurface profiling by impulse radar*. IN: *engineering foundation conference on subsurface exploration for underground excavation an heavy construction, 1974, Henniker*. *Proceedings...*, Henniker: American Society of Civil Engineers, pp. 213-232.

NEAL, A. & CLIVE, L. R. 2001. *Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles*. *Sedimentology* 48, pp. 791-810.

NORRIS, R. M., 1966. *Barchan dunes of Imperial Valley, California*. *J. Geol.* 74, pp. 292–306.

O'BRIEN, M. P., & RINDLAUB, B. D., 1936. *The transportation of sand by wind*. *Civil Eng.* 6, pp. 325–327.

OKE, T. R., 1978. *Boundary layer climates*. London: Methuen.

OLHOEFT, G. R., 1998. *Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance*. *7th International Conference on Ground Penetrating Radar, The Univ. of Kansas, Lawrence, USA, In. Proceedings...*, pp.177-182.

OLHOEFT, G. R., 1981. *Electrical properties of rock*. In: TOULOUKIAN, Y. S., HO, C. Y. *Physical properties of rocks and minerals. s. 1.: Touloukian, Y. S., Judd, W. R. and Roy, R. F. McGraw-Hill Book Company, v. 2, chapter 9, pp. 257-327.*

OLIVEIRA JR, J. G.; MEDEIROS, W. E. ; TABOSA, W. F. ; VITAL, H. 2008. *From barchan to domic shape: Evolution of a coastal sand dune in northeastern brazil based on GPR imaging.. Revista Brasileira de Geofísica (Impresso), v. 26, pp. 5-20.*

OLIVEIRA JR, J. G.; MEDEIROS, W. E., 2008 . **Influência do conteúdo de água, granulometria e minerais pesados sobre as reflexões de GPR em corpos arenosos inconsolidados..** *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso), v. 26, pp. 437-449.*

OWEN, P. R., 1964. *Saltation of uniform grains in air*. *J. Fluid Mech.* 20, pp. 225–242.

PORSANI, J. L. ; RODRIGUES, A. R. ; CALLARI, R. ; ANTUNES, P. T., 1994. **O método GPR**. Comunicação Técnica Interna, Petrobrás/Cenpes/Segef, Rio de Janeiro, RJ.

PORSANI, J. L., 1999. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado – SP.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro - SP, 145p.

PORSANI, J. L.; RODRIGUES, A.R.; CALLARI, R.; ANTUNES, P.T.; ROSA FILHO, J., 1994. **Demonstração do GPR.** Relatório Técnico Interno, Petrobrás/Cenpes/Segef, Rio de Janeiro, RJ.

PYE, K, & TSOAR, H., 1990 – *Aeolian Sand and Sand Dunes*, UNWIN HYMAN, London, 396 pp.

PYE, K., 1987. *Aeolian dust and dust deposits*. London: Academic Press.

RABINOWICZ, E., 1965. *Friction and wear of materials*. New York: Wiley.

REMPEL, P., 1936. *The crescentic dunes of the Salton Sea and their relation to vegetation*. *Ecology* 17, pp. 347–358.

REYNOLDS, J. M., 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley; Sons Ltd., 806p.

RODRIGUES, A. R.; PORSANI, J. L., 1995. **Aplicações do método GPR na geofísica ambiental: localização de área com tanque desenterrado e dutos.** 4th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, In Expanded Abstracts..., Vol. 2: pp.942 – 944.

RODRIGUES, A. R.; PORSANI, J. L., 1997. **Diferentes litologias, diferentes situações, diferentes respostas. A utilização do método GPR como ferramenta de suporte à geologia.** 5th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, São Paulo, SP, In Expanded Abstracts..., Vol. 1: pp. 540 – 543.

ROWE, M. P; BRISTOW, C. S. 2015. *Landward-advancing Quaternary eolianites of Bermuda*. *Aeolian Research*, pp. 235–249.

SAUCK, W. A., ALVES, J. G. V.; LUIZ, J. G., 1995b. *Successfull applications of GPR in the lower Amazon Region, Belém, Pará, Brazil*. 4th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, In Expanded Abstracts..., Vol. 2: pp. 974 – 975.

SAUCK, W. A.; ALVES, J. G. V.; LUIZ, J. G., 1995a. *GPR in the middle Amazon Basin, Amazonas State, Brazil*. 4th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, In Expanded Abstracts..., Vol. 2: pp. 972 – 973.

SCUDERI, L. A.; WEISSMANN, G. S.; HARTLEY, A. J.; YANG, X. 2017; *Lancaster, N. Application of Database Approaches to the Study of Earth's Aeolian Environments: Community Needs and Goals*. 2017. *Aeolian Research* (27). pp. 79-109.

SIMMONS, G., D. W. STRANGWAY, L. BANNISTER, R. BAKER, D. CUBLEY, G. LA TORRACA, AND R. WATTS., 1972. *The Surface Electrical Properties Experiment*. In *Lunar Geophysics: Proceedings of a Conference at the Lunar Science Institute, Houston, Texas, 18–21 October 1971*, Z. Kopal and D. W. Strangway, editors, pp. 258–271. D. Reidel Publishing, Dordrecht, The Netherlands.

SIMONS, F. S., 1956. *A note on Pur-Pur dune, Viru Valley, Peru*. *J. Geol.* 64, pp. 517–521.

SMITH, H. T. U., 1946. *Sand dunes*. *Trans. New York Acad. Sci.* 8, pp. 197–199.

SMITH, H. T. U., 1953. *Classification of sand dunes (abstr.)*. *C.R. 19th Int. Geol. Congr. Algiers 1952*, 105.

SMITH, H. T. U., 1963. *Eolian geomorphology, wind direction and climatic change in north Africa*. Final report, Bedford Geophysics Research Directorate, Air Force Cambridge Research Laboratories, AFCRL-63-443.

SØRENSEN, M., 1988. **Radioactive tracer studies of grain progress in aeolian sand transport: a statistical analysis**. Dept. Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. Aarhus, Res. Rep. 141.

STOKES, W. L., 1968. **Multiple truncation bedding planes – a feature of wind deposited sandstone formations**. *J. Sediment. Petrol.* 38, pp. 510–515.

STOLT, R., 1978. *Migration by Fourier Transform*. *Geophysics*, 44, pp.23-48.

STRATTON, J. A., 1941. *Electromagnetic Theory*. McGraw Hill Book Company, New York, 615p.

SUTTON, O. G., 1934. *Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere*. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 146, pp. 701–722.

THOMAS, D. S. G., 1989. *Aeolian sand deposits*. In D. S. G. Thomas (Ed.), *Arid zone geomorphology*, pp. 232–261. London: Belhaven Press.

TOPP, G. C., DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P., 1980. *Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines*. *Water Resources Research*, Vol. 16 (3): 574 – 582.

- TSOAR, H., 1974. *Desert dunes morphology and dynamics, El-Arish (Northern Sinai)*. *Z. Geomorph. Suppl. Bd. 20*, pp. 41–61.
- TSOAR, H., 1982. *Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes*. *J. Sediment. Petrol.* 52, pp. 823–831.
- TSOAR, H., & PYE, K. 1987. *Dust transport and the question of desert loess formation*. *Sedimentology* 34, pp. 139–153.
- ULRIKSEN, C. P. F., 1982. *Application of impulse radar to civil engineering*. *Doctoral Thesis - Lund University of Technology, 179p. University, Nova Zelândia*.
- VAN BURKALOW, A., 1945. *The angle of repose and angle of sliding friction: an experimental study*. *Bull. Geol. Soc. Am.* 56, pp. 669–708.
- WARD, S. H., HOHMANN, G. W., 1987. *Electromagnetic theory for geophysical*.
- WASSON, R. J., 1983A. *Dune sediment types, sand color, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki–Simpson dunefield, Australia*. In M. E. Brookfield & T. S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and processes* (pp. 165–195). Amsterdam: Elsevier.
- WASSON, R. J., & HYDE, R., 1983. *Factors determining desert dune type*. *Nature* 304, pp. 337–339.
- WHITE, B. R., 1979. *Soil transport by winds on Mars*. *J. Geophys. Res.* 84, pp. 4643–4651.
- WILSON, I. G., 1972. *Aeolian bedforms – their development and origins*. *Sedimentology* 19, pp.173–210.
- WILSON, I. G., 1973. *Ergs*. *Sediment. Geol.* 10, pp. 77–106.
- ZEE, **Zoneamento Ecológico e Econômico da Zona Costeira do Estado do Ceará**. Mapeamento das Unidades Geoambientais da Zona Costeira do Estado do Ceará. 2007. SEMACE. 226 pp.
- ZINGG, A. W., 1953. *Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material*. *Proceedings of the 5th Hydraulics Conf. Bull.* 34, pp. 111–135. Iowa City: *Inst. of Hydraulics*.