



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CORRELAÇÃO ENTRE A MORFOLOGIA E A GEOMETRIA
INTERNA DE DUNAS EÓLICAS PARABÓLICAS, COM AUXÍLIO
DE GPR**

Autora:

TARSILA BARBOSA DANTAS

Orientador:

Prof. Dr. FRANCISCO PINHEIRO LIMA FILHO

Dissertação nº 242/PPGG

Natal/RN, 2020



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



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TARSILA BARBOSA DANTAS

CORRELAÇÃO ENTRE A MORFOLOGIA E A GEOMETRIA INTERNA DE DUNAS EÓLICAS PARABÓLICAS, COM AUXÍLIO DE GPR

Dissertação de Mestrado apresentada no dia 16 de janeiro de 2020, ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, UFRN, para obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, área de concentração Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho (DG / PPGG / UFRN – Presidente)

Prof. Dr. David Lopes de Castro (DG / PPGG / UFRN)

Prof. Dr. Raimundo Mariano Castelo Branco (DGEO/PPG/UFC)

Natal/RN, 2020

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Dantas, Tarsila Barbosa.

Correlação entre a morfologia e a geometria interna de dunas eólicas parabólicas, com auxílio de GPR / Tarsila Barbosa Dantas. - 2020.

64f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2020.

Orientador: Francisco Pinheiro Lima Filho.

1. Geomorfologia - Dissertação. 2. Dunas parabólicas - Dissertação. 3. GPR - Dissertação. I. Lima Filho, Francisco Pinheiro. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.4

Elaborado por Joseneide Ferreira Dantas - CRB-15/324

Vento vem me trazer boas novas
Que eu sempre esperei ouvir
Vento vem me contar os segredos
De chuva, raio e trovão
Vento que me venta da cabeça aos pés

E eu me rendo
Vento que me leva onde quero ir
E onde não quero

Luedji Luna - Asas

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a todos os meus anteriores, meus antecessores que pelo caminho que trilharam me permitiram chegar até aqui e atingir todas as grandes e pequenas conquistas de minha vida. Mamãe e papai, vocês são minha base.

Ao GEMMA pelos dados topográficos de VANT.

A Schlumberger pela licença acadêmica da Plataforma Petrel E&P Softwares.

A todos os colegas do LAE/UFRN, pelo apoio nos momentos de turbulência acadêmica e pelos bolos de chocolate. A Rebeca e Patrícia por me ensinarem muito sobre geofísica. A João e Anderson pelo grande apoio na aquisição de campo. A Yoe pelos ensinamentos e grande apoio no Petrel. E finalmente ao professor Pinheiro, a quem agradeço não só pela orientação acadêmica, mas pela oportunidade oferecida e pelos ensinamentos geológicos e extra-geológicos.

Ao Departamento de Geologia/UFRN, por me ceder a oportunidade e a flexibilidade necessária para realização do meu mestrado, e principalmente ao professor Ricardo Amaral, que sempre me incentivou na minha capacitação profissional e formação acadêmica.

A meu companheiro e melhor amigo Erick Attos que sempre me apoia.

A meus bebês felinos que estiveram sempre ao meu enquanto trabalhei nesta dissertação (Visenya, Tião, Nikia, Kanda, Fininho e Rihanna).

A todas as minhas amigas que não me deixaram na mão nos bons nem nos maus momentos. Que seguram sempre minha mão quando preciso e que me colocam pra frente com seu apoio (todas as geocats e as dioguetes).

RESUMO

As dunas parabólicas ocorrem geralmente em ambientes costeiros de zonas tropicais, e trata-se de depósitos influenciados por diversos fatores além do regime de ventos, como precipitação, cobertura vegetal e nível das águas subterrâneas. Aquisição geofísica com GPR e levantamento topográfico com VANT e GPS geodésico foram realizados em dunas parabólicas na região costeira de Rio do Fogo e São Bento do Norte/RN, NE do Brasil, e permitiram imagear as estruturas internas das seguintes feições morfológicas: lóbulo deposicional, braços residuais, retrocordões, cordões residuais e bacia de deflação. Tendo em vista suas particularidades, apresentam-se aqui as assinaturas geofísicas das feições internas encontradas nas dunas parabólicas do tipo “aberta” e “fechada”. O lóbulo deposicional apresenta *foresets* progradantes, assim como os braços residuais. A bacia de deflação, por sua vez, é caracterizada por camadas concordantes e delgadas, resultado da acumulação dos sedimentos mais grossos e preservação das lâminas de cavalgamento. Os cordões residuais e os retrocordões ocorrem ambos na bacia de deflação como cordões arenosos arqueados, havendo indefinição na literatura ao diferenciar estas feições, principalmente no que diz respeito a suas origens. As estruturas internas identificadas para os cordões residuais apontam para dois tipos de assinaturas: na base ocorre a preservação de camadas progradantes reliquiares, associadas à migração da duna, separadas por uma superfície de superposição, acima da qual ocorrem camadas “de trapeamento”. O retrocordão, por sua vez, está relacionado ao evento erosivo da duna parabólica fechada, que decorre de uma reativação eólica ou precede um *blowout*.

Palavras-chave: dunas parabólicas; GPR; geomorfologia

ABSTRACT

Parabolic dunes generally occur in coastal environments in tropical zones, and are deposits influenced by several factors besides the wind regime, such as precipitation, vegetation cover and water table. In view of their particularities, a model of the geophysical signatures of sedimentary structures of open and closed parabolic coastal dunes is presented here. Geophysical acquisition with GPR and topographic survey with UAV and geodetic GPS were carried out on dunes in Rio do Fogo and São Bento do Norte / RN, Brazil, and allowed to describe the internal structures of the following morphological features: depositional lobe, trailing arms, back ridges, dune track ridges and deflation basin. The depositional lobe has progressive foresets, as well as trailing arms. The deflation basin, in turn, has concordant and thin layers as a result of the accumulation of thicker grains and preservation of the blades. The dune track ridges and back ridges occur both in the deflation basin as arched sandy ridges, with a lack of definition in the literature when differentiating these features, especially with regard to their origins. The internal structures identified for the dune track ridges point to two signatures in this feature: at its base there is the preservation of progradant layers reliquary to the migration of the open parabolic dune, separated by a superposition surface above which trapping layers occur. The back ridge is related to the erosive event of the closed parabolic dune, which results from a wind reactivation or precedes a blowout.

Keywords: Parabolic dunes; GPR; Geomorphology

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
SUMÁRIO	vii
1 INTRODUÇÃO	8
1.1 Objetivo	8
1.2 Justificativa.....	9
1.3 Área de estudo	9
1.3.1 Marés, correntes e ondas	10
1.3.2 Fatores climáticos.....	11
1.3.3 Geologia.....	14
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
2.1 Estruturas sedimentares eólicas	18
2.2 Superfícies limitantes em depósitos eólicos.....	19
2.3 Classificação de dunas eólicas e estruturas sedimentares	20
2.4 Ground Penetrating Radar.....	26
3 ARTIGO	31
Acknowledgments	31
Abstract.....	31
Introduction	32
Methods	34
Results	37
Eolian landforms.....	37
Radarfacies	39
Bounding Surfaces	40
Discussion.....	42
Bounding surfaces	42
Correlation of morphological features	43
Conclusion	52
References	52
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

1 INTRODUÇÃO

O sistema eólico costeiro possui peculiaridades em relação ao sistema eólico desértico, principalmente pelo contexto climático mais úmido. Além disso, desempenham importante papel na sucessão ecológica de fauna e flora costeira, compondo inclusive *habitat* para certas espécies (Hesp, 1989). Ademais, a estabilização dos depósitos por vegetação é importante no processo de evolução, migração e fixação da duna (Robertson-Rintoul, 1990), assim como o nível de águas subterrâneas, o qual controla o nível de base da ação eólica (David, *et al.*, 1999).

O estudo das estruturas sedimentares internas dos depósitos eólicos constitui importante ferramenta em interpretações refinadas destes depósitos, e vem sendo realizado com base em afloramentos de rochas antigas (Kocurek and Dott, 1981) ou trincheiras e superfície de dunas barcanas ativas (Hunter, 1977; Short e Hesp, 1999), o que limita o detalhamento desse arranjo interno, e impossibilita a correlação das estruturas internas com as diferentes morfologias eólicas existentes. Dessa forma, a utilização de métodos geofísicos rasos, como o GPR (*ground penetrating radar*), possibilita a visualização destas feições em subsuperfície de depósitos ativos e diversos, com sua morfologia ainda visível.

Em algumas áreas da costa brasileira atuam os processos de transporte e sedimentação eólica, devido ação de ventos fortes cuja origem é atribuída às diferenças de albedo e troca de calor entre o mar, continente e atmosfera (Teixeira *et al.*, 2009). Alguns exemplos destes depósitos ocorrem no Maranhão, com o Campo de Dunas dos Lençóis Maranhenses (Parteli *et al.*, 2006), no Ceará, com o Campo de Dunas em Jericoacoara (Jimenez *et al.*, 1999), os campos dunares potiguares (Barreto *et al.*, 2004), as dunas da costa catarinense e do Rio Grande do Sul (Hesp *et al.*, 2007), etc. O Rio Grande do Norte apresenta diversos campos de dunas ao longo de sua costa, predominando a morfologia de dunas barcanas e cadeias barcanóides no litoral setentrional, e dunas parabólicas e suas feições associadas no litoral oriental, havendo ainda dunas frontais ao longo de toda a costa.

1.1 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo principal identificar as assinaturas geofísicas (GPR) das feições internas de dunas costeiras parabólicas, dos tipos aberta e fechada, e sua correlação com as feições morfológicas correspondentes.

Como objetivos específicos, tem-se:

- Analisar as feições morfológicas de dunas parabólicas abertas e fechadas;

- Caracterizar, em subsuperfície, com o auxílio do GPR, as feições internas das dunas parabólicas com as suas respectivas assinaturas geofísicas;
- Mostrar a correspondência entre as feições geomorfológicas e as feições internas das dunas parabólicas, com a interpretação das radarfácies.

1.2 Justificativa

Além da identificação das feições morfológicas, o modelo das assinaturas dos estratos internos requer um imageamento das camadas internas, e por se tratar de depósitos resistivos, o GPR (*ground penetrating radar*) se mostrou o método geofísico mais adequado para tal. Com isso, os perfis em Rio do Fogo/RN foram posicionados longitudinalmente e perpendicularmente à direção principal dos ventos (SE-NW), montando um grid de perfis. Em São Bento do Norte, o alvo principal foi o conjunto de cordões residuais na bacia de deflação, de maneira que os perfis foram posicionados transversalmente à direção de maior extensão destes cordões. Além disso, alguns perfis de maior extensão foram realizados para contemplar as outras feições da duna parabólica.

1.3 Área de estudo

Para o desenvolvimento do modelo das assinaturas dos estratos internos, foram selecionadas dunas parabólicas abertas e fechadas (Figura 1) cujas feições morfológicas fossem identificadas em superfície. Em São Bento do Norte/RN, foi identificada uma duna parabólica aberta, com lagos, pântanos e cordões residuais. Em Rio do Fogo/RN, dunas parabólicas fechadas foram selecionadas para o presente estudo, apresentando retrocordões e uma bacia de deflação seca.

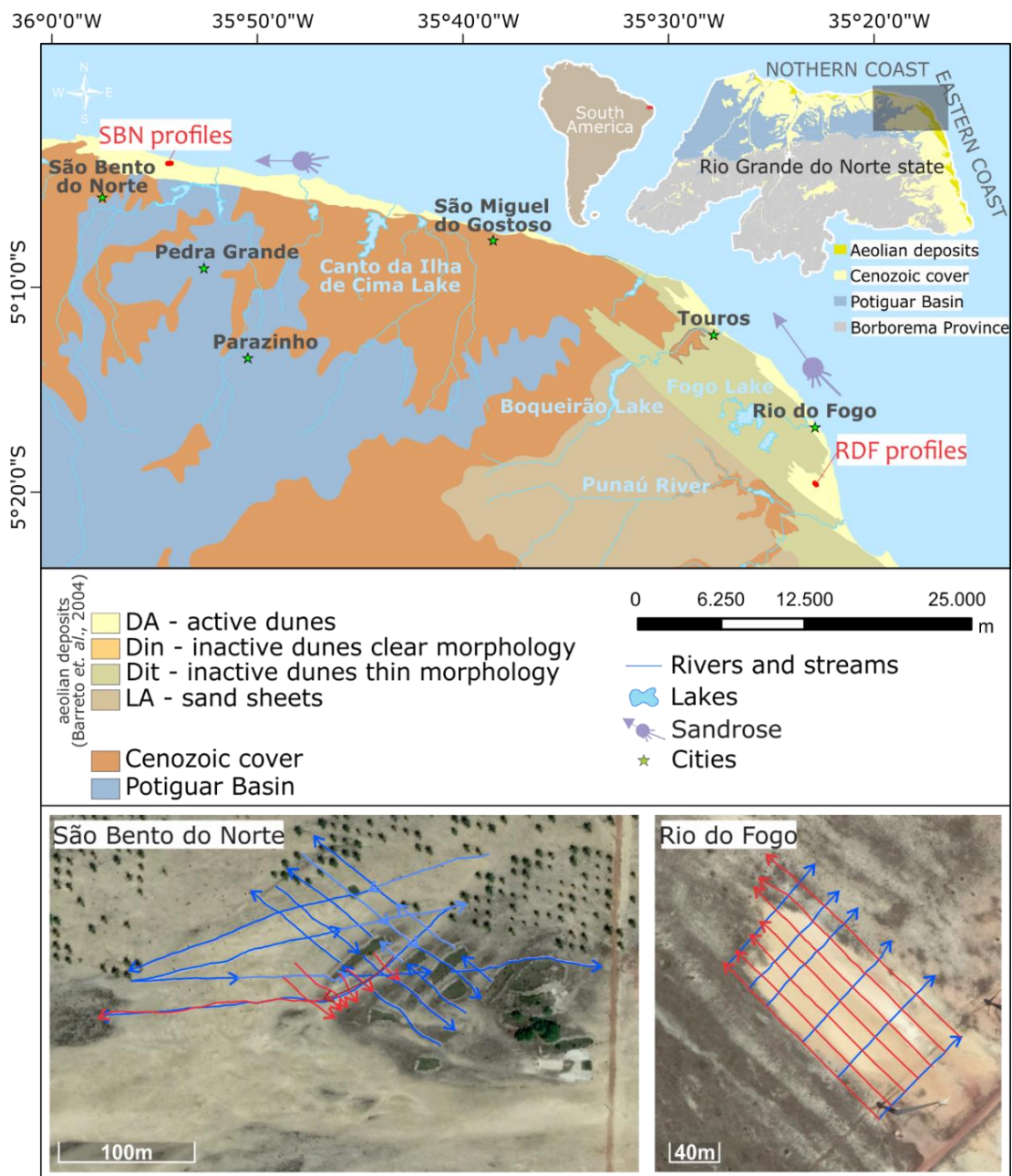


Figura 1 – Mapa geológico do extremo nordeste do estado do RN indicando a área de estudo (RDF: Rio do Fogo/RN, SBN: São Bento do Norte/RN) e imagens de satélite com a localização dos perfis GPR

1.3.1 Marés, correntes e ondas

Pela proximidade dos depósitos eólicos com o mar, os processos eólicos podem ser afetados pelas forças hidrodinâmicas da costa: marés, correntes e ondas, mas nas dunas estudadas esses fatores não são de grande influência. Isso porque predomina no litoral do Rio Grande do Norte o regime de mesomarés semidiurnas, com amplitude média da maré de sizígia de 2 a 3 metros para o litoral oriental e 3 a 4 metros para o litoral setentrional (IBGE, 2011). Além disso, as ondas tem altura significativa H_s de 1,3 a 1,7 m, período de pico T_p em torno de 8 segundos e são provenientes de ESE (Almeida *et al.*, 2015) no litoral oriental, enquanto que no litoral setentrional as ondas

tem direção de leste e de norte, variando a altura significativa H_s de 1,8 a 2,0 m e período T_p de 8,3 a 7,0 s, para os períodos secos e chuvosos, respectivamente (Araujo *et al.*, 2004).

1.3.2 Fatores climáticos

A precipitação e o regime de ventos juntos compõem os fatores climáticos mais importantes em um sistema deposicional eólico. As dunas parabólicas conseguem desenvolver-se melhor em condições de ventos unidirecionais e vegetação constituída de arbustos circundando a duna, aumentando o lóbulo deposicional em altura e largura (Pye and Tsoar, 2009). Além disso, as águas pluviais funcionam como principal recarga do lençol freático nos meses úmidos, o que torna o nível de base da ação eólica mais raso sazonalmente, e esta quantidade de recarga pode ser traduzida em quantidade de meses chuvosos por ano. Além desta variação sazonal do nível freático, a quantidade de precipitação anual é importante no desenvolvimento da vegetação que estabiliza as dunas parabólicas também são influenciados pela água disponível, de maneira direta por águas pluviais abundantes ou indiretamente através de águas subterrâneas próximas das raízes.

No litoral oriental do Rio Grande do Norte o tipo climático atuante baseado em dados pluviométricos (Diniz & Pereira, 2015), é o Tropical do Nordeste Oriental, ocorrendo os subtipos: Úmido, Subúmido e Semiárido Brando, de acordo com a quantidade de meses secos (Figura 2). Na região de subdomínio Úmido, a precipitação anual totaliza em média 2198mm no município de Natal/RN e possui uma estação seca de apenas 3 meses (INMET), e no Semiárido Brando a média anual de precipitação é de 1057mm, medida no município de Rio do Fogo/RN, onde a estação seca dura 6 meses (SUDENE, 1990). O clima Tropical de Zona Equatorial predomina, sob a forma do subtipo Semiárido Mediano, com precipitação anual acumula 692mm, no município de São Bento do Norte/RN e 471mm em Macau/RN (Figura 3).

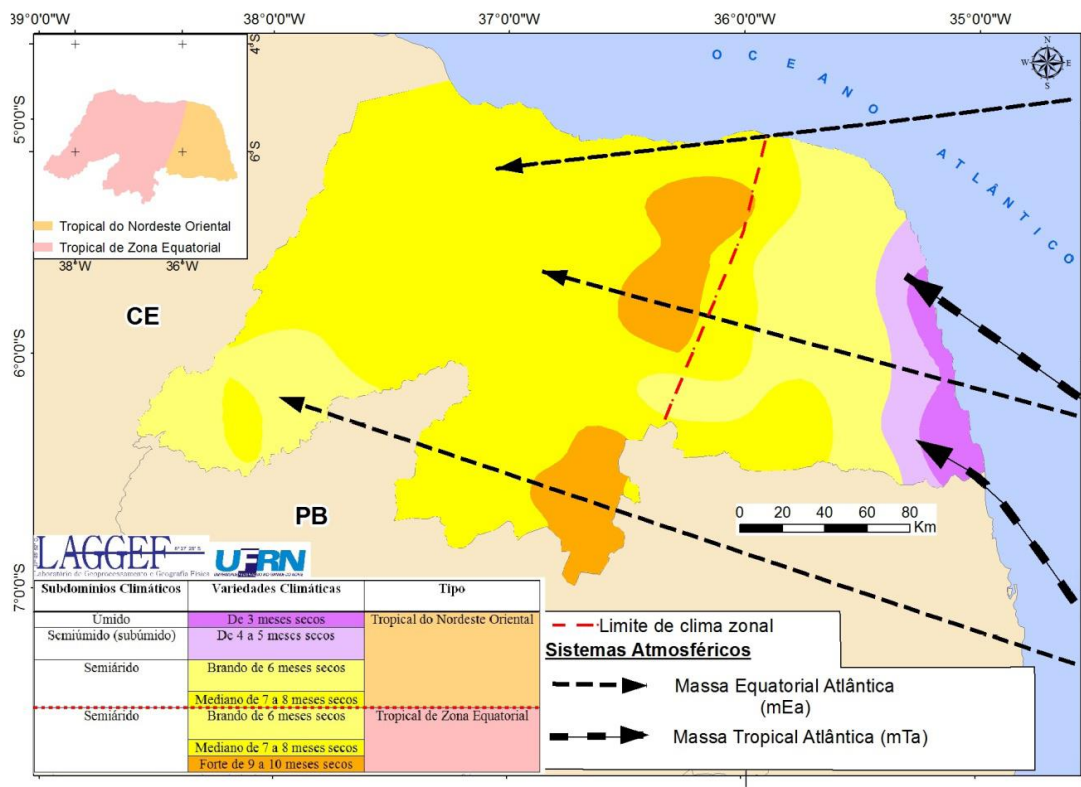


Figura 2 – Tipos climáticos do Rio Grande do Norte
(Diniz & Pereira, 2015)

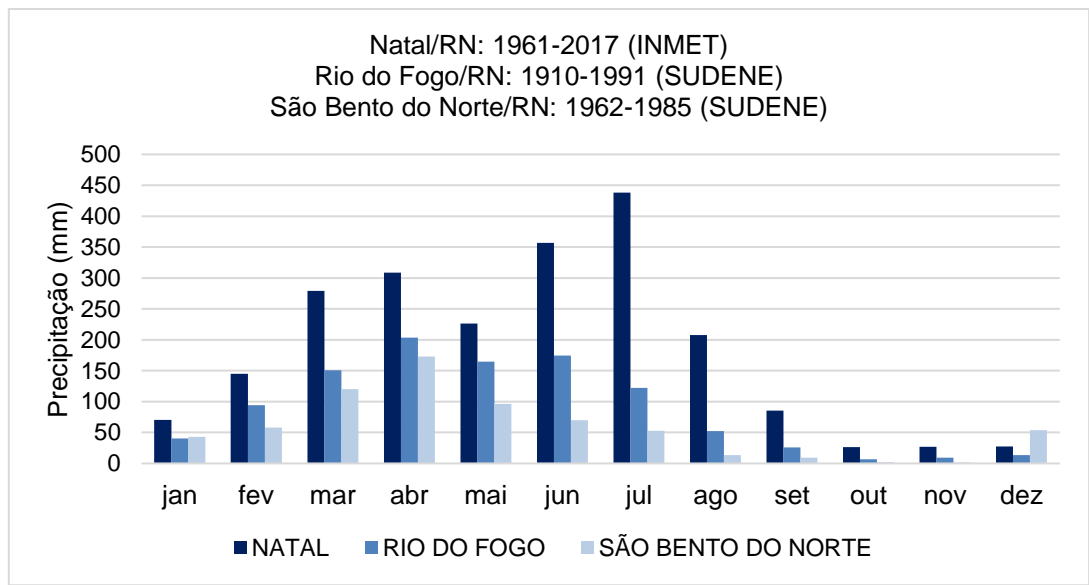


Figura 3 – Precipitação acumulada mensal de Natal/RN , Rio do Fogo/RN e São Bento do Norte
Base de dados: SUDENE e INMET, 2018

No Rio Grande do Norte predomina a ação dos ventos alísios, aos quais se somam as influências sinóticas do centro de alta pressão do Atlântico e Anticiclone Atlântico, gerando ventos nas direções sudeste e leste. No Litoral Setentrional predominam ventos de Leste, e no Litoral Oriental predominam ventos de sudeste, mais intensos em sua porção norte e menos intensos em sua porção sul. Baseando-se nos dados da estação

meteorológica de Natal/RN e Touros/RN (Figura 4), os ventos nessa região sopram com velocidade média de 4,22m/s e máxima de 9,8m/s, com rajadas que chegam a 18,9 m/s, de direções preferencialmente sudeste, ocorrendo ventos menos intensos e menos frequentes de leste e de sul (INMET, 2018). Em São Bento do Norte/RN, os dados da estação de Macau/RN mostram que, apesar dos ventos mais frequentes do quadrante sudeste, os ventos do quadrante nordeste que ocorrem e outubro a março são mais competentes no transporte eólico da região (Silva *et al.*, 2015). Comparando as velocidades médias mensais nas duas áreas de estudo (Figura 5), observa-se que os ventos de Rio do Fogo são mais competentes pois apresentam maiores velocidade média de 8,69m/s em novembro, enquanto São Bento do Norte o valor mensal mais alto é atingido em outubro, com 6,60m/s.

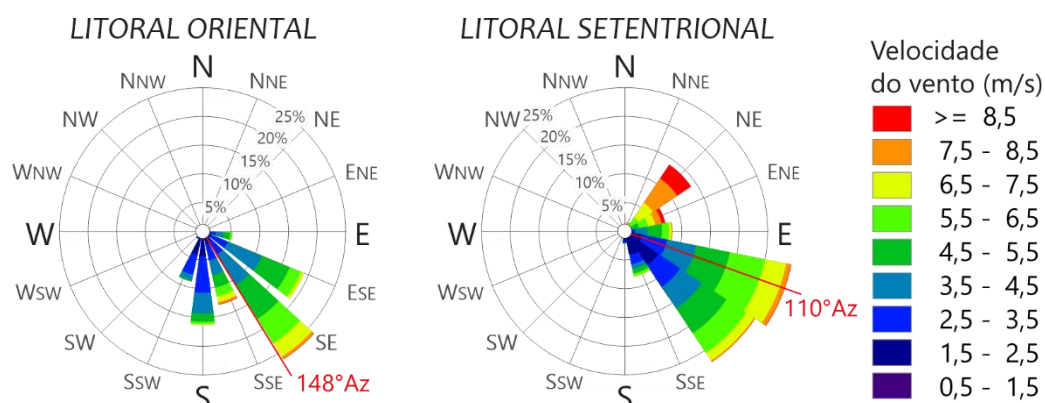


Figura 4 – Diagrama de rosetas para o estado do Rio Grande do Norte, com base na frequência e velocidade dos ventos no Litoral Oriental (estação de Natal, 2017) e Litoral Setentrional (estação de Macau, 2013)
 Fonte de dados: INMET, 2019

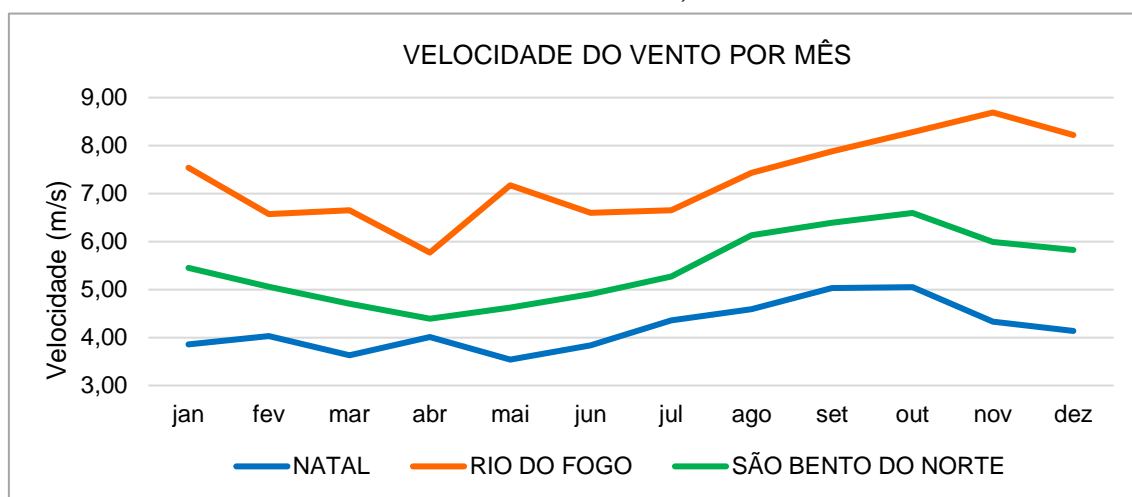


Figura 5 – Média mensal da velocidade dos ventos no litoral oriental e setentrional do Rio Grande do Norte
 Base de dados INMET, 2019

1.3.3 Geologia

A área de estudo está compreendida na Bacia Potiguar, predominando as coberturas cenozoicas, dentre as quais se destacam na área de estudo as seguintes unidades: Grupo Barreiras, unidades Pós-Barreiras e os depósitos eólicos.

Araújo *et al.* (2006) caracterizaram, em falésia ativa na praia de Cotovelo, três fácies do **Grupo Barreiras**, que se intercalam e configuram vários ciclos de um sistema fluvial meandrante, com depósitos de preenchimento de canal – conglomerados, arenitos grossos a muito grossos e arenitos médios, mostrando estratificação cruzada acanalada, tabular e gradação normal – e depósitos de planície de inundação – pacotes de lamitos bioturbados e laminados, intercalados com arenitos finos a médios, havendo também depósitos de abandono de canal. Esta unidade ocorre tanto em afloramentos costeiros quanto no interior do estado potiguar, havendo camadas lateríticas de manganês, com holandita, criptomelana e litioforita, cuja datação He/U-Th sugere exposição subaérea e pedogênese em torno de 16,45 Ma (Rossetti *et al.*, 2013) e cimentação de óxidos de ferro autigênico de hematita e goethita e depósitos detríticos ferruginosos evidenciam sua deposição miocênica, entre 17 e 22 Ma (Lima, 2008).

Sobrepostos às rochas do Grupo Barreiras e sotopostos aos depósitos eólicos inconsolidados, encontram-se litotipos quaternários denominados informalmente de Supra-Barreiras ou **Pós-Barreiras**, de sistemas deposicionais e idades diferentes, ocorrendo no estado do Rio Grande do Norte como três unidades estratigráficas: Formação Barra de Tabatinga (Lucena, 1999), Formação Touros (Barreto *et al.*, 2002) e Formação Potengi (Sousa, 2002).

A **Formação Barra de Tabatinga** é descrita por Lucena (1999) nas praias de Cotovelo e Barra de Tabatinga, onde afloram em perfil nas falésias da linha de costa, possibilitando Araújo (2004) identificar duas fácies principais de um sistema praiial, depositado há 206 ± 5 a 213 ± 2 ma (Suguio *et al.*, 2001): fácies arenito grosso com estratificações cruzadas de pequeno porte (ver Figura 6 e Figura 7), correspondendo a depósitos de zona de face praiial; e fácies arenito médio a grosso com estratificações cruzadas de baixo ângulo de uma zona de estirâncio. Encontram-se sobrepostas a um nível conglomerático de aproximadamente 40cm de espessura, disposto discordantemente (Figura 8) sobre os litotipos do Grupo Barreiras (Araújo *op. cit.*).

A **Formação Touros** é composta por conglomerados na base, passando por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada e estratificação tabular no topo, com cimentação carbonática. Seu conteúdo aloquímico é majoritariamente composto por algas marinhas, moluscos e foraminíferos, com tocas de *Ophiomorpha nodosa* no topo, comuns no sistema praiial, e essa sucessão foi datada como um terraço marinho de 117 a 110ma (Barreto *et al.*, 2002).

A **Formação Potengi** é descrita em Icapuí/CE como arenitos médios a grossos esbranquiçados e pouco consolidados, com bimodalidade textural e estratificações cruzadas de grande porte, denotando um sistema eólico pleistocênico (Sousa, 2002). São atribuídas idades de 83 a 90ma a arenitos semelhantes em descrição de testemunhos na região de Pitangui/RN, onde refletores acanalados de radogramas GPR indicam migração de formas de leito fluviais intercalados aos padrões contínuos paralelos típicos de depósitos eólicos (Julio, 2018).



Figura 6 – Detalhe de arenito grosso da Formação Barra de Tabatinga na praia de Ponta Negra, Natal/RN



Figura 7 – Detalhe de estratificações cruzadas acanaladas (destacadas em preto) em arenitos da Formação Barra de Tabatinga e seu contato discordante com o Grupo Barreiras (linha vermelha tracejada) na praia de Ponta Negra, Natal/RN



Figura 8 – Afloramento em perfil do contato discordante (linha vermelha tracejada) entre litotipos do Grupo Barreiras e arenitos da Formação Barra de Tabatinga, com depósitos eólicos sobrepostos, em falésia na Via Costeira, Natal/RN

Outros depósitos quaternários são os **depósitos aluvionares antigos**, que constituem terraços de antigos canais fluviais, e são constituídos de arenitos e conglomerados com granodecrescência ascendente intercalados entre si (Moura-Lima *et al.*, 2011), apresentando diversas evidências de reativação tectônica recente, com estruturas de liquefação possivelmente associadas a eventos sísmicos no Pleistoceno (Bezerra *et al.*, 2005).

Arenitos de praia ou **recifes arenosos** mais recentes ocorrem na área de estudo configurados aproximadamente paralelos à costa, próximos ao nível do mar, em corpos alongados de coloração marrom clara, com camadas tabulares que mergulham cerca

de 10° em direção ao oceano (Vieira *et al.*, 2007), com idades de 5 a 7 ma (Barreto *et al.*, 2004). Trata-se de quartzarenitos, arcósios e subarcósios maduros a submaduros, os quais apresentam, além do conteúdo siliciclástico predominante de areias quartzosas e feldspáticas, conteúdo aloquímico de fragmentos de algas vermelhas e oólitos, além de cimento carbonático em forma de cutículas e franjas fibro-radiais (Silva *et al.*, 2017).

Os depósitos eólicos ocorrem ao longo de todo litoral do Rio Grande do Norte sob a forma de dunas e lençóis de areia, classificadas de acordo com sua idade, morfologia, coloração e presença de vegetação. Barreto *et al.* (2004) e Nogueira *et al.* (1984) apresentam classificações correlacionáveis entre si (Quadro 1).

Quadro 1 – Gerações eólicas do litoral oriental do Rio Grande do Norte de acordo com a literatura

NOGUEIRA ET AL. (1984) COLORAÇÃO E ESPESSURA	BARRETO ET AL. (2004) GEOMORFOLOGIA E IDADES
Qcr-Qcg: Coberturas Arenosas	LA (390-326ma): lençóis de areia
DM (28-53m): Dunas Móveis e Sedimentos Praiais Sdm (5m): Sedimentos mistos	Dit (63-24ma): rastros residuais das dunas parabólicas
DF (61m): Dunas Fixas	DIn: parabólicas vegetadas e não vegetadas 6,5ma - hoje
Mrt: Material Eólico Recente Retrabalhado	DA: dunas barcanas e frentes parabólicas atuais (cadeias barcanóides)

Nogueira *et al.* (1984) descreveram a área litorânea entre Natal e Extremoz/RN, classificando cinco unidades eólicas com base na coloração dos sedimentos e altimetria/espessura: Dunas Fixas (DF), Sedimentos Mistos (Sdm), Dunas Móveis e Sedimentos Praiais (DM), Coberturas Arenosas (Qcr-Qcg) e Material Eólico Recente Retrabalhado (Mrt). As *Dunas Fixas* apresentam as maiores cotas altimétricas (61m) em formas alongadas coalescentes de sentido SE-NW, com cimentação incipiente e cobertura vegetal. Os *Sedimentos Mistos (Sdm)* enquadram areias finas a média de coloração avermelhada com matéria orgânica, acompanhando os vales dos rios Doce e Ceará-Mirim, a cotas altimétricas baixas e espessura mínima de 5m. As *Dunas Móveis e Sedimentos Praiais (DM)* representam dunas de menores cotas altimétricas (28-53m) que ocorrem mais próximas à costa. As *Coberturas Arenosas* constituem areias bem selecionadas e apresentam espessura mínima de 2m, com muita matéria orgânica e coloração cinza claro a escuro (Qcg) ou nenhuma ou pouca matéria orgânica e coloração amarelada (Qcr). O *Material Eólico Recente Retrabalhado (Mrt)* recobre a planície aluvionar do rio Ceará-Mirim, e compõe areias finas a médias esbranquiçadas e bem selecionadas.

Já Barreto *et al.* (2004) utilizaram datações TL e critérios geomorfológicos para reconhecer quatro unidades eólicas no litoral do estado potiguar, e são aqui correlacionadas com as unidades de Nogueira *op. cit.* (Quadro 1). As **dunas ativas (DA)** de Barreto *op. cit.* constituem as dunas atualmente em migração, geomorfologicamente classificadas como barcanas e cadeias barcanóides associadas a frentes parabólicas. São classificadas como **dunas inativas com morfologia nítida (DIn)** tanto dunas parabólicas vegetadas e nítidas em fotografias aéreas e imagens de satélite, quanto dunas parabólicas parcialmente vegetadas com migração lenta, com idades de 6,5ma até o presente. O domínio das **dunas inativas com morfologia tênue (DIt)** compreende dunas parabólicas e dunas longitudinais – associadas aos rastros residuais (*trailing ridges*) das parabólicas –, com idades mais antigas de 63-24ma, havendo outras gerações em 9-11ma e 3,5ma. Os **lençóis de areia (LA)** compreendem as formas mais tênues e dissipadas que as demais, e possuem o maior espectro de idades, representando as diversas fases de retrabalhamento posteriores à idade máxima 390-326ma encontrada pelos autores.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Estruturas sedimentares eólicas

As dunas eólicas migram sob influência de dois processos associados a fluxo gravitacional: fluxo e queda de grão (ver Figura 9). A laminação de queda de grãos (*grainfall lamination*), cuja segregação dos grãos é causada pelas flutuações da velocidade do vento, é produzida na região de separação do fluxo eólico, na crista da duna, gerando lâminas tabulares e paralelas geralmente mergulhando 20-28°, acompanhando a declividade do sotavento (Hunter, 1977). Os grãos mais grossos concentram-se por saltação na crista da duna e nas porções mais íngremes e mais superiores do sotavento, respeitando a inclinação do ângulo máximo natural de repouso da areia sob condições de impacto moderado, ~37°. Ao superar esta inclinação, fluxos gravitacionais de areia por avalanche geram laminações ou estratificações de fluxo de grãos (*grainflow cross strata*) com geometria linguóide de poucos centímetros de espessura, e a depender da energia de fluxo e da heterogeneidade granulométrica podem gerar gradação inversa devido à pressão dispersiva durante o fluxo (Giannini, 2008). Geralmente truncam as camadas adjacentes a ângulos baixos e necessariamente apresentam inclinação próxima ou igual ao gradiente de repouso (Kocurek and Dott, 1981).

Outra estrutura sedimentar bastante comum são as marcas onduladas eólicas (Figura 9) que podem ocorrer na planície interdunar, no lado a barlavento das dunas ou no sotavento cuja inclinação seja inferior ao ângulo de repouso, e apresentam laminações pouco inclinadas. Os *climbing ripples* subcríticos são bastante extensos lateralmente, porém delgados, e conforme o ângulo diminui, independente da espessura do *ripple*, a espessura das lâminas se torna tão tênue que se tornam quase indistinguíveis. A estrutura interna característica da laminação transladante cavalgante subcrítica é a gradação granulométrica inversa e a gradação normal da densidade dos grãos – quando os minerais são depositados de acordo com a ordem decrescente em relação à sua densidade (Hunter, 1977).

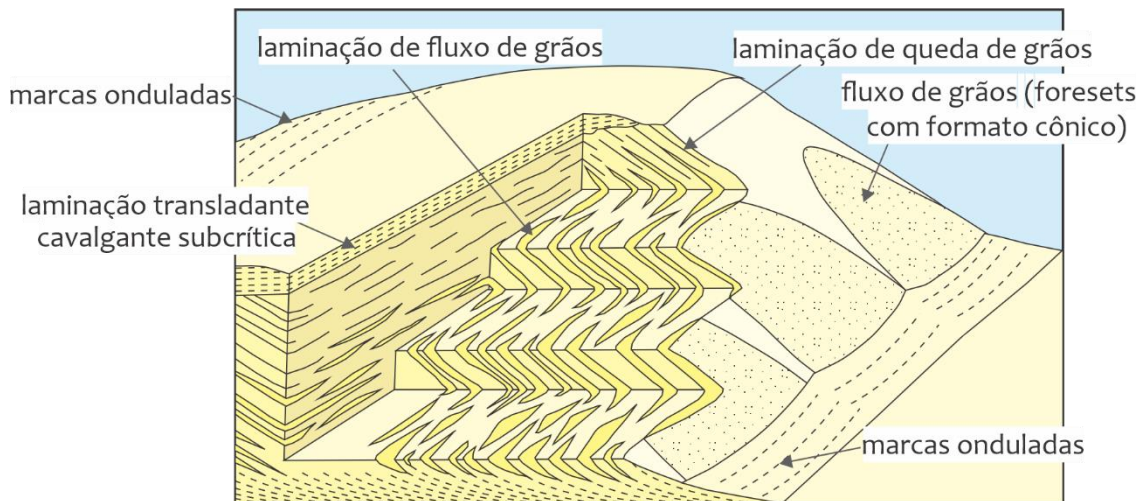


Figura 9 – Bloco diagrama esquemático mostrando estruturas sedimentares encontradas na região superior e sotavento de dunas eólicas de acordo com (Hunter, 1977)
Adaptado de Mounney (2006)

2.2 Superfícies limitantes em depósitos eólicos

Os depósitos eólicos, e em particular as dunas, frequentemente deixam registrados os eventos de deposição e reativação. Buscando melhor entender estes eventos no registro geológico Brookfield (1977) descreveu arenitos eólicos e propôs uma hierarquização com três ordens de superfícies limitantes (ver Figura 10). A Superfície de Primeira Ordem remete ao pavimento de deflação, marcando a região de interdunas e, geralmente, é bastante extensa lateralmente e trunca as demais superfícies. Já a Superfície de Segunda Ordem remete à superimposição de dunas em draas, apesar de ser descrita também em dunas menores sobrepostas. Finalmente, a Superfície de Terceira Ordem que pode ocorrer dentro da camada, e refere-se a eventos de reativação eólica, por abrasão ou reorientação do sotavento (Kocurek, 1988) menciona ainda uma Super Superfície que trunca a Superfície de Primeira Ordem.

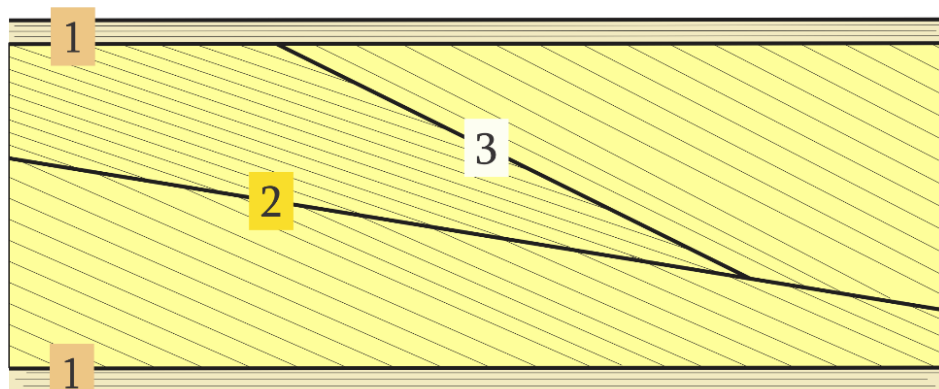


Figura 10 – Superfícies Limitantes de acordo com Brookfield (1977) e Kocurek (1988).
1: Superfície de Primeira Ordem ou de Interdunas. 2: Superfície de Segunda Ordem ou de Superposição. 3: Superfície de Terceira Ordem ou de Reativação.

Adaptado de Giannini (2008)

Mountney (2012) estudou sistemas eólicos influenciados pelo nível freático, associando a nomenclatura de superfícies limitantes à luz dos conceitos de Estratigrafia de Sequências, e menciona uma Superfície de Deflação e uma Superfície de *Bypass*, em hierarquia superior à Superfície de Interduna. A geração dessas três superfícies de maior hierarquia é regida pelo ângulo de migração, relacionado à taxa de acumulação e à taxa de migração a sotavento, como pode ser visto na Figura 11 (Mountney *op. cit.*).

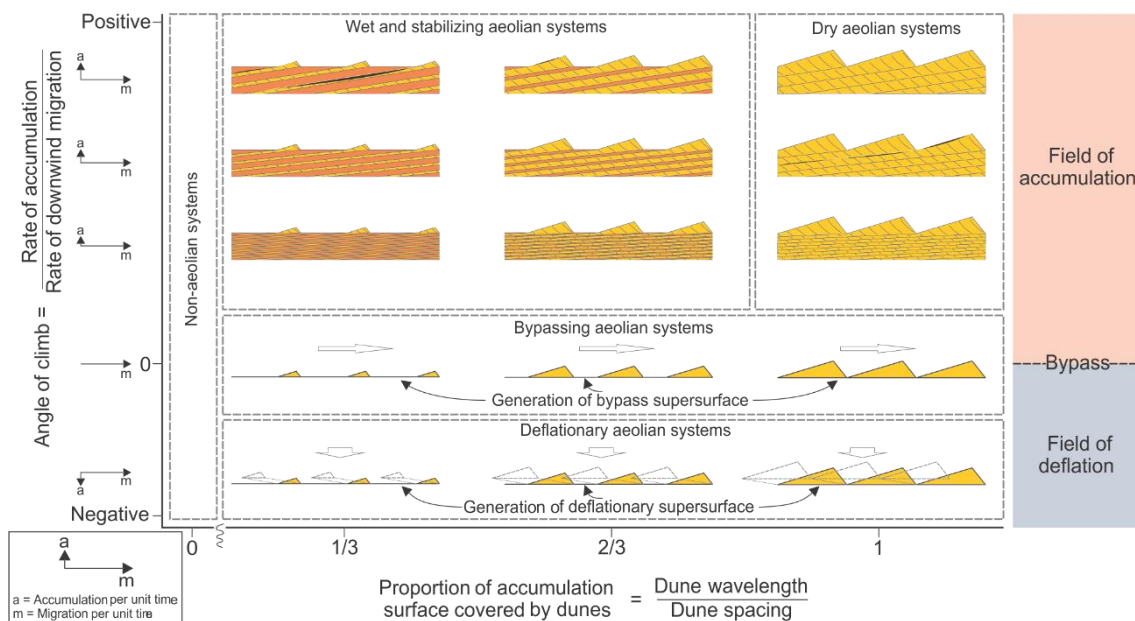


Figura 11 – Variações de arquitetura duna-interduna preservada do sistema eólico, com base no ângulo de cavalgamento e no aporte sedimentar. O ângulo de cavalgamento define o campo de acumulação e deflação, com *bypass* ocorrendo quando o ângulo de *climbing* é igual a zero. Este ângulo é determinado pela razão entre a taxa de acumulação vertical e a taxa de migração das camadas (Mountney, 2012)

2.3 Classificação de dunas eólicas e estruturas sedimentares

As dunas assumem morfologias diferentes quando submetidas a condições de regime eólico e aporte sedimentar diversos e, de acordo com Mckee (1979) podem ser classificadas em: barcanas, cadeias barcanóides, transversais, dômicas, *blowout*, parabólicas, lineares, estrela, e formas compostas (Figura 12).

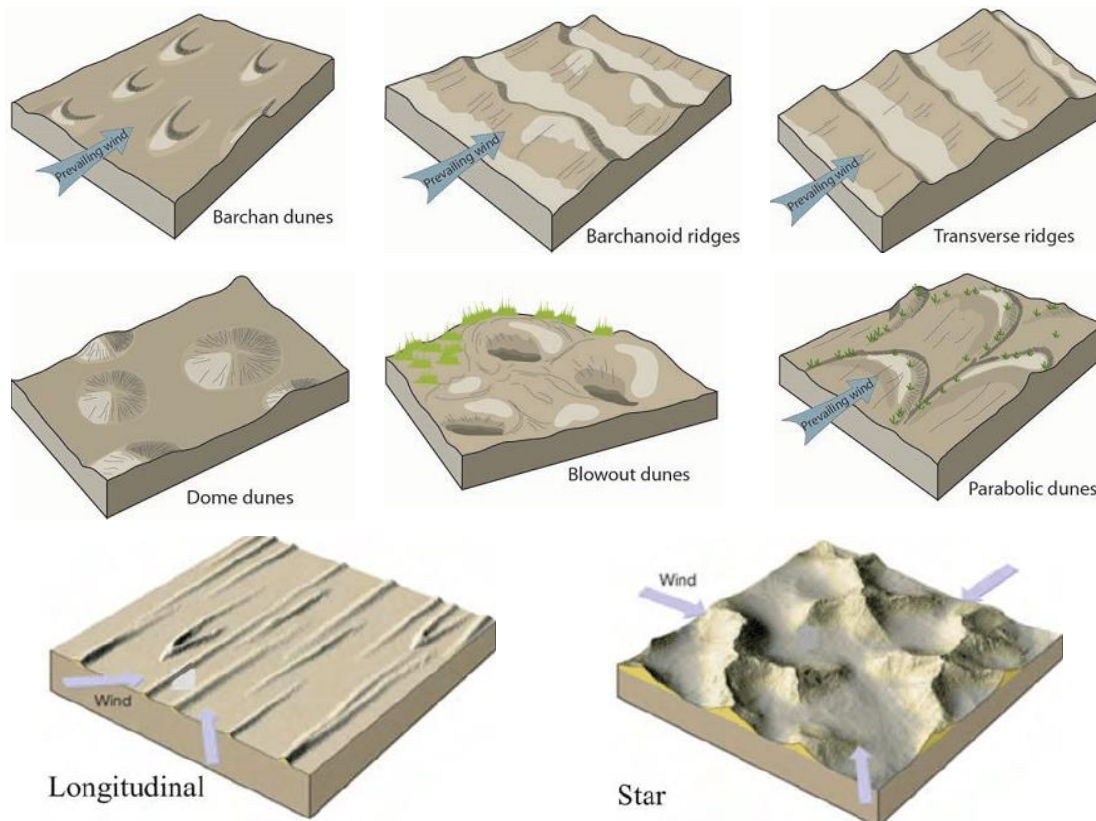


Figura 12 – Classificação morfológica de dunas eólicas de acordo com McKee (1979)
 Thornberry-Ehrlich (1990) e Ahmed Hemden (Brookfield, 2011)

As dunas **blowout** são caracterizadas por uma depressão com formato de pires, tigela ou calha, causada por erosão eólica em um depósito arenoso pré-existente, e possuem três feições morfológicas associadas (Figura 13): bacia de deflação, paredes marginais erosionais e lóbulo deposicional. A bacia ou pavimento de deflação geralmente erode até um nível de base determinado pelo nível freático (Hesp, 2002), apresentando então as estruturas sedimentares resultantes do sistema deposicional original, sendo este dunar ou praiar (Short & Hesp, 1999). O lóbulo deposicional apresenta geralmente estruturas sedimentares complexas, apresentando diversas interfaces resultantes da alternância entre migração e reativação, associada a ciclos de degradação/recuperação da cobertura vegetal (González-Villanueva *et al.*, 2011), havendo laminações cruzadas de fluxo de grãos e laminação de queda de grãos na região da crista e sotavento (Short & Hesp *op cit*).

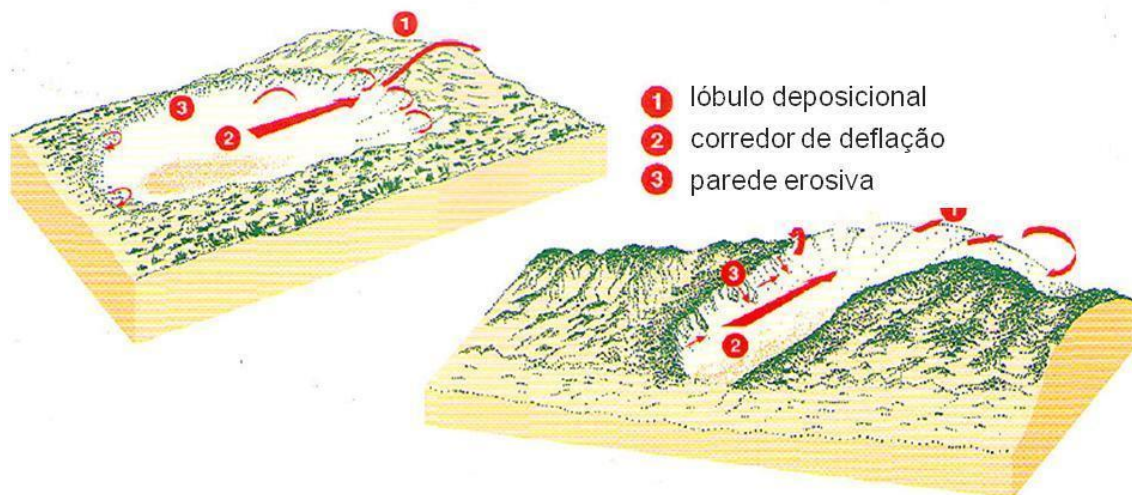


Figura 13 – Feições morfológicas de dunas *blowout* em forma de pires e vala
Hesp (2002)

As **dunas parabólicas** (*parabolic dunes* ou *hairpin dunes*) são caracterizadas por uma bacia de deflação (*deflation basin/blowout depression*) entre os braços (*wings/arms*) ou rastros lineares (*trailing ridges*) curtos ou alongados que terminam em um lóbulo deposicional/frente parabólica (*depositional lobe/head/nose*) em forma de U ou V côncavo para sotavento (Hesp, 2002). A borda interna do **braço** da duna é erodida conforme a duna avança, e sua parte externa é melhor preservada, tornando os **rastros residuais** mais assimétricos. As estruturas preservadas são estratos de deslizamento bidirecionais e normais ao arco da duna (Pye and Tsoar, 2009). No **lóbulo deposicional**, sua base interna é erodida e a areia é depositada a sotavento, e as estruturas formadas são de queda de grãos e fluxo de grãos (Short & Hesp, 1999).

Lemmen et al. (1998) traz o termo associação de duna parabólica (*parabolic dune association*) para se referir a um grupo de dunas parabólicas e suas respectivas feições, comumente encontradas associadas a dunas de clima úmido. Conforme a duna migra, retrocordões ou cordões residuais são deixados na **bacia de deflação**, a qual é erodida até um nível de base, determinado pelo nível freático ou por uma superfície mais consolidada (substrato rochoso, paleossolo etc.). As estruturas sedimentares geralmente são ausentes, podendo entretanto preservar os estratos dunares do lóbulo deposicional em caso de cobertura vegetal suficiente, ou apresentar estratos planares, ondulados e pouco angulosos formados por saltação e arrasto em caso de ausência de vegetação na superfície (Figura 14).

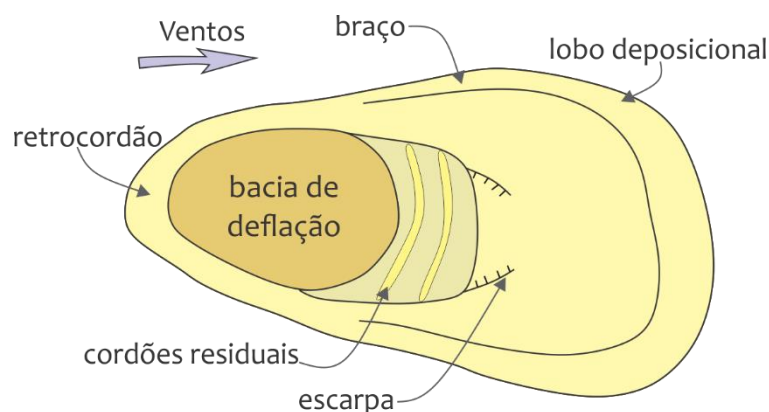


Figura 14 – Desenho esquemático em planta de uma duna parabólica e suas feições
Lemmen et al. (1998)

Os **retrocordões** (*back ridges* ou *gegenwalle*) são acumulações de areia trapeada por vegetação pioneira em cordões na região de deflação, cuja geometria arqueada e côncava conecta os braços da duna parabólica. São formados na reativação da duna estabilizada, num contexto de mudança climática de maior escala, ou como parte de um *blowout* recém-formado, refletindo pequenas mudanças locais não necessariamente relacionadas a alterações climáticas (David *et al.*, 1999).

Os **cordões residuais** (*dune-track ridges* ou *trailing ridges*) são morfologicamente semelhantes aos retrocordões, pois também ocorrem no pavimento de deflação como cordões arqueados, porém podem apresentar geometria mais irregular ou suavemente sinuosa. Além disso, sua gênese é associada na literatura (Lemmen *et al.*, 1998) à flutuação do nível freático em condições climáticas que apresentam uma segregação bem definida entre estação seca e úmida, de maneira que na estação chuvosa o nível freático encontra-se mais elevado, retendo mais sedimentos na zona insaturada (Figura 15).

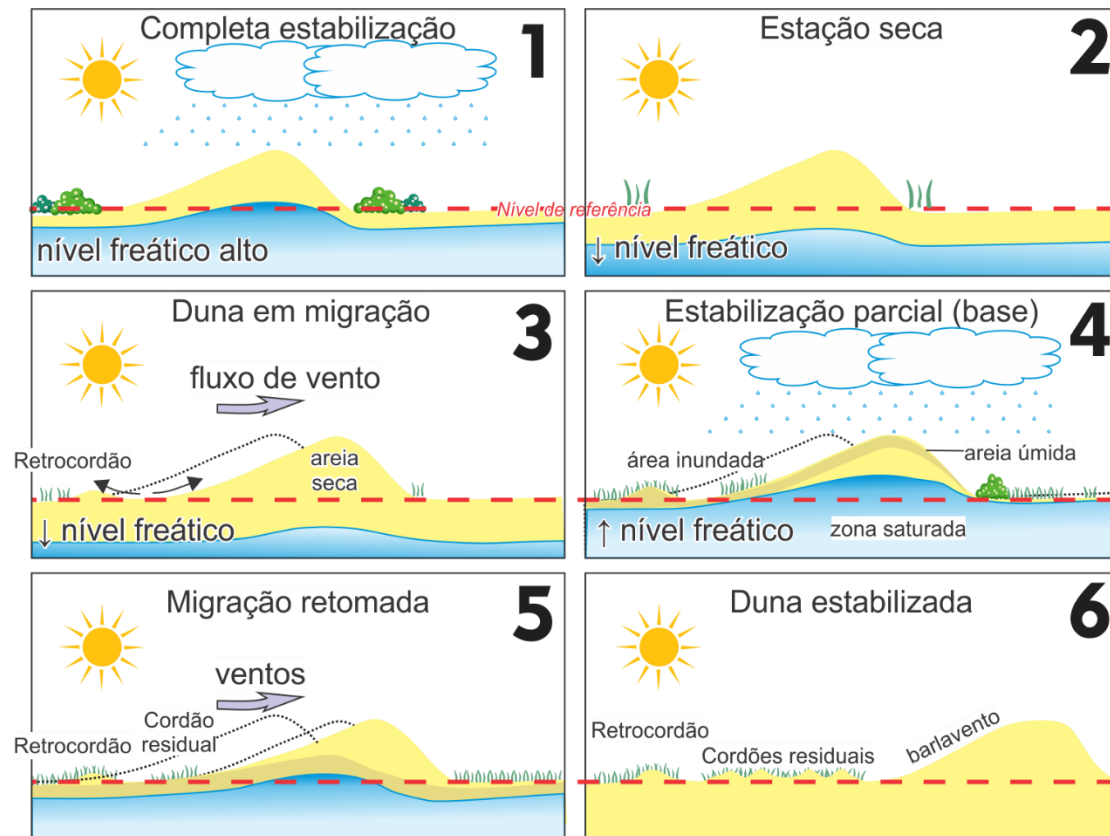


Figura 15 – Modelo de evolução de retrocordões e cordões residuais em dunas parabólicas
Adaptado de David et al. (1999)

Podem ser distinguidas as dunas parabólicas e as dunas parabólicas alongadas, havendo evolução morfológica da primeira para última, conforme Figura 16 (Pye, 1982; Pye & Tsoar, 2009). As dunas parabólicas são dunas fixas e apresentam forma de arco aberto, enquanto as alongadas são dunas maiores (razão comprimento/largura de 1:3) que desenvolveram forma de "U" (*hairpin*) a partir de uma duna *blowout* que migrou. Além disso, as dunas parabólicas apresentam outras variações na forma, de maneira que Pye & Tsoar op cit ilustram um compilado de sete formas (Figura 17).

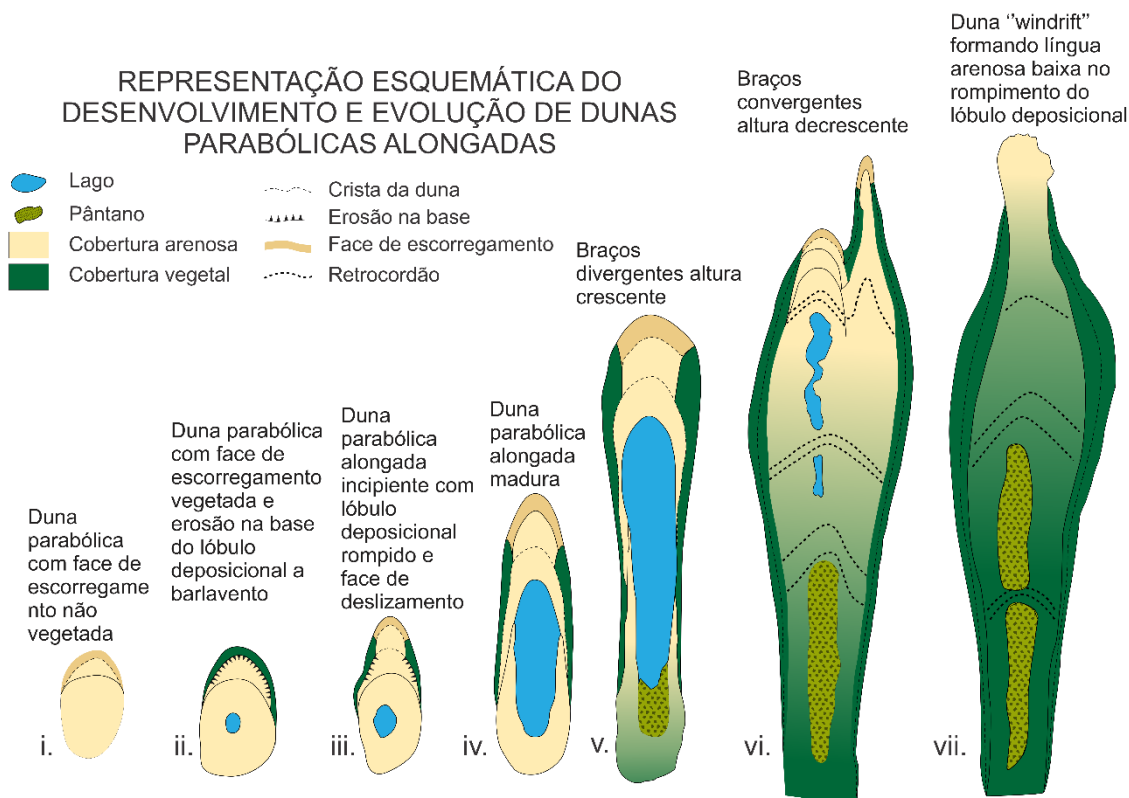
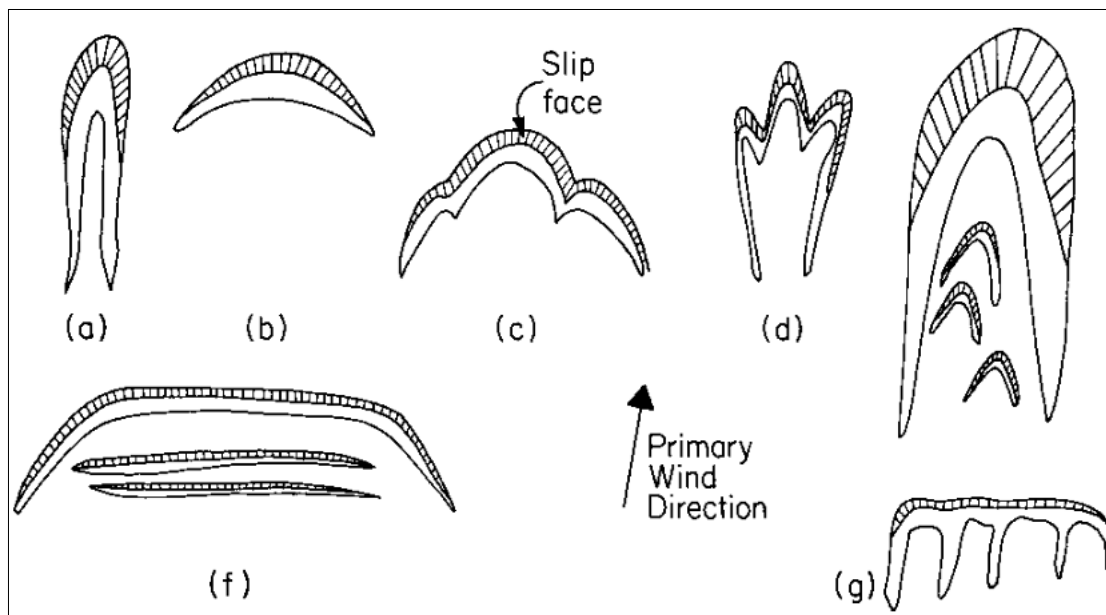


Figura 16 – Modelo esquemático dos estágios de crescimento e eventual dissipação de dunas parabólicas alongadas
 Adaptado de Pye & Tsoar (2009)



A morfologia individual das dunas parabólicas varia de acordo com a força e a direção dos ventos; com o tipo e a quantidade de areia disponível; e a quantidade e tipo de cobertura

vegetal. As dunas parabólicas conseguem desenvolver-se melhor quando a duna incorpora areia de camadas subjacentes ao mover-se, em condições de ventos unidirecionais e vegetação arbustiva circundando a duna. A soma destes fatores ocasiona num aumento de altura e largura do lóbulo deposicional (Pye and Tsoar, 2009). Todavia, este processo é interrompido quando o fornecimento de areia é cessado. O trapeamento de areia nos braços resulta no estreitamento e dissipação do lóbulo deposicional, ocasionalmente rompendo a crista e formando um lóbulo rebaixado que ultrapassa os braços (Figura 16).

No modelo de Pye & Tsoar (2009), as dunas parabólicas RDF, embora coalescidas, se encaixariam no estágio 2, com razão comprimento/largura de 2:1, retrocordão incipiente e cobertura vegetal nos braços e lóbulos deposicionais, sem ter desenvolvido ainda cordões residuais, lagos e pântanos; na descrição de David (*in* Lemmen *et al.*, 1998) estas dunas são classificadas como dunas parabólicas fechadas, pois os braços são conectados por um retrocordão a barlavento. Já a duna SBN, se encaixa melhor no estágio 6 de Pye *op cit*, apresentando os lóbulos digitados, bacia de deflação com cobertura vegetal incipiente, pântanos e lagos, apresentando vários cordões residuais; e é classificada como duna parabólica aberta nos subtipos de David *op cit*.

2.4 Ground Penetrating Radar

Ground penetrating radar (GPR, radar de penetração no solo, *georadar* ou radar de subsuperfície) é um método geofísico que capta discontinuidades elétricas em subsuperfície a baixas profundidades, geralmente inferior a 50m, por geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos discretos em alta frequência de energia eletromagnética na escala de mega-hertz (MHz = 10^6 Hz). Trata-se de uma técnica simples e ágil na coleta e processamento dos dados, e cujas imagens geradas são bastante similares com as adquiridas por sísmica de reflexão, e tem sido aplicada em estudos sedimentológicos principalmente na reconstrução de paleoambientes deposicionais e natureza de processos sedimentares, além de aplicações hidrogeológicas e em estudos de reservatórios análogos de hidrocarbonetos (Neal, 2004).

As propriedades do meio que afetam a propagação do GPR são: permissividade dielétrica (ϵ), que corresponde à absorção de energia elétrica necessária no processo de polarização das cargas quando submetidas a um campo elétrico; condutividade elétrica (σ), que se trata da energia dissipada nesse processo de polarização; e permeabilidade magnética (μ), propriedade que mede a quantidade de energia do campo magnético absorvida e dissipada na magnetização. Dessa forma, o sinal eletromagnético que retorna à antena receptora foi atenuado através dos processos de absorção de calor e dissipação de energia, os quais dependem do conteúdo de frequência (f_c) do sinal emitido (ver Figura 18), além do efeito do espalhamento geométrico conforme o sinal se afasta da fonte emissora. A absorção

de calor amortece o sinal exponencialmente, enquanto a dissipação de energia, consequência da absorção, atua mais intensamente nas mais altas frequências. Já o espalhamento geométrico, é consequência da propagação do sinal em forma de cone divergente a partir da fonte emissora, havendo perda linear de energia conforme a distância percorrida. Na maioria das rochas, sedimentos e solos, menores permissividades dielétricas ϵ resultam em maiores velocidades v , e menores valores de condutividade elétrica σ resultam em menores α (constante de atenuação), conforme ilustrado nas equações a seguir. (Neal, 2004)

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r}}; \alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}$$

Porém estas relações não se estendem no campo de substâncias de alta condutividade elétrica como água marinha e certos tipos de argilas, ou quantidades significantes de material magnético como magnetita ou hematita.

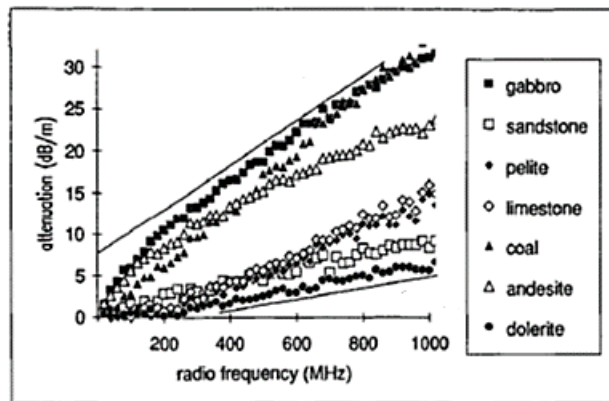


Figura 18 – Atenuação por absorção α em relação à frequência (MHz)
Turner & Siggins (1994)

A aquisição de dados GPR envolve: antena transmissora, que emite o sinal eletromagnético no meio geológico, uma antena receptora, para registrar os tempos de chegada do sinal refletido, e uma unidade de controle, cuja interface digital permite o monitoramento e ajuste do levantamento, além de acessórios que podem ser conectados, como odômetro, GPS, etc. As unidades transmissora e receptora podem ser acopladas de fábrica ou separadas, numa configuração de antenas biestáticas, e o caminhamento do levantamento pode ser realizado conforme diferentes arranjos (Figura 19), a depender das condições do levantamento ou limitações do método, e no caso do GPR a aquisição em *offset* comum é a mais utilizada, devido o acoplamento das antenas blindadas, porém em caso de antenas biestáticas outras configurações também são possíveis.

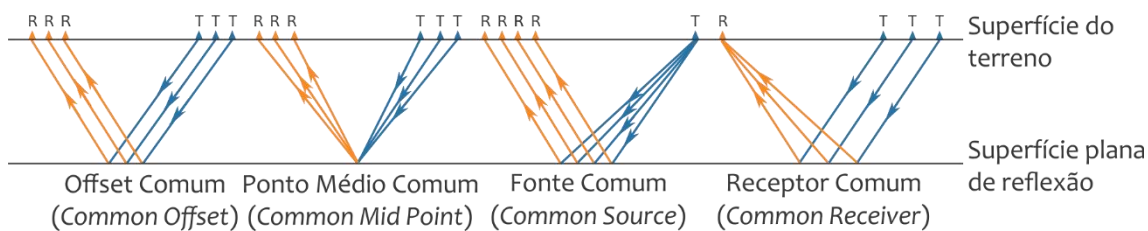


Figura 19 – Diferentes formas de arranjo de antenas receptoras (R) e transmissoras (T) em levantamentos geofísicos
Adaptado de Neal (2004)

Pode-se também variar a orientação das antenas entre si, gerando formas diferentes de radiação da onda, porém as mais utilizadas são aquelas cujas antenas são colocadas paralelas entre si, (PL-BD e PL-EF na Figura 20a), pois assim geram maior abrangência do sinal e melhor polarização entre a antena transmissora e receptora (ver Figura 20b).

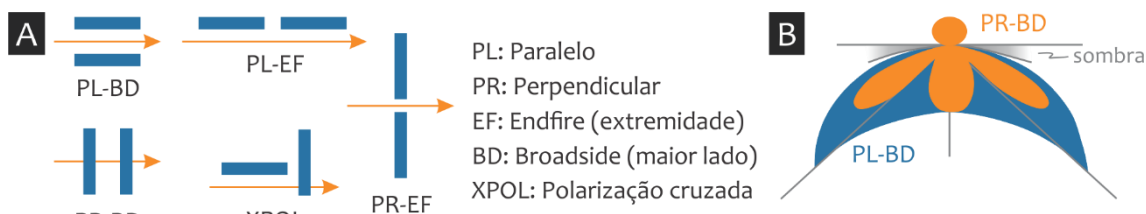


Figura 20 – A. Possíveis arranjos de aquisição GPR de acordo com a orientação das antenas (azul) em relação à direção de levantamento (Annan, 2001). B. Esquema ilustrativo dos padrões de radiação do sinal GPR de acordo com as orientações de antenas
(Annan, 2001; Jiao et al., 2000)

O traço gerado no levantamento é constituído também de outras chegadas (Figura 21), de maneira que o primeiro pulso registrado é resultado das ondas aéreas, que chegam de uma antena à outra na velocidade da luz. A segunda chegada registrada refere-se ao sinal emitido diretamente da antena transmissora à receptora através da superfície do solo, e é chamada de onda direta no solo. Todos esses pulsos são indesejáveis no radargrama final utilizado na interpretação, logo devem ser removidos na etapa de processamento, juntamente com as correções referentes às atenuações do sinal citadas anteriormente.

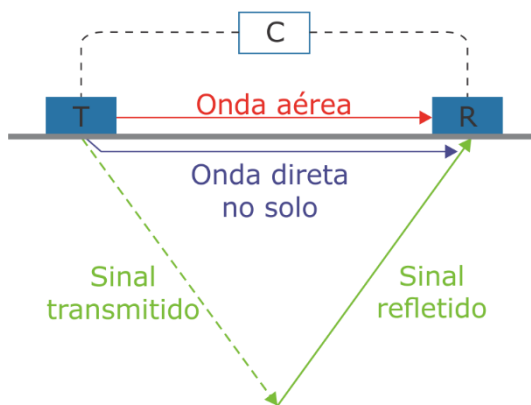


Figura 21 – Esquema ilustrativo do sistema de aquisição do sinal GPR (verde) entre a antena transmissora (T) e a receptora (R), com a unidade de controle (C), mostrando também outros pulsos recebidos além do sinal, como onda aérea e onda direta.
Adaptado de Neal (2004)

A etapa de processamento é realizada para realçar os dados adquiridos em campo de acordo com a atenuação do sinal, corrigir as outras chegadas e ajustar o conteúdo de frequência do dado. Dessa forma, são comumente aplicadas as seguintes etapas de processamento (Tabela 1).

Tabela 1 – Etapas básicas de processamento do dado GPR

ETAPAS	OBJETIVO
Correção estática	Correção do tempo zero do sinal para ajuste do tempo da primeira chegada do sinal.
Background removal	Realiza uma operação aritmética lateral entre um determinado número de traços e tem como finalidade remover as primeiras chegadas (ondas aéreas e diretas).
Dewow	Remove o ruído de baixa frequência.
Remoção do ganho da aquisição	Remove o ganho automático aplicado na etapa de aquisição.
Aplicação de ganho	Aplica um ganho coerente no sinal, para equalizar as amplitudes atenuadas.
Filtro passa-banda	Ajusta o conteúdo de frequência do sinal na frequência central de aquisição.
Correção topográfica	Corrige as coordenadas dos traços para que estes se ajustem à topografia do terreno.
Conversão tempo-profundidade	A partir da velocidade da onda eletromagnética, calculada para a área de interesse, o eixo vertical é convertido de tempo para profundidade

Atributos geofísicos são operações matemáticas realizadas nos dados matriciais, funcionando como uma etapa de processamento avançado dos perfis geofísicos. Além disso, os atributos podem também ser combinados em sequência, como é o caso da Técnica de Volume de Amplitudes (ou *tecVA*) com Rotação de Fase. Inicialmente descrita por Bulhões & Amorim (2005) para dados sísmicos, esta técnica tem o objetivo de ressaltar as superfícies limitantes e as características das sismofácies. Esta técnica combina três atributos em sequência: *Amplitude RMS*, *Remove bias* e *Phase Shift*, ressaltando as discontinuidades e individualizando camadas de contrastes de impedância similares. Isso ocorre com a extração do envelope do traço sísmico (fase zero), remoção da polarização de deconvolução e aplicação da transformada inversa de Hilbert (rotação de -90°), de maneira que o dado geofísico torna-se visualmente similar a um afloramento geológico.

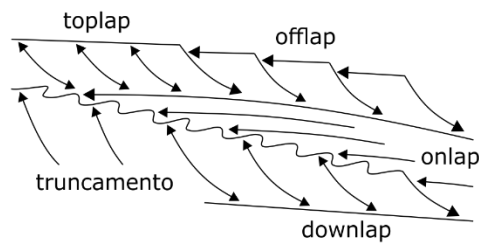
A interpretação dos dados GPR utiliza critérios da interpretação sismoestratigráfica, de maneira que Neal (2004) indica radar fácies (*radar facies*) e superfícies radar (*radar surfaces*) como blocos construtores da estratigrafia para um perfil de reflexão GPR (*radar stratigraphy*),

e são definidos da mesma forma que seus equivalentes na sismoestratigrafia. Além disso, este autor recomenda uma terminologia (Figura 22) em que as descrições de radar fácies sejam descritas em termos de:

- i. forma das reflexões;
- ii. mergulho das reflexões;
- iii. relação entre as reflexões;
- iv. continuidade das reflexões.

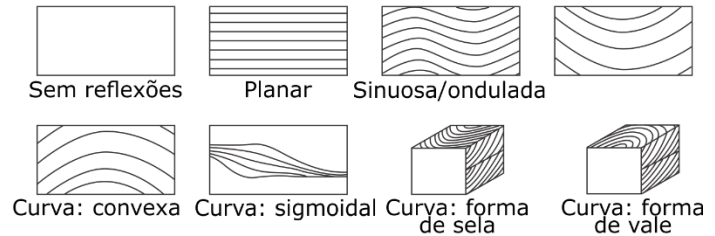
Além disso, a abordagem de Andrade (2005) propõe uma análise que parte do geral para o detalhe, analisando primeiramente os eventos de maior continuidade lateral, e posteriormente detalhando as feições menores, considerando os seguintes atributos físicos: amplitude, fase, geometria externa dos padrões das reflexões e tipos de terminação dos refletores.

TERMINAÇÕES DOS REFLETORES

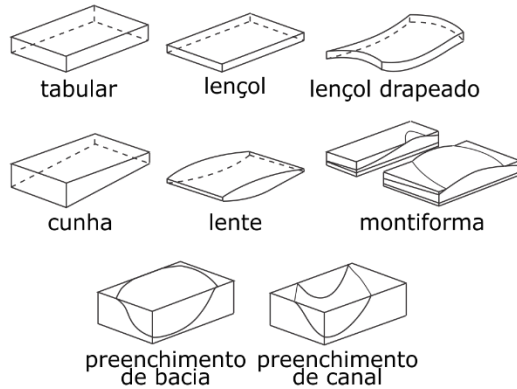


RADARFÁCIES: TERMINOLOGIA DESCRITIVA

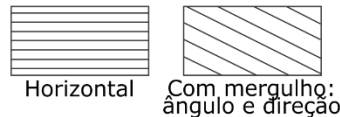
i) Configuração dos refletores: formato



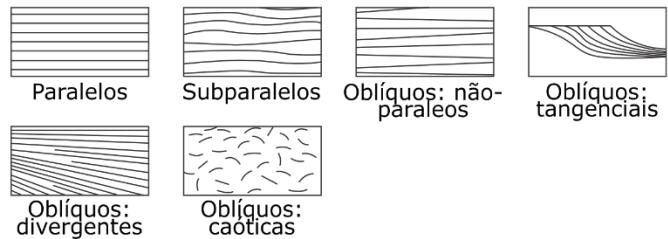
RADARFÁCIES: GEOMETRIA EXTERNA



ii) Configuração dos refletores: mergulho



iii) Configuração dos refletores: relação entre as reflexões



iv) Continuidade dos refletores



Figura 22 – Ilustração esquemática das terminação de refletores, radarfácies e configuração dos refletores em radargrama

Adaptado de Neal (2004) e Catuneanu (2019)

3 ARTIGO

WILEY

Near Surface
Geophysics

EAGE

EUROPEAN
ASSOCIATION OF
GEOSCIENTISTS &
ENGINEERS

PARABOLIC EOLIAN DUNES: CORRELATION BETWEEN GEOMORPHOLOGY AND INTERNAL GEOMETRY, USING GPR

Tarsila Barbosa Dantas^{1,2}

Anderson de Medeiros Souza^{1,3}

Yoe Alain Reyes Pérez^{1,2}

João Andrade dos Reis Júnior^{1,4}

Francisco Pinheiro Lima-Filho^{1,2}

Laboratório de Análises Estratigráficas, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Campus Universitário s/n, Lagoa Nova, 59078-970 Natal, RN, Brazil. Phone: +55 (84) 3342-2277 (R. 243) - E-mails: tarsilabdantas@hotmail.com; pinheiro@geologia.ufrn.br; anderson.souza@ifpb.edu.br; yoealain@yahoo.com; junioreis03@yahoo.com.br

²Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

³Instituto Federal da Paraíba, Campus Picuí

⁴Universidade Federal Rural da Amazônia – Campus Parauapebas (PA)

Acknowledgments

Schlumberger for the academic Petrel E&P Softwares Plataforma license, and GEMMA for supporting on topographic acquisition.

Abstract

Parabolic dunes generally occur in coastal environments of tropical zones, and the description of their internal structures is not fully covered in the literature, especially in detailing of these structures for each morphological feature of the parabolic dune and its subtypes. From the GPR survey in closed and open parabolic dunes, we present here a model with the main geophysical signatures of the internal layers of the parabolic dunes and their correlations with the respective morphological features: depositional lobe, trailing arms, back ridges, dune track ridges and deflation basin. The depositional lobe has prograding foresets as the trailing arms. The deflation basin, has concordant and thin layers resulting from accumulation of thicker sediments. Dune track ridges and back ridges both occur in the deflation basin as arched sandy ridges, and there is a divergence in the literature about their genesis. With the internal structures of the dune track ridges identified, its origin is here associated with two processes, both controlled by the water table: preservation of prograding layers of the depositional lobe below the base level; and sand trapping by vegetation above the base level. The back ridge

1 presents only structures inherited from pre-existing layers, as it is associated with erosion of
2 the deflation basin.

3

4 **Keywords:** Parabolic dunes; GPR; Geomorphology.

5 **Introduction**

6 Eolian systems develop in desert and coastal environments, and in these the stabilization
7 of deposits by vegetation is important in the process of evolution, migration and fixation of
8 parabolic dunes (Robertson-Rintoul, 1990), as well as the level of water table, which controls
9 the base level of wind action (David et al., 1999). In this way, coastal dunes and especially
10 parabolic dunes play an important role in the ecological succession of coastal fauna and flora,
11 even composing habitat for certain species (Hesp, 1989). In addition, the definition of the
12 geometry of recent wind deposits can be used as an analogue for characterizing aquifers and
13 hydrocarbon reservoirs.

14 In the extreme northeast of Brazil, frontal dunes occur along the entire coast, in addition
15 to several dune fields, whose morphology varies according to regional climatic variations. In
16 the northern coast of the state of Rio Grande do Norte, the median semi-arid climate prevails
17 (692mm of annual precipitation) and there are barchan dunes associated with parabolic fronts
18 with migration to W, while parabolic dunes and their associated features predominate on the
19 eastern coast, where the climate varies from mild semiarid (1057mm) to humid (2198mm), and
20 migration occurs to NW (INMET, 2018). Barreto et al. (2004) used TL dating and
21 geomorphological criteria to recognize four eolian deposits on the coast of Rio Grande do
22 Norte. The active dunes (DA) constitute the dunes currently in migration, geomorphologically
23 classified as barchan and barchanoid ridges associated with parabolic fronts. They are
24 classified as inactive dunes with clear morphology (DIn) both vegetated and clear parabolic
25 dunes in aerial photographs and satellite images, as well as partially vegetated parabolic
26 dunes with slow migration, with ages ranging from 6.5 ka to the present. The domain of inactive
27 dunes with tenuous morphology (DIt) comprises parabolic dunes and longitudinal dunes -
28 associated with the parabolic trailing ridges -, with older ages of 63-24 ka, with other
29 generations in 9-11 ka and 3.5 ka. The sand sheets (LA) comprise the most tenuous and
30 dissipated forms and have the largest age spectrum, representing the different phases of
31 rework after the maximum age 390-326 ka found by the authors.

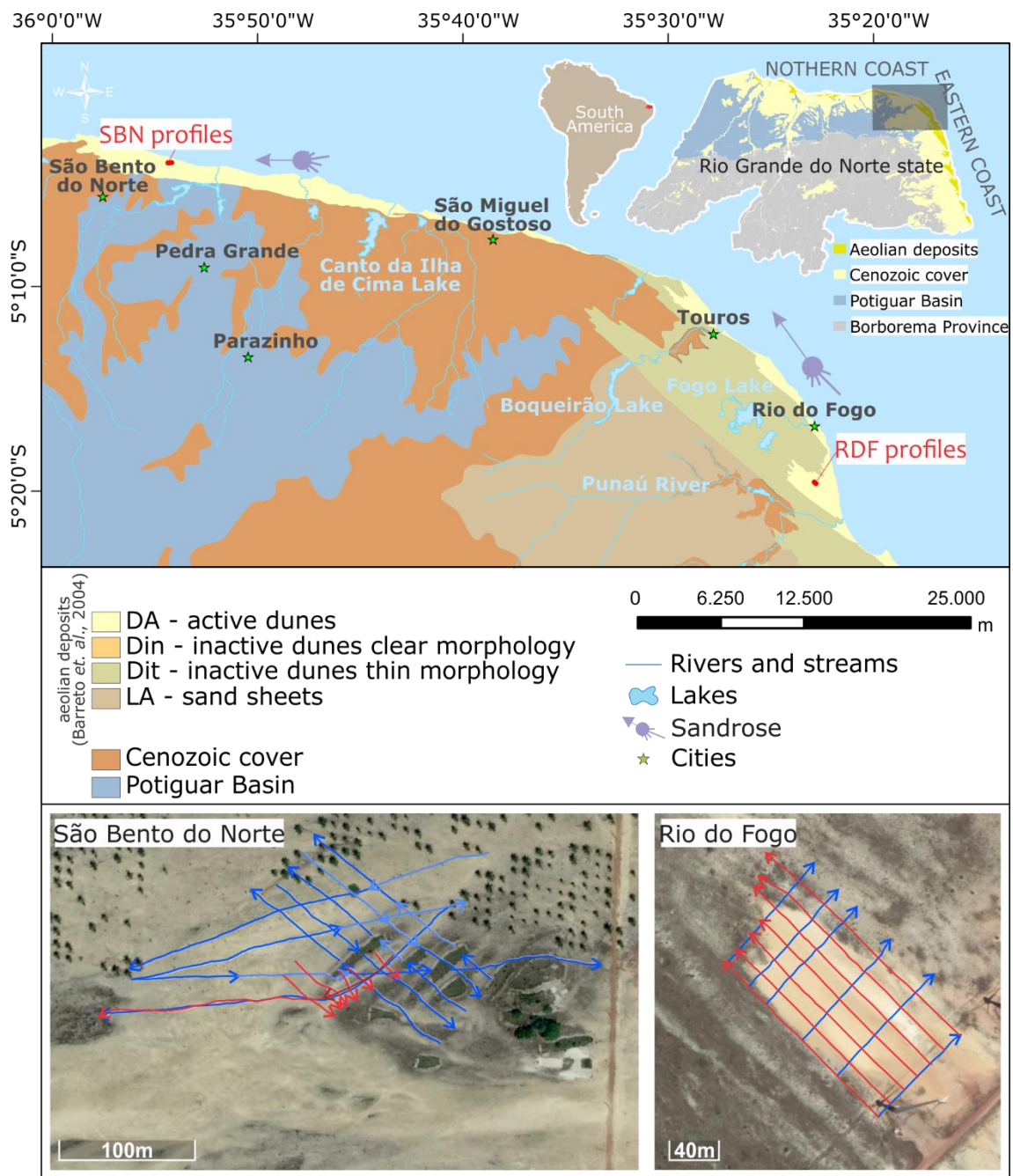
32 GPR has been widely used for high-resolution sequence stratigraphy of coastal systems
33 (Rosa et al., 2017; Silva et al., 2014) and in the imaging of internal geometries for coastal
34 evolution studies (Caldas et al., 2006). In eolian deposits, the studies mainly deal with wind
35 migration (Bristow et al., 2010, 2007), geometry and architecture of the deposits (Castro et al.,
36 2014; Niu et al., 2013; Oliveira et al., 2008; Vinicius et al., 2006).

1 The study of eolian deposits and its internal sedimentary structures is carried out mainly
2 in outcrops of old rocks (Kocurek & Dott, 1981) or trenches and active dunes surface (Hesp,
3 1988; Hunter, 1977), which limits the details of this internal arrangement and makes it difficult
4 to correlate internal structures with the different existing wind morphologies. Thus, the use of
5 shallow geophysical methods, particularly the GPR (Ground Penetrating Radar), makes it
6 possible to represent sedimentary structures and geometries in the subsurface and its
7 correlation with the respective morphological features. Furthermore, the works that discuss
8 parabolic dunes dissociate the geomorphology of the corresponding internal structures or
9 focus only on active morphologies, such as the barchan dunes (Tatum & Francke, 2012).

10 Therefore, we will show here the eolian structures identified in subsurface with the aid of
11 GPR in parabolic dunes, correlating them with the morphological features of parabolic dunes
12 (David et al., 1999) from a digital elevation model (MDE) and visualization of features in dune
13 fields in Rio do Fogo/RN (RDF profiles) and São Bento do Norte/RN (SBN profiles), extreme
14 northeast Brazil.

15 The dunes studied are in the Tropical climate. The São Bento do Norte dune is located
16 in the Middle Semi-Arid region, with a dry season lasting about 8 months, and an average
17 annual accumulated rainfall of 692 mm, and the Rio do Fogo dune is inserted in the context of
18 Low Semi-arid, with 6 months of dry season and average annual accumulation of 1057mm
19 (SUDENE, 1990). With regard to wind competence, comparing the average monthly speeds
20 in the two study areas, it is observed that the winds of Rio do Fogo area are more competent
21 because they have an average monthly speed reaching 8.69m/s in November, while São
22 Bento do North the highest monthly value is reached in October, with 6.60 m/s (INMET, 2018).

23



1
2 **Figure 1 – Study area geologic context and satellite images, showing the GPR profiles location**

3 **Methods**

4 An open parabolic dune was selected in São Bento do Norte/RN city and closed
5 parabolic dunes in Rio do Fogo/RN city (Figure 1). Were made 30 geophysical and altimetric
6 profiles, 17 in São Bento do Norte (SBN profiles) and 13 in Rio do Fogo (RDF profiles).

7 The altitude data was acquired with geodetic GPS RTK - Real Time Kinematic,
8 manufactured by Topcon Positioning Systems Inc., model Hiper Lite +. From these data, a
9 Digital Elevation Model (DEM) of the studied dunes was performed, where it was possible to
10 analyze the geomorphological features of parabolic dunes studied from the conceptual model
11 of Lemmen et al. (1998). From the altimetric data and visualization of features in the field, it

1 was possible to classify the parabolic dunes (Lemmen et al., 1998) and their evolutionary
 2 stages (Pye, 1982).

3 For the GPR survey, the GPR GSSI EQUIPMENT was used (see Figure 28), with
 4 monostatic antenna with nominal frequency of 200MHz and 400MHz in the PR-BR array, 350
 5 ns and 200 ns sampling window, 2 cm spatial sampling interval controlled with odometer, and
 6 sampling of 1024 samples per trace (Table 2).

7

Tabela 2 – Parâmetros de aquisição dos perfis GPR

Profile	Lenght	Direction	Frequency	Time window	Trace increment	Sample
RDF-CL-0	94,56 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-CL-1	114,00 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-CL-2	109,34 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-CL-3	107,17 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-CL-4	106,49 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-CL-5	108,65 m	042° Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-1	180,65 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-2	178,86 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-3	178,93 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-4	180,80 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-5	204,60 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-6	208,26 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
RDF-IL-7	217,97 m	315°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-E-1	338,08 m	089°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-E-2	280,46 m	250°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-E-3	253,63 m	075°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-E-4	295,24 m	225°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-SE-1	176,93 m	307°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-SE-2	166,86 m	125°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-SE-3	156,09 m	307°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-SE-4	173,15 m	125°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-SE-5	158,40 m	307°Az	200 MHz	350 ns	2 cm	1024
SBN-NW-1	47,21 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-2	16,86 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-3	50,42 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-4	23,44 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-5	24,87 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-6	25,51 m	135°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-7	59,49 m	265°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024
SBN-NW-8	169,06 m	265°Az	400 MHz	200 ns	2 cm	1024

8

9 The processing steps applied to the GPR sections using ReflexW software version 8.5.7
 10 were: static correction, background removal, dewow, acquisition gain removal, SEC gain
 11 application, bandpass filter, topographic correction and time-depth conversion with the
 12 adaptation of hyperbolas, according to the parameters in Table 3. With this, the signal was
 13 equalized as shown in Figure 2.

14

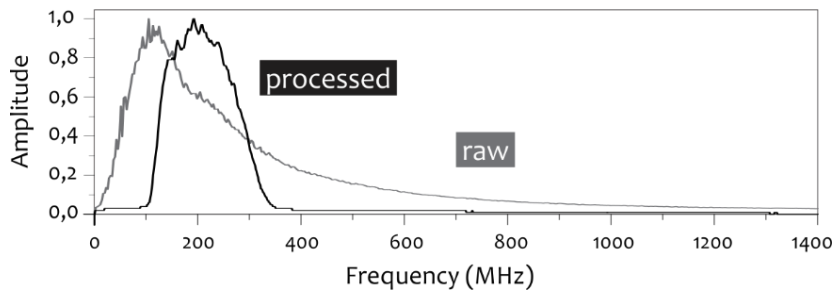
15

16

1 **Table 3 – Parameters and processing steps applied to GPR RDF and SBN profiles**

Profiles	Zero offset	Dewow	SEC Gain			Bandpass Filter	Time-Depth Conversion
RDF-CL	34,4 ns	5	0,3	1,5	500	100 MHz 150 MHz 300 MHz 500 MHz	Velocity 0,14 m/ns
RDF-IL	34,4 ns	5	0,5	2,0	500	100 MHz 150 MHz 300 MHz 500 MHz	Velocity 0,14 m/ns
SBN-SE	34,7 ns	5	0,5	1,5	500	100 MHz 150 MHz 300 MHz 500 MHz	Velocity 0,07 m/ns
SBN-E	34,7 ns	5	0,5	2,0	500	100 MHz 150 MHz 300 MHz 500 MHz	Velocity 0,07 m/ns
SBN-NW	19 ns	5	0,7	2,0	500	170 MHz 300 MHz 500 MHz 700 MHz	Velocity 0,07 m/ns

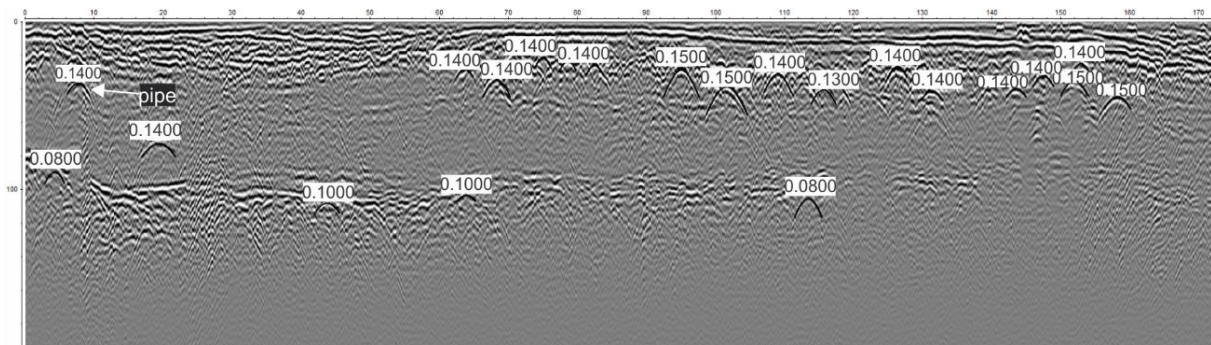
2



3

4 **Figure 3 – Frequency amplitude graph showing the raw signal and processed signal spectrum**
 5 **of the 200MHz antenna**

6 The diffraction hyperboles were adapted after applying the bandpass filter (Figure 4). In
 7 RDF profiles, this analysis resulted in speeds from 0.13 m/ns to 0.15 m/ns in the upper portion
 8 of the radargrams (up to 100 ns), and 0.08-0.10 m/ns in the lower portion, indicating two
 9 different speed fields. The speeds of 0.13-0.15 m/ns are compatible with the speeds of Baker
 10 et al. (2007) for dry sand (0.12-0.17 m/ns), while 0.08-0.10 m/ns is comparable to the speed
 11 of sandstones (0.09 -0.13 m/ns). The value of 0.14 m/ns was used in the time-depth conversion
 12 in every profile because it is more consistent in the radar sections, and because it corresponds
 13 to the hyperboles of electrical pipes identified in the field. In the SBN profiles, the hyperbola
 14 adaptation revealed velocity values compatible with the Baker op cit values for wet sand,
 15 varying from 0.07 to 0.09 m/ns.



1
2 **Figure 4 – Wave velocity analysis of the RDF-IL-1 profile by adapting hyperboles after**
3 **application of the bandpass filter, showing two regions of different speeds**

4 The Bulhões & Amorim (2005) Rotated Phase Amplitude Volume Technique (TecVA)
5 attribute sequence was applied to highlight the bounding surfaces and radarfacies. This
6 technique combines three attributes in sequence: Amplitude RMS, Remove Bias and Phase
7 Shift, highlighting the discontinuities and individualizing layers of similar impedance contrasts.
8 This occurs with the extraction of the envelope from the seismic trace (phase zero), removal
9 of the deconvolution polarization and application of the Hilbert inverse transform (-90° rotation)
10 so that the geophysical data becomes visually similar to a geological outcrop.

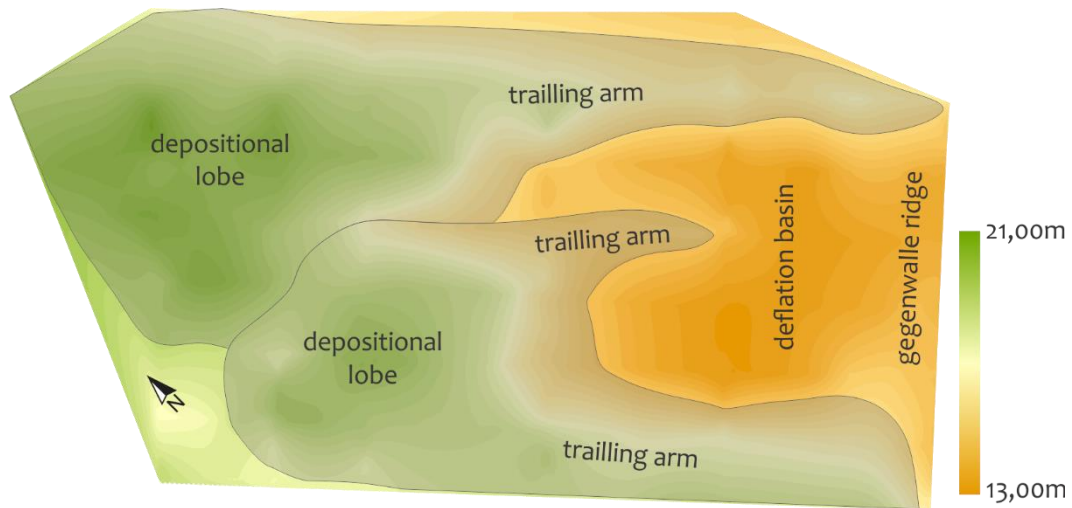
11 The GPR sections interpretation was carried out in a three-dimensional environment
12 using Schlumberger PETREL E&P Software Platform 2018 Software, considering amplitude,
13 phase, external geometry of the reflections patterns and types of the reflector terminations,
14 then identifying the main radarfacies and bounding surfaces of the eolian system (Brookfield,
15 1977; Kocurek, 1988; Mountney, 2012). In addition, the pattern of radarfacies was compared
16 with sedimentary structures of parabolic dunes (Short & Hesp, 1999). Finally, a morphological
17 model was developed for open and closed parabolic dunes, correlating the eolian sedimentary
18 structures and its morphological features.

19 **Results**

20 *Eolian landforms*

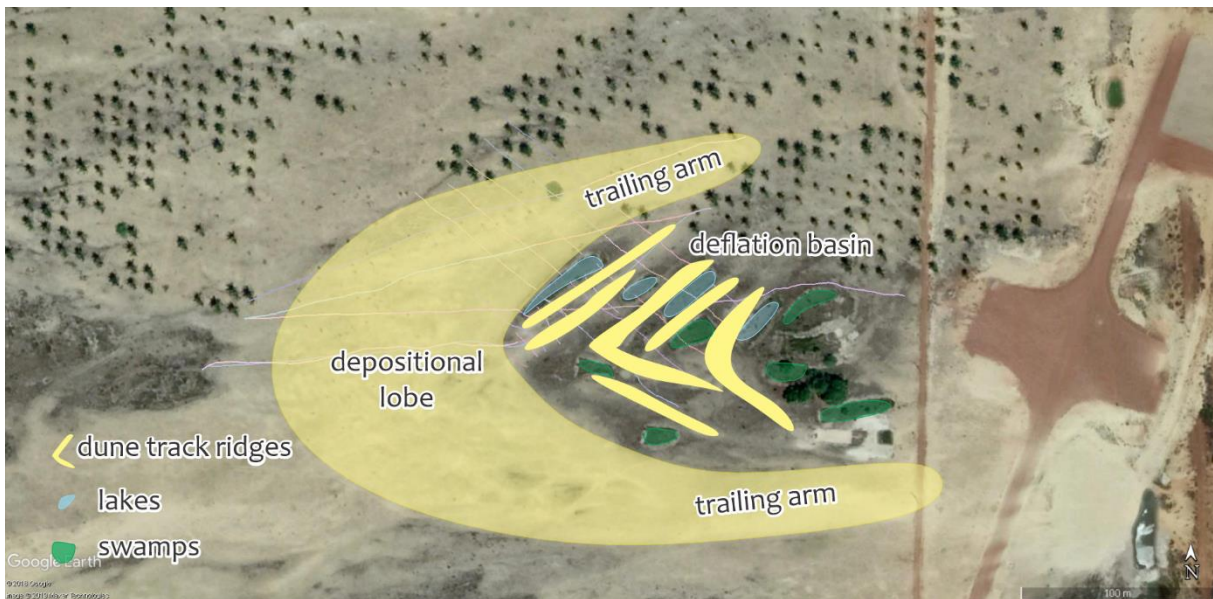
21 The wind bedforms of the Rio do Fogo eolian field migrate to NW, and the southeast
22 area has a large deflation basin, with small parabolic dunes. For leeward, the accumulations
23 in parabolic dunes become higher and more extensive, and the parabolic fronts take the form
24 of barchanoid ridges.

25 In this context, the RDF geophysical survey was carried out on two coalesced parabolic
26 dunes of the hairpin type (see Figure 5). At the study area extreme southeast, a NE-SW
27 oriented ridge was identified, representing the back ridge (or gegenwalle ridge), and three SE-
28 NW ridges were identified as the trailing arms of these two dunes. Together, the back ridge
29 and the arms are the deflation basin limits, which is the region with lower altitudes of the area
30 (13-15m), while the region of higher altitudes (17-21m) corresponds to the two depositional
31 lobes, which are the parabolic fronts. No trailing ridges were identified in these dunes.

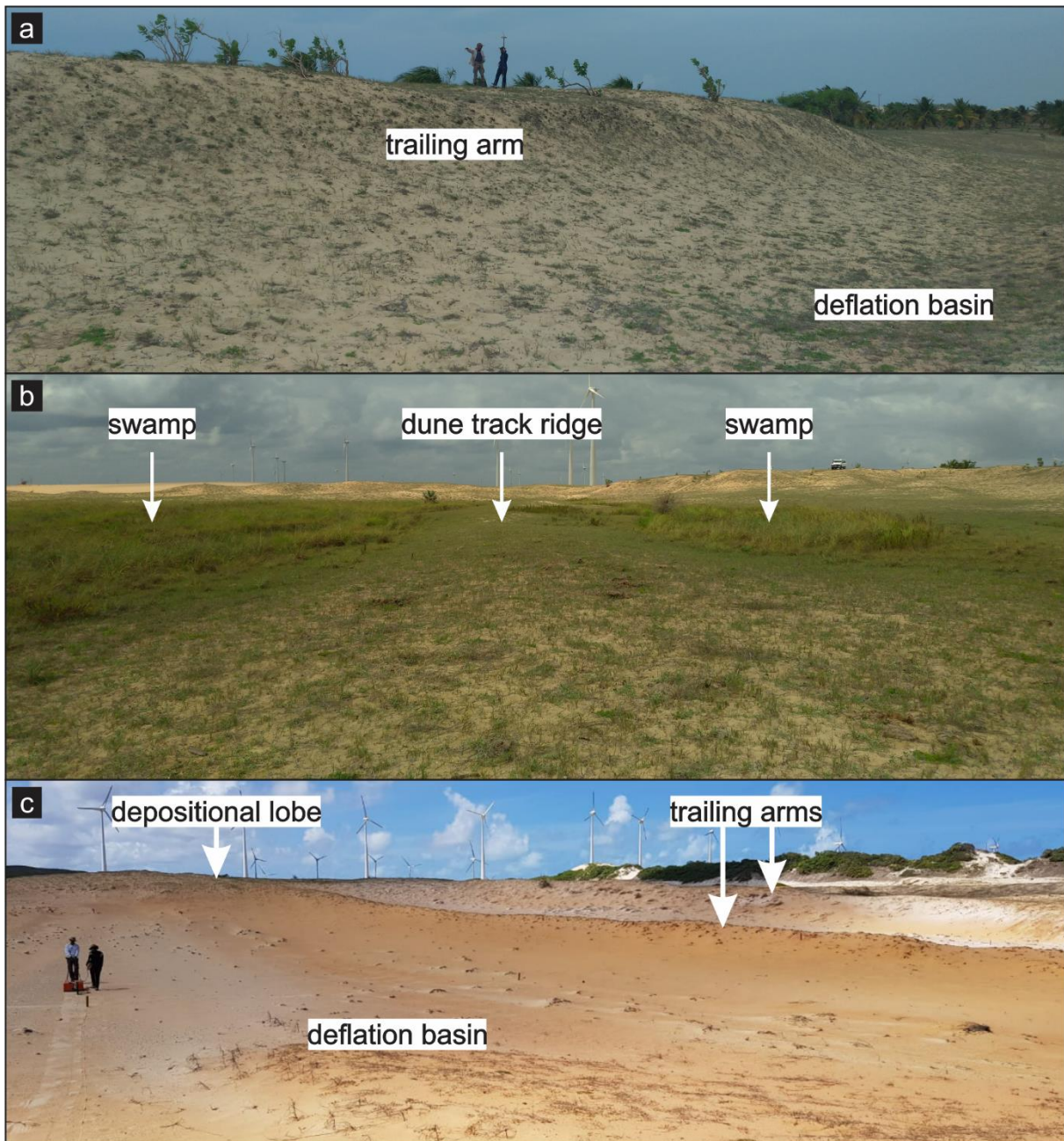


1
2
3 **Figure 523 – Digital Elevation Model of the dunes studied in Rio do Fogo / RN, indicating the morphological features of the closed parabolic dune**

4 In the São Bento do Norte/RN dunes (Figure 6), the depositional lobes of the digitate
5 parabolic dunes advance to W, orienting the trailing arms in E-W direction, and the back ridge
6 is absent. The water table (NE) emerges in some interdunar lakes and small swamps (Figure
7 7c) alternating with dune track ridges, which occur in a “V” shape in the deflation basin.



8
9
10 **Figure 6 – Open parabolic dune (satellite image) in São Bento do Norte, indicating its morphological features**



1
2 **Figure 7– Field photographs. a. and b. shows the morphological features of the open parabolic**
3 **dune of São Bento do Norte. c. closed and coalesced parabolic dunes in Rio do Fogo and their**
4 **morphological features.**

5 *Radarfacies*

6 In the RDF and SBN radar sections, five radarfacies were identified, individualized based
7 on the shape, dip, relationship, and continuity of reflections (Table 4).

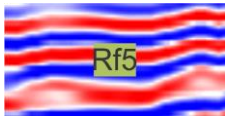

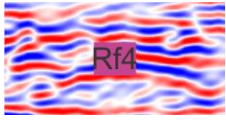



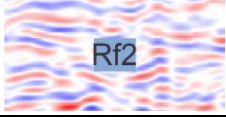

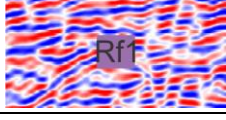

8 The radarfacies Rf1 and Rf2 occur in the deepest portions of the radar sections. The
9 radarfacies Rf2 has the lowest amplitudes, with more discontinuous and oblique reflectors,
10 while the radarfacies Rf1 also presents discontinuous and oblique reflections with hyperboles
11 marking the top, but with greater amplitudes. In addition, these two radarfacies are divided by
12 a higher hierarchy bounding surface, the Deflation Surface (D), which appears on all radar
13 sections in the area.

1 The radarfacies Rf3 is defined by prograding reflectors, with terminations in toplap and
 2 downlap in sections parallel with of dune migration direction, generating a sigmoidal prograding
 3 radarfacies, with thickness varying from 2m to 4m. In cross-sections, Rf3 has concave
 4 reflectors, with offlap terminations for SW, features that are very evident with the application
 5 of geophysical attributes (see Figure 6).

6 Radarfacies Rf4 has a montiform external geometry, convex reflections, moderately
 7 continuous with moderate amplitudes, and is limited below by the superposition surface S.

8 The radarfacies Rf5 was identified in the first centimeters of the profiles, and consists of
 9 concordant reflectors, horizontal, subparallel to parallel and continuous, with external sheet
 10 geometry and flat to wavy radarfacies.

11 **Table 4 – Brief description of the identified radarfacies**

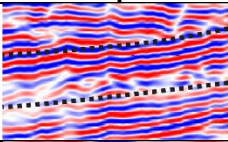
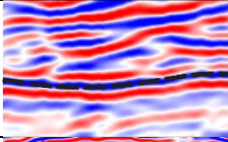
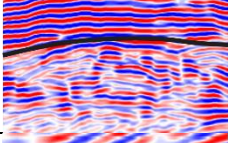
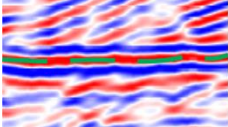
RADARFACIES			
Profile pattern	TecVA attribute	Reflections pattern	External geometry
		Concordant Subparallel Continuous High amplitudes	Sheet
		Convex Moderadamente continuos Low amplitudes	Montiform
		Toplap/Downlap Moderately continuous Progradant High amplitudes	Wedge
		Chaotic Discontinuous Low amplitudes	Tabular
		Chaotic Discontinuous Median amplitudes	Tabular

12 *Bounding Surfaces*

13 It was also possible to identify in the GPR profiles some bounding surfaces of the eolian
 14 system (in ascending order in the hierarchy): reactivation surfaces (R or third-order), the
 15 overlapping surface (S or second-order), flood surface (I or first-order) and the super surface
 16 (D or deflation), according to Table 5.

1
2

Tabela 5 – Brief description of the identified eolian bounding surfaces

SUPERFÍCIES LIMITANTES			
Hierarchy	Profile pattern	Description	Interpretation
<i>Third-Order Surface</i>		Angular unconformity between reflections 5-10 m	<i>Reactivation</i>
<i>Second-Order Surface</i>		Negative amplitudes Angular unconformity between reflections 30-40 m	<i>Superposition</i>
<i>First-Order Surface</i>		Hyperbolas High amplitudes Dozens of meters	<i>Interdunes</i>
<i>Super Surface</i>		Positive amplitudes Limit between wave velocity fields Hundreds of meters	<i>Deflation</i>

3

Internally to the Rf3 radarfacies, Third-Order Surfaces (or Reactivation Surfaces **R**) occur, which dip leeward in longitudinal sections and represent changes in the inclination pattern of these prograding reflections. This surface has little continuity, usually 5-10 m. Along the profiles, this surface was recognized for marking the limit between dipping reflections, but with angular unconformity. In crossline profiles, this surface marks the lateral reactivations of the trailing arms, marked by reflectors with offlap terminations.

The Second-Order Surface (or Superposition Surface **S**) is also marked by angular unconformity between reflectors, however, it is more continuous, with dozens of meters extension, and marks the lower limit of the radarfacies Rf4. In addition, the most continuous reflector marking this surface is composed of negative amplitude peaks.

The First-Order Surface (or Flood Surface **I**) occurred above or within the radarfacies Rf1, has a strong positive amplitude and was marked by hyperboles at the base. In addition, it most often limits the RF3 radar below.

The Super Surface (Deflation Surface or **D**) occurs on all radar sections with high positive amplitudes and great lateral continuity (hundreds of meters), which was enhanced with the application of the phase rotation tecVA attribute. In addition, the analysis of electromagnetic wave velocities in subsurface showed that the Deflation Surface limits above and below different velocity values. Above this surface, the hyperboles used to calculate the speed indicate values of 0.13-0.14 m/ns, and below it, the hyperboles indicate speeds of 0.09-0.1 m/ns in the RDF profiles.

24

1 Discussion

2 In both dunes, the digital elevation models allowed to identify the following
3 geomorphological features: depositional lobes, trailing arms and deflation basin. The back
4 ridge was identified only in Rio do Fogo (RDF) and dune track ridges only in São Bento do
5 Norte (SBN), indicating that the referred dunes are in different evolutionary stages.

6 Pye (1982) presents an evolutionary model of simple, superimposed and elongated
7 parabolic dunes of a seasonally humid tropical climate, and Lemmen et al (1998) present a
8 model of sandy eolian dunes and its associated features, with several subtypes for parabolic
9 dunes. In the Pye's model, the RDF parabolic dunes, although coalesced, would fit in stage 2,
10 with a length/width ratio of 2:1, incipient back ridge and vegetation cover in the depositional
11 lobes and arms, without having yet developed dune track ridges, lakes, and swamps; in the
12 description of David *op cit* these dunes are classified as closed parabolic dunes, as the arms
13 are connected by a windward back ridge. The SBN dune, on the other hand, fits better in stage
14 6 of Pye's model, with the lobes digitated, deflation basin with incipient vegetation cover,
15 swamps, and lakes, presenting several dune track ridges; and is classified as an open
16 parabolic dune in David's subtypes.

17 In the radar sections, five radarfacies and four eolian bounding surfaces were identified.
18 The application of the tecVA attributes was very useful in the visualization of the bounding
19 surfaces, in a way that highlighted these features in regions where they were omitted before
20 the application of the attributes.

21 The profiles acquired are close to wind towers, with underground electricity pipes
22 evidenced by hyperboles in the GPR sections, but this did not omit the internal features
23 reflections. In the SBN geophysical profiles, there was less penetration due to the proximity of
24 the water table ($\sigma_{\text{water}} = 0.597 \text{ mS/m}$) and more dense vegetation cover. Despite this, the
25 features of dune track ridges and back ridges were fully imaged, with a penetration of 12 m in
26 the 200MHz antenna acquisition and 7 m with the 400MHz antenna, thus not configuring great
27 limitations in the used method.

28 *Bounding surfaces*

29 The Third-Order Surface (R or Reactivation) marks the events of wind reactivation, which
30 is evidenced in the geophysical profiles by the changes in the reflectors dip within the same
31 radarfacies (Figure 8 and Figure 10). These are lateral unconformities in cross-stratifications,
32 often associated with erosion surfaces, which can be flat or convex upwards, and mark small
33 changes in the active wind currents or vortices (Brookfield, 1977).

34 The Second-Order Surface (S or Superposition) was identified in the superposition of a
35 depositional lobe on the underlying dune (Figure 8), generally limiting a montiform below
36 (Figure 9). Thus, this surface is important in dune track ridges formation, marking the overlap

1 of the trapping layers (Figure 11) in relation to the prograding layers of the dune (depositional
2 lobe or trailing arms). That is, below the Superposition Surface, the prograding layers that are
3 relicts of the depositional lobe or trailing arm are preserved, and above this surface, the sand
4 is trapped by the incipient vegetation and concave layers are formed. In the radar sections, it
5 was delimited where there was a change in the orientation of the reflectors, and it marks the
6 lower limit of the RF4 radar faces.

7 The First-Order Surface is associated with the deflation pavement for desert dune fields,
8 thus marking the interdune region (Brookfield, 1977). However, in coastal eolian systems, the
9 interdune region presents peculiarities, as it usually settles in more humid climates, allowing
10 for the appearance and maintenance of swamps or lakes, which occurred in São Bento do
11 Norte but not in Rio do Fogo area.

12 Thus, the First-Order Surface (or Interdunas I) can be associated with the wind base
13 level, which is controlled by the water table. In radar sections, this surface has a strong positive
14 amplitude and was marked in some regions by concave reflectors at its base. In other regions,
15 it was marked when the reflections pattern changed from concordant or chaotic to prograding.
16 Thus, because of its relation with the water table, this surface location can influence the
17 formation of dune track ridges.

18 The Super Superficie introduced by Kocurek (1988), was later named Deflation Super
19 Surface (or D) by Mountney (2012). In the radar sections, it has a greater extent than the First-
20 Order Surface, truncating it. In addition to the great continuity of hundreds of meters, in RDF
21 radargrams this surface limited two fields of velocities of the electromagnetic wave.

22 *Correlation of morphological features*

23 In coalesced closed type parabolic dunes (RDF profiles) the following morphological
24 features were identified: depositional lobe, trailing arms, deflation basin and back ridge. In the
25 open parabolic dune (SBN profiles), trailing arms, depositional lobe, deflation basin and dune
26 track ridges were identified.

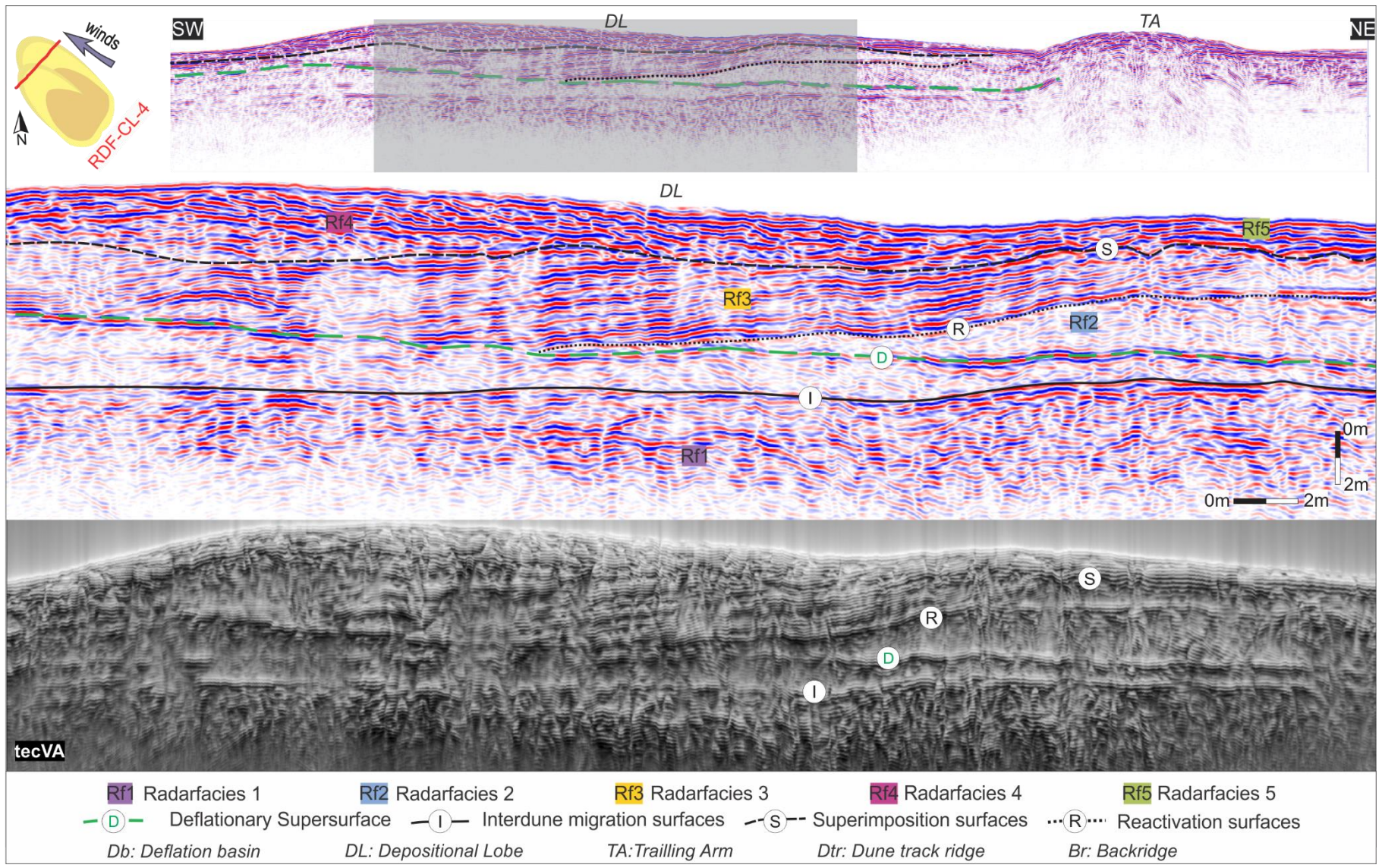
27 The trailing arms of the parabolic dune are represented by the radarfacies Rf3, which
28 reflections dipping leeward represent the grainflow and grainfall strata layers. In the inline
29 sections, the dip of these layers indicates the direction of wind migration, from SE to NW in the
30 RDF profiles (Figure 10), while in cross-section, the layers have a concave shape, following
31 the relief of the dune. These reflections have offlap terminations, indicating a lateral
32 coalescence of the arms during the dune evolution. The responses were similar for open and
33 closed parabolic dunes.

34 The radarfacies Rf4 represents the depositional lobe (depositional lobe) of a newer dune,
35 superimposed on the older one, with the parabolic front over another (Figure 8). In addition, as
36 the radarfacies Rf3 represents the progression of wind migration with grain flow and grain fall

1 strata, this radarfacies represents not only the arms but in some moments also the parabolic
2 fronts present in the depositional lobe. Short and Hesp (1999) mention grainflow and grainfall
3 high angle structures in the leeward region and low angle to horizontal in the upper layers for
4 the depositional lobe of parabolic dunes (ripple strata), being compatible with the geophysical
5 signature found in the open and closed parabolic dunes.

6 The depression region marks the deflation basin, whose erosive character removes the
7 fine grained sediments, then accumulating the coarse fractions in plane-parallel layers. In
8 deflation basin, centimetric ripples also occur that deposit the subcritically climbing translantent
9 strata, with parallel and thin layers, but laterally extensive. In both cases, the geophysical
10 response refers to flat and concordant reflections of the Rf5 radarfacies, which cover the entire
11 dune, and are not restricted to the deflation basin.

12 The deflation basin is leeward limited by the depositional lobe and trailing arms, with a
13 windward limit only in the closed parabolic dunes, where the back ridges occur. In open
14 parabolic dunes, the dune track ridges overlap these layers in the deflation basin, and there is
15 no back ridge.



1
2
3

Figure 8 – Processed radar section and radar section with tecVA attributes, showing superposition (S) of the depositional lobe (DL) (represented by radarfacies Rf4) over the trailing arm represented by radarfacies Rf3, in perpendicular section to the direction wind

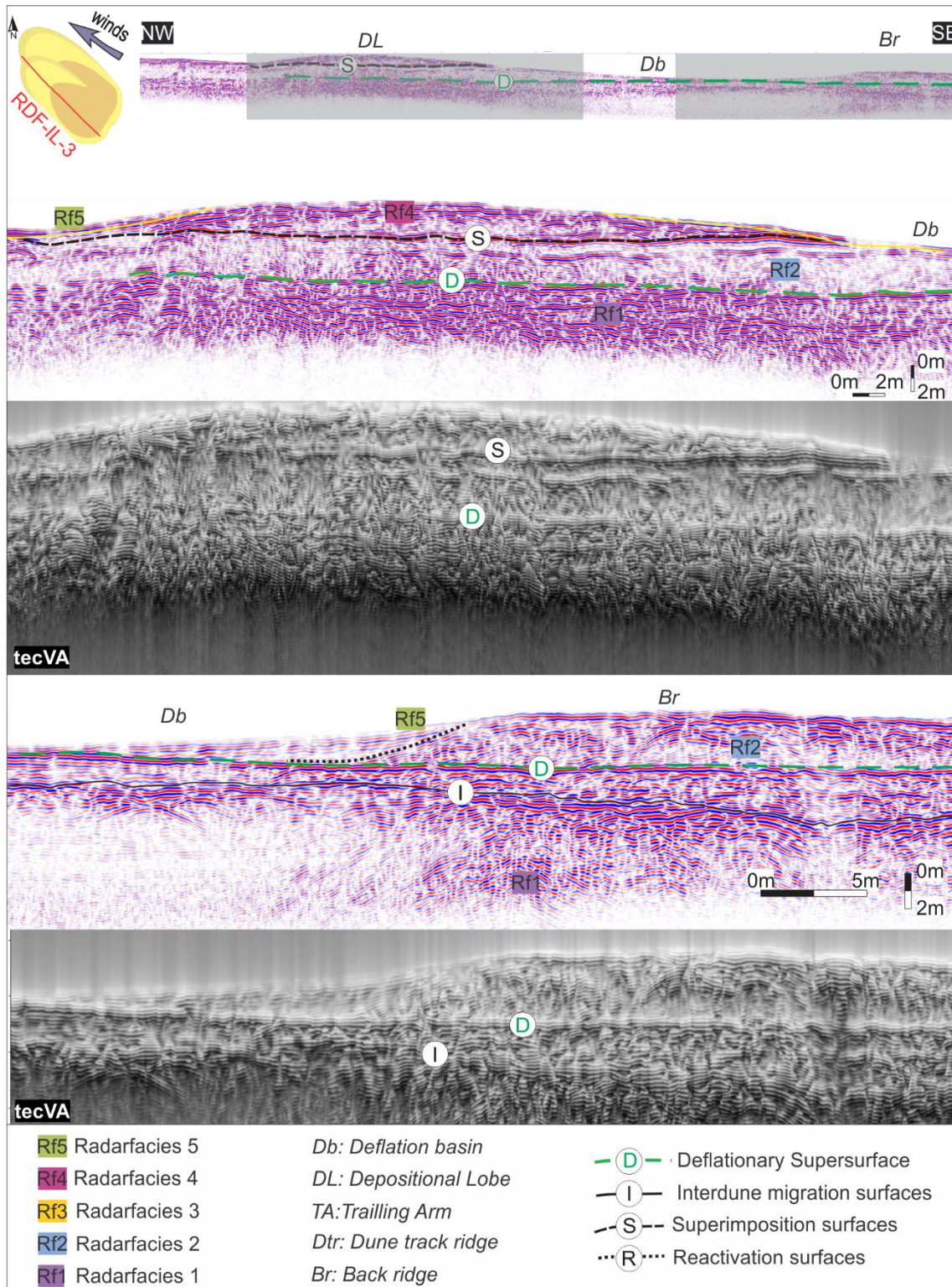


Figure 9 –RDF-IL-3 radar section with basic processing and attributes (tecVA). Signature of the back ridge (Br) presents only reliquary structures due to its erosive character; and the deflation basin (Db) shows only concordant plane-parallel and continuous reflectors

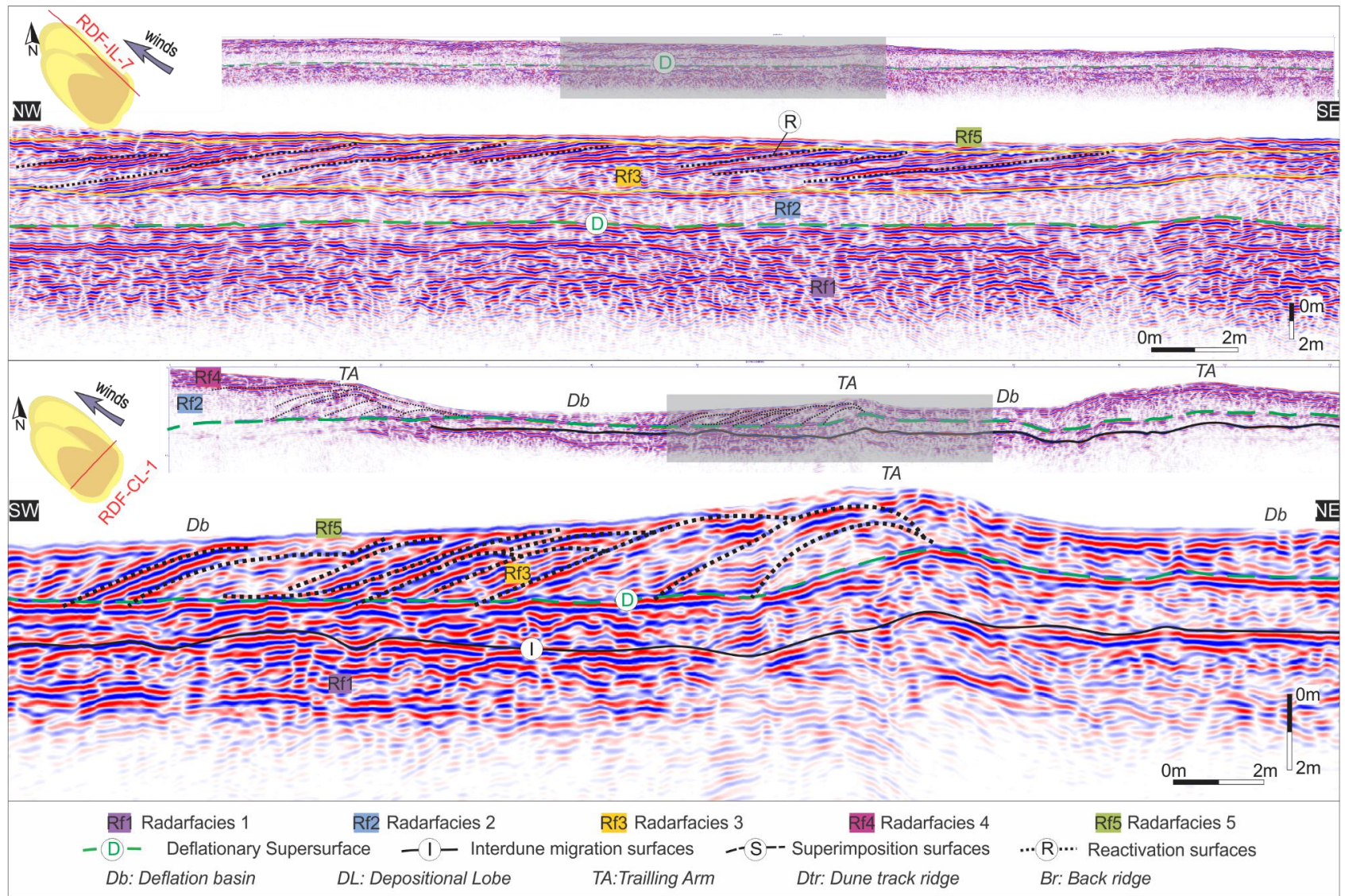


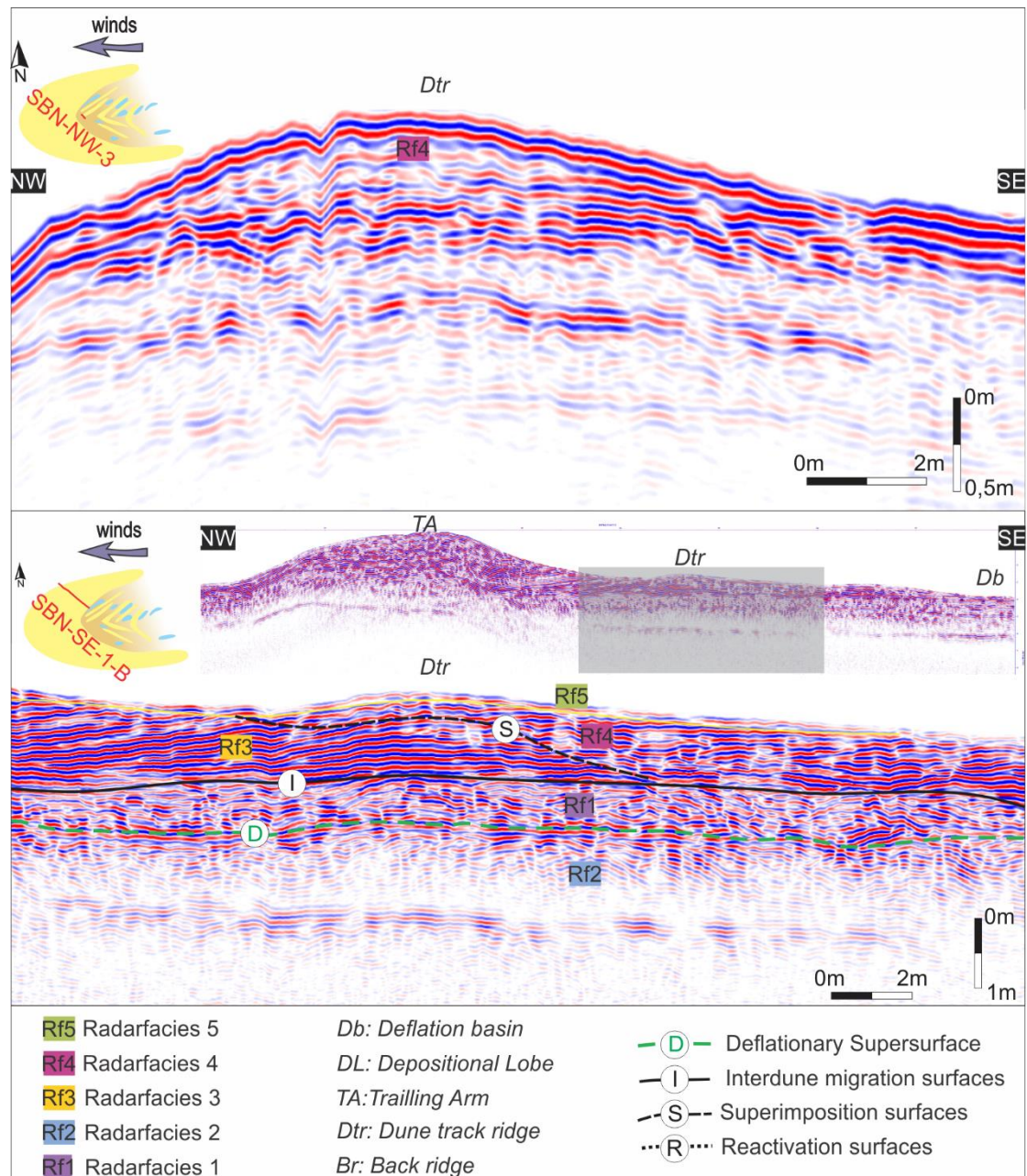
Figura 10 –RDF-IL-7 e RDF-CL-1 radar sections with basic processing, showing trailing arms (TA) in longitudinal and transversal directions

1
2
3

1 Both the dune track ridges and the back ridges have arched morphology and both are
2 found in the deflation basin, restraining their distinction. Pye & Tsoar (2009) describe parabolic
3 dunes, assigning dune track ridges in place of back ridges, being contemplated only in
4 elongated parabolic dunes. David et al. (1999) present that differentiation describing dune
5 track ridges as sinuous to irregular morphology, and are the result of the seasonal variation of
6 the water table. However, Short and Hesp (1999) mention the nomenclature trailing ridges to
7 ridges originated by trapping sand from the vegetation at the base of the windward dune,
8 preserving the avalanche and grainfall strata.

9 The model by Lemmen et al. (1998) the dune track ridges can occur in the same dune
10 as the back ridges. However, in the parabolic dunes of Rio do Fogo only the back ridge was
11 identified and in São Bento do Norte only the dune track ridges.

12 In the SBN geophysical profiles, it was possible to identify that the dune track ridges
13 preserve prograding layers of the depositional lobe or residual arms, that are covered by
14 concordant and concave layers (Figure 11). As the dune advances, a dune track ridge is
15 preserved at the base of the windward by the water table, which controls the base level of the
16 wind action. Above the water table, the incipient vegetation retains the concave layers by
17 trapping the sand. In this way, the dune track ridges are relics and mark the trajectory of wind
18 migration, preserving the past prograding dune foresets.



1
2
3 **Figure 11 – Signature of the dune track ridges (Dtr), with prograding radarfacies (Rf3) and trapping radarfacies (Rf4), in the profiles SBN-NW-3 (400MHz) and SBN-SE-1-B (200MHz)**

4 In the back ridges, in turn, the reflections of the radar sections are not prograding. There
5 are chaotic reflectors separated from plane-parallel and concordant reflectors by a reactivation
6 surface (Figure 9). First, the erosion of the pre-existing deposits occurs, generating the
7 reactivation surface, which is then covered by climbing deposits.

8 The radarfacies Rf2 and Rf1 are separated by a well-marked surface, the deflation
9 pavement, and can represent past dune generations, or other lithostratigraphic units, such as
10 Pós Barreira's layers since the speeds below this surface indicate the presence of sandstone.

11 Analyzing the internal structures visualized in GPR profiles of the back ridges and dune
12 track ridges, it was possible to define the genesis of these features.

1 The back ridges in closed parabolic dunes connect the trailing arms to windward and act
2 as the limit of the deflation basin. Thus, the back ridge is a consequence of the overlying layers
3 erosion in a process of wind reactivation or blowout origin.

4 The dune track ridges occur at the depositional lobe's base, resulting from two
5 processes, both dependent on the seasonal variation of the water table. First, prograding
6 layers are preserved below the eolic base level, which is the water table. The second occurs
7 above this level, preserving concave layers, generated by incipient vegetation trapping sand.
8 It is a process water table dependent because above it the wind action is effective on
9 sediments, and the grassy vegetation is better preserved.

10 Finally, from the correlation between the GPR data and the proper morphological
11 features identification, was possible to formulate a morphological model for open and closed
12 parabolic dunes, considering their internal features (Figure 12).

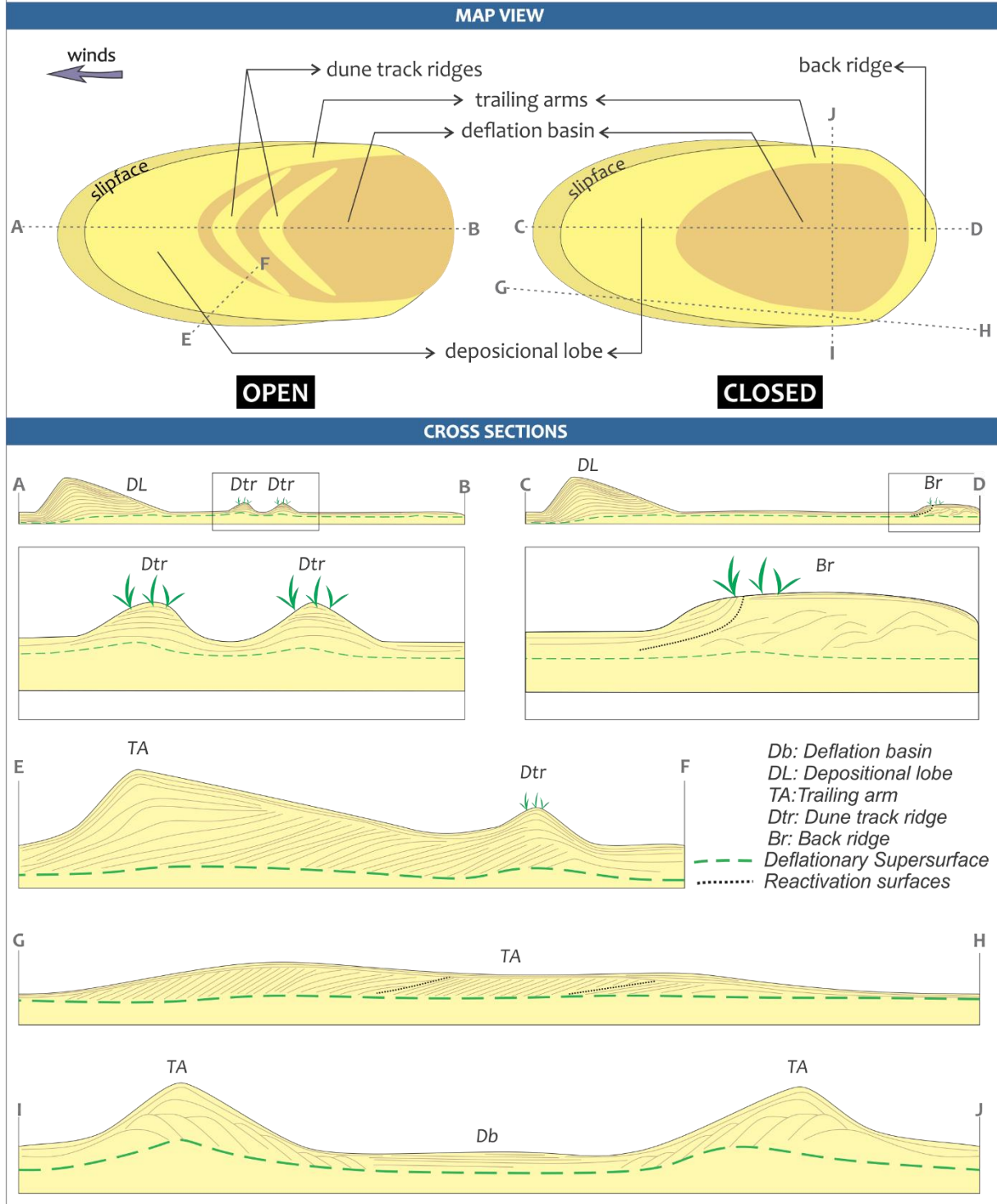
13 The existing models for parabolic dunes only consider their morphological features,
14 presenting classification models according to their subtypes (Lemmen et al., 1998) and
15 bringing evolutionary models of these deposits (Pye, 1982).

16 The parabolic dunes classification proposed by Lemmen et al. (1998) according to the
17 morphological features association mentions the following subtypes: open, closed, filled (or
18 partially filled), elongated, symmetrical (or asymmetric). The authors also bring a single generic
19 morphological model for parabolic dunes, contemplating all the morphological features
20 mentioned. Despite this, the differentiation between open and closed parabolic dunes requires
21 their individualization in different morphological models, since dune track ridges occur only in
22 the first subtype and back ridge only in the second, and for this reason the model presented
23 here individualizes these subtypes. Despite this, the other features are common to these two
24 subtypes: deflation basin, trailing arms, and depositional lobe.

25 On the other hand, in the evolutionary development stages model proposed by Pye
26 (1982) for elongated parabolic dunes, the back ridge does not occur at the same stage as the
27 residual strands. In addition, the model shows how the amount of vegetation cover is important
28 in the evolution of the parabolic dune, fixing its deposits. However, this differentiation of
29 vegetation is not illustrated in the model presented here.

PARABOLIC DUNES

Morphological features and internal strata



1
2
3

Figure 12 – Morphological model of open and closed parabolic dunes, considering their internal features

1 **Conclusion**

2 The use of shallow geophysics through the GPR method made it possible to define the
3 morphological model of open and closed parabolic dunes, contemplating their internal features
4 and their correlation with the corresponding morphological features. The use of attributes
5 sequence tecVA proved to be very useful to highlight the eolian bounding surfaces in the radar
6 sections, making it possible to identify their geophysical signatures.

7 In this model, the following morphological features of parabolic dunes are contemplated:
8 deflation basin, depositional lobe, trailing arms, back ridge and dune track ridges. However,
9 the internal structure of some features were pioneered showed here, such as the identification
10 of the lateral superposition of the residual arms and the differentiation between back ridges
11 and dune track ridges, especially with regard to their genesis.

12 The geophysical response of the deflation basin deposits showed flat and concordant
13 reflections, thin and laterally extensive, associated with the climbing strata and accumulation
14 of thicker grains by deflation. The depositional lobe, in turn, showed dipping reflections
15 associated with the prograding of eolic migration with grainflow and grainfall structures, also
16 seen in the trailing arms.

17 In addition to the prograding layers seen in longitudinal section, the trailing arms have
18 offlap terminations on the transverse radargrams, indicating coalescence and a vector of
19 lateral dune migration.

20 The dune track ridges are relics that mark the trajectory of wind migration, and occur in
21 regions with seasonally shallow water table. The lower layers preserve the past prograding
22 foresets according to the base level (water table). The portion exposed to the wind action
23 shows vertical accretion, with concave layers that show the trapping of sand by the vegetation,
24 which also stabilizes these ridges.

25 The back ridges, found in the closed parabolic dunes, have structures that reflect the
26 erosive character of this type of dune, which originates from a blowout dune or is the result of
27 eolic reactivation. It contains a reactivation surface over the past deposits, overlaid by the
28 climbing strata.

29 **References**

- 30 Almeida, L.R. de, Amaro, V.E., Marcelino, A.M.T., Scudelari, A.C., 2015. Avaliação do clima
31 de ondas da Praia de Ponta Negra (RN, Brasil) através do uso do SMC-Brasil e sua
32 contribuição à gestão costeira. *Journal of Integrated Coastal Zone Management* 15, 135–
33 151. <https://doi.org/10.5894/rgci532>
- 34 Annan, A.P., 2001. Ground penetrating radar: Workshop notes. Sensors & Software, Inc.
- 35 Araújo, V.D. de, Reyes-Peres, Y.A., De Oliveira Lima, R., De Meireles Reis Pelosi, A.P.,

- 1 Menezes, L., Cordoba, V.C., Lima-Filho, F.P., 2006. Fácies e sistema deposicional da
2 formação barreiras na região da Barreira do Inferno, literal oriental do Rio Grande do
3 Norte. *Geologia USP - Serie Científica* 6, 43–49. [https://doi.org/10.5327/s1519-](https://doi.org/10.5327/s1519-874x2006000300006)
4 [874x2006000300006](https://doi.org/10.5327/s1519-874x2006000300006)
- 5 Araujo, M., Vital, H., Amaro, V.E., Silva, M.A., 2004. Caracterização das Forçantes
6 Hidrodinâmicas – Correntes, Ondas e Marés – na Região Costeira de Guamaré-Rio
7 Grande do Norte.
- 8 Araújo, V.D., 2004. Mapeamento geológico de uma área entre Natal e Nísia Floresta-RN com
9 ênfase na geometria de depósitos eólicos. (Relatório de graduação em Geologia).
10 Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte, Brasil.
- 11 Baker, G.S., Jordan, T.E., Pardy, J., 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR).
12 Special Paper 432: Stratigraphic Analyses Using GPR 432, 1–18.
13 [https://doi.org/10.1130/2007.2432\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2432(01))
- 14 Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., Munita, C.S.,
15 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: Sea-level change
16 and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57–
17 69. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00408-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00408-4)
- 18 Barreto, A.M.F., Suguio, K., Bezerra, F.H.R., Tatumi, S.H., Yee, M., Giannini, P.C.F., 2004.
19 Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte.
20 *Revista do Instituto de Geociências - USP* 4, 1–12.
- 21 Bezerra, F.H.R., da Fonseca, V.P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F.P., Saadi, A., 2005.
22 Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE
23 Brazil. *Engineering Geology* 76, 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.007>
- 24 Bristow, C.S., Augustinus, P.C., Wallis, I.C., Jol, H.M., Rhodes, E.J., 2010. Investigation of the
25 age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications
26 for GPR on Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 30–42.
27 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.026>
- 28 Bristow, C.S., Duller, G.A.T., Lancaster, N., 2007. Age and dynamics of linear dunes in the
29 Namib Desert. *Geology* 35, 555–558. <https://doi.org/10.1130/G23369A.1>
- 30 Brookfield, M.E., 2011. Aeolian processes and features in cool climates. *Geological Society*
31 *Special Publication* 354, 241–258. <https://doi.org/10.1144/SP354.16>
- 32 Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones.
33 *Sedimentology* 24, 303–332. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00126.x>
- 34 Bulhões, É.M., de Amorim, W.N., 2005. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação
35 à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA) d, 1382–1387.
36 <https://doi.org/10.1190/sbgf2005-275>
- 37 Caldas, L.H.D.O., Stattegger, K., Vital, H., 2006. Holocene sea-level history : Evidence from

1 coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast , NE Brazil. *Marine Geology*
2 228, 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.12.008>

3 Castro, D.L., Dos Reis Júnior, J.A., Teixeira, W.L.E., De Albuquerque Silva, V., Filho, F.P.L.,
4 2014. Ground-Penetrating radar imaging techniques applied in 3D environment: Example
5 in inactive dunes. *Revista Brasileira de Geofísica* 32, 1–17.

6 David, P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999a. Activity cycle of parabolic dunes
7 based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of*
8 *the Geological Survey of Canada* 223–238. <https://doi.org/10.4095/211120>

9 David, P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999b. Activity cycle of parabolic dunes
10 based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of*
11 *the Geological Survey of Canada* 223–238.

12 David, P.P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999. Activity cycle of parabolic dunes
13 based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of*
14 *the Geological Survey of Canada* 223–238. <https://doi.org/10.4095/211120>

15 Diniz, M.T.M., Pereira, V.H.C., 2015. Climatologia do estado do Rio Grande do Norte, Brasil:
16 sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. *Boletim Goiano de*
17 *Geografia* 35, 488–506.

18 Giannini, P.C.F., 2008. Ambientes Eólicos, in: Silva, A.J. de C.L.P. da, Aragão, M.A.N.F. de,
19 Magalhães, A.J.C. (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica*. São Paulo, p. 343.

20 González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I., Costas, S., Duarte, H., 2011. Blowout
21 evolution in a coastal dune: Using GPR, aerial imagery and core records. *Journal of*
22 *Coastal Research* 278–282.

23 Hesp, P., 1989. A review of biological and geomorphological processes involved in the
24 initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of*
25 *Edinburgh* 96, 181–201.

26 Hesp, P., Castilhos, J.A. de, Silva, G.M. da, Dillenburg, E., Martinho, C.T., Aguiar, D., Fornari,
27 Michele, Antunes, G., Fornari, Milene, 2007. Regional wind fields and dunefield migration,
28 southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 561–573.
29 <https://doi.org/10.1002/esp.1406>

30 Hesp, P.A., 2002. Foredunes and blowouts Initiation geomorphology and dynamics.pdf.
31 *Geomorphology* 48, 245–268.

32 Hesp, P.A., 1988. Previous terminology of foredunes 55, 17–41.

33 Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–
34 387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>

35 IBGE, 2011. Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil.

36 INMET, 2018. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa - BDMEP [WWW
37 Document].

- 1 Jiao, Y., McMechan, G.A., Pettinelli, E., 2000. In situ 2-D and 3-D measurements of radiation
2 patterns of half-wave dipole GPR antennas. *Journal of Applied Geophysics*.
3 [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(99\)00048-8](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(99)00048-8)
- 4 Jimenez, J.A., Maia, L.P., Serra, J., Morais, J., 1999. Aeolian dune migration along the Ceará
5 coast, north-eastern Brazil. *Sedimentology* 46, 689–701. [https://doi.org/10.1046/j.1365-
6 3091.1999.00240.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00240.x)
- 7 Julio, K. de, 2018. CARACTERIZAÇÃO, MODELAGEM, ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS
8 DEPÓSITOS PÓS-BARREIRAS E SISTEMAS EÓLICOS EM PITANGUI, RN. Tese de
9 Doutorado. UFRN. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- 10 Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-Bounding
11 surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56, 193–206. [https://doi.org/10.1016/0037-
12 0738\(88\)90054-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90054-1)
- 13 Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation
14 of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 579–595.
- 15 Lemmen, D.S., Vance, R.E., Campbell, I.A., David, P.P., Pennock, D.J., Sauchyn, D.J., Wolfe,
16 S.A., 1998. Geomorphic systems of the Palliser Triangle, southern Canadian prairies:
17 Description and response to changing climate. *Bulletin of the Geological Survey of
18 Canada* 1–72. <https://doi.org/10.4095/210076>
- 19 Lima, M. da G., 2008. Lima - 2008 - Centro de Ciências Exatas e da Terra - A História do
20 Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil Impl.pdf. Centro de
21 Ciências Exatas e da Terra PhD, 251.
- 22 Lucena, L.R.F. de, 1999. IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS NA HIDROLOGIA DO AQUÍFERO
23 BARREIRAS E SISTEMA LACUSTRE DO BONFIM, NÍSIA FLORESTA-RN.
- 24 Mckee, E.D., 1979. A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper 1052.
25 Washington. <https://doi.org/doi.org/10.3133/pp1052>
- 26 Mountney, N.P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and
27 interdune successions. *Sedimentology* 59, 964–989. [https://doi.org/10.1111/j.1365-
28 3091.2011.01287.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01287.x)
- 29 Mountney, N.P., 2006. EOLIAN FACIES MODELS, in: *Facies Models Revisited*. Tulsa, p. 527.
- 30 Moura-Lima, E.N., Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Castro, D.L., Sousa, M.O.L., Fonseca,
31 V.P., Aquino, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-
32 sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*
33 235, 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.016>
- 34 Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems
35 and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
36 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- 37 Niu, Q., Qu, J., Liao, K., Zhang, K., Han, Q., Li, Y., Wang, Z., 2013. Use of ground-penetrating

1 radar to investigate feathery complex linear dunes in the Kumtagh Desert, North-west
2 China. *Near Surface Geophysics* 11, 11–18. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012010>

3 Nogueira, A.M.B., Nascimento, J.M.S., Lima, M.S., M.I.M., O., Srivastava, N.K., 1984.
4 *Geologia da faixa oriental entre Natal e Graçandu-RN*. Natal.

5 Oliveira, J.G., Medeiros, W.E., Tabosa, W.F., Vital, H., 2008. From barchan to domic shape:
6 Evolution of a coastal sand dune in Northeastern Brazil based on GPR survey. *Revista*
7 *Brasileira de Geofísica* 26, 5–20.

8 Parteli, E.J.R., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., Monteiro, L.H.U., Maia, L.P., 2006. Profile
9 measurement and simulation of a transverse dune field in the Lençóis Maranhenses.
10 *Geomorphology* 81, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.015>

11 Pye, K., 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment,
12 Cape Bedford and Cape Flattery, north Queensland (Australia). *Geografiska Annaler*,
13 *Series A* 64 A, 213–227. <https://doi.org/10.2307/520647>

14 Pye, K., Tsoar, H., 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*, 2nd ed. Springer, Leipzig.
15 <https://doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9>

16 Robertson-Rintoul, M.J., 1990. A quantitative analysis of the near-surface wind flow pattern
17 over coastal parabolic dunes. *Coastal dunes* 57–78.

18 Rosa, M.L.C. da C., Barboza, E.G., Dos Santos Abreu, V., Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R.,
19 2017. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): A
20 record of degradational stacking as a function of longer-Term base-level fall. *Brazilian*
21 *Journal of Geology* 47, 183–207. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>

22 Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Dominguez, J.M.L., 2013. Late oligocene-miocene
23 transgressions along the equatorial and eastern margins of brazil. *Earth-Science Reviews*
24 123, 87–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>

25 Short, A.D., Hesp, P.A., 1999. Beach and Dune Stratification, in: Short, A.D. (Ed.), *Handbook*
26 *of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons, LTD, Baffins Lane, pp.
27 279–292.

28 Silva, A.L.C. da, Silva, M.A.M. da, Gambôa, L.A.P., Rodrigues, A.R., 2014. Sedimentary
29 architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de
30 Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 44, 191–206. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020002>

31

32 Silva, F.E. da, Amaro, V.E., Matos, M. de F.A. de, 2015. Análise Multitemporal do Campos de
33 Dunas Móveis do Litoral setentrional do Rio Grande do Norte Filipe. *Anais XVII Simpósio*
34 *Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, João Pessoa-PB, Brasil, INPE 6381–6388.

35 Silva, M.L.N. da, Dantas, T.B., Nascimento, M.A.L. do, Vieira, M.M., 2017. Os corpos de
36 arenitos praias que sustentam o forte dos Reis Magos, principal construção histórica da
37 cidade de Natal-RN. *Geociencias* 36, 497–508.

- 1 Sousa, D. do C., 2002. Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará,
2 e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia
3 Potiguar NE do Brasil). UFRN.
- 4 SUDENE, 1990. Dados pluviométricos mensais do Nordeste: Estado do Rio Grande de Norte.
- 5 Suguio, K., Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., 2001. Barra de Tabatinga and Touros
6 Formations: evidence for pleistocene high sea-level stillstands of the Rio Grande do Norte
7 coast. Pesquisas em Geociências UFRGS. ISSN: 1518-2398 28, 5–12.
- 8 Tatum, D.I., Francke, J., 2012. Constructing hydrocarbon reservoir analogues of aeolian
9 systems using ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics 81, 21–28.
10 <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.014>
- 11 Teixeira, W., Fairchild, T.R., Toledo, M.C.M.D., Taioli, F., 2009. Decifrando a Terra, 2nd ed.
12 Companhia Editora Nacional.
- 13 Thornberry-Ehrlich, T.L., 1990. Modern and ancient eolian deposits: Petroleum Exploration
14 and Production [WWW Document]. URL [https://www.nps.gov/media/photo/gallery-](https://www.nps.gov/media/photo/gallery-item.htm?id=1dc23453-9ed9-4ec1-8302-19a561ab034d&gid=AB7E48C7-9873-4999-9A89-71F330FEC4AD)
15 [item.htm?id=1dc23453-9ed9-4ec1-8302-19a561ab034d&gid=AB7E48C7-9873-4999-](https://www.nps.gov/media/photo/gallery-item.htm?id=1dc23453-9ed9-4ec1-8302-19a561ab034d&gid=AB7E48C7-9873-4999-9A89-71F330FEC4AD)
16 [9A89-71F330FEC4AD](https://www.nps.gov/media/photo/gallery-item.htm?id=1dc23453-9ed9-4ec1-8302-19a561ab034d&gid=AB7E48C7-9873-4999-9A89-71F330FEC4AD)
- 17 Turner, G., Siggins, A.F., 1994. Constant Q attenuation of subsurface radar pulses.
18 Geophysics 59, 1192–1200. <https://doi.org/10.1190/1.1443677>
- 19 Vieira, M.M., De Ros, L.F., Bezerra, F.H.R., 2007. Lithofaciology and Palaeoenvironmental
20 Analysis of Holocene Beachrocks in Northeastern Brazil. Journal of Coastal Research
21 236, 1535–1548. <https://doi.org/10.2112/05-0562.1>
- 22 Vinicius, M., Moura, M. De, Reyes-pérez, Y.A., Gauw, D.S. De, Silva, S., Souza, A.D.M.,
23 Paula, A., Reis, D.M., Lima-filho, F.P., 2006. Levantamento geofísico com GPR em um
24 campo de dunas eólicas em Tibau do Sul / RN. Revista de Geologia 19, 99–108.
25

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Sistema eólico costeiro apresenta peculiaridades em relação ao sistema desértico, sendo controlado pelo regime de ventos local, teor e quantidade de cobertura vegetal e nível freático, cujos dois últimos são dependentes do regime de chuvas da região, sua intensidade e principalmente sua sazonalidade.

A relação entre os depósitos eólicos estudados e o clima mostrou que o regime de ventos mais intenso em Rio do Fogo propiciou a formação de dunas parabólicas fechadas, cujo caráter erosivo denota origem a partir de um *blowout* ou reativação eólica de depósitos pré-existentes. Além disso, não são encontradas lagoas interdunares e a vegetação é mais rasteira e pouco densa em relação aos depósitos eólicos em São Bento do Norte. Lá, as feições morfológicas encontradas são típicas de uma duna parabólica aberta, apresentando lagoas interdunares e cordões residuais. Preliminarmente, associa-se estas diferenças principalmente ao nível das águas subterrâneas e sua sazonalidade, que por sua vez depende da pluviosidade e que influencia na permanência e desenvolvimento das espécies vegetais.

A partir da correlação do método geofísico raso GPR e do levantamento topográfico de detalhe, foi possível identificar as estruturas sedimentares mencionadas por Mountney (2006) e relacioná-las a cada feição morfológica da duna parabólica, além das superfícies limitantes eólicas (Brookfield, 1977). A partir disto, um modelo das assinaturas geofísicas destas feições foi elaborado, a fim de enriquecer o entendimento dos depósitos eólicos costeiros, sobretudo de dunas parabólicas abertas e fechadas.

Neste modelo, foram contempladas as estruturas internas da bacia de deflação, dos braços residuais e do lóbulo deposicional, para ambas as dunas. Apenas na duna parabólica fechada foi identificado o retrocordão e apenas na duna parabólica aberta foram identificados os cordões residuais. A bacia de deflação apresenta refletores planos e concordantes, delgados e lateralmente extensos; o lóbulo deposicional e os braços residuais em corte longitudinal mostraram reflexões inclinadas mergulhando para sotavento, associadas à progradação; em corte transversal à direção dos ventos principais, os braços residuais exibem refletores com terminação em *offlap*, decorrentes de coalescimento lateral; os cordões residuais exibem na base refletores de mesma configuração progradante que o lóbulo deposicional e os braços residuais, denotando seu caráter reliquiar destas feições, enquanto que no topo mostra refletores côncavos e concordantes referentes às camadas de trapeamento da areia pela vegetação incipiente; finalmente, o retrocordão apresenta refletores côncavos e caóticos, sobrepostos por uma superfície de reativação e refletores planos, concordantes e delgados, referentes às lâminas de cavalgamento.

Recomenda-se estudos mais detalhados quanto aos fatores controladores da ocorrência dos subtipos de dunas parabólicas, principalmente detalhando-se variáveis como regime de ventos, precipitação e sazonalidade do nível freático. Ademais, recomenda-se a aplicação dos métodos aqui aplicados na identificação das estruturas internas de outros subtipos de dunas parabólicas: preenchidas (ou parcialmente preenchidas), alongadas, simétricas (ou assimétricas).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, L.R. de, Amaro, V.E., Marcelino, A.M.T., Scudelari, A.C., 2015. Avaliação do clima de ondas da Praia de Ponta Negra (RN, Brasil) através do uso do SMC-Brasil e sua contribuição à gestão costeira. *Journal of Integrated Coastal Zone Management* 15, 135–151. <https://doi.org/10.5894/rgci532>
- Annan, A.P., 2001. Ground penetrating radar: Workshop notes. Sensors & Software, Inc.
- Araújo, V.D. de, Reyes-Peres, Y.A., De Oliveira Lima, R., De Meireles Reis Pelosi, A.P., Menezes, L., Cordoba, V.C., Lima-Filho, F.P., 2006. Fácies e sistema deposicional da formação barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP - Serie Cientifica* 6, 43–49. <https://doi.org/10.5327/s1519-874x2006000300006>
- Araujo, M., Vital, H., Amaro, V.E., Silva, M.A., 2004. Caracterização das Forçantes Hidrodinâmicas – Correntes, Ondas e Marés – na Região Costeira de Guamaré-Rio Grande do Norte.
- Araújo, V.D., 2004. Mapeamento geológico de uma área entre Natal e Nísia Floresta-RN com ênfase na geometria de depósitos eólicos. (Relatório de graduação em Geologia). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte, Brasil.
- Baker, G.S., Jordan, T.E., Pardy, J., 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). *Special Paper 432: Stratigraphic Analyses Using GPR* 432, 1–18. [https://doi.org/10.1130/2007.2432\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2432(01))
- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., Munita, C.S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: Sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57–69. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00408-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00408-4)
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Bezerra, F.H.R., Tatumi, S.H., Yee, M., Giannini, P.C.F., 2004. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências - USP* 4, 1–12.
- Bezerra, F.H.R., da Fonseca, V.P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F.P., Saadi, A., 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology* 76, 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.007>
- Bristow, C.S., Augustinus, P.C., Wallis, I.C., Jol, H.M., Rhodes, E.J., 2010. Investigation of the age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications for GPR on Mars. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 30–42. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.026>
- Bristow, C.S., Duller, G.A.T., Lancaster, N., 2007. Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. *Geology* 35, 555–558. <https://doi.org/10.1130/G23369A.1>

- Brookfield, M.E., 2011. Aeolian processes and features in cool climates. Geological Society Special Publication 354, 241–258. <https://doi.org/10.1144/SP354.16>
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24, 303–332. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00126.x>
- Bulhões, É.M., de Amorim, W.N., 2005. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA) d, 1382–1387. <https://doi.org/10.1190/sbgf2005-275>
- Caldas, L.H.D.O., Stattegger, K., Vital, H., 2006. Holocene sea-level history : Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast , NE Brazil. *Marine Geology* 228, 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.12.008>
- Castro, D.L., Dos Reis Júnior, J.A., Teixeira, W.L.E., De Albuquerque Silva, V., Filho, F.P.L., 2014. Ground-Penetrating radar imaging techniques applied in 3D environment: Example in inactive dunes. *Revista Brasileira de Geofísica* 32, 1–17.
- David, P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999a. Activity cycle of parabolic dunes based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 223–238. <https://doi.org/10.4095/211120>
- David, P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999b. Activity cycle of parabolic dunes based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 223–238.
- David, P.P., Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Lemmen, D.S., 1999. Activity cycle of parabolic dunes based on morphology and chronology from Seward sand hills, Saskatchewan. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 223–238. <https://doi.org/10.4095/211120>
- Diniz, M.T.M., Pereira, V.H.C., 2015. Climatologia do estado do Rio Grande do Norte, Brasil: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. *Boletim Goiano de Geografia* 35, 488–506.
- Giannini, P.C.F., 2008. Ambientes Eólicos, in: Silva, A.J. de C.L.P. da, Aragão, M.A.N.F. de, Magalhães, A.J.C. (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica*. São Paulo, p. 343.
- González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I., Costas, S., Duarte, H., 2011. Blowout evolution in a coastal dune: Using GPR, aerial imagery and core records. *Journal of Coastal Research* 278–282.
- Hesp, P., 1989. A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* 96, 181–201.
- Hesp, P., Castilhos, J.A. de, Silva, G.M. da, Dillenburg, E., Martinho, C.T., Aguiar, D., Fornari, Michele, Antunes, G., Fornari, Milene, 2007. Regional wind fields and dunefield migration, southern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 561–573. <https://doi.org/10.1002/esp.1406>

- Hesp, P.A., 2002. Foredunes and blowouts Initiation geomorphology and dynamics.pdf. *Geomorphology* 48, 245–268.
- Hesp, P.A., 1988. Previous terminology of foredunes 55, 17–41.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- IBGE, 2011. Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil.
- INMET, 2018. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa - BDMEP [WWW Document].
- Jiao, Y., McMechan, G.A., Pettinelli, E., 2000. In situ 2-D and 3-D measurements of radiation patterns of half-wave dipole GPR antennas. *Journal of Applied Geophysics*. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(99\)00048-8](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(99)00048-8)
- Jimenez, J.A., Maia, L.P., Serra, J., Morais, J., 1999. Aeolian dune migration along the Ceará coast, north-eastern Brazil. *Sedimentology* 46, 689–701. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00240.x>
- Julio, K. de, 2018. CARACTERIZAÇÃO, MODELAGEM, ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS PÓS-BARREIRAS E SISTEMAS EÓLICOS EM PITANGUI, RN. Tese de Doutorado. UFRN. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56, 193–206. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90054-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90054-1)
- Kocurek, G., Dott, R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 579–595.
- Lemmen, D.S., Vance, R.E., Campbell, I.A., David, P.P., Pennock, D.J., Sauchyn, D.J., Wolfe, S.A., 1998. Geomorphic systems of the Palliser Triangle, southern Canadian prairies: Description and response to changing climate. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 1–72. <https://doi.org/10.4095/210076>
- Lima, M. da G., 2008. Lima - 2008 - Centro de Ciências Exatas e da Terra - A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil Impl.pdf. Centro de Ciências Exatas e da Terra PhD, 251.
- Lucena, L.R.F. de, 1999. IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS NA HIDROLOGIA DO AQUÍFERO BARREIRAS E SISTEMA LACUSTRE DO BONFIM, NÍSIA FLORESTA-RN.
- Mckee, E.D., 1979. A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper 1052. Washington. <https://doi.org/doi.org/10.3133/pp1052>
- Mountney, N.P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology* 59, 964–989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01287.x>
- Mountney, N.P., 2006. EOLIAN FACIES MODELS, in: *Facies Models Revisited*. Tulsa, p. 527.

- Moura-Lima, E.N., Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Castro, D.L., Sousa, M.O.L., Fonseca, V.P., Aquino, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235, 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.016>
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Niu, Q., Qu, J., Liao, K., Zhang, K., Han, Q., Li, Y., Wang, Z., 2013. Use of ground-penetrating radar to investigate feathery complex linear dunes in the Kumtagh Desert, North-west China. *Near Surface Geophysics* 11, 11–18. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012010>
- Nogueira, A.M.B., Nascimento, J.M.S., Lima, M.S., M.I.M., O., Srivastava, N.K., 1984. *Geologia da faixa oriental entre Natal e Graçandu-RN*. Natal.
- Oliveira, 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 survey. *Revista Brasileira de Geofísica* 26, 5–20.
- Parteli, E.J.R., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., Monteiro, L.H.U., Maia, L.P., 2006. Profile measurement and simulation of a transverse dune field in the Lençóis Maranhenses. *Geomorphology* 81, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.015>
- Pye, K., 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, north Queensland (Australia). *Geografiska Annaler, Series A* 64 A, 213–227. <https://doi.org/10.2307/520647>
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*, 2nd ed. Springer, Leipzig. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9>
- Robertson-Rintoul, M.J., 1990. A quantitative analysis of the near-surface wind flow pattern over coastal parabolic dunes. *Coastal dunes* 57–78.
- Rosa, M.L.C. da C., Barboza, E.G., Dos Santos Abreu, V., Tomazelli, L.J., Dillenburg, S.R., 2017. High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): A record of degradational stacking as a function of longer-Term base-level fall. *Brazilian Journal of Geology* 47, 183–207. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Dominguez, J.M.L., 2013. Late oligocene-miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of brazil. *Earth-Science Reviews* 123, 87–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>
- Short, A.D., Hesp, P.A., 1999. Beach and Dune Stratification, in: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley & Sons, LTD, Baffins Lane, pp. 279–292.
- Silva, A.L.C. da, Silva, M.A.M. da, Gambôa, L.A.P., Rodrigues, A.R., 2014. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de

- Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 44, 191–206. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020002>
- Silva, F.E. da, Amaro, V.E., Matos, M. de F.A. de, 2015. Análise Multitemporal do Campos de Dunas Móveis do Litoral setentrional do Rio Grande do Norte Filipe. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, João Pessoa-PB, Brasil, INPE 6381–6388.
- Silva, M.L.N. da, Dantas, T.B., Nascimento, M.A.L. do, Vieira, M.M., 2017. Os corpos de arenitos praias que sustentam o forte dos Reis Magos, principal construção histórica da cidade de Natal-RN. *Geociencias* 36, 497–508.
- Sousa, D. do C., 2002. Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar NE do Brasil). UFRN.
- SUDENE, 1990. Dados pluviométricos mensais do Nordeste: Estado do Rio Grande de Norte.
- Sugio, K., Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., 2001. Barra de Tabatinga and Touros Formations: evidence for pleistocene high sea-level stillstands of the Rio Grande do Norte coast. *Pesquisas em Geociências UFRGS*. ISSN: 1518-2398 28, 5–12.
- Tatum, D.I., Francke, J., 2012. Constructing hydrocarbon reservoir analogues of aeolian systems using ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics* 81, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.09.014>
- Teixeira, W., Fairchild, T.R., Toledo, M.C.M.D., Taioli, F., 2009. *Decifrando a Terra*, 2nd ed. Companhia Editora Nacional.
- Thornberry-Ehrlich, T.L., 1990. Modern and ancient eolian deposits: Petroleum Exploration and Production [WWW Document]. URL <https://www.nps.gov/media/photo/gallery-item.htm?id=1dc23453-9ed9-4ec1-8302-19a561ab034d&gid=AB7E48C7-9873-4999-9A89-71F330FEC4AD>
- Turner, G., Siggins, A.F., 1994. Constant Q attenuation of subsurface radar pulses. *Geophysics* 59, 1192–1200. <https://doi.org/10.1190/1.1443677>
- Vieira, M.M., De Ros, L.F., Bezerra, F.H.R., 2007. Lithofaciology and Palaeoenvironmental Analysis of Holocene Beachrocks in Northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research* 236, 1535–1548. <https://doi.org/10.2112/05-0562.1>
- Vinicius, M., Moura, M. De, Reyes-pérez, Y.A., Gauw, D.S. De, Silva, S., Souza, A.D.M., Paula, A., Reis, D.M., Lima-filho, F.P., 2006. Levantamento geofísico com GPR em um campo de dunas eólicas em Tibau do Sul / RN. *Revista de Geologia* 19, 99–108.