



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

MARIA LUÍSA GOMES DA SILVA

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA, PALEOAMBIENTAL E
CARACTERIZAÇÃO DAS DUNAS DE ITACOATIARA E SURUBABEL,
SUBMÉDIO DO RIO SÃO FRANCISCO, BAHIA**

Recife

2025

MARIA LUÍSA GOMES DA SILVA

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA, PALEOAMBIENTAL E
CARACTERIZAÇÃO DAS DUNAS DE ITACOATIARA E SURUBABEL,
SUBMÉDIO DO RIO SÃO FRANCISCO, BAHIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito para obtenção do título de doutora em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Orientador: Profº. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa

Coorientadora: Profª. Drª Flávia Jorge de Lima

Recife

2025

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Silva, Maria Luísa Gomes da.

Reconstituição paleoclimática, paleoambiental e caracterização das dunas de Itacoatiara e Surubabel, submédio do Rio São Francisco, Bahia / Maria Luísa Gomes da Silva. - Recife, 2025. 165f.: il.

Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Centro de Filosofia e Ciências Humanas (CFCH), Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGEO), 2025.

Orientação: Antônio Carlos de Barros Corrêa.

1. Reconstrução paleoambiental e paleoclimática; 2. Dunas interiores; 3. Datação por LOE; 4. Ambiente semiárido. I. Corrêa, Antônio Carlos de Barros. II. Título.

UFPE-Biblioteca Central

MARIA LUÍSA GOMES DA SILVA

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA, PALEOAMBIENTAL E
CARACTERIZAÇÃO DAS DUNAS DE ITACOATIARA E SURUBABEL,
SUBMÉDIO DO RIO SÃO FRANCISCO, BAHIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em geografia. Área de concentração: regionalização e análise regional.

Aprovada em: 18/11/2025

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Caio Antônio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Luiz Henrique de Barros Lyra (Examinador Externo)
Universidade de Pernambuco

Profa. Dra. Ana Clara Magalhães de Barros (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Oeste da Bahia

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (Examinador Externo)
Universidade Federal de Alagoas

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Renivaldo Pereira da Silva e Maria da Paz Gomes da Silva, por sempre acreditarem em mim, sempre investirem na minha educação e por todo o apoio que me foi dado ao longo do meu decurso na academia. Eu também agradeço a minha irmã, Larissa Vitória Gomes da Silva, pelas palavras de apoio e pelo carinho.

Agradeço aos demais familiares que estão presentes na minha vida.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa, pela orientação prestada com maestria, pelo acolhimento, por acompanhar a minha carreira acadêmica e por todos os ensinamentos acerca da Geomorfologia.

Agradeço a minha coorientadora, Prof.^a. Dr. Flávia Jorge de Lima, pelo aprendizado repassado e pela coorientação.

Agradeço a Danilo José e ao Prof. Dr. Daniel Lira pelo apoio no trabalho de campo. Eu também agradeço ao Sr. Lula, morador de Itacoatiara, que possibilitou o acesso ao campo de dunas da região.

Agradeço a todos os colegas do LABESEQUA pelas dicas e pela companhia durante os dias de trabalho (Prof.^a. Dr. Larissa Rafael, Prof. Dr. Wemerson Flávio, Profº. Dr. Osvaldo Girão, Jonas Melo, Ariadne, Emily, Joana, Danilo José, Prof. Dr. Daniel Lira, Yasmin, Iasmin e Marcos Mendes).

Agradeço a Eduardo Veras, secretário do PPGE, por ser sempre solícito durante os atendimentos.

Agradeço ao CNPQ pela concessão da bolsa que possibilitou a execução desta pesquisa.

Agradeço à técnica, Dayana Mirela, e a Prof.^a Dr. Viviane Koury Asfora do Departamento de Energia Nuclear (DEN) da UFPE pela ajuda durante o processo de datação dos sedimentos.

Agradeço também aos amigos pelas conversas e pelo apoio durante essa etapa.

Agradeço aos membros da banca, Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira, Prof. Dr. Luiz Henrique Barros Lyra, Prof^a. Dra. Ana Clara Magalhães de Barros e Prof. Dr. Kleyton de Araújo Monteiro, por terem aceitado o convite.

“Sea waves are green and wet, but up from where they die rise others vaster yet, and those are brown and dry”.

(Robert Frost, 1928)

RESUMO

Os depósitos eólicos constituem coberturas superficiais particularmente suscetíveis às variáveis climáticas e ambientais, como direção e intensidade do vento, disponibilidade de sedimentos, presença de vegetação e precipitação. Essas condições influenciam diretamente a morfologia e a dinâmica de deposição das dunas, tornando-as valiosos geoarquivos para estudos de reconstituição paleoclimática e paleoambiental, especialmente no Quaternário Superior. O presente estudo teve como foco os campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara, localizados no extremo norte do estado da Bahia, às margens do canal principal do Rio São Francisco em seu setor submédio. O objetivo geral foi investigar a origem e a evolução geomorfológica dessas formações, justificando-se a escolha por se tratar de áreas de acumulação eólica ainda não estudadas na região, ao contrário de outras ocorrências nos setores médio e submédio do rio. Para atingir os objetivos propostos, foram empregadas diversas metodologias: mapeamento geomorfológico, datação dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), análise da assinatura geoquímica por fluorescência de raios X, além de análise granulométrica e morfoscopia dos grãos por lupa binocular e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os resultados indicam que a deposição de sedimentos eólicos na área ocorre pelo menos desde o Pleistoceno Superior (15.9 ± 2.1 ka anos) até o Holoceno Superior ($1.200 \pm 0,05$ anos). Morfologicamente, predominam dunas nebkhás e parabólicas em diferentes estágios de mobilidade e estabilização pela vegetação, além de lençóis de areia e rupturas de deflação (blowouts). Os dados sedimentológicos apontam para ocorrência de transporte fluvial prévio, seguido por transporte eólico, resultando na formação dos campos de dunas e mantos de areia. Conclui-se que a deposição das dunas está relacionada à disponibilidade de sedimentos durante períodos de menor vazão do canal fluvial. Por outro lado, o aumento da vazão, decorrente da intensificação do Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS) no alto curso da bacia, durante o final do Holoceno Médio e ao longo do Holoceno Superior, coincide com hiatos deposicionais possivelmente associados à estabilização das dunas pela vegetação e à atenuação do transporte eólico.

Palavras-chave: reconstrução paleoambiental e paleoclimática; dunas interiores; datação por LOE; ambiente semiárido.

ABSTRACT

Aeolian deposits constitute surface coverings that are particularly susceptible to climatic and environmental variables, such as wind direction and intensity, sediment availability, vegetation presence, and precipitation. These conditions directly influence the morphology and depositional dynamics of dunes, making them valuable geoarchives for paleoclimatic and paleoenvironmental reconstruction studies, especially throughout the Late Quaternary. This study focused on the dune fields of Surubabel and Itacoatiara, located in the northernmost part of the state of Bahia, along the main channel of the São Francisco River in its sub-middle sector. The primary objective was to investigate the origin and geomorphological evolution of these formations, justified by the fact that they represent aeolian accumulation areas that have not yet been studied in the region, unlike other occurrences in the middle and sub-middle sectors of the river. To achieve the proposed objectives, several methodologies were employed: geomorphological mapping, sediment dating using Optically Stimulated Luminescence (OSL), geochemical fingerprinting of sediments via X-ray fluorescence, as well as grain size analysis and grain morphoscopy using binocular magnification and scanning electron microscopy (SEM). The results indicate that aeolian sediment deposition in the study area has occurred at least since the Late Pleistocene (15.9 ± 2.1 ka years) through to the Late Holocene (1.200 ± 0.05 years). Morphologically, nebkhā and parabolic dunes predominate, exhibiting various stages of mobility and stabilization by vegetation, along with sand sheets and deflation hollows (blowouts). Sedimentological data suggest prior fluvial transport followed by aeolian processes, resulting in the formation of dune fields and sand mantles. It is concluded that dune deposition is linked to sediment availability during periods of reduced fluvial discharge. Conversely, increased discharge—associated with intensification of the South American Monsoon System (SAMS) in the upper basin during the late Middle Holocene and throughout the Late Holocene—coincides with depositional hiatuses, possibly related to dune stabilization by vegetation and a reduction in aeolian transport.

Keywords: paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction; inland dunes; OSL dating; semiarid environment.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Mapa de localização da área em estudo, destaque para os campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara.....	21
Figura 2 -	Mapa geológico com a delimitação da área de estudo.....	24
Figura 3 -	Mapa de unidades geomorfológicas da área em estudo.....	28
Figura 4 -	Unidades geomorfológicas: A) Planície flúvio-eólica; B) Depressão e C) Tabuleiro.....	29
Figura 5 -	Mapa das unidades pedológicas da área de estudo.....	31
Figura 6 -	Climograma com precipitação média e temperatura média, para cada mês do ano, correspondente ao período entre 2009 e 2021.....	32
Figura 7 -	Anos de ocorrência do fenômeno El Niño e a precipitação média anual do município de Floresta, Pernambuco.....	33
Figura 8 -	Recorte do mapa das rosas dos ventos anuais do estado da Bahia com sobreposição do relevo sombreado. O mapa considera as frequências e as direções do vento.....	37
Figura 9 -	Recorte do mapa do potencial eólico sazonal do Estado da Bahia, a 80 m de altura.....	38
Figura 10 -	Canal efêmero colmatado por sedimentos no município de Rodelas – Bahia.....	40
Figura 11 -	Localização dos ergs e campos de dunas no globo terrestre.....	43
Figura 12 -	Classificação dos principais tipos de dunas.....	45
Figura 13 -	Dunas parabólicas no município de Rodelas, no estado da Bahia.....	46
Figura 14 -	Modelo de uma possível evolução de dunas nebkhás, da fase iniciação até a fase de erosão do depósito.....	47
Figura 15 -	Campo de dunas complexas associado à presença de nebkhás e parabólicas, no município de Rodelas, no estado da Bahia. As dunas parabólicas não estão presentes na imagem.....	48
Figura 16 -	Diferentes modos de transporte eólico: saltação, suspensão e rastejamento.....	51

Figura 17 -	Modelo de dinâmica de duna a partir da interação entre o fluxo de ar e a curvatura predominante na feição.....	53
Figura 18 -	Diagrama de Tucker (1995) utilizado durante a análise morfoscópica.....	73
Figura 19 -	Esquema demonstrando o processo de aprisionamento de cargas (negativas e positivas) e a consequente emissão de fótons de luz, devido à presença de um estímulo luminoso.....	75
Figura 20 -	Canais afluentes da margem direita do rio São Francisco.....	78
Figura 21 -	A) Localização dos pontos de coleta na área em estudo com destaque para os pontos de coleta por LOE em Ferreira (2010). B) Pontos de coleta no campo de dunas de Itacoatiara e C) Pontos de coleta no campo de dunas de Surubabel.....	79
Figura 22 -	Mapa com microcompartimentos morfológicos do campo de dunas de Itacoatiara.....	82
Figura 23 -	A) Duna parabólica; (B) Dunas nebkhás e (C) ruptura de deflação (blowout).....	83
Figura 24 -	Mapa com microcompartimentos morfológicos do campo de dunas de Surubabel.....	84
Figura 25 -	(A) Dunas nebkhás em sua maioria fixas; (B) Duna móvel.....	85
Figura 26 -	Localização dos pontos de coleta e dos perfis topográficos no campo de dunas de Itacoatiara.....	86
Figura 27 -	Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 1 (ITA 1T, ITA1M1, ITA1M2 e ITA1B).....	88
Figura 28 -	Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 1 (ITA1).....	89
Figura 29 -	Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 2 (ITA 2B).....	91
Figura 30 -	Perfil estratigráfico, topográfico e diagrama de Shepard do ponto 3 (ITA 3).....	92
Figura 31 -	Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) dos pontos 2 e 3 (ITA2B e ITA3).....	93
Figura 32 -	Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 4 (Areial).....	95

Figura 33 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 4 (Areial).....	96
Figura 34 - Localização dos pontos de coleta e dos perfis topográficos no campo de dunas de Surubabel.....	97
Figura 35 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 5 (SBB1B E SBB1T).....	99
Figura 36 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 5 (SBB1B e SBB1T).....	100
Figura 37 - Duna com morfologia dissecada correspondente ao ponto 6 e a sua representação 3D à direita da imagem.....	102
Figura 38 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 6 (SBB2T, SBB2M e SBB1B).....	103
Figura 39 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 6 (SBB2B, SSB2M e SBB2T).....	104
Figura 40 - A) Diagrama ternário de Shepard; B) Destaque para as amostras classificadas na seção areia ou arenito (classe 9) de acordo com o diagrama de Shepard.....	106
Figura 41 - Perfil estratigráfico, topográfico e diagrama de Shepard do ponto 7 (SBB3T e SBB3B).....	108
Figura 42 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 7 (SBB3B e SBB3T).....	109
Figura 43 - Classificação das amostras analisadas em relação ao grau de esfericidade.....	110
Figura 44 - Classificação das amostras analisadas em relação ao grau de arredondamento.....	111
Figura 45 - Microtexturas referentes às amostras ITA1B (A), ITA1M2 (B), ITA1M1 (C) e ITA1T (D). A) Grão com sulcos curvos (sc), traços de dissolução (td), trinca de percussão em “V” e sulcos lineares subparalelos (sls). B) Grão com traços de dissolução (td), partículas aderidas (pa), fratura conchoidal (fc) e trinca de	

- percussão em “V”. C) Grão com traços de dissolução (td), sulcos retos (sr), superfície de fratura (sf) e partículas aderidas (pa). D) Grão com traços de abrasão (ta), sulcos retos (sr), fratura conchoidal (fc), degraus em forma de arco (dfa) e trinca de percussão em “V” com precipitação.....115
- Figura 46 - Microtexturas referentes às amostras ITA2B (A) e ITA3 (B). A) Grão com trinca de percussão em “v”, patamares lineares (pl), placas levantadas mecanicamente (plm) com precipitação, traços de dissolução (td) e ranhura em forma de crescente (rfc). B) Grão com traços de dissolução (td), placas levantadas mecanicamente (plm), fratura conchoidal (fc), ranhura em forma de crescente (rfc) e sulco reto (sr).....117
- Figura 47 - Microtexturas referentes a amostra Areial. A) Degraus em forma de arco (dfa), trincas de percussão em “v”, traços de dissolução (td), sulco reto (sr), placas levantadas mecanicamente (plm) e sulco curvo (sc), magnificação de 500x. B) Fratura conchoidal (fc), ranhura em forma de crescente (rfc), sulco curvo (sc), sulco reto (sr), placas levantadas mecanicamente (plm) e traços de dissolução (td), magnificação de 500x.....118
- Figura 48 - Microtexturas referentes às amostras SBB1B (A) e SBB1T (B). A) Grão marcado pela presença de sulcos retos (sr), traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc) e trinca de percussão em “v”, magnificação de 750x; B) Grão com superfície de fratura (sf), partículas aderidas (pa), traços de abrasão (ta), degraus em forma de arco (dfa), sulcos curvos (sc), trincas de percussão em forma de “V” e corrosão em forma de crescente (cfc), magnificação de 500x.....120
- Figura 49 - Microtexturas referentes às amostras SBB2B (A e B), SBB2M (C) e SBB2T (D). A) Grão subanguloso com traços de dissolução (td); B) Grão arredondado com traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc), placas levantadas mecanicamente (plm) e partículas aderidas (pa); C) Grão arredondado com sulcos curvos e placas levantadas mecanicamente (plm); D) Grão subarredondado com traços de dissolução, sulcos curvos, superfície de precipitação (prec.) e ranhura em forma de crescente (rfc). Todos os grãos estão com 500 vezes de magnificação.....122
- Figura 50 - Microtexturas referentes às amostras SBB3B (A) e SBB3T (B). A) Grão subanguloso com traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc), trincas de

percussão em forma de “v” e sulcos lineares (sl), magnificação de 500x. B) Grão subarredondado com partículas aderidas (pa), placas levantadas mecanicamente (plm), sulcos retos (sr), traços de dissolução (td), superfície de fratura (sf) e sulcos lineares subparalelos (sls), magnificação de 500x.....	124
Figura 51 - Índice CIA para as amostras do ponto 1.....	128
Figura 52 - Índice CIA para as amostras dos pontos 2 e 3.....	129
Figura 53 - Índice CIA para as amostras do ponto 4.....	131
Figura 54 - Índice CIA para as amostras do ponto 5.....	132
Figura 55 - Índice CIA para as amostras do ponto 6.....	134
Figura 56 - Índice CIA para as amostras do ponto 7.....	135
Figura 57 - Diagrama binário com os resultados do Índice de Ruxton.....	136
Figura 58 - Diagrama binário com a aplicação do índice de paleoambiente.....	136
Figura 59 - Índices de proveniência: (A) relação Al_2O_3/TiO_2 ; (B) relação ZrO/TiO_2	137
Figura 60 - Localização dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara em vermelho da esquerda para a direita, e do campo de dunas de Floresta, em preto.....	138
Figura 61 - Figura 61 – A) Idades por LOE desse estudo; B) Idades por LOE dos estudos de Lyra (2017), Cabral (2014), Lira (2014) e Ferreira (2010); C) Idades por LOE em Mescolotti (2021). D) Dados de táxons de pólen presentes em Oliveira et al. (1999); E) Taxa de sedimentação do testemunho marinho GeoB 3104-1; F) Dados de espeleotemas no Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009) e G) Datação de espeleotemas na Bahia, Wang (2004), (TBV: Toca da Boa Vista e LBR: Lapa dos Brejões).....	145

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Principais trabalhos sobre dunas continentais do Brasil.....	54
Tabela 2 -	Procedimento utilizado na desagregação de sedimentos finos.....	69
Tabela 3 -	Escala de Folk e Ward (1957) para o grau de seleção.....	69
Tabela 4 -	Escala de Folk e Ward (1957) para a assimetria.....	70
Tabela 5 -	Escala de Folk e Ward (1957) para curtose.....	70
Tabela 6 -	Passo a passo para a utilização do granulômetro a laser.....	72
Tabela 7 -	Protocolo SAR com acréscimo do passo (7) utilizado para reduzir a presença de cargas indesejáveis. PH: preheat (pré-aquecimento)	77
Tabela 8 -	Relação entre os pontos de coletas e as suas respectivas amostras.....	80
Tabela 9 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 1.....	127
Tabela 10 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras dos pontos 2 e 3.....	129
Tabela 11 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 4.....	130
Tabela 12 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 5.....	132
Tabela 13 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 6.....	133
Tabela 14 -	Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 7.....	135
Tabela 15 -	Idades dos sedimentos dos campos de dunas de Itacoatiara e Surubabel pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	139

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 1.....	114
Gráfico 2 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras dos pontos 2 e 3.....	116
Gráfico 3 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 4.....	117
Gráfico 4 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 5.....	119
Gráfico 5 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 6.....	121
Gráfico 6 -	Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 7.....	123
Gráfico 7 -	Porcentagem dos principais elementos químicos presentes nas amostras analisadas.....	126

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 OBJETIVO GERAL.....	18
1.1.1 Objetivos específicos:	18
1.2 JUSTIFICATIVA	18
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	20
2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
2.2 AR CABOUÇO GEOLÓGICO	21
2.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	25
2.4 ASPECTOS PEDOLÓGICOS	28
2.5 ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	30
2.6 ASPECTOS HIDROLÓGICOS	37
2.7 COBERTURA VEGETAL.....	39
3 REFERENCIAL TEÓRICO-CONCEITUAL.....	41
3.1 CONCEITOS E CLASSIFICAÇÕES DOS CAMPOS DE DUNAS.....	41
3.2 EROSÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO EÓLICA.....	48
3.3. O QUATERNÁRIO E AS DUNAS CONTINENTAIS DO BRASIL.....	52
4 ASPECTOS METODOLÓGICOS	64
4.1 MAPEAMENTOS.....	64
4.2 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA	64
4.3 ASSINATURA GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS	65
4.4 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA	67
4.4.1 Granulometria	67
4.4.2 Morfoscopia.....	71
4.4.3 Microscopia Eletrônica De Varredura	72
4.5 GEOCRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)	74
4.6 COLETA DO MATERIAL EM CAMPO.....	76
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	80
5.1 MAPEAMENTO DE DETALHE E SEMIDETALHE.....	80
5.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E GEOCRONOLÓGICA	84
5.2.1 Análise Morfoscópica	109
5.2.2 Microscopia Eletrônica De Varredura (MEV).....	111
5.4 GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS	124
5.4 PALEOCLIMA E PALEOAMBIENTE	137

6 CONCLUSÕES.....	145
REFERÊNCIAS	147
APÊNDICE A - RESULTADO DA GRANULOMETRIA PARA AS AMOSTRAS ANALISADAS. (ITA: CAMPO DE DUNAS DE ITACOATIARA; SBB: CAMPO DE DUNAS DE SURUBABEL;AREIAL: AMOSTRA DO MANTO DE AREIA; B: AMOSTRA DA CAMADA DA BASE; M: AMOSTRA DA CAMADA INTERMEDIÁRIA E T: AMOSTRA DA CAMADA DO TOPO).....	161
APÊNDICE B - PARÂMETROS GRANULOMÉTRICOS BASEADOS EM FOLK E WARD (1957).....	162
APÊNDICE C - RESULTADO DAS ANÁLISES MORFOSCÓPICAS.....	163

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos eólicos interiores constituem objetos de estudo em diversas regiões do planeta, abrangendo várias partes do Brasil, inclusive ao longo da bacia hidrográfica do rio São Francisco. Destacam-se, nesse contexto, as investigações conduzidas por Barreto (1996), Ab'Saber (2006), Mescolotti *et al.* (2021), Mescolotti *et al.* (2023), Cabral (2014), Lira (2014), Lyra (2017) e Ferreira (2010). Apesar dos avanços nas últimas décadas em termos de precisão dos dados e extensão dos locais analisados, além do potencial desses depósitos para o estudo de reconstrução paleoclimática, este permanece um tópico subexplorado na geomorfologia.

As dunas são sensíveis a vários aspectos climáticos e ambientais, como a intensidade e a direção predominante do vento, a disponibilidade de areia, a vegetação que pode estabilizar os depósitos, e as condições climáticas que afetam a erosão e a deposição dos sedimentos. Assim, mudanças nessas variáveis podem impactar significativamente a dinâmica de formação dos depósitos eólicos e o próprio formato das dunas. Dessa maneira, o estudo dessas feições ajuda a entender as condições paleoclimáticas do local.

A área de estudo está localizada no semiárido brasileiro, no extremo norte do estado da Bahia, abrangendo o setor submédio da bacia hidrográfica do rio São Francisco. A região é dividida em dois campos de dunas: Surubabel, com aproximadamente 3,5 km², e Itacoatiara, com cerca de 22 km². As principais feições eólicas identificadas foram: dunas, lençóis de areia e rupturas de deflação (blowouts). Os depósitos eólicos analisados pertencem às unidades geomorfológicas de planície flúvio-eólica e depressão, sendo compostos por dunas parabólicas e nebkhás, tanto ativas quanto estabilizadas pela vegetação.

O lago de Itaparica, integrado à Usina Hidroelétrica Luiz Gonzaga, banha a área de estudo. Sua inundação em 1987 alterou significativamente a dinâmica fluvial local, afetando padrões de canal, volume de água e disponibilidade de sedimentos (CODEVASF, 2023). Acredita-se que a retenção de areia no lago tenha criado uma fonte nova de sedimentos para as dunas, especialmente durante períodos de seca, quando esse material se torna acessível, reativando o sistema eólico.

A gênese das dunas interiores em vários locais do país e do globo está relacionada à ocorrência de um clima árido ou semiárido, operando em escala milenar, diferentemente do clima atual. Desta forma, o estudo geomorfológico dos depósitos associados ao ambiente deposicional eólico existentes nos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara, é particularmente relevante, tendo em vista que esses materiais constituem geoarquivos capazes

de fornecer dados sobre as condições paleoclimáticas e paleoambientais vigentes durante sua formação e evolução, até a sua disposição atual na paisagem. Esse tipo de análise é fundamental para o prognóstico de cenários futuros, considerando tanto a ocorrência de ciclos climáticos recorrentes, quanto mudanças unidirecionais antropicamente condicionadas.

O presente trabalho de pesquisa busca contribuir para o entendimento da sedimentação quaternária no semiárido brasileiro, respondendo a questionamentos sobre as condições paleoclimáticas que levaram à deposição dos sedimentos eólicos na área, a partir do emprego de metodologias diversas, relacionando esses dados com os de pesquisas já existentes na escala nacional e regional.

1.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral dessa tese é analisar as condições paleoclimáticas e paleoambientais, ocorridas no transcurso do Quaternário Superior, que permitiram a deposição dos sedimentos eólicos na área de estudo, no extremo norte do estado da Bahia às margens do Rio São Francisco.

1.1.1 Objetivos específicos:

- Confeccionar os mapas de microcompartimentos geomorfológicos dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara.
- Analisar as propriedades sedimentológicas e morfológicas dos depósitos selecionados a fim de caracterizar o ambiente em que o material foi transportado, além de diferenciá-lo do ambiente fluvial presente na área;
- Obter a assinatura geoquímica dos grãos por meio da fluorescência de raios-X com o intuito de identificar o grau de intemperismo, o paleoambiente de deposição e a proveniência do material;
- Realizar a análise geocronológica a partir da datação absoluta dos sedimentos pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) do quartzo para estabelecer uma cronologia dos depósitos;

1.2 JUSTIFICATIVA

No estudo da sedimentação quaternária, os depósitos eólicos continentais representam importantes geocronômetros e marcadores ambientais que possibilitam a identificação dos controles climáticos sobre a morfogênese, inclusive para além do próprio ambiente eólico, ou seja, a partir da correlação dos achados com outros ambientes deposicionais do semiárido, como

o ambiente fluvial. Além disso, a reconstrução paleoambiental é particularmente favorecida pela aplicação da datação dos sedimentos pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), idealmente aplicável ao ambiente eólico continental do NEB. Neste predominam areias quartzosas cujo sinal luminescente é prontamente resetado a cada episódio de erosão/sedimentação em função dos altos níveis de insolação da região.

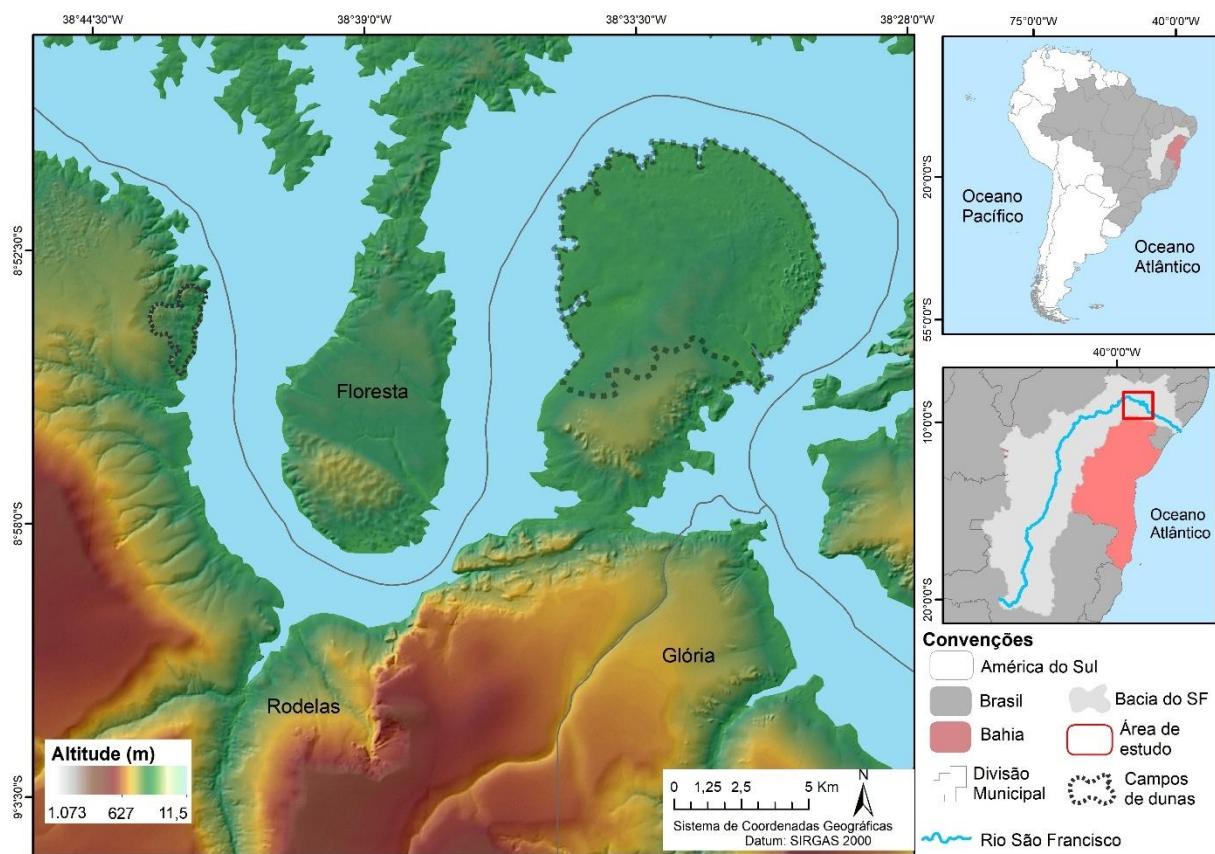
Os campos de dunas de Itacoatiara e Surubabel foram selecionados para esta pesquisa em razão de sua proximidade com outras áreas já estudadas ao longo da bacia do rio São Francisco. Entre elas destacam-se o campo de dunas de Floresta (PE), situado na margem oposta do rio, a aproximadamente 10 km de distância; as paleodunas de Petrolina (PE), localizadas a cerca de 230 km; e os extensos depósitos de dunas dos municípios de Barra, Xique-Xique e Pilão Arcado (BA), situados a cerca de 500 km da área analisada neste estudo. Ademais, é importante ressaltar que os depósitos eólicos supracitados não foram previamente abordados por outros pesquisadores no que concerne à compreensão de sua morfogênese e morfodinâmica. Dessa forma, este estudo apresenta uma característica inédita em relação ao local escolhido.

2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Na região do semiárido brasileiro, conforme mencionado anteriormente, especificamente no setor sub-médio da bacia hidrográfica do Rio São Francisco às margens do lado de Itaparica, ocorrem depósitos eólicos na forma de dunas nebkhas e parabólicas, ativas e estabilizadas pela vegetação, além de lençóis de areia (Figura 1). As dunas estão orientadas na direção SE-NO e localizam-se sob a unidade de relevo de planície fluvio-eólica – como caracterizaremos mais adiante - sendo divididas em dois campos dunares, Surubabel e Itacoatiara, com uma área de 3,5 km² e 22 km², respectivamente.

Figura 1 - Mapa de localização da área em estudo, destaque para os campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara.



Fonte: A autora (2023).

A montante da área estudada, foram identificados mais três locais com deposição eólica, esses pontos são independentes entre si e apresentam dimensões consideravelmente menores do que as áreas analisadas. Os sítios dunares são Porto da Missão, no município de Chorrochó, além de Outeiro e Jacó, ambos no município de Rodelas. Esses ambientes foram estudados por Etchervane (1992) com o intuito de aprofundar o conhecimento a respeito dos grupos pré-coloniais que ali habitaram.

Outros depósitos eólicos ocorrem nos setores médio e submédio da bacia hidrográfica do São Francisco, estes estão localizados nos municípios de Xique-Xique, Barra e Pilão Arcado, no estado da Bahia (Barreto, 1996; Mescolotti *et al.*, 2021 e Mescolotti *et al.*, 2023), e, em Petrolina e Floresta, no estado de Pernambuco (Ferreira, 2010; Lira, 2014; Cabral, 2014). Nesses locais, os sedimentos da planície e dos terraços do rio SF foram atribuídos como área fonte dos depósitos. As datações realizadas pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) indicam deposição eólica desde pelo menos 253.8 ± 19 ka, correspondendo ao Pleistoceno Médio, até o presente. A deposição não se deu de maneira contínua e os campos passaram por fases de ativação e estabilização (Mescolotti *et al.*, 2023 e Cabral, 2014).

2.2 AR CABOUÇO GEOLÓGICO

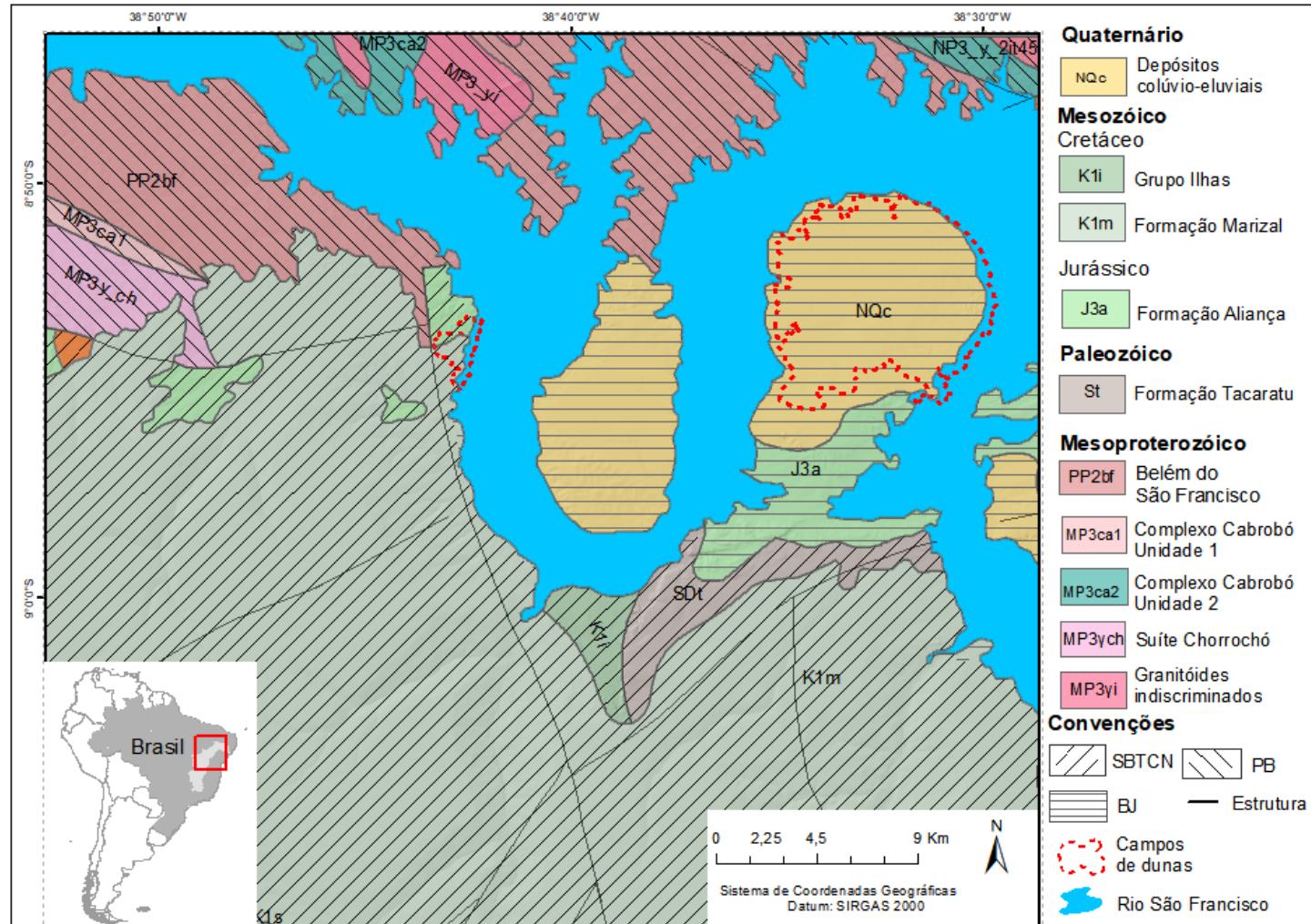
O arcabouço geológico da área em estudo abrange em maior parte duas bacias sedimentares, a bacia Tucano e a bacia Jatobá, inserida na bacia Tucano está a sub-bacia Tucano-Norte que engloba os setores centro e sul da área em análise. A bacia Jatobá compreende a porção nordeste do recorte em estudo, enquanto o setor noroeste é composto por rochas cristalinas do Terreno Pernambuco-Alagoas pertencentes à Província Borborema (PB) (Figura 2). A sub-bacia Tucano Norte tem como embasamento as rochas do terreno Canindé-Marrancó e da Faixa de Dobramentos Sergipana (ou Faixa sergipana), enquanto a bacia Jatobá instalou-se sobre o Terreno Pernambuco-Alagoas (IBGE, 2020; Souza *et al.*, 2003; Kosin, 2009).

As bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá podem ser chamadas de riftes abortados ou aulacógenos e têm a sua formação ligada à fragmentação do continente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico. Abrangem principalmente os estados de Pernambuco, Bahia e Sergipe. O seu embasamento é diversificado e está constituído por rochas que datam do arqueano ao neoproterozoico. A sedimentação ao longo das bacias ocorreu de maneiras distintas, as sub-bacias Tucano Sul e Central e a bacia Recôncavo sofreram influência do arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco (CSF) e por isso nesse setor prevalecem os sedimentos argilosos. Já a sub-bacia Tucano Norte e a bacia Jatobá tiveram como área fonte os terrenos da PB e consequentemente o predomínio da sedimentação arenosa (Kosin, 2009; Silva *et al.*, 2003).

A bacia Tucano apresenta orientação geral N-S e está dividida nas sub-bacias Tucano Sul, Central e Norte por zonas de transferência. De maneira geral, a bacia é controlada pelo arranjo do ramo intracontinental do Cinturão Bahia Oriental da Província São Francisco. O alto do São Francisco separa a bacia Tucano da bacia Jatobá. Essa última, possui como direção-geral o

sentido E-W, está localizada imediatamente abaixo do Lineamento Pernambuco, sendo controlada por zonas de cisalhamento transcorrentes (Kosin, 2009; Silva *et al.*, 2003).

Figura 2 – Mapa geológico com a delimitação da área de estudo. Obs.: SBT-CN: sub-bacia Tucano Norte; PB: Província Borborema e BJ: Bacia Jatobá.



Fonte: Adaptado de Kosin *et al.* (2004)

A evolução tectônica da área em estudo está relacionada aos estágios de sinéclise, pré-rifte, rifte e pós-rifte que ocorreram entre o Paleozóico e o Mesozóico e afetaram a sub-bacia Tucano Norte (SBTCN) e a bacia Jatobá (BJ). Durante a sinéclise paleozóica (Siluriano-Permiano) ocorreu a deposição do Grupo Jatobá representado na área pela Formação Tacaratu com o predomínio de rochas como o arenito fino a conglomerático, conglomerado e folhelho. A deposição desses sedimentos ocorreu em ambiente fluvial, a princípio relacionado a leques aluviais com consequente retrabalhamento eólico. No decorrer da fase pré-rifte (Jurássico) a lenta subsidência regional e o afinamento crustal possibilitaram a deposição dos sedimentos do Grupo Brotas que ocorreu em ambiente flúvio-eólico e lacustre. Essa sequência está retratada tanto na SBTCN quanto na BJ pela Formação Aliança onde ocorre arenito fino a conglomerático e folhelho com intercalações de calcilulito, arenito e conglomerado (Souza *et al.*, 2003).

Ao longo do estágio sin-rifte (Cretáceo Inferior) houve a progressão da subsidência local com a constituição das bacias de rifte que abortaram no estágio de grábens juvenis assimétricos. Ocorreu também a implementação de um ambiente lacustre seguido pela formação de planícies e frentes deltaicas. Nesse contexto, houve a deposição dos sedimentos do Grupo Ilhas que são compostos por folhelho e arenito intercalados, marga, arenito calcífero, folhelho carbonoso, siltito e calcilutito. Por fim, durante o estágio pós-rifte, também no Cretáceo, além da lenta subsidência regional e da deposição de estratos tabulares e sub-horizontais, desenvolveu-se a fase erosional das bacias supracitadas com a deposição da formação Marizal em ambiente de leques aluviais. Nessa formação ocorrem rochas como conglomerado, arenito, folhelho, siltito, calcário e silexito. A unidade NQc (Figura 02) representa a deposição mais recente que ocorreu ao longo do Terciário e do Quaternário. Esse material é constituído de areia, areia-argilosa e cascalho e está representado por meio dos depósitos colúvio-eluviais e eólicos (Souza *et al.*, 2003).

O extremo noroeste da área de estudo abrange também a Província Borborema (PB) que tem como limite ao norte e a leste as coberturas cenozoicas costeiras e a bacia de Margem Continental, a oeste a Bacia do Parnaíba e ao sul o Cráton do São Francisco. A sua definição como província estrutural é originária do artigo de Almeida *et al.* (1977), sendo mais adiante revista e acrescida a partir da noção de colagem de vários fragmentos de terrenos mais antigos, por vezes arqueanos, separados por orógenos acrescionais (faixas de dobramentos) meso- e neo-proterozóicos; sendo a área intensamente afetada pelo plutonismo decorrente da Orogenese Brasiliana (900-600 Ma) (Brito Neves, 2020).

Na área de estudo a PB é representada pela unidade do Terreno Pernambuco-Alagoas, formada pelos complexos geológicos Cabrobó unidades 1 e 2, Belém do São Francisco e pelos Granitoides Sintectônicos que incluem a suíte Chorrochó e os Granitoides Indiscriminados. O complexo Belém do São Francisco é constituído por biotita ortognaisses tonalíticos/granodioríticos leucocráticos normalmente migmatizado, migmatitos contendo mesossoma quartzodiorítico/tonalítico, além de vestígios de rochas supracrustais (Souza *et al.*, 2003).

Já os Complexos Cabrobó unidades 1 e 2 apresentam biotita, muscovita xisto/gnaisses, com ocorrências esporádicas de migmatitos contendo níveis de metaultramafito. Nesses complexos também são observados leucognaisse, metagrauvaca, quartzito, anfibolítico, rochas calcissilicáticas e mármores. A suíte Chorrochó é composta por biotita e/ou hornblenda ortognaisse quartzomonzodiorítico a granítico, porfioclástico, localmente milonítico e metaluminoso. Enquanto os granitóides indiscriminados são compostos por uma variedade de ortognaisses de diferentes tipos (Souza *et al.*, 2003).

2.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A fim de caracterizar as formas de relevo presentes na região em estudo foi confeccionado o mapa de unidades geomorfológicas da área na escala de 1:200.000. Nesse sentido, três unidades geomorfológicas foram reconhecidas: a planície flúvio-eólica (Pfe), a depressão, que está subdividida entre a depressão do médio-baixo São Francisco e a depressão de Floresta e o tabuleiro (Figura 3). A classificação obtida reflete relevos com fisionomias heterogêneas em seus diversos tipos de modelados e processos originários.

Na área em estudo, a planície flúvio-eólica corresponde a um modelado de acumulação, que se encontra a uma altitude que varia entre 300 e 320 m. A sua extensão foi afetada pela formação do lago de Itaparica, em 1987, que submergiu as unidades de terraço e paleoplanície, com as eventuais coberturas eólicas associadas (Figura 4A) (IBGE, 2006). Atualmente, nos momentos de menor vazão do Rio São Francisco, correspondentes às fases de seca, a extensão dessa unidade tende a aumentar pelo crescimento da área emersa de depósitos arenosos, ofertando mais material para o transporte e a deposição eólica. Supõe-se que no passado recente, antes da construção do reservatório, a extensão da planície era maior, disponibilizando mais aporte de material para formação e desenvolvimento dos campos de dunas.

A unidade de depressão interplanáltica, corresponde à ecorregião da depressão sertaneja meridional (EMBRAPA, 2000). Na margem baiana a depressão está limitada pelos tabuleiros

ao sul e pela planície flúvio-eólica ao norte. Já no lado pernambucano a unidade de depressão limita-se à leste com os tabuleiros e ao norte com uma faixa de planície onde está localizada o campo de dunas de Floresta.

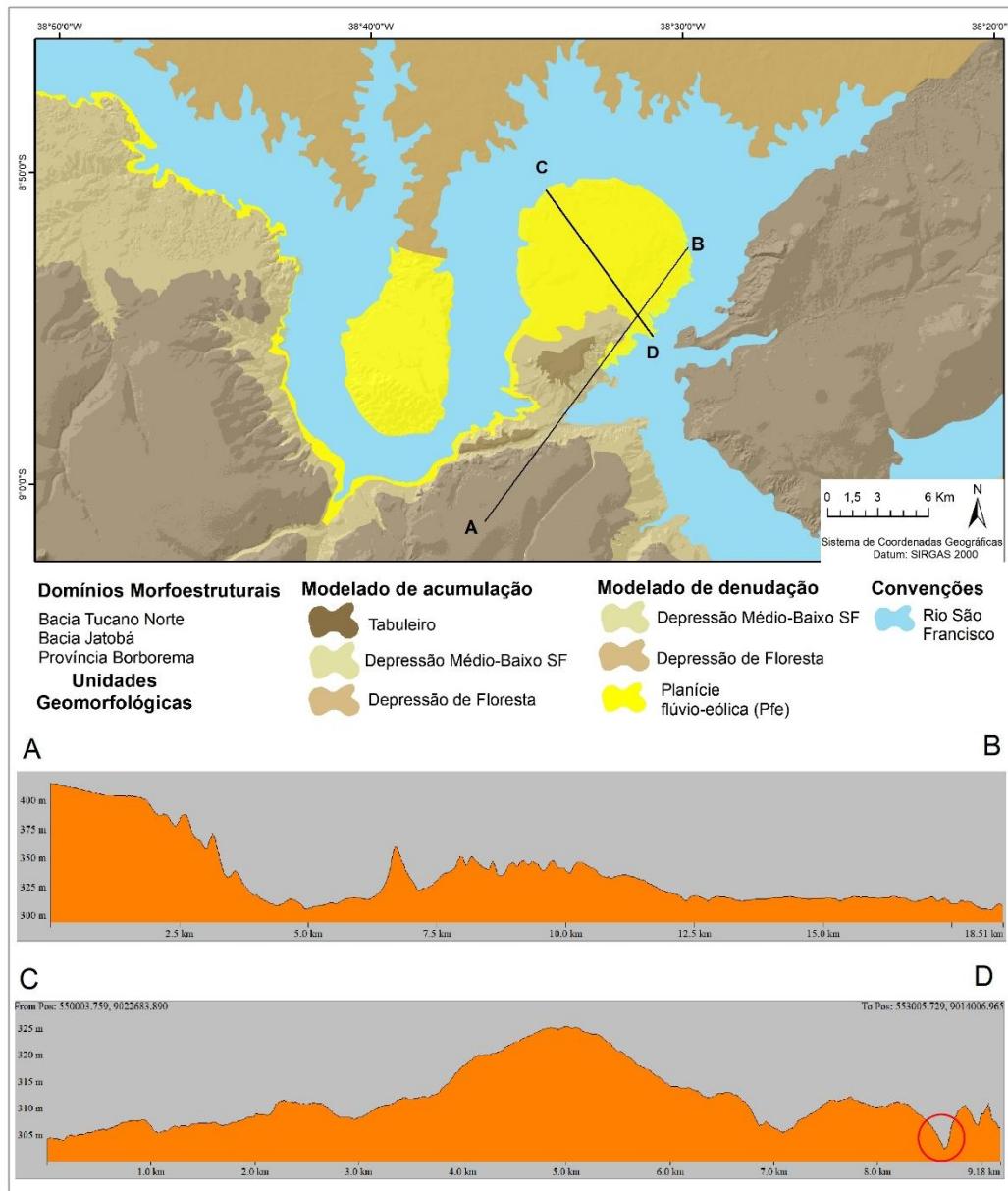
A unidade de depressão do médio-baixo São Francisco apresenta relevo ondulado com altitude média de 350 m sendo composta por rochas de classes distintas, por situar-se na interseção entre a Província Borborema e a sub-bacia Tucano Norte, conforme demonstrado no mapa geológico da área. Já a depressão de Floresta exibe morfologia rebaixada com rampas suaves e morros testemunhos, apresenta uma altitude que varia entre 310 m e 400 m, sendo composta pelas rochas sedimentares da Bacia Jatobá (IBGE, 2006; Ferreira, 2013). Na região, apesar de se tratar de um modelado de denudação, a depressão funciona como área receptora dos sedimentos erodidos dos tabuleiros e em paralelo sofre o processo erosivo com a remoção dos sedimentos para a área de planície e/ou paleoplanícies (Figura 4B).

Por outro lado, os tabuleiros recobrem a maior parte da área de estudo e possuem uma altitude média de 450 m, estando representados, segundo a classificação do IBGE (2006), pela unidade dos tabuleiros de Toná/Jatobá, estruturados nas rochas sedimentares da Formação Marizal (Figura 4C).

No perfil topográfico A-B (Figura 3), observa-se no extremo sudoeste o topo relativamente plano do tabuleiro, seguido por encostas dissecadas e pelo rebaixamento das mesmas devido à erosão, além de uma incisão possivelmente gerada pela atuação de um antigo canal abandonado. A parte central do perfil está marcada pela depressão e seu relevo ondulado, seguida pela planície flúvio-eólica com relevo mais rebaixado marcado pela sucessão de depósitos eólicos. Observou-se in loco que os tops dos tabuleiros possuem afloramentos de blocos rochosos fraturados, e as encostas mais dissecadas possuem recobrimento por manto de intemperismo.

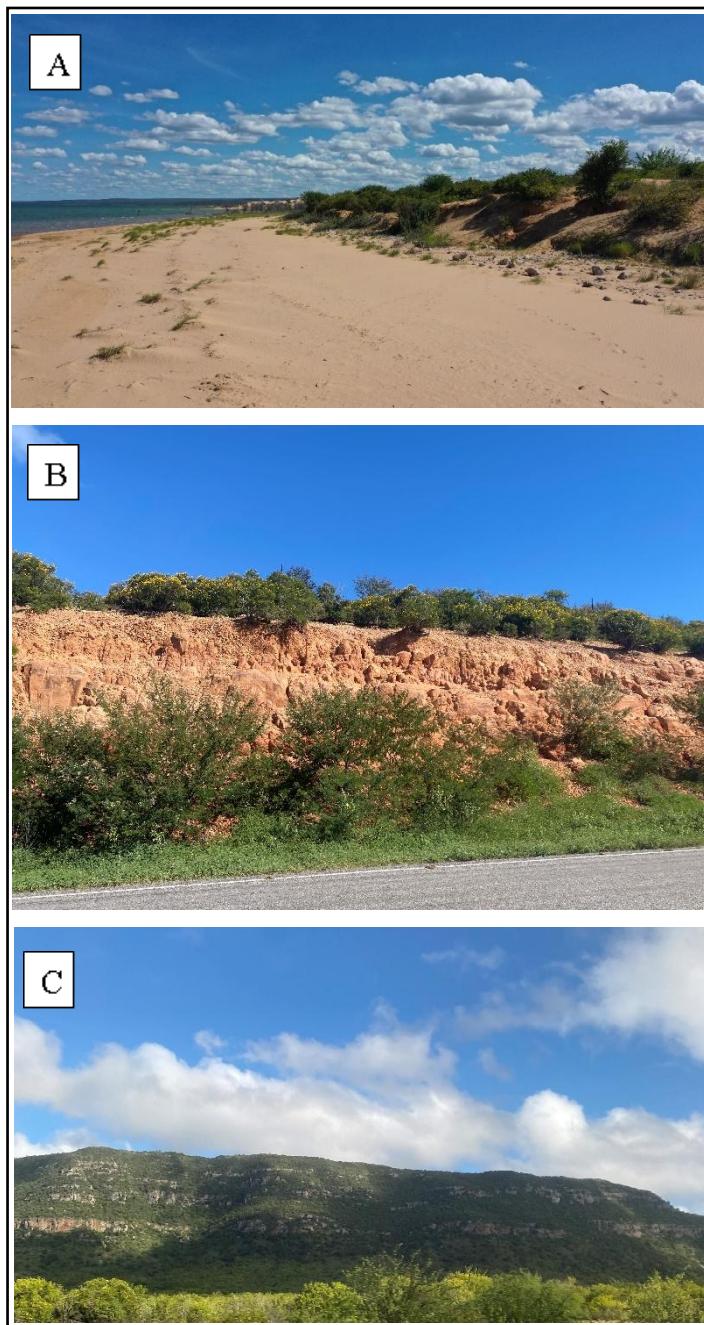
No perfil topográfico C-D (Figura 3) que abrange a unidade de planície-flúvio eólica, percebe-se ao menos três ciclos de deposição do material, no setor noroeste estão as dunas mais rebaixadas com morfologia dissipada, enquanto o setor central é constituído por dunas mais recentes com comprimentos maiores e morfologia parcialmente conservada sobretudo devido à vegetação. No setor sudeste estão as dunas ativas ligadas ao ciclo mais recente de deposição. O círculo em vermelho corresponde a uma ruptura de deflação (blowout).

Figura 3 - Mapa de unidades geomorfológicas da área em estudo. (Escala 1:200 000).



Fonte: A autora (2024).

Figura 4 – Unidades geomorfológicas: A) Planície flúvio-eólica; B) Depressão e C) Tabuleiro.



Fonte: A autora (2023).

2.4 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

Na área em estudo predominam os Neossolos Quartzarênicos Órticos (RQo1) oriundos dos arenitos existentes na região, que estão presentes principalmente na unidade de relevo dos tabuleiros, mas também ocorre na depressão do médio-baixo São Francisco e na planície (Figura 5). Os nesossolos quartzarênicos possuem textura arenosa em todos os horizontes, são pouco desenvolvidos, são quartzosos e na sua composição predominam os minerais mais resistentes ao intemperismo. Além disso, o horizonte A dessa classe de solos normalmente

apresenta cores mais tingidas pela matéria orgânica ou mais amareladas e avermelhadas devido à presença de óxidos de ferro. Enquanto o horizonte C possui cores variadas (Santos *et al.*, 2023; Santos *et al.*, 2018).

No setor noroeste do recorte em análise, na área de contato entre o embasamento cristalino e as rochas sedimentares, encontra-se uma mancha de Planossolo Nátrico Órtico associado ao Planossolo Háplico Eutrófico (SNo1) sob a unidade de relevo da depressão do médio-baixo São Francisco (Figura 5). In loco, Lima *et al.* (2014), observaram que parte do planossolo está situado em pedimentos funcionais com topos convexos, conservados na paisagem devido à resistência do material. O planossolo é caracterizado pela drenagem imperfeita e pela existência de um horizonte B com elevado teor de argila, o que dificulta a penetração de água. Os planossolos nátricos apresentam caráter sódico, enquanto os háplicos não se encaixam nessa característica. Já a subclasse eutrófico, presente no planossolo háplico eutrófico, indica maior fertilidade do solo devido a elevada saturação por base em grande parte do horizonte B (Santos *et al.*, 2018; Ronquim, 2010).

Ainda no local de estudo, no setor nordeste, ocorre uma pequena faixa de planossolo háplico eutrófico associado ao neossolo litólico eutrófico e ao luvissolo crômico órtico (SXe14), esse grupamento de solos também está localizado sob a unidade de relevo da depressão do médio-baixo São Francisco. No geral, os neossolos litólicos apresentam contato lítico ou lítico fragmentado entre os 50 cm abaixo da superfície e horizonte B em início de formação. Enquanto os luvissolos crônicos possuem horizonte B textural com mobilização de argila para o horizonte subsuperficial.

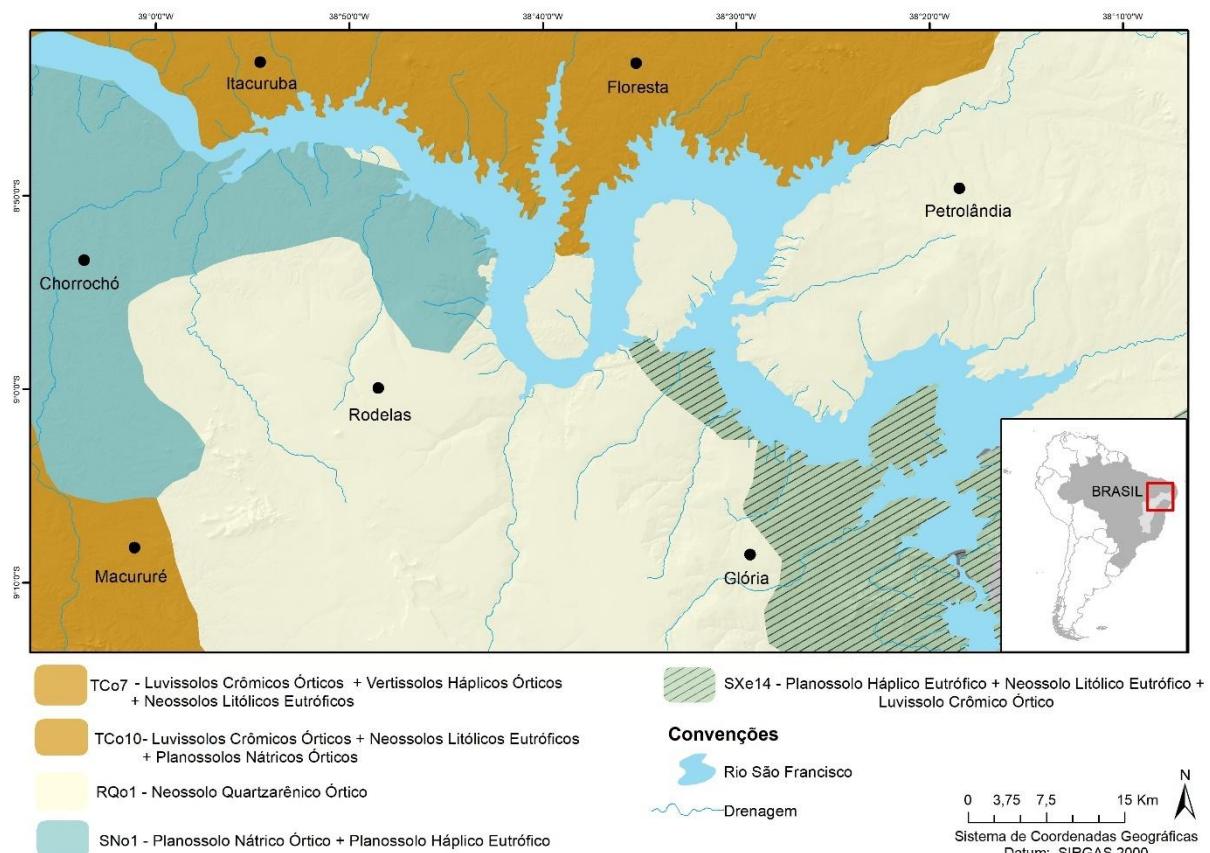
A sudeste dos campos de dunas, encontra-se uma faixa composta por luvissolo crômico órtico associado ao vertissolo háplico órtico e ao neossolo litólico eutrófico (TCo7), esse grupamento de solos está localizado na unidade de relevo correspondente aos tabuleiros. Já ao longo da margem pernambucana do rio São Francisco, ocorre uma mancha de luvissolo crômico órtico em associação com neossolo litólico eutrófico e planossolo nátrico órtico (TCo10), abrangendo as unidades de relevo de planície, depressão e tabuleiro (IBGE, 2006).

Os luvissolos são solos pouco profundos, não hidromórficos, com drenagem que varia de imperfeita a boa, e apresentam a sequência de horizontes A, Bt e C. O horizonte B textural caracteriza-se por argila de atividade alta e elevada saturação por bases. O caráter crômico do luvissolo crômico órtico está relacionado à sua formação sob condições climáticas quentes e secas (Santos e Zaroni, 2021).

Os vertissolos, por sua vez, exibem horizonte várzea e uma baixa variação textural. Apresentam drenagem que varia de imperfeita a deficiente, além de consistência plástica devido

à presença de argila expansiva. Esses solos desenvolvem fendas verticais durante o período seco e aumentam de volume com a elevação do teor de água (Santos *et al.*, 2018). As características do neossolo litólico eutrófico e do planossolo nátrico órtico já foram previamente descritas.

Figura 5 - Mapa das unidades pedológicas da área de estudo.



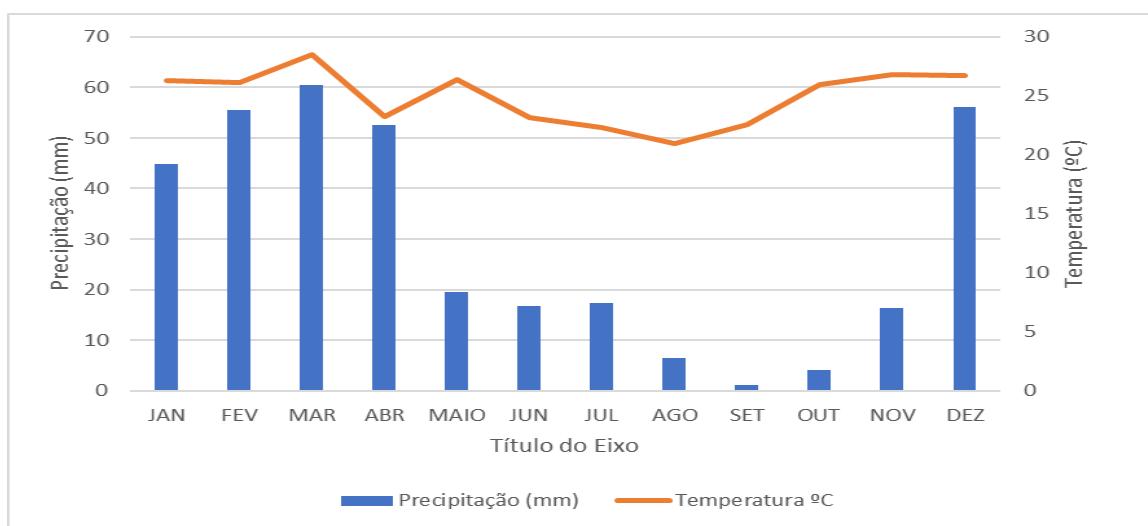
Fonte: Adaptado de Santos *et al.* (2023).

2.5 ASPECTOS CLIMÁTICOS

A circulação atmosférica do globo terrestre é impulsionada pela diferença de radiação solar que incide sobre a superfície. Assim, devido a maior quantidade de radiação solar recebida as massas de ar da região do Equador tendem a ter um movimento ascendente, gerando uma área de baixa pressão na superfície. Esse ar quente desloca-se em direção aos trópicos e tendem a descer na região dos 30° de latitude, nos hemisférios Norte e Sul, ocasionando uma zona de alta pressão, denominada célula de Hadley. Enquanto, o sentido de movimento rotacional das massas de ar é ocasionado pela força de Coriolis. Por fim, a dinâmica de circulação atmosférica terrestre é afetada pelas interações da circulação dos ventos com os oceanos, pela existência de terras emersas e pelas turbulências atmosféricas (Teixeira *et al.*, 2009).

O clima da área estudada, assim como o de boa parte do semiárido nordestino, está classificado como *Bshw'*, seguindo a classificação climática de Köppen. Esse clima é caracterizado por apresentar elevadas temperaturas, altos índices de evaporação, baixos índices de precipitação média anual e escassez de chuvas com distribuição irregular ao longo do ano (Alvares et al., 2014). A precipitação média anual do município de Rodelas, onde estão localizados os campos de dunas, entre os anos de 2009 e 2021, foi de 351 mm e os maiores acumulados de chuva ocorreram entre os meses de dezembro e abril, abrangendo boa parte do verão. Enquanto a temperatura média anual para o mesmo período foi de 24, 94 °C, as temperaturas mais elevadas sucederam-se durante o verão e as menores durante o inverno (Figura 6) (INMET, 2023).

Figura 6 - Climograma com precipitação média e temperatura média, para cada mês do ano, correspondente ao período entre 2009 e 2021.



Fonte: Estação meteorológica de Floresta, Pernambuco (INMET, 2023).

Na atualidade, os mecanismos atmosféricos sinóticos e regionais que contribuem para a precipitação na área de estudo, são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Vórtices Ciclônicos de Alto Níveis (VCANs), os Complexos Convectivos de Mesoscala (CCMs), os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) e as Frentes Fria (FFs).

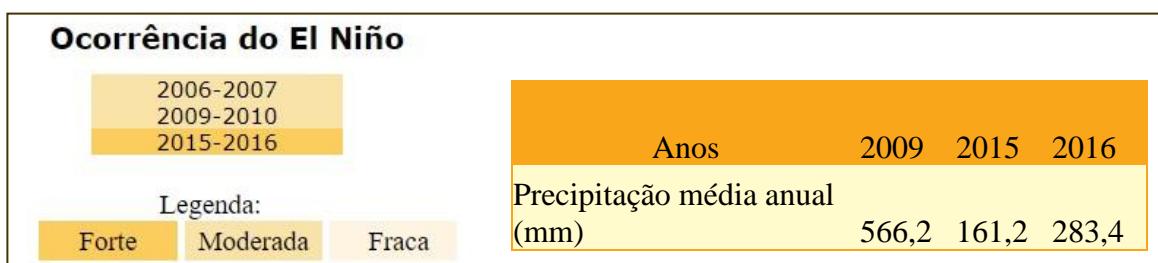
De uma maneira sucinta, pode-se dizer que a ZCIT é composta por uma banda de nuvens localizada próximo a linha do equador, na zona de baixa latitude, onde ocorre o encontro dos ventos alísios de sudeste e nordeste, formando uma ascendência de massas de ar de caráter úmido. A ZCIT possui caráter móvel e durante a sua oscilação ao sul da linha do Equador, podendo chegar até 4° S, é responsável por transportar massas úmidas que provocam precipitação em parte da região Nordeste, principalmente em seu setor setentrional. A oscilação

sul da ZCIT dá-se entre os meses de fevereiro e abril. Enquanto a sua migração para o norte, chegando até 14° N, ocorre entre os meses de agosto e outubro. O deslocamento da ZCIT é controlado pela Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico, nos anos em que a temperatura do Oceano Atlântico próximo a costa do NE está mais elevada, ocorre a penetração desse mecanismo para as latitudes mais ao sul do que a média habitual, atingindo 5° S (Mendonça e Dani Oliveira, 2007; Ferreira e Mello, 2005; Corrêa *et al.*, 2019).

A fase negativa do Dipolo do Atlântico, representa uma variação do Dipolo de TSM, e ocorre quando na bacia do Atlântico Norte a anomalia é negativa (água mais frias) e positiva na bacia do Atlântico Sul (água mais quentes), favorecendo o direcionamento da ZCIT para o Nordeste do Brasil (NEB) e resultando em maiores acumulados de precipitação para esta região (Monteiro, 2022; Nobrega, Santiago e Soares, 2016).

O mecanismo da ZCIT também sofre influência da ação de um fenômeno atmosférico-oceânico externo, o El Niño de Oscilação Sul (ENOS), que modifica a dinâmica global de transferência de umidade, temperatura e precipitação. Durante a atuação da fase El Niño, quando as temperaturas do Oceano Pacífico Equatorial estão mais altas do que a média histórica traçada, o NEB passa por momentos de secas mais prolongadas, principalmente entre os meses de dezembro e fevereiro. Por outro lado, a diminuição da temperatura do Oceano Pacífico Equatorial durante a fase La Niña, resulta em acumulados maiores de precipitação para a mesma região e durante o mesmo período do ano. (Ferreira e Mello, 2005; INPE, 2023). Na figura abaixo (Figura 7), pode-se verificar que nos anos de forte atuação da fase El Niño, 2015 e 2016, a precipitação média anual da área em estudo foi consideravelmente menor se comparada com um ano de fraca atuação do mesmo fenômeno, como ocorreu em 2009.

Figura 7 - Anos de ocorrência do fenômeno El Niño e a precipitação média anual do município de Floresta, Pernambuco.



Fonte: Dados de precipitação: Adaptado de INMET, 2023. Dados de ocorrência do El Niño: Adaptado de INPE, 2023.

Por fim, a ZCIT possui maior influência nas precipitações da área em estudo quando ocorre associada a outros sistemas sinóticos como os Vórtices Ciclônicos de Alto Níveis (VCANs) e

os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs), conforme será explanado a seguir (Melo *et al.*, 2002; Ferreira e Mello, 2005).

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) são originados no Oceano Atlântico e deslocam-se no sentido leste-oeste em direção ao continente e vice-versa. Em seu núcleo ocorre o movimento de subsidênci a do ar que inibe a nebulosidade. Por outro lado, em sua periferia verifica-se o movimento ascendente que promove a formação de nuvens causadoras de precipitação. A atuação do VCAN acontece entre os meses de novembro e março, com maior intensidade entre janeiro e fevereiro. O seu formato é semelhante ao de uma vírgula invertida que gira em sentido horário, a precipitação associada a esse sistema ocorre na região NEB principalmente quando o centro do vórtice está localizado sobre o Oceano Atlântico (Monteiro, 2022).

A formação desse sistema parece estar relacionada à intensificação da crista associada a circulação da Alta da Bolívia (AB) e ao avanço das Frentes Fria (FF), tal intensificação ocasionaria um efeito de liquidez em torno do Cavado em Alto Nível (CAN) presente na região, reforçando-o e fazendo com que o mesmo passe a ter uma circulação fechada que resulta na formação do VCAN (Monteiro, 2022; Ferreira *et al.*, 2009).

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) são ondas que possuem sua gênese na zona tropical da Terra e se deslocam no sentido leste-oeste, da costa oeste do continente Africano em direção a costa leste da América do Sul, junto com os ventos alísios. Esse mecanismo é responsável por levar acumulados de chuva para o NEB, alcançando desde a Zona da Mata do Recôncavo Baiano até o litoral do Rio Grande do Norte, apesar das taxas de precipitação serem mais significativas nas áreas próximas à costa do NEB, os acumulados de chuva também atingem a região semiárida. O período de atuação das ondas de leste é de aproximadamente seis até oitos dias entre os meses de março e agosto. A origem desse mecanismo de acordo com o estudo de Gomes (2012) está relacionada com a nebulosidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), das Frentes Fria (FF) e de conglomerados convectivos da costa oeste da África. (Ferreira e Mello, 2005; Monteiro, 2022).

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) são conglomerados de nuvens, principalmente do tipo cúmulos-nimbos, que atuam na região NEB e são responsáveis por desencadear chuvas de alta intensidade e de curta duração com o tempo médio de 16 horas (Monteiro, 2022; Silva Dias *et al.*, 2009). Os CCMs normalmente ocorrem durante os meses de

primavera e verão a partir de condições locais favoráveis como temperatura, pressão e relevo (Ferreira e Mello, 2005). Algumas condições foram estabelecidas por Maddox (1980) para a caracterização de um CCM. Assim, o mecanismo deve apresentar um formato circular com excentricidade maior\igual a 0,7 em um momento de extensão máxima, temperatura menor do que 32 °C e o tempo de duração deve ser superior a seis horas, com um tamanho médio de 100 000 km².

As Frentes Frias (FF) são bandas de nuvens originadas na zona de encontro entre uma massa de quente (menos densa) com uma massa de ar frio (mais densa). A massa de ar frio penetra por baixo da massa de ar quente, fazendo com que o ar quente e úmido suba, formando nuvens e gerando a precipitação. O período de atuação desse mecanismo ocorre entre os meses de novembro e janeiro. As FFs afetam a região Amazônica e a região NE, principalmente no centro-sul da Bahia e no litoral leste adjacente, durante a sua posição mais ao norte, as FFs também influenciam nas taxas de precipitação do semiárido nordestino chegando até a área de estudo (Ferreira e Mello, 2005; Monteiro, 2022).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é outro fenômeno que também pode ocasionar precipitações na região NE. A ZCAS trata-se de uma banda de nebulosidade convectiva com orientação noroeste-sudeste que abrange desde a região amazônica até o sudeste do país, sendo responsável por levar umidade e consequentemente precipitação para essas áreas. Sua atuação ocorre majoritariamente entre os meses de dezembro e fevereiro. A ZCAS também pode aparecer associada a outros sistemas como a Alta da Bolívia (AB), os VCANS e as Frentes Frias (FFs) formando um corredor de umidade que corta o país conforme demonstrado por Monteiro (2022). O autor afirma ainda que ocorrem variações de posicionamento desse sistema que o redireciona para a região NE, sobretudo para o seu setor centro-meridional, ocasionando acumulados de chuva no semiárido baiano e em outras partes do mesmo.

Ferreira *et al.* (2009) estabelecem uma relação entre o comportamento da ZCAS em anos de eventos El Niño e La Niña, durante o intervalo de 1980 a 2000, especificamente nos meses do verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro). Os dados evidenciam que nos anos de La Niña (LN), há uma atuação mais efetiva da ZCIT em conjunto com a ZCAS, com atividade convectiva mais intensa sobre o continente Sul-Americano. Em contraste, nos anos de El Niño (EN), observa-se uma maior atividade convectiva sobre o Oceano Atlântico Sudoeste em comparação aos anos de La Niña.

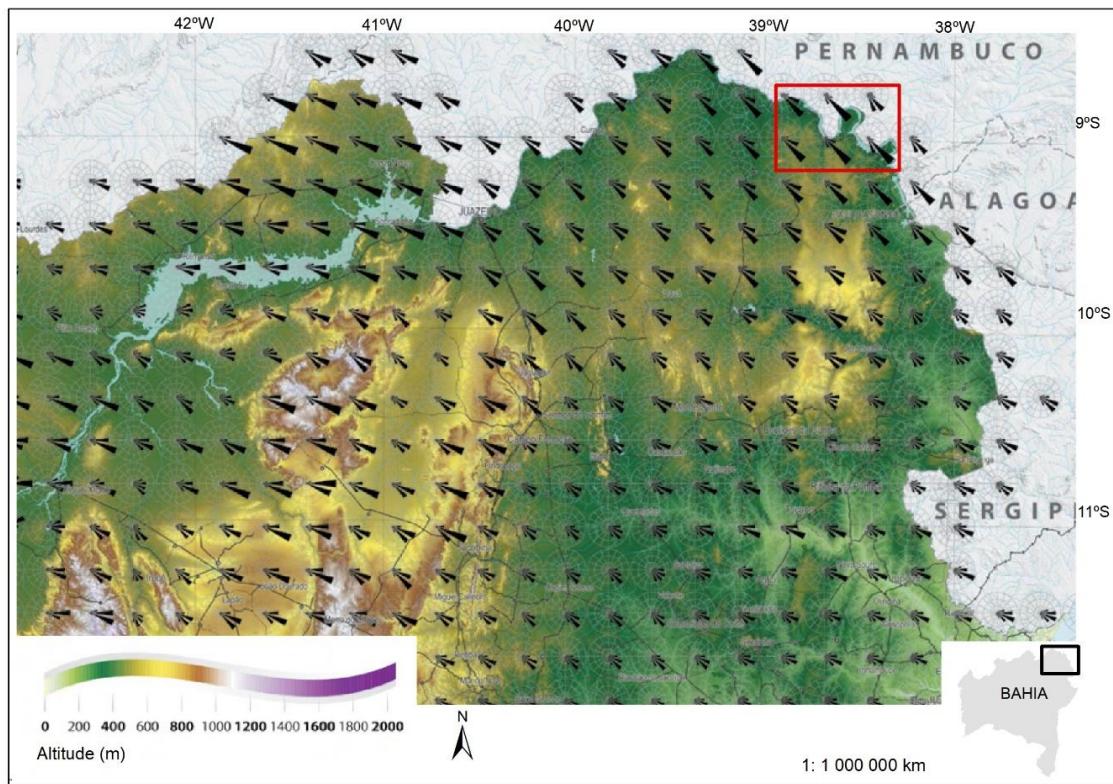
Dessa maneira, pode-se afirmar que diversos fenômenos atmosféricos são responsáveis por provocar precipitação na área de estudo e estes podem atuar de maneira integrada potencializando os acumulados de chuva. As teleconexões também desempenham um papel importante, tanto na distribuição da precipitação média anual, como na própria atuação dos sistemas citados, modificando padrões existentes e exercendo um papel fundamental na dinâmica de deposição dos sedimentos eólicos.

Com base nas considerações apresentadas, é perceptível que a atuação dos mecanismos atmosféricos na contemporaneidade expõe a configuração de um ambiente semiárido no município de Rodelas. Entretanto, postula-se que condições climáticas mais austeras possam ter desencadeado a deposição dos sedimentos eólicos na região durante o Quaternário Superior, conforme indicam estudos realizados no médio e submédio São Francisco (Cabral, 2014; Ferreira *et al.*, 2013; Barreto, 1996). Contudo, os mecanismos atmosféricos vigentes desempenham um papel crucial na dinâmica evolutiva do sistema eólico, em conjunto com a atuação antrópica na área.

A diferença do gradiente de pressão entre as regiões do planeta gera os ventos alísios que tendem a convergir nas proximidades da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), no hemisfério Sul os ventos alísios são oriundos de sudeste (Teixeira *et al.*, 2009). A atuação desses ventos foi crucial na formação dos depósitos eólicos interiores da região Nordeste (Ferreira, 2010; Cabral, 2014; Mescolotti *et al.*, 2023), constituindo a direção de vento predominante na área em estudo (Figura 8).

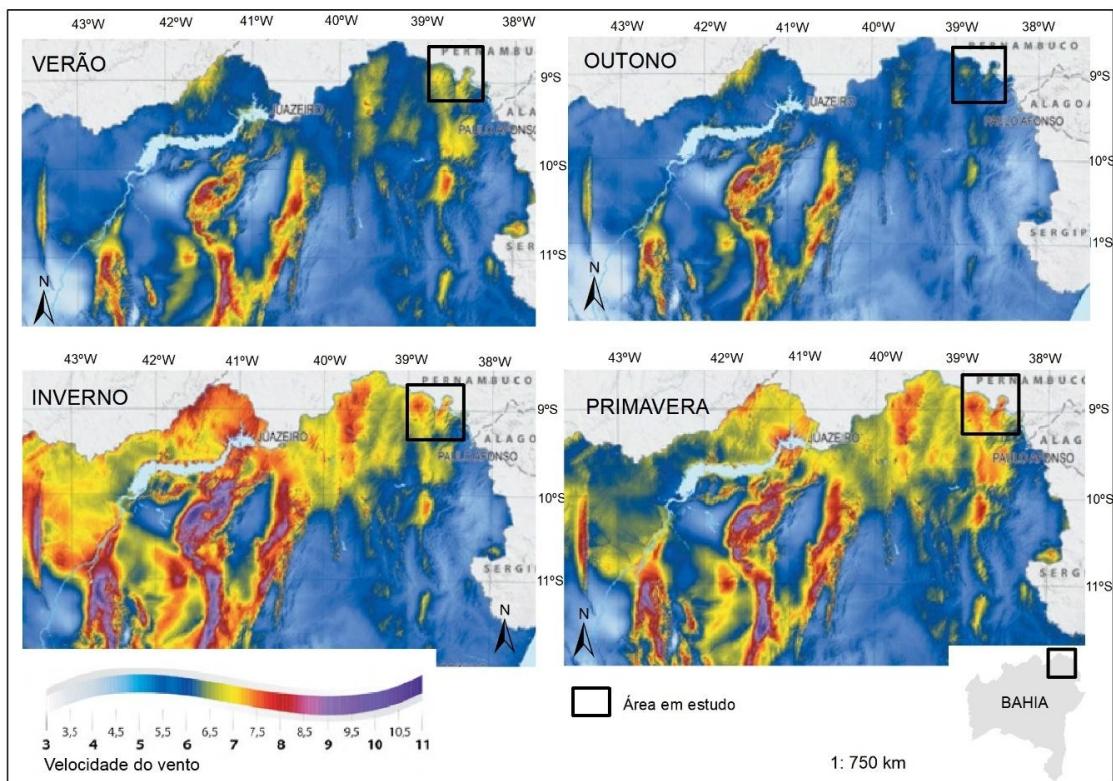
A velocidade máxima do vento em Rodelas, conforme a série histórica baseada nos dados de velocidade máxima mensal fornecidos pelo INMET na estação meteorológica de Floresta, Pernambuco, de novembro de 2008 a agosto de 2021, atingiu 10,3 m/s. A média mensal de velocidade, no período de 2009 a 2021, foi de 4,005 m/s. A figura abaixo (Figura 9), ilustra que a velocidade do vento na região alcança os 8 m/s durante as estações secas, primavera e inverno, caracterizando ventos fortes capazes de transportar sedimentos com aproximadamente 0,750 mm de diâmetro (Santos *et al.*, 2013; INMET, 2023; Teixeira *et al.*, 2009).

Figura 8 - Recorte do mapa das rosas dos ventos anuais do estado da Bahia com sobreposição do relevo sombreado. O mapa considera as frequências e as direções do vento.



Fonte: Adaptado de Santos *et al.*, 2013.

Figura 9 - Recorte do mapa do potencial eólico sazonal do Estado da Bahia, a 80 m de altura.



Fonte: Adaptado de Santos *et al.*, 2013.

2.6 ASPECTOS HIDROLÓGICOS

A bacia hidrográfica do rio São Francisco abrange uma extensão de 2.863 km², apresentando uma área de drenagem superior a 639.219 km². Essa bacia recobre seis estados brasileiros e está subdividida em quatro setores distintos: alto, médio, submédio e baixo. O rio São Francisco, como o principal curso d'água na bacia, atravessa a região Nordeste do Brasil, caracterizando-se por uma drenagem perene e desempenhando um papel de grande importância no desenvolvimento econômico e demográfico da região (CBHSF, 2023).

A existência de knickpoints ao longo da calha do São Francisco possibilitou a construção de um complexo hidroelétrico que alterou a morfodinâmica do rio a partir da construção das barragens e dos reservatórios para controle de vazão. Nesse contexto, em 1988 houve a inauguração da Usina Luiz Gonzaga no município de Petrolândia e a inundação do lago de Itaparica (CHESF, 2023). A inundação do lago alterou a livre circulação de sedimentos ao longo do canal contribuindo para o assoreamento e inundação das áreas de terraço bem como das barras fluviais anteriormente expostas no leito. Estas feições são cruciais para a reconstrução paleoambiental da área e para o entendimento das oscilações climáticas ocorridas ao longo do quaternário.

Uma das significativas drenagens intermitentes na região corresponde ao rio Pajeú, cuja foz está localizada no município de Floresta, Pernambuco, ao norte da área de estudo (APAC, 2022a). Após a formação do lago de Itaparica, o nível de base do rio Pajeú elevou-se, resultando na retenção de parte do material arenoso vale acima sob a forma de barras fluviais. Localmente, a bacia hidrográfica do rio Moxotó também desempenha um papel crucial no transporte de sedimentos para a calha do rio São Francisco, especialmente no setor mais a leste da área de estudo (APAC, 2022b). Destaca-se, entre os pequenos rios e riachos da antiga bacia GI-3, o riacho dos Mandantes, que possui uma das maiores áreas de drenagem e deságua no lago de Itaparica, a nordeste do município de Rodelas (APAC, 2022c).

A drenagem da região é caracterizada ainda por canais tributários do rio São Francisco com natureza efêmera. Recorrentemente, esses canais veem seus talvegues obstruídos por sedimentos devido à incidência de chuvas torrenciais, as quais transportam o material superficial em direção ao leito do canal (Figura 10). As precipitações torrenciais, em especial, desempenham um papel crucial ao transportar parte dos sedimentos acumulados nos afluentes em direção ao canal principal. Contudo, em muitos casos, um único evento extremo não possui a capacidade necessária para transportar as frações rudáceas, que permanecem retidas no talvegue, resultando na formação de barras fluviais que contribuem para o processo de assoreamento do canal (Ferreira, 2010).

Figura 10 - Canal efêmero colmatado por sedimentos no município de Rodelas – Bahia.



Fonte: A autora (2023).

2.7 COBERTURA VEGETAL

A caatinga é um bioma unicamente brasileiro, ocorre em uma área com 826 411 km² que abarca 70% da região Nordeste e basicamente corresponde a extensão do semiárido brasileiro. Além disso, a caatinga apresenta uma vegetação com espécies adaptadas as condições locais de temperatura e umidade. Alguns exemplos de adaptação da flora são: a presença de espinhos, a existência de folhas pequenas e finas, a caducidade foliar e o sistema de armazenamento de água nas raízes (EMPRABA, 2021 e 2022).

A formação vegetal predominante na área de estudo é a caatinga hiperxerófila com formações majoritariamente arbustivas e herbáceas (IBGE, 2012). Algumas espécies dominantes são: a algarobeira (*Prosopis juliflora*), exótica, da família das leguminosas, o facheiro (*Pilosocereus pachycladus*) que representa as cactáceas e a macambira (*bromélia laciniata*) pertencente à família das bromeliáceas.

De acordo com o Mapa de Cobertura Vegetal da Caatinga, realizado pelo Ministério de Meio Ambiente (MMA, 2006), a classificação vegetacional que ocorre no município de Rodelas é a savana estépica, caatinga, com existência de três variações: florestada, parque e arborizada.

A savana estépica florestada está presente nas áreas mais altas, enquanto o tipo parque ocorre predominantemente no setor da depressão. Já a arborizada, dá-se nos setores de depressão e na planície, incluindo a área de dunas (MMA, 2006).

3 REFERENCIAL TEÓRICO-CONCEITUAL

3.1 CONCEITOS E CLASSIFICAÇÕES DOS CAMPOS DE DUNAS

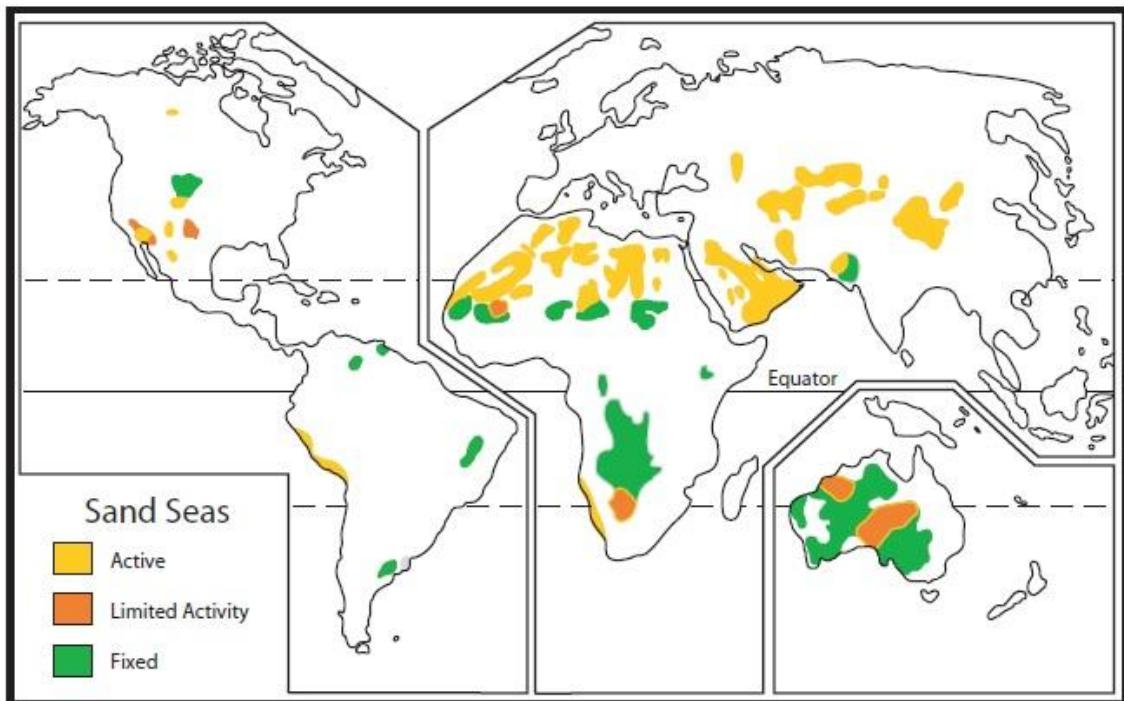
De acordo com Cardinale *et al.*, (2014) as dunas eólicas são depósitos, com formato de cume ou colina, gerados pela deposição de grãos na fração areia oriundos de sedimentos inconsolidados pelo vento. A maior parte das dunas são compostas por grãos de quartzo e feldspato, embora não seja muito comum, essas feições também podem ser constituídas de gipsita, sedimentos vulcanoclásticos e grãos agregados de argila e silte (Lancaster, 2009).

Os depósitos eólicos cobrem cerca de 6% de toda superfície terrestre e estão localizados majoritariamente nas zonas classificadas como áridas onde ocupam entre 20% e 45% dessas áreas. No globo destacam-se os locais próximos as faixas de 30° de latitude em ambos os hemisférios que correspondem as zonas de extensos desertos condicionados pelas células de alta pressão subtropical (Figura 11).

Os ergs mais expressivos estão situados no deserto do Sahara, na península Arábica, na Ásia Central e na Austrália (Lancaster & Hallward, 1984). De acordo com Lancaster (2009) os ergs são vastas áreas de deposições eólicas superiores a 100 km², enquanto os campos de dunas representam superfícies menos extensas.

Os campos de dunas são identificados em regiões do oeste dos Estados Unidos, no sudoeste da África e em diversos países da América do Sul, tais como Peru, Argentina, Venezuela, Bolívia, Guiana e Brasil. Na América do Sul, essas dunas são observadas nas adjacências do deserto do Atacama e em áreas de planícies associadas a bacias hidrográficas significativas, a exemplo das bacias Amazônica e do rio São Francisco (Teeuw e Rhodes, 2004; Zular *et al.*, 2019; Mescolotti *et al.*, 2021; Cabral, 2014; Svendsen, 2002; Goudie, 2013).

Figura 11 - Localização dos ergs e campos de dunas no globo terrestre.



Fonte: Retirado de Lancaster, 2009.

Para Pye e Tsoar (2009) a formação dos campos de dunas dependem de três aspectos principais, são eles: a disponibilidade de suprimento de areia, os ventos efetivos capazes de transportar o material e uma topografia que permita a acumulação dos sedimentos. A disponibilidade dos sedimentos que serão transportados ou retrabalhados *in situ* pela ação eólica varia de acordo com a litologia e as taxas de intemperismo de cada local. O transporte fluvial, no que diz respeito às dunas interiores, desempenha um papel importante na pré-seleção de material e na disponibilização dos sedimentos para o transporte eólico (Lorenz e Zimbelman, 2014). Essa interação tem sido responsável pela formação de vários campos de dunas em todo o globo. A exemplo do que ocorreu no parque nacional Great Sand Dunes, localizado no estado do Colorado nos Estados Unidos (Muhs, 2004).

No contexto da relação entre topografia e a acumulação de sedimentos, é possível afirmar que terrenos planos propiciam a deposição e a migração dos campos de dunas, resultando nos denominados campos de dunas dinâmicos. A formação dos depósitos eólicos também pode ocorrer em áreas de depressões topográficas, onde o processo se desdobra de duas maneiras: as dunas podem ser formadas pelo retrabalhamento eólico de sedimentos previamente transportados para a bacia por processos fluviais, ou podem surgir através do transporte eólico de uma fonte de sedimentos em direção ao interior da depressão. Adicionalmente, campos de dunas podem se desenvolver em proximidade a obstáculos topográficos, manifestando-se tanto

a barlavento quanto a sotavento deles, influenciados pela divergência ou convergência do fluxo de vento ao redor do obstáculo, respectivamente. Os depósitos associados a áreas de depressão ou relacionados à presença de obstáculos topográficos caracterizam os campos de dunas estáticos (Pye e Tsoar, 2009).

Ademais, os depósitos eólicos podem ser classificados a partir de diversos parâmetros, assim, serão apresentadas algumas classificações consideradas relevantes para a caracterização e para o entendimento da dinâmica de deposição e estabilização das formas existentes.

A princípio, o relevo dunar pode ser dividido de acordo com as suas dimensões. A partir da classificação de Lancaster (2009), o relevo está fragmentado em três categorias. A primeira classe inclui os *ripples* que são pequenas ondulações com até 1 m de espaçamento entre as cristas. Em seguida, estão as dunas simples individuais ou dunas superimpostas em megadunas. Essa categoria também é conhecida como draas e inclui a variação de duna complexa e composta, o espaçamento entre as cristas oscila entre 50 e 500 metros. Por último, ocorrem as megadunas, que são dunas com dimensões maiores, podendo superar os 500 metros de espaçamento entre as cristas. Essas também podem ser individuais, complexas e compostas.

Uma distinção pode ser feita entre as dunas individuais, compostas e complexas. Assim, a duna individual está representada por um único depósito isolado de outras dunas. Enquanto as compostas compreendem duas ou mais dunas de um mesmo tipo que podem estar incorporadas umas nas outras ou sobrepostas, o mesmo processo ocorre com as dunas complexas, a diferença é que neste caso trata-se de dois ou mais tipos de dunas (Pye e Tsoar, 2009).

Outra classificação do relevo dunar faz referência à morfologia das feições, de maneira que elas refletem a interação existente entre a superfície, o regime de ventos atuantes, junto às variações de direção e o fornecimento de sedimentos (Wasson e Hyde, 1983). A morfologia das dunas também pode sofrer alterações ao longo do tempo devido às oscilações climáticas, assim, muitos depósitos refletem as características do ambiente em que foram formados ou de variabilidades climáticas que ocorreram ao longo de uma série temporal podendo resultar no processo de erosão, estabilização ou formação de novas áreas de dunas (Lancaster, 2009; Lancaster *et al.*, 2016).

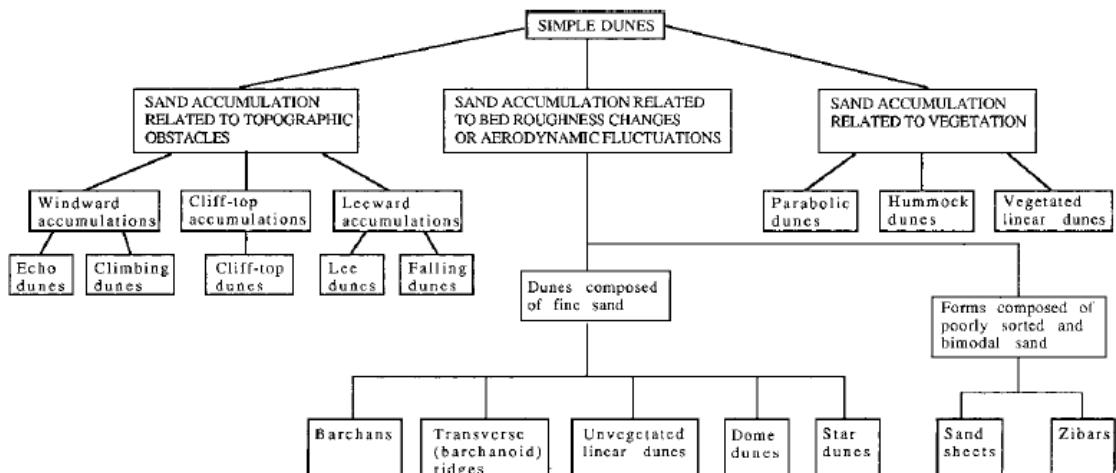
Existem diferentes classificações morfológicas de dunas, as utilizadas neste trabalho levam em consideração principalmente a morfologia externa desses depósitos. De acordo com Pye e Tsoar (2009) as dunas simples estão divididas em três categorias: a categoria relacionada à presença de obstáculos topográficos, seguida pela classe das dunas auto-acumuláveis que são

divididas entre as dunas compostas pela fração areia fina e os depósitos bimodais, com predomínio de duas frações granulométricas de areia. Por último, estão os depósitos com formação associada à presença de vegetação (Figura 12).

Na área em estudo, foram identificadas, por meio da análise de imagens de satélite e de inspeções de campo, duas morfologias distintas de dunas, nomeadamente parabólicas e nebkhás, além da presença de um lençol de areia e de rupturas de deflação (*blowouts*).

As dunas parabólicas, comumente caracterizadas por sua configuração em formato de “U” ou “V”, exibem rastros lineares residuais cujos comprimentos variam de 1 a 2 km, podendo apresentar cobertura vegetal, que terminam no encontro com o lóbulo deposicional, sendo este orientado na direção do vento predominante (Goudie, 2013). A espessura dos sedimentos das dunas parabólicas varia notavelmente, abrangendo uma faixa entre 10 e 70 metros. Embora os mecanismos exatos que conduzem à sua formação não estejam completamente elucidados, evidências sugerem uma associação significativa entre a prevalência de ventos unidirecionais e a existência de uma cobertura vegetal moderada, conforme descrito por Lancaster (2009).

Figura 12 - Classificação dos principais tipos de dunas.



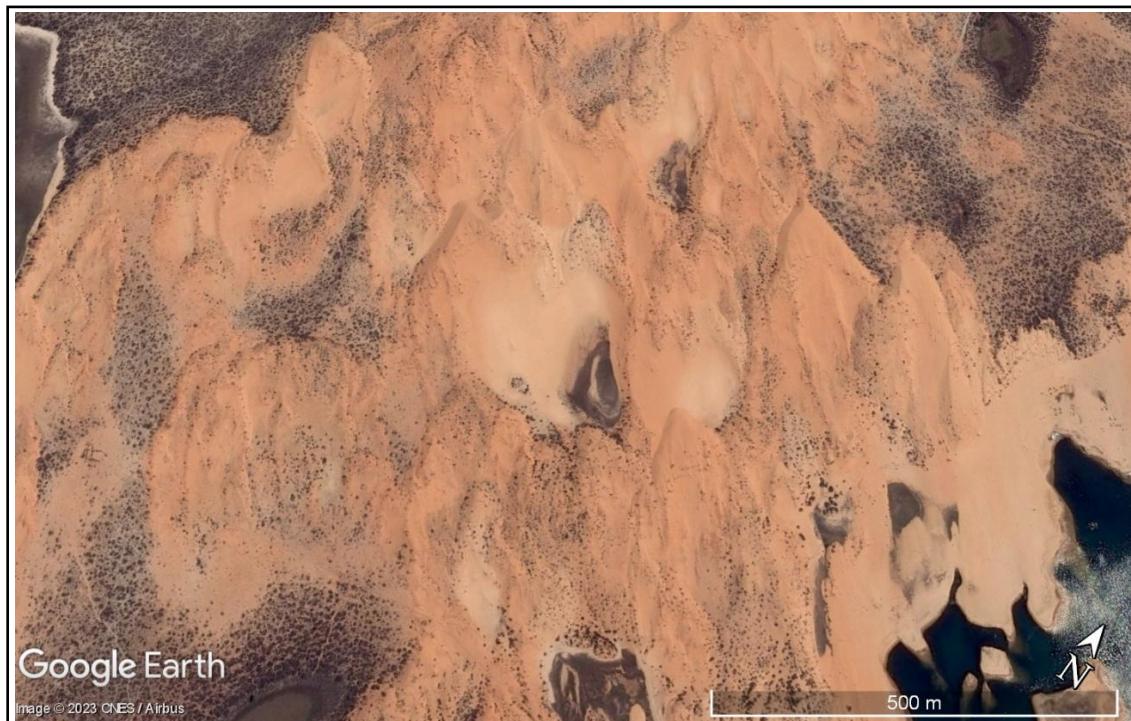
Fonte: Retirado de Pye e Tsoar (2009).

Os sedimentos presentes nas depressões situadas a barlavento do depósito frequentemente atuam como fonte primária para a formação das dunas parabólicas, resultando em uma configuração semelhante às das rupturas de deflação (*blowouts*), porém com a presença dos rastros lineares residuais e da bacia de deflação (Giannini *et al.*, 2005).

Conforme descrito por Hesp e Smyth (2019), existem dois subtipos predominantes de dunas parabólicas. Um desses subtipos exibe longos rastros lineares residuais, enquanto o outro é caracterizado por rastros lineares residuais curtos, conhecido como o tipo elíptico. A sequência de depósitos do tipo elíptico pode dar origem a um campo de dunas imbricadas, apresentando uma curta distância entre os lóbulos deposicionais.

Adicionalmente, é importante ressaltar que as dunas parabólicas podem se manifestar de forma individual, composta e/ou complexa, conforme destacado por Goudie (2013). Este tipo específico de morfologia dunar representa o segundo padrão mais prevalente, conforme compilado por Lancaster *et al.* (2016), sendo observado em diversas regiões em diferentes continentes. Exemplos incluem o semiárido do Nordeste brasileiro (Figura 13), áreas da Austrália, como mencionado por Hesse (2011), e em regiões na América do Norte, conforme relatado por Hugenholtz *et al.* (2008).

Figura 13 - Dunas parabólicas no município de Rodelas, no estado da Bahia.



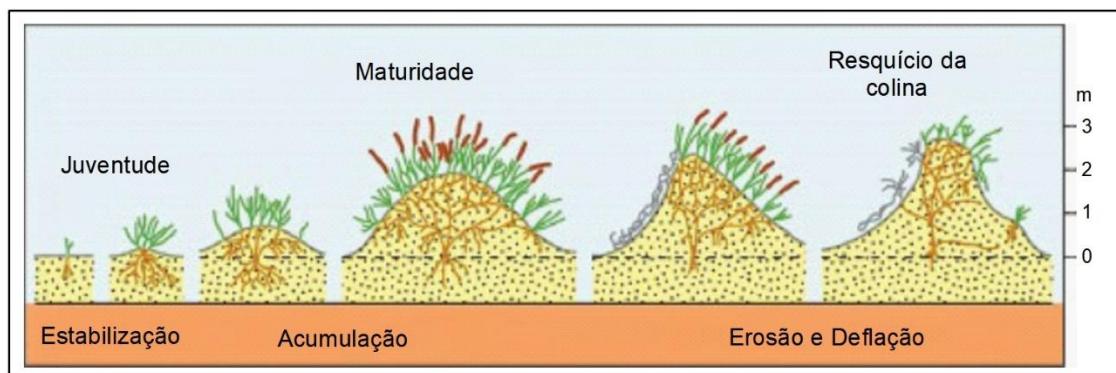
Fonte: Retirado do Google Earth (2013).

As dunas nebkhás são elevações de areia, silte ou argila, que se acumulam ao redor de arbustos ou outras formas de vegetação. Essas dunas podem ser encontradas em diversas áreas, como dunas de maior extensão, áreas de interduna, depressões fechadas próximas a leitos secos de rios, em ou atrás de praias e depressões salinas. Quanto à morfologia, algumas nebkhás apresentam uma configuração circular, enquanto outras exibem formas alongadas em direção à face sotavento do depósito (Goudie, 2013).

De acordo com Hesp e Smyth (2019), o formato específico dessas dunas é influenciado pela morfologia da vegetação presente no local de deposição, considerando fatores como a densidade de caules e folhas, assim como a estrutura geral da planta. Os autores destacam ainda a importância significativa das dunas nebkhás para o ecossistema dos desertos, proporcionando uma fonte de umidade, temperaturas mais amenas e recursos alimentares (folhas e raízes) em um ambiente notoriamente árido.

A imagem abaixo (Figura 14) ilustra uma forma de evolução das nebkhás, desde a fase de iniciação até a fase de erosão do depósito (da esquerda para a direita). A fase de estabilização pode ocorrer em qualquer um dos estágios apresentados, desde que a vegetação seja capaz de colonizar a duna. Por fim, os depósitos podem ocorrer de forma isolada, composta e/ou complexa (Livingstone e Warrem, 2019).

Figura 14 - Modelo de uma possível evolução de dunas nebkhás, da fase iniciação até a fase de erosão do depósito.



Fonte: Retirado de Hesp e Smyth (2019).

A imagem a seguir ilustra a presença de nebkhás em um campo de dunas complexas composto de nebkhás e parabólicas (Figura 15). As dunas nebkhás estão presentes em diversos ambientes, desde áreas costeiras hiperáridas do Peru, até o semiárido do Nordeste do Brasil (Lira, 2014; Livingstone e Warrem, 2019).

Figura 15 - Campo de dunas complexas associado à presença de nebkhás e parabólicas, no município de Rodelas, no estado da Bahia. As dunas parabólicas não estão presentes na imagem.



Fonte: A autora (2023).

Os lençóis de areia são um tipo comum de acumulação de sedimentos que ocorre nos campos de dunas e nos ergs (mares de areia), que se formam em locais com condições não favoráveis ao desenvolvimento de dunas, costumam apresentar uma superfície plana ou suavemente ondulada. Normalmente estão associados à presença de areia com granulação mais grossa, cobertura vegetal, lençol freático próximo à superfície, entre outras características (Pye e Tsoar, 2009; Kocurek e Nielson, 1986).

Os *blowouts* são uma morfologia comum em ambientes desérticos, semiáridos e de dunas interiores e costeiras, caracterizados por cavidades erosivas circulares presentes em áreas de depósitos sedimentares que normalmente apresentam vegetação baixa e esparsa. Possuem formatos variados, como em “V”, formato de caldeirão, pires, tigelas (tradução nossa), entre outros (Hesp 2002, Ritchie 1972; Hesp e Smyth, 2019). O *blowout* é composto por paredes erosivas íngremes que se fecham em direção a sotavento conectado a um lóbulo deposicional, além de uma superfície erosiva relativamente plana denominada de bacia de deflação (Hesp, 2002).

As dunas são classificadas, em última análise, com base em sua dinâmica deposicional e/ou erosiva, sendo categorizadas como ativas (móveis), estáveis (fixas) e reliquiais (edafizadas). Dunas ativas exibem evidências de transporte recente, identificadas por marcas de ondulação, apresentando alterações sazonais e orientação conforme os ventos predominantes. Essas dunas caracterizam-se pela escassez de umidade e por uma cobertura vegetal perene inferior a 14%.

Em contrapartida, dunas estáveis revelam pouca ou nenhuma mobilidade de areia devido à agregação de grãos, mantendo uma face sotavento geralmente degradada e uma morfologia estável. A cobertura vegetal perene nessas dunas excede os 14% (Giannini *et al.*, 2005; Suguio, 1998). A estabilidade das dunas fixas é frequentemente atribuída ao aumento da umidade ou à presença de obstáculos internos, como raízes ou blocos de rocha (Teixeira *et al.*, 2009).

A formação das dunas reliquias está frequentemente associada a condições climáticas distintas das atuais. Os depósitos dunares reliquias se caracterizam pelo desenvolvimento de solo, uma cobertura vegetal perene que excede os 50% e a presença de crostas superficiais, além de evidências de dissecação em sua morfologia (Giannini *et al.*, 2005; Suguio, 1998).

Essas feições desempenham um papel crucial como ferramentas valiosas que contribuem para os estudos de reconstrução paleoambiental e paleoclimática em vários ambientes, conforme será apresentado no tópico sobre as dunas continentais do Brasil, especialmente no que diz respeito ao entendimento das variações nas direções dos ventos e nos padrões de circulação atmosférica.

3.2 EROSÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO EÓLICA

Neste tópico, serão delineadas algumas características relacionadas aos processos de erosão, transporte e deposição dos sedimentos eólicos, assim como conduzidas pela ação do vento, e como essas desempenham um papel crucial na morfogênese do modelado eólico.

O ar é um fluido responsável pelo transporte de sedimentos ao longo da superfície terrestre. Sendo um gás, ele é composto por diversas moléculas não coesivas que se movimentam na atmosfera terrestre devido a fatores como pressão, densidade e temperatura. Nesse contexto, o vento é causado pela diferença de temperatura na superfície terrestre, como uma resposta à radiação solar incidente, condicionada pela latitude. Essa diferença gera gradientes de pressão entre áreas que recebem diferentes níveis de energia, resultando no deslocamento das massas de ar (Pye e Tsoar, 2019).

Pode-se dizer ainda que a circulação do vento na superfície terrestre sofre influência das diferenças de albedo e das trocas de calor entre o continente, o mar e a atmosfera terrestre. Soma-se a esses fatores a interferência de obstáculos topográficos como montanhas e prédios, que podem ajudar a reduzir a velocidade do vento (Teixeira *et al.*, 2009).

O vento como um fluido desloca-se como dois tipos de fluxos principais como estabelecidos na literatura: o fluxo turbulento e o laminar. Teixeira *et al.* (2009) afirmam que quanto mais próximo da superfície ou de barreiras topográficas, mais turbulento será o fluxo. Por outro lado,

quanto mais distante da superfície e de barreiras topográficas mais laminar será o fluxo das massas de ar. Assim, os processos de deposição e erosão ocorrem na maioria das vezes sob domínio do fluxo turbulento.

O primeiro dos três grupos referentes aos processos eólicos é a erosão que pode ser dividida em deflação e abrasão. Na deflação ocorre a remoção seletiva dos grãos inconsolidados na fração areia e poeira (silte e argila). As formas resultantes dessa ação podem ser as bacias de deflação, e os pavimentos detriticos. Neste último exemplo, o material fino é evacuado pelo vento deixando uma superfície recoberta por grânulos, seixos e calhaus.

Por outro lado, o processo de abrasão ocorre por meio do desgaste mecânico da superfície de uma rocha devido à presença de um agente abrasor (grão) soprado pelo vento (Whittow, 2000). É importante destacar que o vento por si só, destituído de materiais em suspensão, não possui a capacidade de provocar abrasão sobre as superfícies rochosas. Esse tipo de erosão pode resultar em rochas como os ventifacts e os yardangs, porém esses tipos de feições não são comuns no Brasil (Teixeira *et al.*, 2009), sendo mais comuns nos ergs e regs de regiões áridas e hiperáridas.

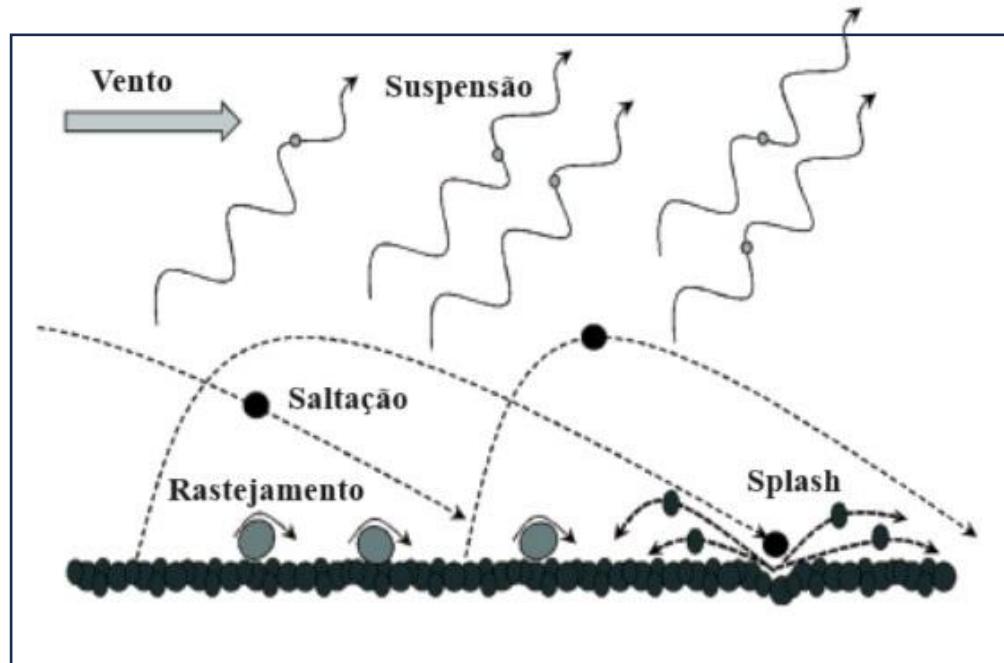
Pye e Tsoar (2019) afirmam que os diferentes modos de transporte eólico de sedimentos são definidos pela velocidade do vento e pelo tamanho do grão. Na literatura, são reconhecidos três tipos de transporte: suspensão, saltação e rastejamento (Figura 16). Dessa maneira, partículas que se deslocam próximo à superfície por meio de uma sequência de saltos e tração superficial, na qual ocorre o rolamento ou deslizamento de grãos devido ao arrasto direto ou ao impacto dos grãos saltados, são conduzidas pelo transporte via arraste ou rastejamento. Dentro desse cenário, as componentes de velocidade vertical dos ventos associados à turbulência não desempenham um papel expressivo na trajetória da partícula, culminando no fenômeno de rastejo. Conforme Teixeira *et al.* (2009), esse modo de transporte abrange partículas com diâmetro superior a 0,5 mm, seguindo a classificação granulométrica de Wentworth (1922).

Já o transporte por saltação ocorre quando a pressão de cisalhamento exercida pelo vento sobre a superfície é intensa o suficiente para suspender o grão, assim o material move-se para frente e ao chocar-se com outros grãos imóveis faz com que estes sejam arremessados para cima, gerando o efeito *splash*. A multiplicação desse processo pode resultar nas chamadas “nuvens” de grãos em saltação (Livingstone e Warren, 2019; Pethick, 1984). Partículas com diâmetro situado na faixa entre 0,125 mm e 0,300 mm normalmente são transportadas dessa maneira.

Ao longo de suas investigações, Nalpanis (1985) identificou que o limiar distintivo entre os modos de transporte por saltação e por suspensão manifesta-se de maneira gradual. Dentro desse intervalo, ocorre o fenômeno denominado transporte por saltação modificada, no qual as partículas exibem trajetórias aleatórias entre os regimes de suspensão e saltação. O diâmetro de grão que propicia essa forma de coexistência no transporte é estimado em aproximadamente 0,100 mm, abrangendo a categoria de areia muito fina.

Por fim, no modo de transporte por suspensão as partículas são carreadas pelo vento por longas distâncias sem contato com a superfície (Pye e Tsoar, 2019). Os grãos finos, geralmente são transportados dessa maneira, considerando que o vento facilmente suspende as frações iguais ou inferiores a 0,125 mm, areia muito fina, silte e argila (Bagnold, 1973). Conforme afirmam Gillette *et al.* (1974) o limiar granulométrico que representa o transporte que pode ser denominado como suspensão pura (tradução nossa), onde não ocorrem trajetórias aleatórias das partículas, corresponde ao diâmetro inferior a 0,070 mm, segundo a classificação granulométrica de Wentworth (1922).

Figura 16 - Diferentes modos de transporte eólico: saltação, suspensão e rastejamento.



Fonte: Livingstone e Warren, 2019.

A maior parte das dunas são formadas pelas frações de areia fina a grossa, que foram transportadas predominantemente por saltação. O transporte por suspensão, responsável pelo deslocamento de sedimentos finos a grandes distâncias, corresponde ao maior volume de material transportado e originam os depósitos de loess. Por outro lado, grãos de maior tamanho, como grânulos e seixos, são transportados pelo processo de rastejamento, predominantemente

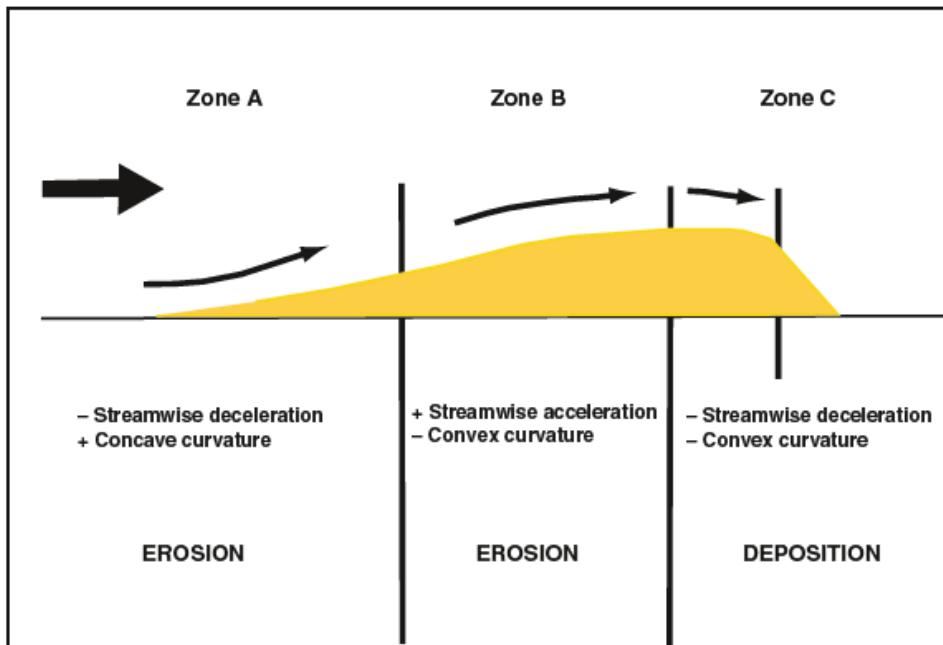
contribuindo para a formação de lençóis de areia residuais. Nesse contexto, o vento desempenha um papel eficiente no transporte, promovendo a segregação das distintas frações granulométricas, notadamente na seleção da areia, desde a grossa até a fina, além do silte (Pye e Tsoar, 2019).

Cabe destacar que a separação dos grãos não é perfeita, pois o transporte eólico de sedimentos é um processo estocástico, no qual as trajetórias individuais das partículas são afetadas de maneiras distintas por flutuações turbulentas e aleatórias do vento. Além disso, a considerável variabilidade nas colisões entre os grãos e a superfície contribui para a complexidade do processo (Ungar & Haff 1987; Anderson, 1987).

Após o transporte, ocorre a deposição dos sedimentos carreados pelo vento, destacando-se tipos de registros deposicionais como os depósitos de loess, mares de areia ou ergs e dunas, sendo este último tipo o foco central desta pesquisa. No processo de formação das dunas, os grãos transportados tendem a se acomodar na superfície, seguindo a direção predominante do vento, resultando em feições comumente assimétricas e com estratificação cruzada. A estrutura interna da duna consiste em duas faces: a face barlavento, com menor inclinação (5°-15°), e a face sotavento, com ângulo de inclinação variando entre 20°-30°. A assimetria da duna está relacionada à atuação da força gravitacional sobre a pilha de sedimentos, levando os grãos a rolarem face abaixo, quando o ângulo de repouso é excedido, normalmente na face sotavento. Após o desmoronamento a feição tende a alcançar um novo perfil de equilíbrio (Teixeira *et al.*, 2009).

Na figura abaixo (Figura 17) pode-se observar uma divisão da morfologia externa da duna em três zonas distintas. A concavidade da face barlavento, na zona A, estimula a aceleração do vento, onde ele é comprimido, criando condições que favorecem a erosão e a movimentação dos sedimentos. O processo erosivo predomina até a zona B e à medida que a topografia passa a ter uma inclinação mais suave, o vento desacelera até chegar na zona C, caracterizada por uma curvatura convexa, onde predomina a deposição dos sedimentos anteriormente transportados (Lancaster, 2009).

Figura 17 -Modelo de dinâmica de duna a partir da interação entre o fluxo de ar e a curvatura predominante na feição.



Fonte: Retirado de Lancaster (2009).

Os processos eólicos desempenham um papel central desde a formação até a manutenção do relevo dunar, influenciando diretamente as características de forma e tamanho dessas feições. A variação nos processos eólicos serve como indicador sensível de mudanças ambientais, e a análise dessas mudanças em campos de dunas fornece dados essenciais para compreender as condições climáticas pretéritas. Esse conhecimento é crucial não apenas para a conservação desses locais, mas também para a preservação dos ecossistemas a eles associados, contribuindo para mitigar possíveis impactos adversos.

3.3. O QUATERNÁRIO E AS DUNAS CONTINENTAIS DO BRASIL

Nesta seção, será feita uma revisão abrangente das investigações científicas realizadas nas últimas três décadas acerca das dunas continentais no território brasileiro, tendo como fundamento as contribuições de Da Silva & Corrêa (2023). Os estudos em análise serão abordados mediante uma sucinta descrição das áreas objeto de investigação, com as características dos depósitos eólicos identificados, bem como as informações obtidas por intermédio de métodos como datações, análises sedimentológicas, entre outros procedimentos. A seleção de trabalhos compreende artigos provenientes de periódicos nacionais e internacionais, dissertações de mestrado e teses de doutorado. Cada pesquisa ostenta relevância intrínseca ao tema, e a compilação dos dados apurados surge como ferramenta propícia à

identificação de padrões regionais ou à evidenciação de particularidades ambientais que propiciaram a existência e a preservação ou degradação dos depósitos eólicos interiores.

As dunas continentais do Brasil estão espalhadas em regiões com distintas conjunturas geológicas, geomorfológicas e climáticas. Existem registros das feições eólicas interiores, ativas e estáveis, em, pelo menos, três regiões do país: Norte, Nordeste e Centro-Oeste. As feições encontradas na atualidade refletem as diferentes condições paleoclimáticas e paleoambientais de suas áreas no transcurso do quaternário superior e por isso funcionam como um importante geoarquivo das mudanças ambientais recentes.

Na tabela abaixo (Tabela 1), efetua-se a segmentação dos locais objeto de análise de acordo com as bacias hidrográficas, revelando que a bacia do rio São Francisco é aquela que se destaca pelo maior número de estudos dedicados ao tema. Constatase, ainda, que a maioria das pesquisas emprega a datação pelo método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), seguida pela datação por termoluminescência (TL), sendo esta última menos prevalente na contemporaneidade. Adicionalmente, observa-se que a morfologia preponderante nos depósitos eólicos é a parabólica, concomitantemente à presença de lençóis de areia e bacias de deflação. No contexto da orientação do vento, nas dunas situadas na bacia Amazônica, destacam-se os alísios de nordeste, ao passo que nas feições presentes na bacia do rio São Francisco, sobressaem os alísios de sudeste. Por sua vez, nos depósitos da bacia do rio Paraguai, prevalecem os ventos provenientes de nordeste, enquanto na região dos depósitos localizados na bacia do rio Paraná, a orientação do vento não foi identificada.

Tabela 1 - Principais trabalhos sobre dunas continentais do Brasil.

Localização	Autores	Morfologia	Métodos / idades	Orientação do vento
Bacia Amazônica: Rio Negro	Carneiro Filho <i>et al.</i> (2002)	Dunas longitudinais compostas	TL: $32,6 \pm 3,1$ até $7,8 \pm 0,9$ ka	ENE
Bacia Amazônica: Rio Branco	Latrubesse e Nelson (2001)	Dunas parabólicas, longitudinais e lençol de areia	Não foram identificadas datações de sedimentos	ENE
	Teewu e Rhodes (2004)	Paleodunas lineares	LOE: $15,1 \pm 1,9$ até $1,32 \pm 0,14$	NE a ENE
	Zular <i>et al.</i> (2019)	Dunas parabólicas	LOE: $23,1 \pm 1,3$ até $1,1 \pm 0,1$	NE
Bacia do rio São Francisco: setor médio	Barreto (1996)	Dunas parabólicas compostas e lençol de areia	TL: 28 até 0,9 ka	SE e E
	Mescolotti <i>et al.</i> (2021)	Megadunas e pequenas dunas parabólicas simples e compostas; lençol de areia	LOE: $45,1 \pm 5,2$ até $5,2 \pm 1,4$ ka	SE e E
	Mescolotti <i>et al.</i> (2023)	Megadunas e pequenas dunas parabólicas simples e compostas; lençol de areia	LOE: $253,8 \pm 19$ até $1,2 \pm 0,1$	SE e E

Bacia do rio São Francisco: setor submédio	Cabral (2014)	Dunas parabólicas e nebkhás	LOE: $30,4 \pm 3,52$ até $0,165 \pm 0,025$ ka	SE
	Lira (2014);	Dunas parabólicas e nebkhás	LOE: $12,7 \pm 1,6$ e $1,7 \pm 0,23$ ka	SE
	Ferreira (2010); Ferreira <i>et al.</i> (2013)	Dunas parabólicas	LOE: $57 \pm 6,5$ e $11,6 \pm 2,5$ ka	SE
Bacia do rio Paraná: Rio Paraná	Parolin e Stevaux (2002)	Morfologia não identificada; Bacia de deflação (blowout)	TL: $20,6 \pm 1,5$ até $2,1 \pm 0,2$ ka	Não identificada
Bacia do Alto Paraguai: Rio Taquari	Assine e Soares (2004); Bezerra <i>et al.</i> (2019)	Dunas lunette e bacia de deflação (blowout)	Grãos de pólen: 21 até 0,550 ka.	NE
	Soares <i>et al.</i> (2003)	Dunas lunette e bacia de deflação	Não foram identificadas datações de sedimentos	NE
	Guerreiro (2016)	Não caracteriza	LOE: $39,07 \pm 3,4$ ka até $4,4 \pm 0,325$ ka	NE

Fonte: Adaptada de Da Silva & Corrêa (2023).

Os depósitos eólicos na região Amazônica estão distribuídos em quatro localidades. O primeiro ponto, abrangendo a parte norte do estado do Amazonas, próximo ao rio Negro, foi objeto de estudo por Carneiro Filho *et al.* (2002). O segundo ponto situa-se nas proximidades do rio Branco, no setor norte do estado de Roraima, e foi analisado por Latrubesse e Nelson (2001). Ambas as áreas apresentam climas semelhantes, respectivamente, equatorial úmido (Af) e clima de monção (Am). A vegetação nestas zonas de paleodunas é caracterizada como campinarana (*shrublands*), uma paisagem única no contexto florestal da região Amazônica (IBGE, 2012 e Alvares *et al.*, 2014). Apesar da proximidade geográfica, as características morfológicas das feições encontradas diferem entre si.

Nos locais estudados por Carneiro Filho *et al.* (2002), foram datadas quatorze amostras de sedimentos de quatro pontos de amostragem distintos pelo método da termoluminescência (TL). As idades abrangem desde o Pleniglacial Médio até o Holoceno Médio, entre $32,6 \pm 3,1$ e $7,8 \pm 0,9$ ka, tendo sido retiradas da profundidade de até 3 m abaixo da superfície.

Os autores identificaram quatro períodos principais de atividade eólica mais intensa: o primeiro é anterior à idade de $32,6 \pm 3,1$ ka, seguido por dois episódios referentes ao Pleniglacial tardio, por volta de 32,6 ka e entre 22,8 e 22 ka. Mais um evento teria ocorrido entre 17,2 e 12,7 ka e o último refere-se ao Holoceno Inferior e parte do Holoceno Médio, entre 10,4 e 7,8 ka. A estabilização das dunas após 7,8 ka parece estar relacionada ao aumento da umidade na região.

Carneiro Filho *et al.* (2002) relatam ainda que as datações indicam um regime climático seco durante a transição Pleistoceno Tardio/Holoceno, dentro da escala dos locais estudados, que teria ocorrido em episódios diferentes, contrastando com o clima úmido atual. Por fim, as dunas reliquiais morfologicamente foram caracterizadas como longitudinais (linear) e no presente encontram-se estabilizadas pela vegetação.

No trabalho de Latrubesse e Nelson (2001) foram observadas paleodunas localizadas no estado de Roraima e em parte do território da República da Guiana (2° - 4° N, $60^{\circ}30'$ - 61° W). Apesar de os depósitos encontrarem-se degradados pela erosão, os autores identificaram que se tratava de dunas longitudinais e parabólicas. A orientação das dunas reliquiais (50° - 60°), compatível com a atual direção dos ventos (ENE), a seleção do tamanho dos grãos encontrados e a presença de blowouts bem preservados, sugerem, para os autores, depósitos recentes correspondentes ao Pleistoceno tardio e ao Holoceno. O estudo não apresenta datações, apenas análises texturais e mineralógicas dos sedimentos.

Outro campo de dunas foi analisado na região da savana do Rio Branco-Rupunini, na divisa entre o estado de Roraima, no Brasil, e a República da Guiana ($3^{\circ}12'$ N, $59^{\circ}53'$ W). O clima local está classificado como *Am*, a partir da classificação climática de Köppen, e apresenta uma precipitação média anual de 1500 mm (Alvares *et al.*, 2014). Os depósitos estudados por Teeuw e Rhodes (2004) representam dunas ativas com morfologia longitudinal e topos com vegetação de estrato herbáceo. A taxa de sedimentação nos depósitos demonstrou ser constante, com média de 0,13 m/ka, até 1.3 ka anos. Após esse período, as evidências apontam uma progressão para aproximadamente 0,24 m/ka. A orientação das dunas (NE-NNE), variando entre 35° e 55° , coincide com as atuais direções de vento no local (NE-ENE), indicando que não houve mudanças significativas no padrão de circulação atmosférica desde o Pleistoceno Tardio.

Oito amostras para datação foram coletadas pelo método da LOE em dois locais de amostragem. A profundidade da coleta variou entre 0,3 m e 1,8 m. As idades abrangem desde o Pleistoceno Tardio, 15.1 ± 1.9 ka, até o recente, 1.3 ± 0.1 ka. Não é possível determinar se fatores locais e/ou externos de cunho climático foram responsáveis pelo início da deposição das feições eólicas na área. Ainda assim, os autores acreditam que oscilações mais ao sul da ZCIT semelhante à sua posição atual possam ter contribuído para a manutenção de episódios mais secos.

Os autores também creem que a sazonalidade anual da área, aliada à maior velocidade do vento e à diminuição da precipitação durante a estação seca, ajuda a explicar o fato de existirem

dunas ativas no local, apesar da elevada taxa de precipitação anual (1500 mm) e da cobertura vegetal. A precipitação ocorre de maneira concentrada entre os meses de abril e agosto. O uso da terra, sobretudo a prática da pecuária, é um fator local que também contribui para a maior disponibilidade de sedimentos e para a diminuição da vegetação.

Zular *et al.* (2019) ao estudarem a formação de uma vegetação aberta, savânica, no norte da região Amazônica, no estado de Roraima, propuseram uma interpretação paleoclimática para a evolução dos substratos arenosos que sustentam estas coberturas vegetais. O trabalho envolveu uma análise multi-proxy com datações pelo método da LOE em um perfil com 8,7 m de espessura composto por sedimentos fluviais e eólicos nas proximidades do Rio Branco.

A camada basal do perfil foi caracterizada como um depósito fluvial siltoso com uma idade de formação entre 53 e 28 ka. Sobreposta discordantemente a esta unidade encontra-se um depósito de cinco metros de espessura composto por areias eólicas finas, com idades variando desde o UMG, de 23 a 19 ka, até o evento HS1 de 18.1 a 14.7 ka. A unidade superior, também de origem eólica e com dois metros de espessura, é posterior ao evento HS1, ocorrendo entre 13.6 e 1.1 ka. A camada mais próxima a superfície demonstra ter sido formada em condições mais úmidas, quando ocorreu a redução das áreas fontes de sedimento ao longo do leito do Rio Branco, devido à expansão da cobertura vegetal.

Para os autores, a formação das dunas sofreu influência de mudanças no posicionamento da ZCIT em direção ao Hemisfério Sul e a consequente intensificação dos alísios de NE na região durante o UMG e o evento HS1. A diminuição da deposição eólica e a estabilização das dunas estariam relacionadas ao aumento da precipitação e à diminuição da força dos alísios de NE na área após o HS1.

As dunas documentadas na região Nordeste ocorrem ao longo da bacia do rio São Francisco em seus setores médio e submédio. As alusões iniciais aos depósitos eólicos na região do médio São Francisco na literatura científica remontam à década de 1920, notadamente nos estudos de Moraes Rêgo (1926) e Williams (1925). Ao longo das décadas subsequentes, diversos estudos foram conduzidos na região, incluindo contribuições significativas de pesquisadores como Goudie (1983), Costa (1984) e Ab'Sáber (2006). Destacam-se, particularmente, as investigações realizadas por Barreto (1993 e 1996), marcadas pela pioneira aplicação de datações por termoluminescência (TL) na área em questão. Barreto focalizou seus estudos nos depósitos eólicos localizados nos municípios de Barra, Xique-Xique e Pilão Arcado, situados no noroeste do estado da Bahia.

Durante suas investigações, Barreto (1996) procedeu à datação de 43 amostras, abrangendo dunas e lençóis de areia, atingindo profundidades de até 3,9 metros. As idades determinadas abrangem desde o Pleistoceno Superior, 28 ka, até o Holoceno Superior, 0.9 ka. Além disso, observou-se a presença de um hiato deposicional compreendido entre 27 e 14.4 ka.

Com o intuito de aprofundar os estudos sobre os campos de dunas de Xique-Xique e compreender os processos de agradação e incisão fluvial da região, surgiram as pesquisas de Mescolotti *et al.* (2021) e Mescolotti *et al.* (2023) na mesma área analisada anteriormente por Barreto. A área apresenta o clima semiárido com precipitação média anual de 600 mm e vegetação de caatinga hiper e hipoxerófila. Os depósitos estão localizados principalmente na margem oeste do canal, no setor de depressão. Coexistem no local megadunas parabólicas simples e compostas (30 m de altura) e dunas parabólicas compostas (20 m de altura). Os depósitos com dimensões maiores estão estabilizados pela vegetação, enquanto algumas dunas menores apresentam sinais recentes de reativação. Por fim, a direção predominante do vento no local, SE e E, coincide com a direção de deposição das feições eólicas (Barreto, 1996; De Oliveira *et al.*, 1999; Mescolotti, 2021 e Alvarez *et al.*, 2014).

Nos estudos conduzidos nos anos de 2021 e 2023, os pesquisadores empregaram o método da LOE para realizar datações. A análise contemplou mais de vinte pontos de amostragem, atingindo profundidades de até 7 metros. Diversas morfologias de dunas, lençol de areia e depósitos indiferenciados foram considerados na investigação. Duas idades foram identificadas no Pleistoceno Médio, especificamente 253 ± 19 ka e 170.4 ± 23.1 ka. Apesar de pertencerem aos depósitos indiferenciados, os pesquisadores interpretaram que essas idades estão associadas a possíveis paleodunas, fundamentando essa interpretação na presença de uma camada com 4 metros de espessura, exibindo estratificação cruzada planar, característica típica dos depósitos eólicos.

As demais cronologias dos trabalhos supracitados abrangem um amplo intervalo temporal, desde o Pleistoceno Superior (55.6 ± 4.1 ka) até o Holoceno Superior (1.2 ± 0.1 ka), com ênfase de maior atividade em momentos distintos. O primeiro destaca-se entre 45 e 36 ka, correlacionado a uma fase de agradação fluvial na área. Em seguida, ocorre outro episódio durante o evento HS1 entre 18 e 15 ka, coincidindo também com uma fase de agradação fluvial. Subsequentemente, são observadas diversas idades durante o período de transição Pleistoceno/Holoceno, bem como ao longo do Holoceno Inferior e Médio.

Os pesquisadores ressaltam uma fase de estabilização na atividade eólica por volta de 18 ka, evidenciada pela presença de um depósito com raízes, indicativo da transição para condições climáticas mais úmidas. Isso é seguido pela reativação da deposição em torno de 16 ka. Nos últimos 5 ka, nota-se uma estabilização na deposição dos sedimentos, apesar da persistência de dunas suspensas (perched dunes) e dunas parabólicas localizadas próximas à margem oeste do rio São Francisco (Mescolotti *et al.*, 2023).

No setor submédio da bacia do São Francisco, no estado de Pernambuco, mais especificamente no município de Petrolina, foram conduzidos estudos sobre depósitos eólicos por Lira (2014) e Cabral (2014). Ambas as pesquisas abrangem análises sedimentológicas e datam os depósitos utilizando o método da LOE. O clima nessa região, assim como na área anteriormente mencionada, é classificado como *Bshw*, segundo a classificação climática de Köppen, caracterizado por uma precipitação média anual em torno de 500 mm e uma vegetação típica de caatinga hiper e hipoxerófila (Alvares *et al.*, 2014). A direção predominante do vento na área, que é o Sudeste (SE), corresponde à orientação dos depósitos eólicos (Lira, 2014).

A área investigada por Lira e Cabral exibe campos de dunas parabólicas, nebkhás, lençol de areia e bacias de deflação (blowouts). Lira (2014) coletou quatro amostras de dois pontos distintos, um do lençol de areia e outro de uma duna, com profundidades de até 3,7 metros. As idades obtidas são recentes, abrangendo desde a transição Pleistoceno/Holoceno, 12.7 ± 1.6 ka, até o Holoceno Superior, 1.7 ± 0.2 ka. Na pesquisa de Cabral (2014), também foram coletadas quatro amostras de dois pontos de dunas distintas, com profundidades de até 19 metros. Neste caso, as idades variam desde o Pleistoceno Superior, 30.4 ± 3.5 ka, até o Holoceno Superior, 0.165 ± 0.025 ka.

Os pesquisadores acreditam que algumas das idades encontradas, especialmente as mais recentes associadas ao Holoceno, podem estar relacionadas à ocorrência do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), atuando sobre o Nordeste do país e intensificando a semiaridez na área.

Na região do submédio São Francisco, mais precisamente no município de Floresta, Pernambuco, os depósitos eólicos foram objeto de estudo por Ferreira (2010) nas proximidades do lago de Itaparica. A área compartilha a mesma classificação climática, *Bshw*, e as características pluviométricas e de vegetações mencionadas anteriormente nos estudos conduzidos no município de Petrolina. A direção predominante do vento na área é representada pelos alísios de Sudeste, coincidindo também com a orientação predominante dos depósitos

eólicos. As dunas investigadas apresentam morfologia parabólica e encontram-se dissecadas pela erosão.

No âmbito desse estudo, foram coletadas três amostras de sedimentos para datação utilizando o método da LOE em dois locais distintos de amostragem, alcançando uma profundidade de 9,5 metros. No primeiro perfil de duna, as idades obtidas remontam ao Pleistoceno Superior, com valores de 57 ± 6.5 ka e 52 ± 6 ka, respectivamente. No segundo ponto de coleta, verificou-se uma idade de 11.6 ± 2.5 ka, correspondente à Transição Pleistoceno/Holoceno. Durante suas investigações, o autor formulou a hipótese de que a atividade eólica teria cessado na região após o limiar Pleistoceno/Holoceno, em decorrência do aumento da umidade e das alterações na taxa de suprimento de sedimentos provenientes do rio São Francisco (Ferreira, 2010).

No sudeste do estado de Mato Grosso do Sul, especialmente no município de Taquarussu, na região do alto curso do rio Paraná, foram objeto de estudo as dunas reliquias, conforme investigação conduzida por Parolin & Stevaux (2002). O clima local é classificado como *Aw*, segundo a classificação climática de Köppen, e a precipitação média anual excede os 1400 mm (Alvares *et al.*, 2014). Os depósitos identificados estão sujeitos à dissecação pela erosão hídrica, o que dificulta a classificação morfológica das feições e a identificação da direção predominante do vento durante sua formação.

No intuito de fundamentar a investigação acerca da formação e caracterização desses depósitos, foram realizadas análises sedimentológicas e datações dos sedimentos por meio dos métodos da Termoluminescência (TL) e C¹⁴. Essas análises foram conduzidas em quatro pontos de amostragem, atingindo profundidades de até 6,8 metros. As idades obtidas por TL abrangem desde o Pleistoceno Superior, com valores de 20.6 ± 1.5 ka, até o Holoceno Superior, com 2.1 ± 0.2 ka. Destaca-se que as idades mais frequentes se situam no Holoceno Médio e Superior (6.1 ± 0.3 ka, 5.4 ± 0.3 ka, 4.8 ± 0.6 ka, 3.7 ± 0.3 ka e 2.1 ± 0.2 ka). Os autores sustentam a hipótese de que a área tenha experimentado um período de aridez durante parte do Holoceno Médio, especialmente a partir de 3 ka (Parolin & Stevaux, 2002).

Apesar de os autores sugerirem a presença de depósitos de dunas eólicas na área, subsistem algumas questões a serem esclarecidas, conforme colocadas pelos próprios pesquisadores, como a ausência de estratificação cruzada e a presença localizada de argila nos depósitos (Parolin & Stevaux, 2002).

Outros depósitos com possível origem eólica foram encontrados e estudados por diferentes autores nas últimas décadas na região conhecida como Nhecolândia, pertencente ao mega-leque aluvial do Taquari, no estado do Mato Grosso do Sul, na região do Pantanal. O clima do local está classificado como *Aw* de Köppen, e a precipitação média anual supera 1000 mm (Alvares *et al.*, 2014). A área é marcada pela presença de lagoas salinas e de água doce, na borda dos lagos encontram-se cordões de areia, conhecidos como “cordilheiras” (Assine, 2003).

Klammer (1982) ao investigar os depósitos presentes na região, propôs a ocorrência de uma fase de transporte eólico dessas coberturas superficiais sob condições de aridez extrema, posteriormente substituídas pelo ambiente úmido/sub-úmido atual. Essa transição climática foi relacionada à inundações de antigas depressões de deflação e à formação das lagunas.

Seguindo uma abordagem semelhante, Tricart (1982) adotou uma perspectiva cíclica dos processos de acumulação associados à formação das planícies lagunares da região. Ele sugeriu a ocorrência de períodos úmidos com deposição de areais, predominantemente controlada pela ação fluvial, intercalados com fases secas, caracterizadas pelo reinício do transporte eólico e a acumulação de dunas com elevação modesta entre as depressões. Clapperton (1993) expressou discordância das formulações propostas por Klammer (1982) e Tricart (1982), ressaltando a carência de dados faciológicos e estratigráficos que confirmassem a alternância entre momentos eólicos e fluviais de deposição nas planícies do mega-leque Taquari.

Mais tarde, Assine (2003) e Soares *et al.* (2003) se contrapuseram à atribuição da gênese das “cordilheiras” a uma ciclicidade entre fases de inundações e ressecamento, com a formação de pequenas bacias de deflação, como postulado por Tricart (1982). Assine e Soares (2004) também consideraram a ocorrência de areais finos e muito finos, como uma possível herança de arenitos eólicos paleozóicos erodidos, provenientes dos terrenos mais elevados da bacia do Paraná, a leste. E não como uma evidência de retrabalhamento eólico dos sedimentos conforme argumentado por Almeida (1945). Apesar disso, os autores não eliminaram totalmente a participação do componente eólico na formação das feições estruturadas em coberturas superficiais arenosas, embora ressaltem não ser possível a caracterização de uma morfologia dunar.

Adicionalmente, Guerreiro *et al.* (2018) examinaram testemunhos estratigráficos de lagoas salinas na região da Nhecolândia, evidenciando a acumulação contínua dos sedimentos ao longo do Holoceno. Eles identificaram uma transição de condições alagadas de água doce para salinas por volta de 3 ka, associada à acumulação de uma litofácie argilosa. Abaixo dessa unidade, há

uma camada arenosa cuja evolução é atribuída ao retrabalhamento eólico de um lobo abandonado do mega-leque aluvial no Holoceno inferior, sob climas áridos.

Diante do exposto, é possível dizer que a origem eólica das “cordilheiras” presentes na área ainda não pode ser comprovada, tornando-se necessária a existência de dados geocronológicos e morfoestratigráficos que permitam elucidar tal questão.

Os dados apresentados sobre as dunas continentais do Brasil dos últimos 30 anos permitem compreender que o processo de evolução dos depósitos eólicos ocorreu em momentos distintos nas diferentes regiões do país. Até o momento de escrita desta pesquisa não há evidências de deposição eólica na região Amazônica anterior ao período de 32.6 ± 3.1 ka (Carneiro Filho *et al.*, 2002). O depósito fluvial com idade de 51.7 ± 4.3 ka analisado por Zular *et al.* (2019) reforça o argumento de que durante essa fase do Pleistoceno Superior, por volta de 50 e 33 ka, a região em estudo não tenha experimentado condições climáticas favoráveis para o transporte e deposição dos sedimentos eólicos.

Apesar da distância de aproximadamente 350 km entre as áreas, algumas idades entre os trabalhos de Carneiro Filho *et al.* (2002) e Zular *et al.* (2019) podem ser correlacionadas e indicam momentos de maior atividade eólica durante e após o UMG (22.8 ± 2.1 ka, 22 ± 1.9 ka, 23.1 ± 1.3 ka e 21.9 ± 1 ka), abarcando o evento HS1, (17.2 ± 1.8 ka, 16.4 ± 1.7 ka, 18 ± 0.8 ka, 17.6 ± 0.7 ka e 17.2 ± 0.9 ka). A idade de 15.1 ± 1.9 ka presente na pesquisa de Teewu e Rhodes (2004) também corresponde ao evento HS1. Em Carneiro Filho *et al.* (2002), observa-se que a atividade eólica persiste exclusivamente até o limite do Holoceno Inferior, 7.8 ± 0.9 ka, sem registros que remontem o retorno milenar da atividade eólica.

Em contraste, a dinâmica observada na região do Rio Branco, conforme descrito por Zular *et al.* (2019), revela idades abrangendo o Holoceno Superior, com valores de 2.5 ± 0.3 ka e 1.1 ± 0.1 ka. Este cenário se assemelha aos achados da pesquisa de Teewu e Rhodes (2004), na qual os depósitos estão situados na savana do rio Branco, localizada na fronteira com a Guiana, aproximadamente a 130 km do local mencionado anteriormente. O estudo de Teewu e Rhodes (2004) apresenta três idades relativas ao Holoceno Superior, sendo 3.9 ± 0.3 ka, 2.3 ± 0.2 ka e 1.3 ± 0.2 ka. Sugere-se a possibilidade da atuação de mais de um mecanismo atmosférico nas áreas descritas, onde o primeiro pode representar um fenômeno mais regional e efetivo, enquanto o segundo teria uma escala mais local, desencadeando picos de semiaridez em fases geralmente mais úmidas, como o Holoceno Superior (Zular *et al.*, 2019).

As idades obtidas nos depósitos eólicos localizados na região Nordeste apontam para condições paleoclimáticas distintas da região Norte. A princípio, existem dois depósitos de possível origem eólica com idades relativas ao Pleistoceno Médio, 253.8 ± 19 ka e 170.4 ± 23.1 ka, porém não é possível inferir quais condições paleoambientais e/ou paleoclimáticas teriam desencadeado o processo de deposição desses sedimentos (Mescolotti *et al.*, 2023).

Posteriormente, há um possível momento de estabilização da deposição em torno de 18 ka verificado no trabalho de Mescolotti *et al.*, (2023) e que também está presente nas idades de Barreto (1996). Multiza *et al.* (2017), com base em uma análise de sedimentos marinhos oriundos da bacia do Rio Parnaíba, sugere um aumento da precipitação no nordeste continental durante o HS1, causado por uma alteração na posição da ZCIT. No mesmo contexto, Guedes *et al.* (2017) afirmam que durante o UMG, cerca de 19 ka, a deslocação da ZCIT mais ao sul da linha do Equador teria contribuído para o transporte de umidade para a região Nordeste, interrompendo o processo de deposição de sedimentos eólicos nos campos de dunas próximos ao Oceano Atlântico, na região de Natal, estado do Rio Grande do Norte.

A presença de maior umidade na região durante o UMG também é atestada pela sedimentação coluvial em setores do Planalto da Borborema e do Araripe, como atestam os trabalhos de Correa e Monteiro (2020) e Lima *et al.* (2022). Esses estudos apontam que o coluvionamento é cronocorrelato à pausa na sedimentação eólica no submédio São Francisco.

No contexto do Holoceno Superior, verifica-se a influência de condições climáticas secas que propiciaram a deposição de sedimentos eólicos em determinados locais no médio e submédio São Francisco, conforme evidenciado nas análises de idades presentes nos estudos de Barreto (1996), Cabral (2014) e Lira (2014). Tais condições são caracterizadas por uma redução na precipitação e uma maior oscilação da temperatura, resultando na diminuição da ocorrência de depósitos coluviais. Esse fenômeno é notável em áreas que normalmente concentram acumulados de precipitação no semiárido nordestino, conforme ilustrado por Corrêa (2001), Gurgel *et al.* (2013), Tavares (2015) e Corrêa e Monteiro (2020).

Acredita-se que essa configuração paleoclimática seja um desdobramento de teleconexões entre controles climáticos de natureza regional e fenômenos nos oceanos Pacífico Tropical e Atlântico Norte, incluindo o Paleo-El Niño de Oscilação Sul. Isso é exemplificado por episódios específicos, como aquele ocorrido entre 3.5 e 2.8 ka, conforme documentado por Dang *et al.* (2020) e Utida *et al.* (2023). Além disso, foi registrado que condições climáticas mais secas

estariam relacionadas ao aumento da vegetação típica de caatinga na região do vale do rio Icatu, no norte da Bahia, após 4 ka (De Oliveira *et al.*, 1999).

4 ASPECTOS METODOLÓGICOS

Este capítulo propõe uma abordagem detalhada dos procedimentos metodológicos a serem empregados ao longo da pesquisa, incluindo as práticas de campo adotadas para a coleta de material, os quais viabilizarão a compreensão da gênese e evolução das dunas continentais no município de Rodelas. Desse modo, serão analisados os parâmetros inerentes a cada metodologia, delineando de que maneira esses contribuirão para a consecução dos objetivos estabelecidos.

4.1 MAPEAMENTOS

O mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo foi confeccionado a partir das metodologias presentes no Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE (2009) e em Demek (1972), a partir dos trabalhos desenvolvidos na região do Nordeste, como Fonsêca, (2018), Lyra (2017), Lira (2014), Ferreira (2010), Silva (2008) e Corrêa (2001). A princípio, para a definição das unidades morfoestruturais da área utilizou-se a imagem de satélite da Folha SC_24 Aracaju da Carta do Brasil ao Milonésimo. Em seguida, a partir de imagens de satélite, Alos Palsar, com resolução de 12, 5 m, elaborou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE), o mapa de declividade da área e extraiu-se as curvas de nível com equidistância de 20 m, que guiaram a confecção dos perfis topográficos. O processo foi realizado no software *ArcGis 10.4* na escala de 1:200.000.

Já para a elaboração dos mapas de microcompartimentos geomorfológicos dos campos de dunas de Itacoatiara e Surubabel utilizou-se o MDE acima referido, as curvas de nível e os vetores de direção preferencial de fluxos superficiais. O mapeamento também foi executado no software *ArcGis 10.4*, *porém* nas escalas de 1:80.000, em Itacoatiara, e 1:20.000, em Surubabel. Para a confecção desses mapas empregou-se como base os mapas presentes em Ferreira (2010) e Ferreira et al (2013). Por fim, as visitas a campo foram fundamentais para a validação dos dados analisados em gabinete.

4.2 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

A abordagem morfoestratigráfica é uma metodologia específica na geomorfologia que combina conceitos da estratigrafia e da análise morfológica para entender a evolução das formas de relevo na superfície terrestre, contribuindo para a construção de modelos evolutivos das paisagens. Os perfis estratigráficos traçados a partir do mapeamento detalhado das formas deposicionais identificadas na área possibilitaram a compreensão das respostas dos sistemas ambientais às variações de energia do sistema climático (Slaymaker & Spencer, 1998).

A utilização dessa abordagem aliada à datação absoluta dos sedimentos pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) permite estabelecer a cronologia dos eventos deposicionais, implicando no melhor entendimento do papel das mudanças climáticas e ambientais ao longo do tempo sobre os sistemas de erosão/deposição eólicos. Por fim, a aplicação desta abordagem associada a outras metodologias aporta uma visão integrada dos processos geomorfológicos atuantes na área de estudo com ênfase para o Pleistoceno Superior/Holoceno.

4.3 ASSINATURA GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS

A aplicação da geoquímica no estudo das coberturas superficiais vem sendo aprimorada ao longo das últimas décadas e abarca desde o material autóctone do manto de intemperismo até os sedimentos alóctones que sofreram diversas formas transporte. Na atualidade, a aplicação de diferentes índices geoquímicos, através das relações binárias e terciárias entre os distintos elementos, têm se mostrado uma ferramenta essencial, que aliada a outras técnicas, possibilitou o entendimento das condições paleoclimáticas e paleoambientais da região em estudo no transcurso do Quaternário Superior (Lira *et al.*, 2024).

A assinatura geoquímica dos sedimentos foi determinada por meio da espectrometria de fluorescência do raio-x através da identificação da composição química do material com o objetivo de compreender o grau de intemperismo, a proveniência e o paleoambiente de deposição dos sedimentos presentes nos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara. A técnica supracitada permite a identificação de elementos representados como óxidos, os elementos podem ser divididos em maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5) com concentrações superiores a 1%, e em elementos traços (Zr , Ba , Cu , Ga , Nb , Ni , Pb , S , Sr , V e Zn), estes últimos com concentrações inferiores a 0,1% (Cruz, 2006 e Cardoso, 2019).

Alguns dos índices geoquímicos abordados nesta pesquisa já foram aplicados em estudos anteriores realizados em diversos ambientes e com materiais de diferentes origens, incluindo sedimentos de dunas, encostas e sistemas fluviais (Chen *et al.*, 2021; Lira, 2014; Fônseca, 2018; Silva, 2019; Jian e Xang, 2019; Santos, 2024; Fônseca *et al.*, 2024). Dessa maneira, com base nos resultados desses trabalhos e visando atingir os objetivos propostos foram selecionados cinco índices geoquímicos para aplicação, são eles: o Índice Geoquímico de Alteração (CIA), o Índice de Ruxton (RI), o Índice de Paleoambiente e os índices de proveniência que partem da relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$.

O índice CIA foi calculado a partir da fórmula proposta por Nesbitt e Young (1982): CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})] \times 100$. O objetivo desse índice é avaliar o grau de intemperismo dos materiais a partir da relação entre o óxido de alumínio que funciona como um elemento imóvel no perfil, versus os elementos móveis como os óxidos de cálcio, potássio e sódio. Nesse sentido, valores mais altos indicam elevada alteração química, enquanto valores menores apontam o contrário.

Nessa perspectiva, a utilização do índice RI também tem como finalidade medir o grau de intemperismo químico ao longo do tempo, a partir da perda do óxido de sílica, elemento móvel, em relação ao óxido de alumínio, elemento imóvel ($\text{RI} = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$). A fórmula aplicada foi proposta por Ruxton (1968). Nesse caso, valores menores, numa escala que normalmente varia de 0 a 10, apontam para materiais com maior grau de intemperismo, em contrapartida valores maiores indicam sedimentos menos intemperizados (Fônseca *et al.*, 2024).

A fim de compreender o paleoambiente de deposição dos sedimentos foi aplicado o índice de paleoambiente composto pela fórmula: $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, (Suttner and Dutta, 1986). A partir desse índice foi possível realizar correlações entre as idades de deposição dos sedimentos, obtidas pelo método da LOE e as condições paleoambientais vigentes na região ao longo do Quaternário Superior.

Por fim, a proveniência do material foi inferida através das relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$, essas razões são importantes para a compreensão dos tipos de rochas que atuaram como material de origem dos depósitos presentes na área em estudo. Dessa maneira, o Al_2O_3 , o TiO_2 e o ZrO_2 se comportam como elementos menos móveis no processo de intemperismo químico devido à baixa solubilidade dos óxidos e hidróxidos desses elementos em soluções aquosas (Hayashi *et al.*, 1997). Por esse motivo funcionam como marcadores das suas respectivas rochas-mães. Tais índices foram aplicados em diversos trabalhos, como, por exemplo: Hayashi *et al.* (1997), Lira (2014), Chen *et al.* (2021) e Fônseca *et al.* (2024).

A metodologia adotada neste processo envolve a agitação da amostra mediante um feixe primário originado de um tubo de raios X. Este feixe tem a capacidade de remover elétrons das camadas eletrônicas internas da amostra. Nesse contexto, os elétrons provenientes das camadas externas ocupam essas lacunas resultantes. Durante esse rearranjo, são emitidos feixes secundários de raios X, conhecidos como radiação fluorescente, os quais estão relacionados à transição ocorrida e ao elemento em questão. No equipamento utilizado, a radiação captada,

considerando sua energia e intensidade, é proporcional à concentração do elemento presente na amostra (Zambello, 2001).

O material coletado foi processado no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LABGEQUA) na Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) no espectrômetro EDX – 720. O passo a passo consistiu na separação de 10 g de cada amostra, sem matéria orgânica e quarteada, seguida pela divisão de cada amostra em alíquotas que foram inseridas em um compartimento da leitora do espectrômetro. O resfriamento da máquina foi feito com a utilização do nitrogênio líquido. A realização do procedimento durou algumas horas e nos resultados foram obtidos gráficos com a porcentagem de cada elemento químico, representados como óxidos, presente em cada amostra. Os diagramas binários e os gráficos ternários utilizados para ilustrar os resultados foram realizados no software *Origin Pro 2025* (licença estudantil).

4.4 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

A análise sedimentológica compreende a aplicação das técnicas de granulometria e morfoscopia. Trata-se de um tipo de procedimento fundamental para a caracterização dos sedimentos. A combinação dessas análises forneceu informações detalhadas sobre o processo de transporte e erosão sofrido pelos sedimentos. Essas técnicas já são consolidadas na literatura e vêm sendo empregadas em diversos estudos que buscam analisar a evolução quaternária de diversas paisagens em todo o globo. Por exemplo, Santos (2024), Chen *et al.* (2021), Silva (2019), Fônseca (2018), Lyra (2017), Lira (2014) e Correa (2001). Através da morfoscopia, por exemplo, foi possível identificar as marcas características do meio de transporte sofrido pelos grãos, transporte eólico, transporte fluvial e etc.

4.4.1 Granulometria

Por outro lado, a análise granulométrica refere-se à distribuição do tamanho dos grãos em uma amostra de sedimento. A classificação utilizada na análise das partículas é a de Wentworth (1922) que divide os grãos a partir do seu diâmetro em frações granulométricas que vão desde a argila até o bloco. Neste caso, as frações utilizadas durante o processo de peneiramento, foram: silte grosseiro, areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa, areia muito grossa e cascalho fino.

As amostras coletadas foram tratadas no LABGEQUA localizado na UFPE seguindo a metodologia proposta por Gale & Hoare (1991). Primeiramente, para retirada das partículas finas, silte e argila, foi realizado o procedimento descrito na tabela abaixo (Tabela 2).

Tabela 2 – Procedimento utilizado na desagregação de sedimentos finos.

Passo a passo para a desagregação dos sedimentos finos
1. Separação de 100 g de sedimento em um becker
2. Adição de 20 g de dispersante (hexametafosfato de sódio)
3. Adição de 500 ml de água
4. Agitação da mistura no agitador mecânico por 10 min
5. Utilização de uma peneira de 0,063 mm para a lavagem dos grãos finos

Fonte: A autora (2024).

Após esse procedimento, colocou-se o material restante na estufa para a secagem em uma temperatura média de 60° C por aproximadamente 48h. Posteriormente, o material foi pesado em uma balança de precisão e comparado com o peso anterior da amostra para quantificação dos grãos finos que foram retirados. Em seguida, colocou-se a amostra em um agitador de peneiras por cerca de 10 min onde as diferentes frações granulométricas foram separadas. As frações das peneiras utilizadas foram descritas anteriormente e abrangem as classes granulométricas que vão desde o cascalho fino até o silte grosseiro (a areia muito fina).

A partir da obtenção das diferentes frações de sedimentos, foram aplicados os parâmetros propostos por Folk e Ward (1957) no software *Sysgran 3.0*, visando obter informações acerca do grau de seleção, assim como sua assimetria e curtose. O grau de seleção tem como propósito mensurar a extensão da seleção das partículas, analisando a variação na concentração de cada fração granulométrica. A amostra pode ser classificada de acordo com a tabela abaixo (Tabela 3).

Tabela 3 -Escala de Folk e Ward (1957) para o grau de seleção.

Grau de Seleção	Valor
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,0
Pobremente selecionado	1,0 a 2,0
Muito pobremente selecionado	2,0 a 4,0
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Fonte: Adaptado de Dias (2004).

Quanto à assimetria, esse parâmetro ressalta a falta de simetria na distribuição das classes granulométricas identificadas. Em uma curva de distribuição normal, também conhecida como curva gaussiana, o valor de assimetria é zero, indicando simetria em ambos os lados da curva. Entretanto, em curvas assimétricas, o cálculo permite quantificar o desvio dessa simetria. Assim, valores acima de zero indicam uma assimetria positiva, enquanto valores abaixo de zero representam uma assimetria negativa (Dias, 2004). Esse parâmetro ajuda a interpretar o ambiente de sedimentação e o modo de transporte dos sedimentos (Tabela 4).

Tabela 4 -Escala de Folk e Ward (1957) para a assimetria.

Assimetria	Valor
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Fonte: Adaptado de Dias (2004).

A curtose, por sua vez, mensura o grau de achatamento da curva de distribuição granulométrica em relação à curva normal. Uma curva mais achatada é classificada como platicúrtica, enquanto uma mais alongada é considerada leptocúrtica. Valores próximos de zero indicam uma curva mais próxima da mesocúrtica, que é similar à curva normal (Tabela 5). Essa classificação é valiosa, pois a forma da curva granulométrica também oferece informações cruciais sobre os processos de transporte e deposição dos sedimentos. Por exemplo, ambientes eólicos podem exibir uma distribuição mais leptocúrtica, sinalizando uma boa seleção de partículas durante o transporte.

Tabela 5 - Escala de Folk e Ward (1957) para curtose.

Curtose	Valor
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

Fonte: Adaptado de Dias (2004).

Para a determinação das frações finas (silte e argila), utilizou-se a técnica de granulometria por difração a laser, com o auxílio do granulômetro Mastersizer 2000. Esse método analisa o tamanho das partículas a partir da dispersão da amostra em meio líquido,

seguida da emissão de um feixe de luz. As partículas presentes absorvem e difratam a luz, sendo que o ângulo de difração é inversamente proporcional ao tamanho dos grãos. Sensores acoplados ao equipamento registram a intensidade da luz difratada e, com base nesses dados, é gerada a distribuição granulométrica da amostra.

A técnica se fundamenta nas teorias de espalhamento de Mie e de difração de Fraunhofer, conforme discutido por Papini (2003), Pinheiro *et al.* (2018) e Christofoletti & Moreno (2017). Nesse caso, a quantificação das frações finas foi realizada com base na teoria de Mie, utilizando como índice de reflectância dos materiais anexos às amostras, o valor correspondente ao hexametafosfato de sódio (1,48).

O passo a passo do procedimento está descrito na tabela abaixo (Tabela 6). A peneira de 500 µm (areia grosseira) foi escolhida para o peneiramento prévio das amostras em função da faixa de leitura ideal do equipamento, que apresenta maior precisão até cerca de 600 µm. Diante da limitação nas malhas de peneiras disponíveis, adaptou-se o equipamento para leituras de até 500 µm. De qualquer maneira, as frações grossas foram analisadas separadamente por peneiramento mecânico convencional. A quantidade de 5 g de sedimento utilizada por amostra foi definida com base na metodologia adotada por Santos (2024), que demonstrou melhor correspondência entre o peso real das frações e os dados gerados. Quantidades superiores resultaram em imprecisões nas leituras.

Ademais, a adoção de dois tipos de dispersantes, físico (ultrassom) e químico (hexametafosfato de sódio), baseou-se nos resultados apresentados por Pinheiro *et al.* (2018), que demonstraram que a aplicação do ultrassom após o uso do dispersante químico favorece uma separação mais eficaz dos grãos, mesmo em materiais distintos dos analisados neste estudo. Santos (2024) também utilizou essa metodologia para sedimentos de ambientes fluviais e de encosta no Nordeste do Brasil, obtendo bons resultados.

O dispersante físico (ultrassom) foi aplicado por 30 segundos após a inserção da amostra no equipamento, sendo monitorada em seguida a faixa de obscuração desejada. Esse tempo foi adotado com base nos estudos de Pinheiro *et al.* (2018) e Santos (2024), que indicam que tempos superiores podem levar a erros na leitura, enquanto tempos inferiores podem não ser suficientes para desagregar totalmente os aglomerados.

Tabela 6 - Passo a passo para a utilização do granulômetro a laser.

-
1. Separação de 100 g de sedimento de cada amostra;
 2. Peneiramento na fração de 500 µm (areia grosseira);
 3. Separação de 5g de sedimentos a partir do material peneirado;
 4. Adição de 250 ml de água e 1 g de dispersante químico (hexametafosfato de sódio);
 5. Agitação da mistura no agitador mecânico por 10 min;
 6. Repouso por 24 horas;
 7. Aplicação de 30 segundos de ultrassom para dispersão física;
 8. Leitura no granulômetro a laser.
-

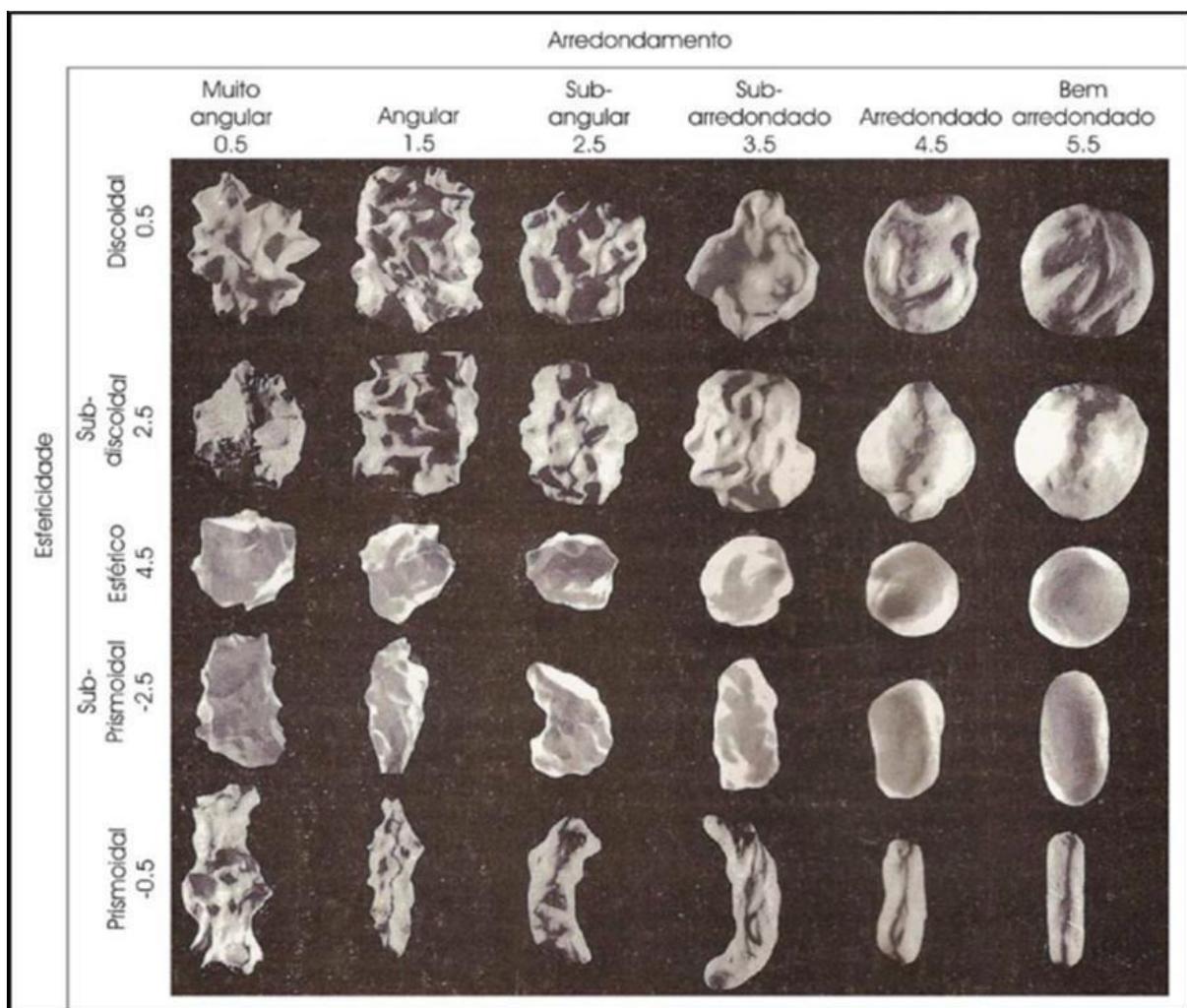
Fonte: A autora (2025).

Por fim, os dados foram gerados pelo software do equipamento na forma de gráficos e foram analisadas as porcentagens das seguintes classes texturais: argila muito fina, argila fina, argila média, argila grosseira, silte muito fino, silte fino, silte médio e silte grosseiro. Posteriormente, essas porcentagens foram convertidas em valores de massa (gramas), e os resultados de cada classe foram somados para se obter o total das frações de silte e argila. Por último, os dados foram inseridos no software Sysgran 3.0 para o cálculo dos parâmetros granulométricos.

4.4.2 Morfoscopia

Na análise morfoscópica foram observadas e descritas em detalhe as características morfológicas das partículas sedimentares. A avaliação foi realizada com o objetivo de identificar o grau de arredondamento e esfericidade, bem como a textura (brilhosa, fosca e polida) e a opacidade (transparente e opaco) dos grãos. Adicionalmente, foi investigada a composição mineralógica da amostra, categorizando-a como homogênea ou heterogênea. Os parâmetros foram analisados conforme a metodologia proposta por Tucker (1995). A classificação para o grau de arredondamento dos grãos é composta das seguintes classes: muito angular, angular, sub-angular, sub-arredondado, arredondado e bem arredondado. Enquanto a esfericidade está distribuída em: prismoidal, sub-prismoidal, esférico, sub-discoidal e discoidal (Figura 18).

Figura 18 – Diagrama de Tucker (1995) utilizado durante a análise morfoscópica.



Fonte: Retirado de Tucker (1995).

O procedimento envolveu a separação de 100 grãos de sedimentos de cada amostra na fração de areia média (250 μm). A observação detalhada dos grãos foi realizada um a um através da lupa binocular com zoom de 2x e 4x. Posteriormente, cada grão foi classificado com base nas características anteriormente mencionadas, e, por fim, os números obtidos foram transformados em porcentagens que estão representadas em tabelas no capítulo de resultados.

4.4.3 Microscopia Eletrônica De Varredura

A microscopia eletrônica de varredura se baseia na emissão de feixes de elétrons acelerados que ao entrarem em contato com a superfície de uma amostra emitem diferentes sinais. Nesse caso, através da utilização dos elétrons secundários é possível obter imagens de alta resolução de diferentes superfícies e por meio da observação dessas superfícies identificam-se as microtexturas, como os traços de dissolução e as trincas de percussão em “V (Deane, 2010).

Essa técnica vem sendo utilizada em diversos trabalhos e tem se mostrado bastante eficaz na caracterização do transporte eólico, permitindo diferenciar sedimentos transportados pelo vento daqueles retrabalhados por outros agentes, como a água, ou até mesmo possibilitando a tipificação de material *in situ*. Nesse sentido, por exemplo, a presença de determinadas microtexturas pode revelar se o grão sofreu transporte prolongado pelo vento, se passou por múltiplos ciclos de retrabalhamento através de marcas de intemperismo prévio e pós-deposicional, entre outras interpretações.

A análise de microscopia associada a outras técnicas, como a datação por LOE, fornece subsídios para o reconhecimento dos períodos com maior atividade eólica, ajuda a diagnosticar os momentos de estabilização da paisagem, e através do suporte da análise estratigráfica, a partir da correlação entre as camadas, possibilita a interpretação de eventos deposicionais.

A princípio, os grãos de quartzo foram selecionados um por um através de uma lupa binocular no LABGEQUA (UFPE). O restante do procedimento foi realizado no Centro de Tecnologias Estratégicas do Nordeste (CETENE) no município de Recife, Pernambuco. O equipamento utilizado foi o microscópio eletrônico de varredura MIRA LMU da marca TESCAN. A obtenção das imagens MEV foi realizada com o detector para elétrons secundários (SE) e a fonte emissora de elétrons utilizada foi o FEG Schottky.

A técnica foi empregada nas quatorze amostras coletadas para as análises sedimentológicas. Os locais de coleta estão descritos e representados no tópico 4.6. Dessa maneira, foram analisados 100 grãos de quartzo de cada amostra na fração de areia média (250 um). O quantitativo de grãos seguiu a metodologia empregada no trabalho de Deane (2010). Já no que diz respeito a fração escolhida, optou-se pela fração de areia média devido a sua representatividade estatística nas amostras, além de ser uma fração transportada por saltação, preservando assim microtexturas típicas de transporte eólico. Além disso, outros estudos também utilizaram essa fração em suas análises (Smith, Soreghan e Ohta, 2018 e Deane, 2010).

A fim de identificar as microtexturas, fez-se uso de uma tabela adaptada do trabalho de Mahaney (2002), outrossim, da leitura de outras pesquisas com o intuito de identificar as microtexturas mais comuns no estudo de grãos de ambiente eólico. Na tabela constam 22 microtexturas típicas do transporte eólico e fluvial, porém na discussão dos resultados deu-se ênfase para a caracterização das microtexturas típicas do ambiente eólico. Após a classificação dos grãos, os resultados foram transformados em porcentagem e expostos em gráficos e imagens.

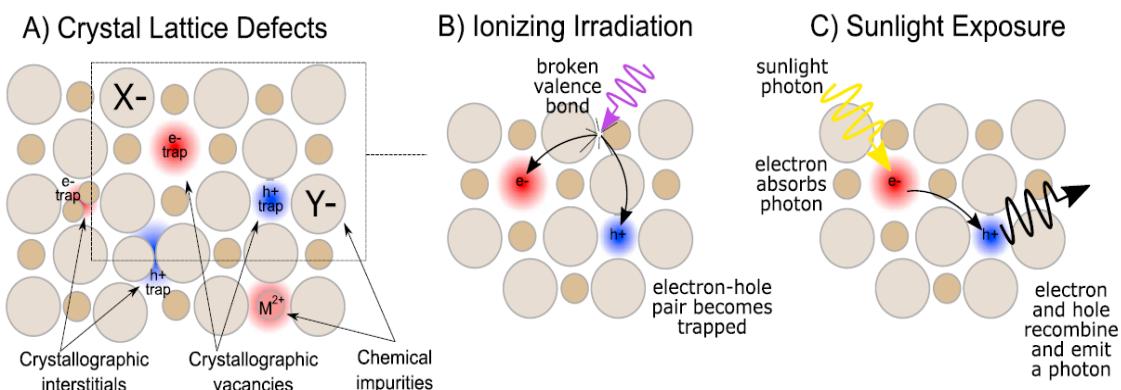
4.5 GEOCRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

A Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) é uma metodologia empregada, entre outros usos, para estimar a idade de sedimentos que foram soterrados em diversos ambientes após terem sido expostos suficientemente à luz do sol. A medição é feita a partir da análise dos minerais de quartzo ou feldspato presente nos sedimentos. A cronologia do sedimento baseia-se na última vez em que o grão foi exposto à luz solar e posteriormente soterrado, passando pelo photoesvaziamento durante a fase de exposição ao sol e pela acumulação de nova carga de radiação ionizante após o soterramento.

De uma maneira simplificada, a metodologia está relacionada aos cristais encontrados na natureza que são imperfeitos e por isso apresentam vacâncias ou armadilhas para elétrons em sua rede cristalográfica (Figura 19). As armadilhas são locais com excesso de carga positiva e/ou negativa que atraem os elétrons livres e centros de cargas positivas geradas pela radiação ionizante recebida. Essas armadilhas possuem um limite armazenagem que pode ser saturado (Gray *et al.*, 2019).

Quando o mineral recebe um estímulo luminoso (Figura 19C), os elétrons aprisionados saem de suas vacâncias ou reservatório de cargas e se recombina com uma carga oposta emitindo fôtons de luz que são pequenos pacotes que transportam energia. A luz emitida pelo elétron é diretamente proporcional à quantidade de radiação ionizante absorvida pelo material (Gray *et al.*, 2019). Nesse sentido, a quantidade de radiação ionizante absorvida também é diretamente proporcional ao tempo em que o material passou soterrado.

Figura 19 - Esquema demonstrando o processo de aprisionamento de cargas (negativas e positivas) e a consequente emissão de fôtons de luz, devido à presença de um estímulo luminoso.



Fonte: Retirado de Gray *et al.*, 2019.

Assim, para o cálculo da idade dos sedimentos considera-se a dose acumulada de radiação ionizante a partir do momento do soterramento, dividida pela taxa de dose de radiação

natural, que é a taxa anual de radiação ambiental proveniente do próprio depósito sedimentar. A soma da radiação ionizante oriunda do decaimento radioativo dos elementos ^{232}Th , ^{238}U e ^{40}K gera a taxa de dose de radiação natural ou dose anual, acrescido do valor da radiação cósmica. Esses valores tendem a ser constantes, porém podem oscilar devido a alterações na mineralogia do sedimento que ocorre após o processo de deposição, estando relacionado à profundidade do soterramento e à presença de umidade (Guedes *et al.*, 2011).

O uso da LOE para datação de sedimentos em diversos ambientes é relativamente recente e vem sendo aprimorado com o tempo. Uma das potencialidades do método corresponde ao fato de que os minerais datados no processo, quartzo e feldspato, estão entre os mais abundantes na natureza, expandindo assim a variedade de depósitos sedimentares em que a metodologia pode ser empregada. A amplitude temporal de abrangência das idades, que vai de alguns anos até centenas de milhares de anos, no caso do quartzo, e, a acurácia dos dados também são fatores importantes para a disseminação dessa metodologia (Guedes *et al.*, 2011).

No entanto, como ocorre com qualquer método, há limitações que, neste caso, podem estar relacionadas às propriedades dos sedimentos. Um exemplo é a sensibilidade da amostra à luminescência, que pode estar relacionada à origem dos grãos, aos sucessivos ciclos de exposição à luz solar e soterramento a que o material foi submetido, além da própria cristalografia do sedimento. Somam-se a essas, as limitações ligadas ao procedimento laboratorial ou ao tratamento das amostras (Guedes *et al.*, 2011; Gray *et al.*, 2019).

Ao longo das últimas duas décadas, tem se utilizado o protocolo Single-Aliquot Regenerative-Dose (SAR) proposto por Murray and Wintle (2000) para a datação dos sedimentos em substituição ao protocolo Multiple-Aliquot Regenerative-Dose (MAR), o qual emprega múltiplas alíquotas para a medição dos sinais de luminescência. Este protocolo tem sido substituído porque seu uso pode resultar em oscilações nos valores medidos, decorrentes da variação na sensibilidade de cada amostra à luminescência.

A aplicação do protocolo SAR, a partir da medição do sinal de quartzo, consistiu no procedimento descrito abaixo (Tabela 7). A dose (D_i) corresponde à dose natural da amostra que foi aquecida e medida nos passos seguintes (2 e 3). Primeiramente, foi realizado o pré-aquecimento da amostra por 10 segundos a fim de eliminar os sinais das componentes instáveis (passo 2). Em seguida, a amostra foi estimulada com LED azul a uma temperatura de 125 °C, por 40 segundos, para evitar o aprisionamento das cargas em uma armadilha conhecida como TL 110° (passo 3). Posteriormente, no passo 4, deu-se uma dose de radiação constante (D_t) para monitorar a sensibilidade a mudanças no esvaziamento da armadilha desejada (componente rápida). No passo seguinte, ocorreu novamente o pré-aquecimento, porém com

uma temperatura menor e por um tempo mais curto para evitar que as armadilhas que desejam ser esvaziadas fiquem menos eficientes (passo 5). No passo 6 ocorreu o mesmo processo do passo 3, porém nesse caso foi o obtido o sinal referente a dose teste, denominado de T_t . Por fim, ocorreu uma iluminação com temperatura mais elevada, 280 °C, com o objetivo de eliminar as cargas presentes nas demais armadilhas para que o procedimento pudesse ser refeito mais algumas vezes (passo 7) (Murray and Wintle, 2003).

Assim, foi elaborada a curva de dose-resposta, que representa a resposta do sinal da LOE à dose natural e a doses regenerativas específicas (D4, D3, D2 e D1), aplicadas utilizando uma única alíquota. Nesse sentido, o valor da D1 é menor do que o valor da D2 e assim sucessivamente, porém é indicado que a dose equivalente seja calculada comparando a luminescência natural e a induzida, levando a obtenção da idade da amostra. Por fim, foram aplicados três testes de validação das amostras com o intuito de evitar que fossem obtidas idades que não correspondessem às idades reais de deposição do material. Os testes foram: teste de recuperação de dose (recovery test), teste de variação de sensibilidade (*recycling ratio test*), e o teste de contaminação por feldspato (*feldspar test*) (Murray and Wintle, 2003).

Tabela 7 - Protocolo SAR com acréscimo do passo (7) utilizado para reduzir a presença de cargas indesejáveis. PH: preheat (pré-aquecimento).

Passos	Procedimento
1	Dose (D_i)
2	Pré-aquecimento (160-300°C, por 10s)
3	OSL azul por 40s a 125°C (L_i)
4	Dose teste constante (D_t)
5	Pré-aquecimento (160°C, $T(s) < PH$)
6	OSL azul por 40s a 125°C (T_i)
7	Iluminação azul por 40s, $T (°C) > PH$
8	Retorno ao passo 1

Fonte: Adaptado de Murray and Wintle (2003).

4.6 COLETA DO MATERIAL EM CAMPO

Durante o trabalho de campo, as amostras foram coletadas em pontos que representassem as diferentes gerações de dunas existentes na área com atenção às dunas fixas, também houve coleta em dunas móveis, área de interduna e no manto de areia.

No entanto, a coleta de sedimentos de possíveis áreas fontes para os depósitos eólicos, como os antigos terraços e planícies aluviais do rio São Francisco, foi impossibilitada uma vez

que essas unidades agradacionais encontram-se submersas, desde a inundação das margens do rio em consequência da formação do lago de Itaparica, em 1987.

Ainda no que diz respeito ao levantamento de áreas com o objetivo de coletar amostras de sedimentos nos terraços fluviais, foram percorridos alguns canais afluentes da margem direita do rio São Francisco. No entanto, observou-se que, embora muitos desses canais estejam colmatados, praticamente não há depósitos laterais. Nos poucos pontos onde esses depósitos existem, sua espessura é muito reduzida, tornando inviável a coleta de amostras (Figura 20). Uma situação semelhante foi descrita por Ferreira (2010), ao percorrer terraços fluviais na margem esquerda do rio São Francisco, nas proximidades do município de Floresta, Pernambuco.

Figura 20 – Canais afluentes da margem direita do rio São Francisco.



Fonte: A autora (2024).

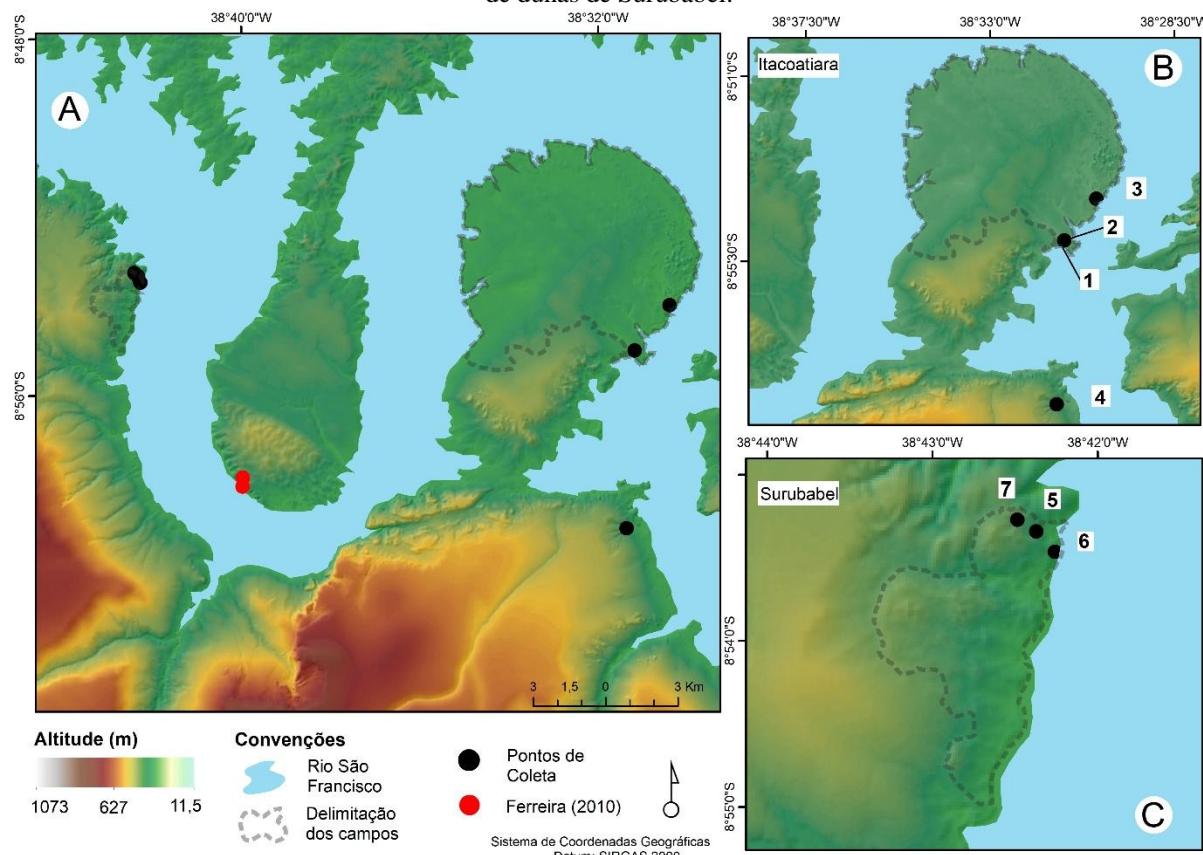
No total foram coletadas quatorze amostras de sedimentos em sete locais distintos (Figura 21). A figura abaixo também apresenta os pontos de coleta para datação por LOE em edifícios dunares que integraram a pesquisa de Ferreira (2010). Esses pontos estão situados em um campo de dunas na localidade da Lagoa da Areia às margens do Lago de Itaparica, no município de Floresta, Pernambuco.

Para a coleta do material que foi datado pelo método da LOE foram utilizados tubos de ferro galvanizados com 30 cm de comprimento e 1 polegada de diâmetro. Primeiramente, foram abertos perfis verticais nas dunas e também foram utilizados perfis já abertos na paisagem. No momento da coleta uma das extremidades dos tubos foi vedada com saco plástico de cor preta

para que não houvesse contato com a luz solar. Em seguida, os tubos foram inseridos no perfil em sentido horizontal e imediatamente após a sua retirada a extremidade oposta também foi vedada com saco de cor preta. Após esse processo o material foi encaminhado para o Departamento de Energia Nuclear (DEN) na Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) onde as amostras foram processadas seguindo o protocolo SAR, mencionado anteriormente.

Para as amostras sedimentológicas o material foi coletado em sacos plásticos com cerca de 1 kg de sedimentos cada. Os locais escolhidos para esse tipo de coleta foram os mesmos da datação por LOE, com exceção de dois pontos no campo de dunas de Itacoatiara (ITA2B e ITA3) e uma amostra no campo de Surubabel, SBB2B, conforme descreve a tabela abaixo (tabela 8). Essas amostras foram processadas no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LABGEQUA) na UFPE através dos procedimentos de granulometria, morfoscopia e geoquímica, descritos anteriormente.

Figura 21 - A) Localização dos pontos de coleta na área em estudo com destaque para os pontos de coleta por LOE em Ferreira (2010). B) Pontos de coleta no campo de dunas de Itacoatiara e C) Pontos de coleta no campo de dunas de Surubabel.



Fonte: A autora (2025).

Tabela 8 – Relação entre os pontos de coletas e as suas respectivas amostras.

Ponto	Local (Unidade estratigráfica)	Tipo de análise	Código
1	Duna fixa (camada da base)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	ITA1B
1	Duna fixa (cama intermediária 1)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	ITA1M2
1	Duna fixa (cama intermediária 2)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	ITA1M1
1	Duna fixa (camada do topo)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	ITA1T
2	Interduna	Sedimentologia/Geoquímica	ITA2
3	Duna ativa/móvel	Sedimentologia/Geoquímica	ITA3
4	Manto de areia	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	Areial
5	Duna fixa (camada da base)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB1B
5	Duna fixa (camada do topo)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB1T
6	Manto de alteração da rocha mãe (camada da base)	Sedimentologia/Geoquímica	SBB2B
6	Duna fixa (cama intermediária)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB2M
6	Duna fixa (camada do topo)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB2T
7	Duna fixa (camada da base)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB3B
7	Duna fixa (camada do topo)	LOE/Sedimentologia/Geoquímica	SBB3T

Fonte: A autora (2025).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 MAPEAMENTO DE DETALHE E SEMIDETALHE

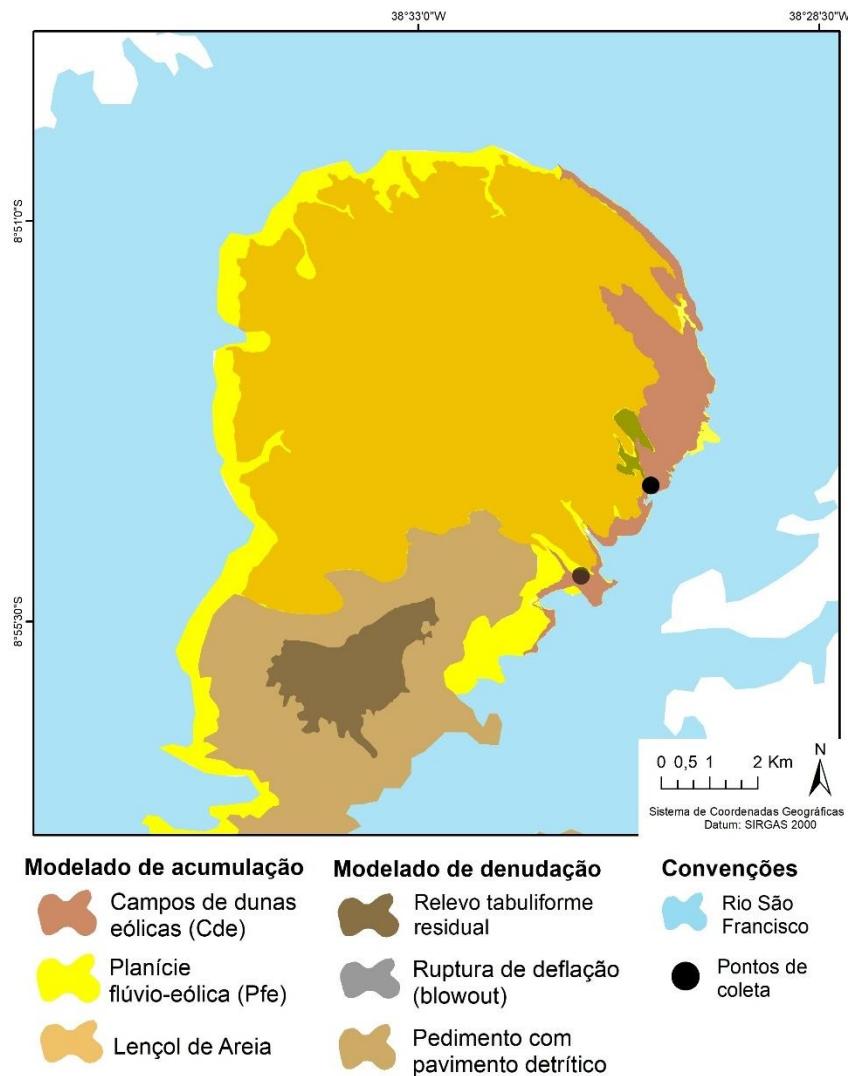
A partir do mapeamento de unidades geomorfológicas e por meio das visitas a campo foi possível elaborar dois mapas planimétricos, um de semidetalhe e outro de detalhe com enfoque nos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara. Os mapas foram elaborados com o objetivo de caracterizar e dimensionar as formas encontradas, além de estabelecer os pontos de coleta de sedimentos.

No mapa referente ao campo de dunas de Itacoatiara, foram identificadas diferentes feições associadas ao modelado de acumulação, tais como: campo de dunas eólicas, planície flúvio-eólica e lençol de areia. Por outro lado, no modelado de denudação, foram reconhecidas as formas de tabuleiro, pavimento detrítico e a feição de ruptura de deflação (*blowout*) (Figura 22).

As dunas identificadas na área podem ser classificadas, com base em sua morfologia, em dunas parabólicas e nebkhás. As dunas parabólicas atingem até aproximadamente 18 metros de altura, são predominantemente móveis e possuem braços (*trailing ridges*) associados à presença de vegetação esparsa (Figura 23A). As dunas do tipo nebkhá apresentam dimensões menores, com alturas que chegam a cerca de 8 metros em alguns casos (Figura 23B). O lençol de areia localiza-se na porção posterior à deposição das dunas, caracteriza-se por relevo plano e cobertura vegetal arbustiva esparsa. Já os blowouts ocorrem na área interdunar, e, em certos pontos, revelam o afloramento do lençol freático na superfície (Figura 23C).

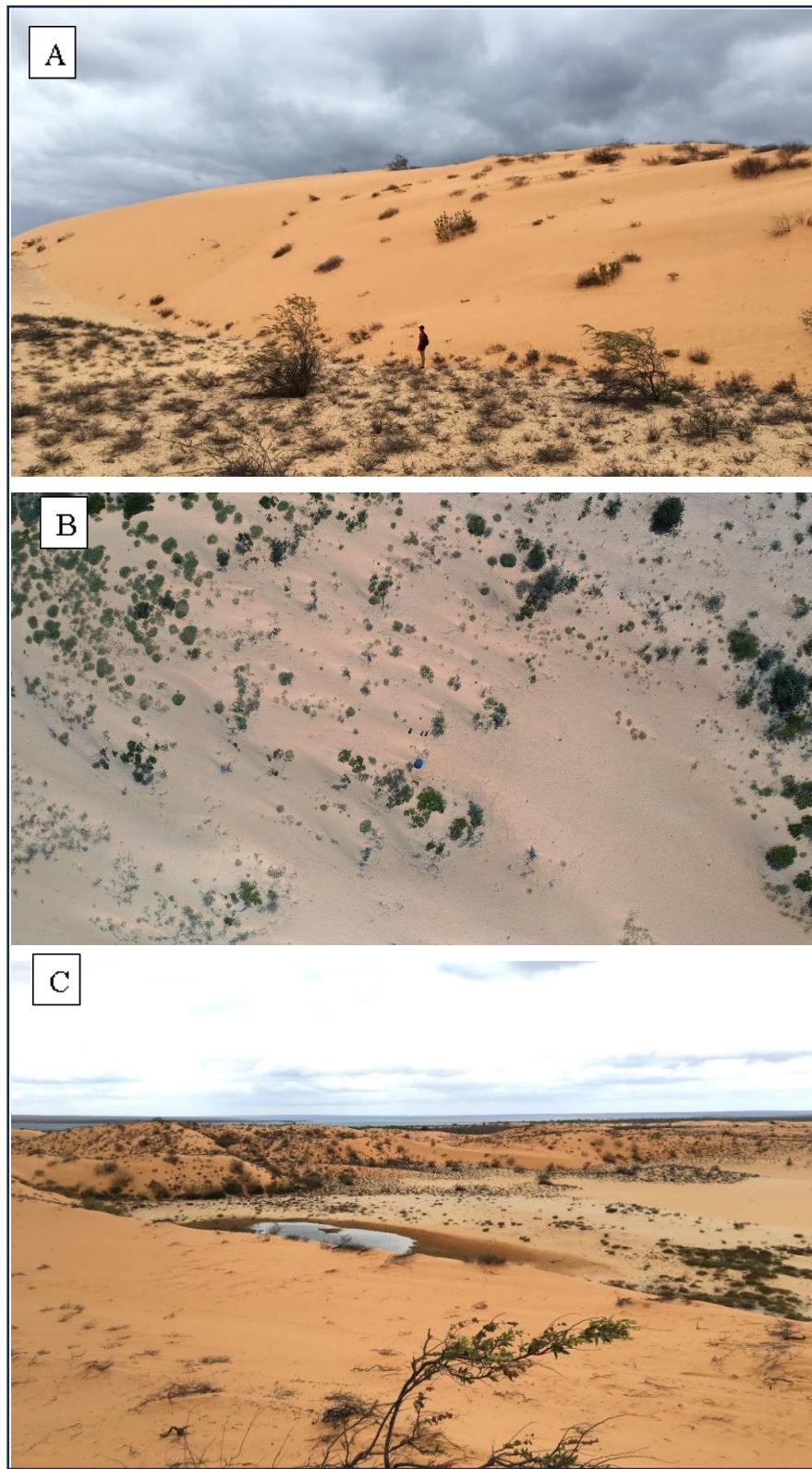
Outra feição mapeada no local é o pavimento detrítico, comum em áreas áridas e semiáridas, e com uma origem ligada à permanência das frações grossas à superfície após a remoção de sedimentos finos. No local a área do pavimento detrítico é bastante utilizada para a agricultura de subsistência.

Figura 22 – Mapa com microcompartimentos morfológicos do campo de dunas de Itacoatiara.



Fonte: A autora (2024).

Figura 23 – (A) Duna parabólica; (B) Dunas nebkhás e (C) ruptura de deflação (*blowout*).

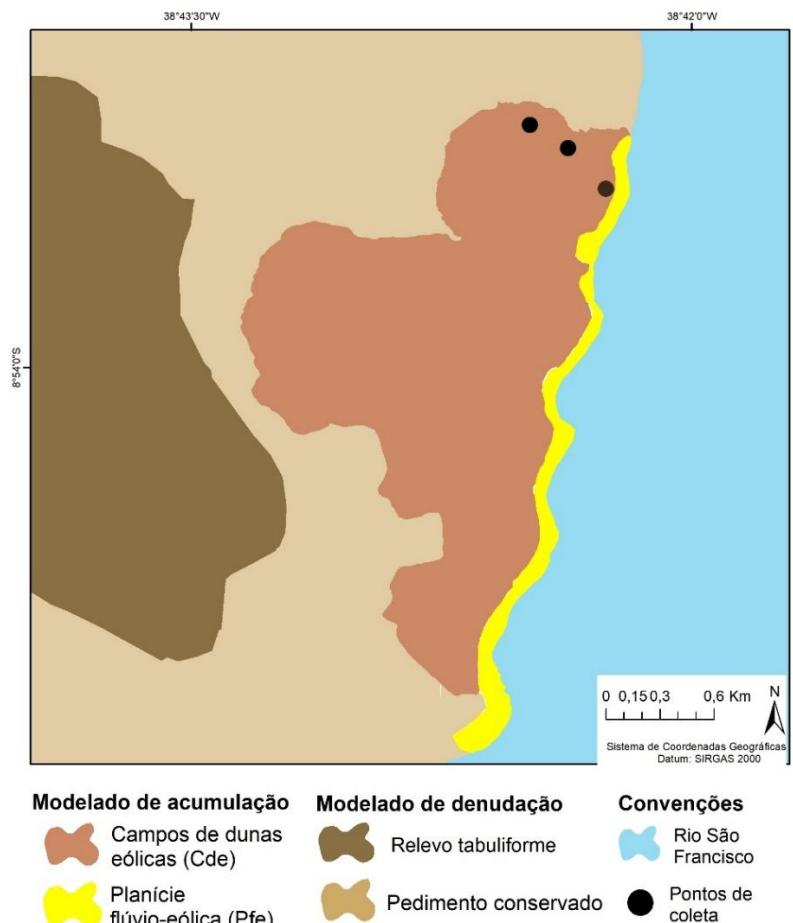


Fonte: A autora (2023).

No mapeamento das feições presentes no campo de dunas de Surubabel verificou-se a existência das seguintes formas que abrangem o modelado de acumulação: campo de dunas eólicas e planície flúvio-eólica. Nesse caso, o campo de dunas está sobreposto à unidade geomorfológica de pedimento conservado em rocha sedimentar, sendo composto em sua maior parte por arenito, além da ocorrência de folhelhos, conglomerados, entre outros tipos de rocha (Figura 24).

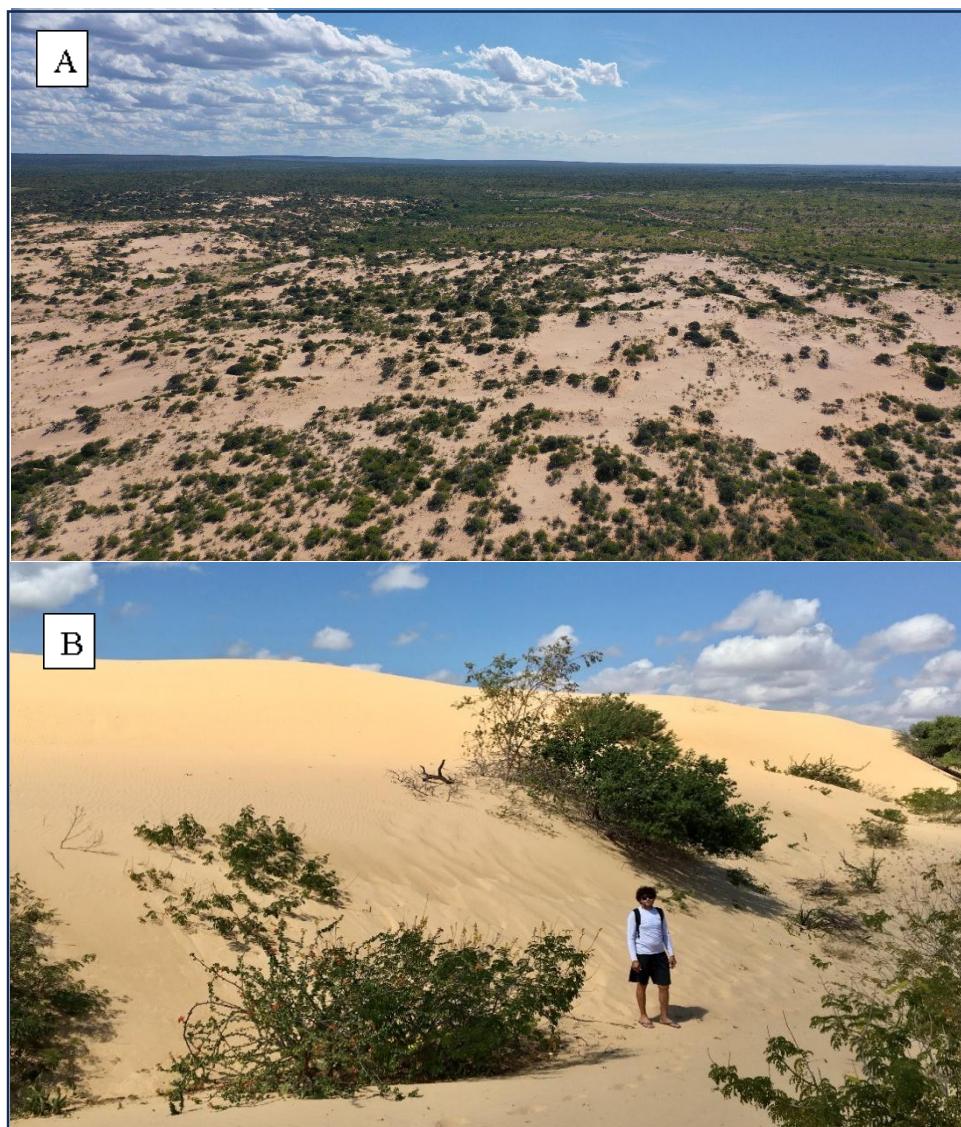
Quanto à morfologia, predominam dunas do tipo nebkhá, que podem alcançar até 8 metros de altura (Figura 25A), além da presença minoritária de dunas parabólicas localizadas na porção sul da área, que podem atingir até 10 metros de altura (Figura 25B). No que diz respeito ao estado das feições, as dunas parabólicas são móveis, enquanto as nebkhás podem ser subdivididas em dunas móveis e fixas, conforme a presença ou ausência de cobertura vegetal. Durante as observações de campo, verificou-se que parte das dunas fixas está sendo dissecada por processos erosivos em atuação. Por fim, nesse campo de dunas, não foram identificadas feições como rupturas de deflação (blowouts) ou pavimento detritíco.

Figura 24 - Mapa com microcompartimentos morfológicos do campo de dunas de Surubabel.



Fonte: A autora (2024).

Figura 25 – (A) Dunas nebkhas em sua maioria fixas; (B) Duna móvel.



Fonte: A autora (2023).

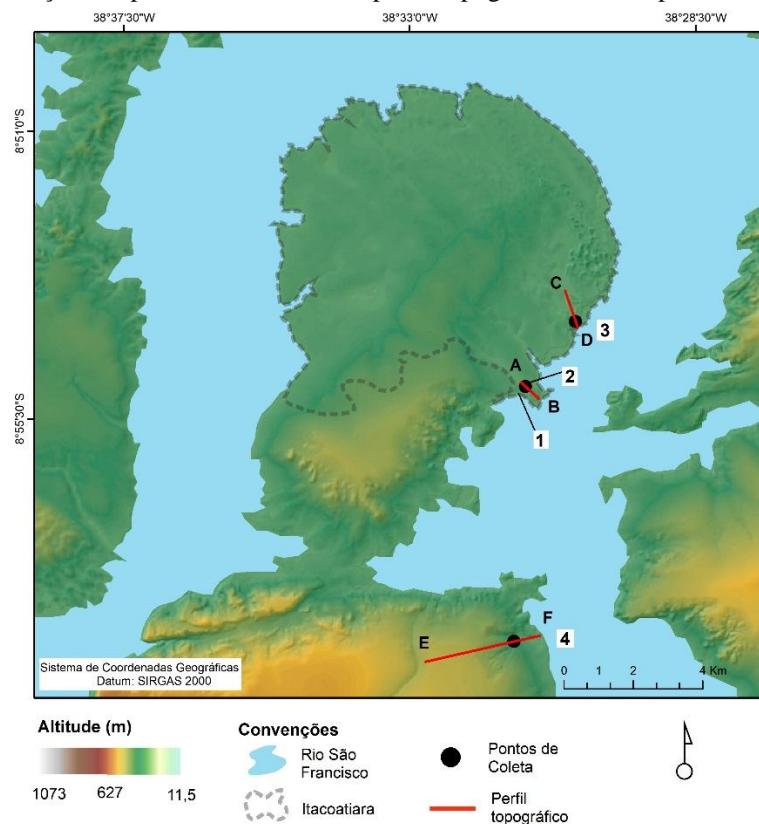
5.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E GEOCRONOLÓGICA

Os pontos de coleta foram definidos após o reconhecimento em campo, tendo como base o mapeamento das unidades geomorfológicas da área. Assim, com o objetivo de compreender as condições paleoclimáticas e paleoambientais que possibilitaram a deposição dos sedimentos eólicos nos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara durante o Quaternário Superior, foram selecionados os pontos apresentados a seguir (Figura 26).

Durante a análise granulométrica foram processadas 14 amostras a partir do peneiramento dos grãos pelo granulômetro a laser para as frações finas, silte e argila, e por meio do

peneiramento mecânico para as frações maiores, desde a areia muito fina até o cascalho fino (Apêndice I). Com base na análise de parâmetros granulométricos, como o grau de seleção, a assimetria e a curtose, segundo a metodologia de Folk e Ward (1957), foi possível inferir características importantes sobre o transporte dos sedimentos analisados (Apêndice II).

Figura 26 - Localização dos pontos de coleta e dos perfis topográficos no campo de dunas de Itacoatiara.



Fonte: A autora (2025).

O ponto ITA1T está localizado no campo de dunas de Itacoatiara e corresponde a uma duna nebkha estabilizada pela presença de vegetação. A coleta do material foi realizada partir de uma seção vertical aberta na base da duna, o perfil estratigráfico resultante possui 2,5 metros de espessura e está dividido em quatro camadas, de maneira que em cada uma delas foi coletada uma amostra para datação por LOE e para as análises sedimentológicas. Todas as camadas possuem a estrutura de estratificação cruzada, típica de ambientes eólicos. Além disso, as três primeiras camadas, exceto a camada da base, apresentam bioturbação por raízes. (Figura 27).

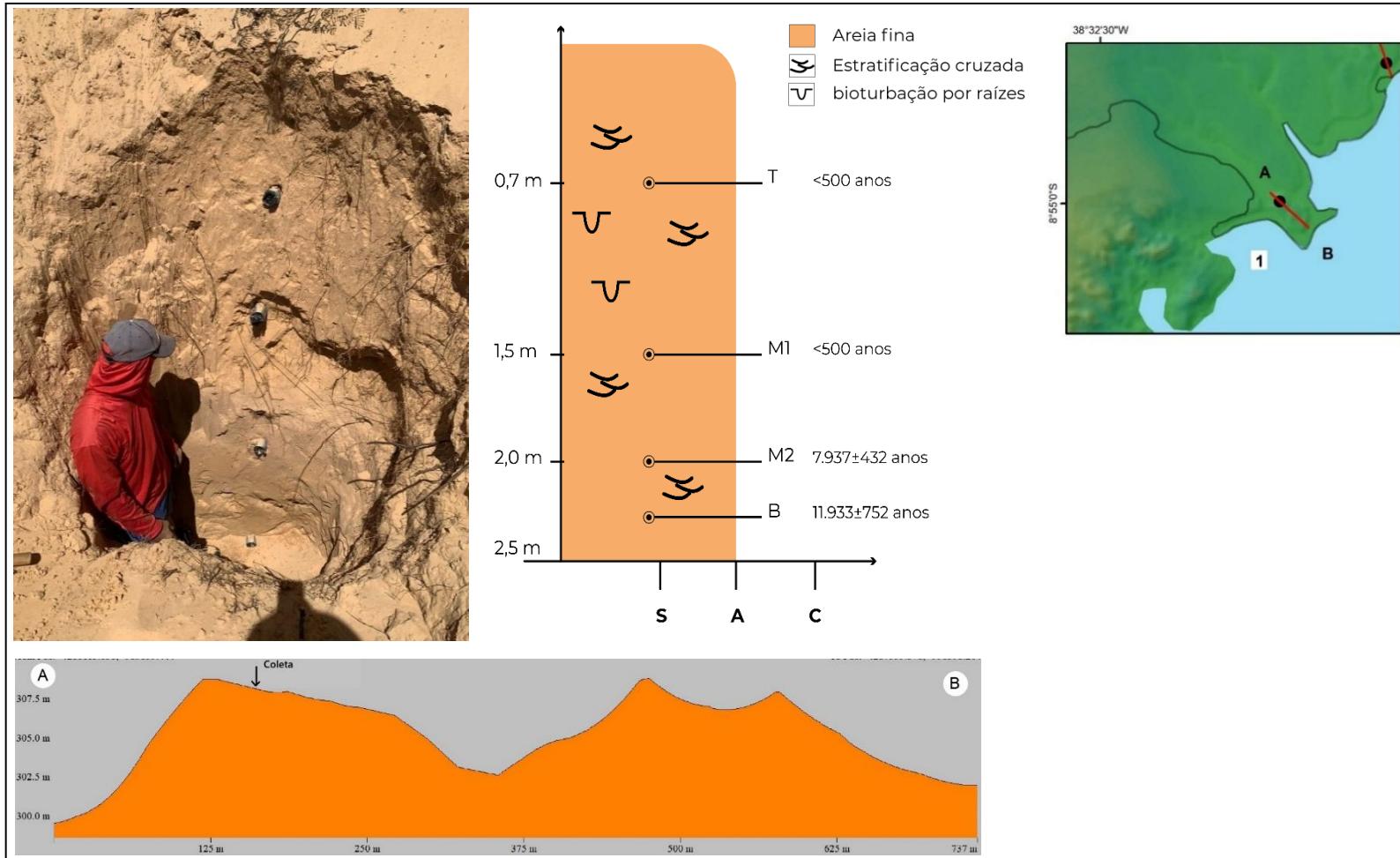
A camada do topo (ITA1T) possui uma espessura de 0,80 m. Já a segunda camada (ITA1M1) possui 0,5 m de espessura. É importante destacar que o protocolo SAR, aplicado no processo de datação, não pôde ser usado nas amostras supracitadas, pois o sinal emitido por elas foi inferior ao limite de detecção, o que indica tratar-se de depósitos recentes.

A terceira camada (ITA1M2) exibe uma espessura de 0,5 m e idade de 7.9 ± 0.4 ka anos, referente ao Holoceno Médio. Por fim, a camada da base (ITA1B) também apresenta espessura de 0,5 m, porém com idade de 11.9 ± 0.7 ka anos que está relacionada limiar Pleistoceno/Holoceno.

Em relação à granulometria, há em todas as camadas o predomínio da fração de areia fina. No que diz respeito aos parâmetros granulométricos aplicados, como o grau de seleção, a assimetria e a curtose, as amostras ITA1M2 e ITA1B apresentam valores semelhantes e foram classificadas como moderadamente selecionadas, o que é esperado para sedimentos eólicos, aproximadamente simétricas e leptocúrticas (Figura 28).

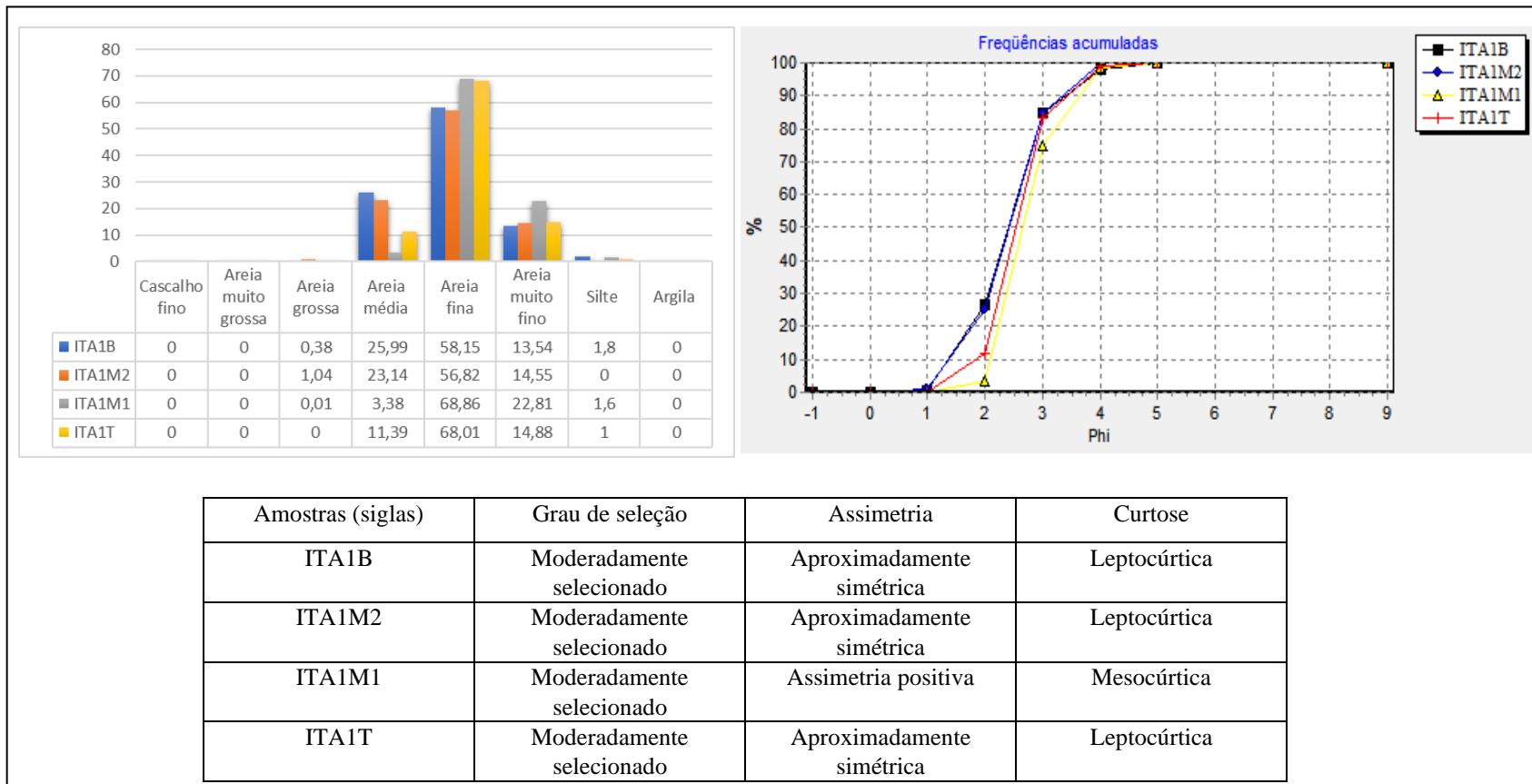
Por outro lado, a amostra ITA1M1 apresenta melhor grau de selecionamento (0,58) mesmo ainda estando enquadrada como moderadamente selecionada. Já a assimetria positiva aponta para um acúmulo relativo de partículas mais finas. Enquanto, a curtose mesocúrtica indica uma distribuição granulométrica mais próxima da curva normal. Na amostra ITA1T também se observa uma melhor seleção do material (0,59), porém ainda classificado como moderadamente selecionado. A curtose leptocúrtica pode indicar um ambiente eólico mais estável (Figura 28).

Figura 27 – Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 1 (ITA 1T, ITA1M1, ITA1M2 e ITA1B).



Fonte: A autora (2025).

Figura 28 – Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 1 (ITA1).



Fonte: A autora (2025).

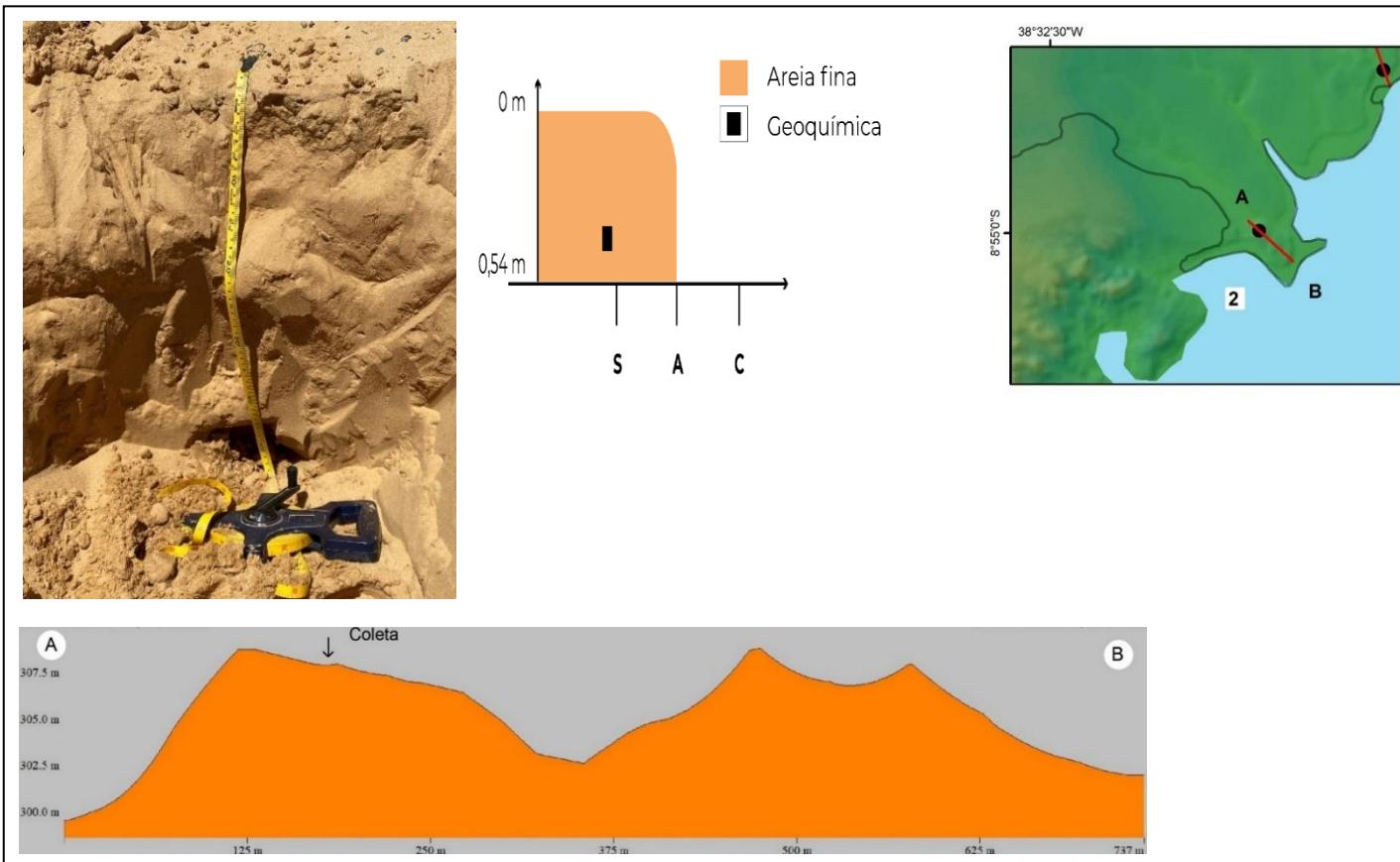
O ponto ITA2B também está localizado no campo de dunas de Itacoatiara a uma distância de cerca de 10 metros do ponto 1, no sentido SE. Nesse local foi aberto um perfil estratigráfico na área de interduna com uma espessura de 0,54 metro. Na base desse perfil, foi coletada uma amostra para a realização das análises sedimentológicas e geoquímica total dos sedimentos (Figura 29). Um dos objetivos dessa coleta, foi verificar o comportamento do material como amostra de interduna. Nesse sentido, a amostra apresenta valores elevados de areia fina, sendo essa a classe predominante, o que é comum em ambientes interdunares onde o material mais fino se acumula, após a deposição dos sedimentos mais grossos na crista da duna.

O grau de seleção foi diagnosticado como moderadamente selecionado (0,66), enquanto a assimetria é aproximadamente simétrica e a curtose é leptocúrtica. Essas informações indicam uma deposição de maneira mais uniforme, mas com possível retrabalhamento constante de maneira que as frações extremas foram removidas (Figura 31).

O ponto ITA3 corresponde a uma duna ativa localizada próximo às margens do rio São Francisco, o perfil estratigráfico possui 1,5 metro de espessura, apresenta bioturbação por raízes e estratificação cruzada de baixo ângulo. Na base desse perfil, foi coletada uma amostra destinada às análises sedimentológicas e à determinação da geoquímica total dos sedimentos (Figura 30).

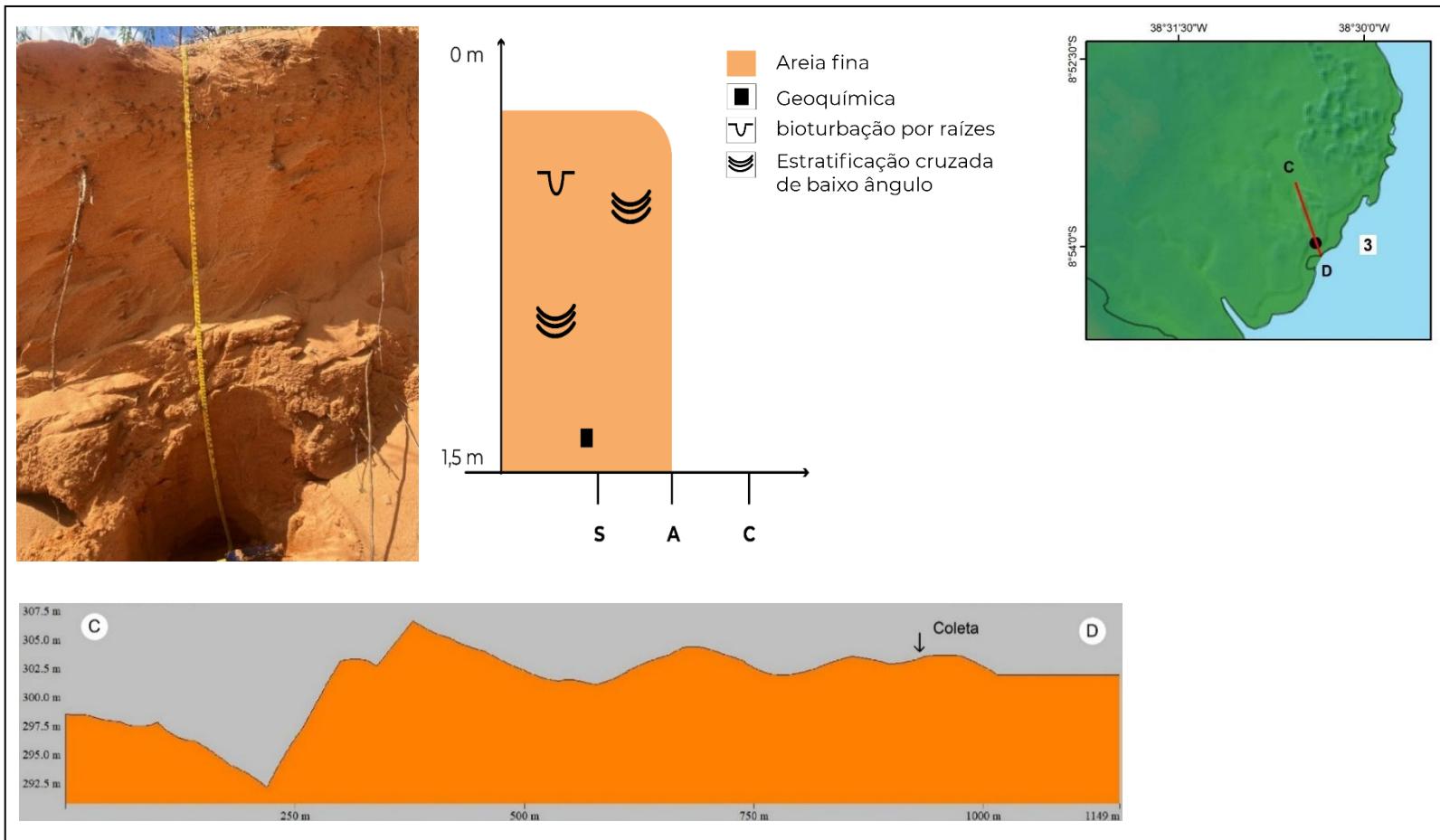
No que diz respeito a textura do material, assim como na amostra ITA2B, houve o predomínio da fração areia fina. Em relação aos parâmetros granulométricos, a amostra foi categorizada como moderadamente selecionada, porém com um valor de seleção menor (0,718), o que corrobora a hipótese de uma deposição recente, devido à proximidade desse ponto com o canal do rio SF. A assimetria foi classificada como aproximadamente simétrica e a curtose é leptocúrtica, o que aponta para um retrabalhamento eólico contínuo, conforme observado na amostra ITA2B (Figura 31).

Figura 29 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 2 (ITA 2B).



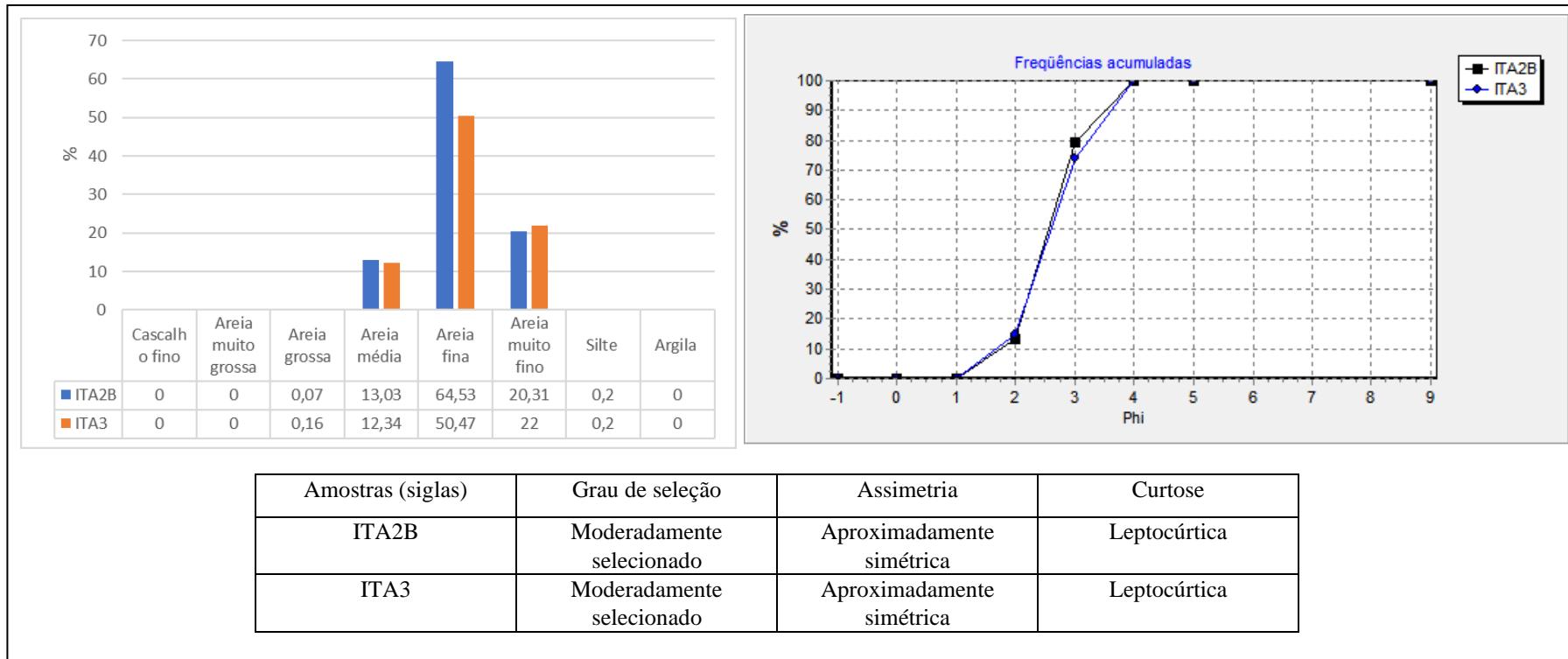
Fonte: A autora (2025).

Figura 30 – Perfil estratigráfico, topográfico e diagrama de Shepard do ponto 3 (ITA 3).



Fonte: A autora (2025).

Figura 31 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) dos pontos 2 e 3 (ITA2B e ITA3).



Fonte: A autora (2025).

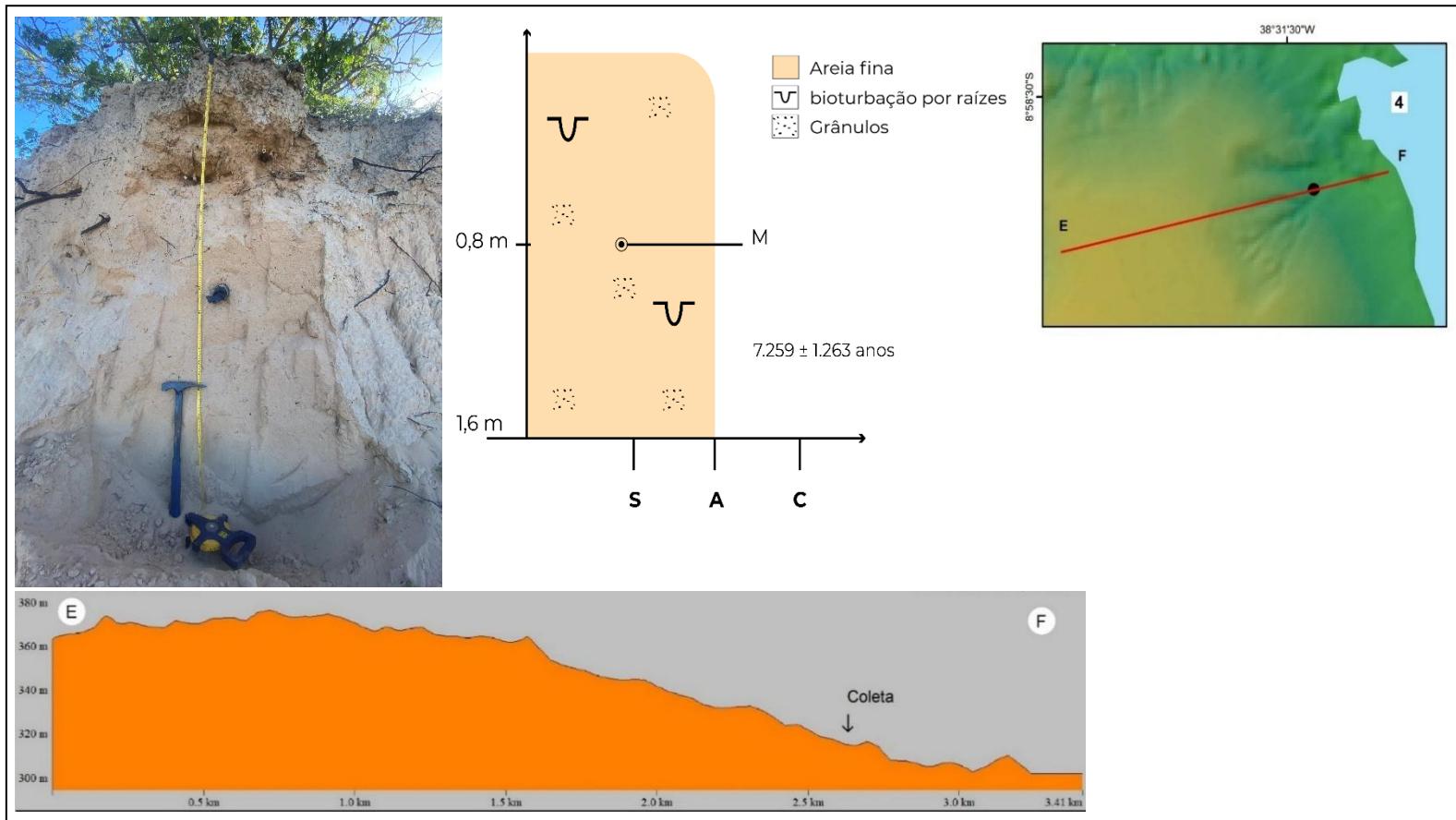
O ponto Areial está localizado em um manto de areia e é resultante do retrabalhamento eólico de superfícies inconsolidadas sobre a unidade de depressão. Esse tipo de depósito é representativo na área e alcança alguns quilômetros de extensão. O perfil estratigráfico em questão possui 1,6 metro de espessura, exibe grânulos esparsados em uma matriz arenosa e bioturbação por raízes (Figura 32). Nesse perfil foi coletada uma amostra para a datação por LOE e para as análises sedimentológicas a uma distância de 0,8 metro da base. A idade encontrada é de 7.2 ± 1.2 ka anos.

Quanto à textura do material existe o predomínio da fração areia fina, apesar da elevada quantidade de areia média em comparação com as demais amostras analisadas. Já em relação aos parâmetros granulométricos aplicados, a amostra foi categorizada como pobemente selecionada, o que pode refletir uma menor influência do transporte eólico. A assimetria foi classificada como aproximadamente simétrica e a curtose como leptocúrtica (Figura 33).

O depósito do manto de areia apresenta características mistas do ponto de vista granulométrico, essas informações sugerem uma deposição em ambiente fluvial como depósito de enchente com deposição rápida e desordenada no limite exterior da paleoplanície do rio São Francisco. Tal fato não impede que tenha existido um retrabalhamento eólico, no qual o vento atuou removendo as partículas mais finas gerando uma homogeneização parcial da amostra, ao passo em que houve a remobilização de antigas dunas, incorporadas ao depósito, na atualidade, como sedimentos em suspensão e depositadas como manto de areia sem estrutura eólica, como, por exemplo, a estratificação cruzada, ou evidência de dissipação das mesmas.

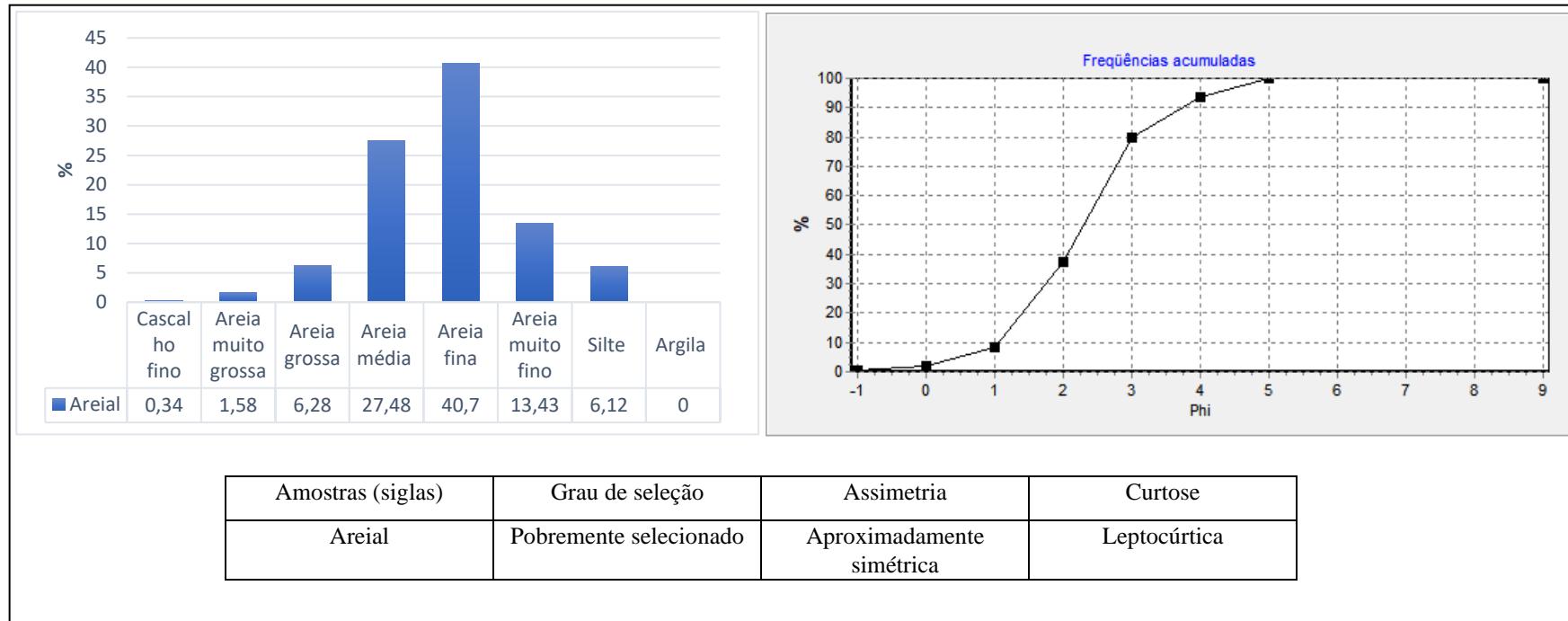
A descaracterização morfológica desse material relacionada à dissipação de um antigo depósito eólico, aliada à presença de sedimentos finos, pode representar um exemplo de estrutura de dissipação como descrito em Paisani (2001).

Figura 32 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 4 (Areial).



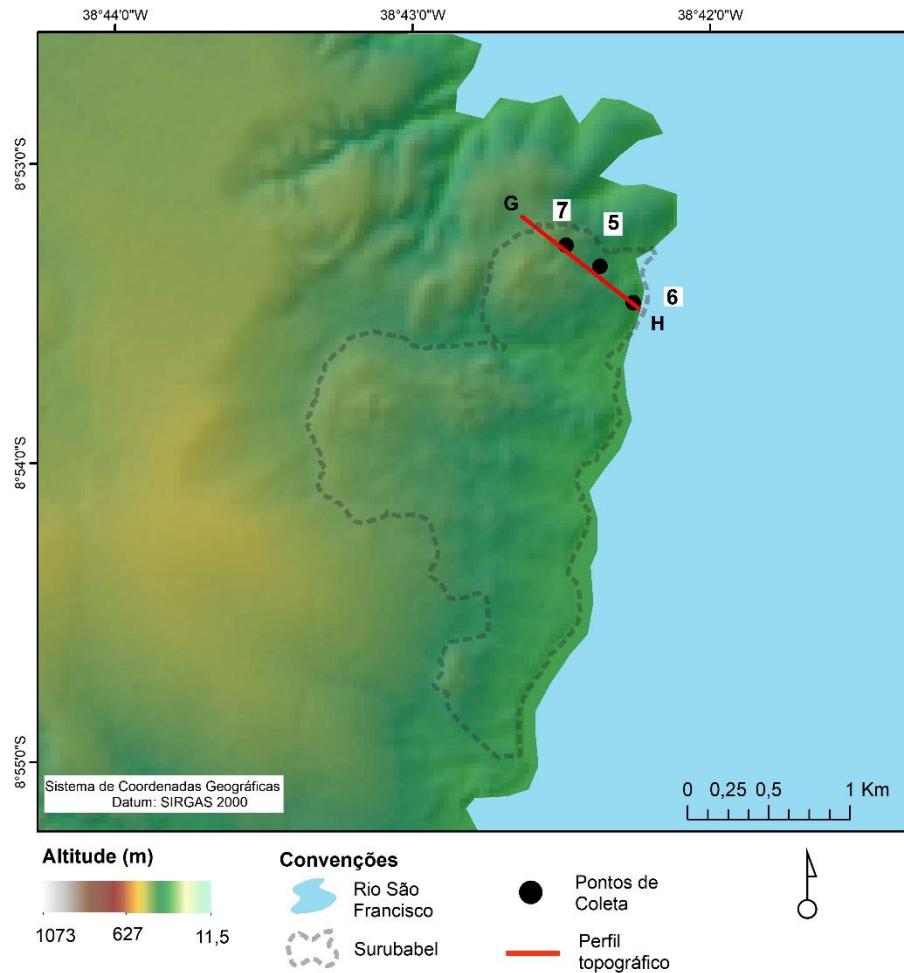
Fonte: A autora (2025).

Figura 33 – Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 4 (Areial).



Fonte: A autora (2025).

Figura 34 - Localização dos pontos de coleta e dos perfis topográficos no campo de dunas de Surubabel.



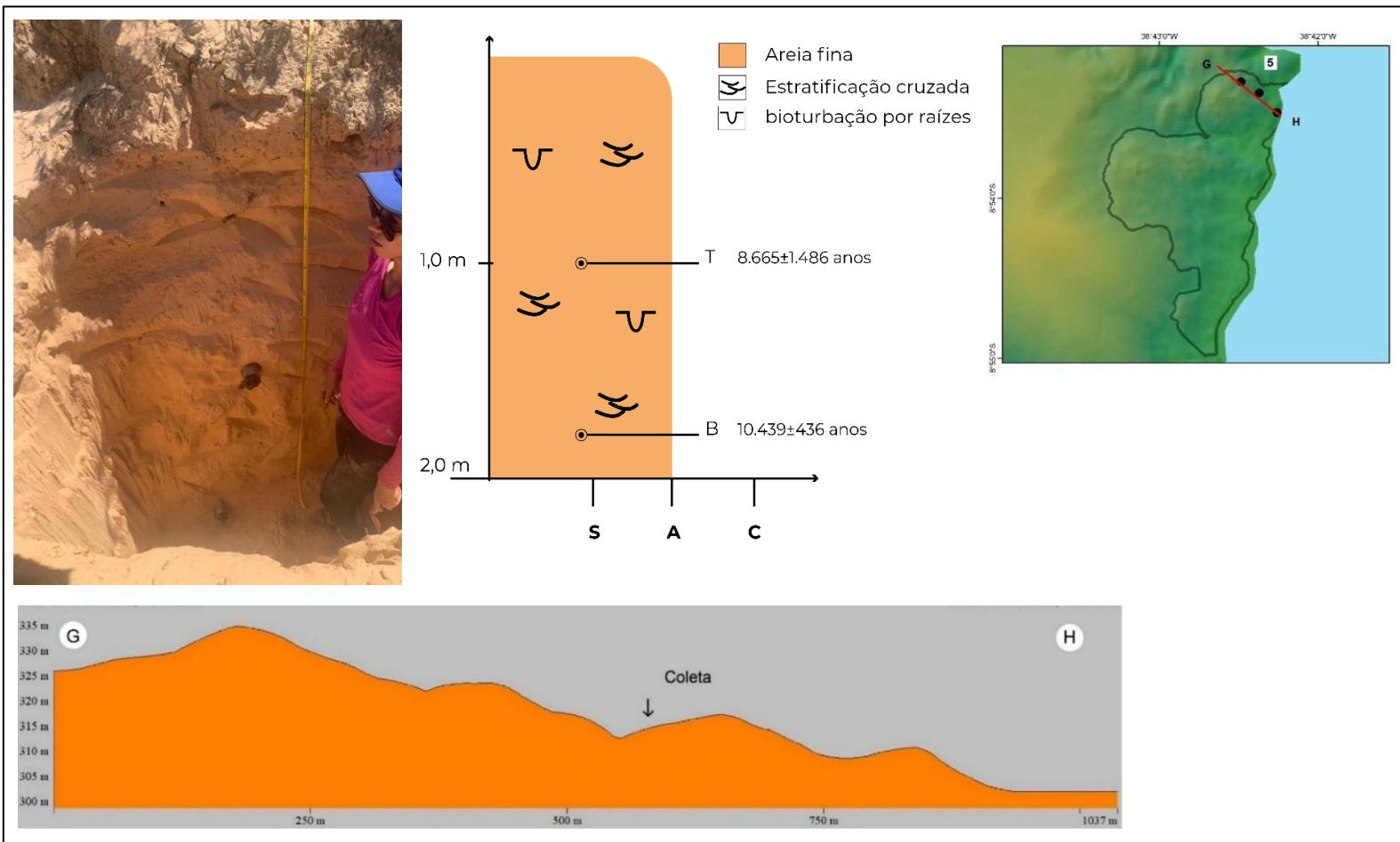
Fonte: A autora (2025).

O ponto SBB1B, está localizado em uma duna nebkhá, estabilizada pela vegetação no campo de dunas de Surubabel. A seção vertical que foi aberta na duna apresenta 2 metros de espessura e está dividida em duas camadas. A camada do topo (SBB1T) possui 1 metro de espessura com idade de 8.6 ± 1.4 ka anos. A camada da base (SBB1B) também apresenta 1 metro de espessura, porém com idade de 10.4 ± 1.2 ka anos (Figura 35).

No tocante à classificação textural, predominam nas duas amostras a fração areia fina. Acerca dos parâmetros granulométricos, ambas as amostras foram classificadas como moderadamente selecionadas. Quanto à assimetria, a amostra ITA1B apresentou assimetria positiva, apontando para um enriquecimento sutil de sedimentos finos que pode ser decorrência de decantação eólica. Já a amostra ITA1T foi classificada como aproximadamente simétrica, resultado semelhante ao observado na maioria das amostras analisadas. No que diz respeito à

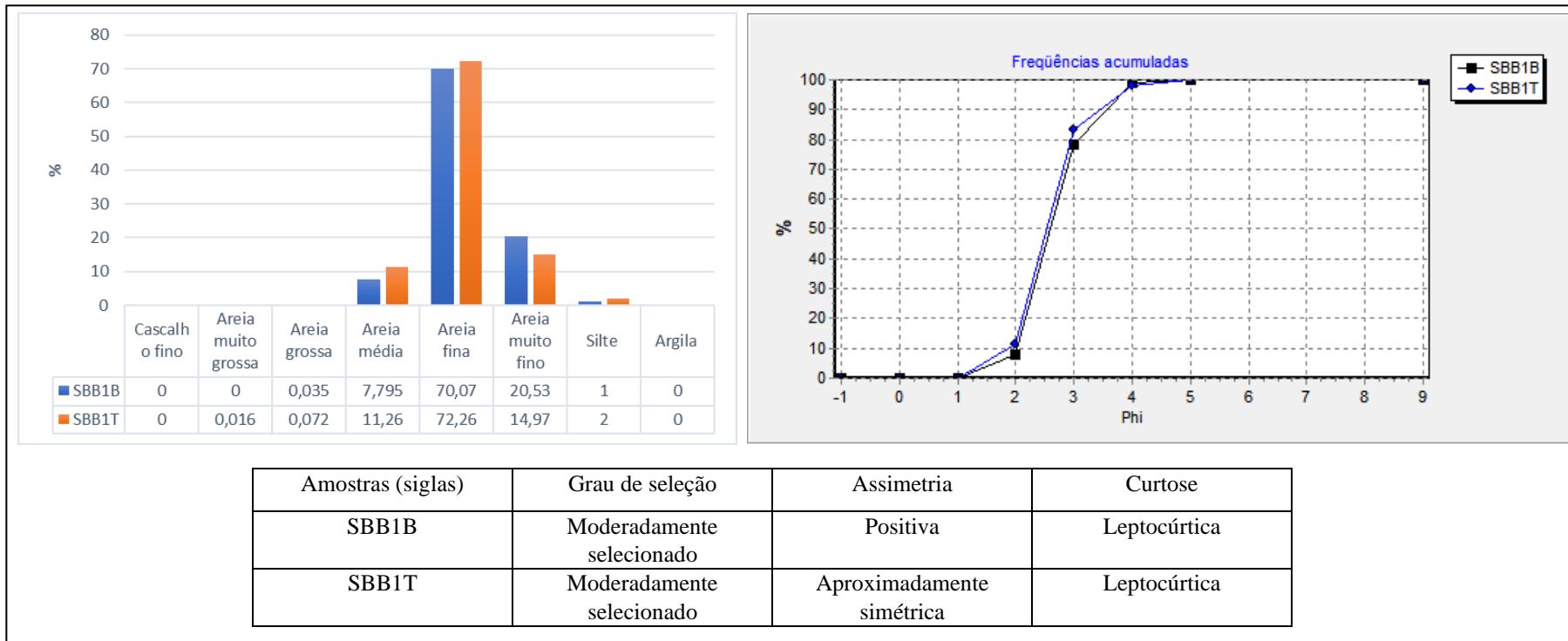
curtose, as duas amostras foram classificadas como leptocúrticas, porém a amostra ITA1T apresenta um valor mais elevado (1,38) em relação a amostra ITA1B (1,25), (Figura 36).

Figura 35 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 5 (SBB1B E SBB1T).



Fonte: A autora (2025).

Figura 36 -Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 5 (SBB1B e SBB1T).



Fonte: A autora (2025).

O ponto SBB2 está localizado em uma duna fixa com morfologia dissecada. O perfil em questão está dividido em três fácies estratigráficas devido às descontinuidades existentes e está representado por três perfis estratigráficos distintos, porém trata-se do mesmo ponto como é possível observar nas figuras abaixo (Figuras 37).

A camada do topo possui 1 metro de espessura (SBB2T), apresenta bioturbação por raízes e alguns grânulos soltos, nesta camada não foi possível identificar estratificação cruzada. A idade encontrada por LOE corresponde a 12.7 ± 1.7 ka anos e faz referência ao limiar Pleistoceno-Holoceno. Já a camada intermediária (SBB2M), tem 0,83 metro de espessura, também apresenta bioturbação por raízes, estratificação cruzada e está marcada pela presença de um paleossolo (Figura 38).

Em sua estratigrafia, acima da linha tracejada é possível observar a ocorrência de deposição de um fluxo gravitacional constituído de grãos mais grossos (Figura 38). A deposição desses grãos mais grossos normalmente é consequência de um deslizamento gerado pela quebra do ângulo de equilíbrio no topo da duna em direção a sua base respeitando a direção predominante do vento (Clemmensen&Abrhamsen, 1983). A idade obtida pela datação, no ponto abaixo do paleossolo, corresponde a 15.9 ± 2.1 ka anos e está relacionada ao Pleistoceno Superior.

Por outro lado, a camada da base possui uma espessura de 0,60 metro (SBB2B), apresenta blocos, seixos e bioturbação por raízes. Essa camada exibe uma origem distinta das demais, ela representa o manto de alteração da rocha, ou seja, possui origem autóctone e por isso não foi possível obter a idade desse material por meio da LOE, apesar da tentativa de aplicação do protocolo SAR. A presença de blocos de rocha soltos e dispersos nas proximidades da base do perfil corroboram a afirmação descrita anteriormente (Figura 38).

A classificação textural das três amostras desse perfil demonstra a prevalência da fração areia fina. Apesar disso, a amostra SBB2B exibe uma quantidade menor de areia fina (32,2%), se comparada às demais amostras. O grau de seleção dessa amostra, muito pobemente selecionado, é incompatível com um processo eólico e reforça a assertiva de origem autóctone do material. Para além, a assimetria foi classificada como aproximadamente simétrica e curtose leptocúrtica com concentração dos grãos em torno da média granulométrica (Figura 39).

As amostras SBB2M e SBB2T foram categorizadas como moderadamente selecionadas, porém o valor de seleção da camada intermediária (0,54) é superior ao da camada do topo (0,65). Em relação à assimetria, ambas as amostras foram classificadas como aproximadamente simétricas, mas a amostra da camada do topo apresenta um valor mais elevado que revela um

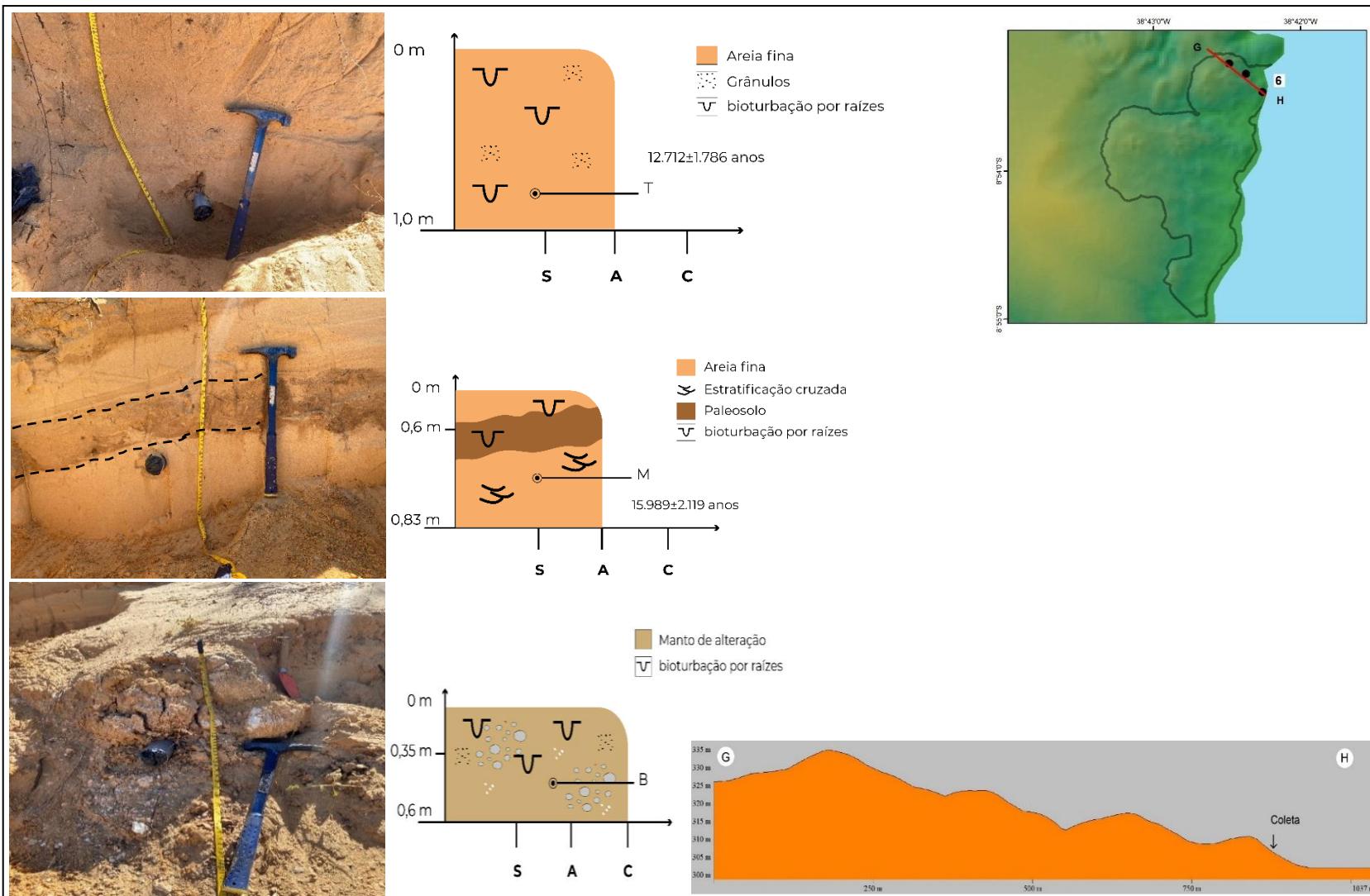
leve enriquecimento de partículas mais finas, o que é compatível com uma deposição mais recente. Por fim, no que diz respeito à curtose, as duas amostras foram categorizadas como leptocúrticas com valores semelhantes (Figura 39).

Figura 37 – Duna com morfologia dissecada correspondente ao ponto 6 e a sua representação 3D à direita da imagem.



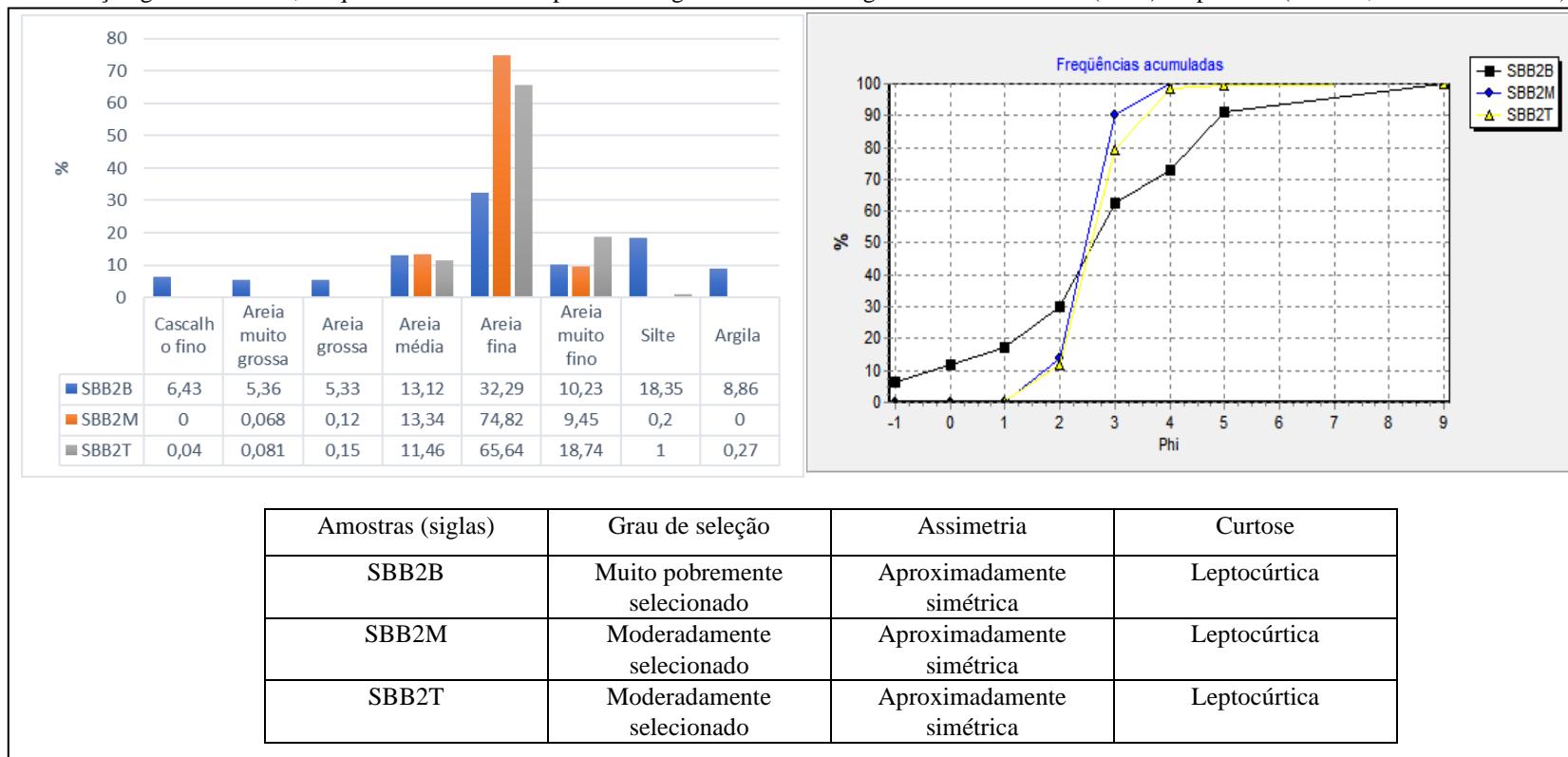
Fonte: A autora (2025).

Figura 38 - Perfil estratigráfico e topográfico do ponto 6 (SBB2T, SBB2M e SBB1B).



Fonte: A autora (2025).

Figura 39 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 6 (SBB2B, SBB2M e SBB2T).



Fonte: A autora (2025).

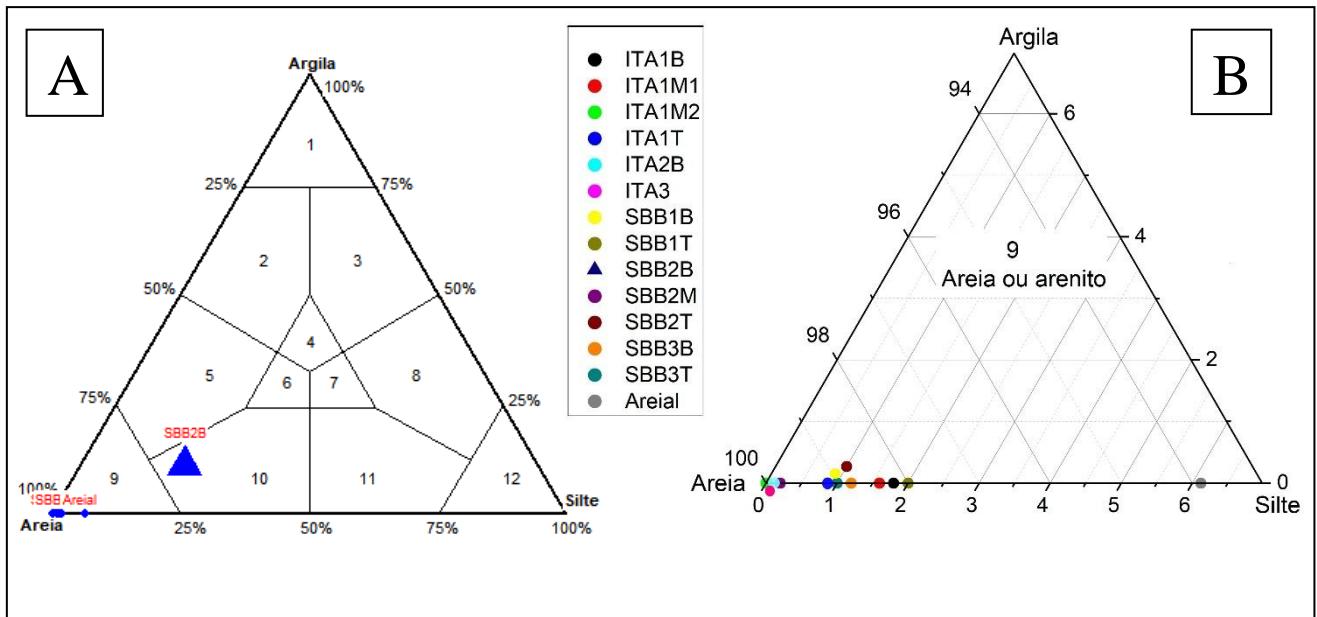
Por fim, o ponto SBB3 está localizado em uma duna nebkhá estabilizada pela presença de vegetação. O perfil estratigráfico tem 1,7 metro de espessura, apresenta estratificação cruzada, bioturbação por raízes e foi dividido em duas camadas. A camada do topo (SBB3T) possui 0,9 metro de espessura e idade correspondente ao Holoceno Superior, 1.2 ± 0.059 ka anos. Já a camada da base (SBB3B) tem 0,8 metro de espessura e a idade encontrada foi de 6.1 ± 0.2 ka anos, referente ao Holoceno Médio (Figura 41).

No que diz respeito a textura do material, nas duas amostras houve o predomínio da fração areia fina. Já no que se refere aos parâmetros granulométricos, as amostras foram classificadas como moderadamente selecionadas, de maneira que a camada do topo apresenta uma seleção ligeiramente mais eficiente (0,63) que a camada da base (0,66), o que pode estar relacionado ao momento de deposição do material. As duas amostras foram classificadas como aproximadamente simétricas e leptocúrticas com valores semelhantes, sugerindo que não houve grandes variações no processo deposicional desse perfil (Figura 42).

De modo geral, a análise granulométrica revelou forte influência do transporte eólico na formação dos depósitos estudados, exceto na amostra SBB2B e em menor escala a amostra Areial. Na figura abaixo é possível observar que quase todas as amostras foram classificadas como arenosas, exceto a amostra SBB2B que está classificada como areia siltica de acordo com o diagrama de Shepard, e em todas há a prevalência da fração areia fina (Figura 40).

Na comparação com outros trabalhos que analisaram depósitos eólicos interiores ao longo da bacia hidrográfica do Rio São Francisco, observa-se que Cabral (2014) identificou a areia muito fina como fração granulométrica predominante. Por outro lado, nos trabalhos de Lyra (2017), Ferreira (2010) e Barreto (1996), prevaleceu a fração de areia fina. Já em Lira (2014) verificou-se o predomínio de areia média em duas amostras e de areia grossa em outras duas, essas amostras são de dunas e do manto de areia.

Figura 40 - A) Diagrama ternário de Shepard. B) Destaque para as amostras classificadas na seção areia ou arenito (classe 9) de acordo com o diagrama de Shepard.



Fonte: A autora (2025).

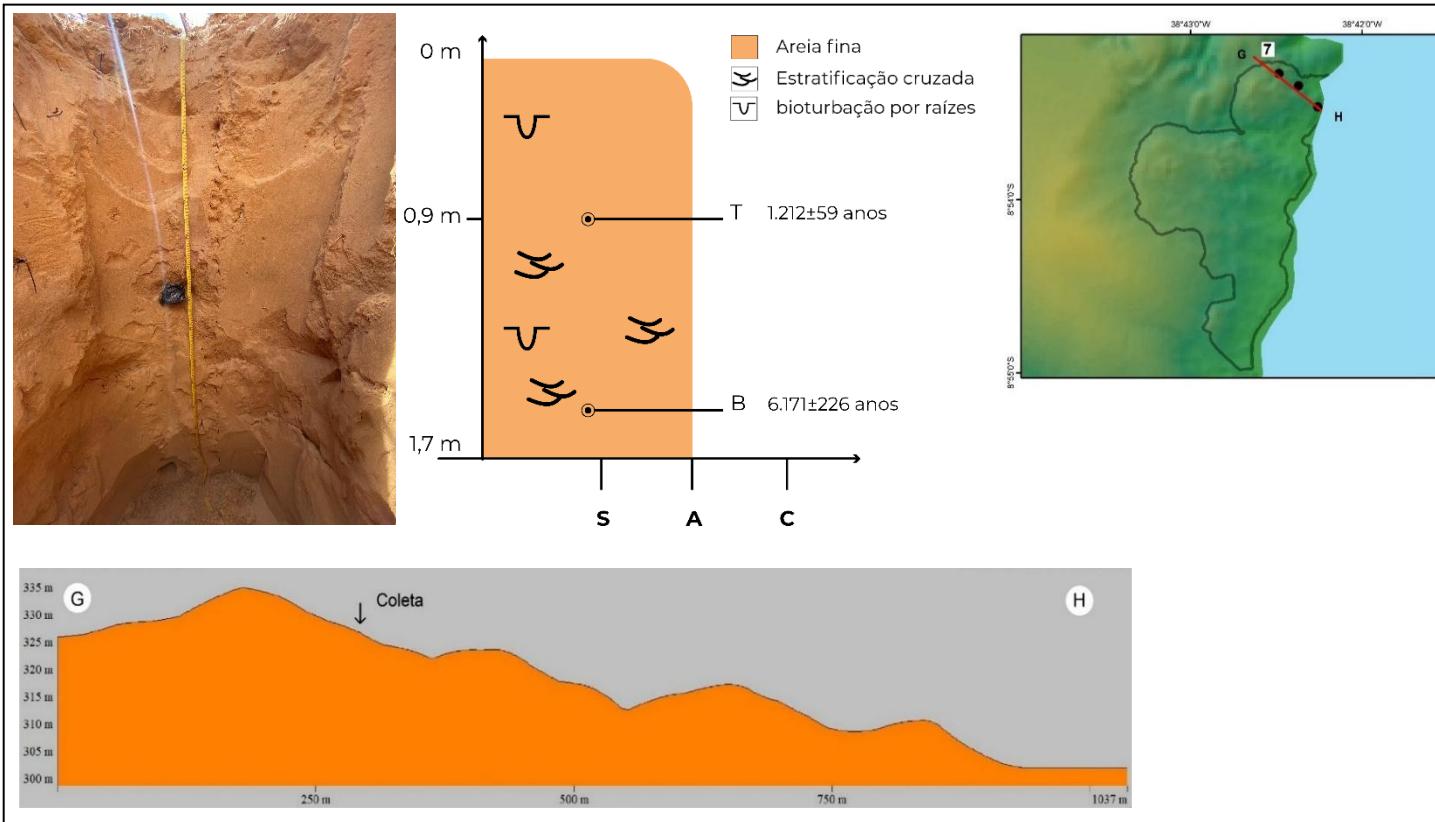
No tocante ao grau de seleção, quase todas as amostras estudadas são moderadamente selecionadas, exceto as amostras SBB2B (muito pobemente selecionada) e Areial (pobemente selecionada). Dessa maneira, esses resultados estão em consonância com a maioria dos estudos mencionados anteriormente, nos quais também prevaleceram as amostras moderadamente selecionadas (Lyra, 2017; Cabral, 2014; Ferreira, 2010 e Barreto, 1996). A exceção do trabalho de Lira (2014), no qual apenas uma amostra foi classificada como moderadamente selecionada, enquanto as outras três amostras foram denominadas como pobemente selecionadas.

No que diz respeito à assimetria, em geral, as amostras analisadas são aproximadamente simétricas, com exceção das amostras ITA1M1 e SBB1B que apresentaram assimetria positiva. Nesse sentido, a maioria dos dados encontrados está de acordo com as pesquisas supracitadas, Cabral (2014), Ferreira (2010) e Barreto (1996), nas quais a maior parte das amostras analisadas também foi classificada como aproximadamente simétricas. Enquanto nos trabalhos de Lyra (2017) e Lira (2014) prevalece a assimetria positiva e muito positiva, respectivamente.

Em relação à curtose ocorre nas amostras analisadas um predomínio de curvas leptocúrticas, com exclusão da amostra ITA1M1 que é mesocúrtica. Os dados demonstraram algumas variações na comparação com os demais trabalhos. Por exemplo, em Ferreira (2010) as amostras analisadas foram classificadas como mesocúrticas e platicúrticas. Enquanto nos trabalhos de Barreto (1996) e Lyra (2017) a classificação oscilou entre leptocúrtica e mesocúrtica. Já na pesquisa de Lira (2014), as curvas variaram desde muito leptocúrticas,

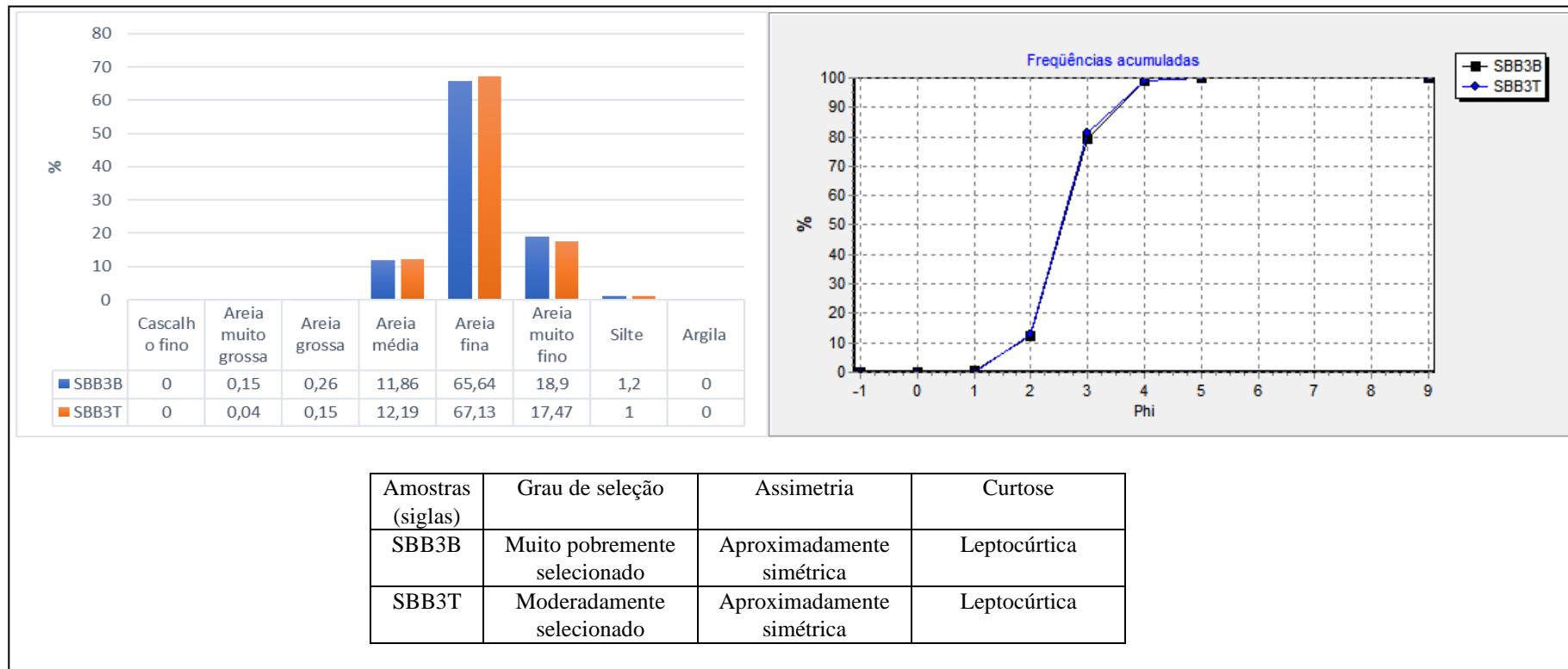
passando pela classificação de platicúrticas, até muito platicúrticas. Por fim, no trabalho de Cabral (2014) não foram encontradas informações no tocante à curtose.

Figura 41 - Perfil estratigráfico, topográfico e diagrama de Shepard do ponto 7 (SBB3T e SBB3B).



Fonte: A autora (2025).

Figura 42 - Distribuição granulométrica, frequência acumulada e parâmetros granulométricos segundo Folk and Ward (1957) do ponto 7 (SBB3B e SBB3T).



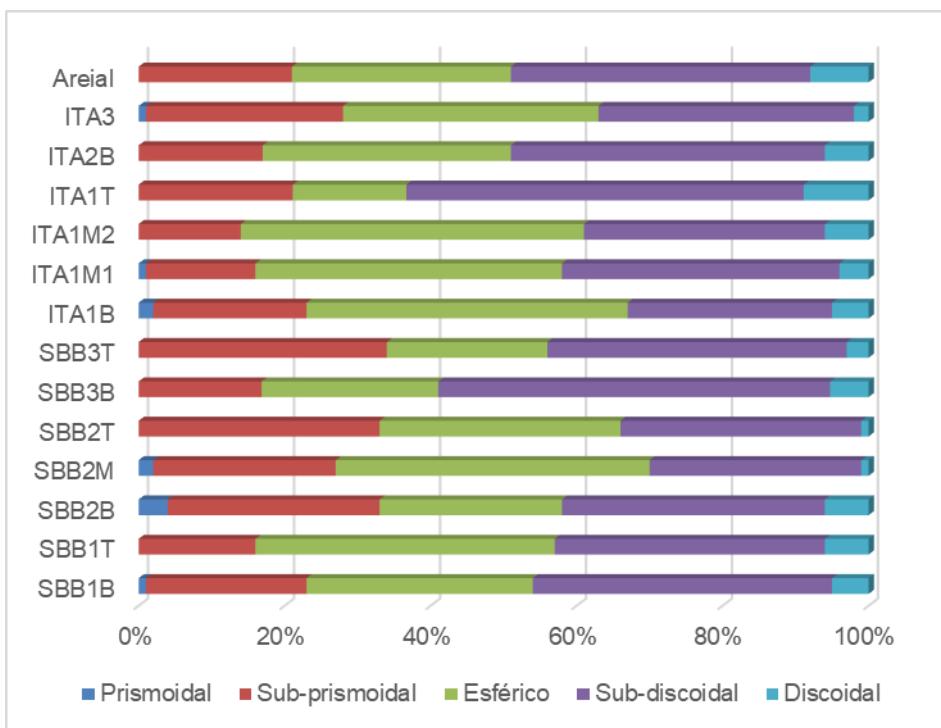
Fonte: A autora (2025).

5.2.1 Análise Morfoscópica

Na análise morfoscópica, foram processadas quatorze amostras em relação aos graus de esfericidade e arredondamento, a partir do diagrama de Tucker (1995). Além dessas características, analisou-se a textura, a opacidade e a composição mineralógica dos grãos (Apêndice III). No tocante ao grau de esfericidade, a classe mais recorrente foi a subdiscoidal, preponderante em metade das amostras, seguida pelos grãos esféricos e, em menor prevalência, pelos grãos subprismoidais (Figura 43).

Quanto ao grau de arredondamento, observou-se o predomínio de grãos subarredondados em treze das amostras, enquanto os grãos angulares são preponderantes em apenas uma amostra (ITA1T), demonstrando a influência do transporte eólico no arredondamento dos grãos. Além disso, grãos subangulares também foram identificados em todas as amostras com proporções relevantes (Figura 44).

Figura 43 – Classificação das amostras analisadas em relação ao grau de esfericidade.

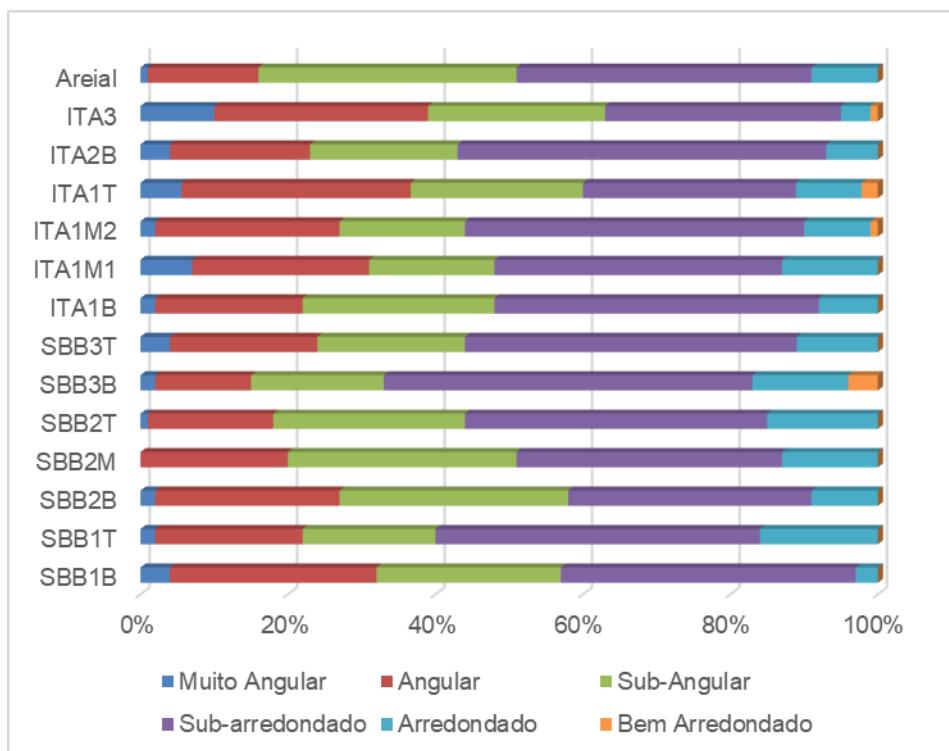


Fonte: A autora (2025).

Os resultados encontrados são compatíveis com os de estudos mencionados anteriormente. Nas pesquisas de Cabral (2014) e Lyra (2017), por exemplo, a esfericidade subdiscoidal predominou em quase todas as amostras de ambiente eólico, seguida pelos grãos discoidais. Ainda em Cabral (2014), no que diz respeito ao arredondamento, prevaleceram os grãos subarredondados, seguidos pelos arredondados. Já em Lyra (2017), em uma amostra houve a prevalência de grãos subarredondados, enquanto em outra sobressaíram os grãos subangulares.

Lira (2014) observou resultados semelhantes nas quatro amostras provenientes de ambiente eólico. Seu estudo revelou o predomínio de esfericidade subdiscoidal e discoidal, além da presença marcante de grãos arredondados e subarredondados.

Figura 44 – Classificação das amostras analisadas em relação ao grau de arredondamento.



Fonte: A autora (2025).

Por outro lado, na pesquisa de Ferreira (2010), a esfericidade predominante foi a discoidal e em relação ao arredondamento, as amostras variaram de angulosas a sub-angulosas, sugerindo um transporte mais curto em comparação às amostras sub-arredondadas observadas nos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara.

No estudo de Barreto (1996), as amostras de dunas foram classificadas como tendo esfericidade média, o que indica uma condição intermediária entre transportes de longa e curta distância. Em relação ao grau de arredondamento, predominam grãos que variam de subangulosos/subarredondados a arredondados, seguindo a classificação proposta por Krumbein & Sloss (1963).

De modo geral, os dados descobertos na área de estudo caracterizam o material como sedimento eólico devido à predominância de grãos com maiores valores de esfericidade e arredondamento. Além disso, as informações demonstram que o material possui uma herança fluvial, relacionada à ocorrência considerável de grãos sub-prismoidais e sub-angulares. Assim,

corrobora-se a hipótese de que os sedimentos de antigas planícies e barras fluviais serviram de suprimento para a formação das dunas.

Ademais, conforme afirmam Liang *et al.* (2023), os sedimentos eólicos tendem a ser mais arredondados dos que os fluviais, mesmo que esses estejam a uma curta distância do rio. Este fato decorre do maior efeito do impacto dos grãos no ar em relação à água. Nesse sentido, verificou-se na pesquisa de Gresina *et al.* (2023) que os sedimentos eólicos analisados também apresentaram valores mais elevados de arredondamento e esfericidade do que os sedimentos fluviais. Aliado a isso, os autores complementam a assertiva anterior, descrevendo que o transporte eólico pode ocasionar a quebra de algumas arestas.

No que concerne as demais características analisadas, a textura é predominantemente brilhante em todas as amostras. Já em relação à opacidade, a maior parte dos grãos é transparente, porém na amostra SBB2B foi encontrada uma quantidade considerável de grãos opacos, sobretudo grãos de quartzo. No que diz respeito à composição mineralógica, identificou-se um predomínio de quartzos transparentes e brilhantes, mas alguns são opacos e polidos. Verificou-se também a presença relativa de feldspato com uma textura opaca em todas as amostras, em torno de 20% dos grãos analisados. Além disso, foi observada, eventualmente, a presença de mica. As informações relacionadas à textura, à opacidade e à composição mineralógica são compatíveis com o que está presente nas pesquisas de Cabral (2014) e Lira (2014).

5.2.2 Microscopia Eletrônica De Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura foi realizada em quatorze amostras de sedimentos referentes a sete locais distintos. O procedimento foi feito com o objetivo de identificar as microtexturas típicas do transporte eólico, como texturas mecânicas de abrasão, além de possíveis microtexturas de ambiente fluvial, como as superfícies de fratura e os traços angulares agudos. Os resultados foram apresentados na forma de figuras e gráficos, de modo que cada gráfico representa as amostras de um mesmo ponto.

A análise dessas microtexturas, além de permitir a identificação de marcas associadas a determinados ambientes, contribuiu para reconstruir a história evolutiva dos sedimentos. Nesse sentido, o quartzo, que está presente em diversos tipos de rochas, por apresentar resistência ao intemperismo, acaba armazenando em sua superfície marcas de múltiplos ciclos de transporte e deposição. Dessa maneira, esse mineral funciona como um arquivo de microtexturas, o que facilita seu uso nas análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

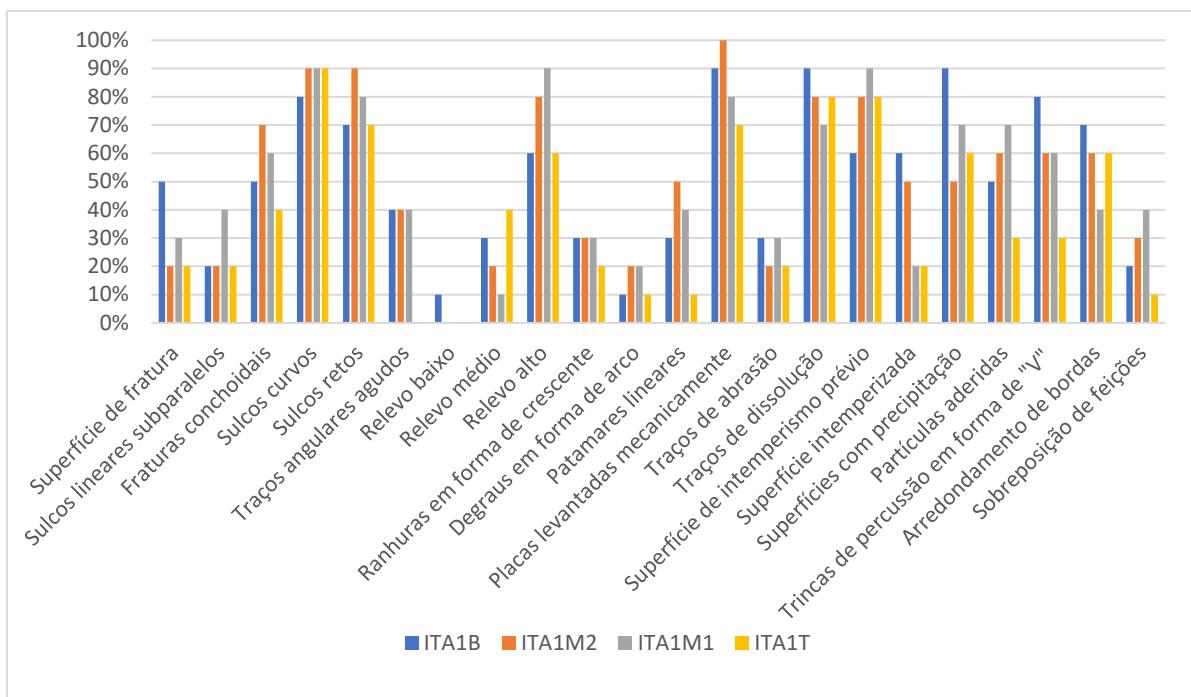
Assim, as microtexturas que registram o intemperismo ocorrido antes do transporte eólico podem ser denominadas superfícies de intemperismo prévio, enquanto aquelas relacionadas ao ambiente deposicional atual são classificadas como superfícies intemperizadas (Mahaney, 2002).

A análise dos resultados referentes às amostras do ponto 1 (ITA1B, ITA1M2, ITA1M1 e ITA1T) revelou que as microtexturas dominantes são sulcos curvos, placas levantadas mecanicamente e traços de dissolução. Em contrapartida, as feições menos prevalentes são relevo baixo, relevo médio, degraus em arco e traços de abrasão (Gráfico 1). Os dados indicam que o material, de modo geral, apresenta desgaste químico, evidenciado pelas altas porcentagens de marcas de intemperismo prévio.

No que se refere ao intemperismo pós-deposicional, observa-se que as porcentagens tendem a aumentar à medida que se aproxima da camada da base. Esse comportamento pode estar relacionado às idades de deposição das amostras: inferiores a 500 anos para a camada do topo e a primeira intermediária, $7.9 \pm 0,4$ ka anos para a segunda camada intermediária e $11.9 \pm 0,7$ ka anos no tocante à base do perfil.

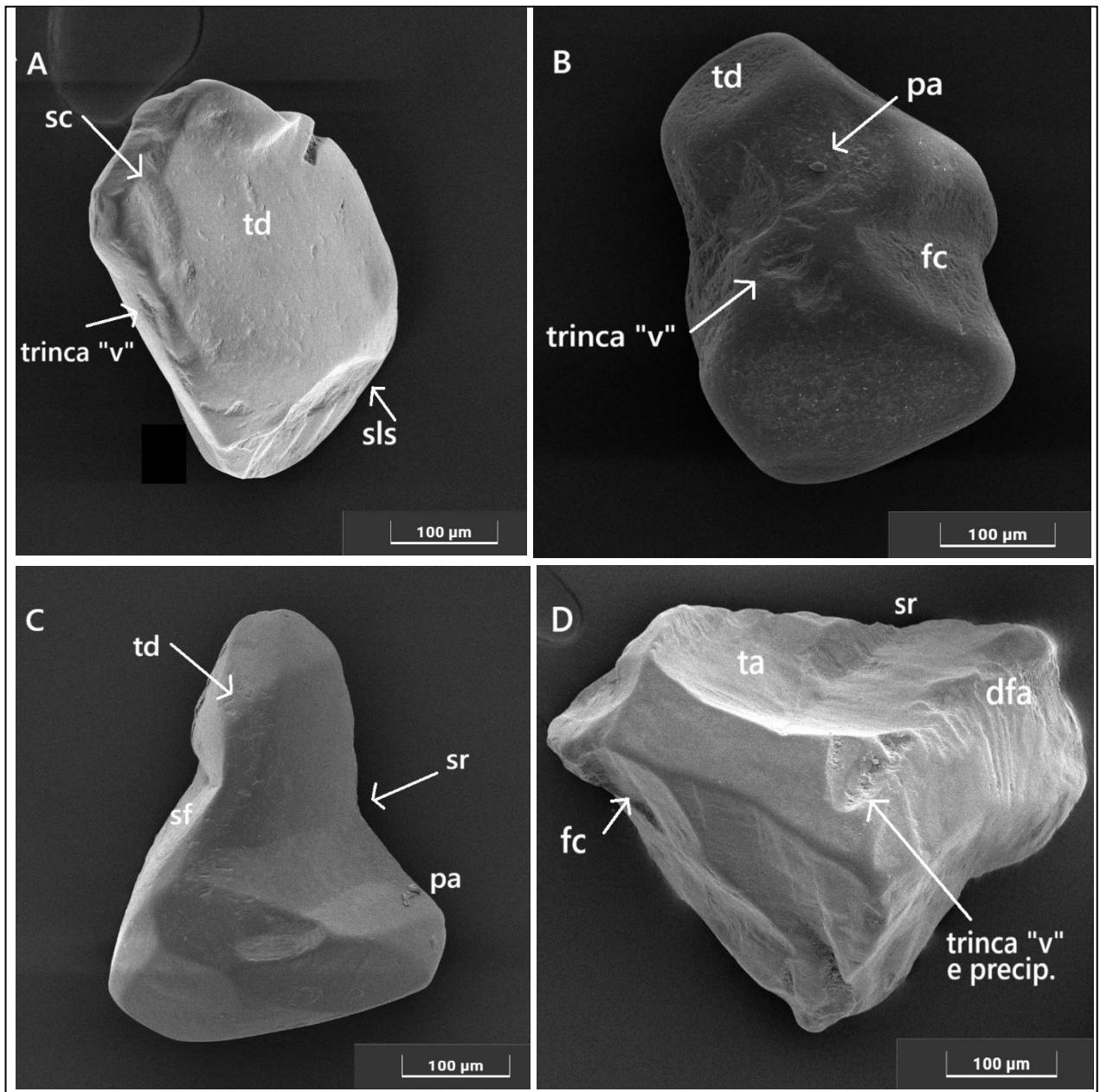
Na Figura 45 (A e B), observa-se que os grãos subarredondados apresentam antigas superfícies de fratura, as quais provavelmente foram suavizadas pelo transporte eólico. Além de sulcos e trincas de percussão em 'V' com marcas de traços de dissolução, consequência do intemperismo químico pós-deposicional. Já nas imagens C e D, verificam-se grãos subangulosos, cujas microtexturas de origem mecânica estão bem preservadas. Esses grãos revelam baixo grau de desgaste químico com menos traços de dissolução do que as amostras anteriores.

Gráfico 1 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 1.



Fonte: A autora (2025).

Figura 45 – Microtexturas referentes às amostras ITA1B (A), ITA1M2 (B), ITA1M1 (C) e ITA1T (D). A) Grão com sulcos curvos (sc), traços de dissolução (td), trinca de percussão em “V” e sulcos lineares subparalelos (sls). B) Grão com traços de dissolução (td), partículas aderidas (pa), fratura conchoidal (fc) e trinca de percussão em “V”. C) Grão com traços de dissolução (td), sulcos retos (sr), superfície de fratura (sf) e partículas aderidas (pa). D) Grão com traços de abrasão (ta), sulcos retos (sr), fratura conchoidal (fc), degraus em forma de arco (dfa) e trinca de percussão em “V” com precipitação.



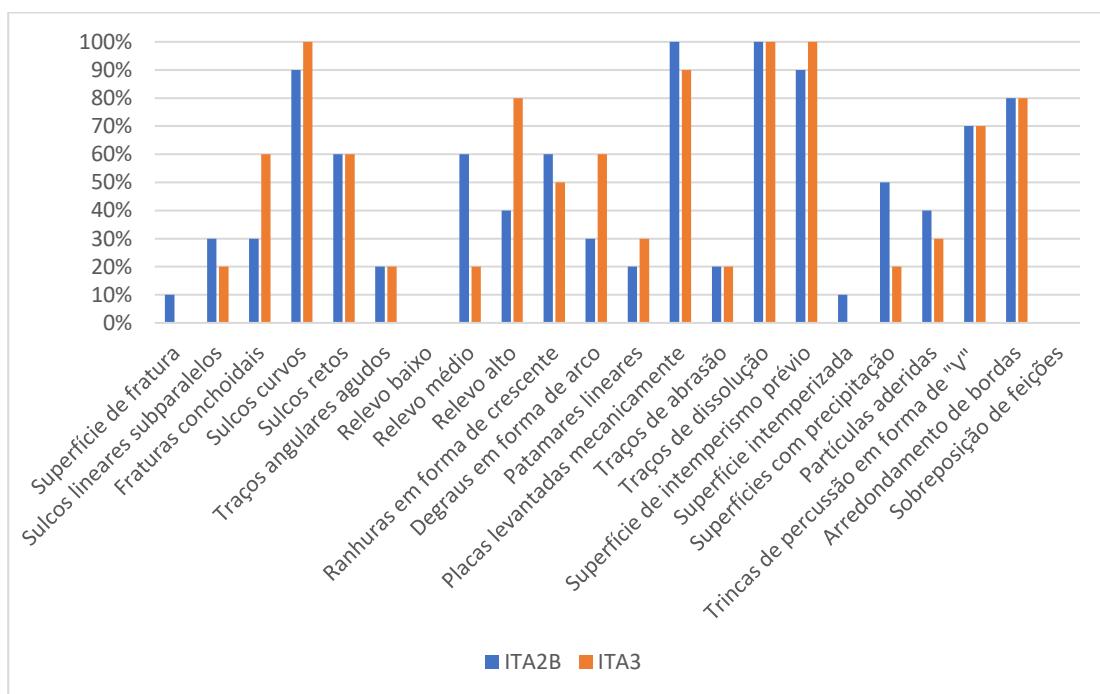
Fonte: A autora (2025).

Os dados referentes às amostras do ponto 2 (ITA2B) e 3 (ITA3) evidenciaram que as microtexturas predominantes são traços de dissolução, sulcos curvos, placas levantadas mecanicamente e superfícies de intemperismo prévio. Enquanto as menos evidentes são as superfícies de fratura, superfícies intemperizadas, traços angulares agudos e de abrasão.

A ausência ou presença limitada de certas microtexturas, como superfícies de fratura com faces ainda frescas e traços angulares agudos, indica que os grãos foram submetidos a transporte eólico. Embora de curta distância, esse transporte foi suficiente para atenuar características remanescentes do transporte fluvial. Essa interpretação é compatível com a posição das amostras na paisagem, especialmente a amostra ITA3, representada por uma duna ativa próxima às margens do rio São Francisco. Por outro lado, de modo geral, os grãos analisados revelam expressivo desgaste químico, como ilustrado na Figura 46 (A e B).

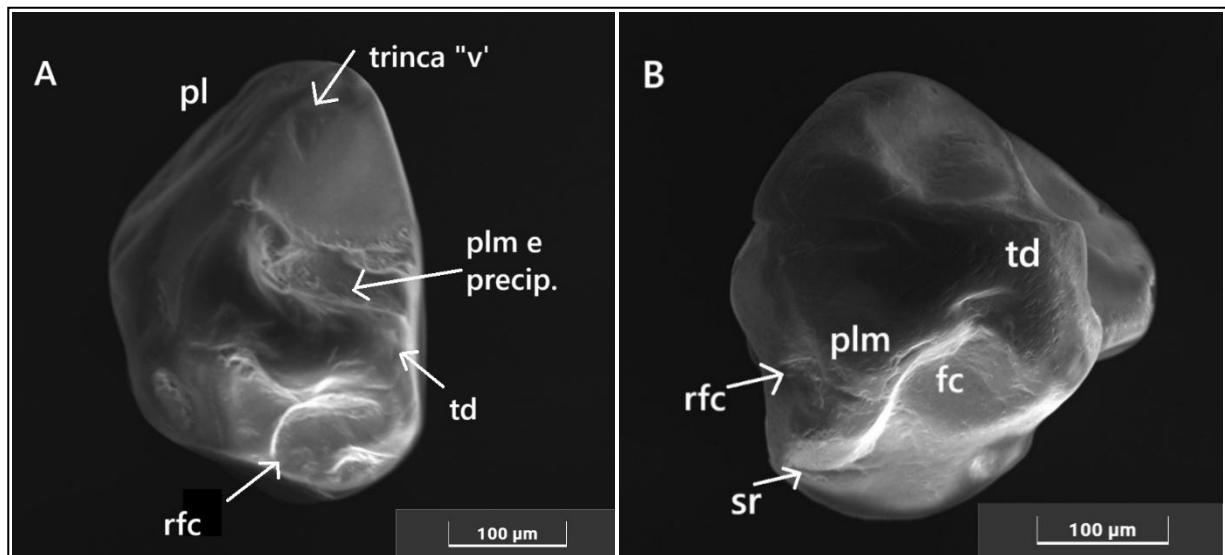
Embora não seja possível determinar a idade desses depósitos, considera-se que sejam recentes, uma vez que foram coletados em profundidades rasas, 0,54 m na amostra ITA2B e 1,5 m na ITA3. Dessa forma, infere-se que a grande maioria das marcas de intemperismo químico identificadas antecede o processo de deposição eólica, o que explica os valores quase insignificantes de superfícies intemperizadas observados em ambas as amostras (Gráfico 2).

Gráfico 2 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras dos pontos 2 e 3.



Fonte: A autora (2025).

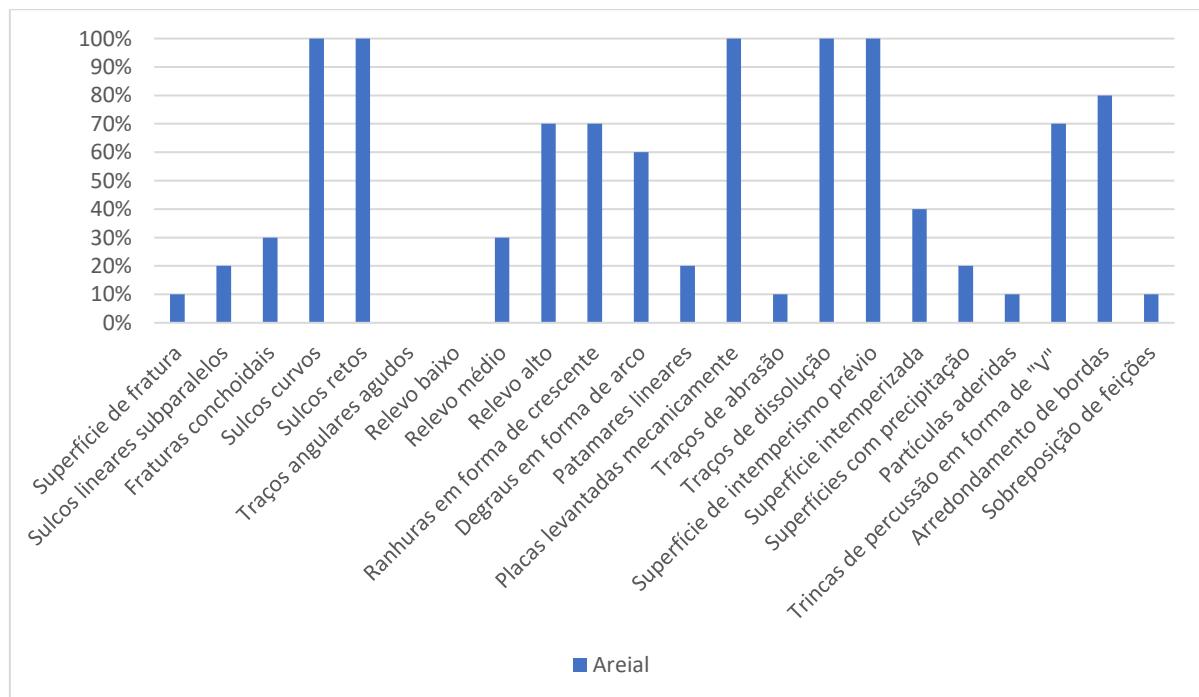
Figura 46 – Microtexturas referentes às amostras ITA2B (A) e ITA3 (B). A) Grão com trinca de percussão em “v”, patamares lineares (pl), placas levantadas mecanicamente (plm) com precipitação, traços de dissolução (td) e ranhura em forma de crescente (rfc). B) Grão com traços de dissolução (td), placas levantadas mecanicamente (plm), fratura conchoidal (fc), ranhura em forma de crescente (rfc) e sulco reto (sr).



Fonte: A autora (2025).

Com base nos resultados obtidos para a amostra do ponto 4 (Areial), verificou-se que as microtexturas dominantes são: sulcos curvos, sulcos retos, placas levantadas mecanicamente, traços de dissolução e superfícies de intemperismo prévio. Por outro lado, as microtexturas que menos se destacam são os traços angulares agudos e o relevo baixo (Gráfico 3).

Gráfico 3 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 4.

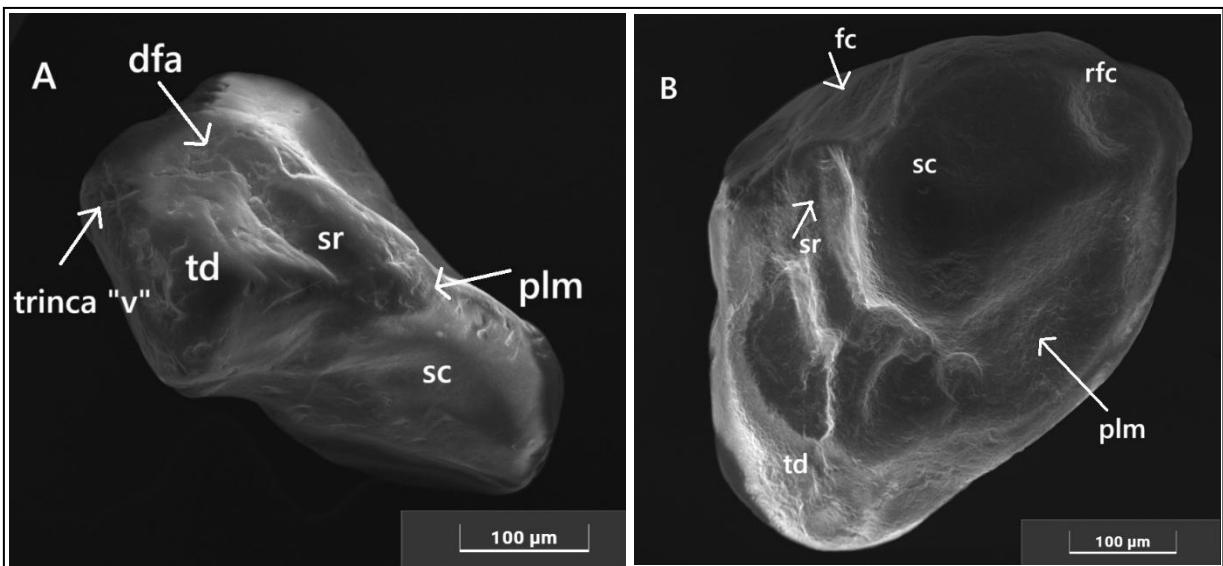


Fonte: A autora (2025).

Os grãos da imagem abaixo, subprismoidal e subdiscoidal apresentam arredondamento das bordas como consequência do transporte eólico (Figura 47, A e B). Além disso, na amostra foram identificadas feições típicas do ambiente eólico, mas que podem ocorrer no ambiente fluvial, como as trincas de percussão em “v”, conforme descrito por Hanson e Burns (2022).

Ademais, os valores referentes às superfícies de fratura e aos traços angulares agudos mostraram-se nulos ou pouco expressivos, resultado semelhante ao observado nas amostras ITA2B e ITA3, o que indica um retrabalhamento eólico eficiente, ou aponta para a atuação do intemperismo pós-deposicional, desgastando as faces angulosas presentes nas superfícies de fratura, o que pode estar atrelado à idade de deposição da amostra, 7.2 ± 1.2 ka anos.

Figura 47 – Microtexturas referentes a amostra Areial. A) Degraus em forma de arco (dfa), trincas de percussão em “v”, traços de dissolução (td), sulco reto (sr), placas levantadas mecanicamente (plm) e sulco curvo (sc), magnificação de 500x. B) Fratura conchoidal (fc), ranhura em forma de crescente (rfc), sulco curvo (sc), sulco reto (sr), placas levantadas mecanicamente (plm) e traços de dissolução (td), magnificação de 500x.



Fonte: A autora (2025).

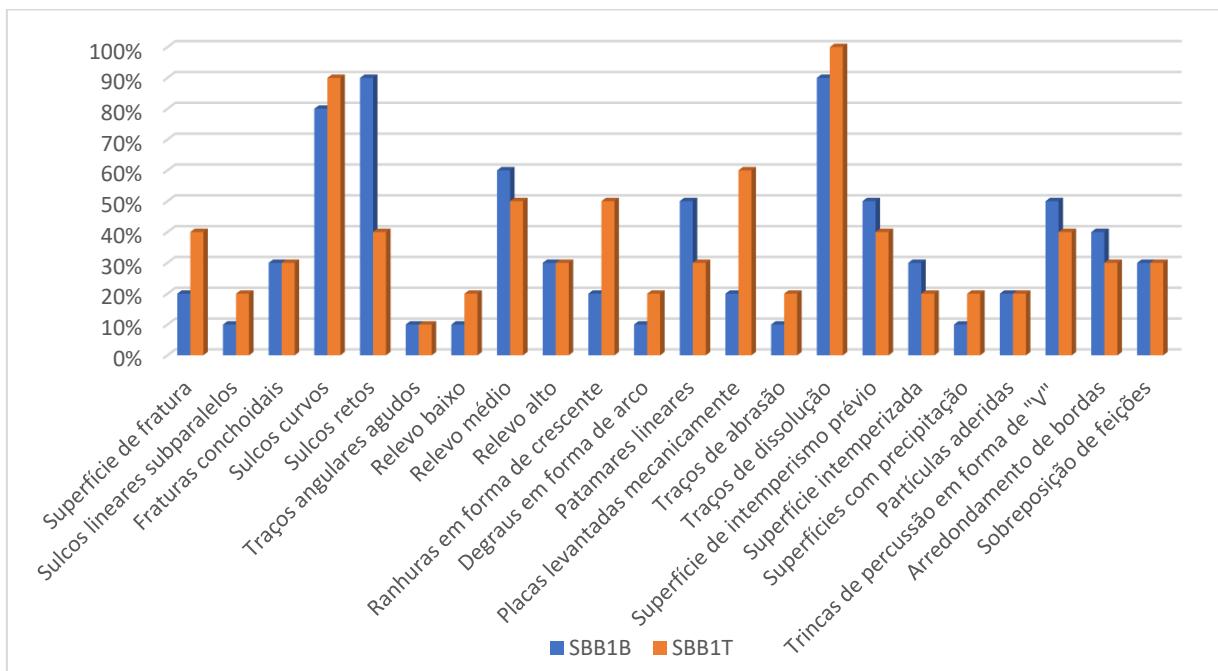
A partir da análise dos grãos das amostras do ponto 5 (SBB1B e SBB1T), constatou-se que as microtexturas mais aparentes foram os traços de dissolução, sulcos curvos e sulcos retos. Já as microtexturas menos significativas foram os traços angulares agudos e degraus em forma de arco (Gráfico 4).

A predominância de traços de dissolução nas amostras indica que o material foi submetido a um intemperismo químico mais intenso. Assim, nos dois casos, há um leve predomínio do intemperismo prévio em relação ao pós-deposicional. As idades de deposição são: 10.4 ± 1.2 ka anos para a amostra da base e 8.6 ± 1.4 ka anos para a amostra do topo do perfil.

Na Figura 48 (A), observa-se um grão com arestas suavizadas e desgaste químico, além da presença de microtexturas que ocorrem majoritariamente no ambiente eólico, como as trincas de percussão em “v” e outras que são mais comuns no ambiente fluvial, como os sulcos curvos e retos (Smith, Soreghan e Ohta, 2018 e Chen *et al.*, 2021).

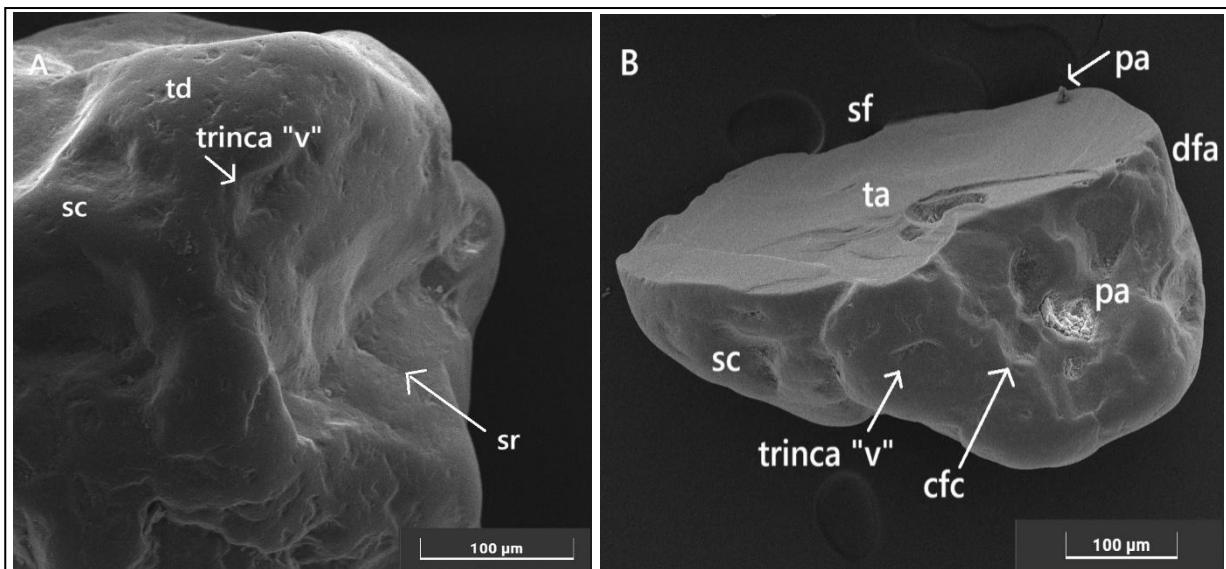
Ainda em relação à figura abaixo (Figura 48, B) é possível observar uma superfície de fratura com arestas frescas, que marcam uma feição mais jovem do que o restante do grão. Nesse sentido, essa superfície de fratura pode ser herança do transporte em ambiente fluvial.

Gráfico 4 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 5.



Fonte: A autora (2025).

Figura 48 – Microtexturas referentes às amostras SBB1B (A) e SBB1T (B). A) Grão marcado pela presença de sulcos retos (sr), traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc) e trinca de percussão em “v”, magnificação de 750x; B) Grão com superfície de fratura (sf), partículas aderidas (pa), traços de abrasão (ta), degraus em forma de arco (dfa), sulcos curvos (sc), trincas de percussão em forma de "V" e corrosão em forma de crescente (cfc), magnificação de 500x.



Fonte: A autora (2025).

Ao analisar as amostras do ponto 6 (SBB2B, SBB2M e SBB2T), percebe-se que as microtexturas predominantes são sulcos curvos e traços de dissolução. Já em relação às microtexturas que menos aparecem, listam-se as superfícies de fratura, sulcos lineares subparalelos e traços de abrasão (Gráfico 5).

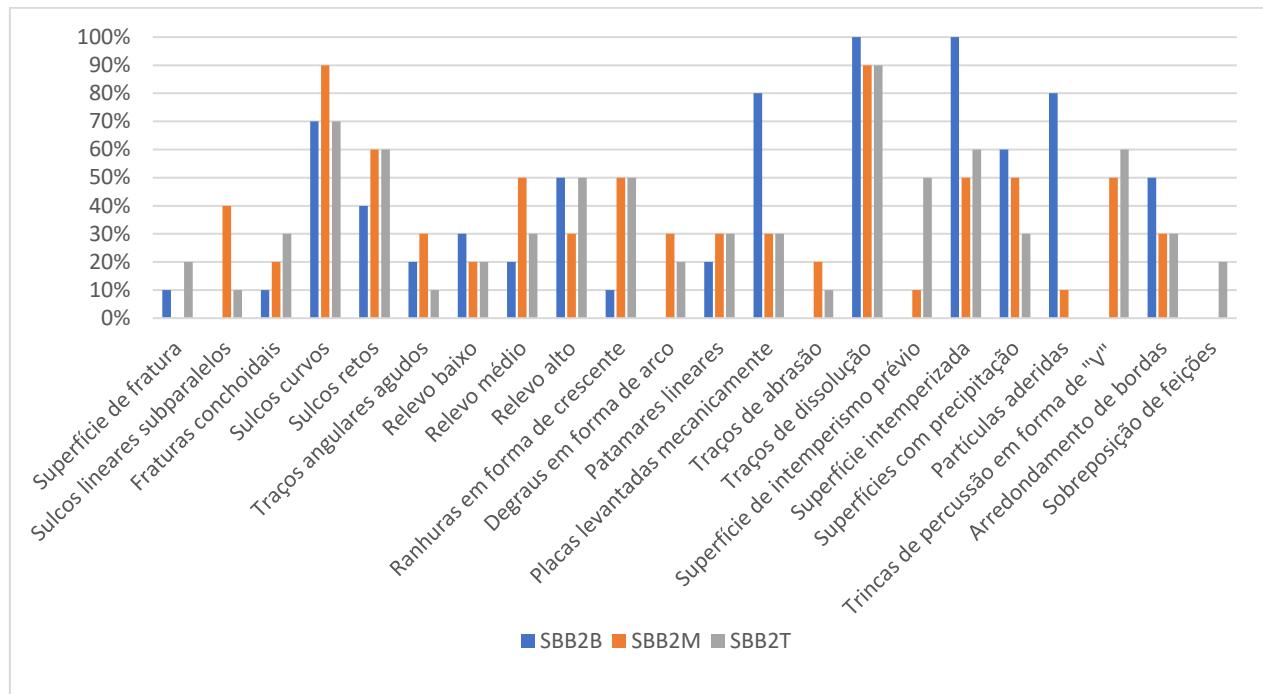
Além disso, o resultado demonstra que a amostra SBB2B não apresenta microtexturas pervasivas em ambiente eólico, nem a trinca de percussão em “V”. Por outro lado, os grãos dessa amostra exibem marcas de intemperismo químico evidentes, com superfícies fortemente alteradas e cavidades de dissolução profundas, condizentes com o que é esperado para um material intemperizado ainda *in situ* (Figura 49, A e B).

No que diz respeito às demais amostras do perfil, na figura abaixo (Figura 49, C), verifica-se um grão arredondado, no qual as marcas de desgaste químico também estão presentes dentro dos sulcos, demonstrando que o sedimento sofreu intemperismo após o processo de transporte eólico, o que pode estar relacionado à idade de deposição da amostra de 15.9 ± 2.1 ka anos. Caso semelhante é destacado no estudo de Hanson e Bruns (2022), no qual grãos do Deserto do Sahara apresentam trincas de percussão em "V" intemperizadas. Nessa imagem, há também a ocorrência de placas levantadas mecanicamente.

Ainda na mesma figura 49 (D), observa-se um grão subarredondado, com traços de dissolução. Além disso, o grão apresenta superfície de precipitação resultante de processos

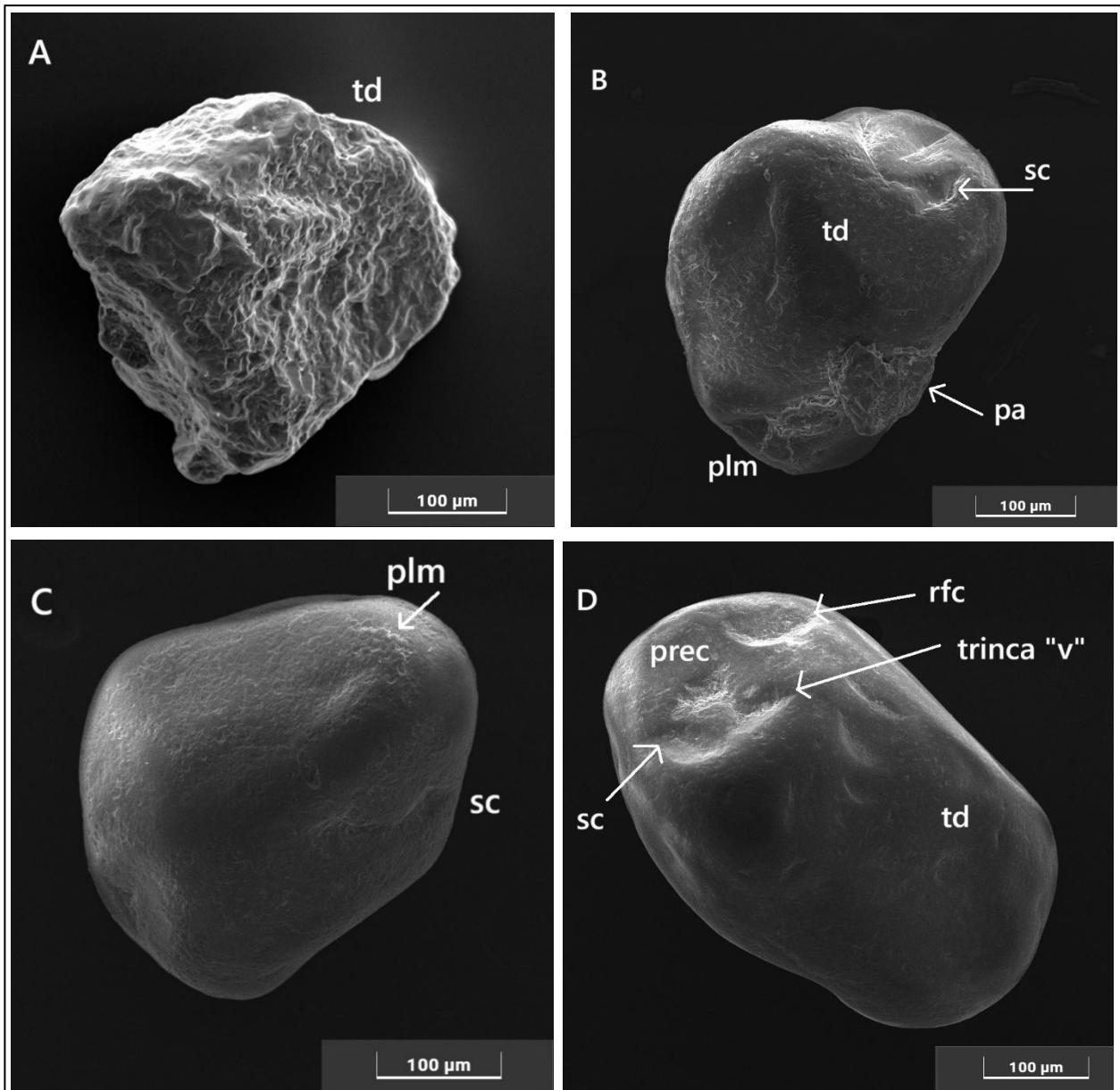
pedogenéticos e ranhuras em forma de crescente, microtextura típica de ambiente eólico (Chen *et al.*, 2021). Nesse sentido, verifica-se que a porcentagem de marcas herdadas do intemperismo pós-deposicional é considerável nessa amostra, SBB2T, o que possivelmente está ligado à idade de deposição do material de 12.7 ± 1.7 ka anos.

Gráfico 5 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 6.



Fonte: A autora (2025).

Figura 49 – Microtexturas referentes às amostras SBB2B (A e B), SBB2M (C) e SBB2T (D). A) Grão subangulosos com traços de dissolução (td); B) Grão arredondado com traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc), placas levantadas mecanicamente (plm) e partículas aderidas (pa); C) Grão arredondado com sulcos curvos e placas levantadas mecanicamente (plm); D) Grão subarredondado com traços de dissolução, sulcos curvos, superfície de precipitação (prec.) e ranhura em forma de crescente (rfc). Todos os grãos estão com 500 vezes de magnificação.



Fonte: A autora (2025).

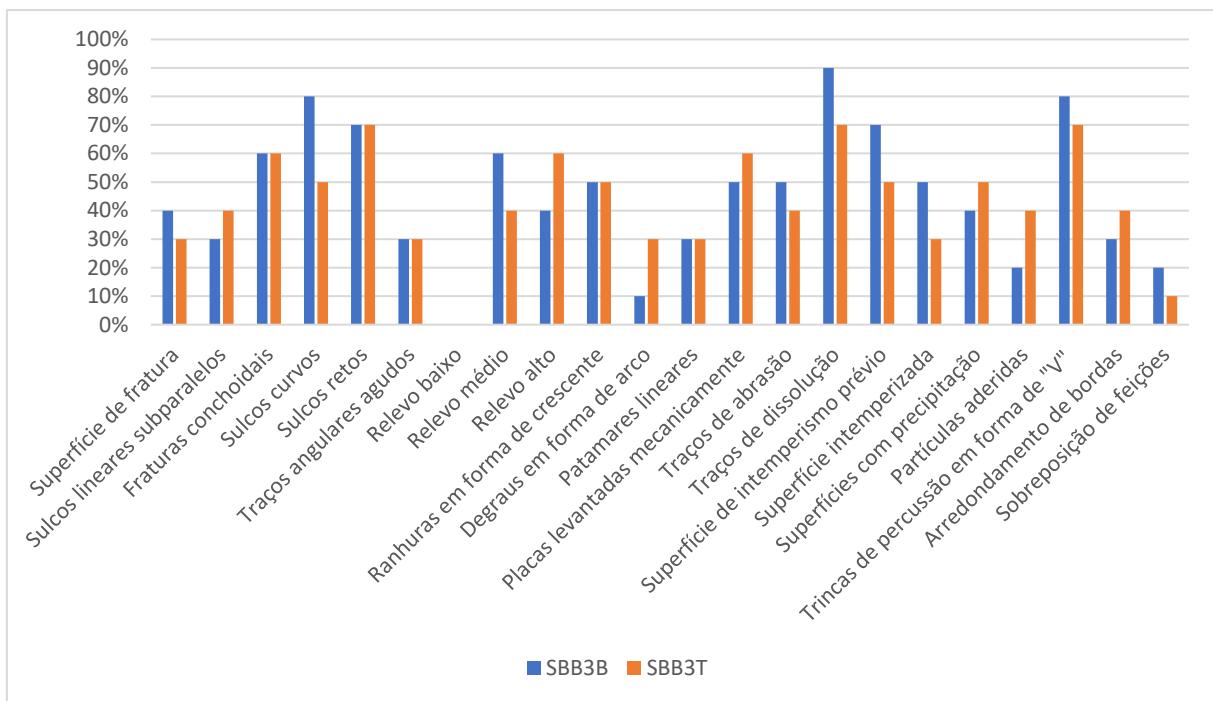
Em relação ao ponto 7 (SBB3B e SBB3T), os resultados obtidos apontam que as microtexturas predominantes são traços de dissolução, trincas de percussão em forma de “V” e sulcos retos. Enquanto as microtexturas que menos aparecem são relevo baixo, sobreposição de feições e degraus em forma de arco (Gráfico 6).

Na Figura 50 (A), observa-se um grão subangulosos com arestas suavizadas referente à amostra SBB3B. Ademais, o grão exibe microtexturas típicas de ambientes distintos: algumas

mais frequentes em sistemas fluviais, como sulcos curvos e lineares, e outras mais associadas a ambientes eólicos, como trincas de percussão em V. Já em comparação com a amostra da camada do topo, os grãos da camada da base apresentam maior proporção de intemperismo prévio, traços de dissolução e intemperismo pós-deposicional, o que pode estar vinculado à maior idade de deposição do material, $6.1 \pm 0,2$ ka anos.

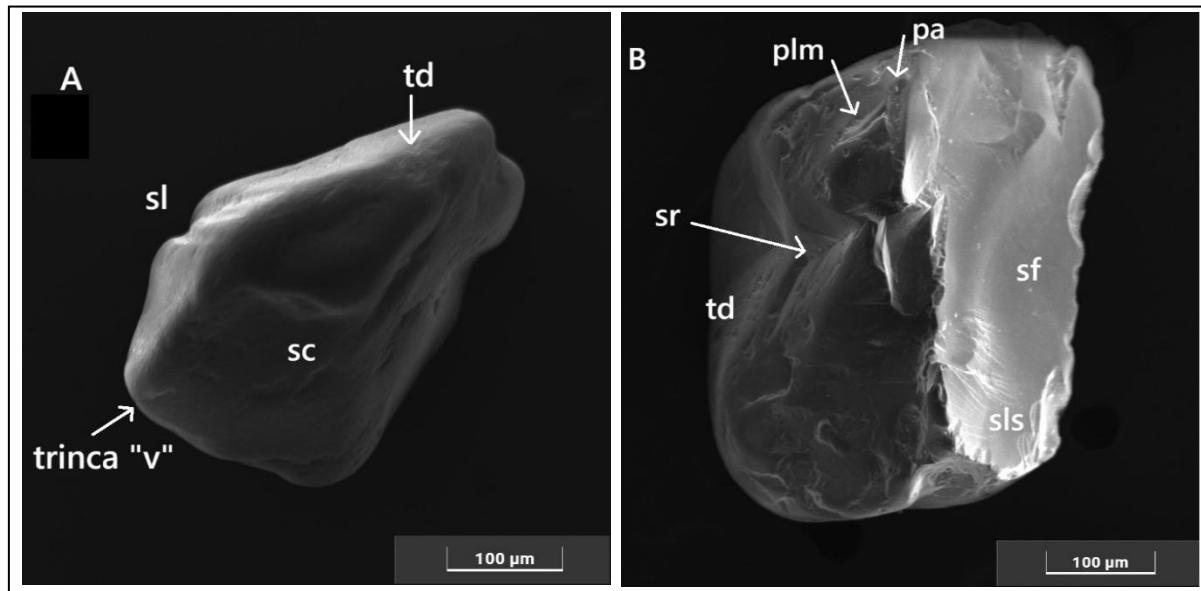
Ainda na mesma figura (Figura 50, B), verifica-se um fenômeno recorrente em outra amostra, no qual o grão apresenta uma face com evidências de intemperismo prévio e outra marcada por uma superfície de fratura, frequentemente ainda fresca. Essa característica indica que o grão não passou por processos avançados de pedogênese, o que está relacionado à sua idade de deposição, $1.2 \pm 0,059$ ka anos.

Gráfico 6 – Percentual de ocorrência de microtexturas nas amostras do ponto 7.



Fonte: A autora (2025).

Figura 50 – Microtexturas referentes às amostras SBB3B (A) e SBB3T (B). A) Grão subangulos com traços de dissolução (td), sulcos curvos (sc), trincas de percussão em forma de “v” e sulcos lineares (sl), magnificação de 500x. B) Grão subarredondado com partículas aderidas (pa), placas levantadas mecanicamente (plm), sulcos retos (sr), traços de dissolução (td), superfície de fratura (sf) e sulcos lineares subparalelos (sls), magnificação de 500x.



Fonte: A autora (2025).

De uma maneira geral, a análise por MEV revelou que as amostras apresentam microtexturas características de mais de um tipo de ambiente, sendo eles: eólico e fluvial. Dessa maneira, corrobora-se a hipótese de que os sedimentos coletados nos campos de dunas foram submetidos a um transporte fluvial prévio.

Além disso, a ocorrência de elevadas porcentagens de superfícies intemperizadas, traços de dissolução e precipitação de partículas indica processos químicos perceptíveis. A predominância do intemperismo prévio ocorre, sobretudo, nos depósitos mais recentes (ITA3, ITA2B, ITA1M1 e ITA1T) e na amostra Areial. Já o intemperismo pós-deposicional apresenta concentrações mais elevadas nas amostras mais antigas (SBB2M, SBB2T, ITA1B e ITA1M2). Nesse sentido, é importante destacar que os sedimentos, ao longo de sua história, passam por ciclos de erosão e deposição, gerando marcas que ficam gravadas nos grãos, sobretudo nos grãos de quartzo. Assim, conforme afirmam Hanson e Bruns (2022), não se sabe quanto tempo é necessário para que essas marcas sejam apagadas e novas sejam impostas. Dessa maneira, o que normalmente se encontra na natureza são grãos com marcas de transporte e deposição relacionadas aos ambientes atuais sobrepostas às microtexturas reliquiais.

5.4 GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS

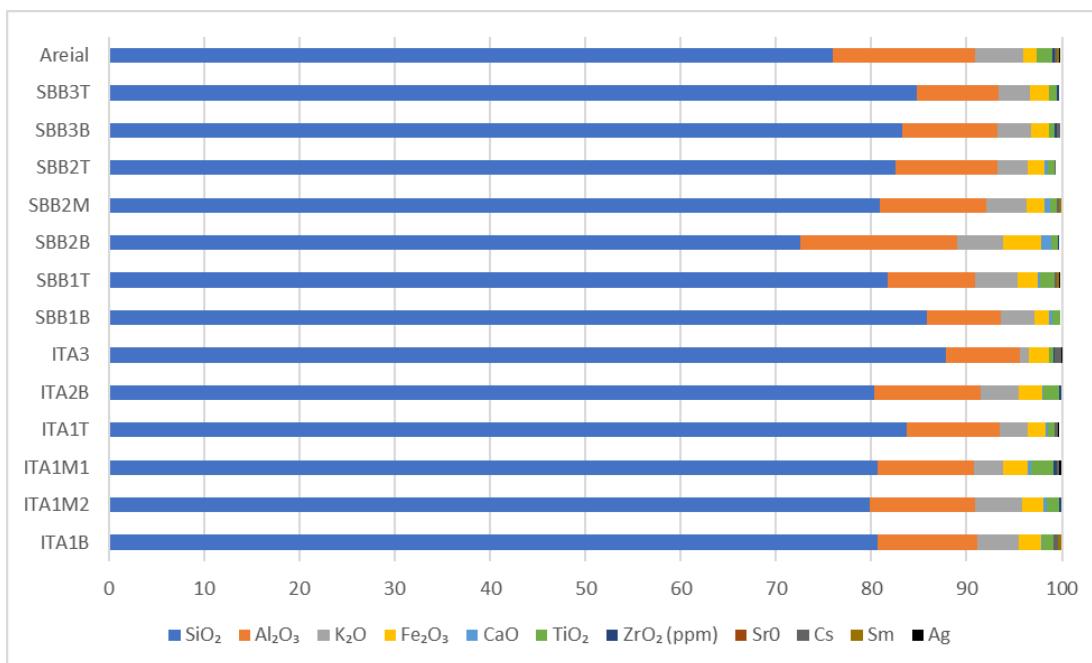
A partir da análise geoquímica, utilizando a técnica de fluorescência de raios X e a aplicação de índices específicos, foi possível obter dados sobre o grau de intemperismo dos sedimentos, as condições ambientais vigentes no momento da deposição do material e sua proveniência. A integração dessas informações com outros parâmetros, como o grau de seleção dos sedimentos, as concentrações das diferentes frações granulométricas e a posição dos depósitos na paisagem, contribuiu significativamente para o avanço na tentativa de reconstrução paleoambiental dos campos de dunas de Itacoatiara e Surubabel.

Dessa maneira, os elementos químicos mais abundantes nas amostras analisadas são, respectivamente, SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O . Os altos valores de SiO_2 , que oscilam entre 72,5% e 87,83%, são esperados em sedimentos de ambiente eólico e podem estar relacionados tanto com o material de origem dos depósitos quanto com o grau de seleção sofrido pelos sedimentos (Gráfico 7).

Em relação ao Al_2O_3 , os valores variam de 7,73% até 16,4%. As concentrações mais elevadas desse óxido podem estar relacionadas a depósitos com maiores concentrações de argila, depósitos que tenham como área-fonte rochas ricas em feldspato e/ou que tenham sofrido intemperismo mais intenso. No caso da amostra SBB2, que apresenta 16,4% de Al_2O_3 , o elevado teor está ligado à litologia que compõe essa amostra de saprolito, composta por rochas do Complexo Belém do São Francisco, que estão sob as coberturas quaternárias.

Dentre os elementos relativamente móveis, o K_2O apresenta valores elevados em quase todas as amostras analisadas, com exceção da amostra ITA3. Os valores de K_2O variam de 0,92% até 5,02%. A considerável concentração desse elemento pode estar relacionada à presença de minerais como os feldspatos potássicos e micas (Lira, 2014), e sua preservação nos depósitos também indica a escassez hídrica de um ambiente de semiaridez severa.

Gráfico 7 – Porcentagem dos principais elementos químicos presentes nas amostras analisadas.



Fonte: A autora (2025).

Ao aplicar os índices de intemperismo CIA e RI, além do índice de paleoambiente e dos índices de proveniência para as amostras do ponto 1, percebe-se que os valores de RI apontam para um intemperismo moderado, o que é esperado em um material de ambiente eólico (Figura 51). Em relação ao índice CIA, verifica-se que os resultados das amostras ITA1B, ITAM1 e ITA1T estão em consonância com o índice RI e apresentam um intemperismo classificado como moderado, com valores que aumentam do sentido base-topo, à exceção da amostra ITA1M2, que está próxima do limite entre o intemperismo fraco e moderado. Essa amostra apresenta características granulométricas semelhantes às da amostra da base (ITA1B), com menor grau de seleção dos sedimentos (0,72 em ITAM2 e 0,73 em ITA1B) e uma variedade de frações granulométricas.

Nessa perspectiva, o índice de proveniência ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) apresenta valores variados para as amostras do ponto 1 (Figura 59). De modo que as amostras da camada da base e da camada intermediária ITA1M2 apontam para uma origem ligada a rochas intermediárias ou félscico-intermediárias. Por outro lado, o resultado da amostra ITA1M1 reflete uma concentração elevada de TiO_2 (2,28%), o que pode indicar a presença de sedimentos ricos em minerais mais resistentes ao intemperismo ou até uma mistura de materiais com diferentes origens. Já a

camada superior exibe um valor mais elevado, que pode ser associado a fontes félsicas ou ainda a rochas sedimentares intemperizadas.

O índice ZrO_2/TiO_2 foi calculado apenas para as amostras ITA1M1 e ITA1M2, já que nas outras amostras a concentração do óxido de zircônio não foi detectada ou é inexistente (Tabela 9). Assim, os resultados encontrados exibem valores médios que são compatíveis com uma mistura de materiais ou presença de fontes intermediárias (Figura 59).

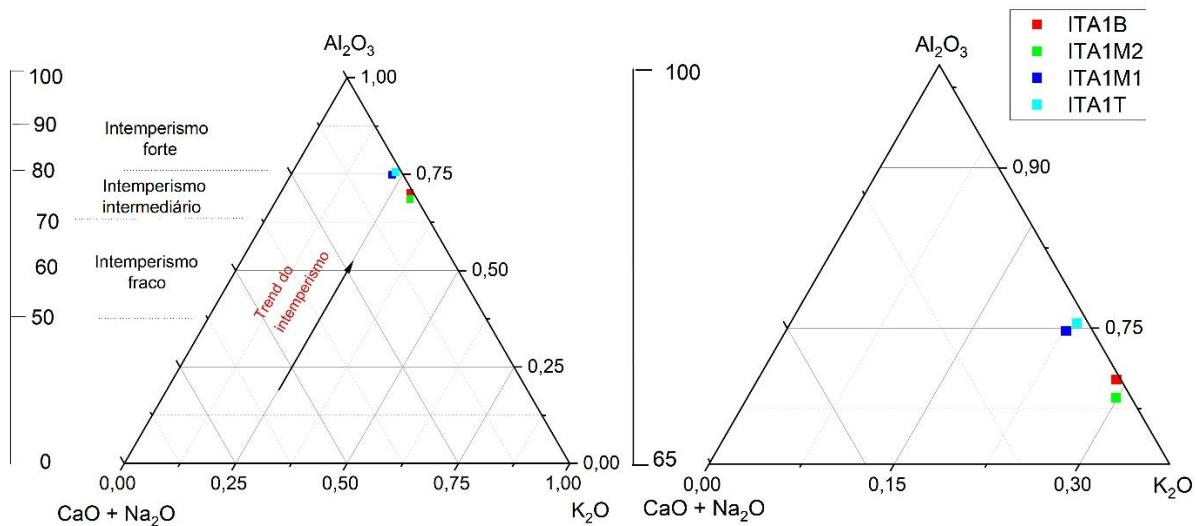
Os resultados obtidos por meio do índice de paleoambiente indicam que as amostras ITA1B, ITA1M2 e ITA1M1 estão associadas à deposição em condições climáticas semiáridas. Dessa forma, o paleoambiente de deposição da maior parte das amostras deste ponto é condizente com o esperado para sistemas eólicos. Por outro lado, a amostra ITA1T apresenta características compatíveis com um ambiente deposicional em transição entre o clima semiárido e o semiúmido, o que pode estar relacionado a momentos de diminuição da semiaridez correlacionados ao aumento da umidade ocorridos durante o Holoceno Superior. As idades de deposição obtidas são inferiores a 500 anos para as amostras ITA1T e ITA1M1, enquanto as idades de ITA1M2 e ITA1B correspondem a $7,9 \pm 0,4$ ka anos e $11,9 \pm 0,7$ ka anos, respectivamente.

Tabela 9 – Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 1.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		(Al_2O_3/TiO_2)	(ZrO_2/TiO_2)
ITA1B	70,2	7,71	5,45	9,34	0
ITA1M2	68,49	7,17	4,99	8,12	0,13
ITA1M1	74,72	8,02	6,14	4,41	0,17
ITA1T	75,47	8,61	6,58	13,37	0

Fonte: A autora (2025).

Figura 51 – Índice CIA para as amostras do ponto 1.



Fonte: A autora (2025).

A análise geoquímica do ponto 2 revela um valor de RI compatível com depósitos eólicos, apresentando um grau intermediário de intemperismo (Figura 57). Nesse sentido, o índice CIA reforça essa interpretação, uma vez que a amostra exibe intemperismo moderado (Tabela 10). Na amostra ITA3 está o valor mais elevado de RI, refletindo um material com baixo grau de intemperismo e enriquecimento de SiO_2 . Em contrapartida, o índice CIA aponta para um intemperismo forte na amostra; esse resultado reflete a perda ou ausência dos elementos móveis, como CaO , Na_2O , K_2O e Al_2O_3 , com percentual de 7,73%. Além disso, é importante destacar que o índice CIA não considera o óxido de silício em sua fórmula, por isso essa classificação de intemperismo forte também.

A razão geoquímica $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ apresenta um valor relativamente baixo para a amostra ITA2B, sugerindo como fonte do material rochas maficas ou uma proveniência mista. Por outro lado, a amostra ITA3 apresenta um valor que indica como área-fonte do depósito um material com enriquecimento em rochas félsicas, o que pode estar relacionado a elevada concentração de SiO_2 e ao baixo teor de Al_2O_3 (Figura 59A).

Por sua vez, a relação $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$, na amostra ITA2B, aponta um valor compatível com uma área-fonte composta por rochas maficas ou intermediárias (Figura 59). Já o resultado desse índice para a amostra ITA3 demonstra proveniência em rochas félsicas e/ou rochas sedimentares recicladas, essas últimas compõem o substrato rochoso sob o qual os campos de dunas estão localizados. São rochas como: arenito, arenito fino a conglomerático, folhelho,

siltito, calcário e silexito (Figura 59B). Dessa maneira, acredita-se que o material dessa amostra possui área-fonte próxima, tendo sido transportado por uma curta distância.

Com base no índice de paleoambiente, a deposição da amostra ITA2B está associada a condições semiáridas, concordante com a maior parte dos depósitos analisados. A idade recente suposta para essa amostra, coletada a 57 cm de profundidade, também corrobora a vigência de um ambiente de semiaridez durante a sua deposição.

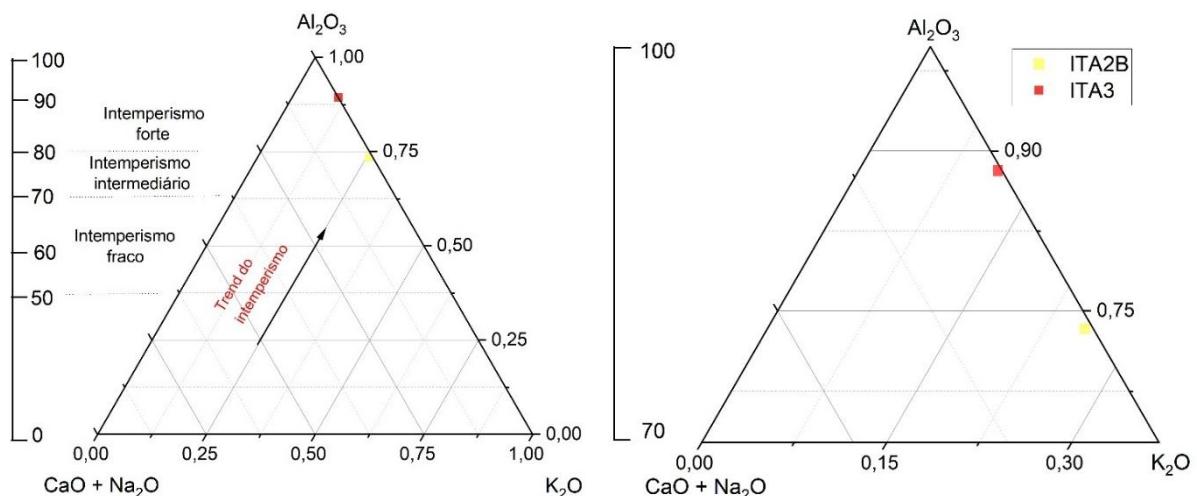
Já no que diz respeito à amostra ITA3, a deposição desse material ocorreu em condições semiúmidas (Figura 58). Nesse sentido, ressalta-se que também não foi possível determinar a idade de deposição desse material por meio da datação, mas sabe-se que corresponde a um depósito recente, constituído por uma duna ativa, localizada próxima às margens do rio São Francisco, atualmente sujeito a retrabalhamento eólico. Dessa forma, é plausível que a classificação do ambiente deposicional como semiúmido esteja relacionada a eventos pontuais associados à maior umidade, ocorrendo dentro de um contexto regional de aumento da semiaridez ao longo dos últimos 5 mil anos (DaSilva & Corrêa, 2023).

Tabela 10 – Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras dos pontos 2 e 3.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		(Al ₂ O ₃ /TiO ₂)	(ZrO ₂ / TiO ₂)
ITA2B	73,33	7,16	5,29	6,72	0,1
ITA3	89,29	11,37	10,14	15,68	0,24

Fonte: A autora (2025).

Figura 52 - Índice CIA para as amostras dos pontos 2 e 3.



Fonte: A autora (2025).

O índice CIA da amostra Areial indica intemperismo moderado (Figura 53; Tabela 11). De forma consistente, o Índice de Ruxton confirma essa interpretação, embora apresente valor relativamente baixo em comparação ao padrão observado nos depósitos eólicos analisados, que gira em torno de 7,5 (Figura 57). Considerando ainda o baixo grau de seleção dessa amostra, pobemente selecionado, e sua distribuição granulométrica, marcada pelo aumento das frações mais grossas e da fração silte, nota-se um desvio em relação às características típicas dos sedimentos eólicos. Esses resultados reforçam a hipótese de um depósito fluvial posteriormente retrabalhado por processos eólicos.

No que diz respeito aos índices de proveniência, o resultado da relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ exibe um valor que indica uma origem relacionada à contribuição de rochas intermediárias. Nessa perspectiva, o resultado da relação $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$ também aponta como área-fonte rochas intermediárias com mistura metamórfica (Figura 59).

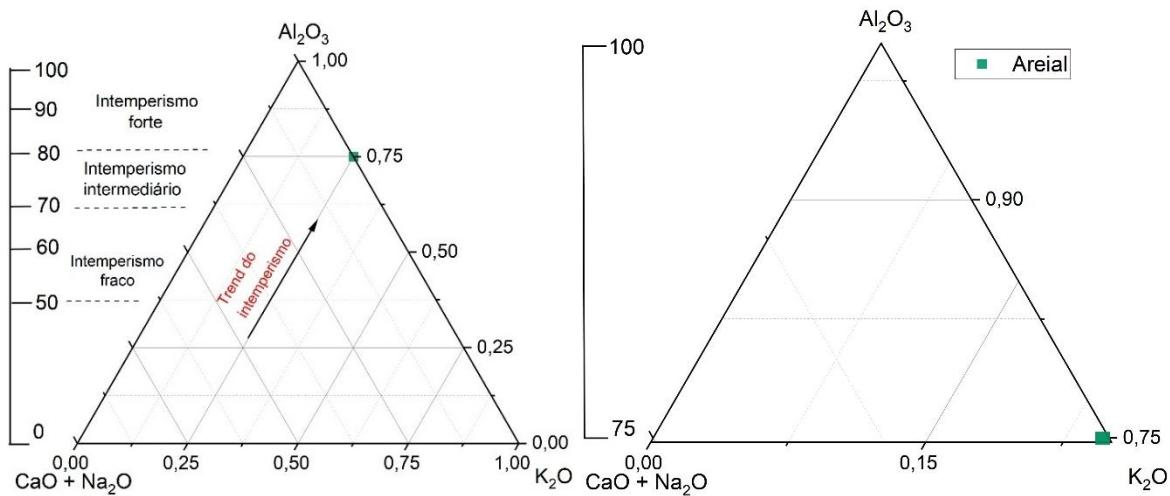
Já o índice de paleoambiente indica que o material foi depositado em condições semiáridas, e a idade encontrada corresponde a 7.2 ± 1.2 ka anos (Figura 58). Possivelmente, a deposição do material ocorreu durante um episódio de extravasamento do canal do rio São Francisco, o que acontece mesmo em períodos caracterizados por clima semiárido e está relacionado a um depósito de enchente.

Tabela 11 - Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 4.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		$(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$	$(\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2)$
Areial	75,47	5,07	3,79	9,01	0,13

Fonte: A autora (2025).

Figura 53 - Índice CIA para as amostras do ponto 4.



Fonte: A autora (2025).

Em relação às amostras do ponto 5 (SBB1B e SBB1T), percebe-se valores distintos no tocante ao índice RI, de modo que a amostra da base se apresenta mais intemperizada do que a camada do topo, e ambas demonstram um elevado grau de intemperismo (Tabela 12; Figura 57). Por outro lado, o índice CIA categoriza as duas amostras como de intemperismo fraco, apesar da camada da base estar levemente mais intemperizada do que a camada do topo. Acredita-se que esse resultado esteja atrelado aos elevados valores de potássio (Figura 54).

Ao aplicar o índice de proveniência $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, observa-se que o valor da camada superior sugere uma área-fonte associada a rochas maficas, o que é compatível com a ocorrência de concentrações mais elevadas de minerais resistentes, como o TiO_2 (Figura 59A). Por outro lado, a amostra da camada basal exibe um valor mais elevado, que pode estar ligado a uma área-fonte rica em rochas intermediárias ou na mistura de materiais com presença de rochas sedimentares, o que pode estar relacionado aos valores mais baixos de óxido de alumínio. A relação $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$ não pôde ser aplicada às amostras do ponto 5, pois o valor de ZrO_2 é inexistente ou não foi detectado em ambas as amostras.

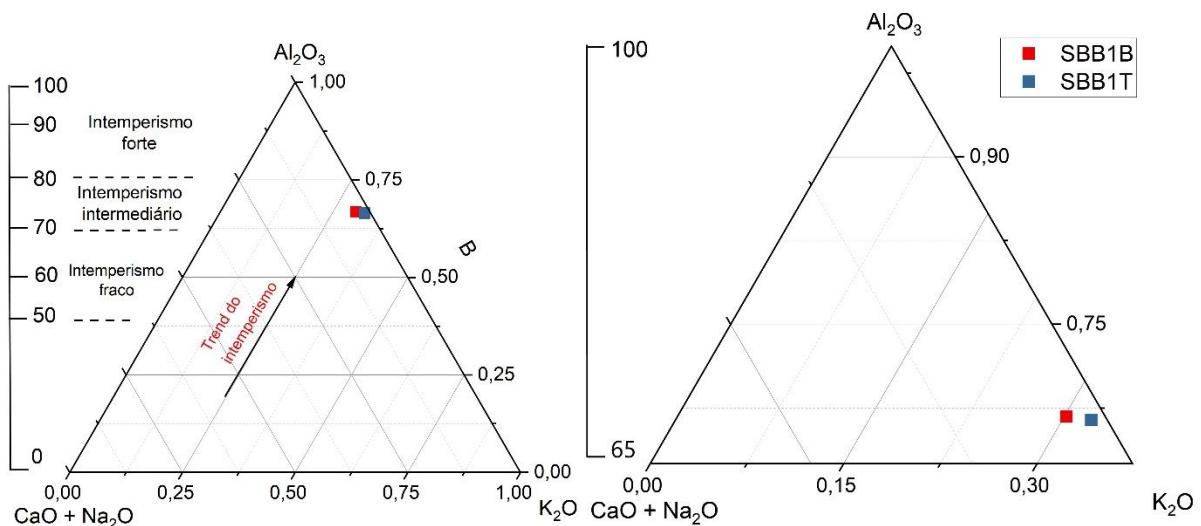
Ademais, o índice de paleoambiente aponta para uma deposição da amostra SBB1B em um ambiente semiúmido por volta de 10.4 ± 1.2 ka anos, o que está em consonância com um valor de RI mais elevado para essa amostra. Enquanto a amostra SBB1T, com idade de 8.6 ± 1.4 ka anos, teria sido depositada em um ambiente semiárido (Figura 58).

Tabela 12 - - Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 5.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		(Al ₂ O ₃ /TiO ₂)	(ZrO ₂ /TiO ₂)
SBB1B	66,72	11,03	7,59	9,85	0
SBB1T	66,42	8,94	6,01	6,09	0

Fonte: A autora (2025).

Figura 54 – Índice CIA para as amostras do ponto 5.



Fonte: A autora (2025).

Ao analisar as amostras do ponto 6 (SBB2B, SBB2M e SBB2T), observa-se que o valor do índice RI na camada da base indica a ocorrência de intemperismo químico intenso, resultado compatível com o tipo de material, já que se trata de um saprolito (Figura 57). Já o índice CIA para a mesma amostra está classificado como intemperismo moderado (Figura 55), porém com um valor considerado alto para os padrões das amostras analisadas.

Já nas amostras da camada intermediária e do topo, os valores de RI apontam para um intemperismo intermediário (Figura 57 e Tabela 13). Por outro lado, o índice CIA sinaliza um intemperismo no limite entre o fraco e o moderado para a camada intermediária. Nesse sentido, comprehende-se que o valor do CIA nessa amostra foi influenciado pela quantidade de elementos móveis que ainda estão presentes, como o K_2O e o CaO . Enquanto isso, a camada do topo está classificada como com intemperismo moderado (Figura 55).

Em relação ao índice de proveniência $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, percebe-se um valor elevado na amostra SBB2M, que está associado a uma área-fonte rica em rochas félscicas ou sedimentares (Chen et al., 2021), como é o caso do tipo de rocha presente no substrato rochoso da área. Por outro lado, o valor encontrado na camada do topo aponta para uma área-fonte ligada a rochas intermediárias (Figura 59).

No que diz respeito ao índice $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$, o resultado da camada do meio aponta para uma possível contribuição de rochas metamórficas como material de origem, demonstrando, na comparação com o índice anterior, uma mistura de materiais na formação desse depósito (Figura 57). A amostra do topo não foi analisada devido à inexistência ou não detecção de ZrO_2 .

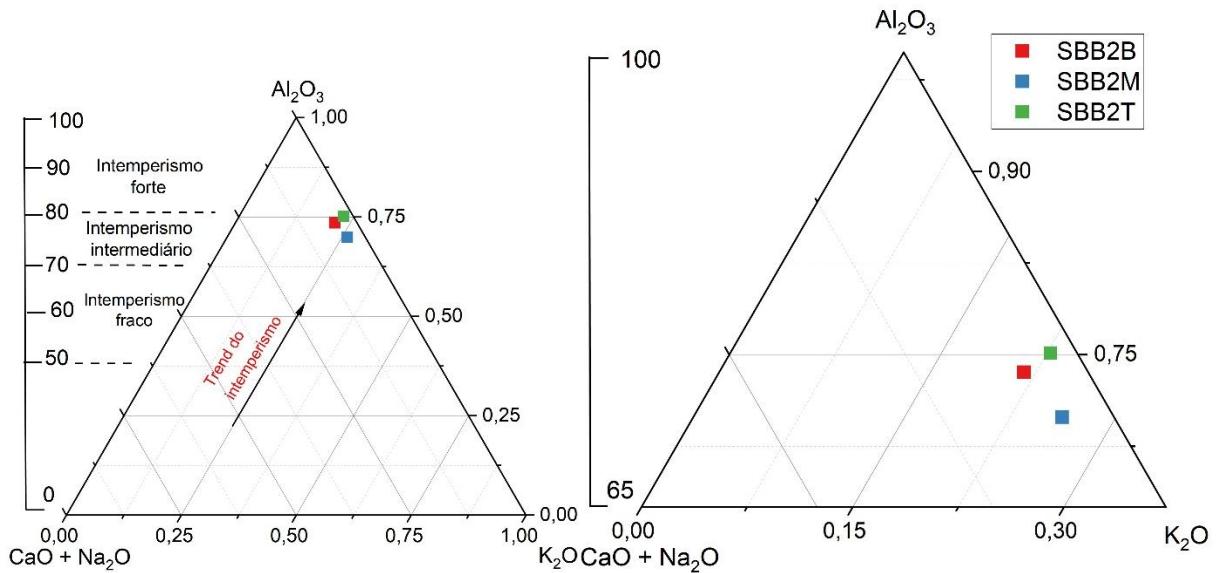
Por fim, o índice de paleoambiente indica deposição em clima semiárido para as amostras SBB2M e SBB2T, com idades de 15.9 ± 2.1 ka anos e 12.7 ± 1.7 ka anos, respectivamente, o que está em consonância com a maioria das amostras analisadas até o momento (Figura 58). Ressalta-se que o índice de paleoambiente não foi aplicado à amostra da base do perfil, por se tratar de um material *in situ*, conforme discutido anteriormente.

Tabela 13 - - Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 6.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$
SBB2B	73,55	4,41	-----	-----	-----
SBB2M	69,87	7,22	5,24	18	0,07
SBB2T	75,12	7,77	5,96	14,2	0

Fonte: A autora (2025).

Figura 55 – Índice CIA para as amostras do ponto 6.



Fonte: A autora (2025).

Os resultados do índice de intemperismo RI empregado nas amostras do ponto 7 (SBB3B e SBB3T) demonstram a existência de um material com intemperismo elevado e altas concentrações de SiO_2 , típica de ambiente eólico (Figura 57). Esses valores estão parcialmente de acordo com os resultados do índice CIA, os quais apontam para a classificação de intemperismo moderado (Figura 56).

Em relação aos índices de proveniência, nota-se que o resultado da relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para a amostra da base é compatível com área-fonte rica em rochas félscicas e/ou pelíticas, como rochas sedimentares e metapelíticas. Já a amostra do topo apresenta um valor mais baixo, o que indica que a área-fonte do material está associada a rochas intermediárias (Figura 59). Os resultados dessa relação apontam para a ocorrência de eventos deposicionais distintos entre as camadas.

Nesse sentido, os valores obtidos a partir da relação $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$ para ambas as amostras sinalizam uma área-fonte dos depósitos composta por rochas félscicas e/ou sedimentares, com mistura de materiais na amostra do topo. A proveniência em rochas sedimentares é compatível com a litologia da área onde os campos de dunas estão localizados (Figura 59).

Em relação ao índice de paleoambiente, a amostra da camada basal, com idade de $6.1 \pm 0,2$ ka anos, indica deposição em condições semiáridas. Por sua vez, a amostra do topo

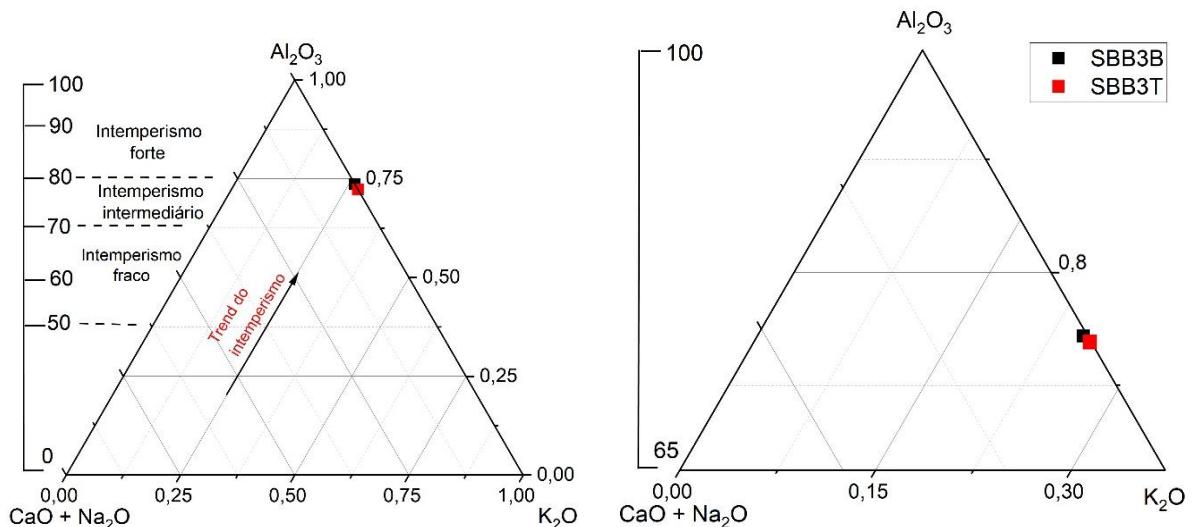
apresenta idade de $1.2 \pm 0,059$ ka anos e está associada à deposição na transição entre o ambiente semiárido e subúmido.

Tabela 14 - Resultados dos índices geoquímicos aplicados para as amostras do ponto 7.

Amostra (siglas)	Intemperismo		Paleoambiente	Proveniência	
	CIA	RI		Al ₂ O ₃ /TiO ₂	ZrO ₂ / TiO ₂
SBB3B	73,63	8,35	6,14	15,8	0,29
SBB3T	72,24	9,81	7,08	10,1	0,23

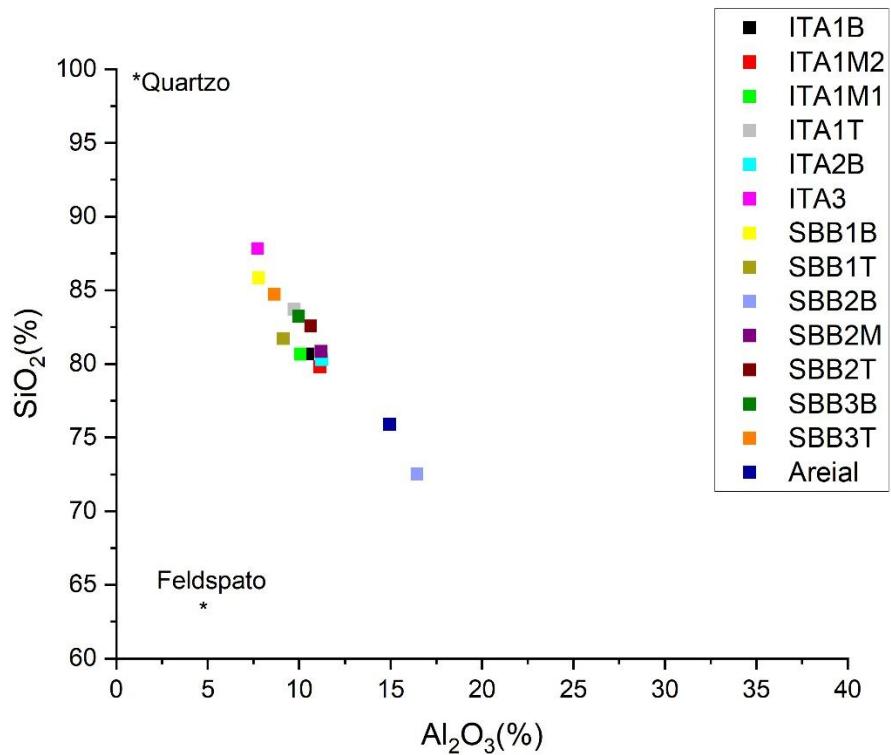
Fonte: A autora (2025).

Figura 56 – Índice CIA para as amostras do ponto 7.



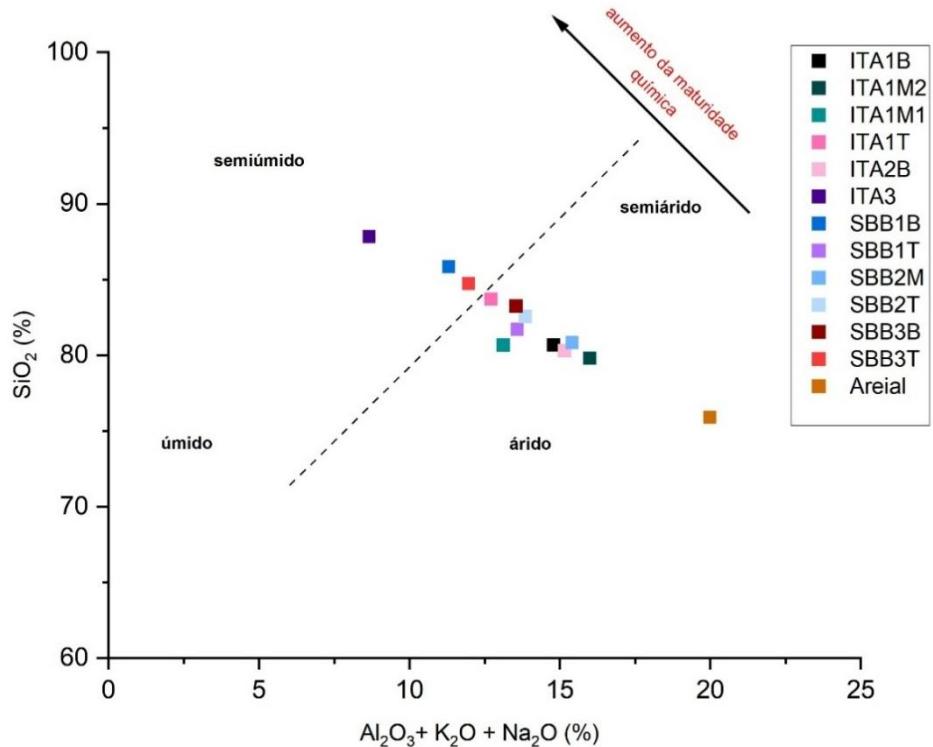
Fonte: A autora (2025).

Figura 57 – Diagrama binário com os resultados do Índice de Ruxton.

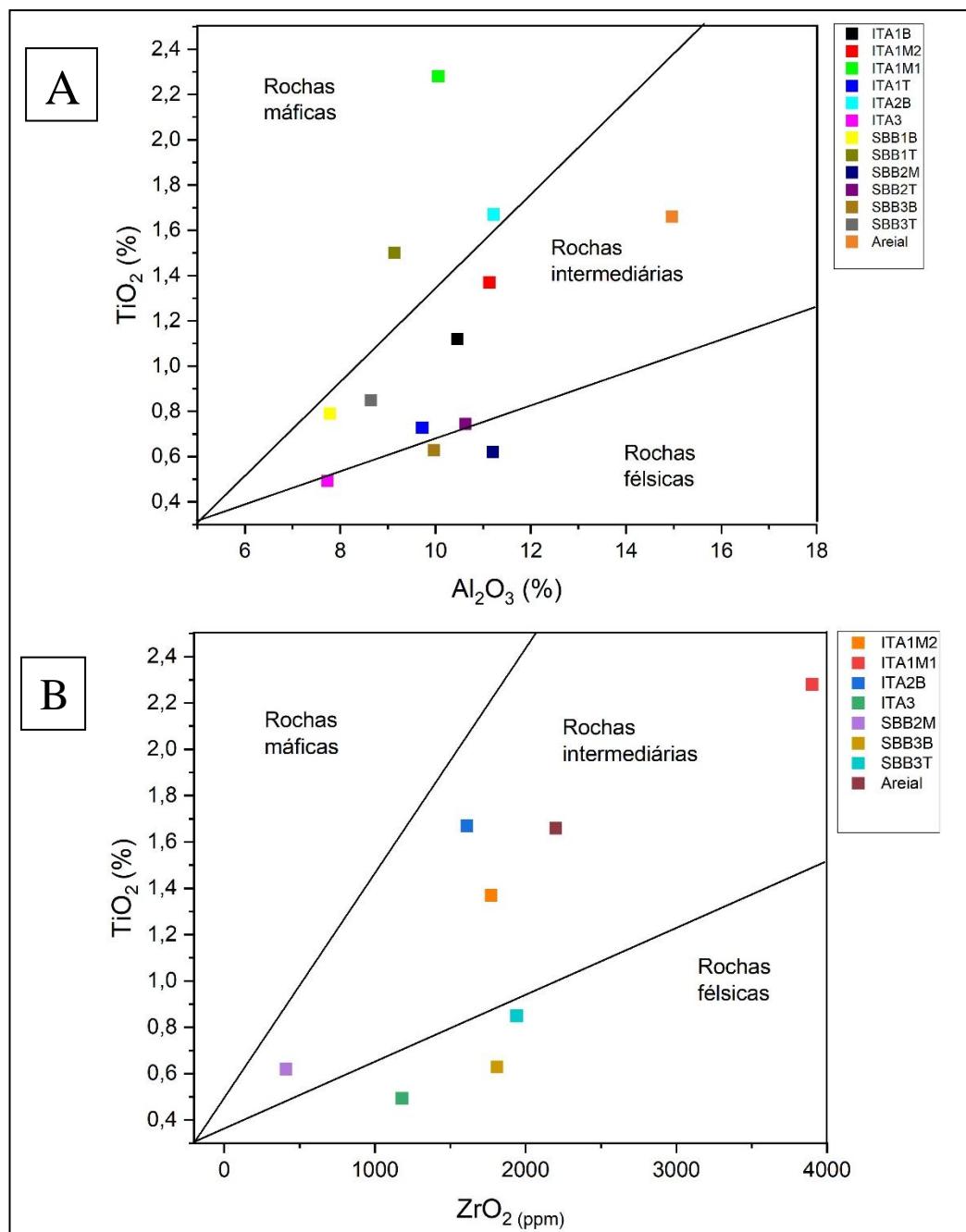


Fonte: A autora (2025).

Figura 58 – Diagrama binário com a aplicação do índice de paleoambiente.



Fonte: Autora (2025). Modificado de Suttner and Dutta (1986).

Figura 59 – Índices de proveniência: (A) relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; (B) relação $\text{ZrO}_2/\text{TiO}_2$.

Fonte: Autora (2025). Adaptado de: Hayashi et al. (1997).

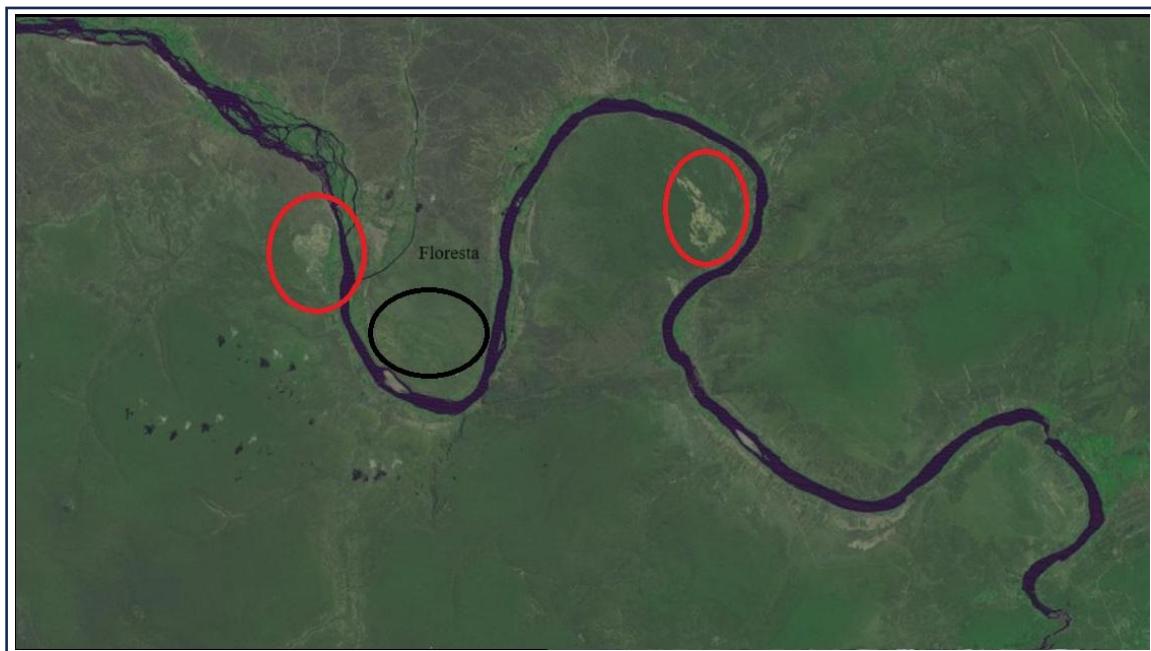
Em síntese, os índices geoquímicos de intemperismo aplicados permitiram aferir que o material, no geral, apresenta um intemperismo moderado, típico de ambiente eólico. Ademais, o índice de paleoambiente demonstra que a maior parte dos sedimentos foi depositada em ambiente semiárido, compatível com depósitos dunares continentais, porém alguns depósitos estão associados à transição entre o ambiente semiárido e semiúmido, com um único evento registrado de deposição recente em ambiente semiúmido.

Por fim, os índices de proveniência utilizados indicam que os depósitos não derivam de um único tipo de litologia, e sim de uma mistura de áreas-fonte com predomínio de rochas intermediárias e félsicas. Nesse sentido, entende-se que houve uma contribuição dos mantos de alteração do embasamento cristalino presentes na área a montante dos campos de dunas, sendo composto por rochas como biotita, biotita-horblenda, biotita-granodiorito, ortognaisses, entre outras. Além de um aporte sedimentar ligado à litologia que compõe o substrato rochoso das áreas de dunas, sendo compostas por rochas como arenito, arenito fino a conglomerático, folhelho, siltito, calcário e silexito.

5.4 PALEOCLIMA E PALEOAMBIENTE

Acredita-se que a formação dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara, e principalmente do campo de Itacoatiara, tenha sido favorecida pela evolução de um meandro na margem convexa do rio São Francisco, a partir da deposição de uma barra em pontal, que posteriormente serviria de área fonte de sedimentos para o transporte eólico. Caso semelhante ocorre com o campo de dunas localizado na margem oposta do rio, no município de Floresta (PE), essas feições foram estudadas por Ferreira (2010) e Ferreira *et al.* (2013) (Figura 60).

Figura 60 - Localização dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara em vermelho da esquerda para a direita, e do campo de dunas de Floresta, em preto.



Fonte: Alos Palsar (<https://www.usgs.gov/tools/earthexplorer>).

Dessa maneira, o momento inicial de deposição eólica na área estaria ligado ao rebaixamento do nível d’água do canal, e a consequente exposição dos sedimentos que estruturavam as antigas barras e terraços. Nesse sentido, Hugenholtz *et al.* (2008) estabelecem a disponibilidade de material como uma condição importante para a formação de dunas parabólicas interiores. Posteriormente, os campos de dunas teriam passado por momentos de estabilização que por vezes estão associados a ocorrência de condições climáticas úmidas e à expansão da vegetação (Tsoar, 2005).

As idades obtidas pela datação por LOE demonstram que a atividade eólica na área em estudo ocorre desde o final do Pleistoceno Superior, há pelo menos 15.9 ± 2.1 ka anos (SBB2M) até o presente, com as idades inferidas atribuídas aos últimos 500 anos (ITA1M1 e ITA1T) (Tabela 15).

Tabela 15 – Idades dos sedimentos dos campos de dunas de Itacoatiara e Surubabel pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

Amostra (siglas)	Profundidade (m)	U - 238 (ppm)	Th - 232 (ppm)	K - 40 (%)	Paleodose (Gy)	Taxa de dose Anual (uGy/a):	Idade (anos)
ITA1B	2,5	1.40 ± 0.20	2.82 ± 0.30	0.64 ± 0.07	11.97 ± 0.08	$1003.00 \pm 44,60$	11.933 ± 0.752
ITA1M2	2	1.26 ± 0.20	2.68 ± 0.30	0.53 ± 0.06	8.34 ± 0.15	1069.60 ± 45.60	7.937 ± 0.432
Areial	0,8	1.41 ± 0.20	3.20 ± 0.30	0.87 ± 0.07	9.60 ± 1.47	1844.40 ± 73.20	7.259 ± 1.263
SBB1B	2	0.97 ± 0.10	1.92 ± 0.20	0.63 ± 0.07	12.85 ± 1.20	1230.80 ± 50.20	10.439 ± 0.436
SBB1T	1	1.40 ± 0.20	2.82 ± 0.30	0.64 ± 0.07	13.39 ± 1.87	1545.10 ± 57.20	8.665 ± 1.486
SBB2M	0,6	0.95 ± 0.02	2.04 ± 0.2	0.55 ± 0.06	18.97 ± 2.53	1186.30 ± 50.00	15.989 ± 2.119
SBB2T	0,9	0.95 ± 0.02	2.04 ± 0.2	0.55 ± 0.06	14.83 ± 2.13	1166.50 ± 49.5	12.712 ± 1.786
SBB3B	1,7	1.23 ± 0.20	2.40 ± 0.30	0.63 ± 0.07	8.34 ± 0.15	$1351.40 \pm 44,10$	6.171 ± 0.226
SBB3T	0,9	1.23 ± 0.20	2.40 ± 0.30	0.63 ± 0.07	1.84 ± 0.08	1513.50 ± 46.30	1.212 ± 0.059

Fonte: A autora (2025).

Assim, a idade mais antiga está relacionada ao evento Heinrich Stadial 1 (HS1) e pertence a uma paleoduna dissecada. Esse depósito está localizado abaixo de uma camada de paleossolo. O perfil mencionado assemelha-se a uma sequência de deposição eólica presente no paleodeserto de Xique-Xique (BA), no qual a parte superior do depósito apresenta idade de 18.3 ± 1.9 ka, e acima dele encontra-se um paleossolo com topo truncado (Mescolotti, 2021).

Nesses casos, as sequências compostas por depósitos eólicos seguidos de paleossolos podem indicar uma transição de condições secas, associadas a baixos índices pluviométricos,

para um regime climático mais úmido, resultante do aumento da precipitação nas áreas mencionadas. Nesse caminho, Cruz et al. (2009), através da datação de espeleotemas em cavernas localizadas no Rio Grande do Norte (RN), observaram variações nos valores de isótopos de oxigênio que apontam para a transição de um clima seco para úmido entre 17.3 e 16.4 ka, seguido pelo estabelecimento de um clima úmido entre 16.4 e 15 ka (Figura 61).

Ademais, a elevada concentração de pólens no núcleo marinho GEOB 3104-1, localizado 90 km a leste do município de Fortaleza, aponta para uma alta taxa de precipitação entre 15.5 e 11.8 ka, que permitiu a expansão de florestas galeria e montanas (Behling *et al.*, 2000). Segundo os autores, os fatores que teriam acentuado a umidade nesse período estariam ligados à atuação da ZCIT sobre o Nordeste setentrional. Assim, conforme mencionado anteriormente, Mulitza *et al.* (2017), a partir da análise de sedimentos marinhos provenientes da bacia do rio Parnaíba, também sugerem que durante o HS1 ocorreu um aumento da precipitação no Nordeste continental, associado a um deslocamento da posição da ZCIT.

Os dados anteriormente citados estão em consonância com as datações de espeleotemas no norte da Bahia, que apontam para condições climáticas úmidas durante o HS1 associadas ao aumento da precipitação (Figura 61). É importante destacar que, segundo os autores, esses pequenos intervalos de umidade podem ter durado apenas algumas centenas de anos e estariam embutidos em longos períodos secos (Wang *et al.*, 2004).

Por outro lado, a idade de 12.7 ± 1.7 ka (SBB2T) possivelmente indica o retorno de condições climáticas mais secas na região. Esse fenômeno também foi identificado nos depósitos eólicos analisados por Lira (2014), que registrou idade de 12.7 ± 1.6 ka, e por Mescolotti (2021) com feições eólicas datadas de 13.3 ± 3.5 ka e 13.7 ± 1.2 ka. Ademais, a autora associa essa fase árida ao intervalo entre 15 e 13 ka. Tal interpretação, está em consonância com a ausência de deposição de espeleotemas nas cavernas do estado do RN entre 15.1 e 13.2 ka, evidenciando igualmente condições paleoclimáticas secas (Cruz *et al.*, 2009).

Após esse período, há evidência de deposição eólica na área em estudo durante o Holoceno Inferior através de três idades: 11.9 ± 0.75 ka, 10.4 ± 1.2 ka e 8.6 ± 1.4 ka, referentes às amostras ITA1B, SBB1B e SBB1T, respectivamente. O depósito com idade de 11.9 ± 0.75 ka coincide cronologicamente com o episódio Younger Dryas, e é cronocorrelato a outras deposições nos setores médio e submédio da bacia do rio São Francisco (Figura 61).

Aparentemente esse período foi marcado por condições pouco úmidas a secas, já que ocorreram apenas depósitos de travertino na região do norte da Bahia (Figura 61). Os registros de travertino representam momentos menos úmidos dentre os quais não se deu a deposição de espeleotemas (Wang *et al.*, 2004). Aliado a isso, nas cavernas do Rio Grande do Norte (RN) observa-se poucas variações nos valores de isótopos de oxigênio durante essa fase, sem uma tendência de diminuição das porcentagens, o que corrobora a assertiva anterior (Cruz *et al.*, 2009).

Por sua vez, o depósito datado em 10.4 ± 1.2 ka provavelmente se formou sob condições paleoclimáticas semiúmidas a úmidas. Essa interpretação baseia-se na correlação entre os dados do gráfico de paleoambiente referente a essa amostra (Figura 58) e a idade da camada basal da turfeira do Saquinho, localizada no vale do rio Icatu, afluente do rio São Francisco, cuja idade é de 10.9 ka (Oliveira *et al.*, 1999). Dessa maneira, os autores afirmam que o período entre 10.9 e 10.5 ka foi marcado por condições climáticas úmidas, com temperaturas mais reduzidas, devido à ocorrência de pólen de táxons que também estão presentes atualmente na Floresta Amazônica e em Florestas Tropicais Atlânticas, além de táxons arbóreos de áreas montanhosas.

Já a deposição de 8.6 ± 1.4 ka (SBB1T) teria ocorrido sob condições mais secas que aumentaram após a transição para o Holoceno Médio, conforme demonstram os dados de pólen no vale do rio Icatu (Figura 61). Desta vez, os pólenes foram marcados por uma diminuição dos táxons florestais e aumento dos táxons de cerrado e caatinga durante o intervalo entre 8.9 e 6.7 ka (Oliveira *et al.*, 1999). Ademais, existem algumas amostras de dunas compostas relativas a esse período na pesquisa de Mescolotti (2021).

Outrossim, há na área em estudo três idades relativas ao Holoceno Médio: 7.9 ± 0.4 , 7.2 ± 1.2 e 6.1 ± 0.2 ka anos, referentes às amostras ITA1M2, Areial e SBB3B, respectivamente. Todas essas idades estão associadas ao ótimo climático do Holoceno. De uma maneira geral, os dados de espeleotema do RN apresentam uma diminuição nas porcentagens de isótopos de oxigênio no período compreendido entre 10 e 5 ka, demonstrando a ocorrência de condições climáticas majoritariamente úmidas (Cruz *et al.*, 2009).

Para mais, o depósito correspondente à amostra Areial indica um período em que o rio São Francisco provavelmente passou por cheias mais intensas, resultando na deposição de sedimentos no limite exterior de sua paleoplanície. De modo semelhante, Lira (2014) descreve

um depósito análogo, referente a um pacote aluvial localizado em um terraço, cuja porção superior apresenta idade de 7.8 ka.

Diante do exposto, é importante ressaltar que esse período relativo ao Holoceno Médio, demonstra ter sido marcado por pequenas oscilações climáticas, possivelmente de escala milenar. Ao analisar a pesquisa de Oliveira *et al.*, (1999), verifica-se que essas alterações estão relacionadas à diminuição de táxons florestais e aumento de táxons de caatinga no período entre 8.9 e 6.7 ka anos. Aliado ao posterior regresso de condições úmidas, entre 6.2 e 4.5 ka por meio do retorno da vegetação em mosaico (Figura 61). Assim, a amostra com idade de 6.1 ± 0.2 ka anos (SBB3B), estaria ligada ao limiar entre um paleoambiente semiárido e o semiúmido (Figura 58).

Desde 4.2 ka até o presente verifica-se na região do vale do rio Icatu um declínio da umidade aliado à expansão da vegetação de caatinga (Oliveira *et al.*, 1999). Essa observação condiz com a pausa na deposição de stalagmites no estado do RN entre 4.2 e 3.7 ka. Após esse período, apenas a stalagmite FN1 retornou com a deposição de material (Cruz *et al.*, 2009).

Dessa forma, infere-se que essa conjuntura paleoclimática resultou da interação entre controles climáticos de escala regional e fenômenos oceânicos nos setores do Pacífico Tropical e do Atlântico Norte. Entre esses mecanismos, destaca-se a atuação do paleo El Niño–Oscilação Sul (ENOS), associado a padrões recorrentes de semiaridez intensa intercalados com períodos de semiaridez moderada na região, em decorrência da estabilização da célula de Walker, conforme assinalado por Lira (2014).

O período entre 6.1 ± 0.2 e 1.2 ± 0.05 ka aponta para uma diminuição da deposição eólica na área, pois não há idades relativas a esse intervalo de tempo. Ademais, essa lacuna temporal de deposição eólica também foi relatada na pesquisa de Mescolotti (2021), em Xique-Xique, onde a estabilização se deu no período entre 5.8 ± 2.0 e 1.1 ± 0.2 ka. Esse cenário aponta para uma fase na qual a semiaridez se estabilizou na região, a vegetação colonizou as dunas e, por sua vez, o ritmo de vazão do Rio São Francisco, com águas mais altas devido à maior umidade do Holoceno Superior nas cabeceiras na região Sudeste, não propiciou a exposição do leito arenoso durante os períodos de secas. Reduzindo, dessa forma, a capacidade de fornecimento de sedimentos para o sistema de dunas.

A vazão do rio São Francisco, único rio perene a cruzar o semiárido brasileiro, depende da atuação do Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS), no verão austral, associado a Zona

de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que leva chuvas às cabeceiras e alto curso, capazes de manter o seu fluxo contínuo até a foz (Stumpf, 2019). Durante o Holoceno Superior, a intensificação do SMAS e o aumento das chuvas de verão mantiveram a vazão mais continua, com menor exposição do leito e das margens arenosas durante a estação seca no setor submédio da bacia.

Nesse sentido, conforme demonstrado por Mescolotti *et al.* (2021), em estudo nas paleodunas de Xique-Xique, na Bahia, o aumento na vazão fluvial do setor médio da bacia do rio São Francisco durante o Holoceno Superior, o que culminou na terceira incisão local, foi influenciado por mudanças climáticas associadas à elevação da precipitação na zona de cabeceiras, não possuindo correlação com o clima local.

Ademais, de acordo com Cruz *et al.* (2009), a precipitação nas regiões Sudeste e Sul do país passou por um aumento significativo durante os últimos 4 ka anos. Aliado a isso, alguns autores apontam para a ocorrência de um mecanismo de gangorra entre a precipitação na região Nordeste do país e o restante da América do Sul tropical durante o Holoceno, ou seja, uma relação antifásica teria gerado condições climáticas secas na região Nordeste, enquanto o Sudeste e o oeste amazônico estavam sob condições de umidade (Carvalho *et al.*, 2004; Cruz *et al.*, 2009 e Stumpf, 2019).

Por outro lado, em Petrolina, há evidências de deposição eólica durante esse período, com duas idades referentes à base e ao topo de uma mesma duna, datadas em 5 ± 0.7 e 3.8 ± 0.5 ka, respectivamente (Lira, 2014). Além de depósitos datados por Lyra (2017) com idades de 2.1 ± 0.2 e 1.9 ± 0.1 ka, relativos à base e à camada intermediária de uma mesma duna. Essas idades podem indicar um retrabalhamento de depósitos dunares pré-existentes sem novos aportes fluviais. Tal condição, poderia acontecer em qualquer local durante um episódio mais seco, mesmo de curta duração.

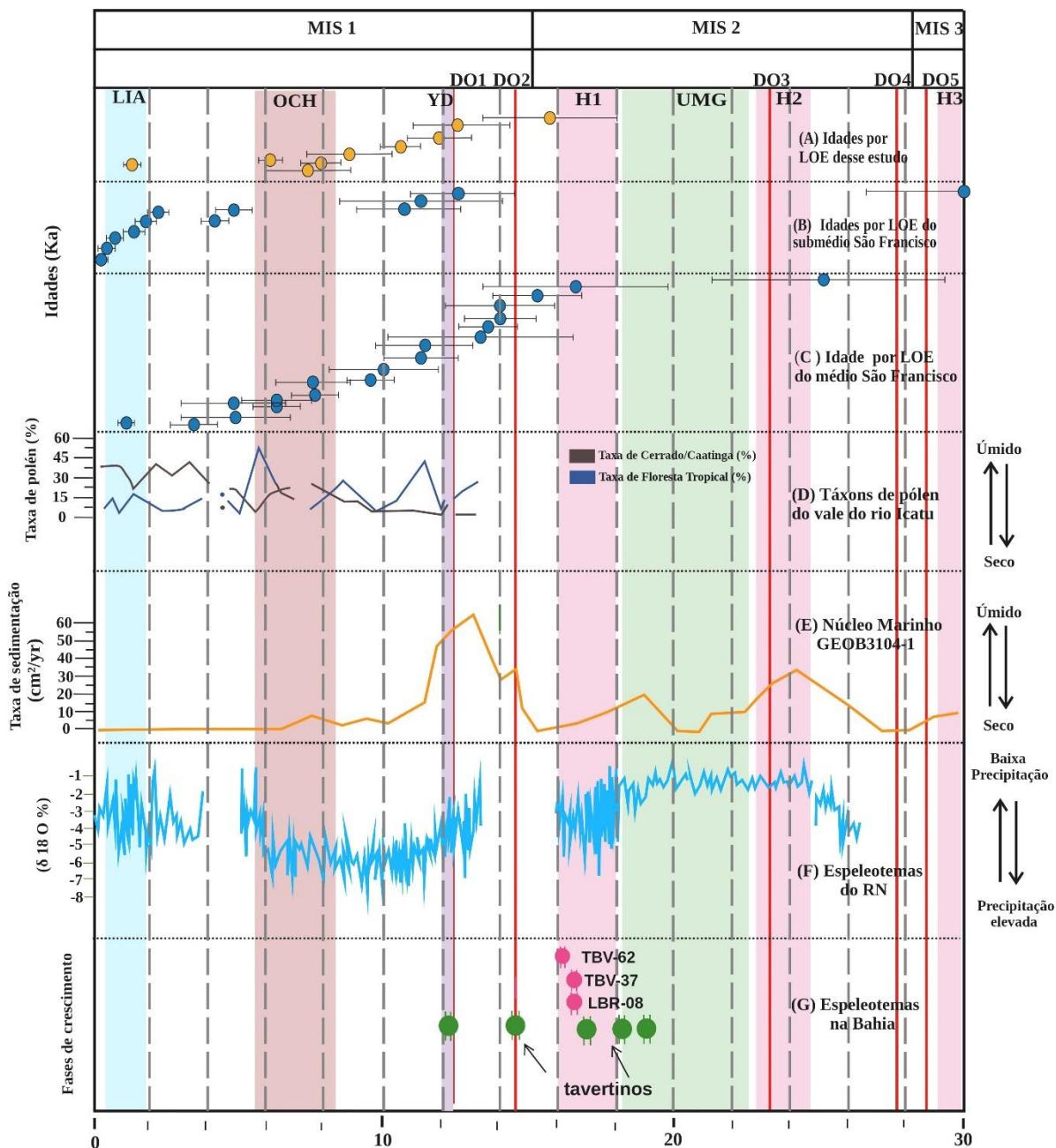
Ademais, ao analisar a descrição morfológica dessas feições recentes, percebe-se que são compostas por dunas parabólicas ou nebkhás (perched dunes) com poucas dezenas de metros de comprimento, diferente das megadunas e das dunas compostas que foram formadas no paleo deserto de Xique-Xique e datam desde o Pleistoceno Tardio até o Holoceno Médio (Mescolotti, 2021).

Dessa maneira, essas pequenas divergências cronológicas indicam que os sistemas ambientais analisados, além de sofrerem impacto das influências climáticas regionais e

teleconexões globais, estão ainda à mercê de fenômenos atuando em escalas locais e condicionantes específicos de cada área de estocagem.

Por fim, há evidência de retorno da deposição local durante o Holoceno Superior por volta de 1.2 ± 0.05 ka anos, com a idade obtida no topo de uma duna nebkhá (SBB3T). Além das idades inferidas atribuídas aos últimos 500 anos, e da expansão dos campos de dunas verificada por imagens de satélite, sobretudo após a inundação do lago de Itaparica em 1988. Assim, comprehende-se que a atividade eólica no presente está ligada ao aumento do suprimento sedimentar, ocasionando a formação de feições menos expressivas na paisagem com a predominância de dunas nebkhás e outros depósitos sem morfologia definida.

Figura 61 – A) Idades por LOE desse estudo; B) Idades por LOE dos estudos de Lyra (2017), Cabral (2014), Lira (2014) e Ferreira (2010); C) Idades por LOE em Mescolotti (2021). D) Dados de táxons de pólen presentes em Oliveira *et al.* (1999); E) Taxa de sedimentação do testemunho marinho GeoB 3104-1; F) Dados de espeleotemas no Rio Grande do Norte (Cruz *et al.*, 2009) e G) Datação de espeleotemas na Bahia, Wang (2004), (TBV: Toca da Boa Vista e LBR: Lapa dos Brejões). Os Estágios Isotópicos Marinhos (MIS) estão no topo da figura (Lisiecki and Raymo, 2005). Os eventos Dansgaard-Oeschger (DO) estão indicados pelas linhas verticais vermelhas (Boers *et al.*, 2018). Os eventos Heinrich Stadials (HS) estão marcados pelas colunas rosas (Sanchez-Goñi and Harrison, 2010). O Último Máximo Glacial (UMG), está marcado pela coluna verde (Mix *et al.*, 2001). O Younger Dryas está marcado pela coluna lilás (Rasmussen *et al.*, 2014). O Ótimo Climático do Holoceno está marcado pela coluna bege (Walker *et al.*, 2018) e a Pequena Idade do Gelo está marcada pela coluna azul (Oliva *et al.*, 2018).



Fonte: Adaptado de Fonseca *et al.*, (2024).

6 CONCLUSÕES

Diante do exposto, algumas conclusões podem ser estabelecidas acerca da reconstituição paleoclimática e paleoambiental dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara. A princípio, comprehende-se que os campos de dunas possuem atividade eólica desde parte do Pleistoceno Superior, de 15.9 ± 2.1 ka, até o presente, 1.2 ± 0.05 ka. Os campos de dunas passaram por fases de estabilização e ativação. O tempo de atividade eólica na área é condizente com as idades de deposição de dunas dos demais campos existentes ao longo da bacia do rio São Francisco, em seus setores médio e submédio (Mescolotti, 2021; Lyra, 2017; Lira, 2014; Cabral, 2014 e Ferreira, 2010).

Ademais, os graus de arredondamento e esfericidade encontrados na análise morfoscópica, assim como as micro feições presentes nos grãos analisados, permitiram atestar a hipótese de transporte fluvial prévio sofrido pelos sedimentos, seguido pelo transporte eólico. Aliado a isso, através da geoquímica foi possível inferir que a área fonte dos sedimentos dunares tem origem majoritariamente mista com leve predomínio de rochas intermediárias. Dessa maneira, pode-se dizer que os depósitos possuem contribuição do material que está a montante do local estudado, ou seja, do setor médio e possivelmente da cabeceira da bacia, além da contribuição da litologia local, onde predominam as rochas sedimentares paleo-mesozoicas.

Para mais, através da cronologia dos depósitos foi possível estabelecer conexões entre diferentes locais e reconstituir um quadro de evolução climática para a área estudada. Desse modo, infere-se que o evento HS1 foi caracterizado por condições climáticas predominantemente úmidas com possível estabilização da vegetação. A umidade do período entre 16 e 15 ka, aproximadamente, está evidenciada pela presença de um paleossolo no local. O evento Younger Dryas, por sua vez, foi marcado por condições paleoclimáticas secas na região, que favoreceram a formação de novas dunas.

De certo modo, no decorrer do Holoceno Inferior a deposição eólica mostra-se continua na área apesar da ocorrência de oscilações climáticas na região relacionadas a curtos intervalos de umidade. Possivelmente, a deposição ocorreu nos momentos de menor vazão do canal, devido à disponibilidade de sedimentos nas margens e barras laterais. Durante o Holoceno Médio, mais precisamente ao longo do Ótimo Climático do Holoceno, verificam-se novos episódios deposicionais na área, de maneira que um deles está ligado ao aumento de vazão do canal relacionado a depósitos de enchente. Os momentos de umidade na região são atrelados a atuação da ZCIT mais ao sul.

Já o período correspondente ao Holoceno Superior está relacionado ao estabelecimento de condições semiáridas na região do NEB, atrelado à presença do fenômeno paleo El-Niño - Oscilação Sul, que ocasionou a diminuição da precipitação. Por outro lado, observa-se uma relação antifásica entre a semiaridez da região do NEB e condições de umidade na região Sudeste. Assim, o aumento da precipitação na região Sudeste durante esse período está associado à intensificação do SMAS no alto curso da bacia do rio São Francisco. Dessa forma, infere-se que esse processo tenha provocado o aumento da vazão fluvial, resultando na estabilização das dunas locais pela expansão da vegetação de caatinga, uma vez que o material arenoso deixou de estar disponível para o retrabalhamento eólico.

Desse modo, constata-se que o sistema eólico apresentou uma resposta não linear e multivariada às oscilações climáticas verificadas ao longo do Quaternário Superior. Essa resposta não ocorreu de forma isolada, mas em estreita interação com o sistema fluvial adjacente, cuja dinâmica está fortemente condicionada às variações climáticas no alto curso da bacia do rio São Francisco. Assim, os resultados obtidos indicam que os sedimentos provenientes dos campos de dunas de Surubabel e Itacoatiara atuam como proxies ótimos e subótimos para a reconstituição paleoambiental e paleoclimática, uma vez que registram a influência de processos fluviais pretéritos posteriormente retrabalhados pela ação eólica.

Por fim, comprehende-se que os campos de dunas analisados apresentam elevada sensibilidade à interferência antrópica, seja em decorrência da construção de barramentos artificiais ou por meio da remoção da cobertura vegetal. Ademais, reconhece-se que, embora as pesquisas voltadas à reconstrução paleoclimática e paleoambiental no Nordeste brasileiro tenham avançado significativamente nas últimas décadas, ainda há lacunas importantes a serem preenchidas, de modo a aprimorar o entendimento dos processos paleoclimáticos e subsidiar estratégias mais eficazes de adaptação às mudanças climáticas atuais.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. O paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos Avançados**, [S.I.], v. 20, n. 56. 8 p, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0103-40142006000100020>. Acesso em: 20 jun. 2023.
- ALMEIDA, F. F. M *et al.* Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, n. 8. 1977. Atas [...] Campina Grande, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. **Geologia do sudoeste Matogrossense**. DNPM, 1945. 118 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca/catalogo?id=247091&view=detalhes>. Acesso em: 4 set. 2023. ALVARES, *et al.* Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, [S.I.], v. 22, n. 6. 17 p, 2014.
- ALVARES, C. A *et al.* Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6. 17 p, 2014.
- ANDERSON, R. S. Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a fluctuating wind on particle trajectories. **The Journal of Geology**, v. 95, n. 4. 15 p, 1987. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30081082> . Acesso em: 22 dez. 2023.
- APAC. AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMAS. **Bacia do Rio Pajeú**. 2022. 1 p. Disponível em: <https://www.apac.pe.gov.br/169-bacias-hidrograficas-rio-pajeu/202-bacia-do-rio-pajeu>. Acesso em: 6 nov. 2023a.
- APAC. AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMAS. **Bacias Hidrográficas**. 2022. 1 p. Disponível em: <https://www.apac.pe.gov.br/bacias-hidrograficas>. Acesso em: 6 nov. 2023b.
- APAC. AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMAS. **Bacias Hidrográficas**. 2022. 1 p. Disponível em: <https://www.apac.pe.gov.br/bacias-hidrograficas-gi-3/177-bacias-hidrograficas-gi-3/215-gi-3>. Acesso em: 6 nov. 2023c.
- ASSINE, M. L. **Sedimentação na bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003. Tese (livre-docência) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, São Paulo. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/108382>. Acesso em: 20 jun. 2023.
- ASSINE, M. L; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, n. 1., p. 1-11, 2004. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/s1040-6182\(03\)00039-9](http://dx.doi.org/10.1016/s1040-6182(03)00039-9) . Acesso em: 20 jun. 2023.
- BAGNOLD, R. A. The nature of saltation and “bed-load” transport in water. **Proc. R. Soc. London**, v. 332. 31 p, 1973. Disponível em: <http://doi.org/10.1098/rspa.1973.0038> . Acesso em: 12 nov. 2023.
- BARRETO, A. M. F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia**. São Paulo, 1996. Tese - Universidade de São Paulo. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-24092015-160224/en.php> . Acesso em: 20 jun. 2023.
- BEHLING, H *et al.* Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00046-3).

benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleocenography and Paleoclimatology**, v. 20, n. 1, p. 1–17, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.

BOERS, N.; GHIL, M.; ROUSSEAU, D. D. Ocean circulation, ice shelf, and sea ice

BRITO NEVES, B. B de. Província Borborema, síntese retrospectiva do conhecimento. In: BARTORELLI, A (Org.); TEXEIRA, W (Org.); BRITO NEVES, B. B. de (Org.).

Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordan. 1 ed. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020. 727 p.

CABRAL, C. J. **Caracterização paleoclimática e paleoambiental do campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstituição do submédio São Francisco**. 2014. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/10996> . Acesso em: 20 jun. 2023.

CARDINALE, M; HARGITAI, H; FITZSIMMONS, K. E. Dune. In: HARGITAI, H; KERESZTURI, A. **Encyclopedia of Planetary Landforms**. Springer, 2014. 1100 p. cap. 1, p. 1-18.

CARDOSO, A. D. **Comparações de padrões geoquímicos de clássicos ambientes tectônicos modernos com associações litológicas do Domínio Canindé, Cinturão Sergipano**. 2019. Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2019. Disponível em: <http://ri.ufs.br/jspui/handle/riufs/12131>. Acesso em: 5 abr. 2025.

CARNEIRO FILHO, A *et al.* Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, [S.l.], v. 58, n. 2. 5 p, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2345>. Acesso em: 21 jun. 2023.

CBHSF. COMITÊ DE BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO. **A bacia**. 2023. 1 p. Disponível em: <https://cbhsaofrancisco.org.br/a-bacia/>. Acesso em: 6 nov. 2023.

CHEN, G *et al.* Provenance of Aeolian Sediments in the Ordos Deserts and Its Implication for Weathering, Sedimentary Processes. **Front. Earth Sci**, v. 9, P. 1-19, 2021. DOI: 10.3389/feart.2021.711802.

CHRISTOFOLETTI, S. R; MORENO, M. M. T. Granulometria por difração a laser e sua relação com a faciologia das rochas argilosas da Formação Corumbataí-SP. **Cerâmica**, São Paulo, v. 63, n. 367, p. 303–310, 2017. <https://doi.org/10.1590/0366-69132017633672096>. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/ce/a/vWM3PYPTCRPrx6r53Sn4KyJ/?format=pdf&lang=pt>. Acesso em: 28 abr. 2025.

CLAPPERTON, C. M. **Quaternary geology and geomorphology of south america**. Elsevier, 1993. 796 p.

CODEVASF. COMPANHIA HIDRO ELÉTRICA DO SÃO FRANCISCO. **Luiz Gonzaga**. 2023. Disponível em: <https://www.chesf.com.br/SistemaChesf/Pages/SistemaGeracao/LuizGonzaga.aspx>. Acesso em: 8 nov. 2023.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema. Nordeste do Brasil.** 2001. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORRÊA, A. C. B; MONTEIRO, K. A. Geomorphological dynamics of the elevated geosystems of the borborema highlands, northeast of brazil, from optically stimulated luminescence dating of hillslope sediments. **Willian Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 1. 23 p, 2020. Disponível em: <https://williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/32>. Acesso em: 3 mai. 2023.

COSTA, M. I. P. **Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL.** 1^a ed. Projeto RADAMBRASIL, 1984. 187 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/biblioteca-catalogo.html?id=281351&view=detalhes>. Acesso em: 3 mai. 2023.

CRUZ, F. W *et al.* Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 210–214, 2009.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura Geoquímica de unidades coluviais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG. Belo Horizonte, MG**, f. 152. 2006 Dissertação - Universidade Federal de Minas Gerais.

CURTIS, S.; GERILYN, S.; SOREGHAN, T. O. Scanning electron microscope (SEM) microtextural analysis as a paleoclimate tool for fluvial deposits: A modern test. **GSA Bulletin**, McLean, v. 130, n. 7-8, p. 1256–1272, 2018. <https://doi.org/10.1130/B31692.1>. Acesso em: 4 jul. 2025.

DA SILVA, M. L. G.; CORRÊA, A. C. de B. Dunas continentais do Brasil como geocronômetros das variações paleoclimáticas: uma revisão do estado da arte do conhecimento. **Finisterra**, v. 58, n. 123. 20 p, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.18055/Finis28868> . Acesso em: 20 ago. 2023

DANG, S *et al.* El Niño/Southern Oscillation during the 4.2 ka event recorded by growth rates of corals from the North South China Sea. **Acta Oceanologica Sinica**, v. 39, n. 1. 7 p, 2020.

DE OLIVEIRA, P. E; BARRETO, A. M. F; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 152, n. 3-4, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(99\)00061-9](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(99)00061-9) . Acesso em: 3 mai. 2023.

DEANE, S. M. **Quartz grain microtextures and sediment provenance: Using Scanning Electron Microscopy to Characterize Tropical Highland Sediments from Costa Rica and the Dominican Republic.** 2010. Thesis (Master in Geography) - University of Tennessee, Knoxville, 2010.

DEMEK, J. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping.** 1 ed. IGU Commission for Geomorphological Mapping. Academia: Prague, 1972.

DIAS, J. A. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos: Uma Introdução à Oceanografia Geológica.** Universidade de Algarve, 2004. 83 p. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.1802573115>.

EMBRAPA SOLOS. Zoneamento agroecológico do Nordeste do Brasil: diagnóstico e prognóstico. Embrapa, 2000. 23 p. Disponível em: <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/336837>. Acesso em: 17 mai. 2023.

EMPRABA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Bioma Caatinga. 2022. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/bioma-caatinga>. Acesso em: 30 set. 2023.

EMPRABA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Bioma Caatinga, Flora. 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/bioma-caatinga/flora>. Acesso em: 8 fev. 2024.

ETCHEVARNE, C. A. Sítios dunares do sub-médio São Francisco, Bahia, Brasil. **Journal de la Société des Américanistes**, v. 1. 14 p, 1992. Disponível em: <https://doi.org/10.3406/jsa.1992.1411>. Acesso em: 8 mai. 2023.

FERREIRA, A. G. F; MELLO, N. G. da S. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1. 13 p, 2005.

FERREIRA, B. **Geologia, Geomorfologia e Paleontologia da margem Pernambucana do Lago de Itaparica, Nordeste do Brasil.** 2010. 190 p Dissertação - Universidade Federal de Pernambuco. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/6057>. Acesso em: 6 mai. 2023.

FERREIRA, B; CORRÊA, A. C. de B; BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividades eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Soc. & Nat.**, v. 25, n. 2. 15 p, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1982-45132013000200012>. Acesso em: 7 mai. 2023.

FERREIRA, N. J; RAMÍREZ, M. V; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F (Org) et al. **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos, 2009. cap. 3, p. 43-60.

FOLK, R. L; WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27. 23 p, 1957.

FONSECA, D. N; CORRÊA, A. C; LIRA, D. R; TAVARES, B. A. C; TORRES, B. A; GONÇALVES, R. B; SILVA, W. F. Climatically driven quaternary sedimentation in a passive margin tropical context: insights into the geomorphological evolution in Northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 461, n. 15, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109316>.

FONSECA, D.N. **Evolução Geomorfológica e Sedimentação Quaternária no Setor Oriental do Piemonte da Borborema.** 2018. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

Framework mineralogy. **Journal of Sedimentary Research**, v. 56, n. 3, p. 329–345, 1986. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

FROST, R. **Sand Dunes.** 1928. Disponível em: <https://www.americanpoems.com/poets/robertfrost/sand-dunes/>. Acesso em: 1 fev. 2024

- GALE, S. J; HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks.** Londres: Bethaven Press, 1991. 318 p.
- GIANNINI, P. C. F *et al.* Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C. R. G *et al.* **O quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos, 2005. 357 p. cap. 11, p. 235-257.
- GILLETTE, D. A; BLIFFORD, I. H; FRYREAR, D. W. The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils. **Journal of Geophysical Research**, v. 79, n. 27. 7 p, 1974. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/JC079i027p04068> . Acesso em: 12 out. 2023.
- GOMES, H. B. **Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro: Climatologia e Modelagem Numérica.** São Paulo, f. 99, 2012 Tese - Universidade de São Paulo. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-21062013-100722/pt-br.php>. Acesso em: 16 out. 2023.
- GOUDIE, A. **Environmental Change.** 2^a ed. Clarendon Press, 1983. 258 p. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/gea.3340010110>. Acesso em: 7 jun. 2023.
- GOUDIE, A. **Arid and semi-arid geomorphology.** 1 ed. Cambridge University Press, 2013. 468 p.
- GRAY, H. J *et al.* Luminescence as a sediment tracer and provenance tool. **Reviews of Geophysics**, v. 57. 30 p, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019RG000646> . Acesso em: 5 jan. 2024.
- GRESINA, F.; FARKAS, B.; FÁBIÁN, S. Á.; SZALAI, Z.; VARGA, G. Comparison of fluvial and aeolian sedimentary environments based on morphological analysis of their mineral components. **EGU General Assembly**, Vienna, p. 24–28, 2023. DOI: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-13637>, 2023.
- GUEDES, C. C. F. *et al.* Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. 2011, Anais. Armação dos Búzios: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2011. Disponível em: http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE_Abequa_final.pdf. Acesso em: 08 jan. 2024.
- GUEDES, C. C. F. *et al.* Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. **Quaternary Research**, v. 88. 12 p, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/qua.2017.79>. Acesso em: 27 out. 2023.
- GUERREIRO, R.L *et al.* Paleoecology explains Holocene chemical changes in lakes of the Nhecolândia (Pantanal-Brazil). **Hydrobiologia**, v. 815, n. 1. 18 p, 2018.
- GURGEL, S. P. P *et al.* Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186. 16 p, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.023> . Acesso em: 9 mai. 2023.
- HANSON, B.; BURNS, D. M. Sand Microtextures as Indicators of Depositional Environment – a Comparison of Fluvial, Marine and Aeolian Sediments. **The Compass: Earth Science Journal of Sigma Gamma Epsilon**, v. 92, n. 1, 2022. DOI: <https://doi.org/10.62879/c22430967>. Acesso em: 20/07/2025

HAYASHI, K.; FUJISAWA, H.; HOLLAND, H.D.; OHMOTO, H. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 61, n.19, p. 4115–4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7).

HESP, P. A; SMYTH, T. A. G. Anchored Dunes. In: LIVINGSTONE, I; ANDREW, A. **aeolian Geomorphology: a new introduction**. 1 ed. Wiley Blackwell, 2019. 15 p.

HESP, P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v. 48, n. 3. 23 p, 2002. Disponível em: 10.1016/S0169-555X(02)00184- . Acesso em: 12 nov. 2023.

HESSE, P.P. Sticky dunes in a wet desert: Formation, stabilisation and modification of the Australian desert dunefields.. **Geomorphology**, v. 134. 16 p, 2011.

HUGENHOLTZ, C.H.; WOLFE, S.A.; MOORMAN, B.J. Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills, southwestern Saskatchewan. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 45, n. 3, p. 321-335. DOI:10.1139/E08-001.

IBGE. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Unidades de Relevo 1:5.000.000**. IBGE. 2006. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/15827-unidades-de-relevo.html?=&t=acesso-ao-produto>. Acesso em: 5 jun. 2023.

IBGE. **Macrocaracterização dos Recursos Naturais do Brasil**: Potencialidade agrícola natural das terras. IBGE, 2020. 42 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?view=detalhes&id=2101980>. Acesso em: 10 nov. 2023.

IBGE. **Manual Técnico da Geomorfologia**. 2 ed. IBGE, 2009. 182 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?id=281612&view=detalhes>. Acesso em: 16 set. 2023.

IBGE. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**: sistema fitogeográfico : inventário das formações florestais e campestres : técnicas e manejo de coleções botânicas : procedimentos para mapeamentos. 2 ed. IBGE, 2012. 253 p. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?view=detalhes&id=263011> . Acesso em: 6 mai. 2023.

INMET. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. **Bancos de dados meteorológicos do INMET**. INMET. 2023. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br> . Acesso em: 5 out. 2023.

INPE. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **El Niño e La Niña**. INPE. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/#>. Acesso em: 23 ago. 2023.

interactions explain Dansgaard-Oeschger cycles. **PNAS**, v. 115, n. 47, p. 11005–11014, 2018.

JIANG, Q., & YANG, X. Sedimentological and geochemical composition of aeolian sediments in the Taklamakan Desert: Implications for provenance and sediment supply mechanisms. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 124, p. 1217–1237, 2019. <https://doi.org/10.1029/2018JF004990>.

KLAMMER, g. Die Paläowüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne klimageschichte der brasiliischen randtropen . **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 26, n. 4. 23 p, 1982.

KOCUREK, G; NIELSON, J. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. **Sedimentology**, v. 33, n. 6. 21 p, 1986. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x>. Acesso em: 25 out. 2023.

KOSIN, M *et al.* **Folha Aracaju SC. 24. Escala 1:1.000.000: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Programa Geologia do Brasil. CPRM, 2004.

KOSIN, M. D. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. **Boletim de Geociências**, v. 17, n. 1. 19 p, 2009.

LANCASTER, N *et al.* The INQUA Dunes Atlas chronologic database. **Quaternary International**, v. 410. 7 p, 2016. Disponível em: 10.1016/j.quaint.2015.10.044. Acesso em: 10 nov. 2023.

LANCASTER, N. Dune Morphology and Dynamics. In: PARSONS, A. J; ABRAHAMS, A. D. **Geomorphology of Desert Environments**. 2 ed. Springer Dordrecht, 2009. 595 p, p. 557-595.

LANCASTER, N; HALLWARD, J. R. **A bibliography of Desert Dunes**. University of Cape Town Press, 1984. 145 p.

LATRUBESSE, E. M; NELSON, B. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima-Guyana Region. **Catena**, v. 43, n. 1. 17 p, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00114-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00114-4). Acesso em: 8 mai. 2023.

LIANG, W.; HU, X.; GARZANTI, E.; DONG, X.; ZHANG, Y. Fluvial-aeolian interaction and compositional variability in the river-fed Yarlung Tsangpo dune system (southern Tibet). **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 128, n. 5, p. 1-22, 2023. DOI: <https://doi.org/10.1029/2022JF006920>

LIMA, G. G. de. *et al.* Conectividade fluvial no semiárido brasileiro, planalto sedimentar do Araripe. **Revista Ibero-Afro-Americana de Geografia Física e Ambiente**, v. 4, n. 1-2. 23 p, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.21814/physisterrae.4098>. Acesso em: 10 ago. 2023.

LIMA, J. M *et al.* Análise Ecocinâmica da Paisagem do Município de Rodelas -Bahia. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 21. 5 p, 2014. Disponível em: <https://www.periodicos.ufam.edu.br/index.php/revista-geonorte/article/view/1486>. Acesso em: 7 mar. 2022.

LIRA, D. R de; CORRÊA, A. C. de B; SANTOS, J. D. da C; FONSECA, D. N. Marcadores geoquímicos na distinção estratigráfica e suas aplicações em geomorfologia. **Revista de Geografia**, v. 41, n. 4, p. 59-77, 2024. DOI: <https://doi.org/10.51359/2238-6211.2024.264826>. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/index.php/revistageografia/article/view/264826>. Acesso em: 4 abr. 2025.

LIRA, D. R. de. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no sub-médio São Francisco**. 2014. 234 p Tese - Universidade Federal de Pernambuco. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/11096>. Acesso em: 9 abr. 2023.

LISIECKI, L.E.; RAYMO, M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed

LIVINGSTONE, I; WARREN, A. **Aeolian geomorphology: a new introduction.** 1 ed. Wiley-Blackwell, 2019.

LORENZ, R. D; ZIMBELMAN, J. R. **Dune Worlds: How Windblown Sand Shapes Planetary Landscapes.** 1 ed. Springer Berlin, 2014. 308 p. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-540-89725-5> . Acesso em: 10 nov. 2023.

LYRA, L. H. de B. **Dinâmica Geomorfológica Das Ilhas Do Massangano E Rodeadouro No Alto Submédio São Francisco.** 2017. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2017. Disponível em: <https://ri.ufs.br/handle/riufs/5473>. Acesso em: 01/06/2024.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 61, n. 11. 13 p, 1980.

MAHANEY, W. **Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications.** 1 ed. New York: Oxford University Press, 2002.

MELO, A. B. C *et al.* **A Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico.** In: CLIMATOLOGIA. XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, FOZ DE IGUAÇU-PR, n. 12. 2002. Anais [...]. 5 p. Disponível em: http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.13.17.20/doc/Melo_A%20Zona%20de%20convergencia.pdf.. Acesso em: 22 set. 2023.

MENDONÇA, F; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 22, n. 3. 206 p, 2007. Disponível em: <https://seer.ufu.br/index.php/sociedadenatureza/article/view/9983>. Acesso em: 10 nov. 2023.

MESCOLOTTI, P. C *et al.* The largest Quaternary inland eolian system in Brazil: Eolian landforms and activation/stabilization phases of the Xique-Xique dune field. **Geomorphology**, v. 420, n. 108516, p. 1-21, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108516> . Acesso em: 9 jul. 2023.

MESCOLOTTI, P. C *et al.* Fluvial aggradation and incision in the brazilian tropical semi-arid: Climate-controlled landscape evolution of the São Francisco river. **Quaternary Science Reviews**, v. 263, n. 106977, p. 1-18, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106977> . Acesso em: 7 abr. 2023.

MESCOLOTTI, P. C. **Planície Fluvial e Campo de Dunas Eólicas do Médio Rio São Francisco: Cronologia de Depósitos e Sucessão de Eventos Geológicos no Quaternário do Brasil.** 2021. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio, Rio Claro, 2021.

MIX, A. C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. Environmental processes of the ice age: land, MMA. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Mapa de Cobertura Vegetal:** Caatinga. 2006. 1 p. Disponível em: <https://antigo.mma.gov.br/biomass/caatinga/mapa-de-cobertura-vegetal.html>. Acesso em: 26 out. 2023.

MONTEIRO, J. B. A influência de teleconexões e sistemas meteorológicos produtores de precipitação no semiárido nordestino. **Revista Brasileira De Geografia Física**, v. 15, n. 1. 20 p, 20222. Disponível em: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v15.1.p312-332>. Acesso em: 14 set. 2023.

- MORAES RÊGO, L. F. Reconhecimento da parte ocidental do Estado da Bahia. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, v. 17. 21 p, 1926.
- MUHS, D. R. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. **Geomorphology**, v. 59, n. 1-4. 22 p, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.020>. Acesso em: 12 nov. 2023.
- MULITZA, S *et al.* Synchronous And Proportional Deglacial Changes In Atlantic Meridional Overturning And Northeast Brazilian Precipitation. **Paleoceanography**, v. 32, 11 p, 2017.
- MURRAY, A. S; WINTLE, A. G. Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single Aliquot Regenerative-Dose Protocol. **Radiation Measurements**, v. 32. 16 p, 2000. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X). Acesso em: 5 jan. 2024.
- MURRAY, A. S; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. **Radiation Measurements**, v. 37, n. 4. 4 p, 2003. Disponível em: [10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2). Acesso em: 6 jan. 2024.
- NALPANIS, P. Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. II. Experiments and numerical simulations. In: BARNDORFF-NIELSEN, O. E *et al.* **Proceedings of the international workshop on the physics of blown sand**. 8 ed. Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, v. 3, 1985, p. 33-66.
- NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, p.715-717, 1982.
- NOBREGA, R. S; SANTIAGO, G. A. C. F; SOARES, D. B. Tendências do controle climático oceânico, sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18. 17 p, 2016. Disponível em: <https://ojs.ufgd.edu.br/index.php/rbclima/article/view/13885>. Acesso em: 22 out. 2023.
- oceans, glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, v. 20, n. 4, p. 627–657, 2001.
- OLIVA, M *et al.* The Little Ice Age in Iberian mountains. **Earth-Science Reviews**, v. 177, p. 175-208, 2018. DOI: [10.1016/j.earscirev.2017.11.010](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010).
- PAISANI, J. C. Estrutura de Dissipação: Uma Revisão Conceitual. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n.2, p. 133-140, 2001. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20279>.
- PAPINI, C. J. **Estudo comparativo de métodos de determinação do tamanho de partícula**. 2003. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/001365614>. Acesso em: 28 abr. 2025.
- PAROLIN, M; STEVAUX, J. C. Clima Seco e Formação de Dunas Eólicas durante o Holoceno Médio em Taquaruçu, Mato Grosso do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2. 10 p, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.20298> . Acesso em: 9 mai. 2023.
- PETHICK, J S. **An introduction to coastal geomorphology**. 1 ed. Dept. of Geography, Univ. of Hull, 1984. 272 p.
- PINHEIRO, P. O; ARANTES, L. A; PEREIRA, E. L; FERREIRA, L. D; GOMES, R. C. Proposta de utilização do granulômetro a laser para a determinação da distribuição granulométrica de rejeitos finos de mineração. **XIX Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica Geotecnia e Desenvolvimento Urbano**. COBRAMSEG 2018 – 28 de agosto a 01 de setembro, Salvador, Bahia, Brasil. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/346713726_Proposta_de_utilizacao_do_granulomet

ro_a_laser_para_a_determinacao_da_distribuicao_granulometrica_de_rejeitos_finos_de_mine
racao. Acesso em: 28 abr. 2025.

PYE, K; TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes**. 1 ed. Springer, 2009. 458 p.
Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9>. Acesso em: 12 nov. 2023.

RASMUSSEN, S. O *et al.* A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. **Quaternary Science Reviews**, v. 106, p. 14–28, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.

RITCHIE, W. The evolution of coastal sand dunes. **Scottish Geographical Magazine**, v. 88, n. 1. 16 p, 1972.

RONQUIM, C. C. **Conceitos de fertilidade do solo e manejo adequado para as regiões tropicais**. Embrapa Monitoramento por Satélite, 2010. 26 p. Disponível em: <http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/handle/doc/882598>. Acesso em: 10 ago. 2023.

RUXTON, B. P. Measures of the degree of Chemical Wathering of Rocks. **Journal of Geology**, New York, v. 76, n. 5, p. 518-527, 1968.

SANTOS, H. G. dos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5 ed. Embrapa, 2018. Disponível em: <https://www.embrapa.br/solos/busca-de-publicacoes-/publicacao/1094003/sistema-brasileiro-de-classificacao-de-solos>. Acesso em: 8 mai. 2023.

SANTOS, A. Á. B *et al.* **Atlas eólico Bahia**. 1 ed. Secretário de Ciência, Tecnologia e Informação, 2013. Disponível em: http://www.cresesb.cepel.br/publicacoes/download/atlas_eolico/atlas_eolico_BA.pdf. Acesso em: 26 ago. 2023.

SANTOS, H. G dos; ZARONI, M. J. **Solos tropicais, caráter crômico**. Empraba. Brasília. 1 p, 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais/sibcs/classificacao-do-perfil/atributos-diagnosticos/caratercromico#:~:text=O%20car%C3%A1ter%20cr%C3%B4mico%20tem%20rela%C3%A7%C3%A3o,de%20uso%20por%20drenagem%20imperfeita>. Acesso em: 10 ago. 2023.

SANTOS, H. G. dos et al. **Proposta de atualização da 5ª edição do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: ano 2023**. 1 ed. Embrapa Solos, 2023. Disponível em: <https://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/doc/1154993/1/CNPS-DOC-238-2023.pdf>. Acesso em: 10 ago. 2023.

SANTOS, J. D. da C. **Evolução Geomorfológica da Paisagem da bacia hidrográfica do riacho do Meio, afluente do rio Ipanema, Pesqueira – PE**. 2024. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2024. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/56351>. Acesso em: 28 abr. 2025.

SILVA DIAS, M. A. F da.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Su. In: CAVALCANTI, I.F.de A *et al.* **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos, f. 468, 2009. cap. 12, p. 181-194.

SILVA, A. J. P. da. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas. In: BIZZI, L. A (Org) *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, 2003. cap. 2, p. 55-85. Disponível em:

https://www.sgb.gov.br/publique/media/recursos_minerais/livro_geo_tec_rm/capII.pdf. Acesso em: 8 mai. 2023.

SILVA, M. L. G. da. **Evolução da paisagem geomorfológica no semiárido alagoano a partir do estudo dos modelados de acumulação e denudação do Município de Água Branca - AL**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/35279>. Acesso em: 2 abr. 2025.

SLAYMAKER, O; SPENCER, T. **Physical Geography and Global Environmental Change**. Longman, 1998. 316 p.

SMITH, C.; SOREGHAN, G. S.; OTHA, T. Scanning electron microscope (SEM) microtextural analysis as a paleoclimate tool for fluvial deposits: A modern test. **GSA Bulletin**, v. 130, n. 7-8, p. 1256-1272, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1130/B31692.1>.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; ASSINE, M. L. Areais e lagoas do Pantanal, Brasil: herança paleoclimática?. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 2. 13 p, 2003.

SOUZA, J. D *et al.* **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Sistema de Informações Geográficas e Mapas**. Salvador. Brasília: CPRM, 2003. 4 p. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/8665>. Acesso em: 8 mai. 2023.

STUMPF, C. F. **Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno a partir de Espeleotema da Caverna São Mateus (PETER – GO)**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2019. Disponível em: https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/37457/1/2019_CintiaFernandesStumpf.pdf. Acesso em: 10 jun. 2025.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Bertrand Brasil, 1998.

SUTTNER, L. J.; DUTTA, P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I,

SVENDSEN, J. B. Parabolic halite dunes on the Salar de Uyuni, Bolivia. **Sedimentary Geology**, v. 155, n. 1. 9 p, 2002.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no Planalto da Borborema**, f. 251. 2015 Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Federal de Pernambuco.

TEEUW, R. M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes.. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 1. 5 p, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/jqs.815>. Acesso em: 10 mai. 2023.

TEIXEIRA, W *et al.* **Decifrando a terra**. 2 ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. 624 p.

TRICART, J. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. **Investigaciones Geográficas**, v. 7, n. 13-14, p. 1-13, 1982.

TSOAR, H. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. **Phys. A Stat. Mech. its Applications**, v. 357, n. 1, p. 50–56, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.physa.2005.05.067>.

TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. 1 ed. London: Blackwell, 1995. 408 p.

- UNGAR, J. E; HAFF, P. K. Steady state saltation in air. **Sedimentology**, v. 34, n. 2. 10 p, 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00778.x> . Acesso em: 12 dez. 2023.
- UTIDA, G *et al.* Spatiotemporal ITCZ dynamics during the last three millennia in Northeastern Brazil and related impacts in modern human history. **Climate of the past**, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/cp-2023-2> . Acesso em: 20 out. 2023.
- WALKER, M *et al.* Formal ratification of the subdivision of the Holocene series/epoch (Quaternary system/period): two new global boundary stratotype sections and points (GSSPs) and three new stages/subseries. **Episodes: Journal of International Geoscience**, v. 41, n. 4, p. 213–223, 2018. DOI: <https://doi.org/10.18814/epiugs/2018/018016>.
- WASSON, R. J.; HYDE, R. Factors Determining Desert Dune Type. **Nature**, v. 304. 2 p, 1983.
- WENTWORTH, C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5. 16 p, 1922. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30063207>. Acesso em: 6 jan. 2024.
- WHITTOW, J. B. **The Penguin Dictionary of Physical Geography**. 2 ed. Gardners Books, 2000. 347 p.
- WILLIAMS, H. E. Notas geológicas e econômicas sobre o vale do Rio São Francisco. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, v. 12, n. 55, 1925.
- ZAMBELLO, F. R. **Análise multielementar quantitativa de solos e sedimentos por espectrometria de fluorescência de raios-x** . Campinas, f. 53, 2001 Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Estadual de Campinas.
- ZULAR, A *et al.* The role of abrupt climate change in the formation of an open vegetation enclave in northern Amazonia during the late Quaternary. **Global and Planetary Change**, v. 172. 9 p, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.09.006>. Acesso em: 4 mai. 2023.
- ZULAR, A *et al.* The response of a dune succession from Lençóis Maranhenses, NE Brazil, to climate changes between MIS 3 and MIS 2. **Quaternary International**, v. 537, p. 97–111, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.012>

Apêndices

Apêndice A - Resultado da granulometria para as amostras analisadas. (ITA: campo de dunas de Itacoatiara; SBB: campo de dunas de Surubabel; Areial: amostra do manto de areia; B: amostra da camada da base; M: amostra da camada intermediária e T: amostra da camada do top).

Amostra	Cascalho fino	Areia muito grossa	Areia grossa	Areia média	Areia fina	Areia muito fino	Silte	Argila
ITA1B	0	0	0,38	25,99	58,15	13,54	1,8	0
ITA1M2	0	0	1,04	23,14	56,82	14,55	0	0
ITA1M1	0	0	0,01	3,38	68,86	22,81	1,6	0
ITA1T	0	0	0	11,39	68,01	14,88	1	0
ITA2B	0	0	0,07	13,03	64,53	20,31	0,2	0
ITA3	0	0	0,16	12,34	50,47	22,00	0,2	0
SBB1B	0	0	0,035	7,795	70,07	20,53	1	0
SBB1T	0	0,016	0,072	11,26	72,26	14,97	2	0
SBB2B	6,43	5,36	5,33	13,12	32,29	10,23	18,35	8,86
SBB2M	0	0,068	0,12	13,34	74,82	9,45	0,2	0
SBB2T	0,04	0,081	0,15	11,46	65,64	18,74	1	0,27
SBB3B	0	0,15	0,26	11,86	65,64	18,90	1,2	0
SBB3T	0	0,04	0,15	12,19	67,13	17,47	1	0
Areial	0,34	1,58	6,28	27,48	40,70	13,43	6,12	0

Fonte: A autora (2025).

Apêndice B - Parâmetros granulométricos baseados em Folk e Ward (1957).

Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
ITA1B	0,73	-0,05	1,19
ITA1M2	0,72	-0,08	1,21
ITA1M1	0,58	0,26	1,06
ITA1T	0,599	0,03	1,36
ITA2B	0,66	0,07	1,29
ITA3	0,71	0,07	1,17
SBB1B	0,61	0,13	1,25
SBB1T	0,60	0,05	1,38
SBB2B	2,09	0,07	1,22
SBB2M	0,54	-0,02	1,34
SBB2T	0,65	0,08	1,33
SBB3B	0,66	0,08	1,33
SBB3T	0,64	0,06	1,34
Areial	1,08	0,0018	1,17

Fonte: A autora (2025).

Apêndice C - Resultado das análises morfoscópicas.

Amostras	Esfericidade	Arredondamento	Textura Superficial	Opacidade	Composição mineralógica
ITA1B	2% Prismoidal 21% Sub-prismoidal 44% Esférico 28% Sub-discoidal 5% Discoidal	2% Muito Angular 20% Angular 26% Sub-Angular 44% Sub-arredondado 8% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	78% Brilhante 20% Fosco 2% Polido	75% Transparente 25% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
ITA1M1	1% Prismoidal 15% Sub-prismoidal 42% Esférico 38% Sub-discoidal 4% Discoidal	7% Muito Angular 24% Angular 17% Sub-Angular 39% Sub-arredondado 13% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	59% Brilhante 37% Fosco 4% Polido	75% Transparente 25% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
ITA1M2	0,0% Prismoidal 14% Sub-prismoidal 47% Esférico 33% Sub-discoidal 6% Discoidal	2% Muito Angular 25% Angular 17% Sub-Angular 46% Sub-arredondado 9% Arredondado 1% Bem Arredondado	64% Brilhante 30% Fosca 6% Polida	75% Transparente 25% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente, quartzo com concreção de ferro e feldspato).
ITA1T	0,0% Prismoidal 19% Sub-prismoidal 14% Esférico 49% Sub-discoidal 8% Discoidal	5% Muito Angular 28% Angular 21% Sub-Angular 26% Sub-arredondado 8% Arredondado 2% Bem Arredondado	60% Brilhante 38% Fosco 2% Polido	80% Transparente 20% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
ITA2B	0,0% Prismoidal 17% Sub-prismoidal 34% Esférico 43% Sub-discoidal 6% Discoidal	4% Muito Angular 19% Angular 20% Sub-Angular 50% Sub-arredondado 7% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	84% Brilhante 8% Fosco 8% Polido	80% Transparente 20% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).

ITA3	1% Prismoidal 27% Sub-prismoidal 35% Esférico 35% Sub-discoidal 2% Discoidal	10% Muito Angular 29% Angular 24% Sub-Angular 32% Sub-arredondado 4% Arredondado 1% Bem Arredondado	80% Brilhante 12% Fosco 8% Polido	65% Transparente 35% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente feldspato e mica).
SBB1B	1% Prismoidal 22% Sub-prismoidal 31% Esférico 41% Sub-discoidal 5% Discoidal	4% Muito Angular 28% Angular 25% Sub-Angular 40% Sub-arredondado 3% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	84% Brilhante 12% Fosco 4% Polido	70% Transparente 30% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
SBB1T	0,0% Prismoidal 16% Sub-prismoidal 41% Esférico 37% Sub-discoidal 6% Discoidal	2% Muito Angular 20% Angular 18% Sub-Angular 44% Sub-arredondado 16% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	86% Brilhante 10% Fosco 4% Polido	70% Transparente 30% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
SBB2B	4% Prismoidal 29% Sub-prismoidal 25% Esférico 36% Sub-discoidal 6% Discoidal	2% Muito Angular 25% Angular 31% Sub-Angular 33% Sub-arredondado 9% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	38% Brilhante 52% Fosco 10% Polido	50% Transparente 50% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo com concreção de ferro e feldspato).
SBB2M	2% Prismoidal 25% Sub-prismoidal 43% Esférico 29% Sub-discoidal 1% Discoidal	0,0% Muito Angular 20% Angular 31% Sub-Angular 36% Sub-arredondado 13% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	88% Brilhante 10% Fosco 2% Polido	70% Transparente 30% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).
SBB2T	0,0% Prismoidal 33% Sub-prismoidal 33% Esférico 33% Sub-discoidal	1% Muito Angular 17% Angular 26% Sub-Angular 41% Sub-arredondado	84% Brilhante 10% Fosco 6% Polido	80% Transparente 20% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente e feldspato).

	1% Discoidal	15% Arredondado 0,0% Bem Arredondado			
SBB3B	0,0% Prismoidal 16% Sub-prismoidal 23% Esférico 51% Sub-discoidal 5% Discoidal	2% Muito Angular 13% Angular 18% Sub-Angular 50% Sub-arredondado 13% Arredondado 4% Arredondado	72% Brilhante 26% Fosco 2% Polido	85% Transparente 15% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente quartzo com concreção de ferro e feldspato).
SBB3T	0,0% Prismoidal 34% Sub-prismoidal 22% Esférico 41% Sub-discoidal 3% Discoidal	4% Muito Angular 20% Angular 20% Sub-Angular 45% Sub-arredondado 11% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	72% Brilhante 26% Fosco 2% Polido	85% Transparente 15% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo transparente, quartzo com concreção de ferro e feldspato).
Areial	0,0% Prismoidal 21% Sub-prismoidal 30% Esférico 41% Sub-discoidal 8% Discoidal	1% Muito Angular 15% Angular 35% Sub-Angular 40% Sub-arredondado 9% Arredondado 0,0% Bem Arredondado	52% Brilhante 48% Fosco 0% Polido	98% Transparente 2% Opaco	Heterogênea (quartzo, quartzo leitoso)

Fonte: A autora (2025).