



UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO -UFMA  
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE – CCBS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA- DEOLI

DJÚLIA ROCHA PEREIRA

**Morfogênese de Cordões Arenosos e Dunas Transgressivas das Fronhas  
Maranhenses, Ilha de Curupu-MA**

São Luís- Ma

2026

**DJÚLIA ROCHA PEREIRA**

**Morfogênese de Cordões Arenosos e Dunas Transgressivas das Fronhas  
Maranhenses, Ilha de Curupu-MA**

Trabalho de conclusão de Curso apresentado  
ao curso de oceanografia e limnologia da  
UFMA, com requisito parcial para a obtenção  
do grau de Bacharel

Orientador: Dr. Leonardo Gonçalves de Lima

São Luís- MA

2026

**DJÚLIA ROCHA PEREIRA**

**Morfogênese de Cordões Arenosos e Dunas Transgressivas das Fronhas  
Maranhenses, Ilha de Curupu-MA**

Trabalho de conclusão de Curso apresentado  
ao curso de oceanografia e limnologia da  
UFMA, com requisito parcial para a obtenção  
do grau de Bacharel

Aprovado em: / /

**Banca examinadora:**

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves de Lima  
Universidade Federal do Maranhão  
Orientador

Profa. Dra. Claudia Klose Parise  
Universidade Federal do Maranhão  
Membro

Prof. Dr. Denilson da Silva Bezerra  
Universidade Federal do Maranhão  
Membro

Ficha gerada por meio do SIGAA/Biblioteca com dados fornecidos pelo(a) autor(a).  
Diretoria Integrada de Bibliotecas/UFMA

Pereira, Djulia.

Morfogênese de Cordões Arenosos e Dunas Transgressivas  
das Fronhas Maranhenses, Ilha de Curupu-MA / Djulia

Pereira. - 2026.

90 f.

Orientador(a): Leonardo Gonçalves de Lima.

Curso de Oceanografia, Universidade Federal do  
Maranhão, Universidade Federal do Maranhão -ufma, 2026.

1. Geomorfologia Costeira. 2. Cordões Dunares. 3.  
Migração Dunar. 4. Ilha de Curupu. 5. Fronhas  
Maranhenses. I. Gonçalves de Lima, Leonardo. II. Título.

*Se você não gosta do seu destino, não aceite.  
Em vez disso, tenha coragem para mudá-lo.*

KISHIMOTO, Masashi. *Naruto*. Tóquio:  
Shueisha, 1999–2014.

## RESUMO

A Ilha de Curupu, situada no extremo nordeste da Ilha de São Luís, município da Raposa (MA), constitui uma unidade morfossedimentar singular no Golfão Maranhense, com praias, campos de dunas e sistemas de cordões arenosos e dunares em distintos estágios evolutivos. Apesar de sua relevância geomorfológica, a caracterização morfossedimentar e a dinâmica evolutiva dessas feições permanecem pouco documentadas. O presente trabalho teve como objetivo descrever e analisar as formas de relevo costeiro da ilha, com ênfase nos cordões arenosos (*beach ridges*) e dunares (*foredune ridges*), buscando compreender os processos morfodinâmicos de sua formação, suas características sedimentológicas e sua evolução geomorfológica. A abordagem metodológica integrou levantamento aerofotogramétrico com Veículo Aéreo Não Tripulado e processamento fotogramétrico no *software* Metashape, com geração de ortomosaico e modelo digital de superfície de alta resolução (3,63 cm/pixel, RMSE altimétrico inferior a 2 cm); posicionamento geodésico com GNSS/GPS RTK; análise multitemporal de imagens históricas do Google Earth Pro para quantificação das taxas de migração dunar no período 2004–2024; coleta e análise de 18 amostras de sedimento superficial pelo método de perda de massa por ignição para determinação do teor de matéria orgânica; e análise granulométrica por difração a laser de 42 amostras processadas segundo os parâmetros de Folk e Ward. Os resultados de matéria orgânica revelaram teores predominantemente baixos (média de 0,50%, variando entre 0,08% e 2,46%), com os maiores valores associados a setores vegetados e de menor exposição eólica, configurando um gradiente decrescente da Duna 1 para a Duna 3 coerente com o modelo de maturação progressiva. A análise multitemporal das cinco séries de migração demonstrou relação inversa entre altura de crista e taxa de deslocamento lateral, com a Duna 3 apresentando a maior altitude e a menor taxa de migração, enquanto a Duna 1 exibiu comportamento oposto, corroborando a hipótese de estágios evolutivos distintos entre as três unidades. O cruzamento com dados de precipitação e vento do INMET evidenciou que o transporte eólico efetivo opera por janelas episódicas de vento forte sobre sedimento seco, e não como função direta das médias climáticas anuais. A confrontação com o Índice Oceânico Niño revelou que a teleconexão ENOS clássica se manifesta de forma atenuada e inconsistente na área de estudo, compatível com a posição de fronteira climática do Maranhão entre os regimes amazônico e nordestino. A granulometria confirmou homogeneidade textural elevada: totalidade das amostras classificada como areia fina, 95,2% com seleção boa, ausência completa de cascalho e frações finas residuais, configurando assinatura de retrabalhamento eólico maduro. Os resultados contribuem para o preenchimento de uma lacuna sobre a geomorfologia costeira do litoral maranhense e podem subsidiar políticas de conservação e ordenamento territorial da área.

**Palavras-chave:** geomorfologia costeira; cordões dunares; migração dunar; Ilha de Curupu; sedimentologia costeira; Fronhas Maranhenses

## ABSTRACT

Curupu Island, located at the northeastern tip of São Luís Island, in the municipality of Raposa (MA), constitutes a singular morphosedimentary unit within the Maranhense Gulf, featuring beaches, dune fields, and systems of beach ridges and foredune ridges at distinct evolutionary stages. Despite its geomorphological relevance, the morphosedimentary characterization and evolutionary dynamics of these landforms remain poorly documented. This study aimed to describe and analyze the coastal landforms of the island, with emphasis on beach ridges and foredune ridges, seeking to understand the morphodynamic processes responsible for their formation, their sedimentological characteristics, and their geomorphological evolution. The methodological approach integrated an aerial photogrammetric survey using an Unmanned Aerial Vehicle with photogrammetric processing in Metashape software, generating a high-resolution orthomosaic and digital surface model (3.63 cm/pixel, altimetric RMSE below 2 cm); geodetic positioning with GNSS/GPS RTK; multitemporal analysis of historical Google Earth Pro imagery for quantification of dune migration rates over the 2004–2024 period; collection and analysis of 18 superficial sediment samples by the loss-on-ignition method for organic matter content determination; and grain size analysis by laser diffraction of 42 samples processed according to Folk and Ward parameters. Organic matter results revealed predominantly low contents (mean of 0.50%, ranging from 0.08% to 2.46%), with the highest values associated with vegetated sectors of lower aeolian exposure, forming a decreasing gradient from Dune 1 to Dune 3 consistent with a progressive maturation model. Multitemporal analysis of the five migration series demonstrated an inverse relationship between crest height and lateral displacement rate, with Dune 3 exhibiting the greatest height and the lowest migration rate, while Dune 1 displayed the opposite behavior, corroborating the hypothesis of distinct evolutionary stages among the three units. Cross-referencing with INMET precipitation and wind data showed that effective aeolian transport operates through episodic windows of strong wind over dry sediment, rather than as a direct function of annual climatic averages. Comparison with the Oceanic Niño Index revealed that the classic ENSO teleconnection manifests in an attenuated and inconsistent manner in the study area, consistent with the climatic boundary position of Maranhão between the Amazonian and Northeastern Brazilian regimes. Grain size analysis confirmed high textural homogeneity: all samples classified as fine sand, 95.2% well sorted, complete absence of gravel, and residual fine fractions, configuring a signature of mature aeolian reworking. The results contribute to filling a gap in the coastal geomorphology of the Maranhão shoreline and may support conservation policies and territorial planning for the area.

**Keywords:** coastal geomorphology; foredune ridges; dune migration; Curupu Island; coastal sedimentology; Fronhas Maranhenses

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 .....33

Tabela 2 .....38

## LISTA DE FIGURAS

|                 |    |
|-----------------|----|
| Figura 1 .....  | 19 |
| Figura 2 .....  | 23 |
| Figura 3 .....  | 23 |
| Figura 4 .....  | 28 |
| Figura 5 .....  | 34 |
| Figura 6 .....  | 39 |
| Figura 7 .....  | 41 |
| Figura 8 .....  | 44 |
| Figura 9 .....  | 46 |
| Figura 10 ..... | 47 |
| Figura 11 ..... | 49 |
| Figura 12 ..... | 49 |
| Figura 13 ..... | 51 |
| Figura 14 ..... | 51 |
| Figura 15 ..... | 52 |
| Figura 16 ..... | 53 |
| Figura 17 ..... | 54 |
| Figura 18 ..... | 55 |
| Figura 19 ..... | 61 |
| Figura 20 ..... | 71 |

## SUMÁRIO

|                                                                   |    |
|-------------------------------------------------------------------|----|
| <b>1 INTRODUÇÃO</b>                                               | 11 |
| <b>REFERENCIAL TEÓRICO</b>                                        | 13 |
| 2.1 Geomorfologia Costeira                                        | 13 |
| 2.2 Cordões Arenosos ( <i>Beach Ridges</i> )                      | 13 |
| 2.3 Cordões Dunares ( <i>Foredune Ridges</i> )                    | 14 |
| 2.4 A Costa Norte do Brasil e o Golfão Maranhense                 | 15 |
| 2.5 A Ilha de Curupu: Caracterização e Dinâmica                   | 16 |
| 2.6 Ferramentas Tecnológicas para o Estudo de Ambientes Costeiros | 17 |
| <b>3 OBJETIVOS</b>                                                | 18 |
| 3.1 Objetivo geral                                                | 18 |
| 3.2. Objetivos específicos                                        | 18 |
| <b>4 METODOLOGIA</b>                                              | 19 |
| 4.1. Área de estudo                                               | 19 |
| 4.1.1 Planejamento e Reconhecimento da Área                       | 20 |
| 4.1.2 Implantação da Base GNSS/GPS RTK e Logística de Acesso      | 21 |
| 4.1.3 Coleta de Sedimentos e Implantação dos Alvos Geodésicos     | 21 |
| 4.1.4 Levantamento Aerofotogramétrico com VANT                    | 22 |
| 4.1.5 Síntese do Procedimento Metodológico de Campo               | 24 |
| 4.1.6 Análise de matéria orgânica pelo método de LOI              | 24 |
| 4.1.7 Processamento Fotogramétrico no Software Agisoft Metashape  | 25 |
| 4.1.8 Análise Multitemporal e Mensuração da Migração Dunar        | 28 |
| 4.1.9 Lacunas amostrais nas séries temporais                      | 29 |

|                                                                                                  |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>5. RESULTADOS</b>                                                                             | <b>32</b> |
| 5.1 Análise de Matéria Orgânica (LOI)                                                            | 33        |
| 5.2 Morfometria dos perfis ortogonais e a dinâmica de migração das dunas (P1–P5)                 | 39        |
| 5.2.1 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 1                                         | 45        |
| 5.2.2 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 2                                         | 47        |
| 5.2.3 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 3                                         | 50        |
| 5.2.4 Relação altura–migração e tendências interanuais entre as unidades dunares                 | 52        |
| 5.3 Integração com precipitação e vento regionais (2004–2024)                                    | 56        |
| 5.4 Caracterização Granulométrica dos sedimentos dunares                                         | 60        |
| <b>6 DISCUSSÃO</b>                                                                               | <b>62</b> |
| 6.1 Teores de Matéria Orgânica: Interpretação Geomorfológica                                     | 62        |
| 6.2 Taxa de migração lateral dos cordões: Padrões morfodinâmicos e a relação altura-deslocamento | 64        |
| 6.3 Chuva, vento e ritmo morfodinâmico dos cordões dunares                                       | 66        |
| 6.4 Taxa de migração dunar, a precipitação local e o índice oceânico Ninõ (ONI)                  | 70        |
| 6.5 Homogeneidade Textural e Maturidade do Sistema Eólico                                        | 73        |
| <b>7 CONCLUSÃO</b>                                                                               | <b>75</b> |
| <b>REFERÊNCIAS</b>                                                                               | <b>77</b> |
| <b>APÊNDICE</b>                                                                                  | <b>83</b> |

## INTRODUÇÃO

A geomorfologia costeira constitui uma das subdisciplinas mais dinâmicas e interdisciplinares das ciências da Terra, dedicando-se à compreensão das formas de relevo litorâneas, dos processos responsáveis por sua gênese e das transformações que operam sobre elas em diferentes escalas temporais e espaciais. Trata-se de um campo científico que articula conhecimentos da geologia, oceanografia, sedimentologia, climatologia e ecologia na leitura das paisagens costeiras, reconhecendo-as como sistemas abertos, altamente sensíveis às forças naturais e às interferências antrópicas (BIRD, 2008; CHRISTOFOLETTI, 1980). No contexto do litoral norte do Brasil, esses processos assumem contornos particulares, condicionados por um regime de macromarés semidiurnas, pela ação dos ventos alísios de nordeste e pelo expressivo aporte sedimentar dos rios que deságuam no Golfão Maranhense um dos mais complexos sistemas costeiro-estuarinos do país (EL-ROBRINI, 2006; MEIRELES *et al.*, 2011). Nesse cenário, a Ilha de Curupu, localizada no extremo nordeste da Ilha de São Luís, no município da Raposa, destaca-se como uma unidade morfossedimentar singular, dotada de praias, campos de dunas ativas e sistemas de cordões arenosos e dunares em variados estágios evolutivos (SILVA, 2012; FILHO; ROCHA; COSTA, 2023).

A relevância científica e social do estudo dessas feições torna-se ainda mais evidente no contexto das mudanças climáticas globais e da elevação do nível relativo do mar. Segundo o IPCC (2021), o nível médio dos oceanos tem experimentado elevação acelerada nas últimas décadas, com projeções de aumento entre 0,3 e 1,0 metro até o final do século XXI, a depender dos cenários de emissão adotados. Esse cenário intensifica os processos erosivos e deposicionais nas zonas litorâneas, impondo pressões crescentes sobre os ecossistemas costeiros, sobre as populações que os habitam e sobre a infraestrutura das orlas. Além disso, a Ilha de Curupu está sujeita à crescente pressão do uso turístico e da ocupação humana desordenada, o que reforça a urgência de um conhecimento científico atualizado sobre sua morfodinâmica e vulnerabilidade, capaz de subsidiar políticas de ordenamento territorial e conservação ambiental (BIRD, 2008; PINHEIRO; MACHADO, 2016).

Apesar da inegável relevância geomorfológica e ecológica da Ilha de Curupu, os estudos científicos que abordam sistematicamente a morfologia, a sedimentologia e a

dinâmica evolutiva dos cordões arenosos e dunares presentes nessa ilha ainda são escassos e fragmentados. Os trabalhos existentes concentram-se predominantemente em aspectos botânicos e de uso turístico, sem contemplar de maneira integrada os aspectos geomorfológicos e sedimentológicos das feições costeiras (ALMEIDA JR. et al., 2023; AMORIM et al., 2023; PINHEIRO; MACHADO, 2016). As monografias de graduação que abordam o tema (SILVA, 2012; MELO, 2018; ZANONI, 2020), embora representem contribuições relevantes, carecem do nível de detalhe espacial e da abrangência metodológica que tecnologias modernas como veículos aéreos não tripulados (VANT) ou conhecido popularmente por drone, análise granulométrica a laser e monitoramento multitemporal podem proporcionar. Há, portanto, uma lacuna científica significativa no que diz respeito à caracterização morfossedimentar detalhada e à compreensão dos processos formadores dos cordões arenosos e dunares na Ilha de Curupu.

Diante do exposto, o presente trabalho tem como objetivo principal descrever e analisar as formas de relevo costeiro da Ilha de Curupu, com ênfase nos cordões arenosos e dunares, buscando compreender os processos morfodinâmicos responsáveis por sua formação, suas características sedimentológicas e morfológicas e sua relevância para a evolução geomorfológica regional. A partir de uma abordagem integrada que combina levantamento aerofotogramétrico com VANT, análise granulométrica a laser e monitoramento de feições costeiras por meio de comparação de imagens históricas e recentes, pretende-se gerar um conjunto de informações técnico-científicas que contribuam para a valorização do patrimônio geomorfológico maranhense e para o aprimoramento de estratégias de conservação e gestão dos ambientes litorâneos em contextos tropicais. Espera-se, sobretudo, que os resultados desta pesquisa subsidiem ações voltadas à preservação ambiental da Ilha de Curupu e sirvam de base para o ordenamento territorial sustentável de uma área que conjuga expressiva riqueza ecológica com crescente pressão do uso turístico e da ocupação humana desordenada (PINHEIRO; MACHADO, 2016; PIORSKI et al., 2023).

## **2 REFERENCIAL TEÓRICO**

### **2.1 Geomorfologia Costeira: Fundamentos e Agentes Geodinâmicos do Relevo**

A geomorfologia costeira articula conhecimentos de múltiplas disciplinas para a

leitura das paisagens litorâneas, reconhecendo-as como sistemas abertos submetidos a uma complexa interação de forçantes naturais e antrópicas. Ao longo das últimas décadas, sobretudo a partir dos anos 1980, as pesquisas nessa área têm registrado crescimento expressivo, impulsionado pelos avanços em sensoriamento remoto, sistemas de informação geográfica e técnicas laboratoriais de análise sedimentar (MUEHE, 1996).

As feições geomorfológicas costeiras resultam da interação complexa entre múltiplos agentes geodinâmicos que atuam de maneira sinérgica e em escalas temporais distintas. Entre os agentes marinhos, destacam-se as ondas, as correntes litorâneas e as marés, responsáveis pela redistribuição dos sedimentos na zona de surfe, pela erosão das margens e pela construção de depósitos costeiros. Os agentes atmosféricos, especialmente os ventos, participam ativamente do transporte eólico e da formação de campos de dunas, enquanto os agentes continentais, representados pelo escoamento fluvial e pelo aporte sedimentar dos rios, constituem fontes primárias de material detrítico para os sistemas costeiros. A vegetação, por sua vez, desempenha papel estruturador ao interceptar e fixar partículas arenosas, contribuindo para a estabilização de feições como dunas frontais e restingas (HESP, 2002; MARTÍNEZ; PSUTY, 2004; BIRD, 2008). É da interação entre esses agentes, sobre substratos geológicos e em condições climáticas específicas, que emergem as paisagens costeiras com toda a sua diversidade morfológica.

## **2.2 Cordões Arenosos (*Beach Ridges*)**

Entre as feições sedimentares litorâneas de maior relevância para a reconstituição da história ambiental de uma região, destacam-se os cordões arenosos, conhecidos internacionalmente como *beach ridges*. Essas estruturas correspondem a cristas ou faixas de areia depositadas paralelamente à linha de costa, formadas principalmente pela ação combinada de ondas, marés e correntes litorâneas em condições de relativa estabilidade do nível do mar ou em períodos de progradação costeira (SUGUIO; TESSLER, 1984; BITTENCOURT et al., 2015). Em termos genéticos, os *beach ridges* podem se originar a partir da emersão e estabilização de bancos arenosos subaquosos, do acúmulo de sedimentos por bermas de espraiamento ou ainda do retrabalhamento eólico sobreposto a cristas de praia pré-existentes (HESP, 2006; OTVOS, 2000; ANTHONY, 2008). Segundo Dominguez (2009), o estudo da geometria, orientação e padrões de truncamento dos cordões

litorâneos fornece informações valiosas sobre a evolução das planícies costeiras, funcionando como verdadeiros "anéis de crescimento" dessas feições, que registram episódios de erosão severa, períodos de suprimento sedimentar abundante e oscilações do nível relativo do mar ao longo do Holoceno.

No contexto do litoral brasileiro, as planícies de cordões litorâneos constituem feições amplamente distribuídas e dotadas de enorme potencial paleoambiental. Suguio et al. (1985) demonstraram que, durante os últimos sete mil anos, a costa brasileira passou por um ciclo de transgressão marinha que atingiu seu máximo entre 5.100 e 5.400 anos A.P., período no qual o nível do mar esteve cerca de três a cinco metros acima do nível atual em diversas regiões, favorecendo a inundação de extensas planícies litorâneas. A subsequente regressão relativa do nível do mar promoveu a progradação das linhas de costa e a edificação de planícies de cordões arenosos que preservam, em sua arquitetura deposicional, o registro cronológico dessas variações. Bitencourt et al. (2015), estudando uma planície de cordões litorâneos regressivos na margem da Lagoa dos Quadros, no Rio Grande do Sul, identificaram sequências agradacionais e progradacionais desenvolvidas sobre uma fácies basal lagunar formada aproximadamente entre sete e seis mil anos antes do presente, corroborando a íntima relação entre as oscilações eustáticas e a construção dessas feições. Em escala global, *beach ridges* também são associados a eventos de alta energia, como tempestades, e constituem indicadores sensíveis de variações no nível do mar, sendo utilizados em estudos sobre eventos paleoclimáticos extremos em diversas partes do mundo (NOTT; HAYNE, 2001).

### **2.3 Cordões Dunares (*Foredune Ridges*)**

Os cordões dunares, ou *foredune ridges*, representam outra categoria morfológica de elevada relevância no contexto litorâneo. Trata-se de feições de origem predominantemente eólica, formadas pelo transporte de partículas arenosas a partir da face da praia em direção ao continente, onde se acumulam graças à presença de obstáculos físicos, sobretudo a vegetação pioneira, que reduz a velocidade do vento e promove a deposição dos grãos (HESP, 2002; PSUTY, 2004). Do ponto de vista genético, as dunas frontais se desenvolvem quando o suprimento eólico de areia é suficiente para superar as perdas por erosão marinha e pelo pisoteio vegetal, resultando na construção de cordões paralelos à linha de costa que crescem progressivamente em altura e extensão lateral à medida que novas camadas de areia

são depositadas (HESP, 2006; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2012). A morfologia dessas feições é extremamente sensível às variações do balanço sedimentar, da intensidade e direção dos ventos predominantes, das características da vegetação colonizadora e da frequência de eventos de alta energia, como tempestades e ondas de tempestade (storm surges), que podem erodí-las e retrabalhá-las de maneira significativa (HESP, 2002; MARTÍNEZ; PSUTY, 2004; PYE, 1993).

Do ponto de vista ecológico e da proteção costeira, os cordões dunares exercem funções de grande relevância. Atuam como barreiras naturais contra a intrusão de ondas de tempestade e a erosão marinha, dissipando a energia das ondas e protegendo os ambientes retrodunares e os terrenos adjacentes de inundações (HESP, 2002; MARTÍNEZ; PSUTY, 2004). Além disso, constituem habitats singulares, caracterizados por condições extremas de alta salinidade, mobilidade sedimentar, déficit hídrico e elevada insolação, que selecionam uma flora especializada de alto valor ecológico (ALMEIDA JR. et al., 2023; AMORIM et al., 2023). No Brasil, as pesquisas fitossociológicas em ambientes dunares revelam comunidades vegetais ricas em espécies adaptadas, como *Ipomoea pes-caprae* e *Sporobolus virginicus*, que desempenham papel fundamental na estabilização dos sedimentos e na manutenção da integridade das dunas (AMORIM et al., 2023). Pye (1993) salienta que a integridade dos sistemas dunares depende fortemente da conservação da cobertura vegetal pioneira e da limitação de usos inadequados do solo, uma vez que a remoção da vegetação pode deflagrar processos de deflação eólica e reativação de dunas que comprometem a funcionalidade ecológica e protetora desses ambientes. Hesp (2002) e Martínez e Psuty (2004) reforçam que a gestão integrada das dunas frontais deve considerar não apenas os aspectos geomorfológicos, mas também as interações ecossistêmicas que sustentam sua estabilidade ao longo do tempo.

## **2.4 A Costa Norte do Brasil e o Golfão Maranhense**

No contexto específico da costa norte do Brasil, os processos geomorfológicos costeiros assumem contornos particulares, ditados por um conjunto de forçantes ambientais que diferem substancialmente dos observados no litoral leste e sul do país. A influência do regime de macromarés semidiurnas com amplitudes médias superiores a quatro metros e máximas que podem ultrapassar os sete metros em algumas localidades do Golfão Maranhense impõe uma hidrodinâmica costeira de alta energia e grande variabilidade temporal, responsável por modelar paisagens caracterizadas por extensas planícies de maré, vastas redes de canais de maré e manguezais

estruturados em faixas complexas (EL-ROBRINI, 2006; MEIRELES et al., 2011). A atuação dos ventos alísios de nordeste e leste-nordeste, com velocidades médias entre quatro e seis metros por segundo, associada à expressiva disponibilidade de sedimentos arenosos provenientes de depósitos fluviais e marinhos, cria condições favoráveis ao transporte eólico e à construção de extensos campos de dunas, que representam uma das feições geomorfológicas mais notáveis do litoral maranhense (EL-ROBRINI, 2006; SILVA, 2012;).

O Golfão Maranhense constitui um dos mais complexos sistemas costeiro-estuarinos do Brasil, compreendendo um conjunto de baías, estuários afogados, ilhas e planícies flúvio-marinhas cuja configuração atual resulta de movimentos sucessivos de transgressão e regressão marinha ao longo do Quaternário. A interação entre o regime macromareal já caracterizado, a descarga fluvial dos rios Mearim, Itapecuru, Pindaré e Munim que aportam expressivos volumes de sedimentos finos e grossos ao sistema e a ação dos ventos alísios resulta em morfodinâmica variável, na qual ambientes deposicionais e erosivos se alternam em resposta às flutuações sazonais e plurianuais das condições oceanográficas e meteorológicas.

As pesquisas de El-Robrini (2006) e Meireles et al. (2011) revelam que essa região insere-se em domínio morfodinâmico dissipativo, marcado por elevada energia de ondas e marés, que favorece tanto a progradação quanto a retrogradação de setores da linha de costa em função das alterações no balanço sedimentar local. Trata-se, portanto, de ambiente de elevada complexidade geomorfológica e ecológica, que demanda estudos sistemáticos e de alta resolução espacial para sua caracterização adequada.

## **2.5 A Ilha de Curupu: Caracterização e Dinâmica**

Inserida nesse contexto, a Ilha de Curupu destaca-se como uma unidade morfossedimentar singular no âmbito do Golfão Maranhense. Localizada no extremo nordeste da Ilha de São Luís, no município da Raposa, e separada desta por um conjunto de canais de maré estreitos e meandantes, a Ilha de Curupu constitui, segundo Feitosa (1996 apud SINAGEO, 2012), a principal unidade morfológica do Golfão Maranhense, diferindo das áreas adjacentes particularmente pela configuração de suas feições deposicionais recentes, representadas por praias, campos de dunas e sistemas de cordões arenosos e dunares (PINHEIRO; MACHADO, 2016). Com aproximadamente 16 km<sup>2</sup> de área e cerca de 14 km de extensão de praias, dunas e manguezais, a ilha abriga uma notável diversidade de ecossistemas costeiros:

planícies de maré com manguezais maduros e apicuns, praias arenosas de dissipação moderada, campos de dunas ativas e semi estabilizadas em suas distintas morfologias barcanas, parabólicas, frontais e transgressivas além de sistemas de cordões arenosos e dunares em variados estágios evolutivos (SILVA, 2012; MELO, 2018; FILHO; ROCHA; COSTA, 2023). A coexistência dessas feições numa área geográfica relativamente restrita confere à Ilha de Curupu um caráter de laboratório natural de excepcional interesse científico para a geomorfologia costeira.

A formação e a morfologia dos cordões arenosos e dunares na Ilha de Curupu estão condicionadas por um conjunto articulado de fatores climáticos, oceanográficos e geomorfológicos que definem o arcabouço evolutivo desses sistemas. A sazonalidade climática regional, com uma estação chuvosa concentrada entre janeiro e junho e uma estação seca de julho a dezembro com precipitação média anual superior a 2.000 mm (INMET, 2023), exerce influência direta sobre a cobertura vegetal das dunas e, conseqüentemente, sobre os processos de estabilização ou reativação das feições eólicas. No período seco, a redução da umidade superficial e o enfraquecimento da vegetação pioneira ampliam a disponibilidade de areia para o transporte eólico, favorecendo a migração e o crescimento de dunas ativas (SANTOS, 2008; SILVA, 2012). Por outro lado, as chuvas intensas do primeiro semestre promovem o desenvolvimento da vegetação fixadora e tendem a estabilizar as superfícies arenosas, reduzindo temporariamente a atividade eólica. Esse ciclo sazonal impõe um ritmo de alternância entre fases de mobilização e fixação sedimentar que confere às dunas da Ilha de Curupu uma dinâmica particularmente ativa, refletida nas distintas morfologias e graus de estabilização observados em campo (SILVA, 2012; ZANONI, 2020).

## **2.6 Ferramentas Tecnológicas para o Estudo de Ambientes Costeiros**

O avanço tecnológico representado pelos veículos aéreos não tripulados (VANTs) e pelos softwares de processamento fotogramétrico, aliado às técnicas de análise granulométrica a laser e ao monitoramento multitemporal por imagens de satélite, abre novas perspectivas para o estudo geomorfológico de ambientes costeiros de difícil acesso ou de grande extensão espacial. A aerofotogrametria com VANTs permite a obtenção de modelos digitais de superfície de alta resolução, ortofotos georreferenciadas com acurácia centimétrica e nuvens de pontos tridimensionais que

possibilitam análises morfométricas precisas das feições costeiras, superando as limitações impostas pelos produtos de sensoriamento remoto orbital convencionais (ZANONI, 2020; FILHO; ROCHA; COSTA, 2023). No contexto da Ilha de Curupu, a integração dessas ferramentas com levantamentos de campo e análises sedimentológicas tradicionais representa uma abordagem metodológica robusta e inovadora, capaz de gerar dados inéditos sobre a morfologia, a composição e a dinâmica evolutiva dos cordões arenosos e dunares presentes na ilha. A sistematização metodológica adotada neste trabalho poderá, ainda, servir de referência para futuros estudos em outras regiões tropicais sob influência de regimes de macromarés, consolidando-se como modelo técnico replicável para a geomorfologia costeira aplicada (FILHO; ROCHA; COSTA, 2023).

### **3 OBJETIVOS**

#### **3.1 Objetivo geral**

Analisar e descrever os aspectos geomorfológicos costeiros da Ilha de Curupu, com ênfase nos cordões arenosos e cordões dunares, visando compreender seus processos formadores, características morfológicas e implicações para a dinâmica ambiental local.

#### **3.2 Objetivos específicos**

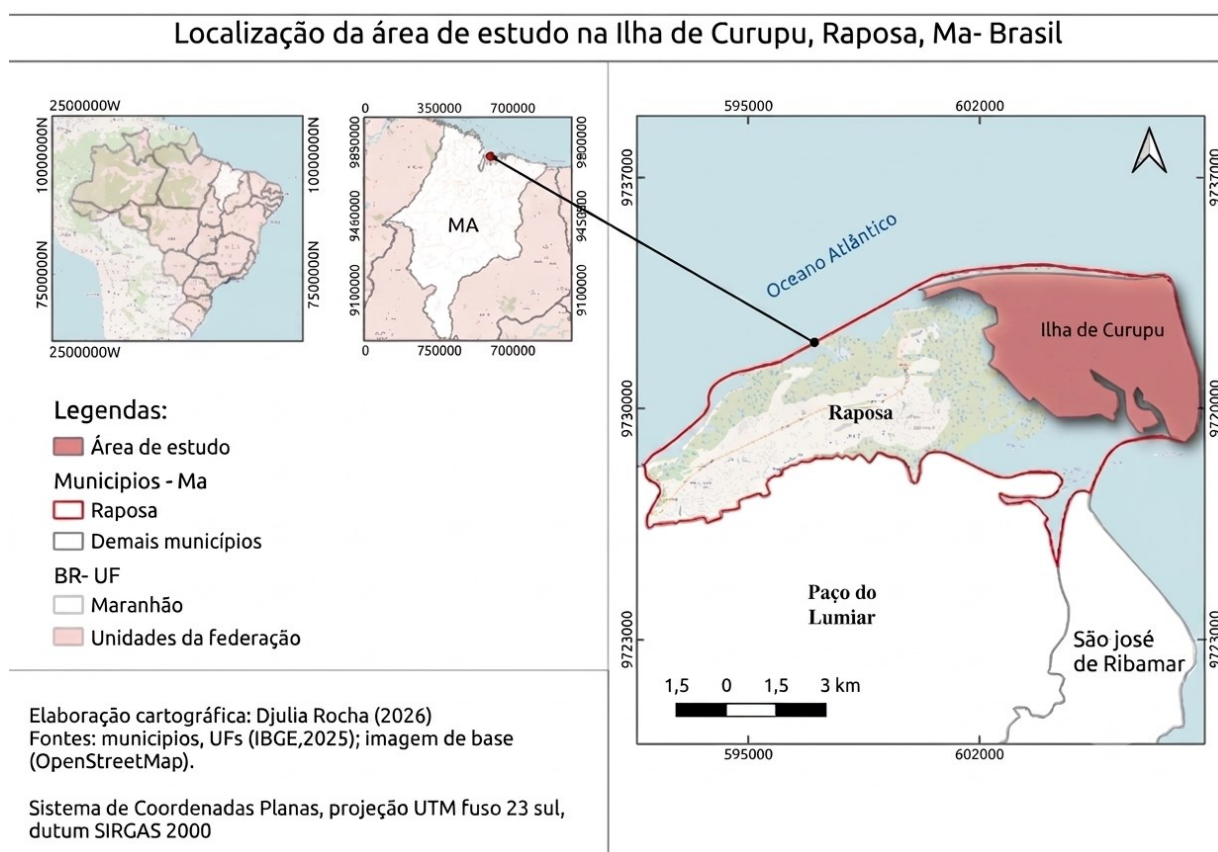
Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Identificar e classificar os principais tipos de feições costeiras presentes na Ilha de Curupu;
- Caracterizar os cordões arenosos e dunares quanto à sua morfologia, composição sedimentar e distribuição espacial;
- Discutir os processos geodinâmicos (marinhos, eólicos e fluviais) associados à formação e à evolução dessas feições;
- Avaliar a influência de variações climáticas na configuração e evolução geomorfológica dos campos de dunas presentes na ilha;

## 4 METODOLOGIA

### 4.1 Área de estudo

A Ilha de Curupu está localizada no litoral norte do Maranhão, na porção nordeste do Golfão Maranhense, inserida no município da Raposa, entre as coordenadas aproximadas de 2°26'S e 44°05'W (Figura 1). Separada do continente por um conjunto de canais de maré estreitos e meandantes, constitui uma unidade morfossedimentar singular com aproximadamente 16 km<sup>2</sup> de área e cerca de 14 km de extensão de praias, dunas e manguezais. Sua formação geológica e dinâmica sedimentar estão fortemente condicionadas pela ação combinada das macromarés semidiurnas com amplitudes que podem superar 5 metros nessa porção do litoral maranhense (FEITOSA; DIAS, 1999), dos ventos alísios de nordeste e do aporte sedimentar dos rios que deságuam na região (EL-ROBRINI, 2006; FILHO; ROCHA; COSTA, 2023).



**Figura 1** — Localização da área de estudo na Ilha de Curupu, Raposa, MA. *Fonte: elaborado pela autora (2026).*

A fisiografia costeira do município da Raposa, no qual a ilha está inserida, caracteriza-se por extensas baixadas litorâneas nas quais se distribuem praias arenosas, dunas móveis, paleodunas, manguezais, marismas e depósitos de vasas, todos modelados por uma intrincada rede de canais de maré normalmente preenchidos durante a preamar (FEITOSA, 1998 apud RANGEL, 2003). Essa configuração

morfológica reflete a intensa interação entre os processos marinhos, eólicos e estuarinos que caracterizam o litoral norte maranhense, inserido no domínio de macromarés do Golfão Maranhense.

Do ponto de vista climático, a região está submetida a um regime tropical úmido, com precipitação média anual superior a 2.000 mm (INMET, 2023), marcado por uma estação chuvosa concentrada entre janeiro e junho e uma estação seca de julho a dezembro. Essa sazonalidade exerce influência direta sobre a cobertura vegetal das dunas e, por consequência, sobre os processos de estabilização ou reativação das feições eólicas: no período seco, a redução da umidade superficial amplia a disponibilidade de areia para o transporte eólico, enquanto as chuvas do primeiro semestre favorecem o desenvolvimento da vegetação fixadora e tendem a estabilizar as superfícies arenosas (SILVA, 2012; SANTOS, 2008).

No interior dessa paisagem, destaca-se a presença dos campos de dunas da Ilha de Curupu, popularmente conhecidos como "Fronhas Maranhenses", feição geomorfológica de notável expressão paisagística e ecológica. Durante o período chuvoso, a acumulação de água nas depressões interdunares resulta na formação de lagoas temporárias que conferem ao ambiente um caráter singular, análogo, em escala reduzida, ao célebre Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses (PINHEIRO; MACHADO, 2016). Além de seu valor geomorfológico, as "Fronhas Maranhenses" representam um dos principais atrativos turísticos do município da Raposa, exercendo crescente pressão sobre os ecossistemas dunares e exigindo estratégias adequadas de manejo e ordenamento territorial (SINAGEO, 2012).

#### **4.1.1 Planejamento e Reconhecimento da Área**

O planejamento da atividade de campo foi precedido por análise prévia da área de estudo por meio da plataforma Google Earth, com o objetivo de identificar as condições topográficas, o acesso às zonas de interesse e os locais mais adequados para a distribuição dos pontos de controle (alvos geodésicos) e dos pontos de coleta de sedimentos. Com base nessa análise, foram definidos previamente os pontos de amostragem e os pontos de implantação dos alvos, organizados em dois setores distintos denominados Campo A e Campo B, cada um sob responsabilidade de uma equipe de campo independente.

O Campo A foi planejado com 7 alvos geodésicos e 35 pontos de coleta de sedimentos; o Campo B, com 9 alvos e 42 pontos de coleta, totalizando, em caráter preliminar, 16 alvos e 77 pontos de amostragem sedimentar distribuídos pela área de estudo.

#### **4.1.2 Implantação da Base GNSS/GPS RTK e Logística de Acesso**

As atividades de campo foram conduzidas no município da Raposa – MA. Inicialmente, procedeu-se à instalação da estação base do sistema GNSS/GPS RTK (Real Time Kinematic) em local estratégico nas proximidades do ponto de embarque. O sistema foi equipado com antena omnidirecional (equipamento funciona/transmite em todas as direções (360°)) e antena de rádio *UHF/VHF*, responsável pela transmissão dos sinais diferenciais entre a base e o receptor móvel (*rover*), garantindo posicionamento de alta precisão planimétrica e altimétrica durante todas as operações de campo.

O sistema GNSS/GPS RTK empregado assegura precisão planimétrica e altimétrica centimétrica por meio da transmissão de correções diferenciais em tempo real entre a estação base e o receptor móvel (*rover*), via *link* de rádio *UHF/VHF*. Após a instalação, calibração e verificação do status de solução fixa (*fix*) do sistema, as equipes utilizaram um barco para a travessia do canal que separa o continente da Ilha de Curupu. Em sequência, o acesso aos pontos de amostragem demandou deslocamento a pé por extensos percursos, incluindo a transposição de campos de dunas de porte considerável, o que evidencia as condições logísticas desafiadoras características desse ambiente costeiro.

#### **4.1.3 Coleta de Sedimentos e Implantação dos Alvos Geodésicos**

Ao chegarem à área de estudo, as equipes dividiram-se conforme o planejamento previamente estabelecido, cada uma responsável pelo setor que lhe havia sido atribuído (Campo A e Campo B). Os alvos geodésicos foram implantados nos pontos pré-definidos, servindo como referências para o georreferenciamento das imagens

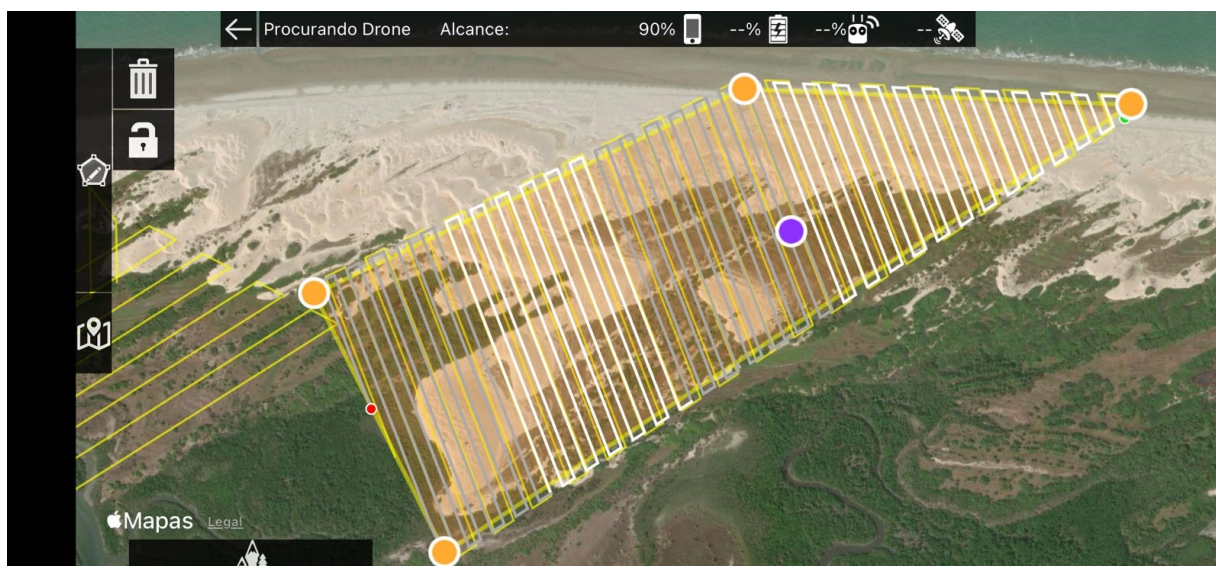
aéreas subsequentemente coletadas pelo Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT). A coleta das amostras de sedimento foi realizada nesses mesmos pontos, seguindo protocolo padronizado de amostragem superficial.

Importa registrar que, durante a execução das atividades, alguns dos pontos originalmente programados apresentaram condições que impossibilitaram a implantação dos alvos ou a coleta de sedimentos, em razão de alagamento ou da presença de cobertura vegetal de alta densidade. Nesses casos, adotou-se o procedimento de deslocar o ponto de amostragem para o local mais próximo do ponto original que apresentasse condições de acesso e coleta adequadas, preservando a representatividade espacial da amostragem e garantindo a continuidade das atividades dentro dos objetivos estabelecidos para a pesquisa.

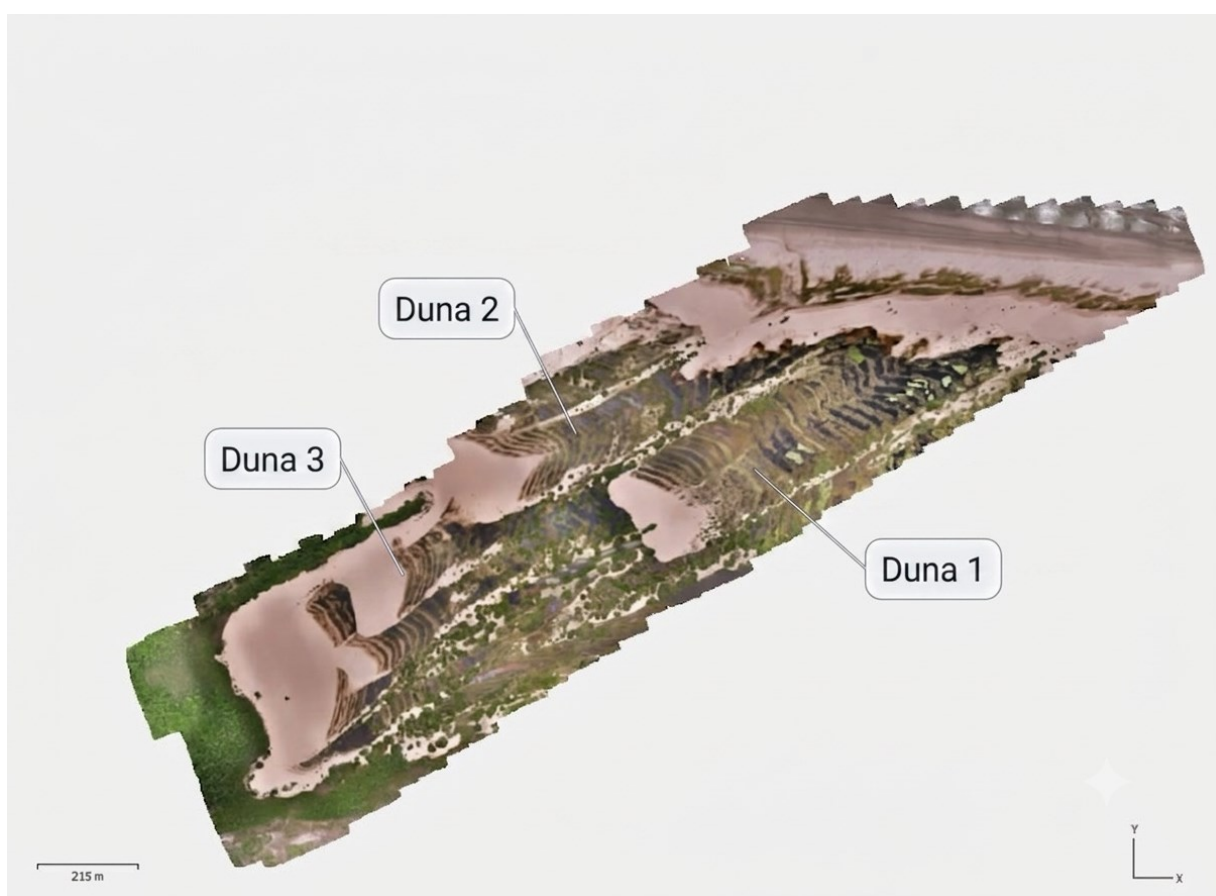
Nota metodológica sobre os sufixos das amostras: os sufixos E1 e E2 nos códigos de amostra correspondem às equipes de campo (Campo A e Campo B) responsáveis pela coleta em cada setor da área de estudo, conforme descrito na seção 4.2.1. Essa distinção é apresentada aqui para garantir a rastreabilidade dos dados, mas não implica diferença metodológica no protocolo de coleta ou análise, que foi padronizado para ambas as equipes.

#### **4.1.4 Levantamento Aerofotogramétrico com VANT**

Após a conclusão das etapas de implantação dos alvos e coleta de sedimentos, as equipes reuniram-se no ponto previamente acordado para a realização do levantamento aerofotogramétrico com o VANT *Dji Air 2s*. O planejamento de voo foi executado por meio do aplicativo *Map Pilot-PRO* instalado no dispositivo móvel iPhone 14 *Pro Max*, com definição de altitude de voo de 121 m acima do terreno, sobreposição frontal de 75% e sobreposição lateral de 75%, configuração que assegurou multiplicidade de imagens adequada ao processamento fotogramétrico, conforme apresentado na Figura 2.



**Figura 2** — Plano de voo configurado no aplicativo Map Pilot-PRO para o levantamento aerofotogramétrico da Ilha de Curupu. As linhas amarelas e brancas representam as faixas de voo planejadas, com sobreposição frontal e lateral de 75%. Os marcadores indicam os waypoints de navegação do VANT. Altitude de voo: 121 m. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).



**Figura 3** — Imagem do ortomosaico marcando onde é a duna 1, duna 2 e duna 3. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

As 704 imagens adquiridas com câmera FC3411 (distância focal de 8,38 mm; resolução de  $5.472 \times 3.648$  pixels; tamanho de pixel de  $2,51 \times 2,51 \mu\text{m}$ ) cobriram uma área de 1 km<sup>2</sup>, com aproveitamento de 703 imagens (99,9%) no processo de alinhamento. Concluído o voo, as equipes retornaram aos pontos de implantação para proceder à retirada dos alvos geodésicos, encerrando assim as atividades de campo.

#### **4.1.5 Síntese do Procedimento Metodológico de Campo**

Em síntese, o procedimento metodológico adotado em campo compreendeu as seguintes etapas, executadas de forma sequencial e integrada: (i) reconhecimento prévio da área por meio de análise de imagens de satélite; (ii) instalação e calibração da estação base GNSS/GPS RTK; (iii) deslocamento até a área de estudo por via fluvial e terrestre; (iv) implantação dos alvos geodésicos e coleta de amostras de sedimento nos pontos pré-definidos, com adaptações pontuais quando necessário; (v) levantamento aerofotogramétrico com VANT; e (vi) recolhimento dos alvos e retorno à base. Esse conjunto de procedimentos garantiu a coerência espacial dos dados coletados e a qualidade das informações necessárias ao alcance dos objetivos propostos neste trabalho.

#### **4.1.6 Análise de matéria orgânica pelo método de LOI**

O teor de matéria orgânica (MO) presente nas amostras de sedimento foi determinado pelo método de perda de massa por ignição (*Loss on Ignition- LOI*), amplamente utilizado em estudos de caracterização sedimentar costeira e geomorfológica (DEAN, 1974; HEIRI; LOTTER; LEMCKE, 2001). As amostras foram inicialmente submetidas a pré-secagem em estufa a 105 °C por 24 horas, procedimento necessário para a eliminação da umidade higroscópica e obtenção de massa seca estável, conforme recomendação de Dean (1974). Em seguida, foram incineradas em mufla a 550 °C por 5 horas, promovendo a combustão completa da fração orgânica. Após o encerramento da incineração, as amostras permaneceram em resfriamento por 24 horas antes da pesagem final, procedimento adotado para garantir equilíbrio térmico e evitar ganho de umidade atmosférica imediatamente após a retirada da mufla. A diferença entre a massa seca inicial ( $M_i$ ) e a massa após incineração ( $M_f$ ) foi utilizada para o cálculo do teor percentual de matéria orgânica pela equação:

$$\text{MO (\%)} = [(M_i - M_f) / M_i] \times 100.$$

em que  $M_i$  corresponde à massa inicial da amostra antes da incineração (g) e  $M_f$  à massa final após a queima (g). Segundo Dean (1974), o método LOI apresenta boa precisão para amostras de sedimentos finos e areias com baixo a médio conteúdo orgânico, sendo considerado protocolo padrão em laboratórios de sedimentologia.

A ampla aplicação do método em estudos sedimentológicos costeiros decorre de sua adequação a amostras com baixo a médio conteúdo orgânico e de sua reprodutibilidade em laboratórios com equipamento padrão de mufla (LUCZAK; JANQUIN; KUPKA, 1997), características que o tornam especialmente pertinente para ambientes de alta energia eólica e mareal, como o da Ilha de Curupu, onde os teores de matéria orgânica tendem a ser reduzidos.

#### 4.1.7 Processamento Fotogramétrico no Software Agisoft Metashape

O processamento fotogramétrico das imagens aéreas adquiridas em campo foi realizado no software *Agisoft Metashape* Professional (versão 1.5.1, *build* 7618, plataforma *Windows 64 bits*), seguindo fluxo de trabalho estruturado em etapas sequenciais de alinhamento de câmeras, auto-calibração dos parâmetros internos, inserção e otimização dos pontos de controle terrestre (GCPs) e geração dos produtos cartográficos finais. A adoção do *Metashape* como plataforma de processamento é amplamente consolidada na literatura de monitoramento geomorfológico costeiro, sendo referenciada em estudos de alta resolução sobre sistemas praia-duna em múltiplos contextos ambientais (GONÇALVES; HENRIQUES, 2015; LAPORTE-FAURET et al., 2019).

O conjunto de imagens submetido ao processamento era composto por 704 fotografias obtidas com câmera FC3411 (distância focal de 8,38 mm, resolução de  $5.472 \times 3.648$  pixels, tamanho de pixel de  $2,51 \times 2,51 \mu\text{m}$ ), adquiridas a uma altitude média de voo de 121 metros acima do terreno. Do total de imagens, 703 foram alinhadas com sucesso, representando aproveitamento de 99,9% do acervo fotográfico, com cobertura espacial de 0,921 km<sup>2</sup>. O alinhamento foi executado com precisão média (*Medium accuracy*), com limite de 40.000 pontos-chave e 4.000 pontos de ligação por imagem, utilizando pré-seleção por referência (*reference preselection*) e ajuste adaptativo do modelo de câmera (*adaptive camera model fitting*). O processo de correspondência entre imagens (*image matching*) demandou 8 minutos e 52 segundos, e o alinhamento foi concluído em 4 minutos e 58 segundos.

A nuvem de pontos esparsa resultante continha 493.286 pontos de ligação (*tie*

*points*), com 2.540.631 projeções distribuídas entre as câmeras alinhadas e multiplicidade média de 5,41 projeções por ponto. O erro médio de reprojeção obtido foi de 1,33 pixel (0,18 pixel em unidades normalizadas), valor considerado aceitável para levantamentos aerofotogramétricos com VANT em ambiente costeiro de morfologia predominantemente plana a suavemente ondulada.

A câmera FC3411 não possuía calibração laboratorial pré-estabelecida, sendo os parâmetros internos distância focal efetiva, coordenadas do ponto principal ( $C_x$ ,  $C_y$ ), coeficientes de distorção radial ( $K_1$  a  $K_4$ ), coeficientes de distorção tangencial ( $P_1$  e  $P_2$ ) e parâmetros de afinidade ( $B_1$  e  $B_2$ ) determinados por auto-calibração integrada ao processo de otimização do bloco fotogramétrico, procedimento padrão em levantamentos com VANTs de uso profissional (JAMES; ROBSON, 2014).

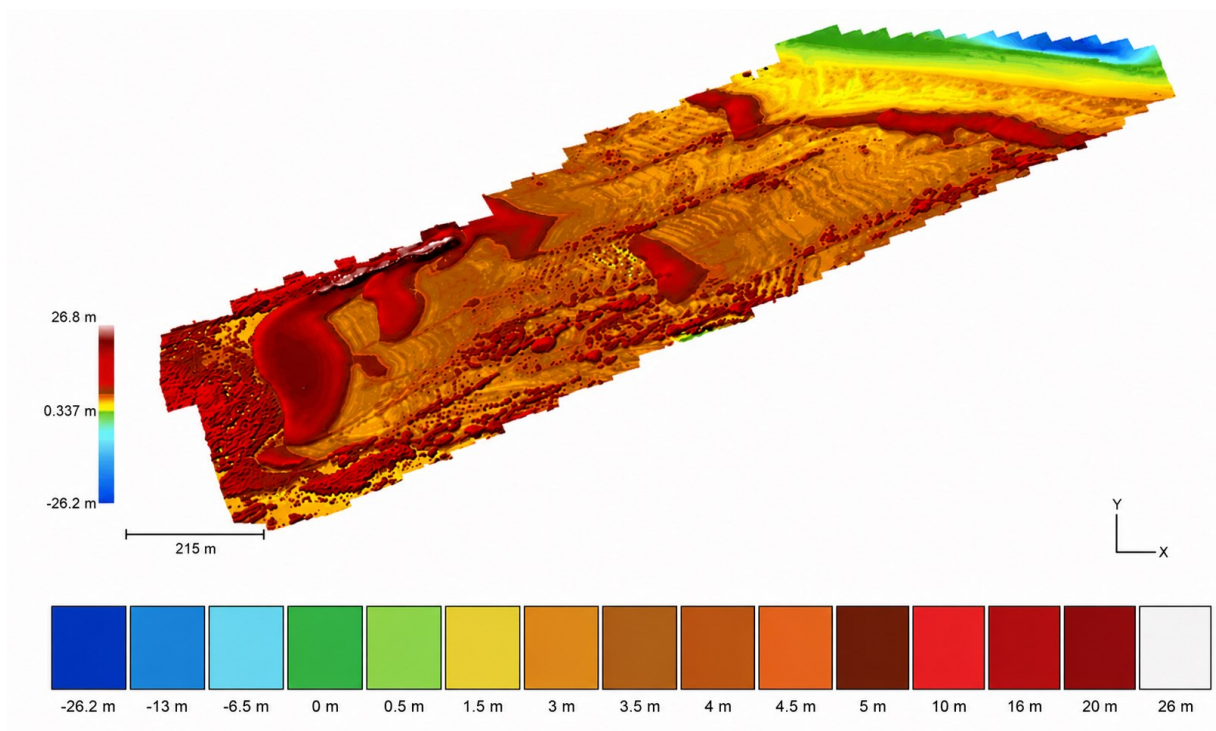
O georreferenciamento absoluto do modelo foi realizado por meio de 11 pontos de controle terrestre (GCPs), coletados com sistema GNSS/GPS RTK durante as atividades de campo descritas na seção 4.1.4, no sistema de referência geodésico SIRGAS 2000, projeção UTM, fuso 23S (EPSG: 31983). Os GCPs foram identificados e marcados manualmente nas imagens no ambiente do software, e os parâmetros do bloco foram otimizados com base nessas referências. O erro médio quadrático (RMSE) dos pontos de controle foi de 6,44 cm em X (*Easting*), 14,95 cm em Y (*Northing*) e 1,99 cm em Z (altitude), resultando em erro total de 16,40 cm.

Esses valores são compatíveis com os requisitos de precisão para estudos geomorfológicos de ambientes costeiros, nos quais o objetivo central é a caracterização morfológica e espacial das feições sedimentares, e não o atendimento a padrões de acurácia cartográfica de engenharia (FONSTAD et al., 2013). O controle vertical apresentou acurácia particularmente elevada, com RMSE altimétrico inferior a 2 cm. Laporte-Fauret et al. (2019) estabelecem como critério de adequação para o monitoramento de dunas costeiras erros verticais inferiores a 0,1 m, limiar amplamente superado pelo presente levantamento, o que garante confiabilidade para a análise hipsométrica das feições mapeadas.

Cabe destacar uma limitação inerente ao método fotogramétrico baseado em imagens RGB: em setores com cobertura vegetal arbórea densa, o modelo digital gerado pelo *Metashape* representa a superfície do dossel vegetal e não o substrato arenoso subjacente, podendo superestimar as altitudes das feições nessas áreas. Rotnicka et al. (2020), em estudo específico sobre a acurácia de DEMs derivados de VANT em topografia de praia-duna, demonstraram que a presença de vegetação e a

declividade superficial são os principais fatores de degradação da acurácia altimétrica nesses ambientes. Em consonância com essa limitação, os perfis traçados sobre setores vegetados da área de estudo foram interpretados com ressalvas explícitas, conforme detalhado no capítulo de resultados.

Os produtos finais gerados pelo processamento foram o ortomosaico georreferenciado, com resolução espacial de 3,63 cm/pixel, e o Modelo Digital de Elevação (MDE) da Ilha de Curupu, com amplitude altimétrica de referência entre -26,02 m e 26 m. O MDE foi derivado a partir do modelo tridimensional interpolado (Mesh), com resolução espacial de 12,7 cm/pixel e referenciamento ao sistema SIRGAS 2000/UTM 23S (EPSG: 31983). Cabe destacar que a derivação do MDE a partir do Mesh procedimento padrão no fluxo de trabalho do *Metashape* quando o modelo 3D está disponível implica suavização das irregularidades de superfície em relação à derivação direta da nuvem densa de pontos, o que pode resultar em subestimativa da amplitude de microfeições com relevo inferior a 0,5 m, como os cordões mais recentes da Duna 3. O RMSE altimétrico dos GCPs (1,99 cm) representa a acurácia do georreferenciamento absoluto, não a resolução efetiva de representação das microfeições distinção que deve ser considerada na interpretação dos perfis transversais de menor amplitude. A partir do MDE, foram extraídos os perfis topográficos ortogonais das feições dunares e dos cordões arenosos por meio da ferramenta Measure Shape do Metashape, combinando as altitudes dos vértices das *polylines* obtidas na aba Planar com precisão centimétrica assegurada pelo RTK com os valores lidos via cursor na aba *Profile* para os pontos morfológicamente significativos de cada feição. Esse conjunto de produtos constitui a base cartográfica e morfométrica fundamental para as análises geomorfológicas desenvolvidas neste trabalho, permitindo a identificação, delimitação e caracterização quantitativa dos cordões arenosos e dunares da ilha em nível de detalhe inviável por métodos convencionais de mapeamento em campo (GONÇALVES; HENRIQUES, 2015; ZANONI, 2020; FILHO; ROCHA; COSTA, 2023). Conforme ilustrado na Figura 3, que apresenta o MDE gerado.



**Figura 4** — Modelo Digital de Elevação (MDE) da Ilha de Curupu gerado no software Agisoft Metashape Professional (v. 1.5.1), derivado do modelo tridimensional interpolado (Mesh). Resolução espacial: 12,7 cm/pixel. Sistema de referência: SIRGAS 2000/UTM 23S (EPSG: 31983). A escala hipsométrica representa a variação altimétrica das feições costeiras, com amplitude real entre -26,2m e 26,8 m. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

#### 4.1.8 Análise Multitemporal e Mensuração da Migração Dunar

A caracterização da dinâmica de migração dos três sistemas dunares identificados na Ilha de Curupu apoiou-se em duas ferramentas complementares, cada uma desempenhando papel metodológico distinto: a plataforma *Google Earth Pro* foi utilizada para a identificação cronológica dos cordões arenosos, e o software *Agisoft Metashape Professional* para a mensuração quantitativa das distâncias e altitudes de crista. A distinção entre essas duas etapas é essencial para a compreensão do procedimento adotado e é detalhada a seguir.

##### Etapa 1 — Identificação cronológica dos cordões (Google Earth Pro)

A primeira etapa consistiu na atribuição temporal de cada cordão arenoso visível no campo dunar. Para isso, foram utilizadas imagens históricas de alta resolução disponibilizadas pela plataforma *Google Earth Pro*, cuja consistência temporal e resolução submétrica permitem aplicação em estudos de monitoramento geomorfológico costeiro de pequena e média escala. A análise compreendeu o

intervalo de 2003 a 2024 para as Dunas 1 e 2, totalizando 22 anos de janela nominal, e o intervalo de 2008 a 2024 para a Duna 3, em razão da indisponibilidade de imagens de qualidade adequada para identificação de sua crista nos anos anteriores.

A seleção das cenas seguiu critérios qualitativos de adequação à análise morfométrica: ausência de cobertura de nuvens sobre as feições-alvo; ângulo de visada nadir ou próximo do nadir; resolução espacial compatível com a identificação inequívoca das cristas dunares e dos cordões arenosos imediatamente adjacentes; e ausência de inundação extensiva das áreas interdunares. Cenas que não atendessem simultaneamente a esses critérios foram excluídas da análise.

O procedimento de atribuição temporal seguiu lógica sequencial: para cada cena histórica disponível, identificou-se visualmente a posição da crista de cada unidade dunar e dos cordões arenosos adjacentes, utilizando marcadores georreferenciados posicionados sobre cada crista identificável. Percorrendo as cenas em ordem cronológica, registrou-se o ano em que cada cordão apareceu pela primeira vez na sequência de imagens. Adotou-se como premissa morfodinâmica que o cordão visível pela primeira vez em uma cena de determinado ano teve sua formação no ano imediatamente anterior ou seja, um cordão identificado pela primeira vez na imagem de 2010 foi interpretado como formado em 2009, uma vez que a edificação de um novo cordão requer pelo menos um ciclo sazonal completo de transporte eólico efetivo para atingir expressão morfológica detectável nas imagens disponíveis. Esse pressuposto é consistente com modelos clássicos de deposição cíclica em dunas frontais (HESP, 2002) e operacionalmente válido para a escala temporal do estudo, ainda que sua aplicação caso a caso esteja sujeita às limitações documentadas na seção 4.1.9.

Esse mapeamento cronológico produziu, para cada unidade dunar, uma correspondência entre os cordões visíveis no ortomosaico atual (produto do levantamento com VANT descrito na seção 4.1.4) e os anos de formação estimados pela análise das imagens históricas. A correspondência temporal assim estabelecida serviu de referência para a organização das séries de migração apresentadas no capítulo de resultados.

## Etapa 2 — Mensuração quantitativa das distâncias e altitudes (Metashape)

A mensuração quantitativa dos espaçamentos entre cordões e das altitudes de crista foi realizada integralmente no ambiente do software *Agisoft Metashape Professional*, sobre o Modelo Digital de Elevação e o ortomosaico gerados a partir do

levantamento aerofotogramétrico descrito na seção 4.1.7. O procedimento compreendeu duas operações sequenciais para cada unidade dunar.

Primeiramente, traçou-se um perfil ortogonal sobre cada flanco de cada duna, utilizando a ferramenta *Measure Shape* do Metashape: P1 sobre o lado direito (LD) e P2 sobre o lado esquerdo (LE) da Duna 1; P3 sobre o lado direito (LD) e P4 sobre o lado esquerdo (LE) da Duna 2. Para a Duna 3, cuja vegetação arbórea densa no entorno do corpo dunar impediu a distinção entre flancos, traçou-se um perfil único (P5). Esses perfis geraram gráficos de elevação ao longo do eixo ortogonal

de cada flanco, com resolução centimétrica assegurada pelo georreferenciamento RTK dos produtos cartográficos.

Em seguida, para cada cordão previamente datado pela análise cronológica do *Google Earth Pro* (Etapa 1), mensurou-se a distância horizontal entre o topo da crista dunar e a crista do cordão correspondente, utilizando a ferramenta de medição linear do Metashape ao longo do eixo do perfil ortogonal previamente traçado. O valor de distância obtido foi então localizado no gráfico de elevação gerado pela *Measure Shape*: mediante ampliação progressiva da escala de visualização do gráfico (*zoom*), identificou-se a posição exata do cordão no perfil de elevação e registrou-se a altitude correspondente à sua crista. A partir do primeiro ponto de controle assim obtido (distância do topo da duna até o primeiro cordão), as distâncias subsequentes foram extraídas medindo o intervalo entre a crista de um cordão e a crista do cordão seguinte, sempre ao longo do mesmo eixo ortogonal. Esse procedimento forneceu, para cada cordão datado, dois valores quantitativos: a distância horizontal em relação ao cordão adjacente interpretada como taxa de migração lateral do período correspondente e a altitude de crista.

#### Organização das séries de migração

Para as Dunas 1 e 2, cuja extensão lateral comporta maior diversidade morfológica, foram extraídas duas séries temporais paralelas de migração ao longo dos eixos dos perfis ortogonais de cada flanco: a série do lado esquerdo (LE), correspondente aos perfis P2 (Duna 1) e P4 (Duna 2), e a série do lado direito (LD), correspondente aos perfis P1 (Duna 1) e P3 (Duna 2). A Duna 3, de menor extensão lateral, comportou apenas uma série de medidas ao longo do perfil P5. A duplicidade de séries nas Dunas 1 e 2 permite avaliar a homogeneidade lateral do processo migratório em cada sistema.

A taxa de migração lateral, expressa em metros, foi interpretada como o deslocamento anual da feição no sentido predominante dos ventos alísios de nordeste, conforme regime regional descrito por El-Robrini et al. (2006). A análise adota como pressuposto morfodinâmico a formação anual dos cordões em sistemas dunares ativos sob regime climático estável pressuposto consistente com modelos clássicos de deposição cíclica em dunas frontais (HESP, 2002) e validado, no presente estudo, pela correspondência entre o número de cordões visíveis nos perfis do Metashape e o número de anos cobertos pelas imagens históricas do *Google Earth Pro*.

#### Dados climáticos para integração com as séries de migração

Os dados climáticos utilizados para integração com as séries de migração das dunas precipitação acumulada anual (mm) e velocidade média do vento (m/s) foram obtidos da estação meteorológica do INMET (estação A203) em São Luís. Assumiu-se a representatividade regional dessas variáveis na escala interanual, pressuposto sustentado pela ausência de barreiras orográficas significativas entre a estação e a Ilha de Curupu e pela escala sinótica dos sistemas climáticos atuantes no litoral norte maranhense. Reconhece-se que medições *in situ* sobre a ilha forneceriam controle de maior precisão, demanda metodológica explicitamente sinalizada para pesquisas futuras.

#### 4.1.9 Lacunas amostrais nas séries temporais

As séries temporais utilizadas neste trabalho contêm lacunas decorrentes de duas limitações operacionais de natureza distinta, declaradas integralmente para preservar a transparência analítica.

Os dados climáticos do INMET apresentam ausência de registro de precipitação para os anos de 2020 e 2021 e de velocidade média do vento para o ano de 2006, em razão da indisponibilidade desses registros no banco público da instituição no momento da consulta. As séries de migração apresentam ausência de medida em anos específicos, distribuídos heterogeneamente entre as séries conforme detalhado na Tabela 4, em razão da inviabilidade de individuação visual inequívoca do cordão arenoso de referência nas imagens históricas disponíveis. Essa inviabilidade decorreu, conforme verificação direta sobre cada cena, de três condições não exclusivas: (i) qualidade técnica inferior das imagens do acervo histórico do Google Earth no período

anterior a 2010, marcadamente em razão da menor resolução espacial das primeiras coberturas disponibilizadas pelo serviço; (ii) cobertura vegetal sobre os cordões em anos mais recentes, condição predominante no período 2015–2022 sobre a Duna 1; e (iii) presença de poças de água residual sobre os cordões em determinados anos, condição associada ao período chuvoso e ao alagamento interdunar.

Os anos sem medida são representados como descontinuidades nas linhas das séries nas Figuras 5 a 10, sem interpolação ou estimativa por preenchimento opção adotada para preservar a integridade analítica das séries originais e evitar a geração de valores não observados que comprometeriam a distinção entre observação e estimação.

Em razão da incompletude das séries e da baixa frequência amostral, análises estatísticas formais de correlação (Pearson ou Spearman) entre forçantes climáticas e taxas de migração foram consideradas inadequadas e substituídas por análise gráfica comparativa qualitativa, calibrada aos limites de robustez determinados pela cobertura amostral diferenciada de cada série, conforme detalhado na Discussão (seção 6.3).

## **5. RESULTADOS**

Os resultados obtidos neste trabalho estão organizados em quatro blocos complementares. O primeiro (seção 5.1) apresenta os dados de teor de matéria orgânica obtidos pelo método de perda de massa por ignição (LOI) para as 18 amostras de sedimento coletadas em campo. O segundo (seção 5.2) expõe a morfometria dos cinco perfis ortogonais traçados sobre os eixos maiores das três unidades dunares identificadas, as taxas anuais de migração lateral extraídas desses perfis e as alturas de crista correspondentes, organizados por unidade dunar. O terceiro (seção 5.3) confronta as séries de migração com os registros de precipitação e de vento da estação meteorológica de São Luís, apresentando a análise integrada entre forçantes climáticas e dinâmica dunar. O quarto (seção 5.4) apresenta a caracterização granulométrica dos sedimentos superficiais a partir dos parâmetros de Folk e Ward (1957) para 42 amostras válidas processadas no software SysGran (CAMARGO, 2006).

## 5.1 Análise de Matéria Orgânica (LOI)

Os resultados obtidos para as 18 amostras analisadas estão apresentados na Tabela 1 e sua distribuição é visualizada na Figura 5. Os teores de matéria orgânica variaram entre 0,08% (CS40-E2) e 2,46% (CS08-E2), com média geral de 0,50% e mediana de 0,60% para o conjunto amostral. A diferença entre média e mediana reflete a influência do valor extremo de CS08-E2 (2,46%) sobre a média aritmética; a mediana é, nesse contexto, descritor mais robusto da tendência central do conjunto. A maioria das amostras 12 das 18 coletadas apresentou valores inferiores a 0,50%, indicando sedimentos com conteúdo orgânico muito baixo. Apenas três amostras superaram o limiar de 1,00%: CS08-E2 (2,46%), CS13-E2 (1,22%) e CS26-E2 (1,24%). A amostra CS19-E1 (1,00%) situa-se exatamente nesse limiar e é tratada em conjunto com os valores elevados na análise que se segue.

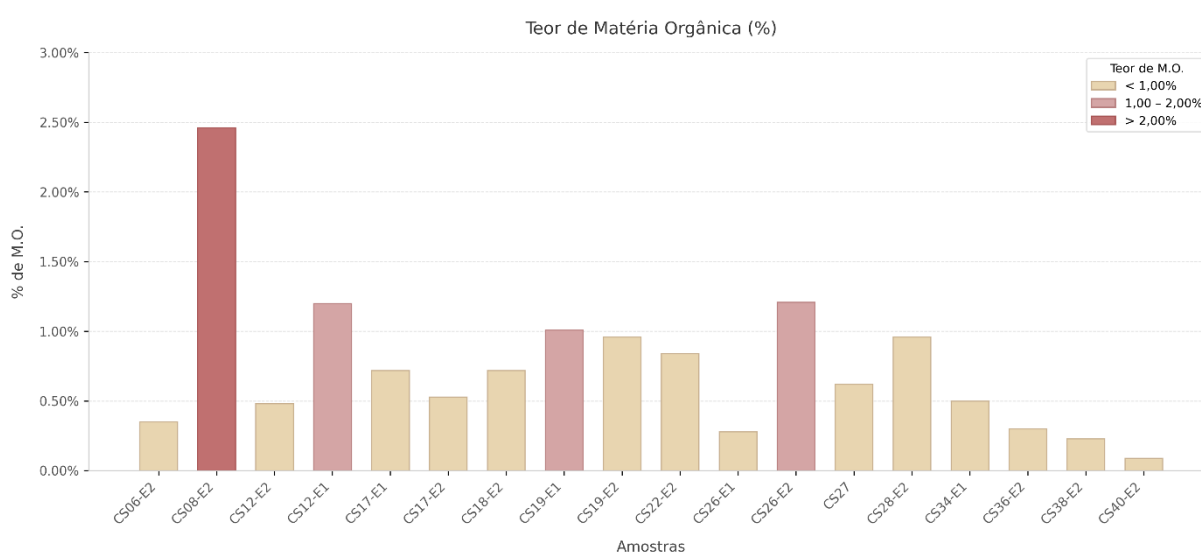
A interpretação dos resultados ganha substância quando articulada com a posição geomorfológica de cada ponto de coleta, sistematizada na Tabela 1. Essa articulação permite identificar padrões funcionais entre o teor de matéria orgânica e o setor morfológico amostrado, organizados em três grupos funcionais com limiares operacionais definidos com base na distribuição dos valores observados: amostras com  $MO \geq 1,00\%$  (Grupo 1), entre 0,50% e 0,99% (Grupo 2) e abaixo de 0,50% (Grupo 3), conforme descrito a seguir.

Os limiares de 0,50% e 1,00% foram estabelecidos a posteriori, mediante inspeção da distribuição dos valores observados, e não correspondem a faixas de referência consagradas na literatura para sedimentos dunares tropicais. Sua função é estritamente descritiva e operacional, destinada a organizar a apresentação dos resultados e a facilitar a identificação de padrões geomorfológicos. Agrupamentos alternativos por exemplo, com cortes em 0,40% e 0,80% produziriam interpretações funcionalmente equivalentes, dado o caráter exploratório desta análise e a reduzida amplitude do conjunto amostral.

**Tabela 1** — Resultados da análise de perda de massa por ignição (LOI) para as 18 amostras de sedimento superficial coletadas na Ilha de Curupu. Mi: massa inicial seca (g); Mf: massa final após

incineração (g). Células em verde indicam teores de MO  $\geq 1,00\%$ . Fonte: elaborado pela autora (2026).

| Amostra | Mi (g) | Mf (g) | Massa perdida (g) | MO (%)         | Posição geomorfológica                       |
|---------|--------|--------|-------------------|----------------|----------------------------------------------|
| CS06-E2 | 5,006  | 4,988  | 0,018             | 0,3596%        | Praia (patamar basal)                        |
| CS08-E2 | 5,000  | 4,877  | 0,123             | <b>2,4600%</b> | Rastro da Duna 2 — próximo à praia (outlier) |
| CS12-E2 | 5,005  | 4,981  | 0,024             | 0,4796%        | Corredor entre Dunas 1 e 2                   |
| CS13-E2 | 5,020  | 4,959  | 0,061             | <b>1,2151%</b> | Cordão da Duna 1                             |
| CS17-E1 | 5,005  | 4,970  | 0,035             | 0,6993%        | Flanco/cordão da Duna 2                      |
| CS17-E2 | 5,007  | 4,979  | 0,028             | 0,5592%        | Cordão da Duna 1                             |
| CS18-E2 | 5,001  | 4,965  | 0,036             | 0,7198%        | Cava da Duna 1                               |
| CS19-E1 | 5,002  | 4,952  | 0,050             | 0,9996%        | Cordão da Duna 2 — próximo a poça d'água     |
| CS19-E2 | 5,005  | 4,957  | 0,048             | 0,9590%        | Cordão da Duna 2                             |
| CS22-E2 | 5,006  | 4,965  | 0,041             | 0,8190%        | Cava distal da Duna 1                        |
| CS26-E1 | 5,014  | 5,000  | 0,014             | 0,2791%        | Crista da Duna 2                             |
| CS26-E2 | 5,006  | 4,944  | 0,062             | <b>1,2385%</b> | Área vegetada com poças d'água (Dunas 2–3)   |
| CS27-E2 | 5,005  | 4,974  | 0,031             | 0,6194%        | Cordão da Duna 2                             |
| CS28-E2 | 5,000  | 4,952  | 0,048             | 0,9600%        | Zona interdunar vegetada — posição ambígua   |
| CS34-E1 | 5,053  | 5,028  | 0,025             | 0,4948%        | Possível cordão — sistema externo ao escopo  |
| CS36-E2 | 5,005  | 4,990  | 0,015             | 0,2997%        | Cordão da Duna 3                             |
| CS38-E2 | 5,006  | 4,994  | 0,012             | 0,2397%        | Crista da Duna 3                             |
| CS40-E2 | 5,005  | 5,001  | 0,004             | 0,0799%        | Duna externa ao escopo — alta mobilidade     |



**Figura 5**— Distribuição dos teores de matéria orgânica (%) das 18 amostras de sedimento superficial coletadas na Ilha de Curupu, determinados pelo método de perda de massa por ignição (LOI). Fonte: elaborado pela autora (2026).

### Grupo 1 — Amostras com MO $\geq 1,00\%$ : setores de estabilidade ou acúmulo diferenciado

CS08-E2 (2,46%), o valor mais elevado do conjunto, foi coletado no setor final do rastro deixado pela Duna 2, próximo à linha de praia. Esse posicionamento é morfologicamente ambíguo para a interpretação do teor orgânico: zonas de rastro dunar próximas à linha de costa podem acumular detritos orgânicos marinhos algas, restos de invertebrados, matéria orgânica particulada depositada pelo espriamento das ondas, o que elevaria o teor de MO por mecanismo distinto da pedogênese continental; por outro lado, setores de rastro com tempo de residência suficiente para colonização por vegetação pioneira também tendem a concentrar MO por decomposição radicular e foliar in situ (HESP, 2002; ARAUJO; MACIEL, 1998). A discriminação entre essas hipóteses requereria análise integrada de granulometria, identificação de componentes biogênicos na fração grosseira e levantamento fitossociológico do ponto análises que não fazem parte do escopo deste trabalho. CS08-E2 configura caso atípico (outlier) que distorce substancialmente a média do grupo Duna 2 e cuja interpretação mecanística permanece em aberto.

CS13-E2 (1,22%) foi coletado sob um cordão da Duna 1, em posição abrigada pelo corpo do cordão. Cordões arenosos com cobertura vegetal consolidada tendem a apresentar valores de MO superiores às superfícies expostas adjacentes por dois mecanismos complementares: (i) a vegetação fixadora estabiliza o sedimento e promove a deposição de matéria orgânica foliar e radicular no horizonte superficial; e (ii) a posição de sotavento do cordão, menos exposta à ação dos ventos, favorece a retenção de partículas finas e matéria orgânica que seriam removidas em setores mais expostos (HESP; HASTINGS, 1998; PYE; TSOAR, 2009). O valor de 1,22% em CS13-E2 é coerente com esse modelo e documenta o cordão da Duna 1 como setor de estabilidade superficial intermediária.

CS26-E2 (1,24%) foi coletado em área de vegetação densa com presença de poças d'água, entre os sistemas das Dunas 2 e 3. A umidade edáfica associada ao nível freático aflorante nesse setor favorece a preservação da matéria orgânica por dois caminhos: a redução da perturbação eólica em relação às superfícies secas e expostas, e a desaceleração das taxas de decomposição aeróbica em condições de saturação hídrica parcial (DEAN, 1974; LUCZAK; JANQUIN; KUPKA, 1997). CS26-E2 representa, portanto, o setor de maior estabilidade biogeoquímica amostrado fora dos cordões da Duna 1.

CS19-E1 (1,00%) foi coletado sobre um cordão da Duna 2, próximo a uma poça d'água, a aproximadamente 118,69 m da cava da Duna 2. O padrão é análogo ao de CS26-E2: a proximidade com o lençol freático e a presença de vegetação associada às margens da poça contribuem para o incremento local de MO em relação às superfícies expostas adjacentes. A coincidência entre os dois pontos de maior estabilidade hídrica (CS26-E2 e CS19-E1) e os maiores valores de MO dentre os cordões reforça a relação entre umidade edáfica e acúmulo orgânico como padrão estrutural do campo dunar.

### **Grupo 2 — Amostras entre 0,50% e 0,99%: setores de mobilidade moderada**

As amostras CS19-E2 (0,96%), CS28-E2 (0,96%), CS22-E2 (0,82%), CS18-E2 (0,72%), CS17-E1 (0,70%), CS27-E2 (0,62%) e CS17-E2 (0,56%) correspondem a setores de mobilidade moderada, incluindo cordões da Duna 2, a cava e os flancos da Duna 1, e zonas de transição entre sistemas. A cava da Duna 1 (CS18-E2, 0,72%) e sua contraparte distal (CS22-E2, 0,82%) apresentam valores superiores à média geral, consistentes com a menor exposição eólica das depressões interdunares e com a possibilidade de acúmulo hídrico temporário nessas feições, mecanismo análogo ao descrito para CS19-E1 e CS26-E2.

O ponto CS28-E2 (0,96%), embora próximo ao limiar de 1,00%, apresenta posição geográfica ambígua: coletado a 135,89 m dos cordões da Duna 3, em área vegetada, pode ser atribuído tanto à zona retrodunar da Duna 3 quanto a uma área interdunar independente. Para os cálculos de média por unidade dunar apresentados ao final desta seção, CS28-E2 é tratado em dois cenários incluído e excluído da Duna 3 para que o leitor possa avaliar a sensibilidade do gradiente a essa decisão de classificação.

### **Grupo 3 — Amostras com MO < 0,50%: cristas e setores de alta mobilidade**

Os valores mais baixos foram registrados em CS12-E2 (0,48%), CS34-E1 (0,49%), CS06-E2 (0,36%), CS36-E2 (0,30%), CS26-E1 (0,28%), CS38-E2 (0,24%) e CS40-E2 (0,08%). A distribuição desse grupo é geomorfologicamente informativa.

CS26-E1 (0,28%), coletado na crista da Duna 2, contrasta com CS26-E2 (1,24%) distante apenas 34,04 m, em área vegetada com poças d'água. Uma diferença de quase 1 ponto percentual de MO em menos de 35 m horizontais indica que a variável determinante não é a distância ao mar ou a posição relativa no campo dunar, mas sim a cobertura vegetal e o regime hídrico local. Gradientes de MO dessa

magnitude em escala de dezenas de metros são documentados por Pye e Tsoar (2009) como característicos de transições entre substrato exposto e vegetação estabelecida em campos dunares de alta energia, reforçando a robustez desta observação.

CS38-E2 (0,24%), coletado na crista da Duna 3, registrou o segundo menor valor do conjunto. Sendo a crista de maior altitude (13–14 m) e maior atividade eólica do campo dunar, esse resultado é esperado: a deflação contínua impede a fixação de matéria orgânica e mantém o sedimento em estado de mobilização ativa. Esse padrão é coerente com o modelo de Hesp (2002) para cristas de foredunes ativas em ambientes tropicais.

CS12-E2 (0,48%), coletado em rastro de areia entre os cordões das Dunas 1 e 2 um corredor de passagem sedimentar com baixa densidade vegetal, e CS34-E1 (0,49%), coletado a 52,04 m da cava da Duna 3, em provável cordão de sistema dunar não formalizado no escopo do trabalho, apresentam valores que se situam no limiar inferior do Grupo 2. A classificação de ambos no Grupo 3 ( $< 0,50\%$ ) é mantida por coerência com o critério quantitativo adotado. CS34-E1 merece atenção específica: sua posição, se confirmada como cordão de um quarto sistema dunar, ampliaria o gradiente evolutivo entre as unidades dunares para além dos três sistemas formalmente descritos.

CS40-E2 (0,08%), o menor valor de toda a série, foi coletado em duna não integrante do escopo formal deste trabalho, localizada a 174,50 m da Duna 3. Seu valor extremamente baixo indica superfície de alta mobilidade sem desenvolvimento pedogenético, compatível com sistema dunar de migração ativa. CS06-E2 (0,36%), coletado na praia, funciona como patamar basal de referência sedimento sem influência de vegetação fixadora, e confirma que todos os pontos de cordão e cava apresentam MO sistematicamente superior ao nível praial.

### **Tendência entre os sistemas dunares: análise comparativa**

Quando os resultados são agrupados por unidade dunar, emerge gradiente consistente com a hipótese de estágios evolutivos distintos entre as três unidades dunares, retomada na discussão da seção 6.1. Os valores por grupo são apresentados com média aritmética e mediana, sendo esta última descritor mais robusto na presença de outlier.

**Tabela 2** — Estatísticas descritivas dos teores de matéria orgânica (LOI) por unidade dunar e por categoria espacial. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

| Sistema dunar        | Amostras incluídas                                   | n | Média (%) | Mediana (%) | Obs.                                     |
|----------------------|------------------------------------------------------|---|-----------|-------------|------------------------------------------|
| Duna 1               | CS13-E2, CS17-E2, CS18-E2, CS19-E2, CS22-E2          | 5 | 0,86      | 0,82        | Excluídas amostras de praia e corredor   |
| Duna 2 (com CS08-E2) | CS17-E1, CS19-E1, CS26-E1, CS26-E2, CS08-E2, CS27-E2 | 6 | 0,97      | 0,81        | Outlier infla a média                    |
| Duna 2 (sem CS08-E2) | CS17-E1, CS19-E1, CS26-E1, CS26-E2, CS27-E2          | 5 | 0,77      | 0,70        | Cenário sem outlier praial               |
| Duna 3 (com CS28-E2) | CS28-E2, CS36-E2, CS38-E2                            | 3 | 0,50      | 0,30        | CS28-E2 posição ambígua                  |
| Duna 3 (sem CS28-E2) | CS36-E2, CS38-E2                                     | 2 | 0,27      | 0,27        | Cenário conservador                      |
| Referência praial    | CS06-E2                                              | 1 | 0,36      | 0,36        | Patamar basal                            |
| Externo ao escopo    | CS12-E2, CS34-E1, CS40-E2                            | 3 | 0,35      | 0,48        | Pontos de corredor e dunas não descritas |

A apresentação dos resultados da Duna 2 em dois cenários com e sem a amostra CS08-E2 fundamenta-se em justificativa geomorfológica, e não em critério estatístico formal de detecção de valores discrepantes. A posição de coleta de CS08-E2, no setor terminal do rastro deixado pela Duna 2 e adjacente à linha de praia, expõe a amostra a mecanismos de enriquecimento orgânico distintos daqueles que operam nos demais pontos da Duna 2 notadamente o aporte de matéria orgânica marinha pelo espraiamento das ondas. A duplicidade de cenários é apresentada para garantir transparência analítica e permitir ao leitor avaliar diretamente a sensibilidade do gradiente intersistemas a essa decisão de classificação.

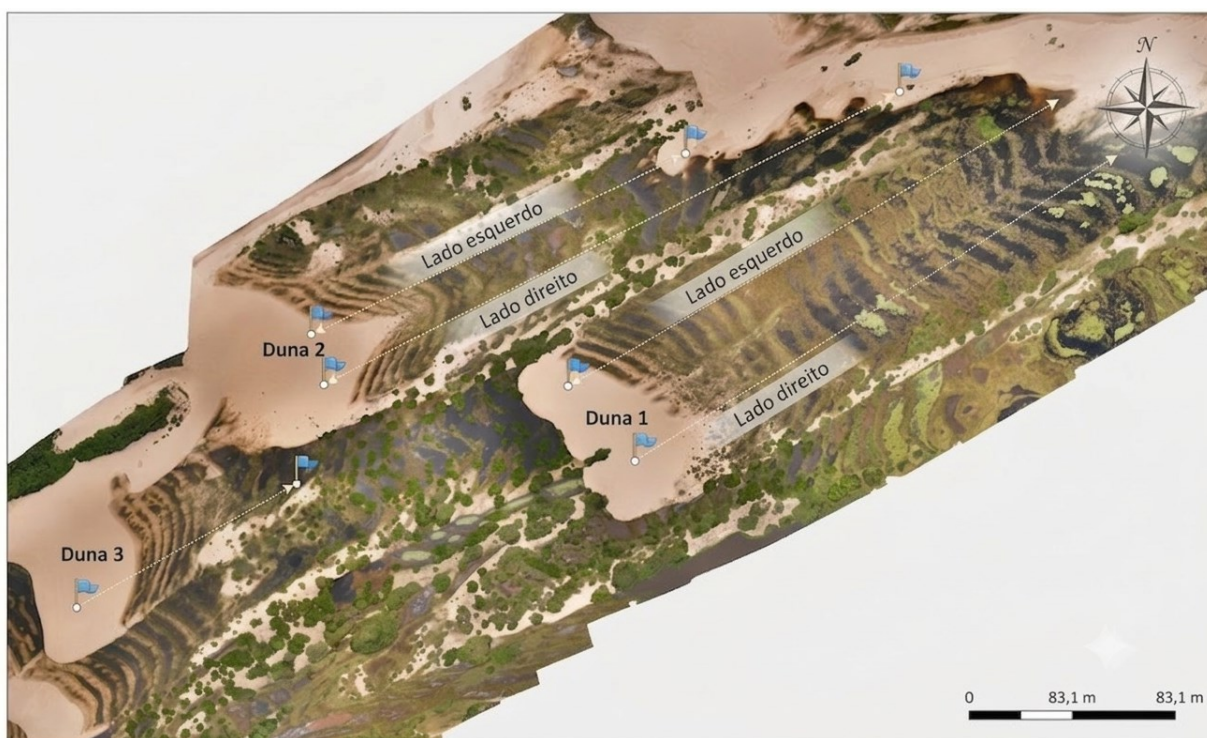
Gradiente observado: Duna 1 (média 0,86%) > Duna 2 sem *outlier* (0,77%) > Duna 3 sem CS28-E2 (0,27%). Esse gradiente é consistente com a hipótese de que a Duna 1 representa o sistema de maior maturidade e estabilidade superficial, a Duna 2 ocupa posição intermediária, e a Duna 3 é o sistema mais ativo e menos desenvolvido pedogeneticamente.

Ressalva estatística obrigatória: o número de amostras por unidade dunar (n = 2 a 5 por sistema) é insuficiente para análise estatística inferencial robusta. O teste não paramétrico de Kruskal-Wallis procedimento adequado para comparação de três ou mais grupos independentes com n reduzido e sem premissa de normalidade não pode ser aplicado com poder estatístico satisfatório ao conjunto atual. As diferenças entre os grupos devem ser interpretadas como tendências exploratórias que justificam

ampliação amostral em estudos futuros, não como diferenças estatisticamente demonstradas.

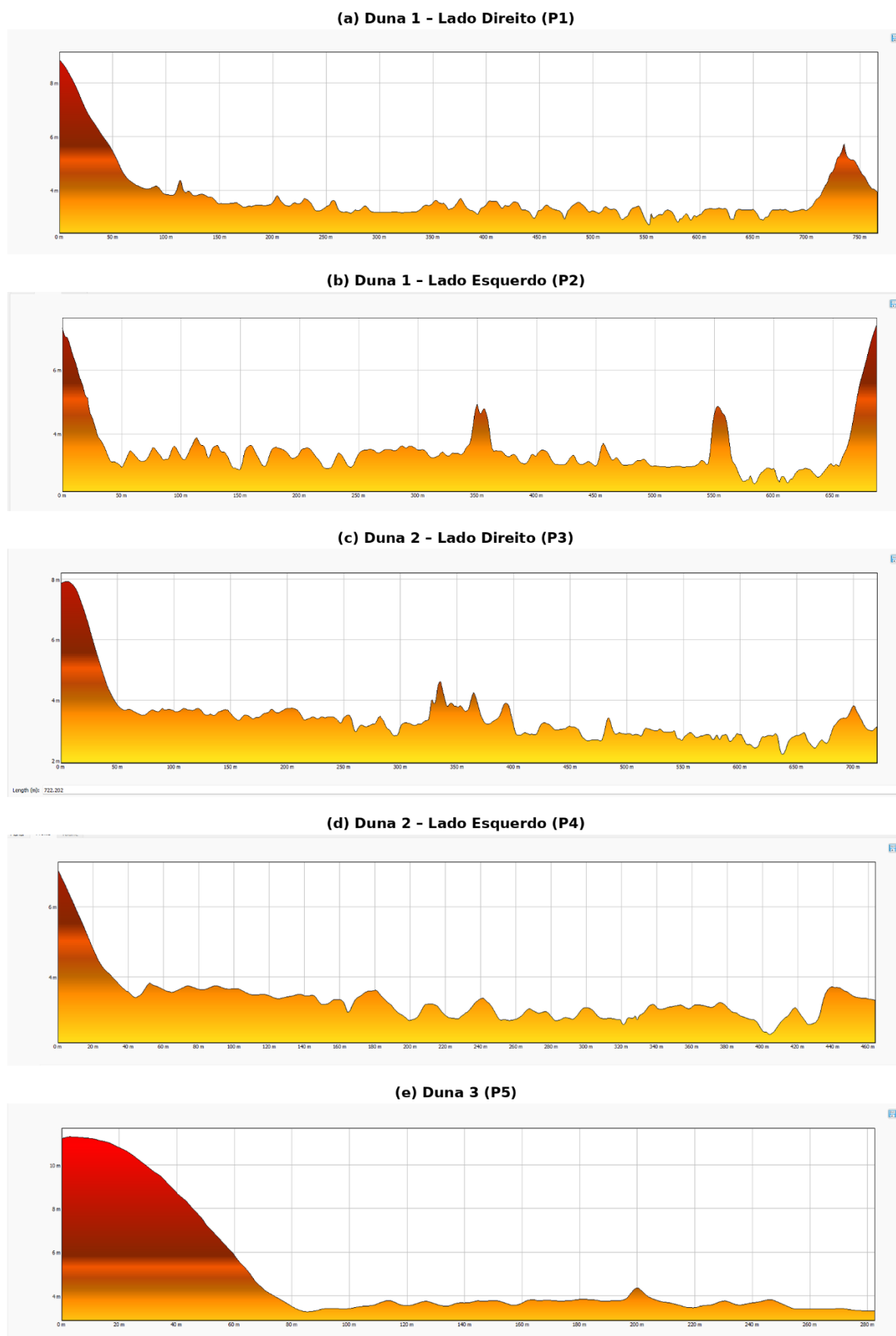
## 5.2 MORFOMETRIA DOS PERFIS ORTOGONAIS E DINÂMICA DE MIGRAÇÃO DAS DUNAS (P1–P5)

A análise da dinâmica geomorfológica dos corpos dunares e a identificação das suas taxas de migração basearam-se na extração de perfis ortogonais nos flancos direito e esquerdo de cada duna monitorada, utilizando a ferramenta de vetorização e análise altimétrica do *software Agisoft Metashape Professional*. Traçou-se um perfil ortogonal sobre cada flanco para isolar o comportamento morfodinâmico de cada vertente, com exceção da Duna 3, onde a vegetação arbórea densa no entorno do corpo dunar permitiu apenas o traçado de uma série única e contínua como mostra na Figura 6, sem distinção entre os dois lados. Esse procedimento de mapeamento de cordões a partir de modelos digitais de elevação derivados de aerolevantamentos com aeronaves remotamente pilotadas tem sido amplamente adotado em estudos recentes sobre dinâmica de dunas costeiras, oferecendo precisão centimétrica para a medição da altura e do espaçamento entre cristas (LAPORTE-FAURET *et al.*, 2019; ROTNICKA *et al.*, 2020).



**Figura 6** — Ortomosaico da Ilha de Curupu com indicação dos perfis ortogonais traçados sobre os flancos esquerdo (LE) e direito (LD) das Dunas 1 e 2, e perfil único da Duna 3. Sistema de referência: SIRGAS 2000/UTM 23S (EPSG: 31983). Resolução: 3,63 cm/pixel. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

Com o auxílio da ferramenta de medição linear do software, mensurou-se a distância horizontal entre o topo da duna e a crista do primeiro cordão arenoso visível, conforme ilustrado na Figura 7. Esse ponto foi projetado sobre o gráfico de perfil ortogonal, cuja resolução centimétrica permitia obter, mediante ampliação da escala de visualização, a altura correspondente a cada crista. A partir desse primeiro ponto de controle, as distâncias subsequentes foram extraídas medindo o intervalo entre a crista de um cordão e a crista do cordão seguinte.



**Figura 7** — Perfis ortogonais das três unidades dunares da Ilha de Curupu, extraídos do MDE (resolução 12,7 cm/pixel) pela ferramenta Measure Shape do Metashape. (a) Duna 1 – Lado Direito; (b) Duna 1 – Lado Esquerdo; (c) Duna 2 – Lado Direito; (d) Duna 2 – Lado Esquerdo; (e) Duna 3 – série

única. Eixo horizontal: distância (m); eixo vertical: elevação (m). **Fonte:** elaborado pela autora (2026).  
alt

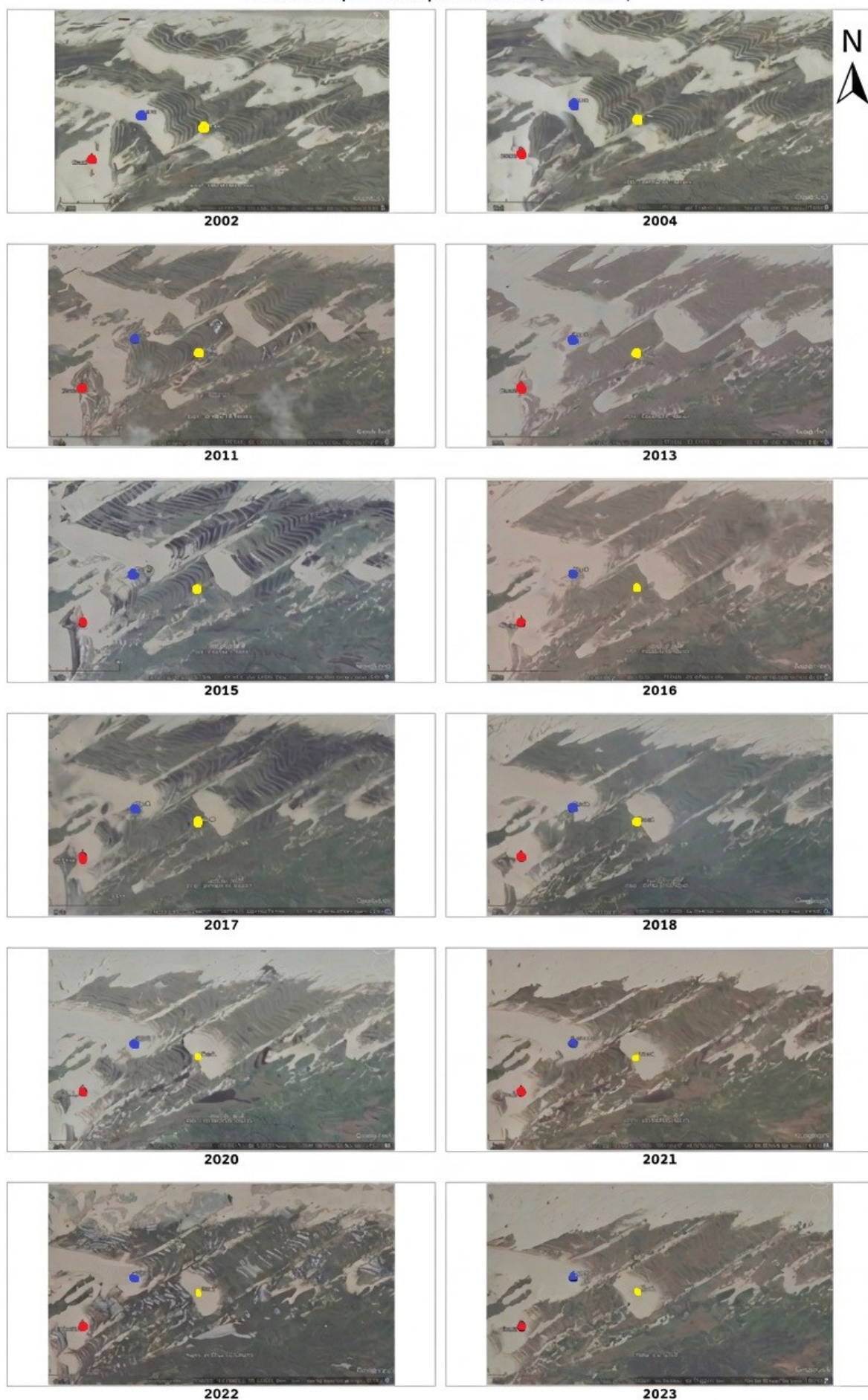
Esse procedimento permitiu reconstituir, ano a ano, tanto o avanço lateral dos cordões quanto a variação da sua altura entre 2004 e 2024 na Ilha de Curupu, Maranhão. A análise foi conduzida sob a premissa de que cada cordão sucessivo representa o registro morfológico de um ciclo de migração anual, abordagem clássica na interpretação de sequências de *foredune ridges* em ambientes costeiros progradacionais e retrogradacionais (TANNER; STAPOR, 1972; ANTHONY, 1995; HESP, 2006).

Esses dados da taxa de migração e altura foram confrontados com o histórico de precipitação e de vento da estação meteorológica de São Luís, com o objetivo de identificar quais condições climáticas acompanham os anos de maior ou menor deslocamento das dunas. O vento aqui considerado corresponde à velocidade média diária do vento (m/s), calculada a partir dos registros diários do INMET. Além da velocidade média anual, os gráficos de vento apresentam a velocidade média do trimestre setembro–outubro–novembro (S-O-N), adotado neste trabalho como indicador da intensidade eólica no período seco. A escolha desse trimestre fundamenta-se no regime sazonal dos ventos alísios de nordeste na costa maranhense, cuja intensidade atinge seu máximo entre setembro e novembro, quando a umidade superficial do sedimento é mínima e o limiar de cisalhamento para o transporte eólico é mais facilmente superado (TSOAR et al., 2009; PYE; TSOAR, 2009). O uso da média S-O-N como métrica complementar à velocidade média anual permite isolar o pulso de vento mais relevante para o transporte eólico efetivo, em contraposição simétrica ao trimestre M-A-M utilizado para a precipitação. Cabe registrar, como ressalva metodológica importante, que a base de dados do INMET para a estação A203 (São Luís) apresenta cobertura incompleta para alguns anos do período monitorado, especialmente entre 2004 e 2011, intervalo em que diversos meses apresentam dados ausentes (null). Essa lacuna não pôde ser preenchida no escopo deste trabalho, e os anos com cobertura inferior a 80% dos dias do ano são apresentados nos gráficos com barras hachuradas, distintas dos anos com cobertura completa, para indicar a menor confiabilidade da média anual reconstituída a partir de registros parciais. A consideração simultânea de chuva e vento é metodologicamente justificada pelo fato de que, em sistemas de praia-duna tropicais, a umidade do sedimento e a intensidade do vento atuam de forma combinada e por vezes oposta no

controle do transporte eólico (McKENNA NEUMAN; NICKLING, 1989; DAVIDSON-ARNOTT *et al.*, 2005; DELGADO-FERNANDEZ; DAVIDSON-ARNOTT, 2011).

A visualização sinóptica dessa dinâmica é proporcionada pela Figura 8, que reúne doze cenas do acervo histórico do Google Earth Pro para o intervalo de 2002 a 2023, com a posição aproximada das cristas das três unidades dunares indicada por marcadores coloridos: Duna 1 (amarelo), Duna 2 (azul) e Duna 3 (vermelho). A sequência permite observar, em escala qualitativa, o deslocamento progressivo dos corpos dunares no sentido predominante dos ventos alísios de nordeste, bem como as variações na configuração dos cordões arenosos adjacentes e na extensão das áreas interdunares alagadas ao longo das duas décadas de monitoramento. Os padrões visuais registrados nessa sequência multitemporal são quantificados nas subseções que se seguem (5.2.1 a 5.2.3), com base nas taxas de migração lateral e nas alturas de crista extraídas dos perfis ortogonais.

**Ilha de Curupu — Evolução das dunas (2002-2023)**



**Figura 8** — Evolução multitemporal dos campos de dunas da Ilha de Curupu entre 2002 e 2023, a partir de imagens históricas do Google Earth Pro em visada nadir. Os marcadores indicam a posição aproximada das cristas dunares em cada ano: Duna 1 (amarelo), Duna 2 (azul) e Duna 3 (vermelho). Observa-se o deslocamento progressivo dos corpos dunares no sentido predominante dos ventos alísios de nordeste e as variações na configuração dos cordões arenosos adjacentes. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

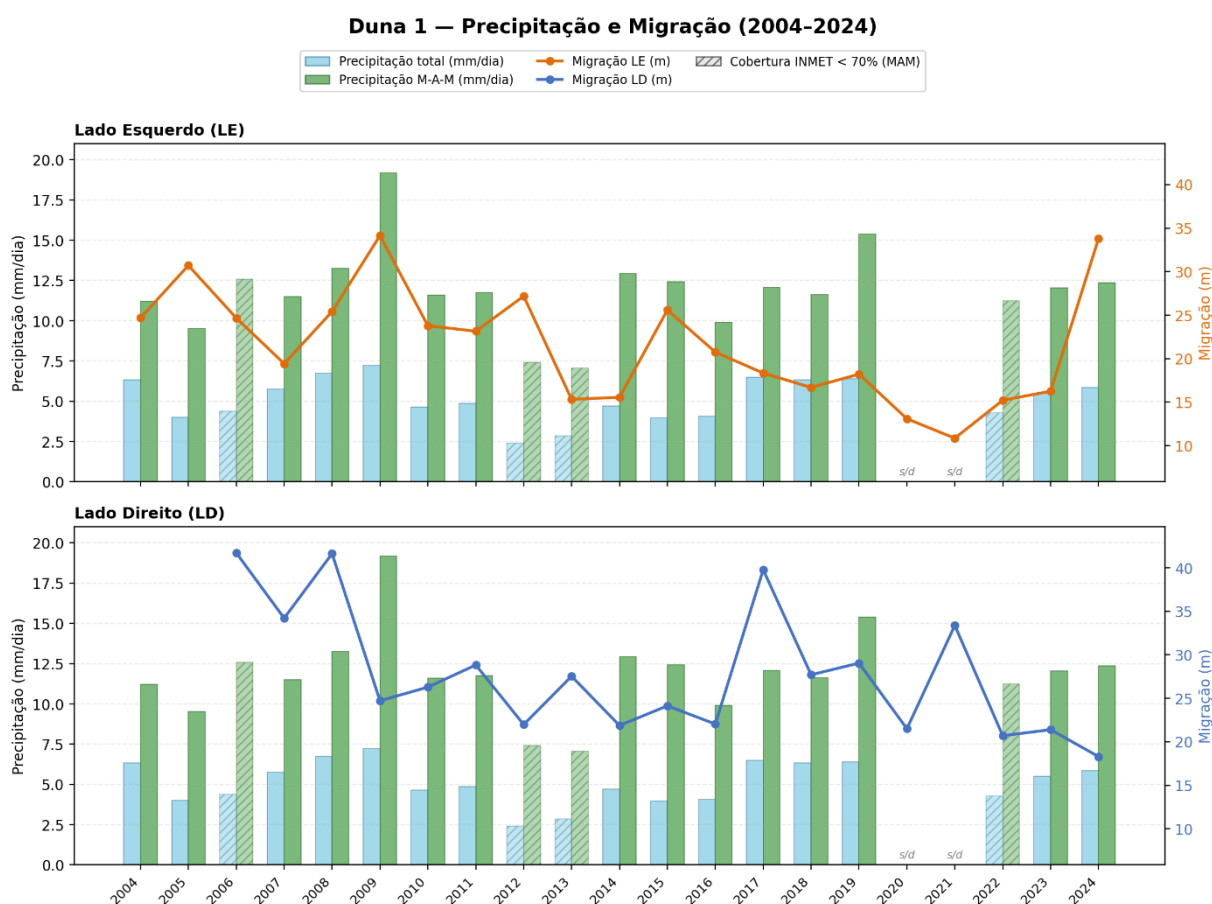
### 5.2.1 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 1

Os dados levantados para a Duna 1 revelam comportamento marcadamente assimétrico entre o Lado Esquerdo (LE) e o Lado Direito (LD) ao longo das duas décadas avaliadas, indicando que o mesmo corpo dunar pode responder de forma distinta ao mesmo regime regional de vento e chuva. Esse tipo de assimetria entre flancos é morfológicamente esperado em sistemas de foredunes desenvolvidos sob regime de ventos alísios persistentes, como é o caso da costa norte do Maranhão (SHORT; HESP, 1982; HESP, 2002).

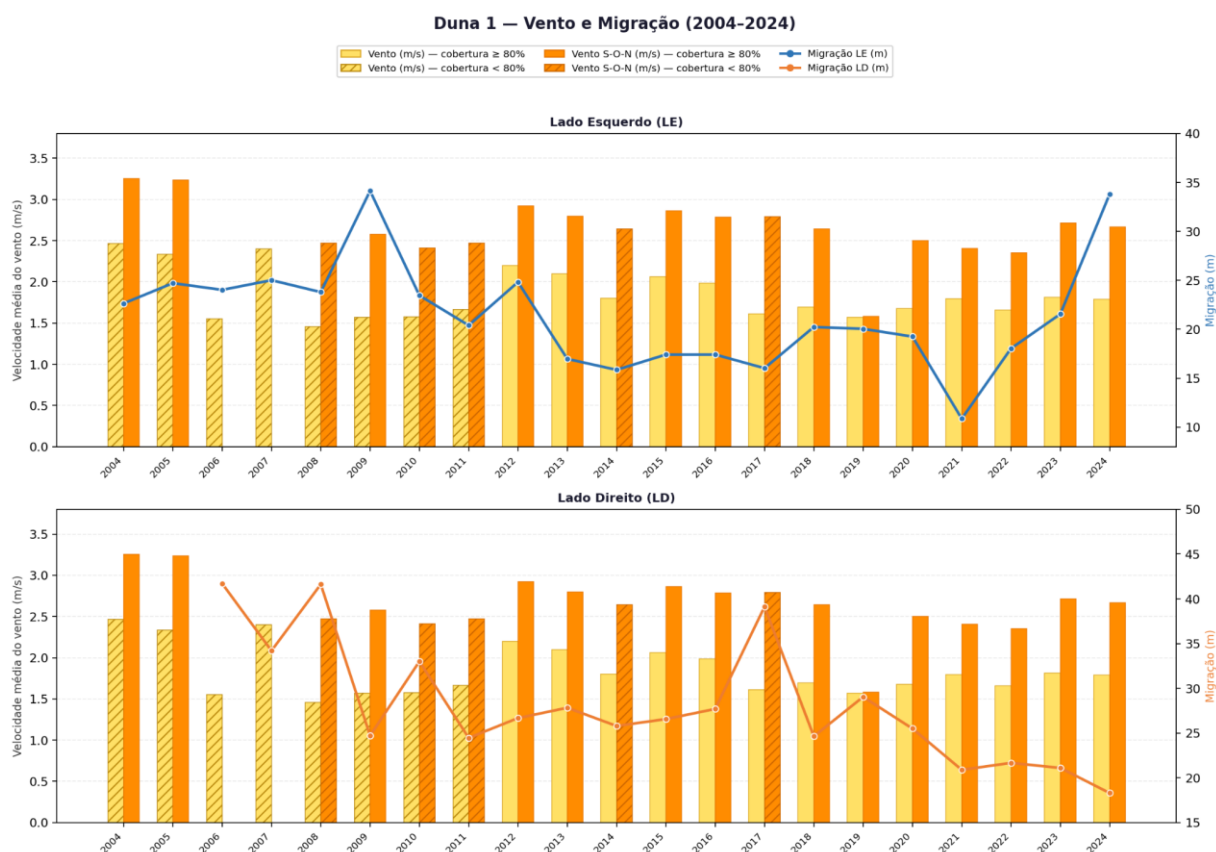
No Lado Esquerdo (LE), a taxa de migração oscilou de forma marcante ao longo da série. O maior avanço ocorreu em 2009, com 34,14 m, e o menor avanço de toda a série ocorreu em 2021, com apenas 10,86 m. Essas variações são representadas graficamente na Figura 9, que confronta as taxas de migração de ambos os flancos com a precipitação total e a precipitação M-A-M. A altura da crista variou entre 3,00 m (2008) e 3,86 m (2021), e o padrão mais evidente é justamente o oposto da migração: no mesmo ano de 2021, em que a taxa de migração foi mínima, a altura da crista atingiu seu valor máximo. Esse comportamento, em que a redução do avanço horizontal coincide com o aumento da altura no mesmo ponto, é morfodinamicamente coerente com o modelo de balanço sedimentar de duna-praia proposto por Psuty (1988), segundo o qual, quando a energia de transporte do vento e o suprimento sedimentar são insuficientes para sustentar o avanço progradacional, o sedimento disponível tende a se acumular verticalmente sobre o próprio cordão, em vez de formar uma nova crista à frente. Hesp (2002) e Durán e Moore (2013) descrevem mecanismo similar, no qual o crescimento vertical da duna frontal se intensifica quando a vegetação aprisiona o sedimento que chega ao topo da crista em vez de permitir seu deslocamento para sotavento.

O Lado Direito (LD) da Duna 1 apresentou comportamento distinto do flanco esquerdo, com taxas de migração superiores em diversos anos, com destaque para

2006, quando atingiu o maior valor de toda a série de ambos os flancos: 41,70 m. No entanto, a tendência se inverteu completamente ao final do período monitorado: enquanto o lado esquerdo acelerou fortemente em direção a 2024, o lado direito desacelerou na mesma proporção, registrando em 2024 sua menor taxa de migração de toda a série (18,3 m). A maior altura de crista do flanco direito ocorreu em 2022, com 3,81 m, e a menor em 2018, com 3,20 m. Essa divergência sistemática entre os dois lados da mesma duna reforça que o aporte de sedimento e o comportamento do vento não atuam de forma uniforme sobre toda a feição, sofrendo variações locais provavelmente ligadas à orientação de cada flanco em relação ao vento dominante e à presença irregular de vegetação fixadora (HESP, 2002; ARENS et al., 1995; HESP; WALKER, 2013). A persistência dessa assimetria ao longo de praticamente toda a série monitorada e não apenas em anos isolados sugere que se trata de característica estrutural da Duna 1, e não de artefato de medição ou de evento climático pontual. A relação entre a velocidade média do vento e as taxas de migração de ambos os flancos da Duna 1 é apresentada na Figura 10.



**Figura 9** — Precipitação total, precipitação M-A-M e taxa de migração da Duna 1, lado esquerdo e direito. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).



**Figura 10** — Velocidade média anual do vento e do trimestre S-O-N (setembro–outubro–novembro) e taxa de migração da Duna 1, lado esquerdo e direito (2004–2024). Barras amarelas: velocidade média anual do vento (m/s); barras laranjas: velocidade média do trimestre S-O-N (m/s). Barras hachuradas representam anos com cobertura de dados do INMET inferior a 80%. A ausência de barra S-O-N em 2006 e 2007 deve-se à inexistência de registros para esses meses na estação consultada. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

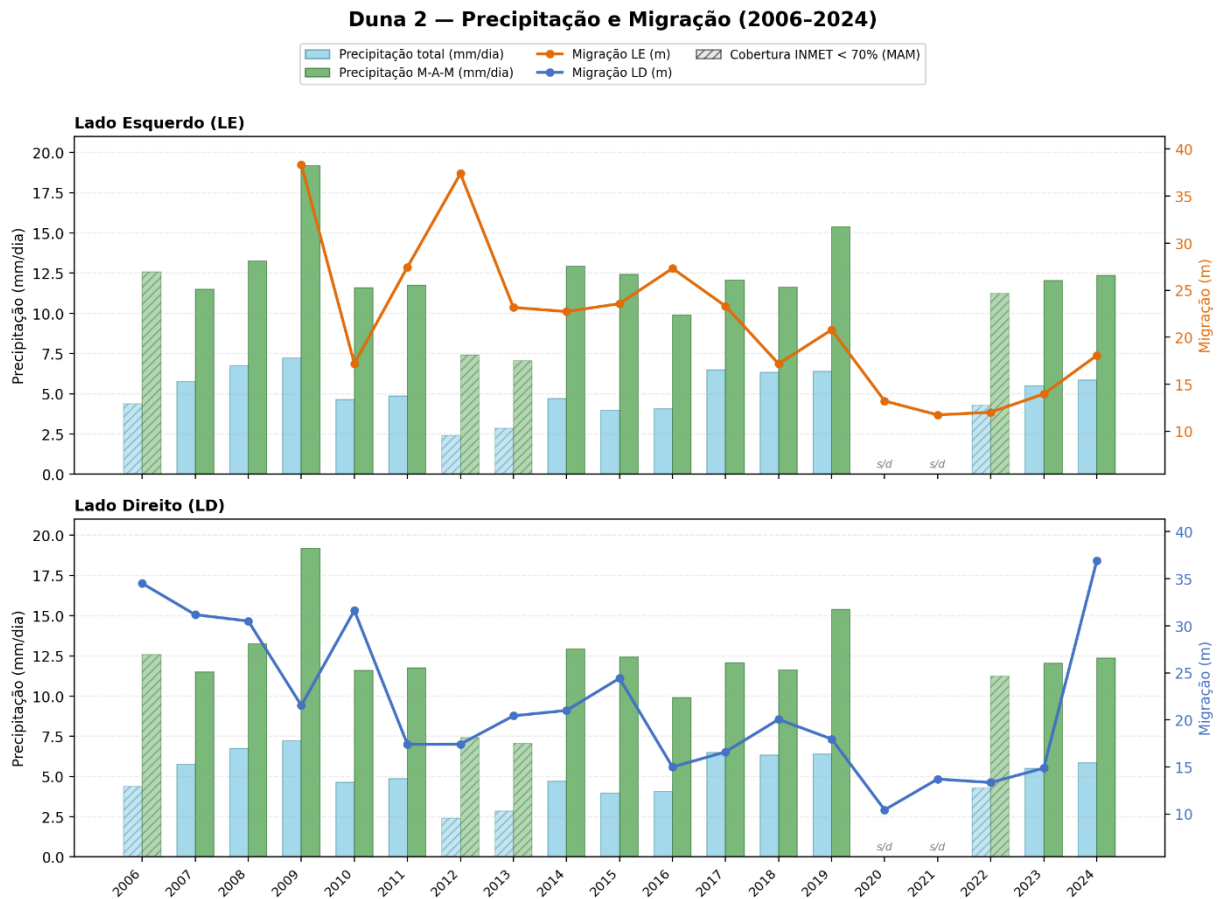
### 5.2.2 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 2

O monitoramento da Duna 2 abrange o período de 2009 a 2024 no Lado Esquerdo (LE) e de 2006 a 2024 no Lado Direito (LD), exibindo padrões de variação que tanto repetem aspectos observados na Duna 1 quanto introduzem comportamentos próprios. Essa heterogeneidade entre dunas vizinhas de um mesmo sistema costeiro é comum em campos de cordões dunares ativos, refletindo a interação entre o regime regional de ventos e fatores locais como cobertura vegetal e configuração da praia adjacente (HESP, 2002; HESP; WALKER, 2013).

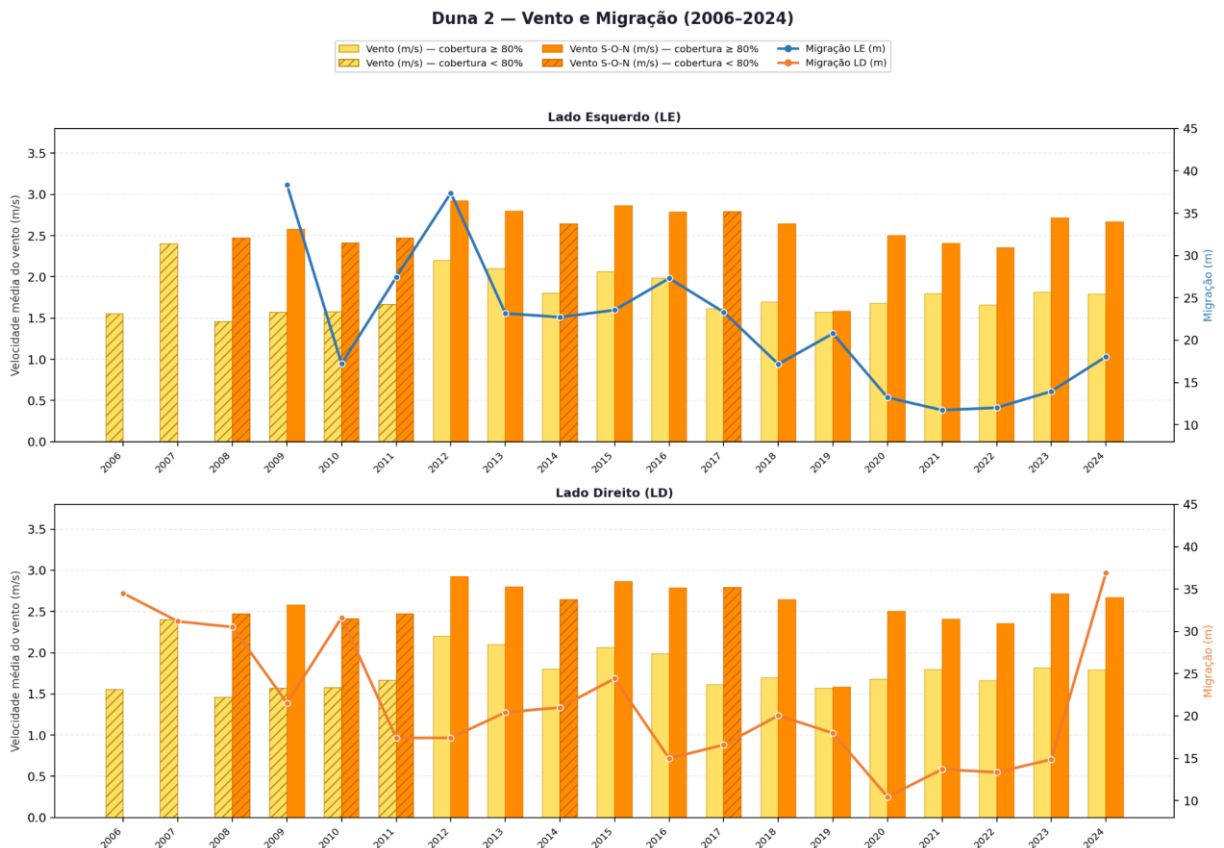
No Lado Esquerdo (LE), o maior avanço ocorreu logo no início do registro desse flanco, em 2009, com 38,32 m. O menor avanço, assim como observado na Duna 1, ocorreu em 2021, caindo para 11,73 m. A altura da crista variou entre 3,10 m (2014) e 3,84 m (2023) justamente um ano de migração lenta (13,96 m), reforçando o padrão

de compensação entre avanço horizontal e crescimento vertical observado também na Duna 1. Essa relação inversa entre as duas dimensões da morfologia dunar (deslocamento lateral e altura) tem sido apontada como característica recorrente em sistemas de foredunes ativas que operam próximo ao limiar de estabilização vegetativa, em que pequenas oscilações no suprimento sedimentar ou na intensidade do vento se traduzem em mudanças visíveis na forma da duna (HESP, 2002; DURÁN; MOORE, 2013). A relação entre precipitação e taxa de migração nos dois flancos da Duna 2 é apresentada na Figura 11.

No Lado Direito (LD), o padrão da taxa de migração se destaca por um avanço excepcional em 2024, de 36,9 m o maior valor de toda a série desse flanco, contrastando com a forte desaceleração observada no mesmo ano no flanco direito da Duna 1. O menor avanço do flanco LD ocorreu em 2020, com 10,44 m. A maior altura de crista de toda a série da Duna 2 ocorreu em 2011, com 4,26 m, coincidindo com uma queda acentuada na taxa de migração: de 31,61 m em 2010 para apenas 17,41 m em 2011. A menor altura de crista do flanco direito ocorreu em 2006, com 3,09 m. Esse par de anos (2010–2011) é um dos exemplos mais claros, em todo o conjunto de dados, da relação inversa entre migração horizontal e crescimento vertical da crista, e oferece um registro morfodinâmico bem documentado do tipo de resposta esperada por modelos clássicos de balanço sedimentar de duna-praia em períodos de redução do transporte eólico efetivo (PSUTY, 1988; HESP, 2002). A Figura 12 apresenta a relação entre a velocidade média do vento e as taxas de migração da Duna 2.



**Figura 11** — Precipitação total, precipitação M-A-M e taxa de migração da Duna 2, lado esquerdo e direito. Fonte: elaborado pela autora (2026).



**Figura 12** — Velocidade média anual do vento e do trimestre S-O-N (setembro–outubro–novembro) e taxa de migração da Duna 2, lado esquerdo e direito (2006–2024). Barras amarelas: velocidade média anual do vento (m/s); barras laranjas: velocidade média do trimestre S-O-N (m/s). Barras hachuradas representam anos com cobertura de dados do INMET inferior a 80%. A ausência de barra S-O-N em 2006 e 2007 deve-se à inexistência de registros para esses meses na estação consultada. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

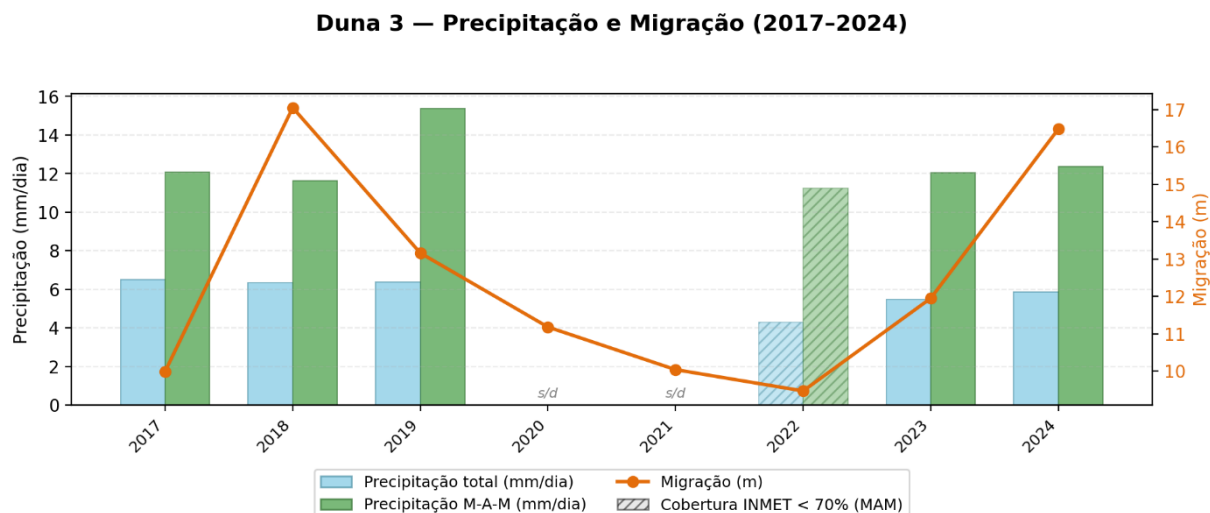
### 5.2.3 Dinâmica Morfológica e Taxas de Migração da Duna 3

A Duna 3 possui a série temporal mais curta do conjunto, cobrindo o intervalo de 2017 a 2024, mapeada por uma série única de cordão devido à configuração morfológica do corpo dunar, envolto por vegetação arbórea densa em seu perímetro. O comportamento da taxa de migração ao longo do tempo desenha uma trajetória em forma de U: inicia em 9,99 m em 2017, sobe para seu primeiro pico em 2018 (17,04 m), declina progressivamente até o valor mínimo de toda a série em 2022 (9,46 m), e volta a subir nos dois anos finais, alcançando 16,48 m em 2024.

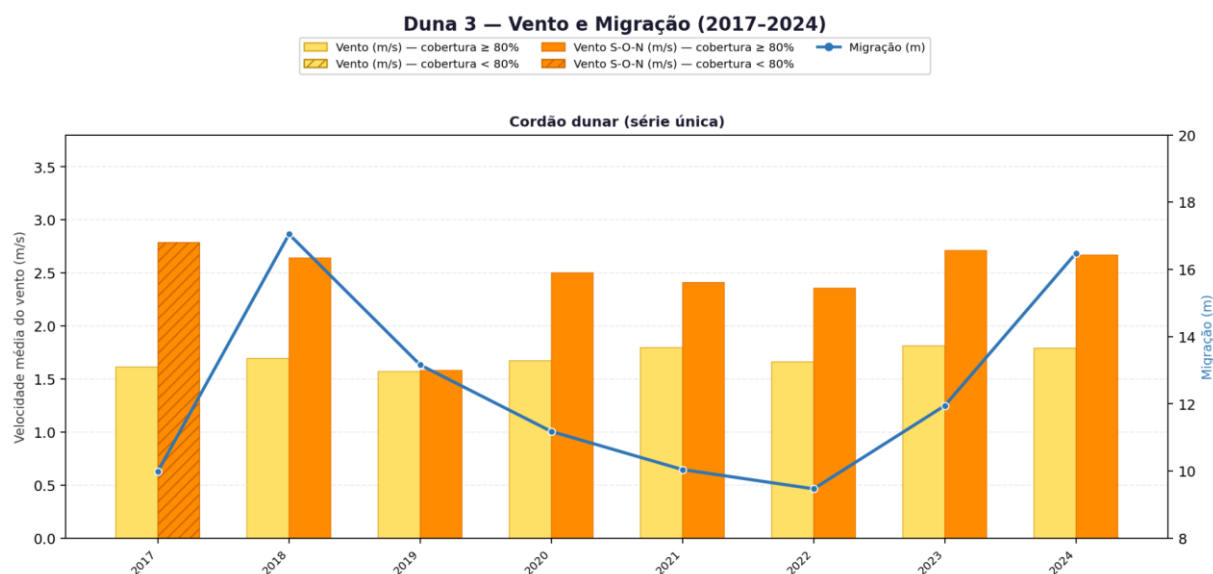
A altura da crista segue trajetória oposta e bem mais suave: parte de 3,81 m em 2017, seu valor máximo, e declina de forma praticamente contínua até 3,30 m em 2024, seu valor mínimo. Diferentemente do que ocorre nas Dunas 1 e 2, em que o crescimento vertical da crista responde de forma pontual e bastante visível à desaceleração da taxa de migração em anos específicos, na Duna 3 a altura cai de forma gradual e constante mesmo enquanto a taxa de migração varia para cima e para baixo. Esse padrão de declínio progressivo da altura, dissociado da variação interanual da migração, sugere que a Duna 3 se encontra em um estágio evolutivo distinto das demais provavelmente uma fase em que o crescimento vertical já não é o processo dominante e o sistema começa a redistribuir lateralmente o sedimento previamente acumulado, conforme descrito por Hesp (2002) e por Maun (2009) para fases de transição entre dunas frontais em construção ativa e dunas estabilizadas em retrabalhamento. A relação entre precipitação e taxa de migração da Duna 3 é apresentada na Figura 13, e a relação com o vento na Figura 14.

Cabe registrar que a Duna 3 é, das três unidades, a que apresenta a maior altitude média de crista (3,66 m, considerando os pontos de cordão medidos), superando tanto a Duna 1 (3,38 m no flanco esquerdo) quanto a Duna 2 (3,41 m no flanco esquerdo); no entanto, é também a que registra a menor taxa média de migração lateral (12,41 m, contra 21,56 m e 21,71 m, respectivamente). Esse aparente paradoxo maior desenvolvimento vertical associado a menor deslocamento horizontal é discutido

na seção 6.2 à luz dos modelos de balanço sedimentar costeiro de Psuty (1988) e dos mecanismos de acreção vertical em foredunes tropicais descritos por Hesp (2002).



**Figura 13** — Precipitação total, precipitação M-A-M e taxa de migração da Duna 3. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

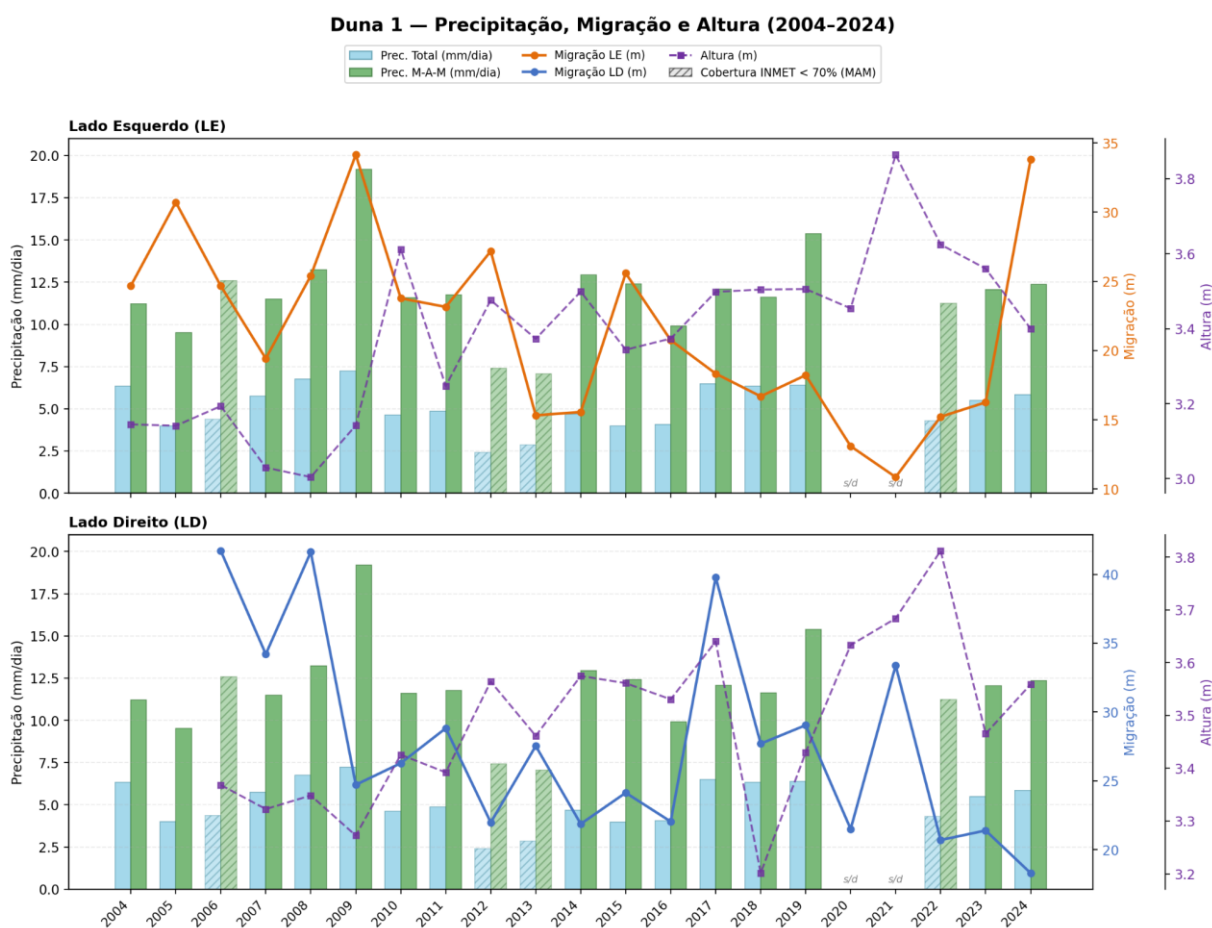


**Figura 14** — Velocidade média anual do vento e do trimestre S-O-N (setembro-outubro-novembro) e taxa de migração da Duna 3 (2017–2024). Barras amarelas: velocidade média anual do vento (m/s); barras laranjas: velocidade média do trimestre S-O-N (m/s). Barras hachuradas representam anos com cobertura de dados do INMET inferior a 80%. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

#### 5.2.4 Relação altura-migração e tendências interanuais entre as unidades dunares

A confrontação das séries de taxa de migração lateral com as alturas de crista correspondentes revela um padrão recorrente nas três unidades dunares monitoradas: nos anos em que o avanço horizontal diminui, a crista tende a crescer; nos anos em que o avanço se intensifica, a crista tende a ficar mais baixa. Esse comportamento inverso se manifesta de forma pontual e bem documentada em vários momentos da série.

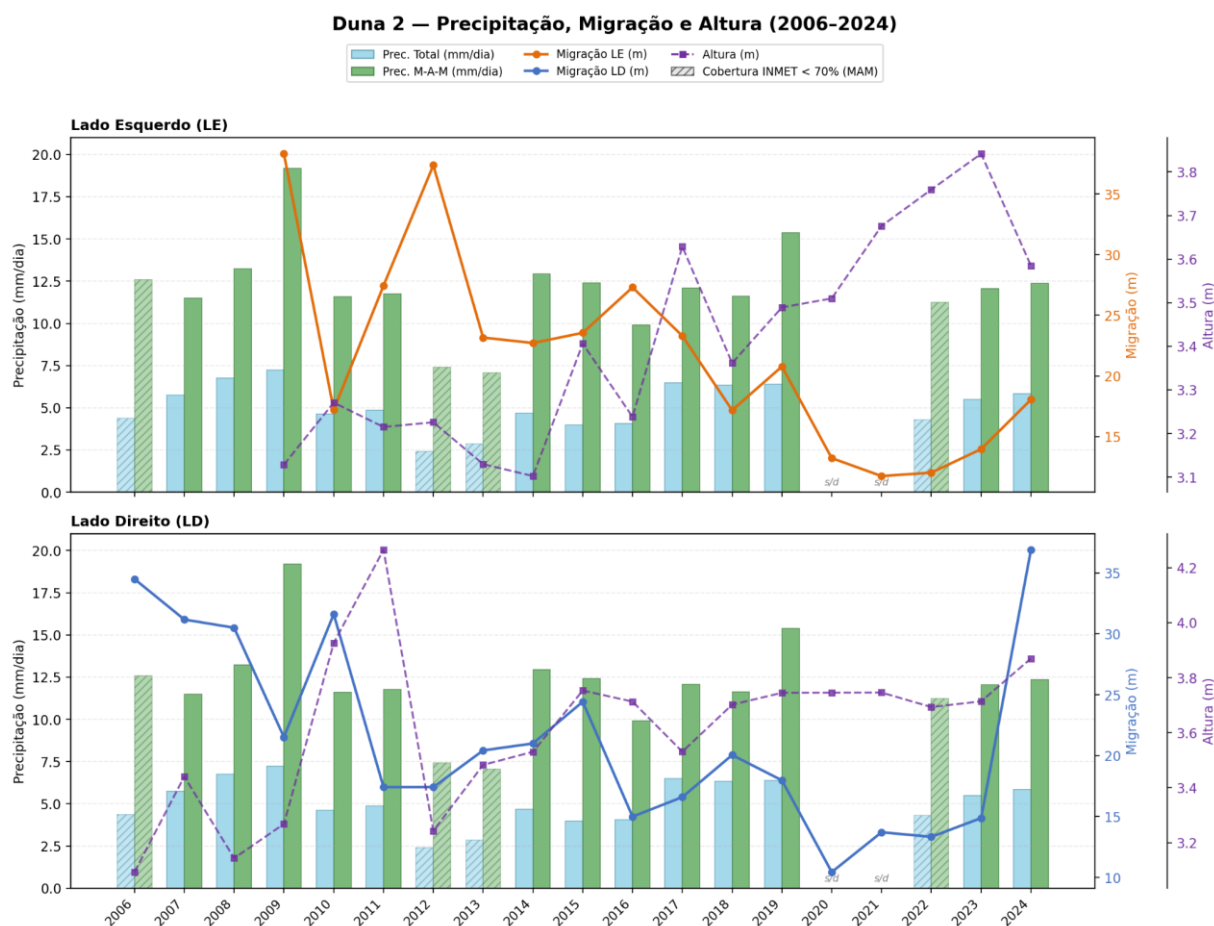
Na Duna 1, o exemplo mais nítido ocorre em 2021 no flanco esquerdo (LE): a menor taxa de migração de toda a série (10,86 m) coincide com a maior altura de crista do mesmo flanco (3,86 m). No flanco direito (LD), a maior altura registrada (3,81 m, em 2022) acompanha um período de desaceleração progressiva que culmina no menor avanço de toda a série do flanco em 2024 (18,3 m). A Figura 15 apresenta a sobreposição das séries de precipitação, migração e altura para ambos os flancos da Duna 1



**Figura 15** — Precipitação total, precipitação M-A-M, taxa de migração e altura da crista da Duna 1, lado esquerdo e direito (2004–2024). Barras hachuradas indicam cobertura do INMET inferior a 70% no trimestre M-A-M. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

Na Duna 2, o par de anos 2010–2011 no flanco direito (LD) constitui o registro

mais marcante da relação inversa em todo o conjunto de dados: a taxa de migração cai de 31,61 m em 2010 para 17,41 m em 2011, enquanto a altura da crista atinge seu valor máximo de toda a série (4,26 m) justamente em 2011. No flanco esquerdo (LE), a maior altura (3,84 m, em 2023) coincide com um ano de migração lenta (13,96 m). A Figura 16 apresenta a sobreposição das séries para a Duna 2.

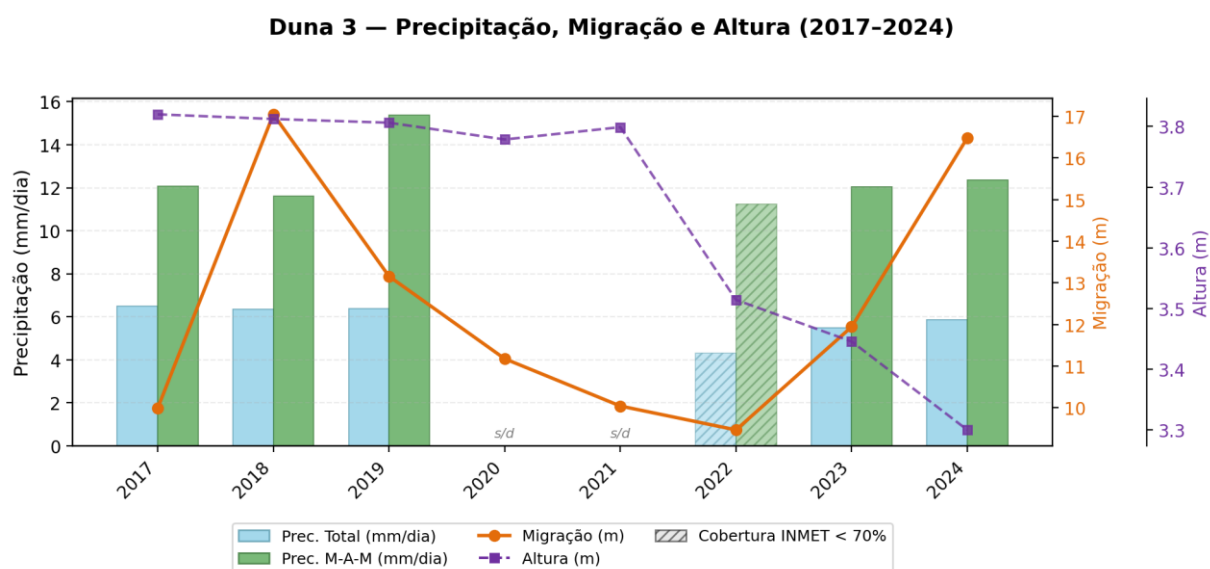


**Figura 16** — Precipitação total, precipitação M-A-M, taxa de migração e altura da crista da Duna 2, lado esquerdo e direito (2006–2024). Barras hachuradas indicam cobertura do INMET inferior a 70% no trimestre M-A-M. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

A comparação entre os flancos esquerdo e direito de cada duna revela assimetria persistente ao longo de praticamente toda a série monitorada. Na Duna 1, o flanco direito apresentou taxas de migração superiores ao esquerdo na maior parte dos anos, mas essa relação se inverteu em 2024: o flanco esquerdo acelerou para 33,8 m enquanto o direito registrou seu menor valor (18,3 m). Na Duna 2, o flanco direito atingiu seu maior avanço de toda a série justamente em 2024 (36,9 m), em comportamento oposto ao do flanco direito da Duna 1 no mesmo ano. Essa divergência não se restringe a anos isolados; trata-se de padrão que persiste ao longo de

praticamente toda a janela de monitoramento.

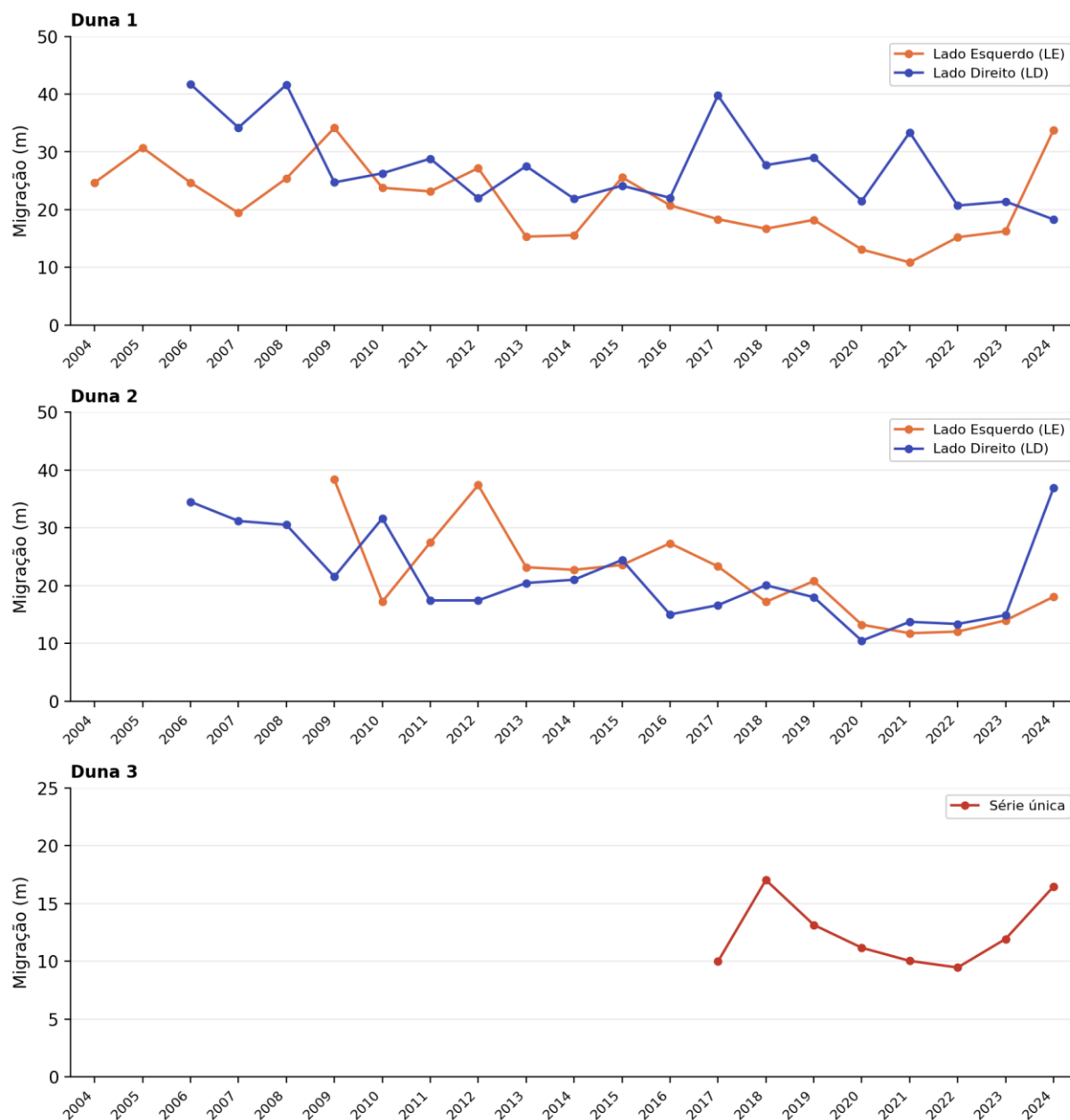
A Duna 3 apresenta padrão distinto das demais. Enquanto nas Dunas 1 e 2 a altura da crista reage de forma pontual à variação da migração, na Duna 3 a altura diminui de forma gradual e contínua ao longo de quase toda a série de 3,81 m em 2017 para 3,30 m em 2024, mesmo com a taxa de migração oscilando entre 9,46 m (mínimo, em 2022) e 17,04 m (máximo, em 2018). A dissociação entre as duas variáveis é qualitativamente diferente do padrão de compensação pontual observado nas Dunas 1 e 2. A Duna 3 é, ainda, a unidade com maior altitude média de crista (3,66 m) e menor taxa média de migração lateral (12,41 m), configurando o que os dados mostram como um aparente paradoxo: maior desenvolvimento vertical associado a menor deslocamento horizontal. A Figura 17 apresenta as séries para a Duna 3.



**Figura 17** — Precipitação total, precipitação M-A-M, taxa de migração e altura da crista da Duna 3 (2017–2024). Barras hachuradas indicam cobertura do INMET inferior a 70% no trimestre M-A-M. **Fonte:** elaborado pela autora (2026).

Observando as três dunas em conjunto, emerge uma tendência que transcende as variações anuais de cada série: a maioria das séries apresenta taxas de migração mais baixas na segunda metade do período monitorado. O flanco LE da Duna 1 perde em média 6,3 m por cordão ao comparar o primeiro e o segundo blocos temporais; o flanco LE da Duna 2, que apresenta a queda mais acentuada de todo o conjunto, vê sua média recuar de 27,13 m para 16,27 m entre as duas metades da série. Mesmo a Duna 3, com apenas oito anos de registro, exhibe uma fase de desaceleração entre 2018 e 2022 que interrompe o avanço observado no início da série. A Figura 18 sintetiza graficamente a comparação das taxas de migração anual entre as três unidades dunares.

### Migração por Duna (2004-2024)



**Figura 18** – Dados comparativos na taxa de migração anual das três dunas; duna 1 e 2 lado direito e esquerdo e duna 3 em série única

Um padrão adicional que se repete em praticamente todas as séries é a baixa taxa de migração registrada em 2021 (Duna 1 LE e Duna 2 LE) e em 2020 (Duna 2 LD). Como já reportado na seção 5.3, não há registro de chuva para esses dois anos na estação consultada. O vento, por outro lado, esteve dentro da faixa comum da série

nesses anos, com valores de 1,68 a 1,79 m/s e cobertura completa do INMET, sem destaque excepcional para mais ou para menos.

### **5.3 INTEGRAÇÃO COM PRECIPITAÇÃO E VENTO REGIONAIS (2004–2024)**

As séries de taxas de migração apresentadas na seção 5.2 foram organizadas em conjunto com os registros de precipitação e de vento da região de São Luís, de modo a observar, ano a ano, em que condições climáticas a taxa de migração das dunas foi maior ou menor. O regime climático regional em que esse confronto se insere é marcado pela atuação dominante dos ventos alísios de nordeste e leste, com velocidades médias mais altas durante o período seco do segundo semestre, e pela concentração das chuvas no primeiro semestre, sob influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujo deslocamento meridional anual posiciona-a sobre a costa norte do Brasil entre fevereiro e abril (HASTENRATH; HELLER, 1977; FEITOSA; DIAS, 1999; TSOAR et al., 2009). Esse arranjo sazonal define dois períodos morfodinamicamente contrastantes: um primeiro semestre úmido, em que a coesão do sedimento é elevada e o transporte eólico é reduzido, e um segundo semestre seco, em que o vento atua com mais eficiência sobre um sedimento de praia disponível para mobilização.

A sigla M-A-M designa a média de precipitação do trimestre março–abril–maio, adotado neste trabalho como indicador da intensidade da estação chuvosa por ser o período de maior acumulado pluviométrico na região de São Luís. Climatologicamente, março é o mês de maior precipitação no norte do Maranhão, seguido de abril e maio em progressiva redução (FEITOSA; DIAS, 1999). Esse trimestre coincide com o momento em que a ZCIT atinge sua posição mais austral e exerce a influência máxima sobre a costa maranhense, podendo alcançar latitudes próximas a 4°S e intensificar significativamente os acumulados pluviométricos na região (HASTENRATH; HELLER, 1977). O uso da média M-A-M como métrica complementar à precipitação total anual permite isolar o pulso de chuva mais relevante para a disponibilidade hídrica do sedimento superficial no momento imediatamente anterior ao início dos ventos alísios mais intensos do segundo semestre que é justamente a janela de transição morfodinamicamente mais sensível para o transporte eólico nas dunas costeiras da Ilha de Curupu (McKENNA NEUMAN; NICKLING, 1989; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2005).

De forma análoga, a sigla S-O-N designa a média da velocidade do vento no trimestre setembro–outubro–novembro, período que concentra os ventos alísios de maior intensidade na costa norte do Maranhão e corresponde à janela de maior efetividade do transporte eólico sobre o sedimento seco do segundo semestre (TSOAR et al., 2009). A comparação entre a velocidade média anual e a média S-O-N em cada ano evidencia a magnitude da sazonalidade eólica: nos anos com cobertura completa (2012–2024), a velocidade média S-O-N superou a média anual em todos os anos, com valores tipicamente entre 2,35 e 2,92 m/s contra 1,57 a 2,20 m/s da média anual. A única exceção é o ano de 2019, no qual a média S-O-N (1,58 m/s) ficou praticamente idêntica à média anual (1,57 m/s), configurando anomalia na sazonalidade eólica discutida adiante.

Três aspectos da série de dados disponível merecem registro antes da apresentação dos resultados. Primeiro, os anos de 2020 e 2021 não possuem nenhum registro de precipitação na estação consultada, aparecendo nos gráficos como interrupção na série de barras, e não como precipitação igual a zero. Adicionalmente, a cobertura mensal da estação A203 do INMET apresenta lacunas de estação inteira em outros anos: abril a julho de 2012 e janeiro a abril de 2013 não possuem nenhum registro diário, o que reduz a cobertura do trimestre março–abril–maio para 33,7% e 23,9%, respectivamente. Os anos de 2006 e 2022 também apresentam cobertura do trimestre M-A-M abaixo de 70%. Nesses quatro anos, os valores de precipitação do trimestre chuvoso são representados nos gráficos com barras hachuradas, indicando que a média se baseia em cobertura parcial e não deve ser usada em comparações diretas com anos de cobertura completa. A precipitação foi calculada como a média diária dos dias com registro válido em cada mês; a precipitação total anual corresponde à média das doze médias mensais, e a precipitação M-A-M à média das médias de março, abril e maio, excluindo-se meses inteiramente sem dados. Segundo a série de vento da estação A203 do INMET apresenta cobertura incompleta entre 2004 e 2011, com diversos meses sem registro válido; os valores anuais para esses anos foram calculados apenas com os dias efetivamente disponíveis, e as barras correspondentes nos gráficos aparecem hachuradas para indicar a menor confiabilidade da média reconstituída a partir de cobertura parcial. Terceiro, a partir de 2012 a cobertura da série de vento passa a ser predominantemente completa ou próxima disso, com exceções pontuais em 2017 e 2019 ainda incluídas como dado confiável; é sobre esse subperíodo que se concentram as comparações mais robustas entre vento e taxa de migração apresentadas a seguir.

O ano de 2012 apresentou a menor precipitação média anual da série (2,41 mm/dia, com + de 60% de cobertura), acompanhada do maior valor de velocidade média anual do vento do período com cobertura confiável (2,20 m/s), acompanhado de média S-O-N igualmente elevada (2,92 m/s) , registrando ao mesmo tempo um dos maiores avanços de toda a série na Duna 2 LE (37,383 m). Cabe registrar que o trimestre M-A-M de 2012 (7,42 mm/dia) se baseia exclusivamente no mês de março, uma vez que abril e maio não possuem nenhum registro na estação, devendo ser lido com essa ressalva. Ainda assim, a combinação entre precipitação reduzida e vento elevado configura o arranjo no qual o limiar de cisalhamento do vento sobre a areia é mais facilmente superado, conforme demonstrado experimentalmente por McKenna Neuman e Nickling (1989) e revisto por Pye e Tsoar (2009). Nessas condições, o transporte de sedimento ocorre com pouca resistência da coesão capilar entre os grãos, e a taxa de migração lateral dos cordões tende a se intensificar.

Em contraste, o ano de 2009 registrou o maior volume de chuva no trimestre março–abril–maio de toda a série entre os anos com cobertura confiável (19,19 mm/dia, com 90% de cobertura), enquanto 2024 apresentou precipitação M-A-M dentro da faixa comum da série (12,37 mm/dia, com 100% de cobertura). Ainda assim, ambos os anos registraram taxa de migração elevada, alguns dos maiores avanços de toda a série: 34,14 m na Duna 1 LE e 38,32 m na Duna 2 LE em 2009; 33,8 m na Duna 1 LE e 36,9 m na Duna 2 LD em 2024. Quanto ao vento, 2024 apresentou velocidade média de 1,79 m/s, valor intermediário dentro da faixa de variação dos anos com cobertura confiável. O valor reconstituído para 2009 (1,57 m/s) deve ser lido com cautela, pois esse ano apresenta cobertura de apenas 70% no INMET, com vários meses sem registro. De qualquer forma, os dados disponíveis indicam que mesmo em anos muito chuvosos, o vento se manteve em patamar suficiente para sustentar o transporte de areia em janelas episódicas comportamento consistente com observações de Delgado-Fernandez e Davidson-Arnott (2011) em sistemas de praia-duna, segundo as quais o transporte eólico efetivo em escala anual ocorre predominantemente em janelas curtas de vento forte sobre sedimento seco, e não como função direta das médias climáticas. Soma-se a isso que grandes volumes de chuva tendem a movimentar mais sedimento na praia e nos canais próximos por aporte fluvial e marinho, podendo alimentar as dunas com mais areia disponível para ser transportada quando o vento volta a soprar com força (ANTHONY, 2008; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2005).

O ano de vento mais fraco do período com cobertura confiável é 2019, com velocidade média anual de 1,57 m/s. A média S-O-N desse mesmo ano (1,58 m/s) confirma que a anomalia não se restringiu a uma estação específica, mas se estendeu ao trimestre de maior atividade eólica, configurando o único ano da série pós-2012 em que a sazonalidade eólica foi praticamente suprimida. Apesar disso, a taxa de migração em 2019 não foi a mais baixa em nenhuma das cinco séries analisadas e registrou valores intermediários na maior parte delas, e mesmo um dos maiores deslocamentos do flanco direito da Duna 1 (29,041 m). Esse resultado mostra que o vento médio anual sozinho não determina de forma direta a taxa de migração de um ano específico, e que outros fatores como a quantidade de areia já disponível para ser transportada, a ocorrência de eventos isolados de tempestade não capturados por médias anuais, e a defasagem temporal entre as condições climáticas e a resposta morfológica medida no campo também têm papel importante no resultado final (PSUTY, 1988; HESP, 2002; DELGADO-FERNANDEZ; DAVIDSON-ARNOTT, 2011).

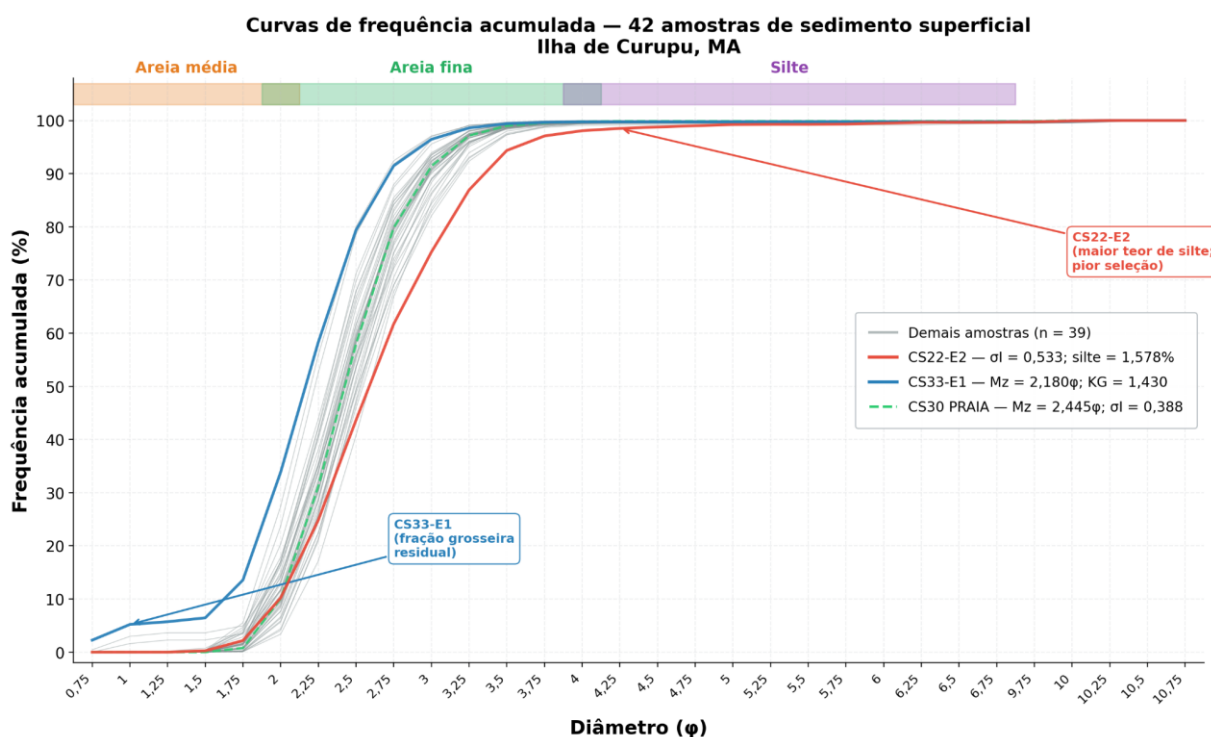
Entre 2020 e 2022, observa-se uma desaceleração na migração da maior parte dos corpos dunares monitorados, com os valores mais baixos concentrando-se sobretudo em 2021 (10,86 m na Duna 1 LE e 11,73 m na Duna 2 LE) e em 2020 (10,44 m na Duna 2 LD). Como já mencionado, não há registro de chuva para 2020 e 2021, o que impede qualquer afirmação sobre o papel da precipitação nesse período específico. Já o vento nesses anos esteve dentro da faixa comum da série, com valores anuais de 1,68 m/s em 2020, 1,79 m/s em 2021 e 1,66 m/s em 2022 todos com cobertura de 100% e sem destaque excepcional para mais ou para menos. A interpretação dessa redução generalizada, em ausência de causa climática evidente nos dados disponíveis, remete a fatores não monitorados diretamente neste trabalho, entre eles o avanço progressivo da cobertura vegetal sobre os cordões da retaguarda dunar mecanismo que reduz a velocidade do vento próxima ao substrato e aumenta o aprisionamento de partículas pelo dossel, dificultando o avanço lateral da duna ao longo do tempo (MAUN, 2009; HESP; WALKER, 2013).

#### **5.4 Caracterização Granulométrica dos sedimentos dunares**

A caracterização textural dos sedimentos superficiais da Ilha de Curupu baseou-se no cálculo dos parâmetros estatísticos granulométricos de Folk e Ward (1957) diâmetro médio (Mz), mediana (Md), grau de seleção ( $\sigma$ ), assimetria (SkI) e curtose (KG) para 42 amostras de sedimento superficial coletadas na área de estudo, conforme procedimento descrito na seção 4.1.3. Os parâmetros e as porcentagens das frações

cascalho, areia, silte e argila foram obtidos no software SysGran (CAMARGO, 2006), a partir das distribuições de frequência em intervalos de  $0,25\phi$ , e a classificação textural do diâmetro médio seguiu a escala de Wentworth (1922). As curvas de frequência acumulada estão apresentados na Figura 19.

O primeiro resultado a destacar é a ausência total da fração cascalho: nenhuma das 42 amostras registrou valor mensurável (0,00% em todo o conjunto), e a fração areia respondeu por 98,08% a 100% do peso de cada amostra, com as frações silte (média de 0,13%) e argila (média de 0,27%) presentes apenas em teores residuais. O diâmetro médio variou de  $2,18\phi$  (CS33-E1) a  $2,625\phi$  (CS22-E2), com média de  $2,44\phi$ , classificando a totalidade do conjunto como areia fina na escala de Wentworth (1922) uma amplitude de apenas  $0,445\phi$ , inferior a meia classe granulométrica. A mediana acompanhou de perto o diâmetro médio em todas as amostras (Md entre  $2,16\phi$  e  $2,58\phi$ ), coerente com distribuições próximas da unimodalidade.



**Figura 19** - Curva de frequência acumulada (%) das 42 amostras de sedimento superficial da Ilha de Cupuru, em intervalo de classe de  $0,25\phi$ . Dados processados no *software* SisGran (Camargo, 2006).  
**Fonte:** Elaborado pela autora (2026).

A Figura 19 evidencia graficamente a homogeneidade textural do conjunto: as 42 curvas descrevem trajetórias muito próximas entre si, com inflexão principal concentrada na faixa de  $2,00$  a  $3,00\phi$  (areia fina), onde todas as amostras ultrapassam os 80% de frequência acumulada. A estreita dispersão lateral das curvas nessa faixa

é a expressão visual do elevado grau de seleção reportado na Tabela 13 populações granulométricas bem selecionadas produzem curvas acumuladas de inclinação acentuada e sobreposta, enquanto populações mal selecionadas produziram curvas mais suaves e dispersas entre si (FOLK; WARD, 1957; SUGUIO, 1992). A única curva que se destaca visivelmente do feixe principal é a de CS22-E2, cuja ascensão mais lenta na faixa de  $3,00\phi$  a  $6,00\phi$  reflete o maior teor de silte do conjunto (1,57%) e o pior grau de seleção ( $\sigma I = 0,533$ ). Na extremidade oposta do eixo, a curva de CS33-E1 distingue-se por iniciar sua ascensão antes das demais, ainda na faixa de  $0,75$  a  $1,50\phi$ , em razão da fração grosseira residual que desloca seu diâmetro médio para o limite inferior da classe areia fina.

Quanto ao grau de seleção, 40 das 42 amostras (95,2%) classificaram-se como bem selecionadas ( $\sigma I$  entre 0,353 e 0,499), uma amostra como muito bem selecionada (CS18-E2,  $\sigma I = 0,347$ ) e uma como moderadamente bem selecionada (CS22-E2,  $\sigma I = 0,533$ ), a única do conjunto acima do limiar de 0,50. A assimetria distribuiu-se entre positiva (23 amostras;  $Skl$  de +0,101 a +0,150) e aproximadamente simétrica (19 amostras;  $Skl$  de -0,081 a +0,098), sem nenhuma amostra na faixa de assimetria negativa. A curtose manteve-se mesocúrtica em 41 das 42 amostras ( $KG$  entre 0,929 e 1,060), com uma única exceção leptocúrtica: CS33-E1 ( $KG = 1,430$ ), a amostra de diâmetro médio mais grosseiro do conjunto.

Duas amostras afastam-se do padrão dominante e merecem registro individualizado. CS22-E2 combina o maior diâmetro médio em  $\phi$  (isto é, a granulometria mais fina do conjunto), o pior grau de seleção ( $\sigma I = 0,533$ ) e um teor de silte de 1,578% mais que o dobro do segundo maior valor (CS17-E1, 0,678%) e cerca de 17,5 vezes a média das demais 41 amostras (0,090%). Esse ponto situa-se na zona entre o final da Duna 3 e o início da Duna 1, descrita nas anotações de campo como área de intensa presença de poças d'água e vegetação. CS33-E1, na direção oposta, é a única amostra com fração mensurável de areia nas classes mais grosseiras do espectro analisado ( $\phi$  0,75 a 1,50), respondendo por seu diâmetro médio mais baixo ( $2,180\phi$ ) e sua curtose leptocúrtica; essa amostra registra 0% de silte e 0% de argila, de modo que toda a sua fração diferenciada permanece contida no espectro arenoso.

A amostra CS30 PRAIA único ponto do conjunto coletado na face de praia, e não sobre o campo de cordões apresentou  $Mz = 2,445\phi$ ,  $\sigma I = 0,388$ ,  $SkI = +0,103$  e  $KG = 1,022$ , valores situados na faixa central de variação das demais 41 amostras em todos os parâmetros calculados. As implicações desse resultado são tratadas na seção 6.5.

## 6. DISCUSSÃO

### 6.1 Teores de Matéria Orgânica: Interpretação Geomorfológica

Os baixos teores de matéria orgânica registrados na grande maioria das amostras são plenamente coerentes com as características hidrodinâmicas e eólicas do sistema costeiro da Ilha de Curupu. O ambiente está submetido à ação combinada de ventos alísios de nordeste, regime de macromarés semidiurnas com amplitudes médias superiores a 4 m e máximas que podem ultrapassar 7 m (FEITOSA; DIAS, 1999; EL-ROBRINI, 2006) e retrabalhamento sedimentar contínuo que sistematicamente inibe a estabilização e a decomposição in situ de material orgânico (PYE; TSOAR, 2009; MORAIS, 1996). O padrão é equivalente ao documentado por Claudino-Sales e Peulvast (2002) para o litoral do Maranhão e do Piauí e por Maia (1998) para os campos de dunas da costa noroeste maranhense, onde a pobreza orgânica foi associada à elevada atividade eólica e à ausência de pedogênese desenvolvida. Segundo Morais (1996), as planícies costeiras maranhenses condicionadas por macromarés são mantidas em estado de constante reequilíbrio sedimentar, o que impede a consolidação de horizontes orgânicos nos depósitos superficiais comportamento inteiramente consistente com os resultados obtidos e que insere os dados desta pesquisa num padrão regional documentado.

A análise integrada dos resultados revela três padrões estruturais de distribuição da matéria orgânica no campo dunar, cujas implicações geomorfológicas extrapolam a simples descrição dos valores médios.

Primeiro padrão relação inversa entre altitude da crista e teor de MO: as cristas das Dunas 2 e 3 os setores de maior altitude relativa, maior exposição aos ventos e maior instabilidade sedimentar apresentam os menores valores de MO do conjunto (CS26-E1: 0,28%; CS38-E2: 0,24%). Esse resultado é esperado à luz do modelo de

Hesp (2002) para foredunes ativas em ambientes tropicais: a deflação contínua nas cristas remove sistematicamente as partículas finas e os agregados orgânicos antes que possam ser estabilizados pela vegetação, impedindo o desenvolvimento do horizonte orgânico superficial. Em sentido oposto, os setores de cordão vegetado (CS13-E2: 1,22%), cava (CS18-E2: 0,72%; CS22-E2: 0,82%) e depressões úmidas (CS26-E2: 1,24%; CS19-E1: 1,00%) concentram os maiores teores padrão que reflete o papel estruturador da vegetação pioneira na captura, fixação e incorporação de matéria orgânica ao sedimento superficial (HESP; HASTINGS, 1998).

Segundo padrão — contraste intra-sítio em escala métrica: o par CS26-E1 (0,28%, crista da Duna 2) e CS26-E2 (1,24%, área vegetada com poças d'água a 34,04 m de distância) ilustra com precisão a escala espacial em que a distribuição de MO se organiza no campo dunar. Uma diferença de ~1 ponto percentual em menos de 35 m horizontais demonstra que a variável dominante não é a posição relativa no perfil costa-interior, mas a cobertura vegetal e o regime hídrico local. Pye e Tsoar (2009) documentam que gradientes dessa magnitude em escala de dezenas de metros são característicos da transição entre substrato exposto submetido à deflação e áreas com vegetação estabelecida em campos dunares de alta energia exatamente a configuração observada. Esse padrão tem implicação direta para a conservação: setores vegetados e úmidos no interior do campo dunar funcionam como reservatórios de estabilidade biogeoquímica que, uma vez perturbados pelo pisoteio ou pela remoção da vegetação, não recuperariam seus estoques orgânicos no curto prazo.

Antes de prosseguir à interpretação do gradiente entre as três unidades dunares, reitera-se a limitação estatística já registrada na seção 5.1: o número de amostras por sistema ( $n = 2$  a  $5$ ) é insuficiente para inferência formal, de modo que as diferenças observadas devem ser lidas como tendências exploratórias coerentes com o quadro morfológico, e não como diferenças estatisticamente demonstradas. A discussão que se segue articula o gradiente de matéria orgânica com as demais linhas de evidência geomorfológica precisamente para mitigar essa fragilidade estatística pela convergência interpretativa.

Terceiro padrão — gradiente entre unidades dunares: os valores médios de MO por unidade dunar Duna 1 (0,86%) > Duna 2 sem outlier (0,77%) > Duna 3 sem CS28-E2 (0,27%) constituem evidência biogeoquímica do gradiente evolutivo entre as três unidades dunares, convergente com o padrão de altitude de crista e taxa de migração lateral discutido na seção 6.2. A concordância entre o gradiente de matéria orgânica e

o gradiente morfodinâmico (maior altitude e menor taxa de migração lateral na Duna 3, sugestiva de estágio de acreção vertical menos avançado em termos de estabilização superficial) sugere que ambos refletem o mesmo processo subjacente: maior tempo de estabilização superficial e maior densidade de vegetação fixadora nos sistemas mais antigos, acumulando progressivamente matéria orgânica nos horizontes superficiais (HESP, 2002; MORAIS, 1996). Essa convergência de evidências independentes geoquímica e morfodinâmica fortalece a hipótese evolutiva, embora a confirmação rigorosa requeira datação absoluta dos depósitos.

**Ressalva sobre CS08-E2:** o valor de 2,46% registrado no setor final do rastro da Duna 2, próximo à praia, não é interpretado como evidência de pedogênese avançada. Sua posição de transição praia-duna o torna susceptível ao aporte de matéria orgânica marinha algas, detritos de invertebrados, matéria orgânica particulada depositada pelo espraçamento das ondas, mecanismo de enriquecimento orgânico distinto da decomposição vegetal *in situ* e sem relação com o grau de estabilização do sistema dunar. Sua exclusão dos cálculos de média da Duna 2 é metodologicamente justificada.

## **6.2 MIGRAÇÃO LATERAL DOS CORDÕES: PADRÕES MORFODINÂMICOS E A RELAÇÃO ALTURA-DESLOCAMENTO**

A relação inversa entre taxa de migração lateral e altura de crista documentada na seção 5.2.4 é compatível com a interpretação morfodinâmica clássica do modelo de balanço sedimentar de duna-praia proposto por Psuty (1988): quando a energia de transporte do vento e o suprimento sedimentar são insuficientes para sustentar o avanço progradacional, o sedimento disponível tende a se acumular verticalmente sobre o próprio cordão, em vez de formar uma nova crista à frente. Hesp (2002) e Durán e Moore (2013) descrevem mecanismo complementar, no qual a vegetação aprisiona o sedimento que chega ao topo da crista em vez de permitir seu deslocamento para sotavento, intensificando o crescimento vertical da duna frontal nos períodos de menor avanço horizontal. Os dados de Curupu oferecem registros bem documentados desse mecanismo, com destaque para o par 2010–2011 na Duna 2 LD e o ano de 2021 na Duna 1 LE, nos quais a compensação vertical–horizontal é particularmente nítida.

A assimetria persistente entre os flancos esquerdo e direito de cada duna é coerente com o quadro descrito por Short e Hesp (1982) e por Hesp (2002), segundo o qual o aporte sedimentar para uma duna frontal é função do balanço local entre a

praia adjacente e o flanco específico, podendo variar substancialmente em distâncias da ordem de dezenas a centenas de metros em razão da orientação relativa ao vento dominante, da heterogeneidade da cobertura vegetal e da geometria das células de circulação litorânea próximas (ARENS et al., 1995). A persistência dessa assimetria ao longo de praticamente toda a série monitorada e não apenas em anos isolados sugere que se trata de característica estrutural das dunas analisadas, e não de artefato de medição ou de evento climático pontual.

O comportamento distinto da Duna 3 declínio contínuo da altura independente das oscilações da migração sustenta a interpretação de que essa unidade opera sob regime morfodinâmico próprio, em uma fase em que o sistema redistribui lateralmente o sedimento previamente acumulado, em vez de continuar construindo verticalmente a crista. A literatura sobre ecomorfodinâmica de foredunes tropicais descreve essa fase como uma transição entre o estágio de duna frontal estabelecida em construção ativa e o estágio de cordão dunar incorporado à retaguarda do sistema, com a vegetação fixadora desempenhando papel central nessa transição (HESP, 2002; MAUN, 2009; HESP; WALKER, 2013). A altitude da Duna 3 a maior das três unidades combinada com sua menor taxa média de migração é compatível com o modelo de Psuty (1988), no qual sistemas com menor taxa de progradação da linha de costa local tendem a concentrar o aporte eólico disponível na construção vertical, podendo atingir maiores altitudes sem gerar deslocamento lateral proporcional. Cabe registrar, no entanto, que a confirmação rigorosa dessa hipótese demandaria dados independentes sobre a taxa de progradação da linha de costa adjacente a cada unidade dunar, não obtidos neste trabalho.

A tendência secular de redução das taxas de migração lateral é coerente com o processo de maturação progressiva de um campo de foredune ridges ao longo do tempo. À medida que os cordões mais antigos se estabilizam pela colonização vegetal e acumulam sedimento fino orgânico em seus horizontes superficiais, a resistência ao transporte eólico aumenta e o sedimento disponível para formar novos cordões na frente do sistema decresce progressivamente. Costas et al. (2024) documentam que interações biofísicas entre vegetação e sedimento podem produzir exatamente esse tipo de desaceleração secular na taxa de migração em escalas de décadas, sem que necessariamente haja uma forçante climática externa correspondente. A progressão da estabilização vegetal nos cordões mais antigos das Dunas 1 e 2, associada ao crescimento contínuo da crista da Duna 3, aponta para um campo dunar em processo gradual de consolidação morfológica ao longo do período monitorado (HESP, 2002;

MAUN, 2009; HESP; WALKER, 2013).

A desaceleração da migração observada entre 2020 e 2022, em ausência de causa climática evidente nos dados disponíveis o vento manteve-se em patamar intermediário e não há registro de precipitação para 2020 e 2021, remete a fatores não monitorados diretamente neste trabalho, entre eles o avanço progressivo da cobertura vegetal sobre os cordões da retaguarda dunar, mecanismo que reduz a velocidade do vento próxima ao substrato e aumenta o aprisionamento de partículas pelo dossel, dificultando o avanço lateral da duna ao longo do tempo (MAUN, 2009; HESP; WALKER, 2013). A literatura mais recente sobre evolução de foredunes mostra que a interação entre a expansão progressiva da cobertura vegetal e o suprimento sedimentar pode resultar em ciclos de aceleração e desaceleração da taxa de migração em escalas temporais de uma a duas décadas, sem que necessariamente haja uma forçante climática externa correspondente (COSTAS et al., 2024).

Em síntese, a articulação entre a relação inversa altura–migração, a assimetria entre flancos, o comportamento singular da Duna 3 e a tendência secular de desaceleração compõe um quadro morfodinâmico convergente com a hipótese de que as três unidades dunares da Ilha de Curupu se encontram em estágios evolutivos distintos. A Duna 1 representa o sistema de maior maturidade e progradação lateral consolidada; a Duna 2 ocupa posição intermediária; e a Duna 3, com maior altura e menor migração, encontra-se em fase de transição entre acreção vertical ativa e redistribuição lateral, caminhando para a incorporação dos seus cordões ao sistema estabilizado. Essa hipótese é convergente com o gradiente de matéria orgânica discutido na seção 6.1, embora a confirmação rigorosa requeira datação absoluta dos depósitos e dados independentes de progradação da linha de costa.

### **6.3 CHUVA, VENTO E O RITMO MORFODINÂMICO DOS CORDÕES DUNARES**

O comportamento das dunas costeiras da Ilha de Curupu resulta do equilíbrio entre a umidade retida no sedimento derivada das chuvas e a energia do vento, que é o agente que efetivamente transporta a areia (BAGNOLD, 1941; PYE; TSOAR, 2009). Em São Luís, esse equilíbrio é fortemente modulado pela sazonalidade climática regional: as chuvas se concentram no primeiro semestre, com o trimestre março–abril–maio representando o período de maior volume pluviométrico do ano sob a influência da Zona de Convergência Intertropical (HASTENRATH; HELLER, 1977; FEITOSA; DIAS, 1999), enquanto o segundo semestre é caracterizado pelo predomínio dos ventos alísios mais intensos sobre um sedimento já em processo de secagem (TSOAR

et al., 2009). Esse arranjo sazonal define dois períodos morfodinamicamente contrastantes: um primeiro semestre úmido, em que a coesão capilar entre os grãos eleva o limiar de cisalhamento necessário para iniciar o transporte (McKENNA NEUMAN; NICKLING, 1989; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2005), e um segundo semestre seco, em que o vento atua com mais eficiência sobre um sedimento de praia disponível para mobilização eólica. A magnitude dessa sazonalidade é confirmada pelos dados S-O-N apresentados nas Figuras 10, 12 e 14: em todos os anos com cobertura completa, a velocidade média do trimestre setembro–outubro–novembro superou a média anual por margem de 0,5 a 1,0 m/s, exceto em 2019, ano em que a sazonalidade eólica foi atipicamente fraca.

Ao cruzar as taxas de migração com os dados de chuva e de vento, observam-se três situações que ajudam a entender por que a migração varia tanto de um ano para o outro, e que ilustram a complexidade da relação entre forçantes climáticas e resposta morfodinâmica em sistemas de praia-duna tropicais. Cabe registrar que essa análise apoia-se preferencialmente nos anos com cobertura completa dos dados de vento do INMET, concentrados a partir de 2012; os anos entre 2004 e 2011, com cobertura incompleta da série de vento, foram mantidos na apresentação dos dados, mas as comparações interpretativas feitas a seguir privilegiam os intervalos com maior confiabilidade dos registros climáticos.

A primeira é o ano de 2012, em que a precipitação média anual (2,41 mm/dia, com mais de 60% de cobertura) foi a menor de toda a série e o vento, ao mesmo tempo, foi o mais alto do subperíodo com cobertura confiável (2,2 m/s). O trimestre M-A-M desse ano (7,42 mm/dia) baseia-se apenas no mês de março, pois abril e maio não possuem registro, devendo ser lido com essa ressalva. Sob essas condições sedimento com umidade superficial reduzida e vento mantendo intensidade elevada o transporte de areia encontra menos resistência, conforme demonstrado experimentalmente por McKenna Neuman e Nickling (1989) e revisto por Pye e Tsoar (2009): a coesão capilar entre os grãos é mínima, o limiar de cisalhamento do vento é facilmente superado, e o fluxo de massa transportado para a duna se intensifica. Esse arranjo é coerente com o avanço expressivo registrado nesse ano na Duna 2 LE (37,38 m), e mostra que, em sistemas costeiros sujeitos à forte sazonalidade climática, episódios de seca acentuada podem funcionar como janelas de aceleração na taxa de migração dunar, desde que o vento mantenha intensidade suficiente para superar o limiar de transporte.

A segunda situação é a do ano de 2009, com o maior volume de chuva M-A-M de toda a série (19,19 mm/dia), em que seria esperado. A segunda situação é a dos anos de chuva muito acima da média, 2009 e 2024, em que seria esperado, com base apenas no efeito da coesão capilar, que a umidade retivesse a areia no lugar e a taxa de migração se reduzisse. Os dados mostram o contrário: ambos os anos tiveram migração elevada em diferentes séries. Para 2024 ano com cobertura completa do INMET, o vento médio anual de 1,79 m/s não foi excepcionalmente baixo, ficando dentro da faixa comum dos anos pós-2012. Para 2009, o valor de 1,57 m/s deve ser lido com cautela por se basear em cobertura incompleta (70%), mas os dados disponíveis indicam padrão similar. Esse comportamento é consistente com o modelo de transporte eólico episódico discutido por Delgado-Fernandez e Davidson-Arnott (2011), segundo o qual o transporte sedimentar efetivo em sistemas de praia-duna em escala anual é dominado por janelas curtas de vento forte e sedimento seco, e não por médias climáticas agregadas. Soma-se a isso que grandes volumes de chuva tendem a movimentar mais sedimento na praia e nos canais próximos por aporte fluvial e marinho, podendo alimentar as dunas com mais areia disponível para ser transportada quando o vento volta a soprar com força (ANTHONY, 2008; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2005).

A terceira situação é o ano de 2019, o de vento médio mais baixo entre os anos com cobertura confiável (1,57 m/s, com 85% de cobertura). Ainda assim, a taxa de migração em 2019 não foi a mais baixa em nenhuma das séries analisadas registrou valores intermediários na maioria delas, e mesmo um dos maiores deslocamentos do flanco direito da Duna 1 (29,04 m). Esse resultado, à primeira vista contraintuitivo, mostra que o vento médio anual sozinho não determina de forma direta a taxa de migração de um ano específico, e que outros fatores como a quantidade de areia já disponível para ser transportada, a ocorrência de eventos isolados de tempestade não capturados por médias anuais, e a defasagem temporal entre as condições climáticas e a resposta morfológica medida no campo também têm papel importante no resultado final (PSUTY, 1988; DELGADO-FERNANDEZ; DAVIDSON-ARNOTT, 2011).

Em síntese, os resultados indicam que o campo de dunas da Ilha de Curupu responde de forma conjunta ao vento e à chuva, mas não de maneira simples ou previsível: anos secos com vento forte favorecem a taxa de migração; anos muito chuvosos também podem apresentar taxa de migração elevada quando o vento se mantém em patamar suficiente; e um ano de vento médio mais baixo não resultou

necessariamente na menor taxa de migração da série. A comparação entre os flancos esquerdo e direito de cada duna mostra ainda que fatores locais como a orientação de cada lado em relação ao vento e a vegetação presente também têm papel importante, fazendo com que os dois lados de uma mesma duna nem sempre respondam da mesma forma às mesmas condições climáticas do ano. Esse quadro é coerente com a literatura mais atual sobre dinâmica de foredunes em ambientes costeiros tropicais, que vem progressivamente substituindo a busca por relações simples entre uma única variável climática e a taxa de migração dunar pela compreensão de que essa relação é mediada por uma rede de fatores morfológicos, biológicos e sedimentares interagindo em múltiplas escalas temporais (HESP; WALKER, 2013; COSTAS *et al.*, 2024).

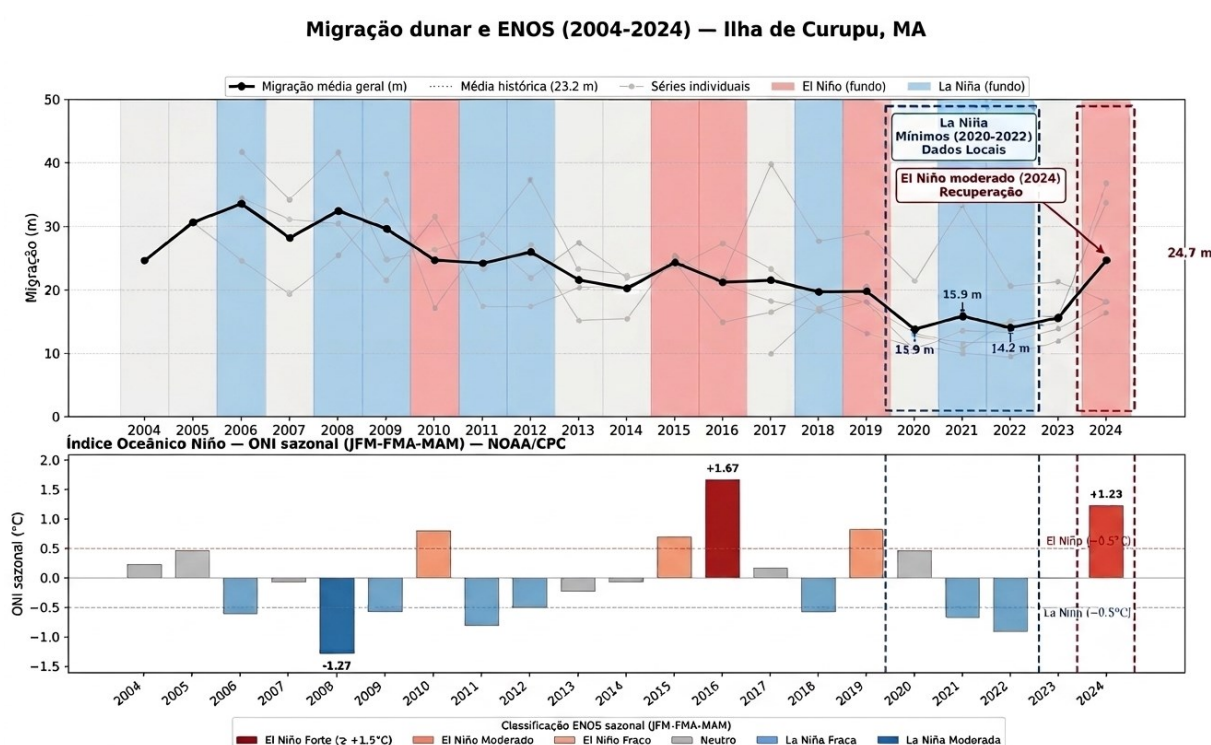
A continuidade desta linha de pesquisa em Curupu beneficiaria especialmente da incorporação de dados de vento com resolução sub-anual particularmente direção e velocidade horárias capazes de identificar os eventos episódicos de transporte que as médias anuais utilizadas neste trabalho não conseguem resolver (DELGADO-FERNANDEZ; DAVIDSON-ARNOTT, 2011). Igualmente importante seria a obtenção de uma série pluviométrica e anemométrica completa para o período monitorado, dado que a cobertura incompleta dos registros do INMET particularmente na primeira metade da série de vento limita parcialmente a robustez das comparações interanuais. A obtenção de dados independentes sobre a taxa de progradação da linha de costa adjacente a cada unidade dunar também seria fundamental para o teste rigoroso da hipótese de gradiente evolutivo entre as três dunas (PSUTY, 1988; HESP, 2002). Tais ampliações metodológicas constituem prioridades naturais para o aprofundamento da análise morfodinâmica iniciada neste trabalho.

#### **6.4 TAXA DE MIGRAÇÃO DUNAR, A PRECIPITAÇÃO LOCAL E O ÍNDICE OCEÂNICO NIÑO (ONI)**

Com o objetivo de contextualizar a variabilidade interanual da precipitação e da taxa de migração dunar frente aos modos globais de variabilidade climática, as séries deste trabalho foram confrontadas com o Índice Oceânico Niño (ONI) do NOAA/CPC, obtido diretamente da base histórica da instituição (NOAA CLIMATE PREDICTION CENTER, 2026). Dado que a estação chuvosa do norte do Maranhão se concentra entre janeiro e junho, cada ano foi representado pela média do ONI nos três trimestres móveis mais próximos desse período: janeiro–fevereiro–março (JFM), fevereiro–março–abril (FMA) e março–abril–maio (MAM). Essa convenção difere da classificação

oficial de episódio do CPC, que é referenciada ao trimestre dezembro–janeiro–fevereiro; a adaptação é necessária porque os episódios ENOS atravessam a virada do ano-calendário e a classificação padrão não corresponde ao período fisicamente relevante para a chuva regional. Os valores de ONI aqui reportados devem ser lidos como indicadores sazonais locais, e não como reprodução da classificação oficial do NOAA. A figura 20 apresenta a sobreposição da taxa de migração média geral com classificação ENOS sazonal e os valores de ONI correspondentes ao longo do período de 2004 - 2024.

Sob essa convenção, o ano de 2009 corresponde a uma La Niña fraca em decaimento (ONI médio sazonal de  $-0,57$ ), coerente com a teleconexão clássica que associa esse padrão a chuvas acima da média no norte do Nordeste o que é consistente com o maior volume de chuva M-A-M de toda a série registrado naquele ano (19,19 mm/dia, com 90% de cobertura). O contraexemplo da série é 2024: a estação chuvosa transcorreu sob um El Niño em decaimento (ONI médio sazonal de  $+1,23$ ) e, ainda assim, a precipitação M-A-M (12,37 mm/dia, com cobertura completa) manteve-se dentro da faixa comum da série, sem o déficit hídrico esperado pela teleconexão clássica.



**Figura 20** — taxa de migração dunar média geral e classificação ENOS sazonal (JFM-FMA-MAM) para o período 2004–2024, Ilha de Curupu, MA. Painel superior: migração média (m); painel inferior: ONI sazonal (°C) com classificação por intensidade segundo NOAA/CPC. **Fonte:** elaborado pela autora (2026)

Esse comportamento é consistente com a variabilidade inter-El Niño documentada por Rodrigues et al. (2011): eventos de El Niño com configuração e magnitude distintas produzem respostas opostas no gradiente de temperatura da superfície do mar do Atlântico Sul tropical, permitindo ou impedindo o deslocamento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e, com isso, revertendo o efeito esperado do Pacífico sobre a chuva no Nordeste. Esse quadro é reforçado por dois elementos adicionais a variabilidade pluviométrica no Nordeste setentrional resulta da sobreposição, nem sempre construtiva, entre o ENOS e os modos de variabilidade do Atlântico tropical o Modo Meridional do Atlântico e o Dipolo do Atlântico Sul (ANDREOLI; KAYANO, 2006; VITORIO *et al.*, 2025), e pela evidência de que a umidade que precipita na região provém majoritariamente do Atlântico Sul, com contribuição amazônica próxima de nula (DRUMOND *et al.*, 2010), o que desloca o controle físico imediato da chuva regional para o estado do Atlântico, e não para um índice do Pacífico isoladamente. Adicionalmente, uma análise estatística do regime chuvoso do norte do Nordeste identificou estados interanuais em que nenhum padrão de teleconexão reconhecível está ativo (SILVA; MEDEIROS; MESQUITA, 2020), o que é compatível com a ausência de sinal em parte dos anos desta série.

Nesse quadro, cabe registrar que o Maranhão ocupa uma posição de fronteira entre dois regimes pluviométricos distintos do Brasil tropical: o regime da Amazônia oriental, no qual a chuva é primariamente determinada pela posição da ZCIT e responde diretamente ao gradiente de temperatura da superfície do mar do Atlântico tropical regime ao qual o estado do Maranhão pertence de forma documentada, com anomalias positivas de precipitação especialmente pronunciadas nesse estado durante o pico da estação chuvosa (FERREIRA *et al.*, 2015), e o regime do Nordeste semiárido mais a leste, no qual o sinal do ENOS se soma de forma mais direta e mais bem documentada ao modo do Atlântico (ANDREOLI; KAYANO, 2006). Essa posição de fronteira climática e não uma influência amazônica por reciclagem de umidade da floresta, hipótese que os dados de Drumond et al. (2010) não sustentam para a região ajuda a explicar por que a teleconexão ENOS clássica, mais robusta no núcleo do semiárido nordestino, aparece atenuada e inconsistente na série de Curupu.

Cabe registrar uma exceção que qualifica esse quadro sem invalidá-lo: o ano de 2012,

cujo ONI médio sazonal de  $-0,50$  situa-se exatamente no limiar inferior de La Niña fraca pela convenção aqui adotada, correspondeu à menor precipitação média anual de toda a série o oposto do padrão esperado pela teleconexão clássica. Essa aparente contradição deve ser lida com dupla cautela: por um lado, o trimestre M-A-M de 2012 tem cobertura de apenas 34% na estação do INMET, representando isoladamente o mês de março, o que impede saber se o baixo valor reflete o trimestre inteiro; por outro, o próprio limiar exato ( $-0,50$ ) torna a classificação de 2012 dependente de centésimos de grau, impedindo uma atribuição categórica a La Niña ou a neutralidade.

Nesse contexto, a relação entre eventos El Niño/La Niña e a dinâmica dunar costeira do Maranhão proposta por (SOARES 2023) não encontra correspondência direta e uniforme na série de 21 anos aqui analisada. Tal divergência não refuta aquele estudo, cujo recorte temporal e metodológico difere do presente trabalho, mas delimita as condições em que a teleconexão se manifesta ou deixa de se manifestar na escala local. Por fim, o tamanho da série (21 anos, com apenas 5 anos classificáveis como El Niño e 8 como La Niña pela convenção sazonal adotada) impede qualquer teste estatístico formal de significância; esta análise possui, portanto, caráter descritivo e exploratório, e o ONI deve ser lido como uma camada de contextualização climática regional, e não como variável explicativa direta das taxas de migração dunar.

## **6.5 Homogeneidade Textural e Maturidade do Sistema Eólico**

O quadro granulométrico da Ilha de Curupu areia fina em 100% das amostras, seleção boa a muito boa em 41 de 42 pontos, ausência completa de cascalho e frações finas residuais configura um dos padrões de maior homogeneidade textural que um sistema costeiro arenoso pode exibir. Essa homogeneidade é interpretada aqui como assinatura de retrabalhamento eólico maduro e prolongado: o transporte por saltação atua como filtro granulométrico natural, removendo seletivamente as frações finas por deflação e sendo incapaz de mobilizar as frações mais grossas, de modo que ciclos sucessivos de erosão e redeposição concentram progressivamente o sedimento numa faixa estreita de tamanho de grão (PYE; TSOAR, 2009; SUGUIO, 1992). Em campos de dunas costeiras, o grau de seleção elevado é indicador clássico da eficiência desse filtro, e a predominância de areia fina bem selecionada é a assinatura textural esperada

de depósitos eólicos litorâneos que retrabalham areias de praia (PYE; TSOAR, 2009).

A assimetria discretamente positiva da maior parte do conjunto (23 de 42 amostras, com  $Sk_1$  médio de +0,10) reforça essa leitura. A cauda fina persistente, embora quantitativamente residual (silte médio de 0,13%), é compatível com dois processos não excludentes: a retenção parcial de finos em setores com cobertura vegetal incipiente, que reduz localmente a competência da deflação (HESP, 2002; MAUN, 2009), e o aporte de silte fino em suspensão associado à componente estuarina do Golfão Maranhense, ambiente de elevada carga de sedimentos finos em suspensão. Cabe registrar que a produção de silte por intemperismo químico de areias quartzosas em clima tropical úmido é processo documentado (PYE, 1983), e não pode ser descartada como fonte parcial da fração fina observada ainda que a distinção entre essas três origens exigisse análises mineralógicas e morfoscópicas dirigidas, não realizadas neste trabalho.

O caso de CS22-E2 destaca-se como a única assinatura verdadeiramente anômala do conjunto. Um teor de silte 17,5 vezes superior à média das demais amostras não é variação estatística marginal: indica um ponto onde o filtro eólico dominante não operou com a mesma eficiência, permitindo a retenção de material fino que em todos os outros pontos amostrados foi removido. As anotações de campo registram a zona entre CS29-E2 e CS22-E2 como área de intensa presença de poças d'água e vegetação, ao final da Duna 3, o que é compatível com a hipótese de coleta em microambiente de menor exposição ao vento efetivo setor abrigado ou depressão interdunar sob influência de cobertura vegetal capaz de reter finos (HESP, 2002; MAUN, 2009).

A amostra CS33-E1 representa o desvio oposto: fração grosseira residual contida integralmente no espectro arenoso (0% de silte, argila e cascalho), suficiente para deslocar o diâmetro médio ao limite inferior da classe areia fina e elevar a curtose à faixa leptocúrtica. Como a fração diferenciada permanece dentro da população arenosa, a explicação mais parcimoniosa é a presença localizada de areias mais grossas do próprio sistema possivelmente associadas a setores de maior energia ou a lags residuais de deflação, nos quais a remoção seletiva dos grãos mais finos concentra relativamente os mais grossos na superfície (PYE; TSOAR, 2009). Essa amostra situa-se na área de cordões da Duna 3, e a identificação da natureza mineralógica da fração grosseira (quartzo, bioclastos ou outros constituintes) demandaria exame morfoscópio dirigido, não contemplado nesta análise.

Por fim, o resultado de CS30 Praia textural e estatisticamente indistinguível do conjunto dunar em todos os parâmetros estabelecidos em Folk e Ward (1957) merecem interpretação cautelosa. A expectativa clássica para sistemas praia-duna é de diferenciação textural entre os dois compartimentos, com a face de praia tendendo a sedimento mais grosso e menos selecionado que a duna adjacente, em razão da diferença de competência entre o transporte por ondas e o transporte eólico (SHORT; HESP, 1982; PYE; TSOAR, 2009). A ausência dessa diferenciação em Curupu admite duas leituras não excludentes. A primeira é a de conectividade textural elevada entre praia e duna, esperável em ambiente de baixa energia de onda como o do Golfão Maranhense, onde a fonte sedimentar comum e o retrabalhamento eólico contínuo sobre todo o sistema podem uniformizar a textura antes que a ação de onda produza segregação detectável. A segunda é a limitação amostral: com um único ponto de coleta na face de praia ( $n = 1$ ), não é possível caracterizar estatisticamente a variabilidade textural desse compartimento ao longo do perfil praial ou da extensão litorânea. Este trabalho registra a observação e assume explicitamente que sua generalização exigiria amostragem adicional da face de praia em múltiplas posições recomendação incorporada às sugestões de continuidade desta pesquisa.

## 7 CONCLUSÃO

A investigação da morfogênese dos cordões arenosos e dunares da Ilha de Curupu, conduzida por meio de levantamento aerofotogramétrico com VANT (resolução de 3,63 cm/pixel, RMSE altimétrico inferior a 2 cm), análise multitemporal de imagens do Google Earth Pro (2004–2024), determinação de matéria orgânica por LOI ( $n = 18$ ), análise granulométrica a laser ( $n = 42$ ) e confrontação com séries climáticas do INMET, permitiu as conclusões apresentadas a seguir.

As três unidades dunares identificadas Duna 1, Duna 2 e Duna 3 encontram-se em estágios evolutivos distintos, evidenciados pela convergência de três linhas independentes de análise. O gradiente de matéria orgânica (Duna 1: 0,86% > Duna 2: 0,77% > Duna 3: 0,27%), a relação inversa entre altura de crista e taxa de migração lateral, e o comportamento singular da Duna 3 que combina a maior altitude média (3,66 m) com a menor taxa média de migração (12,41 m/ano) e um declínio contínuo de altura ao longo do perfil compõem um quadro compatível com os modelos de

balanço sedimentar de Psuty (1988) e de ecomorfodinâmica de dunas frontais de Hesp (2002). A Duna 1 apresenta perfil de maturidade avançada com progradação lateral consolidada; a Duna 2 ocupa posição intermediária; e a Duna 3 encontra-se em fase de transição entre acreção vertical e redistribuição lateral do sedimento previamente acumulado.

A granulometria confirmou uma elevada homogeneidade textural com a totalidade das amostras classificada como areia fina, 95,2% com seleção boa, ausência completa de cascalho, configurando assinatura de retrabalhamento eólico maduro. O contraste intra-sítio entre a crista da Duna 2 (0,28% de MO) e a área vegetada a 34 metros de distância (1,24%) demonstrou que a cobertura vegetal e o regime hídrico local, e não a posição no perfil costa–interior, constituem as variáveis determinantes da distribuição de matéria orgânica no campo dunar.

A integração com dados climáticos evidenciou que o transporte eólico efetivo opera por janelas episódicas de vento forte sobre sedimento seco, e não como função direta das médias anuais conclusão sustentada pela ocorrência de migração elevada em anos muito chuvosos (2009) e migração intermediária em anos de vento fraco (2019). A teleconexão ENOS clássica manifestou-se de forma atenuada e inconsistente na série analisada, resultado compatível com a posição de fronteira climática do Maranhão entre os regimes amazônico e nordestino e com a proveniência predominantemente atlântica da umidade regional.

As limitações deste trabalho incluem o número reduzido de amostras por unidade dunar ( $n = 2$  a  $5$ ), insuficiente para inferência estatística formal; as lacunas na série climática do INMET, particularmente a ausência de precipitação para 2020–2021 e a cobertura incompleta do vento entre 2004 e 2011. A continuidade desta pesquisa beneficia especialmente da incorporação de dados de vento com resolução horária, da ampliação da amostragem com morfoscopia dirigida, e da datação absoluta dos cordões internos não abordados neste estudo.

Os resultados produzem a primeira caracterização morfossedimentar integrada da Ilha de Curupu, contribuindo para o preenchimento de uma lacuna na geomorfologia costeira do litoral maranhense e oferecendo subsídios para ações de ordenamento territorial e conservação de um ecossistema sob crescente pressão antrópica.

## REFERÊNCIAS

- AMORIM, I. F. F.; SILVA, A. F. C.; AMORIM, G. S.; GUTERRES, A. V. F.; ALMEIDA JR., E. B. Descrição fitossociológica da comunidade herbácea das dunas de Curupu, Raposa, Maranhão. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 16, n. 3, p. 1387–1396, 2023.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over Northeast Brazil. *International Journal of Climatology*, v. 26, n. 13, p. 1895–1912, 2006.
- ANTHONY, D. J. Beach-ridge development and sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology*, v. 129, p. 175–186, 1995.
- ANTHONY, E. J. Shore processes and their palaeoenvironmental applications. Amsterdam: Elsevier, 2008. (Development in Marine Geology Series).
- ARAÚJO, D. S. D.; MACIEL, N. C. Os manguezais e as restingas do Rio de Janeiro: ecologia e conservação. Rio de Janeiro: Fundação Estadual de Engenharia do Meio Ambiente, 1998.
- ARENS, S. M.; MULDER, J. P. M.; SLINGS, Q. L.; GEELLEN, L. H. W. T.; DAMSMA, P. Dynamic dune management, integrating objectives of nature development and coastal safety: examples from the Netherlands. *Geomorphology*, v. 199, p. 205–213, 1995.

- BAGNOLD, R. A. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen, 1941. 265 p.
- BIRD, E. C. Coastal geomorphology: an introduction. Chichester: John Wiley & Sons, 2008.
- BITTENCOURT, A. C. S. P. Cordões litorâneos do litoral norte da Bahia: morfologia, gênese e evolução. Salvador: UFBA, 2015.
- BITTENCOURT, A. C. S. P. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos lacustres no litoral do RS – Brasil. 2015. v. I.
- CAMARGO, M. G. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. Revista Brasileira de Geociências, v. 36, n. 2, p. 371–378, 2006.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. Reimp. 2017.
- CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P. Morfologia e evolução das dunas costeiras da zona leste de Fortaleza, estado do Ceará, Brasil. Revista de Geologia, Fortaleza, v. 15, p. 65–78, 2002.
- COSTAS, S. et al. Foredune initiation and early development through biophysical interactions. Science of the Total Environment, v. 947, p. 174530, 2024.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; MACQUARRIE, K.; AAGAARD, T. The effect of wind gusts, moisture content and fetch length on sand transport on a beach. Geomorphology, v. 68, p. 115–129, 2005.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; YANG, Y.; OLLERHEAD, J.; HESP, P. A.; WALKER, I. J. The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on a beach. Earth Surface Processes and Landforms, v. 33, n. 1, p. 55–74, 2005.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; BAUER, B. O.; WALKER, I. J.; HESP, P. A.; OLLERHEAD, J.; CHAPMAN, C. High-frequency sediment transport responses on a vegetated foredune. Earth Surface Processes and Landforms, v. 37, n. 11, p. 1227–1241, 2012.
- DEAN, W. E. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa, v. 44, n. 1, p. 242–248, 1974.
- DELGADO-FERNANDEZ, I.; DAVIDSON-ARNOTT, R. Meso-scale aeolian sediment input to coastal dunes: the nature of aeolian transport events. Geomorphology, v. 126, n. 1-2, p. 217–232, 2011.
- DOMINGUEZ, J. M. L. The coastal zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. (org.). Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Berlin: Springer, 2009. p. 17–51. (Lecture Notes in Earth Sciences, v. 107).
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; TRIGO, R.; AMBRIZZI, T.; SOUZA, E.; GIMENO, L. A

Lagrangian identification of the main sources of moisture affecting Northeastern Brazil during its pre-rainy and rainy seasons. *PLoS ONE*, v. 5, n. 6, e11205, 2010.

DURÁN, O.; MOORE, L. J. Vegetation controls on the maximum size of coastal dunes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 110, n. 43, p. 17217–17222, 2013.

EL-ROBRINI, M.; SILVA, M. M. A.; SOUZA FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. H. S.; SILVA JÚNIOR, O. G.; FRANÇA, C. F. Atlas de erosão e progradação da costa amazônica: trecho Tutóia (MA) – Cabo Orange (AP). In: MUEHE, D. (org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília: MMA, 2006. p. 1–124.

FEITOSA, A. C. Dinâmica dos processos geomorfológicos na área costeira nordeste da Ilha do Maranhão. 1996. 249 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1996.

FEITOSA, A. C.; DIAS, V. S. Erosão e sedimentação na costa maranhense. In: *PROJETO GERENCIAMENTO COSTEIRO*. São Luís: IBAMA, 1999. p. 35–58.

FERREIRA, D. B. S.; SOUZA, E. B.; MORAES, B. C.; MEIRA FILHO, L. G. Spatial and temporal variability of rainfall in eastern Amazon during the rainy season. *The Scientific World Journal*, v. 2015, art. 209783, 9 p., 2015.

FILHO, E. A.; ROCHA, L. M.; COSTA, J. F. Morfodinâmica de canais de maré no litoral maranhense. *Revista Geografia em Foco*, São Luís, v. 10, n. 1, p. 42–58, 2023.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, n. 1, p. 3–26, 1957.

FONSTAD, M. A.; DIETRICH, J. T.; COURVILLE, B. C.; JENSEN, J. L.; CARBONNEAU, P. E. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, n. 4, p. 421–430, 2013.

GONÇALVES, J. A.; HENRIQUES, R. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 104, p. 101–111, 2015.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 435, p. 77–92, 1977.

HEIRI, O.; LOTTER, A. F.; LEMCKE, G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, Dordrecht, v. 25, n. 1, p. 101–110, 2001.

HESP, P. A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 48, n. 1-3, p. 245–268, 2002.

HESP, P. A. Coastal dunes in the tropics and temperate regions: comparative geomorphology.

In: MARTÍNEZ, M. L.; PSUTY, N. P. (org.). Coastal dunes: ecology and conservation. Berlin: Springer, 2006a. p. 29–49.

HESP, P. A. Sand beach ridges: definition and re-definition. *Journal of Coastal Research*, SI 39, p. 72–75, 2006b.

HESP, P. A.; HASTINGS, K. Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of berm/beach. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 146, n. 1-4, p. 51–61, 1998.

HESP, P. A.; WALKER, I. J. Coastal dunes. In: SHRODER, J. (ed.); SHERMAN, D. J. (ed.). *Treatise on geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. v. 10, p. 328–355.

INMET – INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Banco de dados meteorológicos para ensino e pesquisa. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Acesso em: 10 jul. 2025.

IPCC – INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.

JAMES, M. R.; ROBSON, S. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, n. 10, p. 1413–1420, 2014.

LAPORTE-FAURET, Q.; MARIEU, V.; CASTELLE, B.; MICHALET, R.; BUJAN, S.; ROSEBERY, D. Low-cost UAV for high-resolution and large-scale coastal dune change monitoring using photogrammetry. *Journal of Marine Science and Engineering*, v. 7, n. 3, p. 63, 2019.

LUCZAK, C.; JANQUIN, M. A.; KUPKA, A. Simple standard procedure for the routine determination of organic matter in marine sediment. *Hydrobiologia*, Dordrecht, v. 345, n. 1, p. 87–94, 1997.

MAIA, L. P. *Processos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE – Brasil): implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral*. 1998. Tese (Doutorado em Ciências do Mar) – Universitat de Barcelona, Barcelona, 1998.

MARTÍNEZ, M. L.; PSUTY, N. P. (org.). *Coastal dunes: ecology and conservation*. Berlin: Springer, 2004. (Ecological Studies, v. 171).

MAUN, M. A. *The biology of coastal sand dunes*. Oxford: Oxford University Press, 2009. 288 p.

McKENNA NEUMAN, C.; NICKLING, W. G. A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment by wind. *Canadian Journal of Soil Science*, v. 69, n. 1, p. 79–96, 1989.

- MEIRELES, A. J. A. et al. Dinâmica sedimentar e morfologia da planície costeira do Maranhão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 2, p. 89–104, 2011.
- MELO, T. R. Morfologia e classificação das dunas da Ilha de Curupu – MA. 2018. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2018.
- MORAIS, J. O. Processos e impactos ambientais em zonas costeiras. *Geosul*, Florianópolis, v. 11, n. 22, p. 56–69, 1996.
- MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA, A.; CUNHA, S. B. (org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 253–308.
- NOAA CLIMATE PREDICTION CENTER. Oceanic Niño Index (ONI): historical El Niño/La Niña episodes (1950–present). Disponível em: [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). Acesso em: 06 jul. 2026.
- NOTT, J.; HAYNE, M. High frequency of 'super-cyclones' along the Great Barrier Reef over the past 5,000 years. *Nature*, London, v. 413, p. 508–512, 2001.
- OTVOS, E. G. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, v. 32, n. 1-2, p. 83–108, 2000.
- PINHEIRO, C. U. B.; MACHADO, D. S. A paisagem e a vegetação na Ilha de Curupu, litoral ocidental do estado do Maranhão. *Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais*, v. 7, n. 2, p. 84–100, 2016.
- PIORSKI, R. A. S. et al. Subsídio para manejo da visitação da praia de Carimã – Raposa. *Revista Brasileira de Planejamento e Desenvolvimento*, v. 10, n. 32, 2009.
- PSUTY, N. P. Sediment budget and beach/dune interaction. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n. 3, p. 1–4, 1988.
- PYE, K. Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. *Sedimentary Geology*, v. 34, n. 4, p. 267–282, 1983.
- PYE, K. (org.). *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*. London: Geological Society, 1993. (Special Publication, n. 72).
- PYE, K.; TSOAR, H. *Aeolian sand and sand dunes*. 2. ed. Berlin: Springer, 2009. 476 p.
- RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; AMBRIZZI, T. The impacts of inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. *Journal of Climate*, v. 24, n. 13, p. 3402–3422, 2011.
- ROTNICKA, J.; DŁUŻEWSKI, M.; DĄBSKI, M.; TEREFEENKO, P.; KOSTASCHUK, R. Accuracy of the UAV-based DEM of beach–foredune topography in relation to selected

morphometric variables, land cover, and multitemporal sediment budget. *Estuaries and Coasts*, v. 43, p. 1840–1854, 2020.

SANTOS, R. A. Influência dos eventos El Niño/La Niña na formação das dunas costeiras no Maranhão. 2008. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2008.

SANTOS, I. R. M.; BORGES, T. C. C.; NASCIMENTO, M. P. Ilha de Curupu e atividade turística: impactos ambientais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9., 2012, Rio de Janeiro. Anais [...]. Rio de Janeiro: UGB, 2012.

SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, v. 48, n. 3-4, p. 259–284, 1982.

SILVA, A. L. Dinâmica eólica e deposicional das dunas da Ilha de Curupu. 2012. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2012.

SILVA, I. M.; MEDEIROS, D. M.; MESQUITA, M. S. Investigating teleconnection patterns associated with the rainy season of the northern northeast Brazil using a hidden Markov model. *Climate Dynamics*, v. 55, p. 2075–2088, 2020.

SUGUIO, K. Introdução à sedimentologia. São Paulo: Edgard Blücher, 1992.

SUGUIO, K. et al. Neotectônica do litoral brasileiro: evidências e implicações. São Paulo: IGc-USP, 1985.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. São Paulo: Instituto de Geociências da USP, 1984. (Série Técnica, n. 28).

TANNER, W. F.; STAPOR, F. W. Beach ridge data and sea level history. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 56, n. 3, p. 370–400, 1972.

TSOAR, H.; LEVIN, N.; PORAT, N.; MAIA, L. P.; HERRMANN, H. J.; TATUMI, S. H.; CLAUDINO-SALES, V. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). *Quaternary Research*, v. 71, n. 2, p. 217–226, 2009.

VITORIO, E. L.; SILVA, T.; VILELA, I.; SANTOS, E.; VELEDA, D. Interannual rainfall variability in Northeast Brazil influenced by Pacific and Atlantic climate modes. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 112, 101596, 2025.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922.

ZANONI, E. Geomorfologia, sedimentologia e geotécnicas do sistema praia/dunas em áreas de nidificação de tartarugas marinhas na Ilha do Maranhão, Brasil. 2020. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 2020.

## **APÊNDICE**

**MDE - Processing Report 08 April 2026**



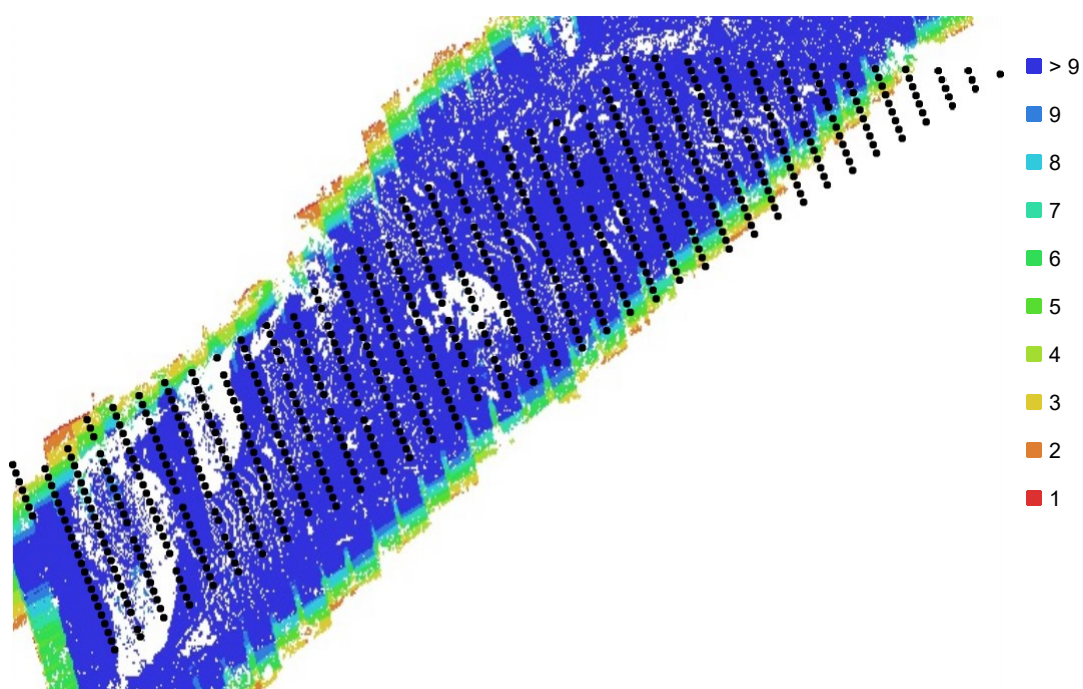
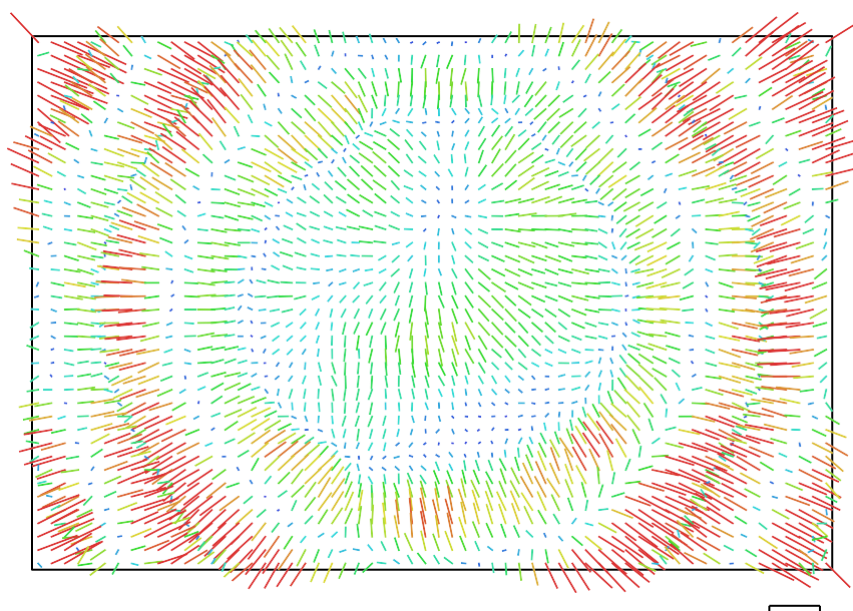


Fig. 1. Camera locations and image overlap.

|                    |                       |                     |           |
|--------------------|-----------------------|---------------------|-----------|
| Number of images:  | 704                   | Camera stations:    | 703       |
| Flying altitude:   | 121 m                 | Tie points:         | 493,286   |
| Ground resolution: | 3.63 cm/pix           | Projections:        | 2,540,631 |
| Coverage area:     | 0.921 km <sup>2</sup> | Reprojection error: | 1.33 pix  |

| Camera Model    | Resolution  | Focal Length | Pixel Size          | Precalibrated |
|-----------------|-------------|--------------|---------------------|---------------|
| FC3411 (8.38mm) | 5472 x 3648 | 8.38 mm      | 2.51 x 2.51 $\mu$ m | Não           |

Table 1. Cameras.



1 pix

Fig. 2. Image residuals for FC3411 (8.38mm).

**FC3411 (8.38mm)**

704 images

Type  
**Frame**Resolution  
**5472 x 3648**Focal Length  
**8.38 mm**Pixel Size  
**2.51 x 2.51  $\mu$ m**

|           | Valor               | Error    | Cx   | Cy    | B1    | B2    | K1    | K2    | K3    | K4    | P1    | P2    |
|-----------|---------------------|----------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>F</b>  | <b>3344</b>         |          |      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| <b>Cx</b> | <b>33.1135</b>      | 0.072    | 1.00 | -0.00 | -0.01 | 0.28  | -0.03 | 0.03  | -0.04 | 0.04  | 0.11  | -0.00 |
| <b>Cy</b> | <b>53.9967</b>      | 0.061    |      | 1.00  | -0.24 | 0.01  | -0.01 | 0.02  | -0.03 | 0.03  | -0.01 | -0.11 |
| <b>B1</b> | <b>4.20748</b>      | 0.018    |      |       | 1.00  | -0.00 | -0.01 | -0.01 | 0.03  | -0.04 | 0.01  | 0.04  |
| <b>B2</b> | <b>8.44129</b>      | 0.018    |      |       |       | 1.00  | -0.01 | 0.01  | -0.01 | 0.02  | 0.02  | -0.01 |
| <b>K1</b> | <b>-0.0278121</b>   | 4.7e-005 |      |       |       |       | 1.00  | -0.98 | 0.94  | -0.89 | -0.00 | -0.02 |
| <b>K2</b> | <b>-0.130322</b>    | 0.00019  |      |       |       |       |       | 1.00  | -0.99 | 0.96  | 0.01  | 0.02  |
| <b>K3</b> | <b>0.316864</b>     | 0.00029  |      |       |       |       |       |       | 1.00  | -0.99 | -0.01 | -0.02 |
| <b>K4</b> | <b>-0.174802</b>    | 0.00015  |      |       |       |       |       |       |       | 1.00  | 0.02  | 0.02  |
| <b>P1</b> | <b>3.26962e-005</b> | 2e-006   |      |       |       |       |       |       |       |       | 1.00  | -0.00 |
| <b>P2</b> | <b>5.05323e-006</b> | 1.5e-006 |      |       |       |       |       |       |       |       |       | 1.00  |

Table 2. Calibration coefficients and correlation matrix.

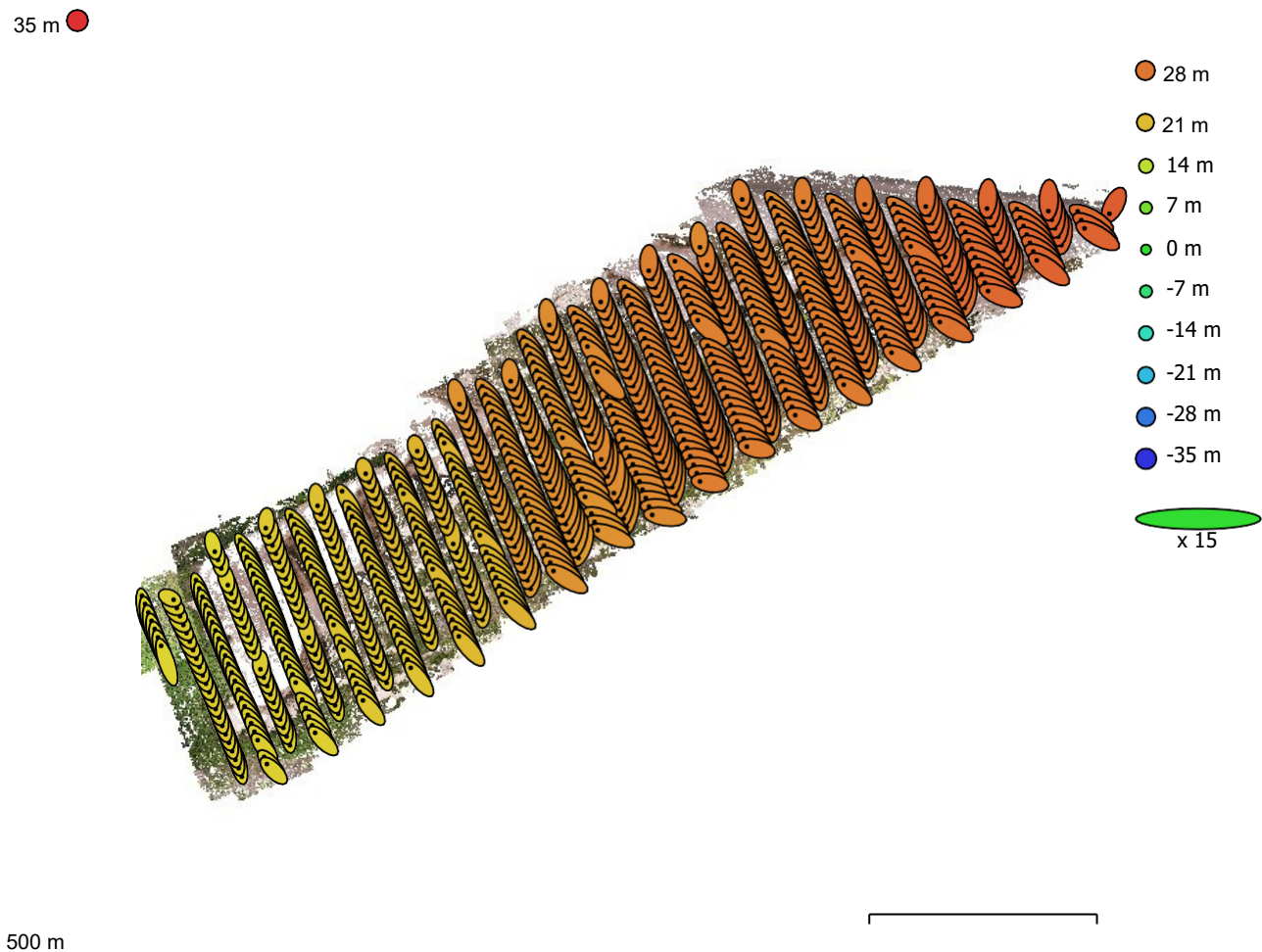


Fig. 3. Camera locations and error estimates.  
 Z error is represented by ellipse color. X,Y errors are represented by ellipse shape.  
 Estimated camera locations are marked with a black dot.

| X error (m) | Y error (m) | Z error (m) | XY error (m) | Total error (m) |
|-------------|-------------|-------------|--------------|-----------------|
| 2.08338     | 3.04909     | 24.6174     | 3.69289      | 24.8929         |

Table 3. Average camera location error.  
 X - Easting, Y - Northing, Z - Altitude



Fig. 4. GCP locations and error estimates.

Z error is represented by ellipse color. X,Y errors are represented by ellipse shape. Estimated GCP locations are marked with a dot or crossing.

| Número | X error (cm) | Y error (cm) | Z error (cm) | XY error (cm) | Total (cm) |
|--------|--------------|--------------|--------------|---------------|------------|
| 11     | 6.43999      | 14.9517      | 1.98727      | 16.2797       | 16.4005    |

Table 4. Control points RMSE.

X - Easting, Y - Northing, Z - Altitude.

| <b>Rótulo</b> | <b>X error (cm)</b> | <b>Y error (cm)</b> | <b>Z error (cm)</b> | <b>Total (cm)</b> | <b>Imagem (pix)</b> |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------|---------------------|
| A4            | 1.47458             | -2.77983            | -0.494113           | 3.18528           | 0.038 (10)          |
| A5            | -15.4019            | -31.0599            | 0.879552            | 34.6801           | 0.147 (11)          |
| A6            | 9.85943             | 32.9451             | -1.40852            | 34.4176           | 0.268 (9)           |
| A7            | 8.49798             | -15.8158            | 1.44262             | 18.0121           | 0.172 (11)          |
| A8            | -2.14968            | 5.8231              | -0.413885           | 6.22101           | 0.163 (18)          |
| A11           | -3.66384            | 4.41065             | -3.27625            | 6.60389           | 0.175 (11)          |
| A12           | -3.72797            | -4.62466            | 3.14171             | 6.71979           | 0.234 (13)          |
| A13           | 1.05769             | 0.391629            | -0.0201326          | 1.12805           | 0.200 (16)          |
| A14           | 1.92727             | 7.89047             | -3.26912            | 8.75563           | 0.368 (14)          |
| A15           | -0.906068           | -0.755138           | 2.38824             | 2.66362           | 0.518 (16)          |
| A16           | 3.12959             | 3.66129             | 1.09182             | 4.93877           | 0.156 (18)          |
| <b>Total</b>  | <b>6.43999</b>      | <b>14.9517</b>      | <b>1.98727</b>      | <b>16.4005</b>    | <b>0.261</b>        |

Table 5. Control points.

X - Easting, Y - Northing, Z - Altitude

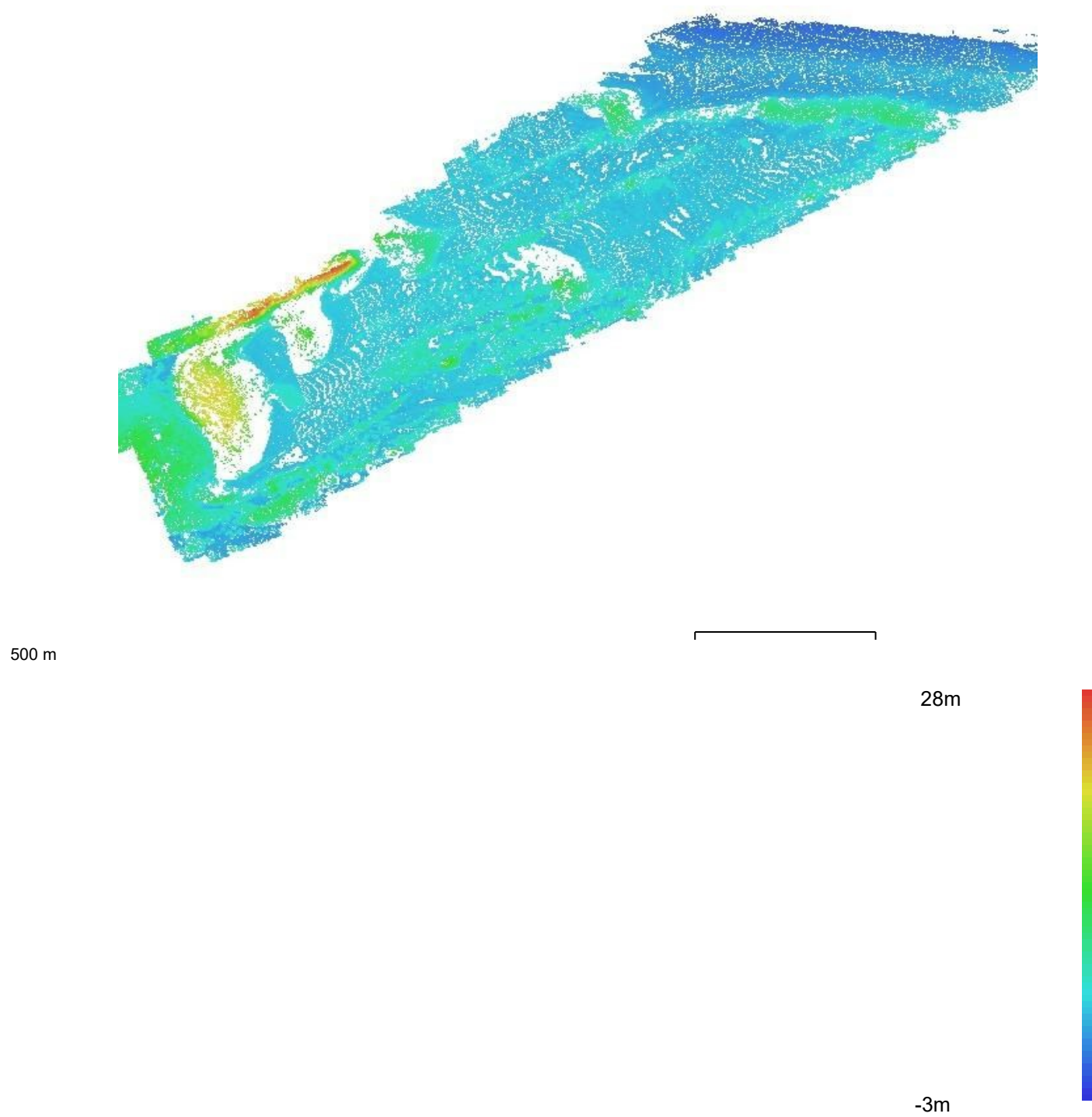


Fig. 5. Reconstructed digital elevation model.  
Resolution: unknown  
Point density: unknown

**Geral**

|                   |                                          |
|-------------------|------------------------------------------|
| Câmaras           | 704                                      |
| Aligned cameras   | 703                                      |
| Marcadores        | 11                                       |
| Coordinate system | SIRGAS 2000 / UTM zone 23S (EPSG::31983) |
| Rotation angles   | Yaw, Pitch, Roll                         |

**Nuvem de Pontos**

|                                |                        |
|--------------------------------|------------------------|
| Pontos                         | 493,286 of 536,376     |
| RMS reprojection error         | 0.180593 (1.33034 pix) |
| Max reprojection error         | 2.15588 (46.9109 pix)  |
| Mean key point size            | 7.29816 pix            |
| Cores dos pontos               | 3 bands, uint8         |
| Key points                     | Não                    |
| Average tie point multiplicity | 5.40768                |

**Parâmetros de alinhamento**

|                               |                      |
|-------------------------------|----------------------|
| Precisão                      | Média                |
| Generic preselection          | Não                  |
| Reference preselection        | Sim                  |
| Key point limit               | 40,000               |
| Tie point limit               | 4,000                |
| Filter points by mask         | Não                  |
| Mask tie points               | Não                  |
| Adaptive camera model fitting | Sim                  |
| Matching time                 | 8 minutes 52 seconds |
| Alignment time                | 4 minutes 58 seconds |

**Optimization parameters**

|                               |                               |
|-------------------------------|-------------------------------|
| Parâmetros                    | b1, b2, cx, cy, k1-k4, p1, p2 |
| Adaptive camera model fitting | Não                           |
| Optimization time             | 8 seconds                     |

**Software**

|          |                  |
|----------|------------------|
| Version  | 1 5.1 build 7618 |
| Platform | Windows 64       |