



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO ACADÊMICO EM GEOGRAFIA

THIAGO CAVALCANTE LINS SILVA

CONDIÇÃO MORFODINÂMICA E GEOMORFOLOGIA DO
CAMPO DE DUNAS DO BAIXO SÃO FRANCISCO NO
ESTADO DE ALAGOAS

MACEIÓ, ALAGOAS

2021

THIAGO CAVALCANTE LINS SILVA

**CONDIÇÃO MORFODINÂMICA E GEOMORFOLOGIA DO
CAMPO DE DUNAS DO BAIXO SÃO FRANCISCO NO
ESTADO DE ALAGOAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial para obtenção do título de **Mestre em Geografia**.

Área de concentração: Organização do espaço geográfico.

Linha de pesquisa: Dinâmica socioambiental e geoprocessamento.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Nivaneide Alves de Melo Falcão.

Coorientador: Prof. Dr. Bruno Ferreira.

MACEIÓ, ALAGOAS

2021

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 – 1767

S586c Silva, Thiago Cavalcante Lins.
Condição morfodinâmica e geomorfologia do Campo de Dunas do Baixo São Francisco no estado de Alagoas / Thiago Cavalcante Lins Silva. – 2021.
151 f. : il. color.

Orientadora: Nivaneide Alves de Melo Falcão.
Co-orientador: Bruno Ferreira.
Dissertação (mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente. Maceió, 2021.

Bibliografia: f. 141-151.

1. Geomorfologia litorânea. 2. Dunas - Alagoas. 3. Variações temporais.
I. Título.

CDU: 911.2:551.4(813.5)

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a todos aqueles que acreditaram em mim e em meu potencial, especialmente **minha mãe Mariza, meu pai Eliel e minha irmã Carolina**, que sempre estiveram ao meu lado para me apoiar em cada momento de minha vida, vibrando com cada conquista.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a meus pais, **Mariza e Eliel**, que sempre me apoiaram e me incentivaram ao longo da minha vida, sobretudo preocupados com meu bem-estar e meu desenvolvimento como pessoa, a eles devo minha vida e tudo que já alcancei até hoje.

Agradeço a **Universidade Federal de Alagoas (UFAL)** e ao corpo docente do **Programa de Pós-graduação em Geografia (PPGG)**, que sempre se mostraram atenciosos aos mestrandos.

Agradeço aos **meus orientadores** pela seriedade, dedicação, responsabilidade e flexibilidade na condução deste trabalho.

À minha orientadora, **Nivaneide Melo**, por aceitar orientar esse trabalho e me acolher como seu orientando, agradeço a paciência, atenção e seriedade. Seus ensinamentos e sugestões foram fundamentais para a construção deste trabalho e para meu amadurecimento acadêmico.

Agradeço a meu Coorientador, **Bruno Ferreira**, pela dedicação, atenção, paciência e amizade, não só no período do mestrado, como nos últimos 5 anos em que venho sendo seu orientando, por estar sempre incentivando e apoiando cada etapa de meu desenvolvimento acadêmico. Sou grato por todos os ensinamentos, conselhos e broncas.

Agradeço aos professores **Marco Túlio Diniz** e **Ana Paula Lopes** por aceitarem compor a banca avaliadora deste trabalho, pela atenção e dedicação nas sugestões de ajustes do estudo, suas contribuições foram essenciais para construção final deste estudo.

A **Washington Narciso**, o assistente administrativo mais competente do IGDEMA, sempre disposto a ajudar e resolver qualquer demanda do PPGG. À assistente administrativa **Maria Cristina** (*in memoriam*) pelo carinho, simpatia e bom humor, descanse em paz.

Agradeço ao **Laboratório de Geologia do IGDEMA (LABGEO)**, por fornecer as estruturas de apoio para a construção deste estudo. Ainda agradeço a seus integrantes que, além de contribuírem diretamente com este trabalho, me proporcionaram diversos momentos de descontração que aliviavam a pressão do mestrado.

Agradeço a meus amigos de Laboratório, especialmente: **Matheus Araujo**, meu grande amigo e irmão com quem compartilho ao mesmo tempo as ideias mais sérias e as mais descontraídas; **Tereza Layla**, grande amiga com quem compartilho os momentos mais engraçados, sendo a moça que consegue ser ao mesmo tempo meiga e “pedreira”; **José Júnior**, o rapaz mais sério e compenetrado do laboratório, que tem sempre os melhores comentários e as descobertas mais recentes sobre geo. Agradeço ainda a **Anderson, João Paulo e Márcio**,

que indiretamente contribuíram com esse trabalho.

Agradeço a minha irmã **Carolina Cavalcante**, por seus conselhos, toda sua atenção e paciência, ao longo do mestrado e de minha vida.

À minha namorada **Maiara Nunes Freire**, por todo apoio, compreensão, carinho e amor, assim como todo o apoio e incentivo não só para a construção deste trabalho, como para meu desenvolvimento pessoal, sem você nada disso seria possível.

Aos colegas de mestrado, em especial Anderson Ramos, Wagner Valdir, Dario Rosalva, Deise Samara e Pedro Henrique, pelas conversas, companhia e trocas de informações.

A todos o meu **MUITO OBRIGADO!**

RESUMO

Os modelados Eólicos são bastante sensíveis a variações climáticas, resultando em ocasionais processos de remodelamento, controlados pelos balanceamentos e inter-relações que resultam em uma multiplicidade de formas eólicas. As Dunas de Piaçabuçu, inseridas no Baixo São Francisco, constituem uma área bastante dinâmica no Litoral de Alagoas, por este motivo apresenta uma diversidade de estudos relacionados ao mesmo, entretanto, os estudos de natureza geológica-geomorfológica são datados da década passada, necessitando de atualizações e ajustes. Daí surge a necessidade de estudos sistemáticos que busquem rediscutir e detalhar os processos morfológicos da região. O presente trabalho constitui uma proposta de análise integrada da dinâmica geomorfológica utilizando para isso técnicas de análise do regime eólico, técnicas de análise morfoplanimétrica, mapeamento de unidades do relevo, análises temporais das variações do campo de dunas 1D e 2D. Os resultados demonstraram que o regime eólico regional promove a deriva eólica das dunas no sentido Sudoeste, com maiores processos de deriva entre os meses de novembro a janeiro. Os processos de deriva por sua vez condicionam o retrabalhamento das cristas de dunas mais baixas, com alta densidade de defeitos e pouco alongadas, enquanto que as porções mais elevadas apresentam contexto mais estável e evolutivamente mais resistente. Em relação aos modelados mapeados, foram encontradas uma diversidade de morfologias eólicas, agrupadas nas associações do sistema praia-duna, das associações deflacionárias e associações livres, encontrando-se morfologias simples e complexas, havendo um aumento potencial de complexidade de formas verticalmente e horizontalmente no sentido a desembocadura. Em relação à análise espaço temporal foi identificado comportamento de recuo nas proximidades da desembocadura fluvial com taxas de recuo 20 m/a e taxa erosão 170.000 m²/a, enquanto que nos movimentos de avanço do campo de dunas foram encontrados taxas de 10 m/a e uma taxa de avanço de 58.000 m²/a. Na correlação dos resultados, identificou-se o processo de barramento no controle da estabilidade do sistema eólico, interpretando as barreiras topográficas e vegetais como essenciais, permitindo a resiliência e controle do avanço das dunas. De forma conclusiva, o presente estudo realizou um diagnóstico detalhado do campo de dunas, identificando seus fatores modeladores, sua modelagem, suas formas, suas modificações e seus usos, possibilitando uma série de correlações na construção de interpretações não realizadas anteriormente utilizando-se de uma metodologia de baixo custo e bastante viável de aplicações em outras regiões.

Palavras-Chave: Geomorfologia Costeira; Formas Eólicas; Variações Temporais.

RESUMEN

Las formas eólicas son muy sensibles a las variaciones climáticas, lo que resulta en procesos de remodelación puntuales, controlados por equilibrios e interrelaciones que dan como resultado una multiplicidad de formas de viento. Las Dunas de Piaçabuçu, insertadas en el Bajo São Francisco, constituyen un área muy dinámica en la Costa de Alagoas, por ello presenta una diversidad de estudios relacionados con ella, sin embargo, los estudios de naturaleza geológico-geomorfológica son datados de la última década, necesitando actualizaciones y ajustes. Así surge la necesidad de estudios sistemáticos que busquen volver a discutir y detallar la dinámica geomorfológica. En este contexto, el presente trabajo constituyó una propuesta para un análisis integrado de la dinámica geomorfológica utilizando técnicas de análisis del régimen viento, también técnicas de análisis morfoplanimétrico, cartografía de unidades de relieve, análisis temporal de variaciones en el campo de dunas 1D y 2D. Los resultados mostraron que el régimen de viento regional promueve la deriva de las dunas en dirección Suroeste, con mayores procesos de deriva entre los meses de noviembre a enero. Los procesos de deriva, a su vez, condicionan el retrabajo de las crestas de dunas inferiores, con alta densidad de defectos y escaso alargamiento, mientras que las porciones superiores presentan un contexto más estable y evolutivamente más resistente. En relación con los relieves mapeados, se encontraron una variedad de morfologías de viento, agrupadas en las asociaciones del sistema playa-duna, de las asociaciones deflacionarias y asociaciones libres, con morfologías simples y complejas, con un potencial incremento en la complejidad de formas vertical y horizontalmente en la dirección a la desembocadura del río. En relación con el análisis espacio temporal, se identificaron comportamientos de retroceso en las cercanías de la desembocadura del río, con tasas de retroceso de 20 m/a y tasa de erosión de 170.000 m²/a, mientras que los movimientos de avance del campo de dunas se encontraron tasas de 10 m/a y una tasa de avance de 58.000 m²/a. En la correlación de los resultados, se identificó el proceso del obstáculo en el control de la estabilidad del sistema de viento, interpretando las barreras topográficas y vegetales como esenciales, permitiendo la resiliencia y control del avance de las dunas. De manera concluyente este estudio realizó un diagnóstico detallado del campo de dunas, identificando sus factores de formación, su modelado, sus formas y sus modificaciones, posibilitando una serie de correlaciones en la construcción de interpretaciones no realizadas previamente mediante una metodología de bajo costo y bastante factible para aplicaciones en otras regiones.

Palabras-Claves: Geomorfología costera; Formas de viento; Variaciones de tiempo.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Fatores de controle do nível marinho e continental responsáveis pelas mudanças no nível do mar ao longo do Quaternário.	23
Figura 2: Curvas de variações do nível do mar ao longo do litoral brasileiro nos últimos 7000 anos A.P. 1 – reconstrução de níveis marinhos; 2 – terraços de construção marinha e 3 - idades de sambaquis.	24
Figura 3: Curvas de variações do nível do mar da cidade de Recife-PE.....	24
Figura 4: Relações energéticas continente-oceano-atmosfera.	25
Figura 5: Modelo básico de transporte eólico.	27
Figura 6: Seção de características encontradas em sedimentos eólicos.	27
Figura 7: Seção geológica com estratificações cruzadas características de ambientes eólicos.	28
Figura 8: Modelo conceitual de um sistema eólico.....	28
Figura 9: Contextos de variações do NRM. A – NRM baixo ou em queda; B – NRM alto ou em elevação.	32
Figura 10: Relação entre aumento da cobertura e energia do vento.	32
Figura 11: Escalas de evolução de dunas costeiras.	34
Figura 12: Tipos básicos de dunas na classificação de McKee (1979). As setas em azul representam a orientação do vento. A – Dunas Transversais; B – Cadeias Barcanóides; C – Dunas Barcanas; D – Dunas Lineares; E – Dunas Estelares; F- Dunas Reversas; G – Dunas Parabólicas; H - Ruptura de deflação e I – Dunas Dômicas.....	35
Figura 13: Padrões de sistemas eólicos costeiros. A – Dunas frontais; A-B – Dunas frontais com rupturas de deflação conjugadas; A-B-C – Dunas frontais com planícies de deflação e cordões de precipitação ou cadeias barcanóides; A-C – Protodunas e campos de dunas livres completos.....	36
Figura 14: Classificação faciológica/morfológica dos sistemas eólicos compilados.....	37
Figura 15: Processo de barramento vegetal e evolução de formas vegetadas ativas.	41
Figura 16: Parâmetros morfoplanimétricos de análise de campo de dunas.	43
Figura 17: Tipos de dados de variações e relação com as dunas.	45
Figura 18: Diferença entre dados com temporalidades regulares e irregulares.	46
Figura 19: Rosa de areia exemplificada.	48
Figura 20: Mapa de localização da área de estudo.....	49

Figura 21: Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas.	50
Figura 22: Vista panorâmica da porção norte do Campo de Dunas.	51
Figura 23: Os oito estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco.	52
Figura 24: Três estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco proposto por Dominguez (1996).	53
Figura 25: Cinco estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco proposto por Guimarães (2010).	54
Figura 26: Plataforma associada à foz do Rio São Francisco e entorno.	55
Figura 27: Sistemas atmosféricos atuantes no Nordeste.	56
Figura 28: Médias de precipitação anual com isóbatas de pressão estimadas entre Alagoas e Sergipe.	56
Figura 29: Incidência e amplitude dos ventos na estação de Brejo Grande entre 2008-2020, em área a 1 km de distância da área de estudo, também compostas por dunas.	57
Figura 30: Altura de onda, média anual entre 1981 e 2004.	58
Figura 31: Vazão média do Rio São Francisco entre 1958 até 2018.	58
Figura 32: Cobertura vegetal da área de estudo. A - Vegetação arbustiva das superfícies de deflação; B - Vegetação psamófila dos interdunas; C - Vegetação arbórea periférica; D - Vegetação Exótica soterrada.	59
Figura 33: Unidades da paisagem nos municípios de Brejo Grande e Piaçabuçu.	60
Figura 34: Usos das terras distintos nos setores ativos e inativos da área de estudo. A - Criação de caprinos no setor ativo; B - Plantação de coco no setor inativo.	61
Figura 35: Fluxograma de execução do estudo.	62
Figura 36: Fluxograma dos processos e elementos mapeados.	65
Figura 37: Exemplificação da dinâmica do cálculo de variação.	67
Figura 38: Superfícies de deflação em análise	68
Figura 39: Relação entre precipitação e velocidade do vento.	70
Figura 40: Série histórica de precipitação e velocidade do vento.	71
Figura 41: Diagrama de frequência dos ventos de Brejo Grande – SE.	72
Figura 42: Distribuição da frequência dos ventos entre os meses de 2008 e 2020.	73
Figura 43: Relação da frequência de distribuição dos ventos filtrados por meses.	75
Figura 44: Frequência de distribuição de quadrantes por meses.	75
Figura 45: Rosa de areia da deriva geral.	76
Figura 46: Relação entre deriva potencial e velocidade do vento.	77

Figura 47: Variação da deriva potencial eólica entre os meses.....	78
Figura 48: Deriva potencial mensal.....	79
Figura 49: Deriva potencial eólica anual.....	81
Figura 50: Deriva potencial eólica anual por quadrante.....	82
Figura 51: Ciclos de aumento e redução da deriva eólica anual.	82
Figura 52: Formas mapeadas e suas tipologias.	84
Figura 53: Altimetria das cristas de dunas.	85
Figura 54: Espaçamento intercristas.....	86
Figura 55: Comprimento de cristas.	87
Figura 56: Direção das cristas.	89
Figura 57: Bloco diagrama com as relações de direção do vento e direção das cristas de dunas Barcanóides	90
Figura 58: Exemplo de cristas mapeadas com a direção predominante.....	90
Figura 59: Sinuosidade de cristas.....	91
Figura 60: Densidade de defeitos.	92
Figura 61: Campo de dunas em relação a seus setores.....	93
Figura 62: Áreas em quilômetros quadrados das associações das dunas ativas.....	94
Figura 63: Mapa de conjuntos de associações por elementos morfológicos.....	95
Figura 64: Dunas frontais na porção norte do setor ativo.	96
Figura 65: Lençóis de areia com dunas nebkhas embutidas.....	97
Figura 66: Mosaico de estruturas de adesão encontradas nas zonas periféricas dos lençóis de areia.	98
Figura 67: Superfície de deflação vegetada na porção norte do setor ativo.....	99
Figura 68: Povoado Pixaim inserido em superfície de deflação.	100
Figura 69: Superfícies de deflação próximas à desembocadura do Rio São Francisco.	100
Figura 70: Em detalhe crista baixa acoplada a ruptura de deflação.	101
Figura 71: Em detalhes sobreposição sucessiva de cristas em cadeia barcanoide complexa.	102
Figura 72: Em detalhes dois contextos distintos. A - Cordões de precipitação fortemente verticalizados; B - Lobo deposicional colapsado, sobrepondo vegetação de contenção.....	103
Figura 73: Comparativos entre o mapeamento atual e os mapeamentos prévios.....	105
Figura 74: Linhas mapeadas, onde cada linha representa os limites das áreas entre 1984 e 2020. A – Linha de Costa (Entrada); B – Frente de Avanço (Saída); C – Limite das Dunas Complexas	

(Repercussão); D – Superfície de Deflação 1 (Repercussão); E – Superfície de Deflação 2 (Repercussão); F – Superfície de Deflação 4 (Repercussão); G - Superfície de Deflação 3 (Repercussão); H – Superfície de Deflação 5 (Repercussão).....	106
Figura 75: Variação da linha de costa associada ao campo de dunas entre 1984 até 2020...	108
Figura 76: Sumário de taxas de variações da linha de costa.	108
Figura 77: Variações da superfície de deflação 1.....	111
Figura 78: Sumário de taxas de variações da superfície 1.....	111
Figura 79: Taxas de variações médias da superfície de deflação 2.....	113
Figura 80: Sumário de variações da superfície de deflação 2.	113
Figura 81: Taxas de variações médias da superfície de deflação 3.....	115
Figura 82: Sumário de variações da superfície de deflação 3.	115
Figura 83: Sumário de variações da superfície de deflação 4.	117
Figura 84: Sumário de variações da superfície de deflação 5.	119
Figura 85: Taxas de variações médias das cadeias barcanóides complexas.	120
Figura 86: Sumário de variações das cadeias barcanóides complexas.....	121
Figura 87: Taxa de variação média da frente de avanço.	122
Figura 88: Sumário de variações da frente de avanço do campo de dunas.	123
Figura 89: Relações do trend direcional com a presença de barreiras.	124
Figura 90: Mudanças das classes na transição entre 1984 e 2020.....	126
Figura 91: Sumarização de mudança geral das classes.	127
Figura 92: Detalhe dos processos de transições por classes.....	127
Figura 93: Série temporal de classificações.	129
Figura 94: Série temporal de transições.	130
Figura 95: Relação entre áreas eólicas e vegetadas.....	131
Figura 96: Relação entre reativação e colonização.	132
Figura 97: Relação entre avanço e colonização periférica das dunas.	133
Figura 98: Relação entre erosão e deposição.	134
Figura 99: Sumário da relação processo resposta no campo de dunas.....	136
Figura 100: Perfis topográficos e suas relações com a barreiras.....	138

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Principais Feições do sistema praia duna. Descrições com base em Hesp (2000), Kocurek et al. (1992), Giannini et al. (2005, 2011 e 2014).....	38
Quadro 2: Principais Feições das Associações Deflacionárias. Base em Hesp (2000); Giannini (2005); Martinho (2008); Giannini et al. (2011, 2014)	39
Quadro 3: Principais formas de associações livres. Com base em Giannini (2005); Martinho (2008); Giannini et al. (2011, 2014).....	40
Quadro 4: Correlação entre as cronologias das dunas costeiras do Nordeste do Brasil	42
Quadro 5: Classes de direções.....	63
Quadro 6: Classes de velocidades.....	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Classes de Velocidade do Vento entre 2008 e 2020.....	72
Tabela 2: Classes de velocidade filtradas	74

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Deriva Potencial Eólica	47
Equação 2: Potencial de Deriva Resultante (RDP) e Direção de Deriva Resultante (DDR) ..	47
Equação 3: Deriva Potencial Eólica com fator de ponderação.....	63
Equação 4: Velocidade Limiar de Impacto	64
Equação 5: Limiar velocidade do vento no leito eólico (Belly, 1964).....	64

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
1.1 Objetivos	18
1.1.1 Específico.....	18
2 EMBASAMENTO TEÓRICO	19
2.1 A análise sistêmica da paisagem	19
2.1.1 A análise de paisagem.....	19
2.1.2 As contribuições da Geomorfologia na compreensão da paisagem.....	21
2.2 Os ambientes costeiros e as variações do nível do mar.....	22
2.2.1 A morfodinâmica costeira.....	25
2.2.2 Os ambientes de morfodinâmica eólica	26
2.3 Os modelados eólicos	29
2.3.1 Fatores de formação e transformações morfológicas.....	30
2.3.2 Escalas de evolução de dunas costeiras	33
2.3.3 As classificações e modelos de evolução de sistemas eólicos	34
2.3.4 As morfologias eólicas relacionadas a suas associações	38
2.3.5 Os sistemas eólicos no Nordeste do Brasil	41
2.4 As análises morfoplanimétricas em ambientes eólicos	42
2.4.1 Parâmetros de análise e relações numéricas	43
2.4.2 Análises das variações temporais e projeções numéricas	45
2.5 Determinação da taxa de transporte eólico	46
3 MATERIAIS E MÉTODOS	49
3.1 A área de estudo	49
3.1.1 Aspectos Geológicos.....	49
3.1.2 O Delta do São Francisco	51
3.1.3 Condições climáticas e influência marinha.....	55
3.1.4 Cobertura Vegetal e Vegetação.....	58
3.1.5 Unidades da Paisagem e o uso e ocupação das terras.....	60
3.2 Procedimentos metodológicos	61
3.2.1 Revisão bibliográfica	62
3.2.2 Análise do Regime Eólico	62
3.2.3 Mapeamento geomorfológico	65
3.2.4 Análises morfoplanimétricas.....	66

3.2.5 Análises espaço-temporais.....	66
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	70
4.1 Regime Eólico das Dunas do Baixo São Francisco.....	70
4.1.1 Fatores de Influência.....	70
4.1.2 Condições gerais de vento.....	71
4.1.3 Filtragem e características dos ventos efetivos.....	73
4.1.4 Deriva Potencial Eólica.....	76
4.2 Morfoplanimetria do Campo de Dunas.....	83
4.2.1 Formas eólicas de detalhe e sua espacialização geral.....	83
4.2.2 Cristas de Dunas.....	85
4.3 Compartimentação Geomorfológica.....	93
4.3.1 Geomorfologia do campo de dunas.....	94
4.3.2 Correlação com os mapeamentos prévios.....	103
4.4 Análises espaço temporais das dunas do Baixo São Francisco.....	105
4.4.1 Análise 1D.....	106
4.4.2 Análise 2D.....	125
4.5 Análise e correlação de todos os resultados obtidos.....	134
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	139
REFERÊNCIAS.....	141

1 INTRODUÇÃO

A Geografia Física, ao longo tempo, procurou entender e explicar a dinâmica dos processos estruturadores e que dão funcionalidade às paisagens, buscando traçar relações entre seus diversos aspectos, sobretudo, em um caráter holístico, tentando integrar os aspectos físico-geográficos, onde desde as contribuições clássicas de Humboldt, tem-se tentado compreender as dinâmicas dos sistemas físicos, tendo em vista sua diversidade e complexidade ao longo do tempo (CAVALCANTI, 2010; 2013).

A Geomorfologia, como ramo científico, surge como campo intermediador nos estudos das paisagens e suas discussões, tendo em vista que, desde sua sistematização, vem realizando valiosas contribuições para o entendimento da funcionalidade da superfície terrestre, o relevo e seus processos dinâmicos, desde os trabalhos clássicos de Davis (1899). A partir de então, estratificou todo um campo do conhecimento destinado a análise das formas e processos nas paisagens, assim, mesmo que de forma indireta, tornou-se um dos alicerces das discussões sobre análise integrada da paisagem. Com a aplicação e ampliação de suas metodologias de análise, a Geomorfologia passou a apresentar uma série de estratificações, subáreas e temáticas de interesse. Dentre elas, a análise da paisagem vem se consolidando, juntamente com o entendimento sistêmico, introduzido pela teoria geossistêmica, e se agregando aos diversos métodos de análise, a exemplo do estudo do relevo.

Dentre as áreas de interesse dos estudos geomorfológicos, os ambientes costeiros constituem áreas de intensa dinâmica processual, controlada pela interação de sistemas geológicos, geomorfológicos, hidrodinâmicos e climáticos, onde a interdigitação e interação destes aspectos resultam na gênese e estruturação das formas e conjuntos morfológicos transicionais (ROSSETTI, 2008). Esses ambientes são compostos por um mosaico de feições morfológicas bastante diversificado, intimamente ligados às dinâmicas hídricas, eólicas e gravitacionais, além de suas interações com os elementos e conjuntos bióticos da paisagem.

O estudo das morfologias costeiras pressupõe a concepção teórica sistêmica da paisagem na Geografia Física e mais especificamente sua inserção na Geomorfologia, tendo em vista que sua formação e composição vem sendo analisada pela Sedimentologia, de forma sistêmica, há pelo menos 90 anos, através da teoria geral dos sistemas deposicionais e a estratigrafia de sequências. O estudo e interpretação das morfologias e conjuntos costeiros necessitam da análise e interpretação de múltiplas variáveis, corroborando assim para uma maior aproximação teórica e aplicação de metodologias que visem a análise integrada da paisagem.

As morfologias costeiras representam testemunhos marcantes do balanço das dinâmicas continental, oceânica, atmosférica e sua interação com a biota, compreendendo modelados bastante sensíveis a alterações na propagação e repercussão de *inputs* de energia nos sistemas naturais (CARVALHO E SILVA, 2015), isto significa que seu equilíbrio médio ou dinâmico apresenta capacidade rápida de resposta a mudanças, quando comparadas a modelados interiores. As alterações nesses sistemas se dão por modificações na costa, mas também estão intimamente ligadas a processos e mudanças nos cursos fluviais e cabeceiras de drenagem, ou mesmo variações climáticas, uma vez que suas dinâmicas interferem diretamente no suprimento sedimentar.

Nessa transição oceano continente, as dunas compreendem umas das morfologias mais dinâmicas, sobretudo, por sua capacidade de resposta rápida a variações de energia nos sistemas naturais. Tendo como alicerce processual de controle a interação entre a dinâmica atmosférica, continental, oceânica e vegetal costeira, resultando na formação de variadas morfologias ativas, parcialmente ativas e estabilizadas, vegetadas e não vegetadas, tendo a compreensão de sua modelagem efetiva através de modelos de sistemas deposicionais eólicos (GIANNINI, 2007, RODRIGUES, 2017).

No conjunto dos estudos sobre ambientes costeiros no Brasil, as dunas do Baixo São Francisco são comumente elencadas nos estudos científicos como exemplos de formas eólicas no Nordeste, sendo amplamente citadas por diversos pesquisadores, nacional e internacionalmente, ao se discutir sistemas dunares em zonas tropicais, assim como os Lençóis Maranhenses (MA), Campos de dunas potiguares (RN) e as dunas de Jericoacoara (CE). Entretanto, tal reconhecimento só foi possível mediante aos estudos pioneiros realizados por autores que se dispuseram a analisar a dinâmica funcional da área, buscando entender seu contexto de exceção e paisagens no Nordeste Oriental.

No tocante às dunas do Baixo São Francisco, estudos como os de Barbosa (1997; 2004), abriram margem para a discussão desta área em âmbito Nacional e Internacional. Desde então, diversos autores buscaram entender e discutir a dinâmica sedimentológica e sua relação com a distribuição dos edifícios eólicos na área, embasados nos estudos pioneiros, a exemplo de Lima et al., (2004) e Bispo (2008) que discutiram os campos de dunas costeiros do São Francisco em Alagoas e Sergipe. Mais recentemente, Costa (2010), na construção do Plano de Manejo da APA de Piaçabuçu, construído em 2010, elaborou um mapeamento em 1:50.000 do campo de dunas, identificando suas áreas e principais morfologias.

Amplamente estudadas entre os anos de 1990 e 2010 as dunas do Baixo São Francisco

surtem como área de interesse para a realização de estudos sistematizados sobre sua dinâmica funcional atual, frente ao intenso dinamismo dos ambientes eólicos, tendo em vista que, com base na bibliografia revisada, estudos desta natureza não vêm sendo realizados na área na última década. Daí surgiu a necessidade da realização de novos estudos e aplicação de metodologias que possibilitem discutir a dinâmica geomorfológica atual e os fatores de manutenção dos sistemas naturais na área.

O presente estudo compreende uma proposta de caracterização e análise geomorfológica do cenário atual do Campo de Dunas de Piaçabuçu, Baixo São Francisco, no Estado de Alagoas, caracterizando seus processos e morfologias, e identificar, além de quantificar e discutir, as variações espaço-temporais nos últimos 36 anos na área. Para isso, o presente estudo se dispõe a utilizar ferramentas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, *open source*, e modelos computacionais nas análises. Dessa forma, busca contribuir apresentando dados que ajudem na caracterização e conservação do Campo de Dunas, bem como, fazer com que os resultados apresentados possam subsidiar estudos futuros e tomada de decisões na área.

1.1 Objetivos

Analisar e quantificar as dinâmicas processuais do Campo de Dunas de Piaçabuçu, Baixo São Francisco, no Estado de Alagoas.

1.1.1 Específico

- Analisar o regime eólico das dunas do baixo São Francisco;
- Inferir variáveis morfométricas ou morfoplanimétricas dos modelados eólicos;
- Identificar as unidades geomorfológicas, e seus padrões morfológicos distribuindo-os em classes hierárquicas;
- Identificar as variações morfológicas dos depósitos eólicos entre 1984 até 2020.

2 EMBASAMENTO TEÓRICO

O embasamento teórico é fator essencial para qualquer estudo científico, pensando nisso, foram selecionadas algumas discussões teóricas relacionadas à proposta do estudo, relacionando os fundamentos da Geografia Física com a Geomorfologia Costeira em sua vertente eólica.

2.1 A análise sistêmica da paisagem

2.1.1 A análise de paisagem

A paisagem como conceito, para alguns, entendida como definição abstrata e vazia, encontrou na Geografia seu significado, sendo um dos conceitos chaves para o entendimento de seu objeto de estudo, o espaço, suas organizações e interações, se unindo aos conceitos de lugar, região e território, compondo o seletivo grupo das categorias geográficas, onde cada uma representa um arranjo espacial específico, aceitos como recorte metodológico de qualquer estudo de origem geográfica, seja qual for sua orientação em meio às correntes geográficas (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Com surgimento fortemente ligado à corrente artística do paisagismo, o conceito de paisagem é relativamente bem discutido pelas correntes teóricas da Geografia, com incessantes contribuições sobre sua definição e enfoques, entretanto, tal tarefa torna-se quase impossível uma vez que a própria Geografia, como campo da Ciência, possui múltiplas orientações e alinhamentos, o que torna, por vezes, a definição de seu foco razoavelmente confusa. Algumas correntes defendem o próprio espaço como foco, enquanto outras defendem que são as organizações espaciais (CAVALCANTI, 2018). Mediante isso, o conceito de paisagem possui múltiplas definições, cada qual com seu significado e contribuição, nesse sentido, torna-se inviável uma definição rígida do conceito de paisagem.

A Paisagem Geográfica, na corrente teórico-quantitativa e sistemática, representa mais que um conceito, a mesma assume o patamar de orientação teórico-metodológica no entendimento dos sistemas físicos, compreendendo os mesmos como um complexo arranjo de interações entre os elementos naturais e humanos, (ROUGERIE e BEROUTCHATCHVILI, 1991), entendidos não somente como uma soma simples de seus aspectos, mas como resultado de uma combinação dinâmica, sob uma ótica holística, e não uma visão segregativa mecanicista, que analisa um fator sem considerar suas relações de interação e funcionalidade. Nessa perspectiva, o conceito de paisagem apresenta-se bastante efetivo no entendimento dos sistemas físicos naturais, uma vez que a interpretação e mensuração de múltiplas variáveis é

perfeitamente possível através dessa base conceitual que comumente se utiliza de modelos matemáticos, diferentemente dos sistemas socioeconômicos, cujas variáveis impõem relativa subjetividade e complexidade de análise e interpretação.

A Geografia Física, em uma visão não dicotômica, analisa as organizações espaciais sob a ótica dos sistemas físicos, levando em consideração a dinâmica dos processos estruturadores da Natureza, traçando relações entre seus diversos aspectos, tentando integrar os aspectos físico-geográficos em múltiplas variáveis (CORRÊA, 2005). Vale mencionar que o conceito de paisagem pressupõe a análise de processos antrópicos, entretanto, devido a sua curta temporalidade e sua influência a nível local, por vezes, não são considerados em estudos sobre dinâmicas funcionais da paisagem.

As primeiras menções de análises integradas de aspectos naturais em Geografia Física podem ser encontradas a partir de meados do século XIX, em trabalhos clássicos, como o de Humboldt *Cosmos: A sketch of the physical description of the universe*, onde o autor afirma que o objetivo da Geografia Física é analisar de forma integrada os aspectos naturais, tendo em vista sua diversidade e complexidade (CAVALCANTI, 2016). Ideias como esta serviram como fundamentos conceituais de base para o desenvolvimento das discussões relacionadas à análise da paisagem, impulsionadas principalmente pelas contribuições do biólogo austríaco Ludwig Von Bertalanffy e sua “*General System Theory*” ou Teoria Geral dos Sistemas (TGS) (BERTALANFFY, 1950). Essa abordagem, combinada ao surgimento de novas tecnologias, resultaram no impulsionamento da discussão sobre a noção de sistemas nos mais variados campos da Ciência, surgindo assim, diversas noções integrativas do meio natural, como os Geossistemas e as noções de Ecodinâmica (Tricart, 1977).

A análise integrada da paisagem assume significativa amplitude graças às contribuições da Escola Soviética de Geografia, onde foi cunhada, em 1963 por Victor Sochava, a terminologia “Geossistemas”, definido como uma série de unidades geográficas-naturais de várias categorias, indo desde grandezas planetárias até elementares (CHRISTOFOLETTI, 1999). Entretanto, antes mesmo da criação dessa terminologia, alguns autores que já utilizaram de forma indireta a proposta de análise integrada, antes mesmo de sua definição propriamente dita, como é o caso de Strahler em sua Teoria Geomorfológica e Dokuchaev em suas discussões sobre as unidades pedológicas zonais e azonais, amplamente utilizada em sua definição dos complexos naturais territoriais, noção esta, inclusive, fortemente influenciada pelo ciclo geográfico de William Morris Davis (CORRÊA, 2005).

Tricart (1977), inspirado pelas ideias bio-resistásticas de Erhart (1966), propôs uma interpretação das paisagens de forma integrada, de acordo com funcionamento a partir de um ponto vista energético, ao apresentar a Ecodinâmica e a Morfodinâmica, propondo um modelo de interpretação das funcionalidades das paisagens a partir de seu estado de entropia, podendo esta estar em estados de equilíbrio, desequilíbrio e intergrades, estágios de alternâncias, intermediários. Para o autor, as paisagens buscam a todo momento um equilíbrio dinâmico, que seria equivalente a variações com temporalidades longas e energeticamente equilibradas. Essa teoria e visão integradora foi amplamente exportada pela Escola Francesa de Geografia, chegando ao Brasil, onde os primeiros cursos de Geografia sofreram forte influência francesa, nas décadas de 1980, e de certa forma superestimada por alguns pesquisadores (NEVES, et al., 2014).

As propostas de Sochava e Tricart em meados do século XX impulsionaram o surgimento de novas definições, abordagens e metodologias no contexto da análise integrada da paisagem, a exemplo de Isachenko (1973), Monteiro (1976), Ab' Saber (2006) Troppmair e Galina (2006) e Cavalcanti (2010; 2013; 2014; 2016). Estudos que buscaram atualizar as discussões sobre análise integrada da paisagem e suas aplicabilidades. Essas contribuições têm como ponto de convergência as discussões sobre a funcionalidade e interações espaciais das paisagens.

Ao se buscar apresentar uma conceituação para a paisagem, de maneira mais ampla, conforme visto anteriormente, pode-se dizer que as paisagens são unidades espaciais integradas, dotadas de processualidades físico-naturais, físico-ambientais e sócio-físico-culturais-ambientais, formando um conjunto único, indissociável, em constante transformação, proveniente de sucessivos desequilíbrios causados por tensões e esforços, tendendo sempre a um reequilíbrio dinâmico após perturbações.

2.1.2 As contribuições da Geomorfologia na compreensão da paisagem

A Geomorfologia representa um dos mais importantes pilares da análise integrada da paisagem proposta pela Geografia Física, onde, através de suas múltiplas teorias sobre a gênese, estruturação, modelagem e classificações hierárquicas das formas de relevo, fornece importantes dados sobre as relações espaço-temporais e evolutivas da paisagem, sobretudo, quando trata do entendimento dos fluxos horizontais de energia e matéria (CAVALCANTI, 2013; CAVALCANTI e CÔRREA, 2016).

A compreensão da magnitude, temporalidade e intensidade dos processos modeladores do relevo possibilitam uma análise precisa e detalhada sobre a fisiologia e morfologia da paisagem (CAILLEUX e TRICART, 1957), ou seja, a descrição sobre suas formas e a discussão sobre sua funcionalidade, combinadas à obtenção de conjuntos de informações sobre a cronologia dos depósitos correlativos, permite identificar a idade do relevo e o contexto ambiental em que o mesmo estava inserido durante sua formação, possibilitando a reconstituição de paisagens pretéritas, onde se pode mensurar relações entre seu embasamento litológico, relevo, clima, solo e vegetação, em uma perspectiva de reconstituição da história da paisagem.

Os estudos geomorfológicos, tanto em vertentes processuais como históricas, fornecem informações sobre o estado de conservação da paisagem e a relação morfogênese-pedogênese, sejam elas atuais ou pretéritas, permitindo a identificação de possíveis vetores ou processos de alteração da paisagem e os resultados de sua repercussão ao longo de sua duração, ou seja, os *inputs* e *outputs* de energia. Isso a longo prazo pode fornecer dados que podem subsidiar possíveis projeções sobre estágios evolutivos futuros das paisagens.

2.2 Os ambientes costeiros e as variações do nível do mar

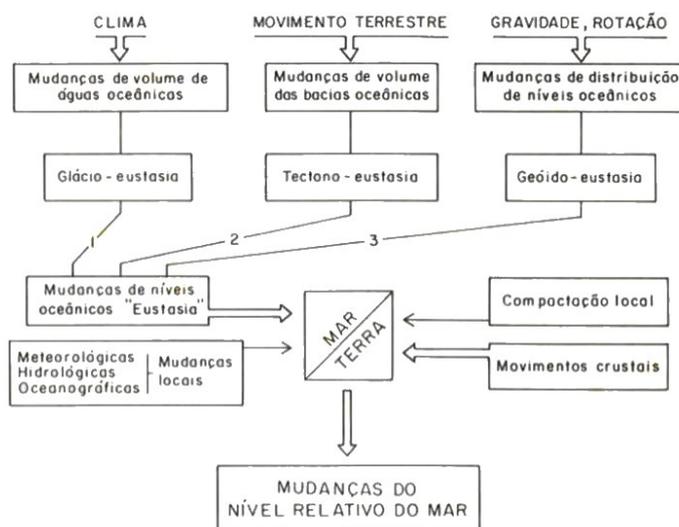
As áreas costeiras podem ser compreendidas como faixas composta por materiais predominantemente quaternários, suportadas por uma geologia antecedente, havendo a convergência de variados materiais de origem flúvio-marinho, marinho e continental, combinando em agrupamentos deposicionais, estruturando diversas morfologias (SUGUIO, 1998; 2003b; 2005). Estas que, ao longo do Quaternário, passaram por consideráveis modificações mediante as variações do nível relativo do mar, tendo que se reorganizar e se reestruturar por diversas vezes.

As variações do nível relativo do mar e as oscilações climáticas modelaram e remodelaram por incontáveis vezes as paisagens costeiras, resultando na formação de depósitos sedimentares em decorrência de constantes processos de instabilidade a curto e longo prazos (SUGUIO et al, 1985). Tais oscilações influenciaram diretamente na construção dos ambientes de deposição sedimentar costeiro, interferindo nas dinâmicas de praias, dunas, deltas, lagunas e demais feições costeiras. Estas oscilações podem ser comprovadas através de diversos registros, sejam eles em projeções verticais através de sucessivas fácies sedimentares marinhas

em perfil, e também em projeções horizontais como o escalonamento de terraços marinhos distribuídos ao longo do litoral do Brasil (MARTIN, DOMINGUEZ e BITTENCOURT, 1998).

As flutuações do nível relativo do mar ao longo do Quaternário são comumente relacionadas a três processos distintos (**Figura 1**) que atuaram nos processos de oscilações, são eles: as variações climáticas relacionadas a períodos de glaciação com flutuação do nível marinho, as modificações terrestres, decorrentes das atividades tectônica, podendo soerguer ou rebaixar as porções continentais, resultando na alteração do nível médio continental, além dos processos de modificações gravitacionais resultando na alternância da distribuição de níveis oceânicos, ambos os processos alteram os espaços de acomodação/deposição de sedimentos na costa (VIEIRA, 1981; SUGUIO et al., 1985).

Figura 1: Fatores de controle do nível marinho e continental responsáveis pelas mudanças no nível do mar ao longo do Quaternário.



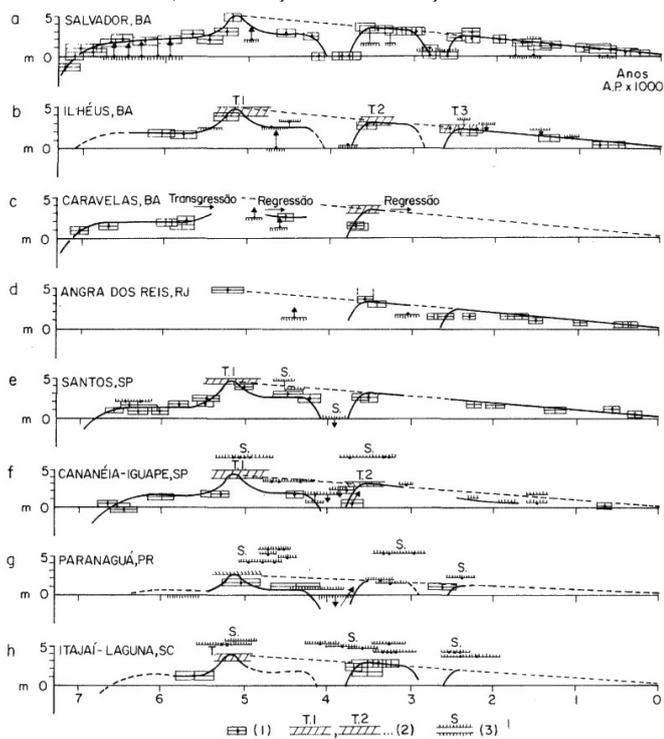
Fonte: Suguio et al. (1985).

No Litoral Brasileiro estão registrados dois grandes episódios transgressivos, o primeiro ocorreu no Pleistoceno, conhecido como penúltimo transgressivo, e resultou na variação de 8 ± 2 metros do nível relativo atual a 120.000 anos A. P., enquanto que o segundo ocorreu durante o Holoceno, intitulado como último transgressivo, culminando em um aumento de aproximadamente 5 metros do nível atual, ocorrido por volta de 5.100 anos A.P. (BITTENCOURT et al., 1979). Vale mencionar que diversos estudos ao longo do Litoral Brasileiro verificaram processos de variações no nível do mar em episódios distintos, havendo autores que defendem a existência de tais variações como MARTIN et al., (2003) ao afirmar que ocorreram pequenas variações com curta temporalidade, enquanto que Angulo e Lessa

(1997) negam a existência das mesmas. Sendo assim pode-se afirmar que não há um consenso sobre a existência de variações de menor frequência.

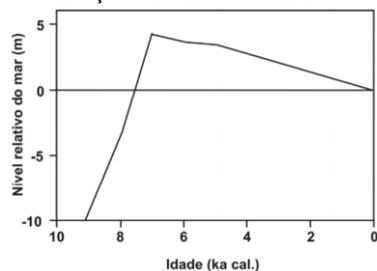
Diversos estudos buscaram discutir e elucidar os fatores de modelagem costeira e a distribuição dos depósitos marinhos da costa do Brasil ao longo do Quaternário, chegando a alguns limiares. Entretanto, as principais contribuições foram realizadas por Suguio et al., (1985) e Milne, Long e Basset (2005). O primeiro estudo correlacionou as curvas de variações do litoral de Santa Catarina até o litoral da Bahia (**Figura 2**), enquanto o segundo identificou a curva de variações do nível do mar em Recife-PE (**Figura 3**). Existem algumas lacunas relativas a essas variações em outras localizações, como o Litoral de Alagoas, de onde existem poucos dados, dando margem a novos estudos.

Figura 2: Curvas de variações do nível do mar ao longo do litoral brasileiro nos últimos 7000 anos A.P. 1 – reconstrução de níveis marinhos; 2 – terraços de construção marinha e 3 - idades de sambaquis.



Fonte: Adaptado de Suguio et al., (1985).

Figura 3: Curvas de variações do nível do mar da cidade de Recife-PE.

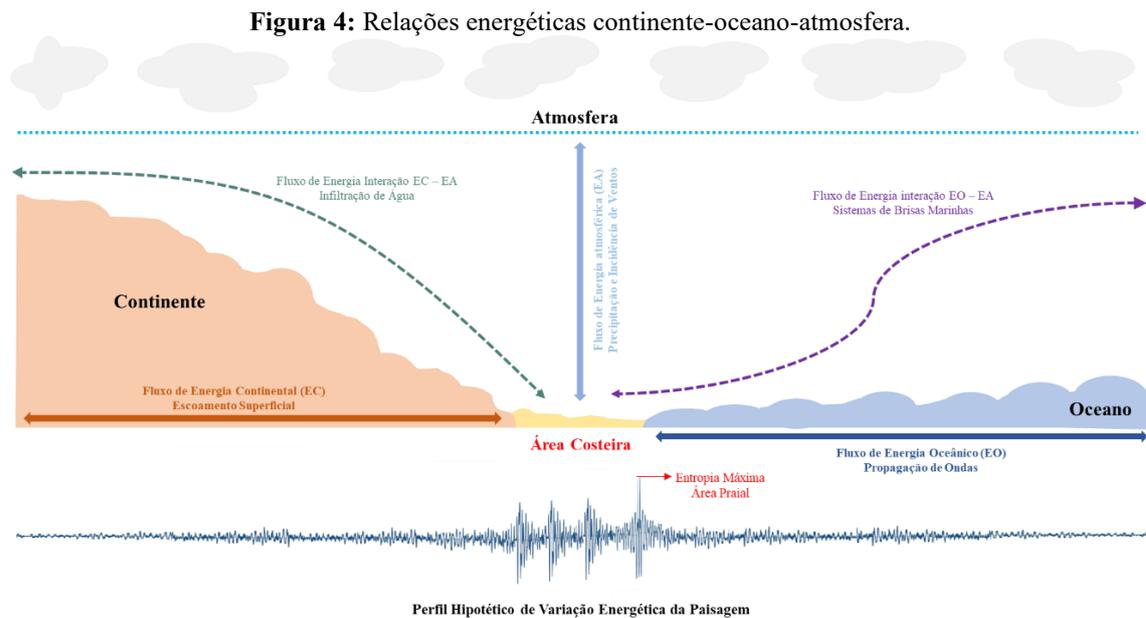


Fonte: Milne et al., (2005).

2.2.1 A morfodinâmica costeira

Os ambientes costeiros compreendem áreas muito dinâmicas, marcadas por seu caráter transicional, o que desencadeia uma série de processos e dinâmicas funcionais de origem continental, atmosférica, oceânica e suas interações, resultando em processos hidrodinâmicos e deposicionais, morfodinâmica costeira, atuantes ao longo do tempo, em sua maioria, com origem holocênica.

O entendimento da modelagem dos ambientes costeiros é temática corriqueira nas discussões sobre o Quaternário Costeiro no Brasil, onde tem-se buscado explicações para seus funcionamentos pretéritos e atual, na tentativa de explicar a natureza dos eventos de variabilidade, a exemplo das interpretações energéticas do balanço morfodinâmico destas áreas, entendendo de forma integrada seus fatores de modelagem. De modo amplo, entende-se os ambientes costeiros como zonas de despejo final de energia e repercussão de *inputs*, que se iniciam no interior dos continentes, oceanos e atmosfera (**Figura 4**).



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Os processos ou conjuntos de processos naturais iniciados a grande distância, os de maior representatividade, chegam nas regiões costeiras de forma caótica, repercutindo em um sistema de multi-interações, tendo seus picos de energia em áreas praias e estuarinas, tornando quase que inevitáveis episódios de instabilidades e variações energéticas, levando a remobilização dos depósitos pouco consolidados e rearranjo das morfologias. Vale mencionar

que as atividades humanas também estão inseridas nestes processos, entretanto, suas ações e interferências se dão apenas a nível local, o que não significa que não possam levar a grandes transformações na paisagem.

Os processos energéticos relacionados às zonas costeiras também inserem quantidade considerável de matéria ao sistema costeiro, que se traduz na forma de aporte sedimentar, depositado de acordo com suas dinâmicas funcionais em espaços de acomodação, formando assim uma variedade de pacotes, estruturas e formas deposicionais, sejam elas eólicas, fluviais, marinhas e flúvio-marinhas, com estruturas bastante variáveis devido aos processos incessantes de trabalho geomorfológico, compondo uma zona poligenética quaternária. É nesse contexto geológico e geomorfológico que se enquadra a área analisada no presente estudo, com foco em analisar a atuação da ação eólica como agente modelador da paisagem.

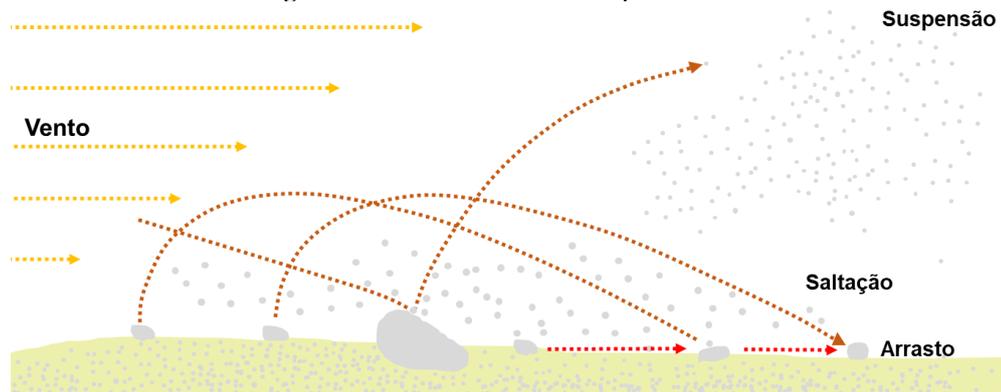
2.2.2 Os ambientes de morfodinâmica eólica

A incidência dos ventos, processo atmosférico, sobre a superfície terrestre promove a propagação de energia cinética, controlada por sistemas de variações de gradientes de pressão nas massas de ar. Isso possibilita sua propagação na superfície e sua conversão em energia mecânica e potencial, permitindo a movimentação de partículas, desde pequenas, como a poeira, a grandes como a remoção de telhados em tempestades e ciclones (DAVIS, 1980).

As áreas costeiras são propícias a maiores repercussões da incidência de ventos, uma vez que são zonas pouco rugosas e de maior ímpeto eólico, entretanto, a amplitude da incidência de ventos possui como fator potencializador a irradiação solar, que de certa forma, interfere no gradiente de pressão, controlando a velocidade dos ventos (FRYBERGER e DEAN, 1978).

Dentro das zonas costeiras tem-se a predominância do arrasamento da superfície praial, que a depender do material exposto, pode desagregar pequenas partículas em afloramentos rochosos, podendo ocorrer o “polimento” destas rochas, em um processo conhecido como erosão eólica. Já quando a área é uma planície arenosa tem-se a ocorrência maior do transporte, que remobiliza grãos de variados tamanhos, presentes nas areias dispostas na face praial. O transporte eólico se dá de 3 formas principais, são elas: saltação, rolamento e suspensão (**Figura 5**), entretanto a mobilização efetiva de material por determinado movimento irá depender da granulometria do grão, da coesão entre os grãos e da amplitude de incidência do vento (TSOAR, 2003; PYE e TSOAR, 2009).

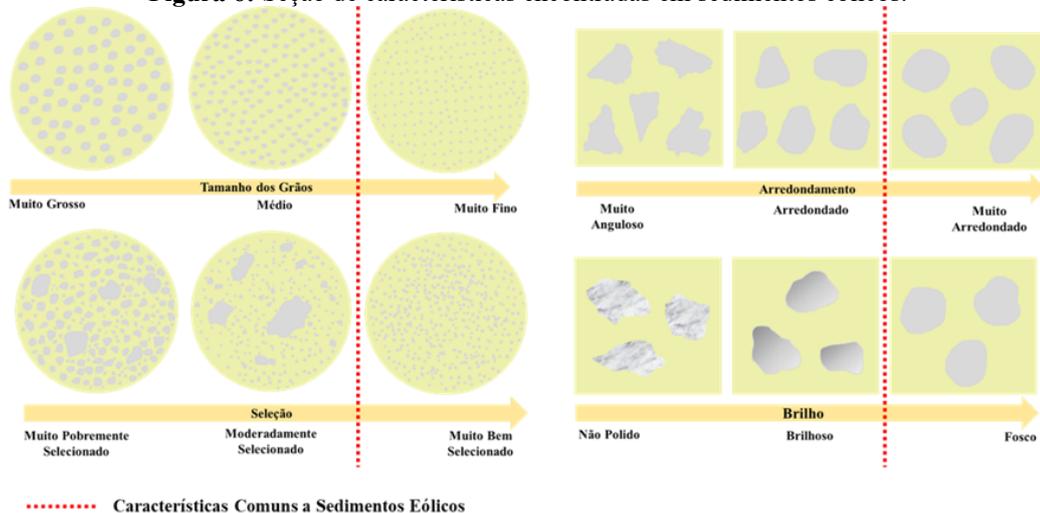
Figura 5: Modelo básico de transporte eólico.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Ao longo dos processos de transporte eólico, as partículas passam por diversas modificações, alterações nas suas características morfológicas (**Figura 6**), resultando na quebra e polimento dos grânulos, levando a seleção e presença de grãos mais finos à medida que a deposição se afasta da área fonte. Há redução significativa de tamanho, grau de arredondamento e esfericidade, além de alterações no polimento superficial, levando a opacidade dos grânulos eólicos (WICANDER e MONROE, 2009).

Figura 6: Seção de características encontradas em sedimentos eólicos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Na conseqüente deposição dos grânulos pelo vento tem-se a formação de estruturas morfológicas resultantes da modelagem eólica, caracterizadas por possuírem estratos cruzados tipo “espinha de peixe” (Herringbone), com angulações de 15° a 45° graus (**Figura 7**). São os edifícios e conjuntos eólicos, dunas, campos de dunas e lençóis de areia, estruturados sobre superfícies arenosas e cascalhentas. Vale mencionar que em meio aos estratos cruzados

desenvolvem-se também estruturas planares e acanaladas, que estão relacionadas à presença de água ou redução gradual da deriva eólica potencial.

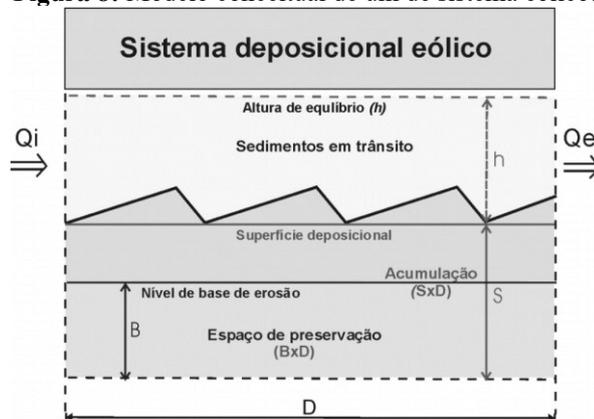
Figura 7: Seção geológica com estratificações cruzadas características de ambientes eólicos.



Fonte: Pye e Tsoar (2009).

O transporte eólico e sua consequente deposição, frente a velocidade e incisão dos ventos, possibilita a formação de modelados complexos, compostos de sucessivas marcas onduladas (*ripple*), resultantes da relação entre tamanho médio do grão, velocidade do vento e densidade da cobertura vegetal, formando uma diversidade de formas com variadas morfologias em planta (HESP, 2000). Entretanto, vale mencionar que a formação e amplitude dos sistemas eólicos irá depender da relação de entrada e saída de sedimentos (influxo- Q_i e efluxo- Q_e ou *input* ou *output*) frente ao espaço disponível para acumulação e conservação dos depósitos, entendido como área do nível de base da erosão eólica localizado abaixo do nível freático, que irá permitir a acumulação e estocagem sucessiva de grânulos, formando leitos eólicos complexos (SAWAKUSHI, 2006; GIANNINI, 2007).

Figura 8: Modelo conceitual de um sistema eólico.



Fonte: Kocurek e Havholm (1993) *apud* Giannini (2007).

2.3 Os modelados eólicos

Os modelados eólicos podem ser compreendidos como formas de leito resultantes da interação entre aporte sedimentar, regime eólico e cobertura vegetal, que juntos promovem, através do retrabalhamento de terraços marinhos ou fluviais, a construção de pequenos morros arenosos com diversos padrões de formas (MCKEE, 1978; CLAUDINO-SALLES, 2002, GIANNINI, 2007; GUEDES, 2012), geralmente acumulações com feições em cúspide. Entretanto, a sua definição em dunas, de forma categórica, é carregada de todo um simbolismo relacionado a discussões sobre as relações forma, estrutura e processos.

Uma definição antiga foi desenvolvida por Bagnold (1941) que define como “duna” montículos de areias capazes de se locomover, independentemente de qualquer feição para se formar, possuindo como estrutura padrão a todas as dunas a presença de uma face de deslizamento (slipface), seção com angulação entre 20° e 45°, onde a superfície da duna alcança seu limite de estabilidade do material depositado, resultando na formação de uma zona de avalanche. Segundo essa definição, as dunas formadas a partir da interação do material transportado com obstáculos vegetais, barreiras topográficas e formas de exumação eólica não se enquadram como dunas propriamente ditas, uma vez que não possuem mobilidade e/ou faces de deslizamento.

Wilson (1972), definiu as formas de leito eólico como sendo um padrão repetido regularmente em superfícies sólidas provenientes da fissão cisalhante de um fluido. O autor defendia a existência de pelo menos 4 hierarquias relacionadas a formas eólicas, mediante aos seus comprimentos de ondas e altitude, o mesmo classifica o termo “duna” como formas de segunda ordem em sua hierarquia. Em seguida, Mckee (1979) baseado em Bagnold (1941), definiu as dunas como sendo acumulações sedimentares eólicas em forma de morro ou cadeia, possuindo comumente uma face a barlavento, forma mais linear com declividade suave, e uma face a sotavento com forma mais íngreme e com aspecto declivoso, frente de migração.

Percebe-se que nas primeiras definições sobre os edifícios e conjuntos eólicos havia poucas menções sobre formas vegetadas e processos evolutivos. Isso se dava por dois fatores principais, o primeiro esteve relacionado aos exemplos analisados serem desenvolvidos predominantemente em ambientes desérticos, onde a influência vegetal é incipiente e há a presença de poucas barreiras topográficas, e o segundo relaciona-se à escassez de ferramentas tecnológicas de análise daquele momento até a década de 1980.

Goldsmith (1980), defendeu a existência de pequenas formas eólicas vegetadas, as dunas de sombra, pequenos montículos de areia vegetados. Seguindo a mesma linha, Hesp (1999; 2000), discutindo os modelados eólicos vegetados, afirma que as feições do tipo “blowout”, depressões de escavações eólicas, também podem ser classificadas como formas eólicas, uma vez que são formadas por processos de erosão eólica, causada pelo vento em um depósito de areia.

Lancaster (2007), discutindo a diversidade de dunas e seus fatores de formação, afirma que os primeiros estudos realizados sobre dunas foram em áreas áridas e semiáridas, onde estão as áreas mais representativas. Mas salienta que o entendimento sobre a morfodinâmica eólica obteve significativo avanço com os estudos em áreas não desérticas. A partir da década de 1980 os estudos sobre os modelados eólicos obtiveram significativo avanço como os realizados por: Goldsmith (1980); Hunter, Richmond e Rho-Alpha (1983); Hesp (1983); Pye (1983); Nielson e Kocurek (1986); Carter (1988); Semeniuk et al. (1989); Nordstrom (1990); Pye e Tsoar (1990) e Hesp (1999).

Em um contexto mais recente, com diversos estudos sobre os ambientes eólicos, Pye e Tsoar (1990) definiram as dunas como sendo acumulações de areia empilhadas pela ação do vento, apresentando comumente uma face suave com ângulos entre 5° e 15°, que tem o contato frontal com o vento e uma face mais inclinada com ângulos entre 20° e 35°, com formação relacionada a avalanche da face frontal. Os autores apresentaram também a existência de formas eólicas com características distintas ou inversas às apresentadas.

Tendo como base as contribuições dos autores anteriormente citados, a partir dos anos 2000 construiu-se toda uma cadeia complexa de estudos sobre os ambientes eólicos, surgindo assim novos modelos e contribuições acerca da diversidade de formas eólicas, podendo-se destacar os estudos de Hesp (2000), Pye e Tsoar (2009) e Wiggs (2013), que, não só discutiram os tipos de feições eólicas, como também os fatores de estruturação, evolução e desenvolvimento das morfologias, fornecendo verdadeiros manuais de estudo sobre dunas e conjuntos dunares.

2.3.1 Fatores de formação e transformações morfológicas

Ao longo das últimas décadas foram publicadas diversas contribuições relacionadas aos fatores de controle e formação e transformação das morfologias eólicas, a exemplo de Bagnold (1941); Zenkovitch (1967); Davies (1972), Fryberger e Dean (1979); Sarre (1988); Hesp

(1989); Rust (1990); Pye (1993); Barbosa (1997); Carvalho (2003), Barbosa e Dominguez (2004), Giannini (2007); Giannini et al (2011; 2014).

As contribuições iniciais sobre os ambientes eólicos estiveram relacionadas ao entendimento da relação e interação entre aporte sedimentar e incidência dos ventos, entretanto, com o advento dos métodos de datação e a especialização dos estudos paleoclimáticos e paleoambientais, pode-se desenvolver teorias e modelos mais específicos sobre a gênese e modificação das formas de leito eólico, entendendo seus fatores de alternância ao longo do tempo.

Giannini (2007), discutindo as relações de formação de dunas afirma que a definição categórica de um único fator de formação seria inviável, uma vez que a compreensão de tal sistema leva em conta múltiplos fatores com diferentes escalas espaço-temporais com alto grau de interação que ocorre de forma tão complexa que não permite realizar inferências e definições muito restritivas. Entretanto, o autor afirma que as principais variáveis relacionadas às formas eólicas costeiras são: clima, fisiografia da plataforma continental, aporte sedimentar e nível relativo do mar (NRM) e sua interação com a fisiografia do relevo, os fatores climáticos e do nível relativo do mar

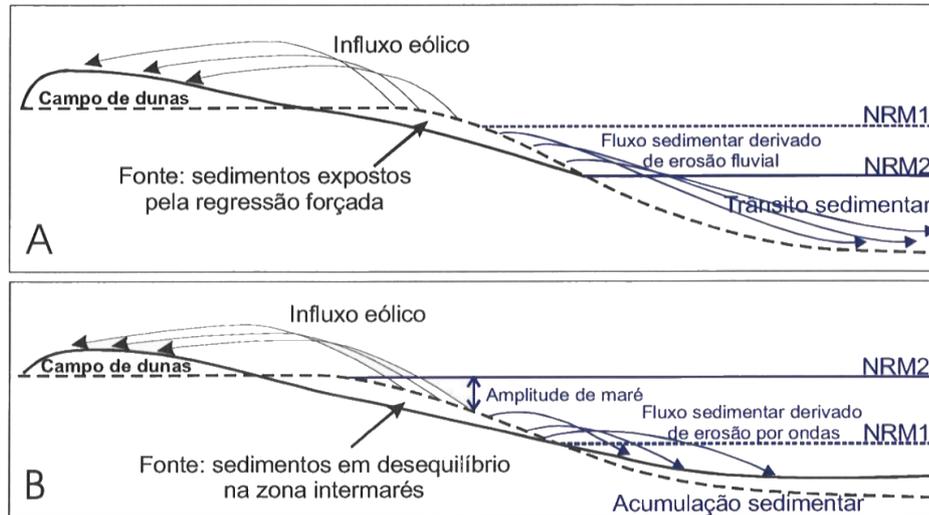
A fisiografia superficial possui papel marcante no condicionamento das formas eólicas, uma vez que acidentes topográficos e mesmo costas declivosas podem servir como obstáculos para a formação de dunas através da canalização do vento ou seu consequente barramento, resultando na formação de dunas de pequeno porte (PYE e TSOAR, 1990).

O clima, de acordo com Bigarella (2000), Barbosa e Dominguez (2004), Martinho (2007) e Guedes (2012), representa o principal fator de formação e evolução das dunas, pois está diretamente relacionado ao regime de ventos e chuva de determinada área, e principalmente por determinar a deriva eólica potencial, que está diretamente relacionada à frequência e amplitude dos ventos, ainda influencia, de forma indireta, a disponibilidade de sedimentos e seu grau de coesão.

Giannini (2007), apresenta o comportamento eólico em dois cenários de níveis do mar alto ou em elevação e baixo ou em queda (**Figura 9**). Os cenários baixos ou em queda favorecem o desenvolvimento de dunas uma vez que expõem sedimentos da plataforma, em contrapartida, tal variação poderia expor os sistemas eólicos mais periféricos a processos de estabilização, com possibilidade de desenvolvimento de erosão subaérea, colonização vegetal, pedogênese e cimentação, devido à queda do nível freático. Assim como o recuo da linha de

costa que, conseqüentemente, irá aumentar a amplitude dos sistemas eólicos, em compensação poderá desequilibrar a relação de fornecimento sedimentar.

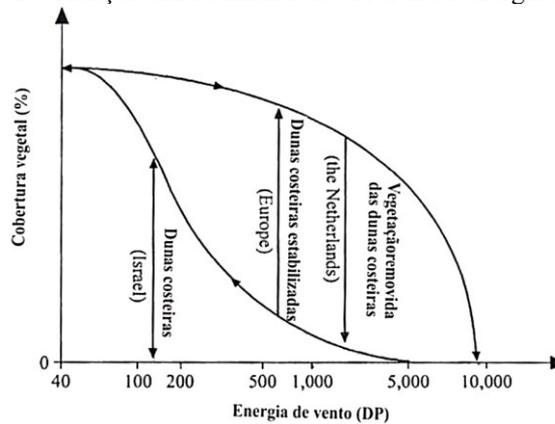
Figura 9: Contextos de variações do NRM. A – NRM baixo ou em queda; B – NRM alto ou em elevação.



Fonte: Giannini (2007).

Alguns autores integraram a influência biótica na interpretação dos fatores de modelagem eólica, junto aos demais fatores, onde a presença ou ausência parcial de cobertura vegetal pode representar um fator importante na formação de algumas tipologias de dunas, entretanto, Tsoar (2005) afirma que a conseqüente interferência só poderá acontecer mediante uma energia eólica de Deriva Potencial (DP), variável obtida através da relação entre velocidade do vento efetiva e frequência de incidência por quadrante direcional, inferior a 1000 DP com seu pico a 200 DP, um limiar de estabilização (**Figura 10**). Em outras palavras, sistemas eólicos com DP próximo a 200 estão propensos a estabilização de suas dunas.

Figura 10: Relação entre aumento da cobertura e energia do vento.



Fonte: Adaptado de Tsoar (2005).

Alguns autores consideram a colonização vegetal como fator bastante atuante em campos de dunas, são: Hesp (1989), Rust (1990), Pye (1993), Barbosa (1997), Hesp (2000), Carvalho (2003), Barbosa e Dominguez (2004), Luna et al. (2011), Lalimi et al. (2017) e Kryger, Tsoar e Parteli (2019). Outros defendem a existência de uma “Biogeomorfologia Eólica”, que seria uma tentativa de abordagem integrada para as formas eólicas, analisando a interferência biótica como condicionamento para formação de alguns tipos de dunas, nessa linha de pensamento pode-se citar: Hugenholtz e Wolfe (2005); Stallins et al. (2020) e Moulton et al. (2020).

A influência antrópica nos ambientes eólicos também é considerada por diversos autores, entretanto, é levada em consideração apenas como fator de alternância indireto, uma vez que pode interferir apenas na amplitude e intensidade da ocorrência de processos naturais, não possuindo interferência significativa em processos de mudança sazonal no padrão de ventos, ou mesmo num processo de transposição de ondas. Tal relação é bastante inconsistente e confusa, passível de subjetividade e interpretações precipitadas. Entretanto, a interpretação destes fatores pode colaborar no entendimento do funcionamento dos sistemas naturais atuantes, sendo assim, alguns autores identificaram a interferência humana em sistemas eólicos, a exemplo de Tsoar e Blumberg (2002) e Giannini e Santos (1994).

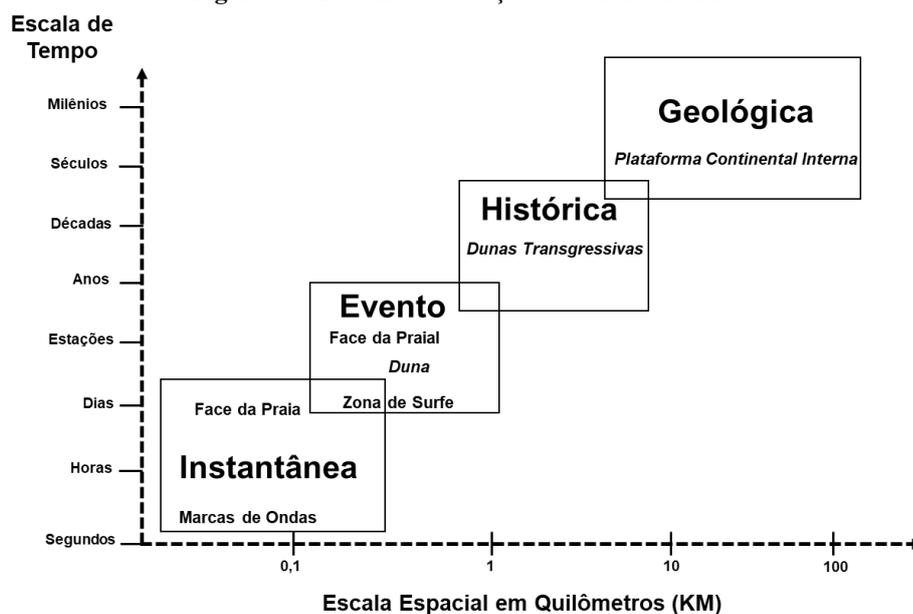
2.3.2 Escalas de evolução de dunas costeiras

As dunas, por se caracterizarem como modelados com curta temporalidade e baixa resiliência, foram objeto de estudo empíricos por diversos cientistas, que dentre o multiverso de análises permitidas analisaram os aspectos temporais destas dunas, propondo escalas de abordagens na análise da evolução destas dunas, levando em consideração as temporalidades (horas, dias, semanas, meses, anos, décadas e milênios) e os aspectos espaciais (milímetros, centímetros, metros e quilômetros), correlacionando os aspectos, chegando a um limiar evolutivo crescente, como o proposto por Sherman e Hotta (1990).

Cowell; Thom (1994), interpretando as escalas de interpretações morfodinâmicas de dunas costeiras, dividiu-as em quatro escalas de análise e interpretação, são elas: **Instantânea**: com evolução relacionada a ciclos de agentes primários (ventos ou deposição de areia); **Evento**: processos relacionados à formação de unidades sedimentares de sequências deposicionais (como as dunas frontais), sucessão da ação de agentes primários a médio prazo; **Histórica**: aqueles relacionados a modelagem da feição, sobretudo suas alterações

morfológicas, considerando as alterações nos processos responsáveis pelo transporte de sedimentos, sobretudo em uma sucessão de eventos a longo prazo; e a escala **Geológica**: resultantes de série de condições ambientais semelhantes durante milênios. De modo geral, as escalas temporais espaciais agem simultaneamente alterando as formas eólicas ao longo do tempo, orientadas por múltiplos aspectos, tendo em vista que sistemas eólicos são sistemas complexos e caóticos.

Figura 11: Escalas de evolução de dunas costeiras.



Fonte: Adaptado de Sherman e Hotta (1990).

As quatro escalas não são sempre consecutivas, podendo ocasionalmente o processo evolutivo costeira estagnar em uma das etapas.

A critério de seleção, como orientação empírica e metodológica do presente estudo, o mesmo se enquadra na vertente de escala histórica, estando inserido no contexto de processos decadais e anuais, em áreas com poucos quilômetros de extensão, inserindo-se na escala de dinâmicas modificações intermediárias.

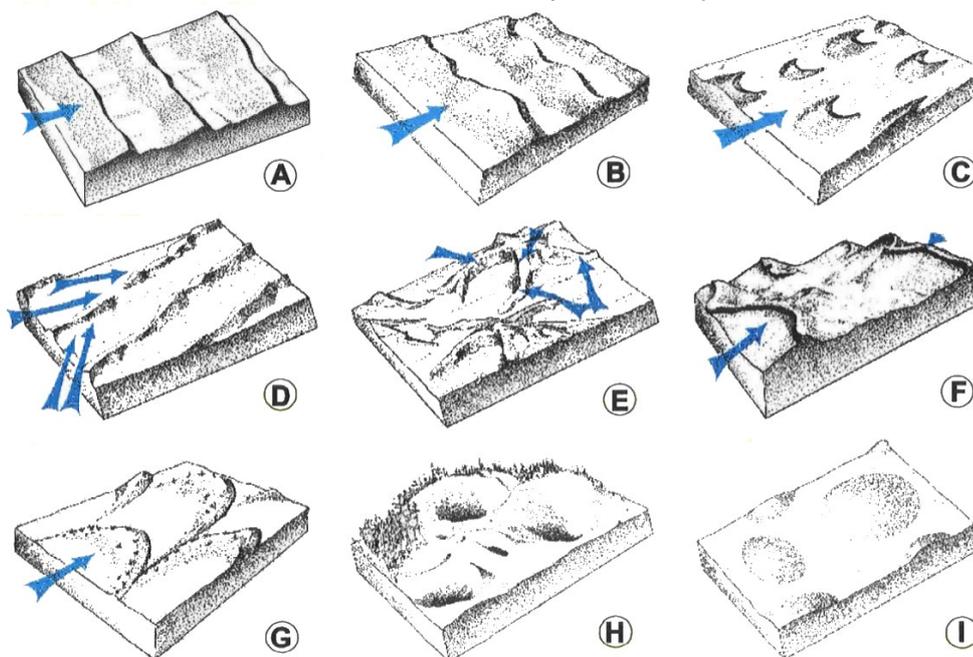
2.3.3 As classificações e modelos de evolução de sistemas eólicos

No escopo teórico das discussões sobre ambientes eólicos existem variados modelos esquemáticos de classificação e hierarquização das morfologias, oferecendo um leque amplo de possibilidades de descrição e representação (MARTINHO, 2006). Entretanto, de acordo com Lancaster (1995), de modo geral, esses modelos levam em consideração dois aspectos

principais, as variáveis morfoplanimétricas, levando em consideração a morfologia e as variáveis morfodinâmicas, classificações baseadas na relação entre a incidência dos ventos e o suprimento sedimentar, para setorizar os conjuntos genético-funcionais.

Giannini (1993) e Giannini et al. (2008), afirmam que as classificações baseadas na forma em planta das dunas são bastante inconsistentes, uma vez que por vezes realizam confusões e equívocos ao misturar aspectos genéticos e morfológicos, como ocorre em McKee (1979), que mistura aspectos direcionais (dunas transversais), azimutais (duna reversa) e geométricos (dunas parabólicas, lineares e dômicas) com aspectos genéticos (blowout, barcanoide). Em contrapartida, o autor cita em seus trabalhos a classificação que busca agrupar diversas tipologias (**Figura 12**) em um modelo geral, destinado exclusivamente ao mapeamento por sensoriamento remoto.

Figura 12:Tipos básicos de dunas na classificação de McKee (1979). As setas em azul representam a orientação do vento. A – Dunas Transversais; B – Cadeias Barcanóides; C – Dunas Barcanas; D – Dunas Lineares; E – Dunas Estelares; F- Dunas Reversas; G – Dunas Parabólicas; H - Ruptura de deflação e I – Dunas Dômicas.

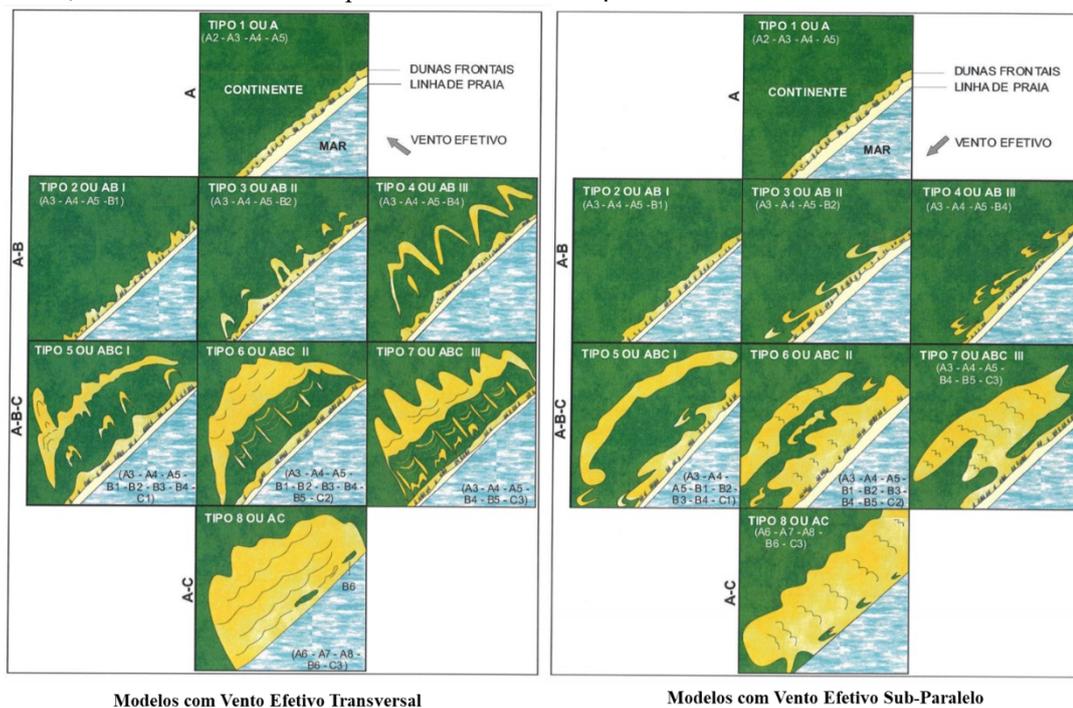


Fonte: Adaptado de Giannini (2007).

Giannini (2007), propôs uma classificação dos sistemas eólicos presentes no território brasileiro, baseado em seus estágios morfodinâmicos, setorizando 8 tipos distintos, levando em consideração o saldo entre influxo-efluxo e sua relação com o espaço de acumulação. Essa proposta, em si, baseia-se no grau de desenvolvimento mútuo de relações morfológicas em 4

contextos gerais: zonas de suprimento inicial (dunas frontais e lençóis de areia); áreas de deflação (rupturas de deflação, rastros de areia e retrocordões); localidades de cavalgamento e sobreposição (dunas barcanas e barcanóides) e contextos de avanço (cordões precipitados e lobos deposicionais). Esses quatro contextos se correlacionam e compõem os sistemas eólicos, possuindo cada um deles uma posição na funcionalidade do sistema e um padrão auto organizacional em seu sistema de fácies. Neste sentido o autor agrega, de acordo com relações faciológicas e genéticas estes quatro contextos em três associações distintas, são eles: associação A – associação praia-duna (elementos do suprimento inicial); associação B - associação planície deflacionário (elementos deflacionários) e associação C – associação de dunas livres (elementos de cavalgamento e avanço).

Figura 13: Padrões de sistemas eólicos costeiros. A – Dunas frontais; A-B – Dunas frontais com rupturas de deflação conjugadas; A-B-C – Dunas frontais com planícies de deflação e cordões de precipitação ou cadeias barcanóides; A-C – Protodunas e campos de dunas livres completos.

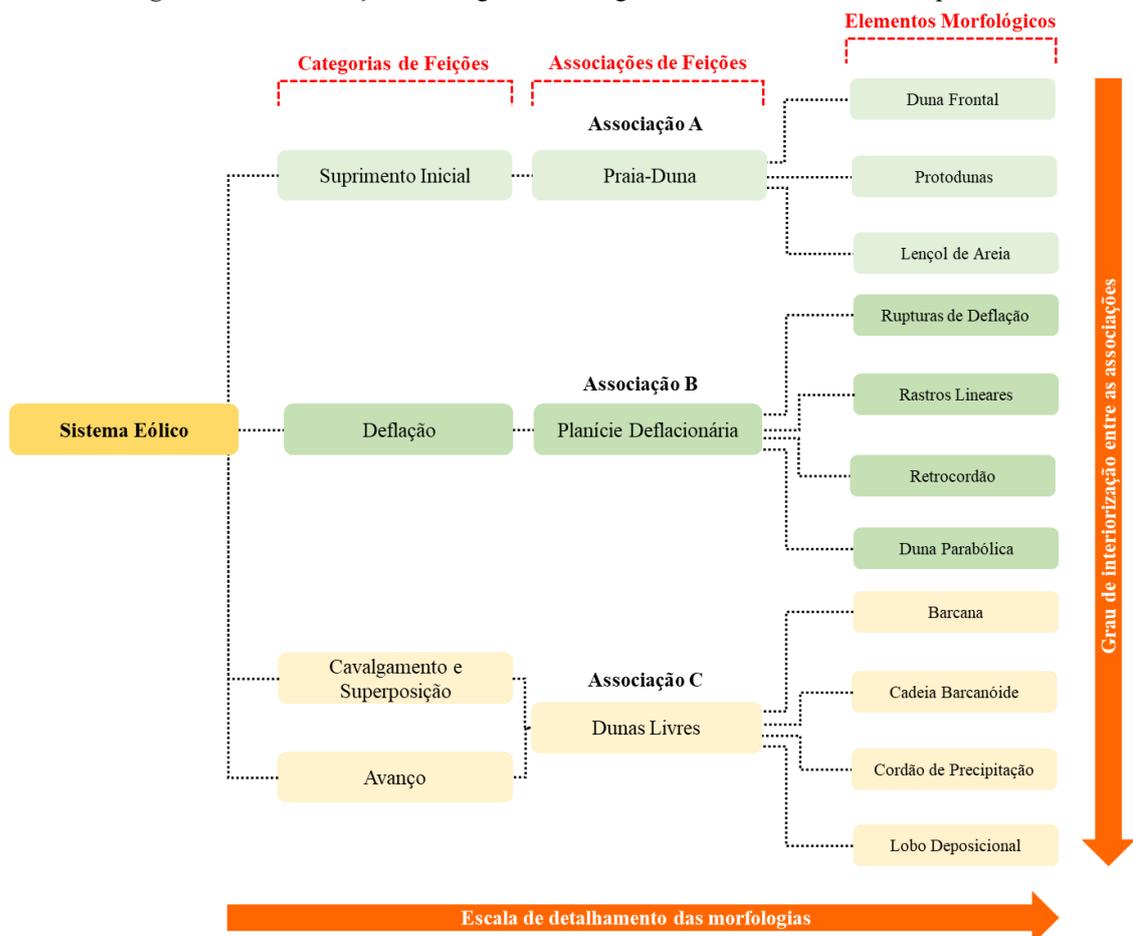


Fonte: Adaptado de Giannini (2007).

Giannini et al. (2011), buscando refinar as suas análises e observações realizadas em Giannini (2007), afirma que cada associação, representa diferentes estágios de equilíbrio entre influxo e efluxo, a associação do tipo A representa o equilíbrio alcançado na associação praia duna, o tipo A-B representa o equilíbrio entre as associações praia-duna e planície deflacionária, o tipo A-B-C representa o balanceamento entre as 3 associações, já o tipo A-C, de acordo com

os autores, ainda não alcançou o estágio de equilíbrio. Estes 3 tipos são subdivididos em oito tipos morfodinâmicos, numerados de 1 a 8, de acordo com o grau de desenvolvimento do sistema eólico, especificado pela relação entre espaço de acumulação e saldo eólico. Posteriormente, Giannini et al. (2014), apresentou para cada associação descrita em 2007 um padrão determinado de morfologias comuns, que possuem configuração faciológica semelhante, identificando os elementos morfológicos para cada contexto (**Figura 14**). O autor ainda acrescenta que podem coexistir outras morfologias conjugadas às demais, entretanto em escalas de detalhe, no contexto sistema praia-duna teria franjas de areia, morros residuais, planícies interdunares e dunas *nebkhas*, no contexto das planícies deflacionárias tem-se as depressões interdunares e no contexto das dunas livres as dunas transversais e extensões lineares.

Figura 14: Classificação faciológica/morfológica dos sistemas eólicos compilados.



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Hesp (2000); Martinho et al. (2006); Giannini (2007); Giannini et al. (2011) e Giannini et al. (2014).

2.3.4 As morfologias eólicas relacionadas a suas associações

A complexidade dos diversos conjuntos de associações compõe uma gama variável de formas eólicas, cada uma representando um processo específico de ação, pensando nisso será abordada a seguir a descrição de cada forma dos conjuntos de associações passíveis de caracterização.

- **Associações dos Sistemas Praia-Duna - A**

São associações iniciais de fornecimento de material, onde a mesma insere toda a matéria envolvida no sistema eólico, estando fortemente ligada ao ambiente marinho, no qual a mesma serve como passagem transicional de matéria. Ocasionalmente nestas feições ocorrem formas de baixa amplitude sem face de deslizamento com geometrias em cordão e rampa.

É composto por 4 principais feições, que estão descritas a seguir:

Quadro 1: Principais Feições do sistema praia duna. Descrições com base em Hesp (2000), Kocurek et al. (1992), Giannini et al. (2005, 2011 e 2014).

Forma	Descrição	Exemplificação
Duna Frontal	São caracterizadas por acúmulos de areia vegetados paralelos à linha de costa, com deposição eólica sob a vegetação, apresentando geometria de cordão, rampa ou terraço.	
Protoduna	Formas eólicas bastante pequenas, com pouco mais de 1m, com geometria dômica ou transversal ao vento. Não apresentam face de avalanche.	
Lençóis de Areia	Massas de areia eólicas em movimento, com características de arrasamento eólico, sem superimposição de dunas, apresentando apenas corpos tabulares de areia, protodunas e dunas nebkhas.	
Dunas Nebkhas	Montículos de areia vegetados formados por barramento vegetal, estruturando-se em geometria circular como pequenos domos de areia vegetados.	

Fonte: Fotos de Martinho (2005), Nascimento Júnior (2006) e Acervo do autor (2021).

- **Associações Deflacionárias - B**

São feições de segunda ordem, resultantes do equilíbrio entre deposição eólica e colonização vegetal, formando assim variadas formas vegetadas e semi vegetadas, sobretudo através do processo de captura por barramento das areias eólicas.

As 4 principais feições deflacionárias estão descritas a seguir:

Quadro 2: Principais Feições das Associações Deflacionárias. Base em Hesp (2000); Giannini (2005); Martinho (2008); Giannini et al. (2011, 2014)

Formas	Descrição	Exemplificação
Ruptura de Deflação (blowout)	Caracterizam-se como feições mistas, com comportamentos erosivos e deposicionais, geradas pela retirada e reposição de areia pelo vento, formando pequenas rupturas. A mesma é margeada por paredes de faces de avalanche e lobos deposicionais.	
Rastros Lineares (trailing ridge)	Braço arenoso residual alongado de dunas barcana ou barcanóides, parabolizadas, capturados pela vegetação no processo de migração. Apresentam-se sempre com orientação paralela ou semiparalela à direção de vento efetiva	
Retrocordões (gegenwalle)	Cordões arenosos em meio a vegetação da planície deflacionária inseridos na margem a barlavento, sendo resultantes dos processos de colonização de frentes de migração, em processos semelhantes a formação de dunas frontais.	
Dunas Parabólicas	Duna em forma de “U” e “V”, com convexidade voltada a sota-vento, resultado da deriva da ruptura de deflação, formando braços alongados semelhantes a rastros lineares.	

Fonte: Acervo do autor (2021); Martinho (2005); Bispo (2008).

Vale mencionar que algumas das formas citadas nas associações deflacionárias podem ser encontradas em situações interiores do continente e periférica no campo de dunas.

- **Associações Livres - C**

Associações mais comuns em ambientes eólicos, caracterizam-se pelo livre transporte de areias, sendo o ponto final de deposição de matéria, sendo a terceira ordem no sistema, apresentando pluralidade de formas e processos. Nas diversas porções ao longo do mundo estruturam-se formas variadas, entretanto apresentam algumas similaridades no que diz respeito à configuração geométrica.

As 4 principais formas de associações livres serão apresentadas a seguir.

Quadro 3: Principais formas de associações livres. Com base em Giannini (2005); Martinho (2008); Giannini et al. (2011, 2014).

Formas	Descrições	Exemplificação
Dunas Barcanas	Duna bastante comum em campo de dunas, apresenta formato em meia lua, com concavidade voltada a sota-vento.	
Cadeias Barcanóides	Forma complexa resultante da sobreposição de dunas barcanas, apresentando cristas alongadas e sinuosas, transversais ao vento, gerada pela coalescência lateral de dunas barcanas	
Cordões de Precipitação	Morro arenoso em formato cônico gerado pela queda de fluxo de areia em meio a vegetação das margens laterais e frontais de campos de dunas.	
Lobos Depositionais	Frente de avanço do campo de dunas orientada no sentido do rumo efetivo, apresentando formato parabólico em planta.	

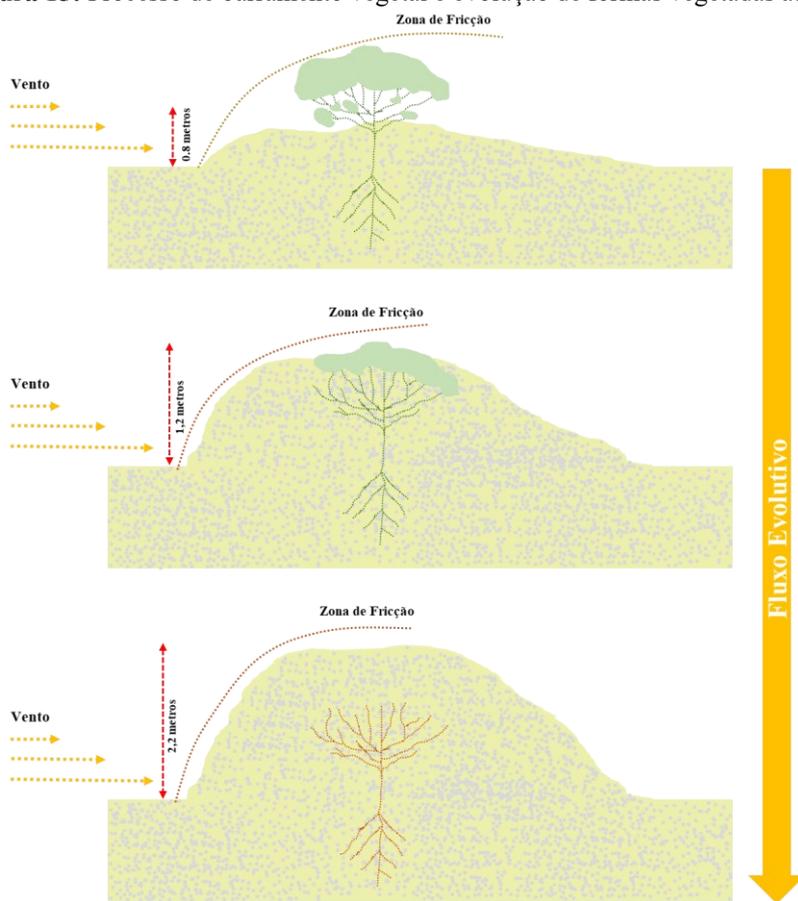
Fonte: Acervo do autor (2021); Gonçalves et al. (2003),

Vale mencionar que as associações citadas anteriormente, excetuando-se as dunas frontais, todas podem ocorrer em porções interiores do continente, não sendo exclusivas das regiões costeiras.

2.3.5 Os sistemas eólicos no Nordeste do Brasil

Os cinturões eólicos costeiros do Nordeste do Brasil são constituídos por variados modelados, desde formas densamente vegetadas até formas livres com grandes amplitudes, podendo ser entendidos como sistemas eólicos vegetados ativos ou inativos e livres, com relação a sua morfodinâmica (GIANNINI, et al., 2005). Os depósitos eólicos vegetados ativos são predominantemente cobertos por vegetação e formam uma variedade de formas resultantes do barramento vegetal das areias (**Figura 15**), compondo desde cinturões de dunas frontais, campos de dunas *nebkhas* até variados tipos de dunas parabólicas (MARTINHO, et al., 2006; FERNANDEZ et al., 2017). Já as formas eólicas livres são constituídas predominantemente por areias transgressivas que avançam em direção ao continente, quando estas são compostas por dunas, as mesmas são entendidas como “*campos de dunas transgressivas*”.

Figura 15: Processo de barramento vegetal e evolução de formas vegetadas ativas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A zona costeira do Nordeste apresenta predominância de dunas transgressivas, podendo ser classificada como cinturões eólicos transgressivos de norte a sul, onde há condições para

formações de dunas como climas secos com mais de 4 meses secos e uma considerável disponibilidade de areia (GIANNINI, 2007), entretanto, o rumo de migração varia nos diversos setores com variações locais e regionais (BIGARELLA, 1972).

Na porção norte do Nordeste, desde São Luís do Maranhão até o extremo oeste de Fortaleza, há os maiores campos de dunas do Brasil em área, formados por imensas cadeias barcanóides com migração preferencial SW. Na porção nordeste, entre a ponta do Mucuripe (CE) e Tibau do Sul (RN), tem-se os campos mais extensos do setor com dunas barcanas e barcanóides, estes, por sua vez, apresentam duas tendências de migração em duas direções W e NW, com exceção de algumas localidades no Litoral Potiguar com migrações para SW onde a costa é W-E (CLAUDINO-SALLES e PEULVAST, 2001).

Já na faixa oriental do Nordeste distribuem-se as dunas associadas à foz do Rio São Francisco, setorizadas em 3 grupamentos evolutivos, que recobrem os litorais sul de Alagoas e norte de Sergipe (BARBOSA, 1997), enquanto que na porção extremo-sul ainda existem os campos de dunas do Mangue Seco (BA-SE), que representam a parte final dos depósitos eólicos do Nordeste do norte para o sul. Essas porções, de acordo com Giannini (2007), possuem cronologias semelhantes, com pelo menos 4 gerações bem definidas de conjuntos eólicos (**Quadro 4**).

Quadro 4: Correlação entre as cronologias das dunas costeiras do Nordeste do Brasil

CAMPOS DE DUNAS POR ESTADOS	GERAÇÕES EÓLICAS E SUAS IDADES INFERIDA DE LOE/TL				
Ceará (Claudino-Sales, 2002)	D5: Anterior a transgressão holocênica	D4: contemporânea a transgressão holocênica	D3: Holoceno médio 1,3 ka AP	D2: ativa, iniciada entre 1,2 e 0,3 ka	D1: ativa, iniciada após 0,3 ka AP
Rio Grande do Norte (Barreto et al., 2004)	Tênuas ou Dissipadas: 63-24 ka AP	Tênuas ou nítidas 10,8 – 9,1 ka AP	Nítidas: 3,5-2,5 ka AP	<0,5 ka AP	
Paraíba (Barreto et al. 2002)	64-27 ka AP				
Alagoas-Bahia (Bittencourt et al. 1982; Dominguez et al. 1996; Barbosa 1997)	Qe1: >120 ka AP	Qe2: >5,1 ka AP	Qe3: <3,7 ka AP	Qe4: ativa, formada nos últimos 400 anos	

Fonte: Adaptado de Giannini (2007).

2.4 As análises morfoplanimétricas em ambientes eólicos

Nas últimas décadas, com o desenvolvimento tecnológico, a Geomorfologia e as Geociências, em geral, passaram a inserir em seus estudos um significativo conjunto de análises geométricas e estatísticas, fornecendo dados numéricos sobre os processos eólicos e

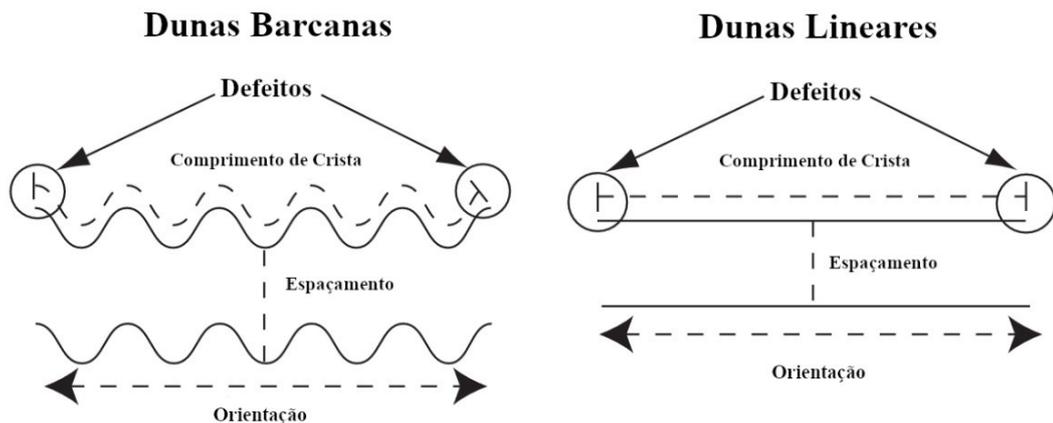
possibilitando uma série de inferências. Além de utilizar modernos modelos computacionais que têm possibilitado a modelagem dos ambientes eólicos, bem como, projeções de cenários futuros, permitindo identificar padrões auto organizacionais nos sistemas eólicos, uma vez que os sistemas eólicos já se autoqualificam nos moldes de modelos complexos (WERNER, 1995).

2.4.1 Parâmetros de análise e relações numéricas

Os sistemas eólicos são uma das feições geomorfológicas mais exuberantes e dinâmicas dentre as formas de relevo, que por seu caráter auto organizacional complexo permite realizar uma série de inferências numéricas, possibilitando a análise de padrões organizacionais momentâneos, o que pode orientar a longo prazo padrões geomórficos passíveis de datações (EWING et al., 2006).

Ewing et al. (2006), afirmam que os padrões naturalmente auto organizacionais dos campos de dunas são resultado de condições limite que são praticamente impostas pelo regime eólico, gerando uma série de geometrias semelhantes, passíveis de identificação através de fotografias aéreas e dados orbitais. Os autores propuseram então quatro parâmetros para a caracterização morfoplanimétrica dos campos de dunas (**Figura 16**), são eles: espaçamento de dunas, comprimento de crista, densidade de defeitos (quebra repentina no padrão da duna ou nas terminações) e orientação das cristas.

Figura 16: Parâmetros morfoplanimétricos de análise de campo de dunas.



Fonte: Adaptado de Ewing et al (2006).

Ewing et al. (2006), ainda afirmam que os campos de dunas organizam-se em padrões auto organizacionais, estruturados em dois cenários de maturidade eólica, são eles: Primeiro Cenário: está relacionado a alta evolução do campo de dunas com interações construtivas entre

os defeitos das dunas, essa interação ocasiona o surgimento de novas dunas através do impacto de defeitos, nesse processo tem-se o aumento exponencial dos espaçamentos inter cristas e do comprimento da crista, reduzindo de forma significativa a densidade de defeitos, tal cenário denota evolução considerável; o Segundo Cenário: representa campos de dunas menos evoluídos, com dunas empilhadas, pouco espaçadas, com alta densidade de defeitos e dunas com menores comprimentos, quase que aglomeradas.

Ewing e Kocurek (2010), afirmam que os estudos e análises morfométricas de padrões de alternâncias espaciais em ambientes eólicos representam uma ferramenta para entender a influência das condições limite e sua amplitude espacial e temporal em escala de semidetalhe, contribuindo com as análises em sistemas eólicos. Entretanto, seu uso necessita de parcimônia, uma vez que as condições limites podem interferir na direção da migração das dunas, podendo mascarar os valores do espaçamento e comprimento das cristas, produzindo dados inconclusivos (DERICKSON et al., 2008).

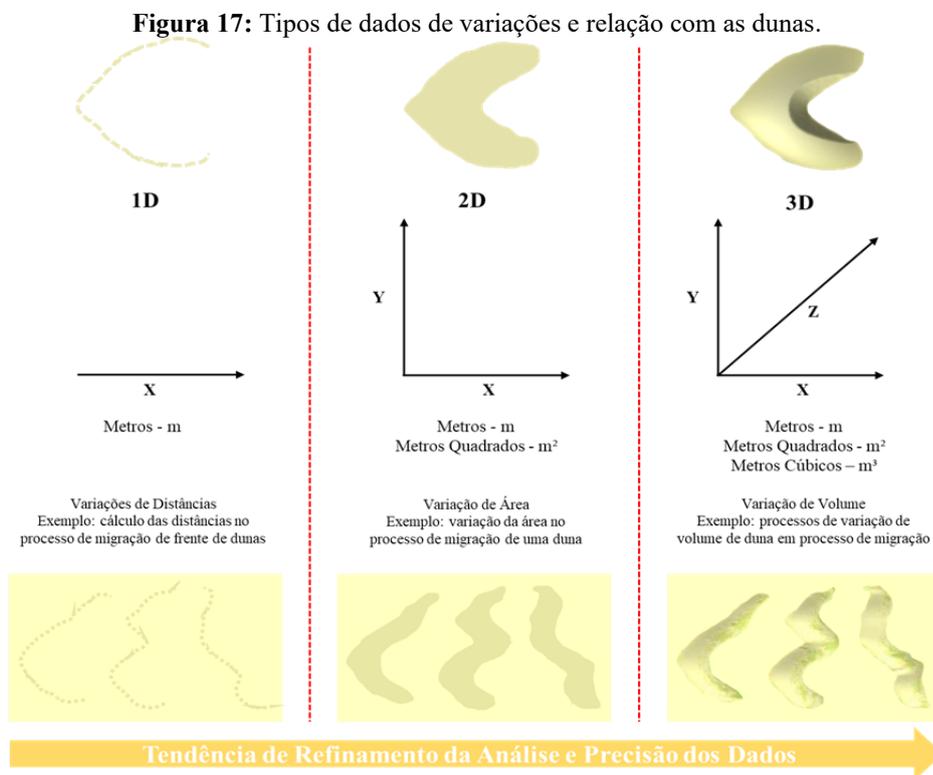
Voltadas a análises em escala de detalhe, tem-se as metodologias de morfometria de dunas barcanas e parabólicas, que possuem como objetivo realizar análises métricas de feições geométricas da duna, em perspectivas temporais, como realizado por Sauermann et al. (2000), nas dunas barcanas do sudeste do Marrocos. Essas metodologias trabalham com parâmetros médios de valores amostrais realizados, em sua maioria, através da utilização de sensoriamento remoto e geoprocessamento.

O desenvolvimento e difusão de dados de ultra detalhe, como imagens óticas multiespectrais, os radares de abertura sintética (SAR), os sensores de varredura a laser (LiDAR) e os modernos veículos aéreos não tripulados (VANT/UAV) com resolução milimétrica, revolucionaram os processos de análise morfoplanimétrica, permitindo a obtenção de dados precisos com pequenas faixas de erros, facilitando os processos de análise morfométrica, como exemplo de estudos que trabalham nesta vertente pode-se citar: Dech et al. (2005); Le Mauff et al. (2017); Suo et al. (2018); Solazzo et al. (2018); Suo et al. (2019); Rozenstein et al. (2019), Yang et al. (2019) e Pagán et al. (2019). Vale mencionar, entretanto, que tais dados e ferramentas apresentam custo de aquisição intermediário e ainda se encontram restritos a poucos laboratórios e centros de pesquisa.

2.4.2 Análises das variações temporais e projeções numéricas

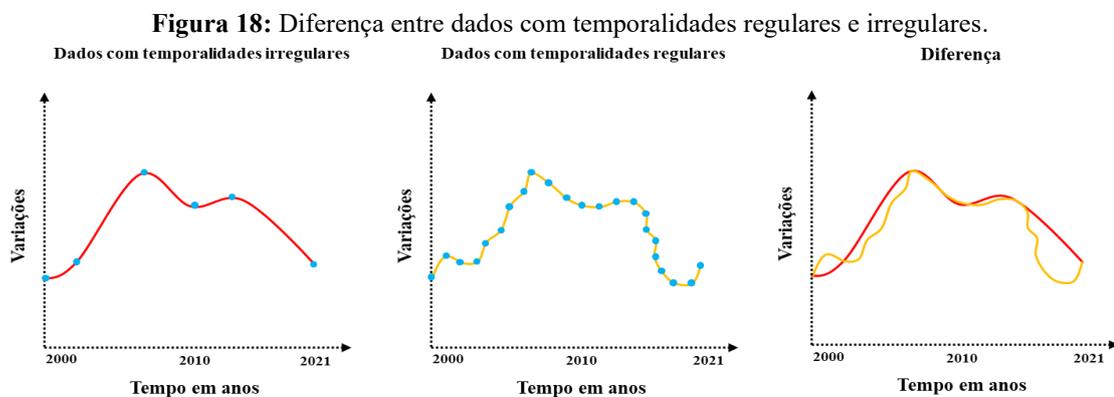
As metodologias de estudo de variações temporais talvez sejam as mais difundidas ao se utilizar análises morfométricas em modelados eólicos, sobretudo, por seu baixo custo, com fácil obtenção de dados primários, possibilidade de resultados conclusivos e uma gama de inferências que permitem realizar, seja na aferição da dinâmica do sistema eólico ou na identificação de possíveis alternâncias em sua magnitude e temporalidade, adequando-se aos principais avanços e refinamentos dos produtos de sensoriamento remoto e aerofotogrametria de detalhe.

Os dados morfométricos de variações temporais podem ser setorizados em 3 tipos principais de acordo com sua natureza (**Figura 17**): dados 1D, projeta-se em uma dimensão (X), como exemplo variações métricas simples; os dados 2D, equivalentes a dados de duas dimensões (X-Y), a exemplo de variações de área em m^2 ; e por fim os dados 3D, que representam informações em três dimensões (X-Y-Z), dados de volume em m^3 . De posse de uma série temporal de dados, pode-se extrair informações de natureza quantitativa e estabelecer uma comparação entre os anos, permitindo a identificação das alternâncias no sistema eólico. Entretanto, a regularidade da temporalidade dos dados irá influenciar na qualidade dos resultados (**Figura 18**).



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

De posse uma série temporal de informações definidas no espaço, sejam elas relacionadas à distância, área, volume ou altimetria, pode-se projetar cenários futuros de um sistema eólico, através de modelagens matemáticas, uma vez que modelos são descrições matemáticas de processos complexos que interagem entre si com ampla interação entre seus componentes (BURROUGH, 1998), o que em parte segue a linha do contexto autorregulatório dos sistemas eólicos (WARNER, 1995; GIANNINI, 2007). Entretanto, seu uso deve se limitar a previsões com graus de incerteza, uma vez que dados ambientais dificilmente seguem padrões de ocorrências semelhantes a curto prazo, com isso, deve-se selecionar o método matemático mais adequado, levando em consideração o tipo de dado a ser utilizado.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

2.5 Determinação da taxa de transporte eólico

Ao tratar-se de ambientes eólicos existem diversas metodologias que buscam inferir a taxa de transporte de areia por vias aéreas, para de forma teórica e empírica dimensionar o transporte sedimentar. Destes modelos, alguns se utilizam de condições ideais para transporte, que ocasionalmente não são encontradas nos ambientes naturais, como experiências em campo e simulações controladas, entretanto a complexidade de modelados eólicos e suas situações de exceção tornam estes modelos bastante divergentes da realidade, porém alguns que buscam analisar as taxas de deriva apresentam grande aceitação da comunidade acadêmica, como as mediações de transporte indireto proposta por Fryberger e Dean (1979).

Fryberger e Dean (1979), propuseram uma equação para estimar a quantidade de areia transportada em um determinado intervalo de tempo (**Equação 1**), de forma preliminar, conforme as condições ideais de vento a 10 m, utilizando-se de dados de estações meteorológicas, desconsiderando a rugosidade do terreno e o grau de coesão do material, de forma a retirar o alto grau de incerteza desta análise. De certa forma a equação analisa a

variabilidade direcional do vento em um intervalo de tempo, identificando a Deriva Potencial Eólica – DP.

Equação 1: Deriva Potencial Eólica

$$Q = U^2 (U - vt) * t$$

Onde:

Q = a quantidade de sedimento que o vento transportou em um intervalo de tempo

U = a velocidade média do ponto de coleta (Nível da Estação Meteorológica);

ut = a velocidade limite de impacto a 10 m de altura (Calculado através de Bagnold (1941));

t = tempo em que o vento soprou para cada direção (Cálculo em porcentagem)

Os valores numéricos da Deriva Potencial (DP), obtidos pela equação de Fryberger e Dean (1979), são tidos como Unidades de Vento (U.V.), que relaciona a quantidade de vento que incide em uma determinada quadrante por tempo, nesse sentido o DP é a soma de quantidade relativa de areia potencialmente movida pelo vento por direção em um determinado intervalo de tempo.

Assim, o vetor resultante das somas dos valores do cálculo do potencial de deriva de areia e da soma das diferentes direções calculadas vetorialmente, denominado como Direção de Deriva Resultante (DDR), será sempre oposto ao vetor de incidência dos ventos mais fortes com maiores frequências, em outras palavras, a direção na qual a areia tende a se deslocar influenciada pelos ventos provenientes de diversas direções (TOMAZELLI, 1990). A magnitude do vetor de DDR, é definida através do potencial de deriva resultantes (RDP).

O DDR e RDP são obtidos a partir das seguintes equações:

Equação 2: Potencial de Deriva Resultante (RDP) e Direção de Deriva Resultante (DDR)

$$RDP = \sqrt{x^2 + y^2}$$

$$DDR = \tan^{-1} \left(\frac{y}{x} \right)$$

Ainda:

$$X = \cos \alpha * DP$$

$$Y = \sin \alpha * DP$$

Onde:

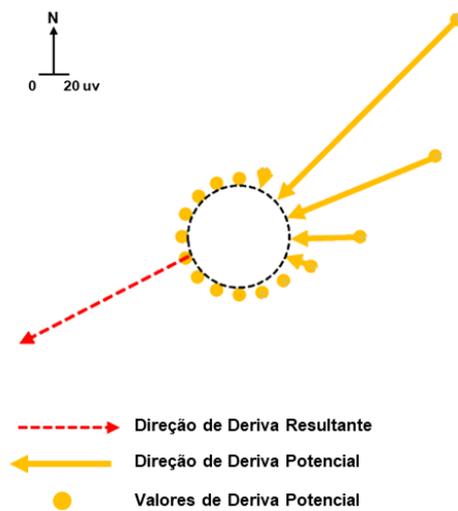
α = O ângulo de direção do vento em Graus

DP = Deriva potencial por classes direcionais

Os valores de DP, DDR e RDP calculados são apresentados através de diagramas de frequência denominados Rosas de Areia, onde cada direção da rosa representa uma direção do vento, e os vetores laterais representam os valores de DP em u.v., a DDR é representada por uma seta direcional onde seu comprimento é o valor obtido da RDP, como mostra a figura abaixo (**Figura 19**).

A partir da aferição do Potencial de Deriva (DP), pode-se classificar os valores encontrados de acordo com a classificação de ventos superficiais de Fryberger (1979) que classifica os valores encontrados de acordo com sua intensidade, como sendo: ventos de baixa energia (apresentam valores de DP até 200 u.v.) ventos de energia intermediária (entre 200 u.v. – 399 u.v.) e ventos de alta energia (acima de 400 u.v.).

Figura 19: Rosa de areia exemplificada.



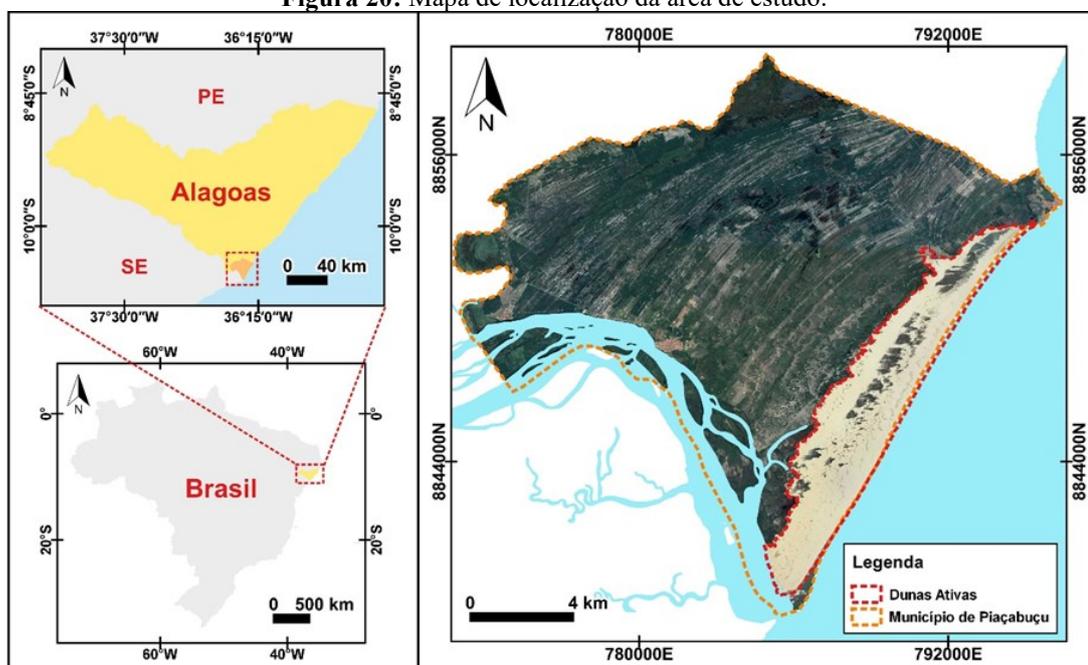
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 A área de estudo

A área de estudo compreende o campo de dunas do Baixo São Francisco, localizado no município de Piaçabuçu (**Figura 20**), Litoral Sul de Alagoas, a cerca de 135 km de Maceió, na região geográfica intermediária de Maceió e na região imediata de Penedo, integra a Região Metropolitana do São Francisco. O campo de dunas apresenta uma área de aproximadamente 37,35 km² distribuídos com eixo principal norte-sul medindo 25,97 km, interiorizando-se de 3,02 km, aproximadamente.

Figura 20: Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

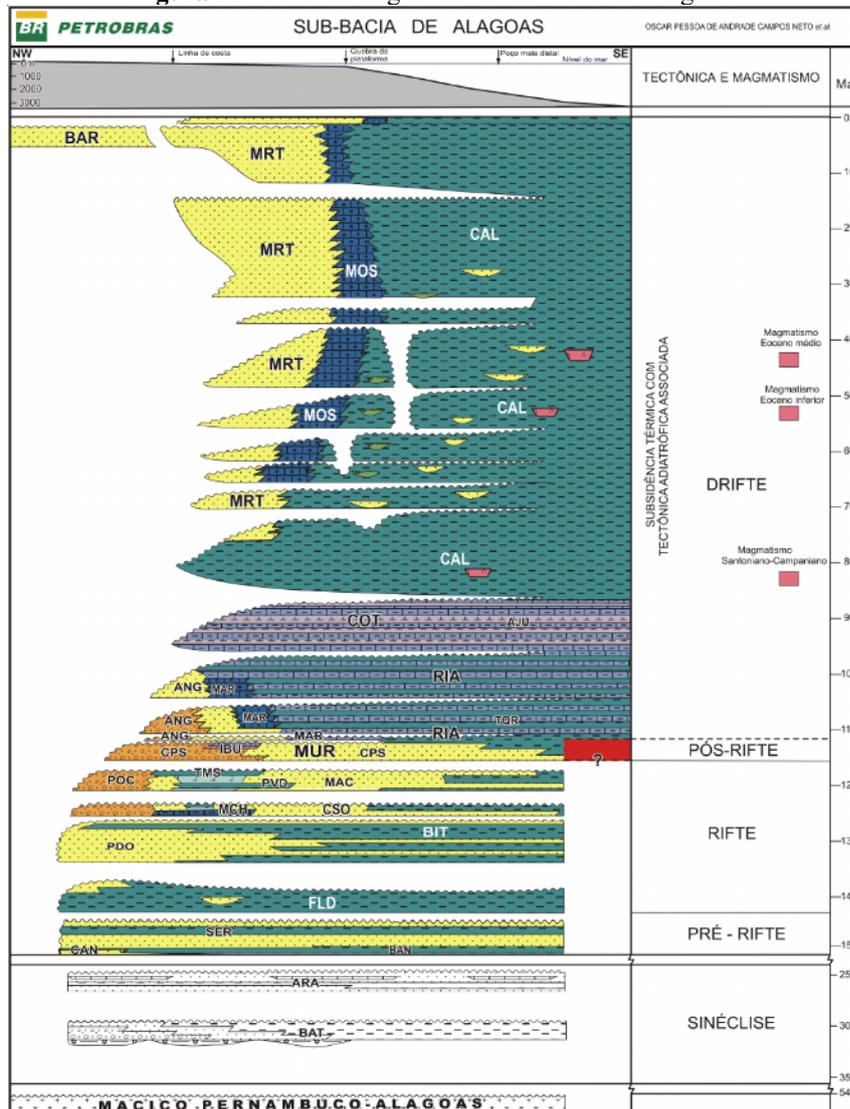
3.1.1 Aspectos Geológicos

O campo de dunas do Baixo São Francisco encontra-se inserido geologicamente na porção emersa da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, mais especificamente na Sub-bacia de Alagoas. Essa Unidade possui sua origem relacionada a processos de basculamento tectônicos derivados da abertura do Atlântico Sul, iniciados desde o final do Jurássico e início do Cretáceo. Configura-se na forma de um meio-gráben com direção NE-SO, estruturada sobre sucessivos blocos escalonados por falhamentos gravitacionais na mesma direção. A história tectônica dessa Unidade, assim como as demais bacias marginais brasileiras, passou pelos estágios

sinéclise, pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte (Figura 21), marcadas pela formação de depósitos litológicos bastante diferenciados (SOUZA-LIMA, 2006; CAMPOS NETO et al., 2007).

Sobre as unidades litológicas meso-cenozóicas da Sub-bacia de Alagoas repousam depósitos sedimentares quaternários, estruturados na forma de extensas faixas de sedimentos inconsolidados e pouco consolidados, geralmente pacotes de areia quartzosas de diversas origens, sejam elas marinhas, fluviais e eólicas, relacionadas a regimes fluviais e flúvio-marinhos (CPRM, 2015). De acordo com Lima et al., (2014), a acomodação dos depósitos quaternários e sua variação genética dispostos na foz do Rio São Francisco, possuem relação indireta com sucessões de falhamentos gravitacionais ocorridos a 65 e 83 mil anos AP, o que forneceu espaço de acomodação para os depósitos sedimentares.

Figura 21: Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas.



Fonte: Campos Neto et al. (2007).

Ao longo do Quaternário Tardio, o acúmulo de material arenoso, remobilizado pela ação de fortes ventos, deu origem a extensa faixa de morfologias eólicas, o campo de dunas em Piaçabuçu, objeto do presente estudo (**Figura 22**). De acordo com Barbosa (1997) e Lima et al. (2004), os edifícios dunares da área são compostos predominantemente por areias quartzosas, muito bem selecionadas, com materiais finos e muito finos. Morfológicamente compreende um conjunto de formas eólicas diversificadas com predominância de faces arredondadas ou sub arredondadas com níveis variados de estabilidade.

O Campo de Dunas está inserido na Planície Deltaica do Rio São Francisco, compondo a porção mais superficial de seu delta. A planície deltaica está marcada, de acordo com Bittencourt et al. (2007) e Guimarães (2010), pelo preenchimento de sedimentos ao longo do Quaternário Tardio, formando assim, sucessivos depósitos com variadas amplitudes e escalonamentos, sejam eles marinhos de idades holocênicas e pleistocênicas, sendo eles lagunares, fluviais e eólicos, o último é representado por extensas dunas, a exemplo da área de estudo.

Figura 22: Vista panorâmica da porção norte do Campo de Dunas.



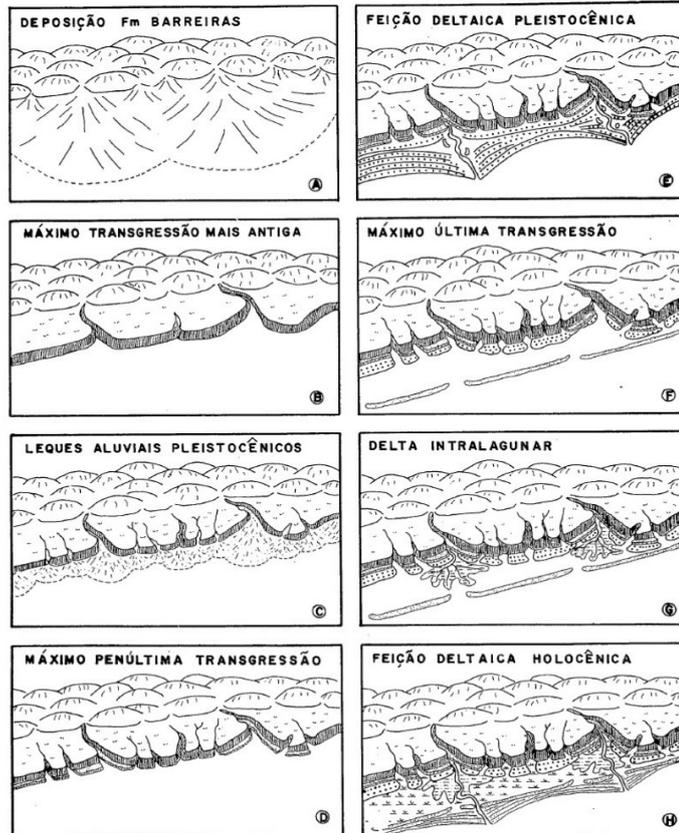
Fonte: Acervo do autor (2021).

3.1.2 O Delta do São Francisco

O Delta do Rio São Francisco foi campo de diversos estudos paleoambientais e paleoclimáticos do Nordeste que buscaram analisar sua formação, e indiretamente forneceram informações sobre os campos de dunas a que este estudo se propõe a analisar. Neste sentido pode-se citar os trabalhos de Dominguez, Bittencourt e Martin (1983); Dominguez (1996) e Guimarães (2010).

Dominguez, Bittencourt e Martin (1983), promoveram a construção de um modelo evolutivo do Delta do Rio São Francisco, compilando as datações em C^{14} já existentes para a área e suas proximidades, propondo um cenário evolutivo em 8 estágios de eventos de deposição (**Figura 23**), desde a deposição da Formação Barreiras, plio-pleistocênica, até as deposições mais recentes, estes estágios estão descritos a seguir:

Figura 23: Os oito estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco.



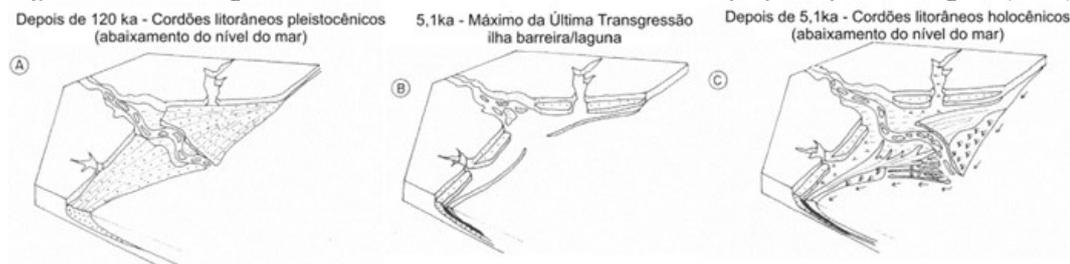
Fonte: Dominguez, Bittencourt e Martin (1981).

Estágio I (A): nível do mar relativamente baixo, deposição dos depósitos de leques da Formação Barreiras; **Estágio II (B):** transgressão mais antiga ocorrida no Pleistoceno, havendo erosão do Barreiras, níveis de falésias; **Estágio III (C):** formação de novos depósitos de leques provenientes do Barreiras em evento regressivo; **Estágio IV (D):** máximo da penúltima transgressão, erosão dos depósitos de leques do estágio anterior; **Estágio V (E):** descida do nível do mar ocasionando a formação de terraços marinhos formaram planícies marinhas em semelhança às atuais; **Estágio VI (F):** ocorreu na última transgressão e foi responsável por afogar e retrabalhar os terraços marinhos, formando ilhas barreiras e pequenos sistemas lagunares; **Estágio VII (G):** formaram-se deltas intra-lagunares nas lagunas formadas no

estágio anterior; **Estágio VIII (H)**: último evento regressivo onde se depositaram terraços marinhos holocênicos e os primeiros cordões dunares, havendo a formação do delta.

Dominguez (1996), refinou os estágios evolutivos propostos por Dominguez, Bittencourt e Martin (1983), propondo três estágios de deposição e modelagem, ao analisar os efeitos das ondas na formação do delta (**Figura 24**). No **estágio A** houve rebaixamento relativo do nível do mar após o máximo da penúltima transgressão a 120 mil anos antes do presente, havendo a deposição de cordões litorâneos pleistocênicos. Já no **estágio B** houve a subida do nível do mar no máximo da última transgressão a 5,1 mil anos, havendo a erosão dos cordões depositados no estágio anterior, possibilitando a erosão de vales e a formação de pequenas lagoas. Enquanto no **estágio C** ocorreu o rebaixamento do nível do mar após a última transgressão, com preenchimento dos estuários, formando extensos cordões litorâneos e em seguida dois campos de dunas.

Figura 24: Três estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco proposto por Dominguez (1996).



Fonte: Modificado de Dominguez (1996) *apud* Guimarães (2010).

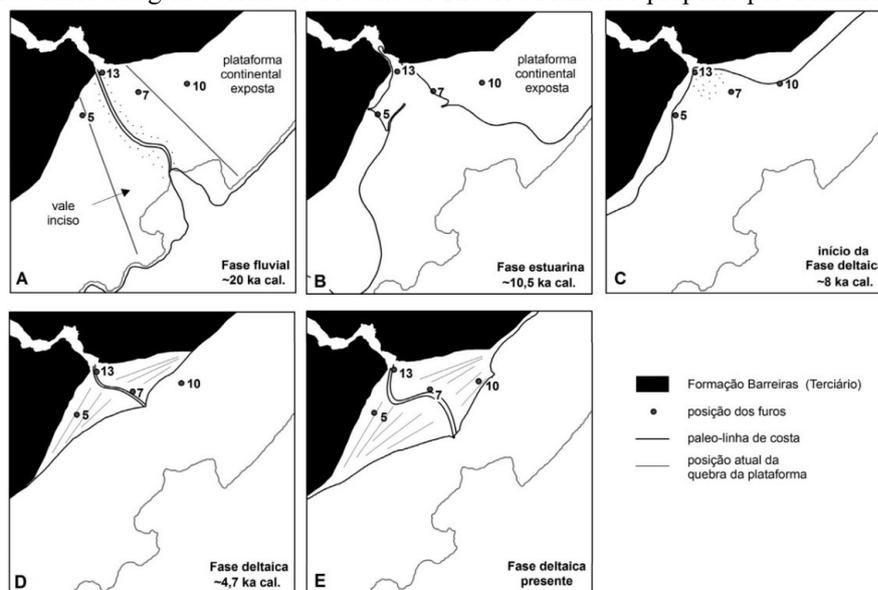
Guimarães (2010), buscando atualizar os estudos sobre a formação e nível médio do mar no Delta (**Figura 25**), integrando novos métodos de análise, propõe um modelo de variações em 5 estágios desde o último máximo glacial até o Holoceno, propondo alguns refinamentos nas ideias proposta por Dominguez (1996), como por exemplo a identificação do evento de inundação máxima do Delta a ± 8000 anos AP, antes delimitado a 5600 anos AP, atualizando os modelos anteriores. A autora, diferentemente do que se propunha nas contribuições anteriores, afirma que a programação do Delta ocorreu no Holoceno em período de subida do nível do mar.

Atualmente, confirmando as proposições do modelo evolutivo de Dominguez (1996), o Delta possui dois campos de dunas, um na Margem Sergipana e um na Alagoana. Essas áreas vêm sendo estudadas a algumas décadas, com diversos focos, entretanto ainda com diversas lacunas sobre suas evoluções e funcionamento. Vale ressaltar alguns avanços, frente ao

pioneirismo de alguns autores que se dedicaram ao estudo desses campos de dunas, a exemplo de Barbosa (1997) em Alagoas.

Barbosa (1997), realizou uma série de análises no campo de dunas da Margem Alagoana do Rio São Francisco, estabelecendo relações cronológicas, especulativas, correlacionando os depósitos eólicos com datações realizadas na Bahia. Também propôs uma setorização das tipologias, formas predominantes e fatores de controle morfológico, chegando a conclusões bastante interessantes como a identificação de 4 padrões eólicos de idades distintas, propostas inovadoras para a época, que fundamentam estudos posteriores como: Barbosa e Dominguez (2004); Lima et al. (2004) e Bispo (2008), que rediscutiram a temática de controle morfológico das Dunas, levando em consideração fatores sedimentológicos e climáticos em perspectivas temporais.

Figura 25: Cinco estágios evolutivos do delta do Rio São Francisco proposto por Guimarães (2010).

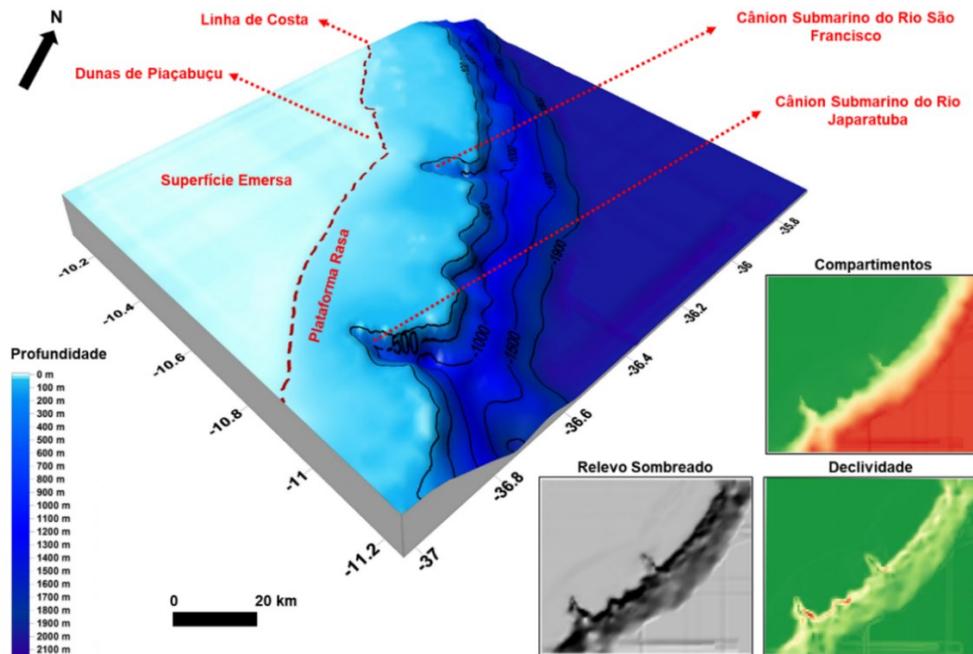


Fonte: Extraído de Guimarães (2010).

Outro elemento que merece destaque é a plataforma continental, a mesma possui significativa relação com o desenvolvimento de campos de dunas, tendo em vista que plataformas regulares proporcionam uma deposição de forma mais contínua e regular, enquanto que desníveis topográficos íngremes em zonas subaquáticas, acabam por reter a sedimentação que estaria disposta na face praial para remobilização, influenciando no porte das dunas e sua amplitude (GIANNINI, 2007). A plataforma relacionada ao Delta do São Francisco, apresenta-se mista conjugando superfícies lisas e rugosas (**Figura 26**), tendo na sua porção rasa, até 200

m de profundidade, relevo razoavelmente plano a ondulado, o que favoreceu a oferta de material para a remobilização eólica. Em contrapartida, a partir de 500 metros de profundidade apresenta-se irregular com vales incisivos, bancos de areia e depressões rasas (FIGUEIREDO JÚNIOR, et al. 2011).

Figura 26: Plataforma associada à foz do Rio São Francisco e entorno.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de Marinha do Brasil (DHM, 1964).

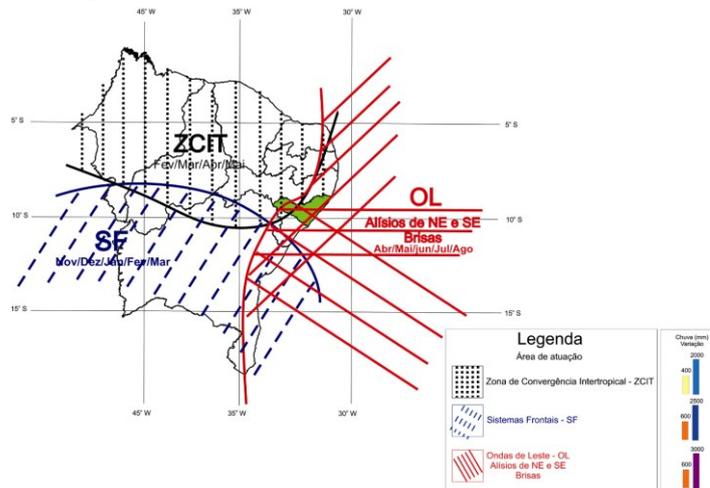
3.1.3 Condições climáticas e influência marinha

As condições climáticas da área são fortemente influenciadas pela ocorrência de regiões de confluência, a exemplo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), responsável por anomalias pluviométricas e de ventos no Nordeste (**Figura 27**), a mesma é proveniente da fricção entre os sistemas de alta pressão com os ventos alísios de sudeste. A ZCIT possui variações anuais em sua posição, podendo estar mais a norte quando atuam sobre o verão do hemisfério norte e situando-se em posições mais a sul durante o mês de janeiro (CAVALCANTI et al., 2009).

Os sistemas atmosféricos na área proporcionam o desenvolvimento de contextos classificados como úmido ou semiúmido, com período de 4 a 6 meses secos que se estendem de setembro até janeiro, havendo um período razoavelmente úmido nos demais meses com precipitações irregulares, com pouco mais que 1200 mm/ano (**Figura 28**), distinguindo-se de

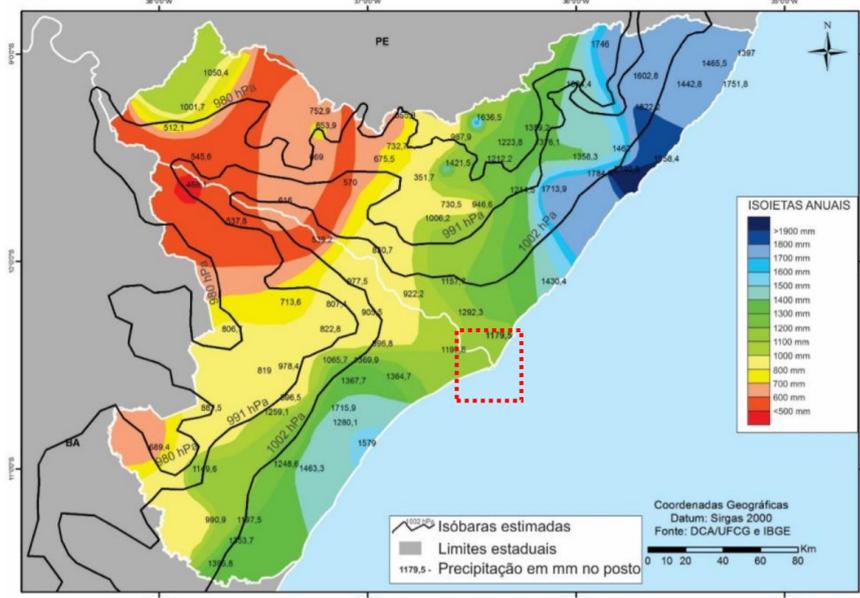
seu entorno regional em outras porções litorâneas de Alagoas como Maceió onde a precipitação é de pouco mais de 2000 mm/anuais (DINIZ et al., 2016; DINIZ et al., 2019a).

Figura 27: Sistemas atmosféricos atuantes no Nordeste.



Fonte: Barros et al. (2005)

Figura 28: Médias de precipitação anual com isóbatas de pressão estimadas entre Alagoas e Sergipe.



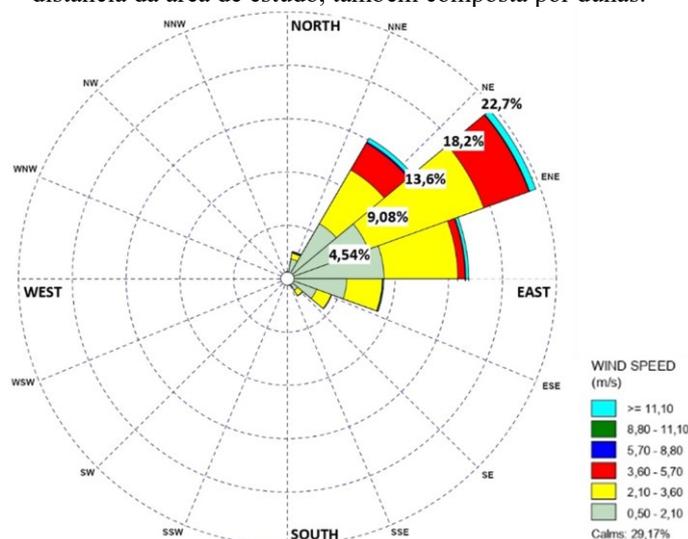
Fonte: Diniz et al. (2019a).

A diferença pluviométrica entre a área das dunas e seus arredores é resultado, segundo Diniz (2019), da mudança do gradiente de pressão, que é condicionado pela morfologia da desembocadura do Rio São Francisco e seu entorno, uma costa razoavelmente plana e com pouca rugosidade, que combinado ao plano formado pela linha d'água do rio, de certa forma, atraem as massas de ar para porções mais continentais, promovendo uma maior incidência e

velocidade dos ventos para o interior, inclusive com mudança de sua orientação média nas proximidades da linha d'água, que conjugado ao clima, sazonalmente mais seco, acabam por condicionar a modelagem das dunas atuais (DINIZ, et al. 2019a).

Na área do Campo de Dunas os ventos incidem com amplitudes e direções distintas ao longo do ano, entretanto, há uma certa tendência de incidência orientada no sentido NE-ENE, com velocidade máxima chegando a aproximadamente 11,10 m/s, e velocidade média em torno de 5 e 8 m/s. Esses valores são suficientes de acordo com as propostas de Bagnold (1941) e Pye e Tsoar (2009), para a remobilização de areia muito fina e fina e consequente formação de dunas eólicas de dimensões variadas.

Figura 29: Incidência e amplitude dos ventos na estação de Brejo Grande entre 2008-2020, em área a 1 km de distância da área de estudo, também composta por dunas.

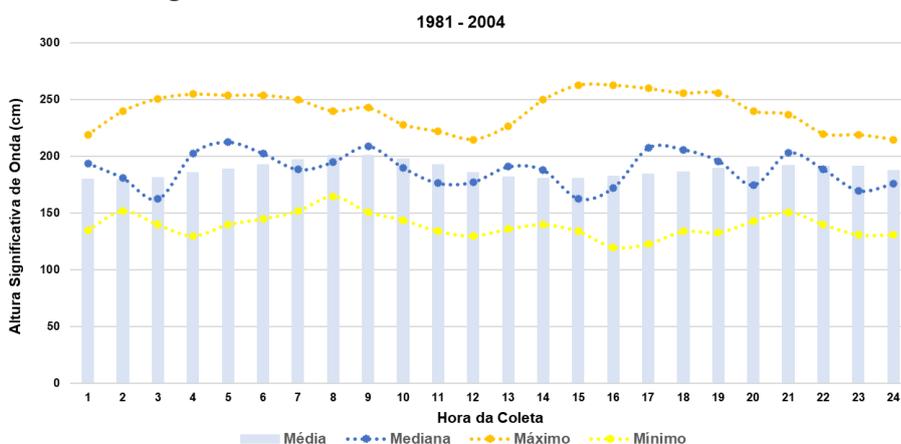


Fonte: elaborado pelo autor com dados do INMET (2020).

Outro fator influenciador da formação e manutenção do Campo de Dunas é a deposição marinha, fortemente influenciada pelas sazonalidades de marés, intensidade dos ventos e regimes de ondas. Influenciando no suprimento inicial do sistema eólico, os sedimentos marinhos são condicionados pela dinâmica de marés, intensidade e direção da deriva litorânea, que influenciam na oferta de material sedimentar exposto para transporte nas faces praias. O regime de marés da região é caracterizado por amplitudes que variam entre 1,2 e 2,6 metros e ondas orientadas, predominantemente, no sentido SE-NE, com altura entre 1,5 e 2,0 m (**Figura 30**), com períodos de 6 a 7 segundos. Estes fatores condicionam de acordo com Bittencourt et al. (2002) uma deriva sedimentar orientada no sentido NE para SW.

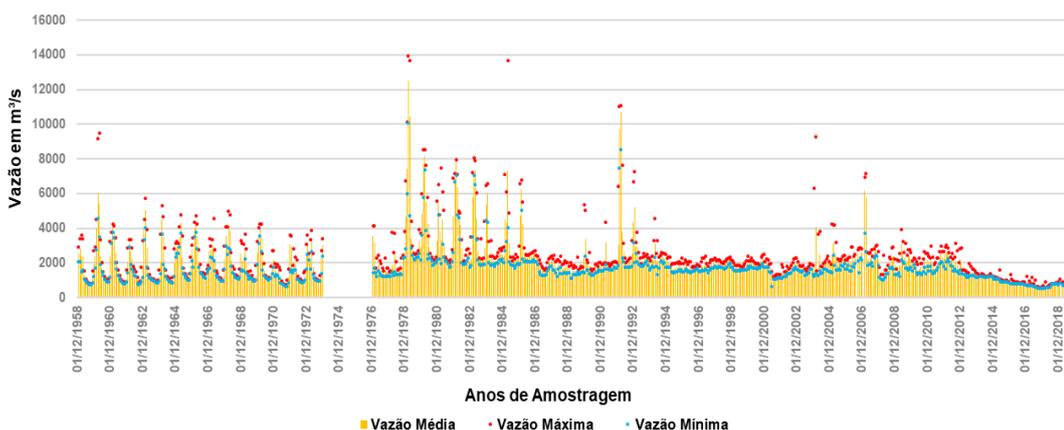
Ainda sobre a influência da dinâmica climática, deve-se levar em consideração a vazão do Rio São Francisco, cuja bacia inicia-se na Serra da Canastra (MG) e deságua na área no Delta entre Sergipe e Alagoas, uma vez que influencia diretamente na oferta de sedimentos para a remobilização eólica. O regime de descarga Rio, varia ao longo do seu alto, médio e baixo curso, possuindo uma descarga média anual próxima ao Delta entre 800 m³/s até 360 m³/s. De acordo com Silva e Ferreira (2019), esses valores vêm reduzindo desde 2015, frente a regulação em um sistema de barragens (**Figura 31**).

Figura 30: Altura de onda, média anual entre 1981 e 2004.



Fonte: Dados da estação maregráfica da marinha em Piaçabuçu (DHN, 2008).

Figura 31: Vazão média do Rio São Francisco entre 1958 até 2018.



Fonte: Dados extraídos da extração fluviométrica de Propriá (ANA, 2020).

3.1.4 Cobertura Vegetal e Vegetação

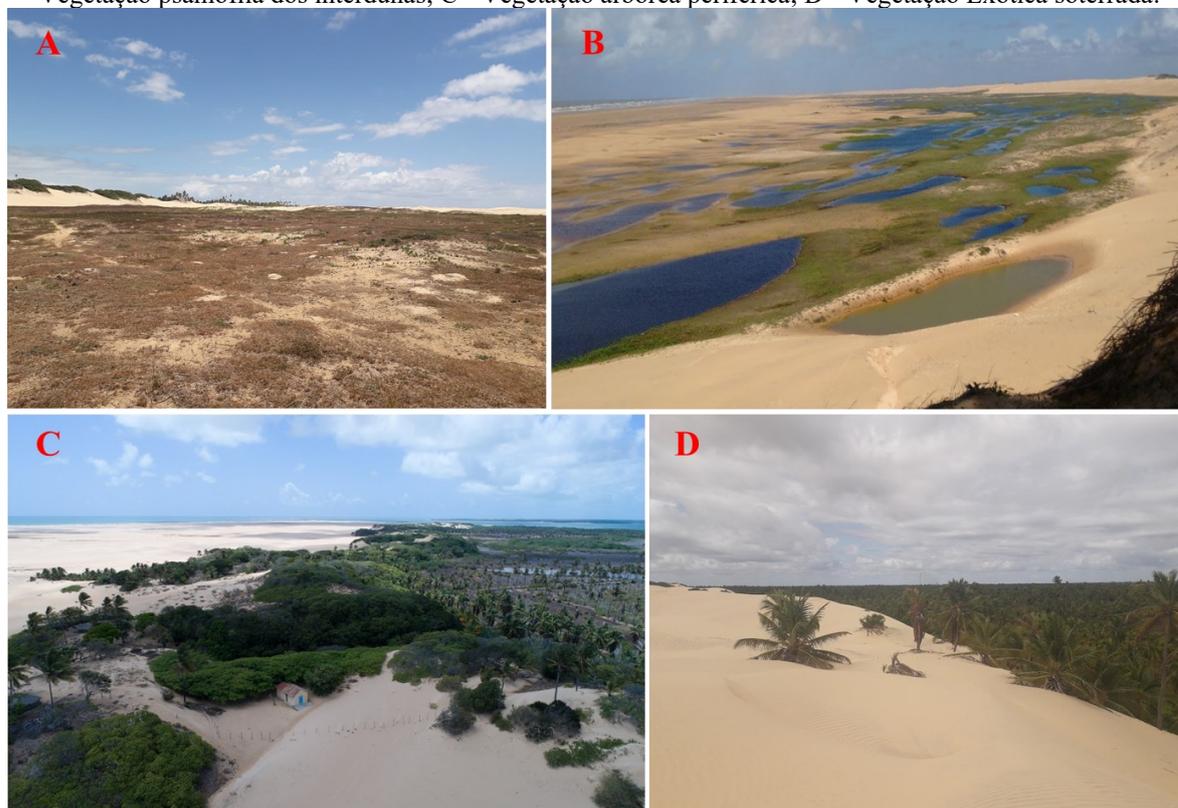
A cobertura vegetal do campo de dunas do baixo São Francisco apresenta-se setorizada em dois compartimentos, ora ocupando as superfícies de deflação, sendo predominantemente

arbustiva, ora ocupando a periferia do campo de dunas, com vegetações arbóreas de médio porte. Ambas possuem serviço ambiental bastante significativo, uma vez que permitem a longevidade e estabilidade do ecossistema dunar, sendo ponto de encontro da fauna local e aves migratórias, que se utilizam das mesmas de variadas formas (CABRAL, AZEVEDO JÚNIOR e LARRAZÁBAL, 2006).

A porção frontal do campo de dunas e suas áreas deflacionárias possuem vegetação do tipo pioneira, ocupadas predominantemente por restingas herbáceas, além de vegetação psamófila adaptada às áreas alagadiças interdunares. Ambas fortemente adaptadas ao ambiente eólico (ICMBio, 2010).

A porção periférica apresenta também vegetação de restinga arbórea mesclada a vegetações exóticas, apresentando formações aluviais, formações palustres, formações pioneiras, possuindo como espécies mais comuns, as seguintes: aroeira da praia (*Schinus* sp), cajueiro (*Anacardium occidentale*), gameleira (*Ficus* sp), ameixa (*Ximenia americana*). Além das espécies exóticas como: Coqueiro (*Cocos nucifera*) e Mangueira (*Mangifera indica*), inseridas nas áreas em prol da monocultura (ICMBio, 2010).

Figura 32: Cobertura vegetal da área de estudo. A - Vegetação arbustiva das superfícies de deflação; B - Vegetação psamófila dos interdunas; C - Vegetação arbórea periférica; D - Vegetação Exótica soterrada.

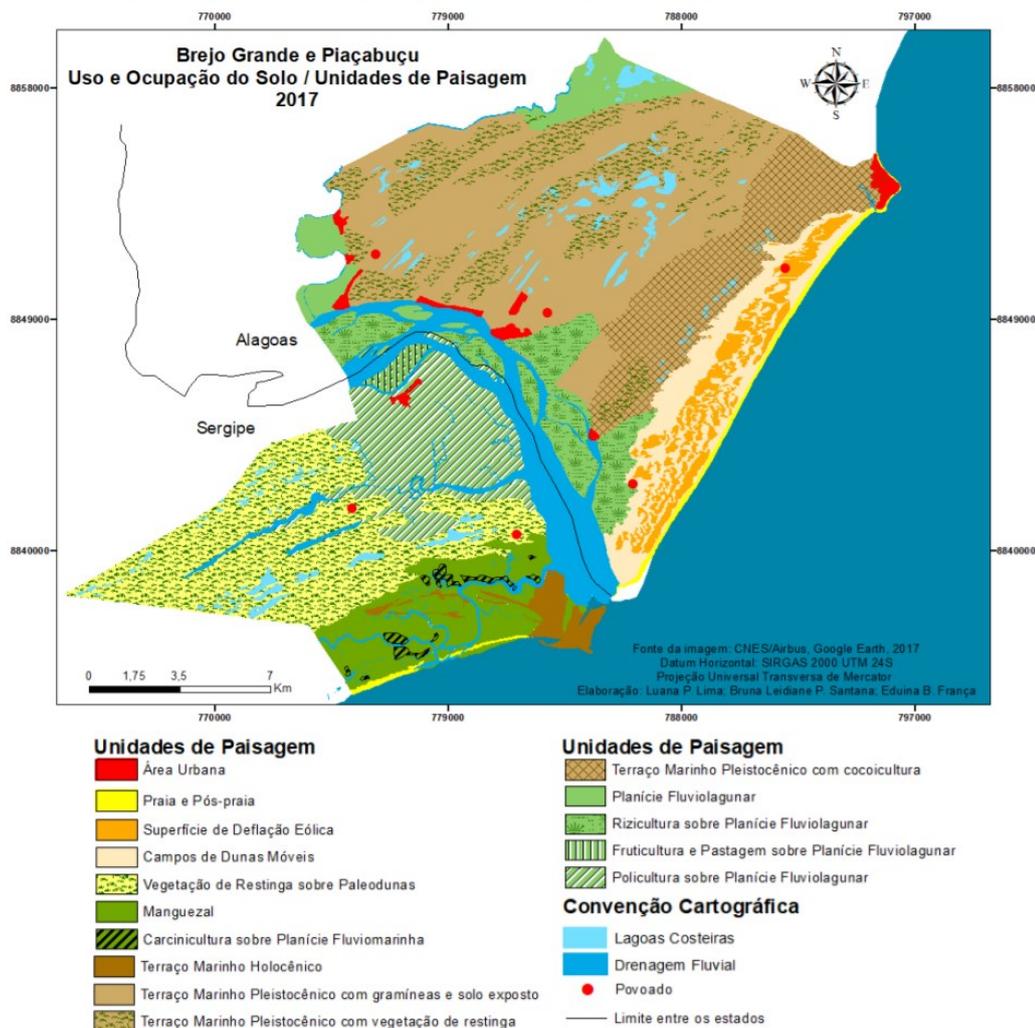


Fonte: Acervo do autor (2021) e Ricardo Cattanio (2018).

3.1.5 Unidades da Paisagem e o uso e ocupação das terras

As atividades humanas e usos das terras são fatores primordiais na dinâmica funcional de qualquer paisagem, onde houve ocupação, podendo interferir na sua dinâmica funcional de diferentes formas a curto e longo prazos (CAVALCANTI, 2014). No caso das Dunas do Rio São Francisco, sucessivos processos de ocupação e usos vêm acontecendo ao longo do tempo, incluindo os povos nativos pré-coloniais e pós-coloniais e as investidas de ocupação da Bacia do São Francisco desde o século XVI. Os usos se davam inicialmente pelo extrativismo e posteriormente por produções agropastoris, que impõem uma dinâmica funcional relacionada à agricultura de subsistência aos ambientes naturais de terraços marinhos, dunas e paleodunas. Mais recentemente veio o desenvolvimento de cococultura, fruticultura e rizicultura (Figura 33), com variações temporais desde 1984, como verificado por Diniz et al. (2019b).

Figura 33: Unidades da paisagem nos municípios de Brejo Grande e Piaçabuçu.



Fonte: Diniz et al. (2019b).

Na área das Dunas desenvolvem-se diversos usos, no contexto do setor ativo, principalmente atividades relacionadas ao turismo, agricultura e pecuária de subsistência, executadas nas amplas superfícies de deflação (interdunas vegetados ou ainda planícies de deflação), através da criação de gado caprino (**Figura 34**). No setor inativo tem-se o desenvolvimento de culturas e criações variadas com predomínio de plantações de coco.

No que concerne à conservação, a área está inserida na Área de Proteção Ambiental - APA de Piaçabuçu. Essa unidade de conservação foi criada pelo Decreto nº 88.421 de 21 de junho de 1983, classificada como de uso sustentável. A APA possui instância Federal, e sua criação foi motivada pela necessidade de conservação da biota inserida no contexto da área. Essa Unidade abrange uma área de 9.107,00ha entre os municípios de Piaçabuçu e Feliz Deserto, inserida sob ambiente costeiro e marinho. Sua administração é realizada pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBIO, 2010). Atualmente a APA encontra-se com plano de manejo defasado, com a última atualização realizada em 2010, proposto para 5 anos, havendo uma lacuna de 9 anos para atualização do plano.

Figura 34: Usos das terras distintos nos setores ativos e inativos da área de estudo. A - Criação de caprinos no setor ativo, B - Plantação de coco no setor inativo.



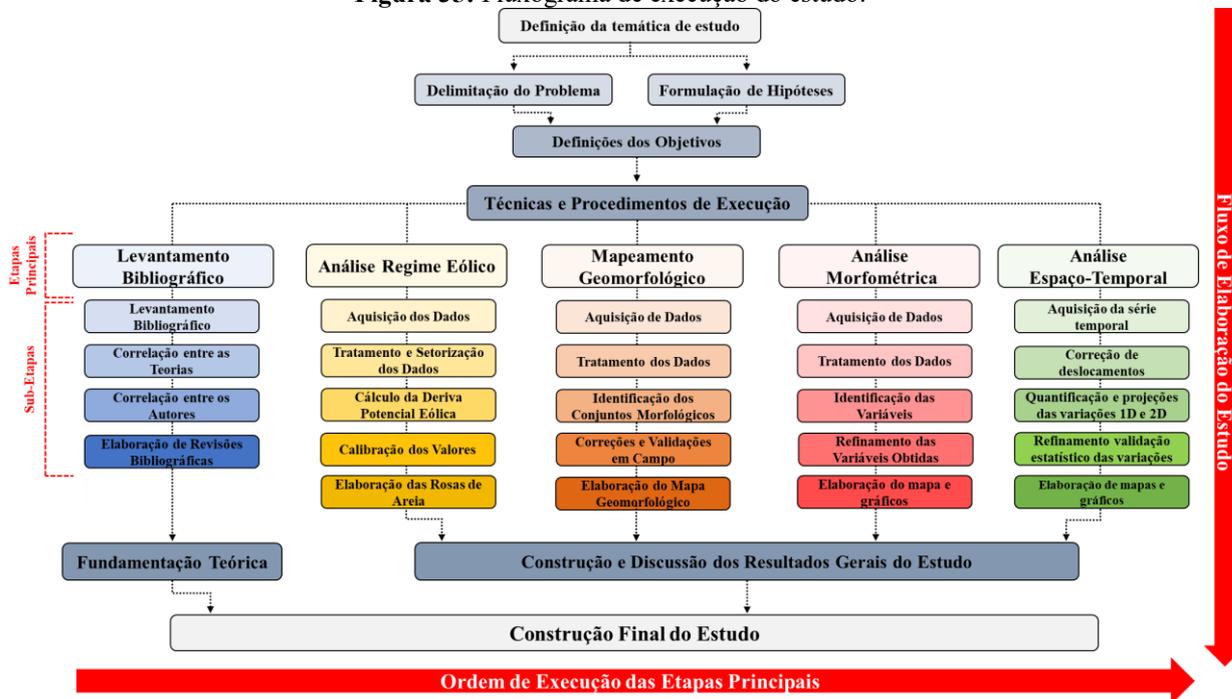
Fonte: acervo do autor (2018; 2019).

3.2 Procedimentos metodológicos

No presente estudo foram adotadas etapas de desenvolvimento metodológico que facilitaram o processo de construção conceitual, argumentativa e técnica, para isso, setorizou-se, além dos procedimentos iniciais de definição e indagação sobre problemas da pesquisa, 5 etapas gerais, relacionadas aos objetivos específicos do estudo, que são compostas por sub-etapas específicas que estiveram relacionadas à obtenção, processamento e correção dos dados obtidos (**Figura 35**). As 5 etapas gerais foram: revisão bibliográfica; análise do regime eólico;

mapeamento geomorfológico; análises morfométricas e análise espaço-temporal que ao fim culminaram na construção final do estudo. As etapas estão melhor descritas a seguir:

Figura 35: Fluxograma de execução do estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

3.2.1 Revisão bibliográfica

O procedimento inicial do estudo consistiu no levantamento das principais contribuições acadêmicas nacionais e internacionais que discutiram e aplicaram metodologias de análise de sistemas eólicos e suas dinâmicas, além de estudos que tiveram como campo a área de estudo, buscando entender e fundamentar a discussão proposta por este estudo. Após a seleção geral houve a correlação das teorias e dos autores, buscando entender a área de estudos e as análises e dados existentes, culminando assim com a construção da fundamentação teórica e metodológica do estudo.

3.2.2 Análise do Regime Eólico

Para análise do regime eólico, foram utilizados dados do Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil - INMET, escolhendo-se dados horários das variáveis relativas à velocidade do vento, direção, pressão atmosférica, precipitação e rajadas máximas.

Foram selecionados os dados da estação meteorológica de Brejo Grande - SE (código 2800704000000402), localizada a cerca de 10 Km da área de estudo, a mais próxima do Campo de Dunas. A estação meteorológica em questão é uma estação automática e foi inaugurada em 16/07/2008, operando até a atualidade, sendo assim, foram coletados dados climatológicos de 13 anos. Não foram selecionadas outras estações devido à distância da área de estudo, dispersão altimétrica e configuração ambiental circundante em relação à área de estudo.

De posse dos dados, deu-se início à fase de tratamento, setorizando-se hora, mês e ano dos dados, de forma a inserir os mesmos no software livre WRPlot, onde foi calculada a velocidade média dos ventos, direção predominante e a frequência de incidência, para isso anteriormente foram definidas classes direcionais por ângulo (**Quadro 5**), de acordo com as 16 direções da rosa dos ventos; e Classes de Velocidade (**Quadro 6**), de acordo com os agrupamentos de velocidade efetivas, de forma a obter as variáveis necessárias para o cálculo da deriva potencial eólica, seguindo as mesmas orientações de Pearce e Walker (2005).

Quadro 5: Classes de direções.

Classes de direções definidas e seus ângulos representativos															
N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
0	22,5	45	67,5	90	112,5	135	157,5	180	202,5	225	247,5	270	292,5	315	337,5

Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Quadro 6: Classes de velocidades.

Classes de Velocidades										
0 - 3	3,1 - 5,0	5,1 - 6	6,1 - 7	7,1 - 8	8,1 - 9	9,1 - 10	10,1 - 11	11,1 - 12	12,1 - 14	> 14

Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

O cálculo da Deriva Potencial Eólica foi elaborado através da **Equação 3**, obtendo os valores de DP, esses mais pormenorizados, ao se acrescentar um fator de ponderação, entendendo que o fator de vento inicial se apresentava superestimado (Freyberg e Dean, 1979).

Equação 3: Deriva Potencial Eólica com fator de ponderação

$$Q = (\text{Fator de Ponderação}) * t$$

Onde:

Q é a deriva potencial em u.v.;

t é a porcentagem de tempo que incide numa mesma direção;

O **fator de ponderação** é obtido através da seguinte equação, semelhante à **Equação 1**:

$$V^2 (V - V_t) / 100$$

Para o cálculo da Deriva Potencial Eólica foi necessário o estabelecimento da velocidade do vento limiar de impacto ou velocidade de referência (V_t), obtido através da Equação de Bagnold (1941) (**Equação 4**), onde a mesma calcula a velocidade mínima para se remobilizar um grão de areia a determinada altitude.

Equação 4: Velocidade Limiar de Impacto

$$V_t = 5.75 V_t^* \text{Log} \frac{Z}{Z'} + V_t'$$

Onde:

Z é o nível da estação meteorológica;

Z' é o fator de rugosidade da superfície, obtida da relação de Belly (1964), $10 * d$ (mm), d = diâmetro do grão em milímetros;

V_t' é o limiar de velocidade de impacto da altura (Z'), obtido através da relação de Zinng (1953), $8,94*d$ (em metros por segundo);

V_t^* é o limiar de velocidade do vento no leito eólico, obtido através da equação de Belly (1964).

Equação 5: Limiar velocidade do vento no leito eólico (Belly, 1964)

$$V_t^* = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a}} * g d$$

A é a Constante de Bagnold (1941), definido como 0,1;

ρ_s é a densidade de um grão de quartzo, definido como 2650 Kg/m³;

ρ_a é a densidade do ar definido como sendo 1,22 Kg/m³;

g é a aceleração da gravidade, definida como 9,81 m/s².

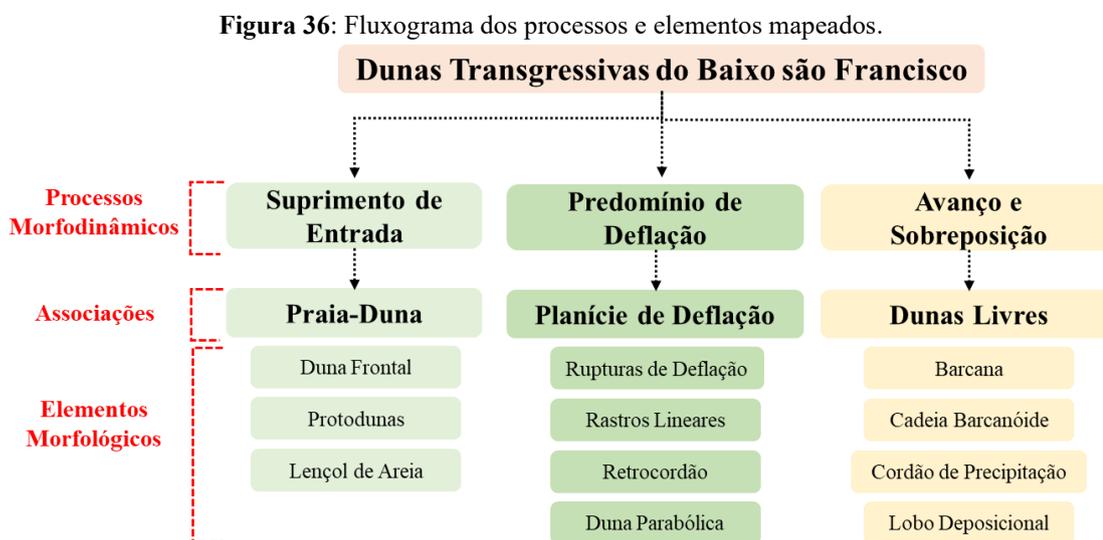
Na aferição de variáveis, anteriormente apresentadas, foi assumido o tamanho do grão médio encontrado no campo de dunas como sendo 0,1256mm, fração de fácil remobilização eólica em suspensão, permitindo o estabelecimento da velocidade limiar de referência de 5,08 m/s, como velocidade referencial para remobilizar um grão de areia ao nível altimétrico da estação meteorológica, a 8 metros.

As equações citadas anteriormente forneceram os dados necessários para a quantificação da deriva, executada através de planilhas eletrônicas, onde inicialmente foram selecionados todos os dados horários, que em seguida passaram por uma filtragem, descartando os valores abaixo de 5,08 m/s, passando após por um novo filtro, selecionando-se apenas horários em que não houve precipitação, para o cálculo correto da deriva efetiva. Os resultados foram plotados em rosas de areia, construídas através de ambiente VBA, em planilhas dinâmicas.

3.2.3 Mapeamento geomorfológico

Na realização do mapeamento geomorfológico, utilizou-se a metodologia de compartimentação em unidades e conjunto morfológicos, levando-se em consideração aspectos morfodinâmicos dos sistemas eólicos, de forma a agrupar os conjuntos morfológicos com estruturas morfológicas e faciológicas semelhantes. Para isso foram utilizadas as propostas de Martinho (2005), Giannini (2007), Guedes (2012) e Giannini et al. (2014), em estudos que agruparam os conjuntos morfológicos semelhantes, baseando-se nos processos de entrada (influxo) e saída (efluxo) de energia e matéria. Sendo assim, foi realizada a compartimentação com base nas formas e padrões propostos pelos autores e elencados na fundamentação teórica (**Figura 36**), além da identificação de formas eólicas de detalhe como retrocordões, rastros lineares e cristas de dunas. Nesse sentido, as dunas foram compartimentadas com base na morfodinâmica atual, assim como as demais unidades identificadas.

Para efetivação do mapeamento foram utilizados softwares, ferramentas e produtos *open source*, representados pelo software Quantum Gis 3.14., versão estável, onde realizou-se todo o processo de divisão e setorização das unidades morfológicas, além do software Google Earth Pro 2.11, de onde foram extraídas as imagens orbitais Worldview, com resolução de 1 metro para a área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Inicialmente foi selecionada no Google Earth Pro a imagem mais recente da área de estudo, datada de 05/01/2020, exportada e georreferenciada, corrigindo ocasionais deslocamentos e distorções. A partir disso, foi realizada uma delimitação baseada em

fotointerpretação das formas eólicas no QGIS. Vale citar que os dados de elevação disponíveis gratuitamente para toda a área de estudo não são suficientemente detalhados para verificação de algumas tipologias eólicas, especificamente as formas livres, por este motivo optou-se por utilizar imagens orbitais em alguns setores. Mas a critério de observação, nas porções mais elevadas do campo de dunas fixadas, foram utilizados os dados de elevação AW3D30, de 30 metros de resolução, permitindo a identificação das principais formas na escala do estudo.

Após a setorização geral houve a validação em campo, que foi realizada em apenas uma etapa, realizada em um trabalho de campo no dia 13/12/2019, corrigindo as principais distorções do mapeamento. Mediante a validação foi possível construir um mapa geomorfológico da área na escala 1:25.000, além de zoom de escala em algumas porções para maior detalhamento.

3.2.4 Análises morfoplanimétricas

As relações numéricas são importantes ferramentas para o entendimento do funcionamento dos sistemas morfológicos, que refletem em parâmetros numéricos a relação entre o trabalho dos modeladores do relevo e suas variáveis de influência, permitindo extrair informações sobre a resiliência daquele sistema e sua capacidade de resposta aos diversos *inputs* de energia. Com base nisso, o presente estudo buscou compreender o sistema eólico através de variáveis numéricas, usando para isso as metodologias de Ewing et al. (2006), na identificação de características gerais de modelagem do sistema eólico e suas condições limites.

Os dados para morfoplanimétrica, foram extraídos do mesmo produto utilizado no mapeamento geomorfológico, dados AW3D30 com resolução de 30 metros, obtendo-se as principais variáveis através de delimitações lineares e pontuais, através do mapeamento manual. Nos parâmetros propostos por Ewing et al. (2006), foram delimitadas as cristas de dunas assim como na **Figura 16**, também apresentada na fundamentação, onde foi calculado o comprimento, a sinuosidade, orientação, espaçamentos das cristas, densidade de defeitos e a altitude, identificando seus significados semelhantes aos apresentados por Dourado (2019).

3.2.5 Análises espaço-temporais

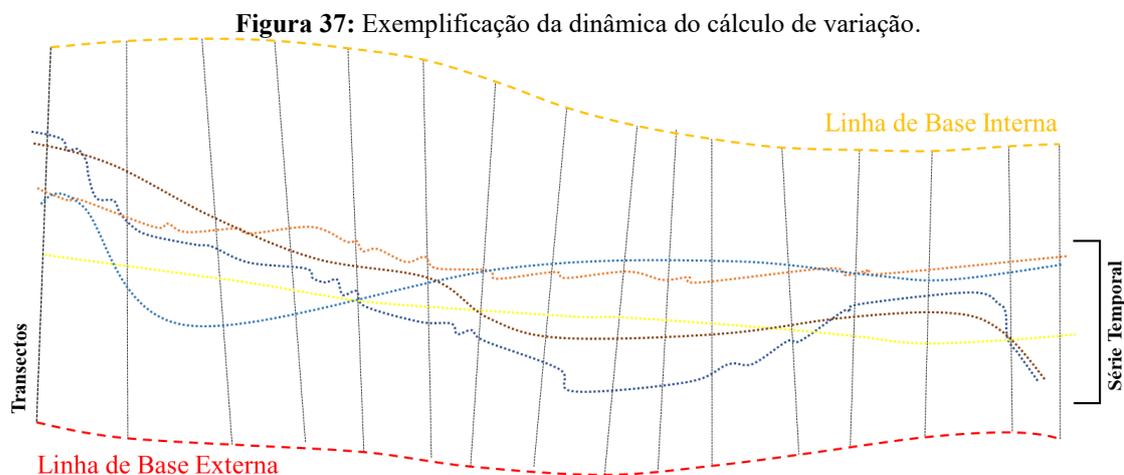
As análises espaço temporais são essenciais para o entendimento dos sistemas eólicos a longo prazo, permitindo a identificação de padrões de modelagem ao longo do tempo, obtendo-se valores numéricos sobre tais variações. Para isso, foi utilizada a série de dados temporais da

missão Landsat 5, 7 e 8, presentes na plataforma de processamento em nuvem Google Earth Engine – GEE, onde os dados já se encontram corrigidos e pré-processados. Os dados apresentam resolução espacial de 30 metros em suas bandas, entretanto, os dados a partir do ano 2000 apresentam banda pancromática de 15 metros, que foi utilizada para melhoria da resolução das imagens a partir desse período através do método pan-sharpening.

De posse dos dados, foi selecionada uma imagem por ano, com melhores condições atmosféricas, preferencialmente no período seco, para realizar uma classificação supervisionada e aplicação de filtros dentro da plataforma, que possibilitou a identificação de porções livres e vegetadas no Campo de Dunas. Em seguida, os dados mapeados em arquivos vetoriais, dos anos de 1984 até 2020, foram agrupados perfazendo uma série temporal de 36 anos de dados regulares, assim como realizado por Santos (2008) nos lençóis maranhenses e Pereira Filho (2014) nas dunas de Jericoacoara.

Análise 1D

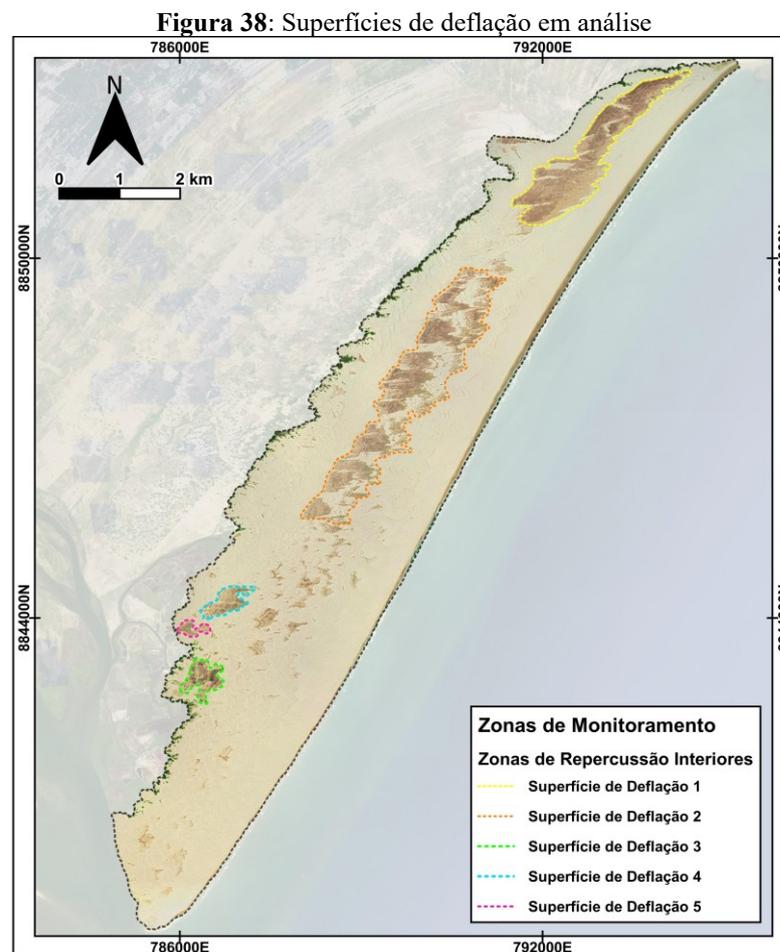
Através dos arquivos vetoriais em linha, foi possível calcular as distâncias de variação das diversas áreas no campo de dunas, entre os anos, através do pacote de dados Analyzing Moving Boundaries Using R – AMBUR (JACKSON JR.; ALEXANDER, BUSH, 2012), nativo do software *open source* “R”. O pacote foi construído originalmente para análises de Linhas de Costa e identificação de áreas de risco costeiro, mas o modelo permite a quantificação de variações ano a ano de dados 1D, através de um sistema de cálculo de diferença entre linhas de base, transectos e a série temporal (**Figura 37**).



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

As análises foram realizadas através do método WLR, que se utiliza dos valores médios de variação ponderados pela acurácia e variabilidade temporal das evidências e foi realizada também a análise dos valores líquidos, calculando-se os valores das variações levando em consideração o balanço total, a soma e subtração das variações entre os anos. Com os dados foram realizadas classificações com base nos movimentos de avanço, recuo e equilíbrio.

As áreas onde foram quantificadas as variações foram a linha de costa do campo de dunas, a frente de avanço do campo de dunas, o limite das cadeias barcanóides complexas e 5 superfícies de deflação mais resilientes no campo de dunas (**Figura 38**).



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Análise 2D

As variações de áreas foram calculadas através do complemento MOLUSCE 1.12, inserido no Qgis 2.18, projetada originalmente para modelagem de uso das terras. O mesmo permite a identificação detalhada pixel a pixel das modificações das classes, sendo assim foram

identificadas as mudanças e diferenças entre os anos, identificando as transições das classificações supervisionadas das classes de areia ou área eólica (1), vegetação intradunar (2), áreas não eólicas (3) e água (4).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

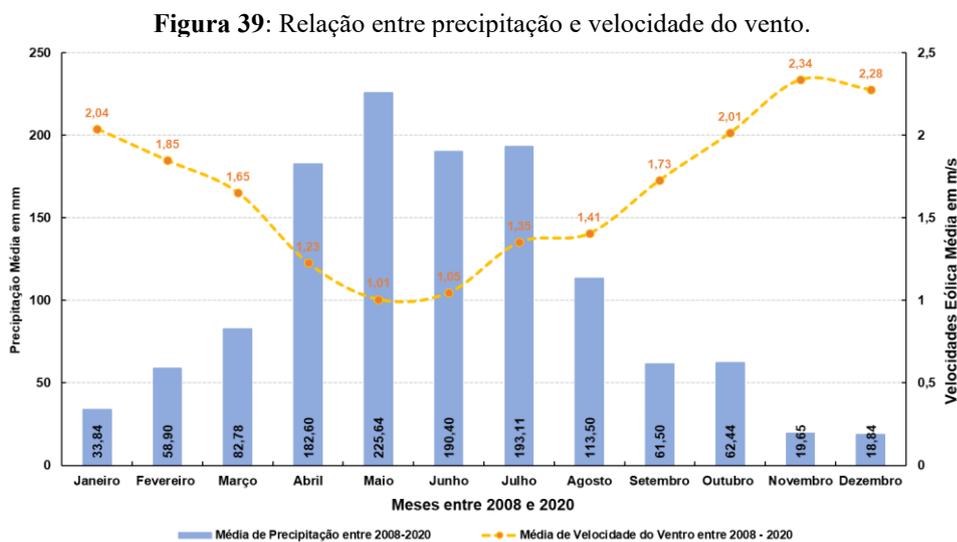
Os resultados apresentados a seguir obedeceram a relação processo, forma e tempo, abordando os dados da forma mais simplificada e sucinta possível. Onde, preliminarmente, pode-se observar que as análises realizadas permitiram uma caracterização da funcionalidade da paisagem em seus três contextos abordados: climatológico, geomorfológico e temporal.

4.1 Regime Eólico das Dunas do Baixo São Francisco

Por intermédio da análise das séries históricas da estação meteorológica de Brejo Grande – SE foi possível analisar o regime eólico da região, observando sua recorrência e fatores de influência. A seguir serão apresentados os fatores de influência seguidos da análise do regime eólico.

4.1.1 Fatores de Influência

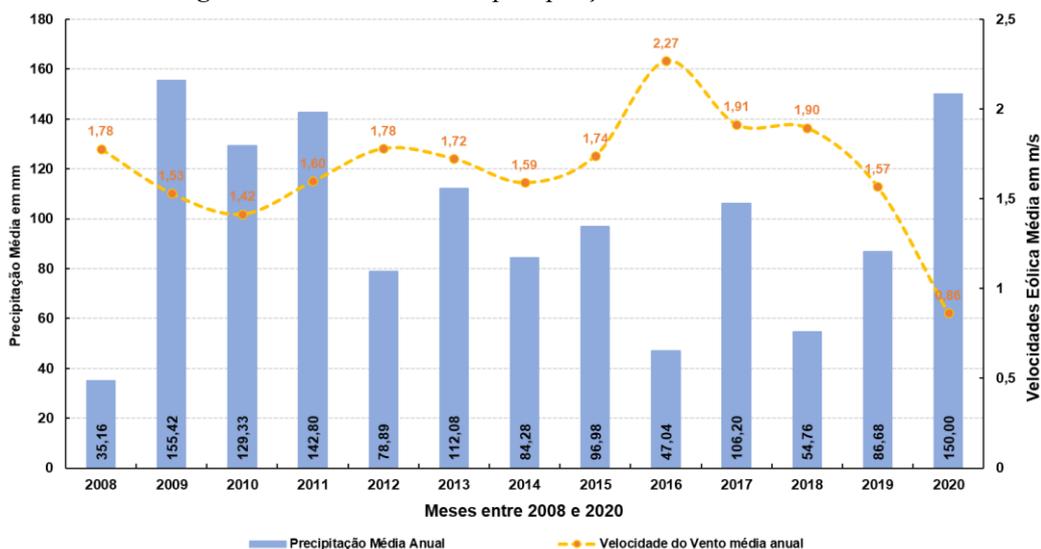
O regime eólico local é fortemente relacionado aos sistemas de pressão atuantes na região, que tendem a influenciar a recorrência de precipitação, onde, em meses com alta pressão tendem a ocorrer mais chuvas. Sendo assim, tem-se dois cenários bem definidos a partir das estações ao longo dos anos, uma mais seca entre os meses de setembro a março, com baixos índices pluviométricos e maior velocidade eólica, tendo o mês de novembro com menor pluviometria média e maior média de velocidade do vento; e uma estação mais chuvosa entre março e agosto, onde tem-se as maiores cotações pluviométricas anuais e velocidade do vento baixa, diminuindo a intensidade do transporte eólico (**Figura 39**).



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Tal relação pode ser observada também ao se analisar os dados históricos de precipitação e velocidade do vento, onde, de 2008 até os dias atuais, tem-se uma relação quase que direta entre cotação baixa de precipitação com a ocorrência de ventos mais rápidos, entretanto, tal relação nem sempre apresenta linearidade, podendo alguns anos haver relações de disparidade. Pode-se observar na série histórica o ano de 2016 como um dos mais secos e com maiores velocidades entre os anos.

Figura 40: Série histórica de precipitação e velocidade do vento.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

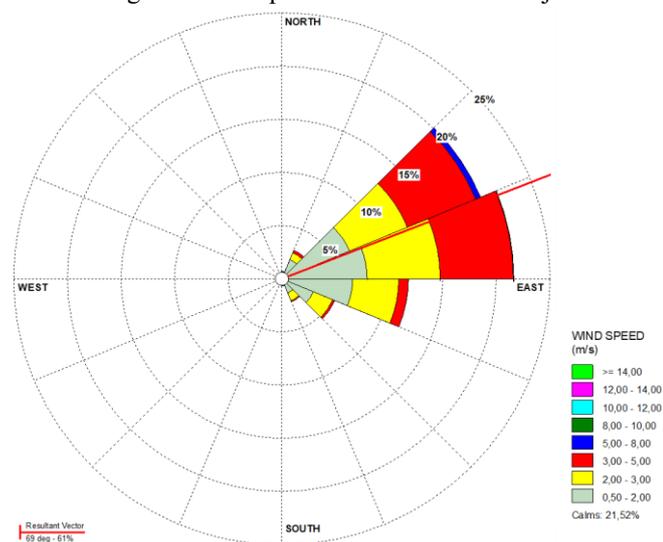
4.1.2 Condições gerais de vento

Na análise da condição eólica da região foram contabilizadas ao todo 109.104 horas de observação das condições do vento, no período entre 2008 até 2020 (**Figura 41**), e de forma preliminar pode-se observar que os ventos predominantes na região são 66,82% considerados como calmos, amenos, estando abaixo dos $5,1 \text{ m/s}^1$, variando entre 2 a 3 m/s, ventos geralmente não propícios ao transporte eólico.

Os ventos predominantes na região são do quadrante Leste-Nordeste (ENE) com aproximadamente 21,60% dos ventos. Pareio ao quadrante anterior existem os ventos Nordeste (NE) com 20,01%, enquanto que os ventos de Leste (L ou E) somam 11,78%, representando um percentual considerável de incidência. As demais direções, com frequência irregular, não somam mais que 8% (**Tabela 1**). A frequência dos três quadrantes pode ser relacionada à ocorrência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que sazonalmente condiciona a existência de distintas condições de vento, produzindo ventos na direção Nordeste no período

seco e ventos na direção Leste no período chuvoso, e o período transicional é acompanhado por ventos Leste-Nordeste.

Figura 41: Diagrama de frequência dos ventos de Brejo Grande – SE.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Ainda com relação aos ventos, 21,52% apresentam-se calmos, o que demonstra um cenário de poucas perturbações e baixo índice eólico na região, em partes por sua localização a sotavento de um campo de dunas, que de certa forma intercepta os ventos mais velozes, levando à redução de velocidade.

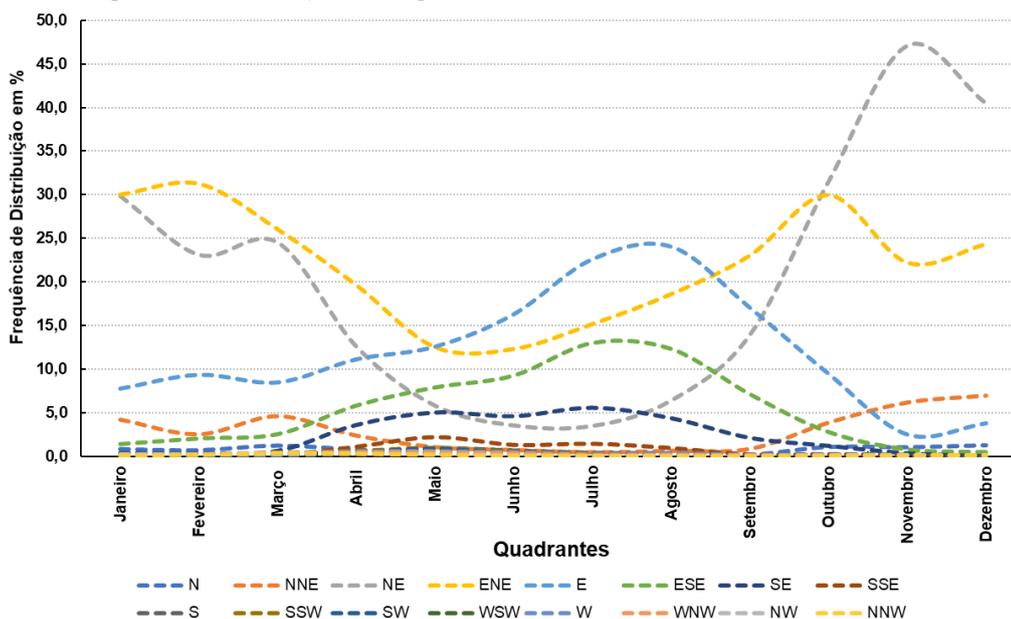
Tabela 1: Classes de Velocidade do Vento entre 2008 e 2020

Dir.	Classes de velocidades em m/s								Total (%)	Horas analisadas
	0,5 - 2	2 - 3	3 - 5	5 - 8	8 - 10	10 - 12	12 - 14	> 14		
N	0,66	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	109104
NNE	1,96	0,68	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,91	
NE	6,82	5,83	6,88	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	20,01	
ENE	7,93	6,81	6,81	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	21,60	
E	6,59	4,29	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,78	
ESE	3,17	1,95	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,33	
SE	1,44	0,79	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,34	
SSE	0,43	0,22	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	
S	0,23	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	
SSW	0,23	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	
SW	0,24	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	
WSW	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	
W	0,35	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	
WNW	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	
NW	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	
NNW	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	
Total	30,81	20,8	15,2	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	67,36	
Calmo									21,52	

Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Ao analisar as frequências mensais de incidência dos ventos, pode-se observar a migração de quadrante preferencial de incidência entre os meses de Outubro até Fevereiro com concentração no quadrante Nordeste, quase que unidirecional, passando para o quadrante Leste no período entre Março a Setembro, com frequências mais distribuídas (**Figura 42**). De forma simplificada os dois principais quadrantes com maiores frequências representam os ventos predominantes em duas estações distintas.

Figura 42: Distribuição da frequência dos ventos entre os meses de 2008 e 2020.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Os ventos na região, como observado anteriormente, possuem grande variabilidade ao longo dos meses, entretanto, é entre os meses de outubro, novembro e dezembro que os mesmos assumem maior frequência e velocidade. Em contrapartida, apenas no mês de novembro os ventos foram mais efetivos para o transporte eólico.

4.1.3 Filtragem e características dos ventos efetivos

Na série de dados analisados, boa parte ficou abaixo de 5 m/s, o que condicionaria a análises de ventos sem efetividade para o transporte eólico, que, como citado anteriormente, para o nível altimétrico da estação meteorológica, necessitaria de 5,1 m/s para se remobilizar um grão de quartzo. Sendo assim, filtrou-se apenas os valores das rajadas acima de 5,1 m/s, de forma a identificar o direcionamento dos ventos efetivos. Junto a isso, também foi realizado um segundo filtro selecionando apenas os ventos em dias sem precipitação, tendo em vista que um

depósito arenoso fino e muito bem selecionado, quando molhado, não possui tanta mobilidade, mesmo quando acometido por rajadas fortes. Vale ressaltar que a baixa velocidade do vento não significa, no entanto, que não haja transporte eólico na área, mas leva a uma menor efetividade do transporte eólico, ao menos, nos modelos de análise adotados.

A filtragem dos dados segue em alinhamento com a bibliografia que trata sobre Deriva Potencial Eólica (DP), como os trabalhos de Tomazelli (1994), autores que se utilizaram de filtragem das velocidades efetivas, evitando valores de DP negativos. Assim os dados previamente obtidos foram seccionados, descartando-se 52,12% dos dados totais (**Tabela 2**).

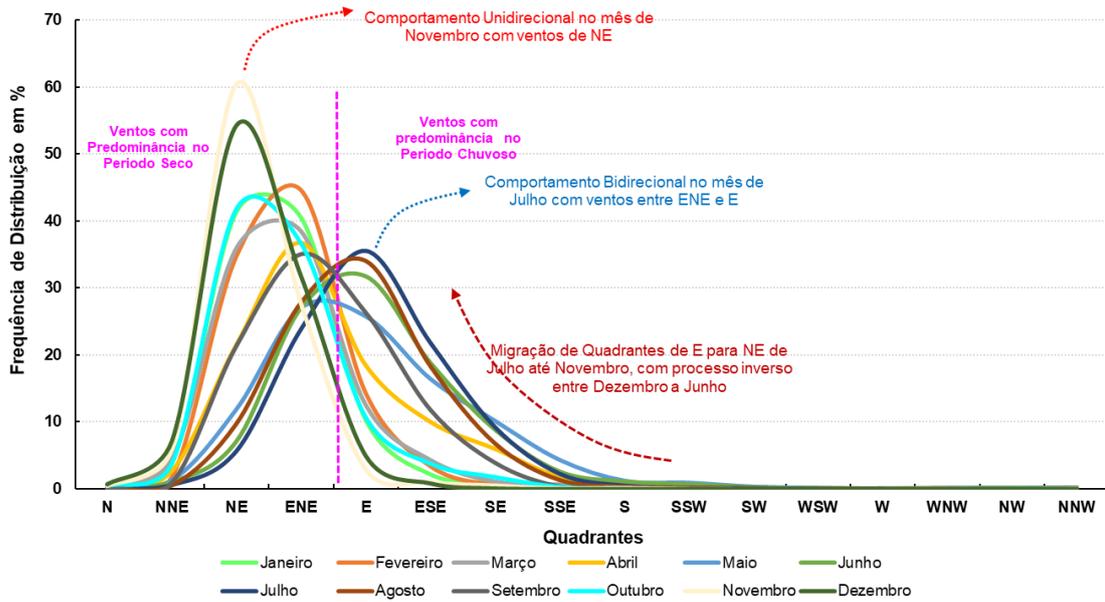
Tabela 2: Classes de velocidade filtradas

Dir.	Classes de Velocidades Efetivas em m/s									Total (%)	Vel. Méd	Horas Observadas
	5,1 - 6	6 - 7	7 - 8	8 - 9	9 - 10	10 - 11	11 - 12	12 - 14	> 14			
N	0,21	0,10	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	6,35	52229
NNE	1,07	0,87	0,60	0,41	0,18	0,08	0,03	0,01	0,00	3,26	6,94	
NE	5,47	6,66	6,59	5,85	4,37	2,37	0,94	0,26	0,01	32,50	7,79	
ENE	6,17	8,14	8,57	6,68	2,91	0,78	0,16	0,03	0,01	33,45	7,36	
E	4,48	5,22	4,11	2,19	0,79	0,19	0,06	0,02	0,00	17,06	6,94	
ESE	2,35	2,70	1,74	0,83	0,31	0,12	0,02	0,01	0,00	8,08	6,83	
SE	1,06	0,99	0,75	0,38	0,17	0,06	0,02	0,00	0,00	3,44	6,89	
SSE	0,30	0,26	0,19	0,10	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,92	6,84	
S	0,15	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,33	6,62	
SSW	0,07	0,05	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	6,64	
SW	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	6,51	
WSW	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	6,32	
W	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	6,13	
WNW	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	5,93	
NW	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	5,95	
NNW	0,05	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	6,53	
Total	21,54	25,16	22,72	16,54	8,82	3,64	1,23	0,34	0,01	100,00		

Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

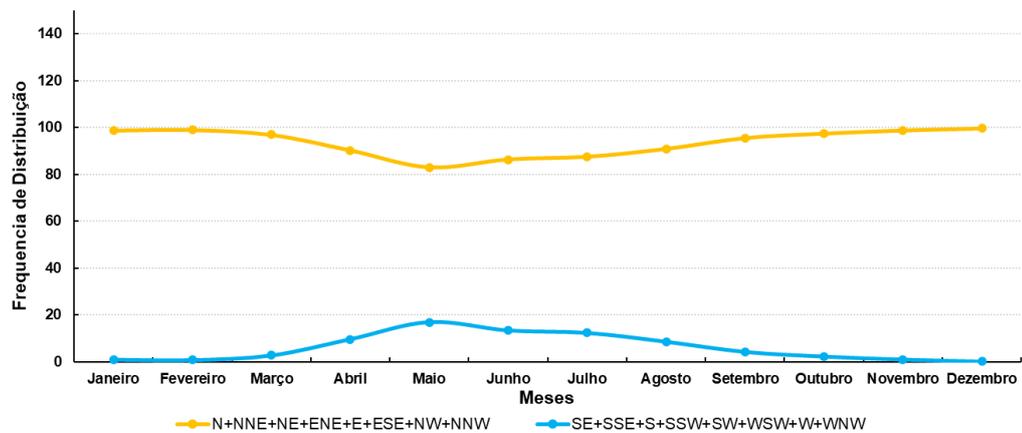
Os dados, mesmo seccionados, apresentam a mesma tendência que os originais, tendo como quadrante de maior incidência os ventos é-s-nordeste, seguidos pelos ventos Nordeste e os ventos Leste, bastante semelhantes aos dados originais, tanto na quantificação anual como na análise mensal (**Figura 43**). Podendo-se inclusive observar de forma mais clara a distribuição dos ventos pelos meses e o processo de migração de quadrantes entre o período seco e chuvoso, apenas ficando os dados realmente efetivos para a aferição da deriva eólica.

Figura 43: Relação da frequência de distribuição dos ventos filtrados por meses.

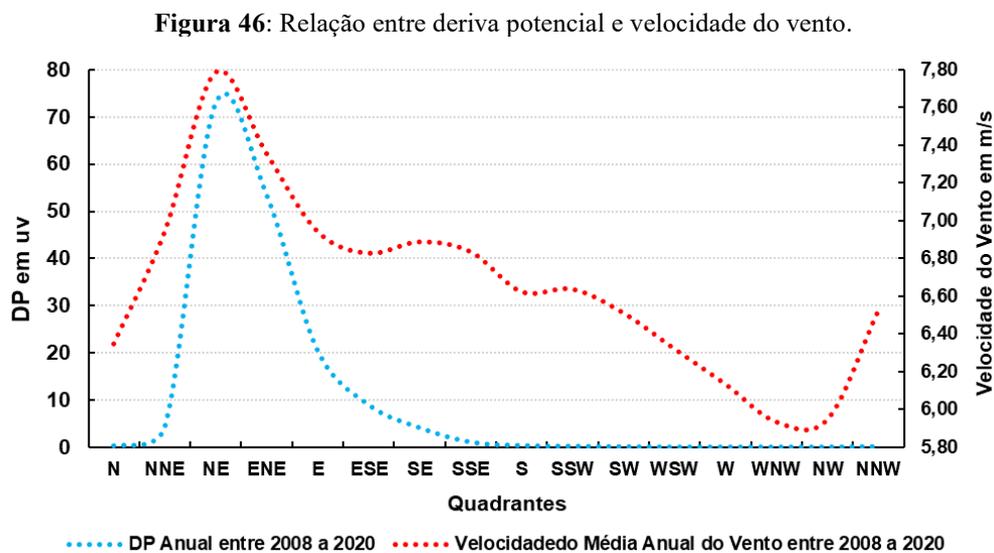


Os ventos dos diversos quadrantes, quando agrupados em porções semelhantes (**Figura 44**), dois grandes quadrantes, apresentam grandes distinções de frequência, havendo o predomínio de ventos no quadrante Norte, Norte-Nordeste, Nordeste, Leste-Nordeste, Leste, Leste-Sudeste, Noroeste e Norte-Noroeste, enquanto que os vento Sudeste, Sul-Sudeste, Sul, Sul-Sudoeste, Sudoeste, Oeste-Sudoeste, Oeste, Oeste-Noroeste, só se apresentam em meses chuvosos, com proporções restritas, relacionados a ventos calmos e com pouca efetividade para deriva potencial eólica.

Figura 44: Frequência de distribuição de quadrantes por meses.



A relação proporcionada pela deriva potencial não só permite verificar os ventos mais frequentes como pondera o mesmo de acordo com sua velocidade, assim os valores da deriva encontrados divergiram da tendência de velocidade encontrada, estando pareio apenas nos quadrantes mais velozes (**Figura 46**).



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

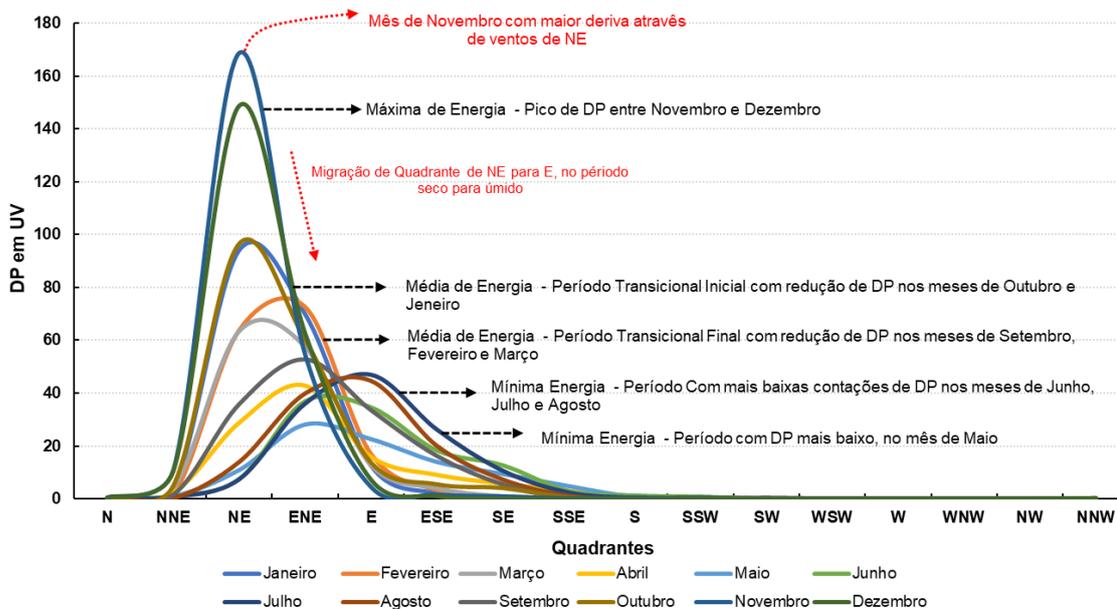
A deriva total encontrada, de 166,23 uv, de acordo com a classificação de Fryberger (1979), é uma deriva considerada baixa, o que é relativamente justificável devido ao contexto em que está inserido o campo de dunas, uma área de exceção em litoral predominantemente úmido como o Litoral do Nordeste Oriental, entretanto, tal valor inferido, pode e deve estar subestimado devido ao posicionamento geográfico da estação meteorológica, inserida nos contrafortes da porção sergipana dos campos de dunas do baixo São Francisco, inclusive estando relativamente afastada do mesmo, assim tal mensuração é até positiva para tal cenário.

- **Análise Mensal**

Os dados de deriva mensais obtidos atestaram uma relativa variação entre os meses, especificamente a variação do quadrante de maior deriva, que ao migrar de Nordeste para Leste, passa por uma significativa redução de deriva, ficando com menor capacidade de transporte ao enquadrar-se no quadrante Leste, apresentando comportamentos quase que bidirecionais no processo de migração entre período seco e chuvoso, atingindo o máximo de deriva potencial no mês de Novembro, onde chega sua máxima energia de transporte (**Figura 47**).

Observando-se mês a mês as variações de deriva potencial, pode-se perceber a variabilidade de ocorrência dos processos, onde tem-se uma diminuição da deriva a partir de maio, em que o mesmo obtém 93,04 uv, considerada uma deriva potencial muito baixa, sendo a menor taxa de DP entre os meses do ano. Isso se dá como consequência do início do período chuvoso na região, com ventos menos efetivos, seguindo tal padrão até o final de agosto. Em compensação, com o início de setembro, tem-se a retomada da deriva, que obtém seu ápice no mês de novembro, atingindo 241,94 uv, que não se caracteriza como uma DP alta, mas caracteriza-se como uma DP mediana. Cotações semelhantes foram encontradas por Guimarães (2005), Martinho (2008) e Maureira (2019), nas dunas do Rio Grande do Sul, com maiores proporções e complexidades que as dunas da área de estudo.

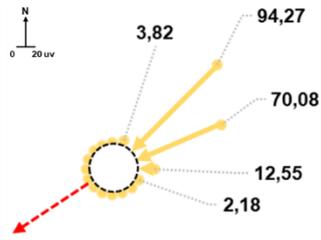
Figura 47: Variação da deriva potencial eólica entre os meses.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

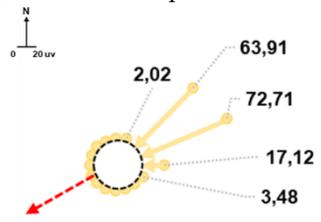
De forma conclusiva pode-se observar que o Campo de Dunas do Baixo São Francisco, na sua porção alagoana, tem sua maior efetividade de transporte nos meses de novembro e dezembro, quando ultrapassa a classe de baixa para mediana energia de transporte, formando novos grupamentos dunares, enquanto nos meses de maio e junho tem a menor efetividade, permitindo indiretamente a ação de processos geoquímicos nos depósitos eólicos que podem condicionar sua fixação. Tais processos dão origem a níveis pedogenéticos com forte presença de decomposição mineralógica e mosqueamentos por migração de ferro, abordados mais adiante.

Figura 48: Deriva potencial mensal.



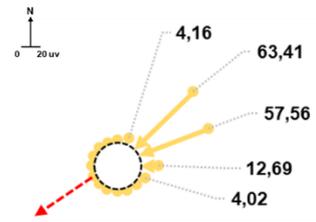
Brejo Grande – Janeiro

DPtotal: 184,56 uv
RDD: 240° (SW)



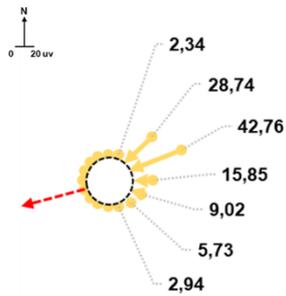
Brejo Grande – Fevereiro

DPtotal: 160,23 uv
RDD: 244° (SW)



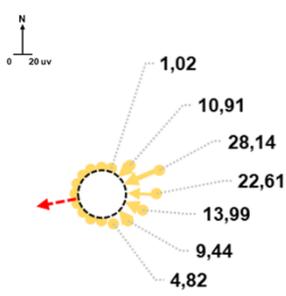
Brejo Grande - Março

DPtotal: 144,75 uv
RDD: 242° (SW)



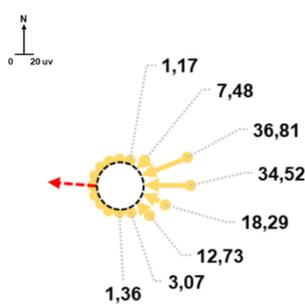
Brejo Grande - Abril

DPtotal: 109,63 uv
RDD: 255° (WSW)



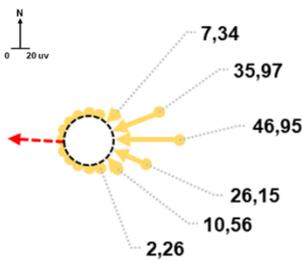
Brejo Grande - Maio

DPtotal: 93,04 uv
RDD: 269° (WSW)



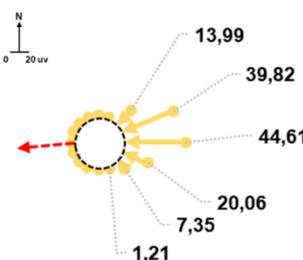
Brejo Grande - Junho

DPtotal: 117,02 uv
RDD: 271° (W)



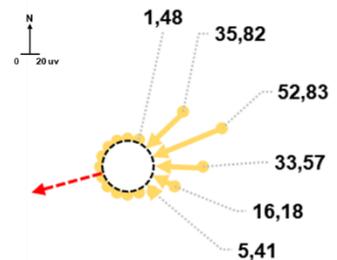
Brejo Grande - Julho

DPtotal: 130,87 uv
RDD: 272° (W)



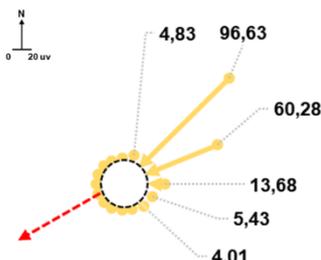
Brejo Grande – Agosto

DPtotal: 127,99 uv
RDD: 262° (W)



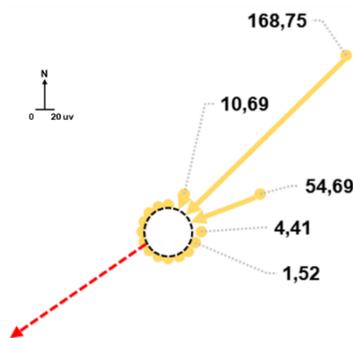
Brejo Grande – Setembro

DPtotal: 146,59 uv
RDD: 256° (W)



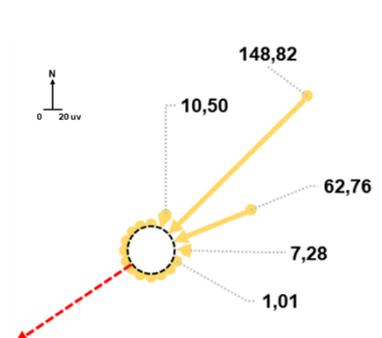
Brejo Grande – Outubro

DPtotal: 185,85 uv
RDD: 241° (SW)



Brejo Grande – Novembro

DPtotal: 241,94 uv
RDD: 232° (SW)



Brejo Grande – Dezembro

DPtotal: 231,47 uv
RDD: 233° (SW)

Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

- **Análise Anual**

Os dados anuais de deriva demonstraram algumas informações interessantes, relativas à temporalidade dos processos e possíveis recorrências, onde a princípio pode-se observar valores de derivas variados, entretanto, com variâncias relativamente baixas, seguindo sempre o limiar entre 150 e 200 uvs, em nenhum dos anos ultrapassando estas cotações, sobretudo relacionados à ação dos ventos dos quadrantes Nordeste e Leste-Nordeste, que são os mais incisivos ao longo dos anos.

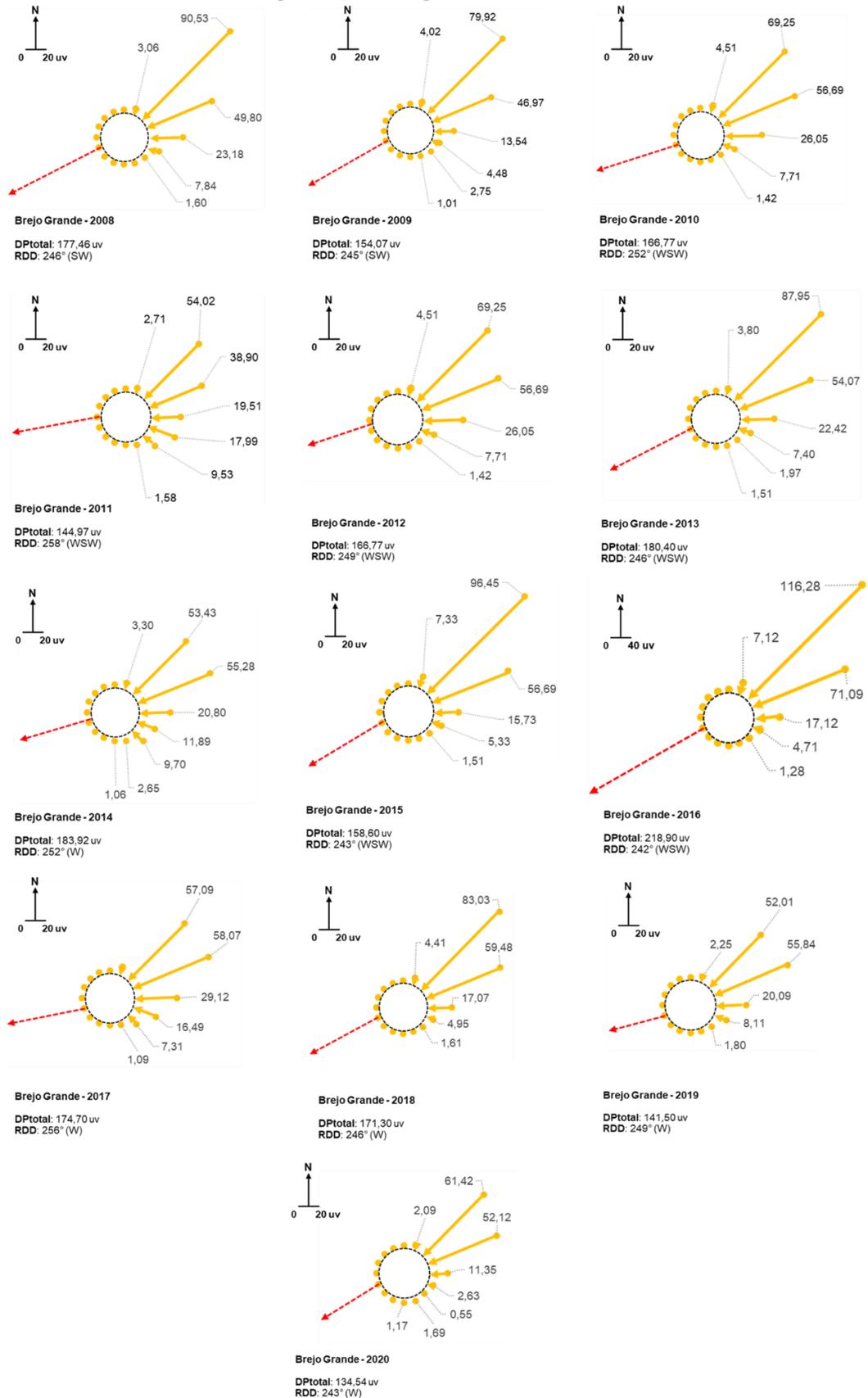
Analisando as cotações gerais de DP foi possível observar que o ano que obteve menor deriva potencial eólica foi 2011, tendo apenas 144 uvs, restritos ao quadrante Nordeste, enquanto que o ano de 2016 foi o ano onde se obteve maiores taxa de deriva, com 218,90 uv, chegando ao patamar de energia eólica média (**Figura 49**). Vale mencionar que os valores de DP dos anos de 2008 e 2020 devem ser considerados com parcimônia, tendo em vista que neles se encontram algumas lacunas de dados, podendo gerar interpretações equivocadas.

Ao se observar os dados anuais por quadrante pode-se observar que há uma certa tendência em ocorrência de maiores derivas, como pode ser observado na (**Figura 50**), onde os ventos de Nordeste quase que obedecem a ciclos de ocorrência, como é o caso do valor de deriva do ventos de Nordeste que seguem tendências de picos de 4 em 4 anos na série analisada, o que não ocorre de forma tão consecutiva nos ventos Leste-Nordeste, que apresentam poucos picos e com linearidade irregular. Entretanto, uma relação importante observada é que os ventos de Leste seguem praticamente a mesma sequência dos Leste-Nordeste mas com deriva fraca, os demais quadrantes de incisão não apresentaram derivas significativas a se analisar com mais detalhe.

A relação de ciclicidade entre os valores de deriva potencial total dos anos nos permite traçar relações sobre os processos evolutivos relacionados à recorrência de tais processos, permitindo a identificação de ciclos de aumento e redução de deriva eólica ao longo do tempo (**Figura 51**).

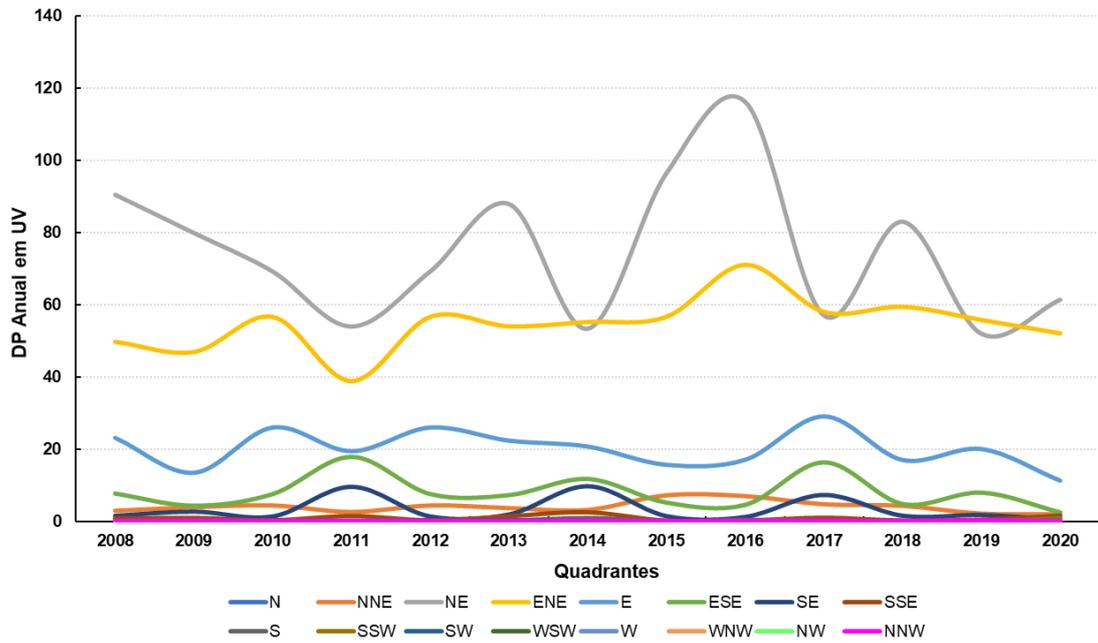
Os ciclos delimitados estendem-se em 4 seções, uma inicial relacionada à redução de deriva potencial, duas de aumento consecutivo e uma última de redução, cada uma com 4 anos de duração, havendo uma tendência de aumento entre 2010 e 2016. Vale mencionar que os ciclos delimitados não representam delimitações precisas e fixas, tendo em vista que a temporalidade dos dados utilizados é relativamente curta, mas tal relação é perfeitamente possível e viável a curto prazo, tratando-se de dados locais.

Figura 49: Deriva potencial eólica anual.



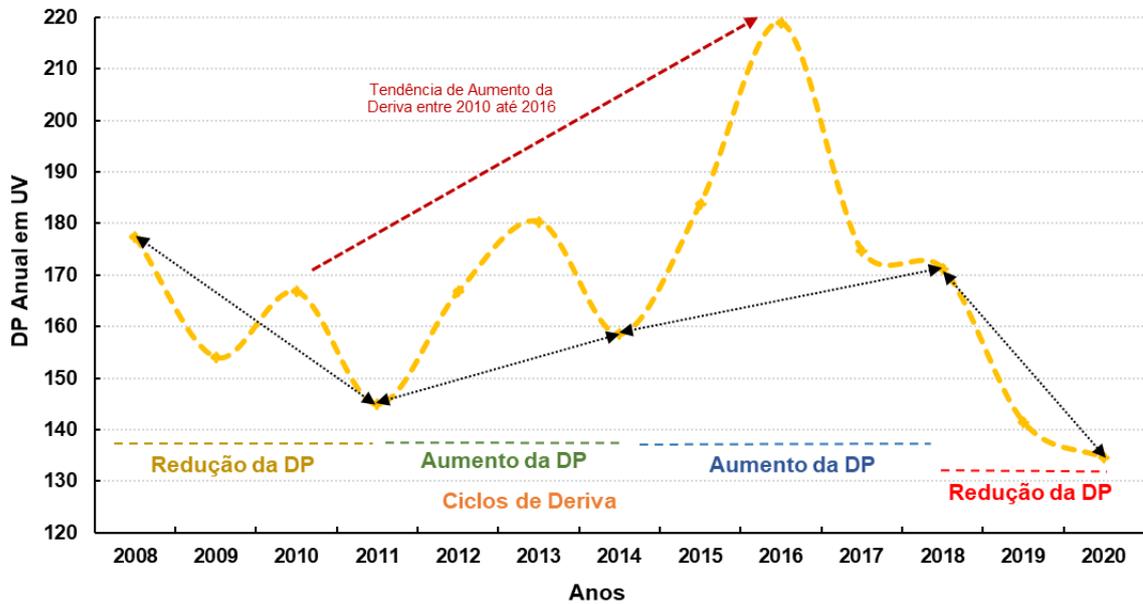
Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Figura 50: Deriva potencial eólica anual por quadrante.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

Figura 51: Ciclos de aumento e redução da deriva eólica anual.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de INMET (2021).

A análise da deriva potencial eólica da área no contexto geral, mensal e anual, permitiu a identificação dos fatores de controle da deriva eólica na região, com identificação do *trend* direcional de deriva e seus fatores de influência, temporal e sazonalmente, permitindo uma caracterização processual a curto prazo da dinâmica eólica relacionada à área de estudo.

4.2 Morfoplanimetria do Campo de Dunas

Os processos naturais, quando atuam na superfície da paisagem, geram energia ou mesmo trabalho, estes por sua vez produzem marcas, traduzidas na sua alteração a partir da propagação de energia, deixando valiosas informações na superfície, sobretudo, aquelas indicativas da origem dos processos. Essas informações ficam armazenadas nas morfologias, que quando traduzidas em linguagens matemáticas ou mesmo físicas nos permitem entender as processualidades atuais e pretéritas.

Entendendo as variabilidades nas paisagens eólicas, que apresentam comportamento quase que caótico, realizou-se a análise dos padrões numéricos da paisagem atual das Dunas em Piaçabuçu, extraindo para isso variáveis morfométricas e morfoplanimétricas, buscando entender os fatores de modelagem e as condições limites.

A seguir será apresentada a análise morfoplanimétrica das Dunas, iniciando-se por uma breve discussão sobre as formas mapeadas, passando pelas relações espaciais das distribuições de tais estruturas e por fim identificando as zonas de condições limite.

4.2.1 Formas eólicas de detalhe e sua espacialização geral

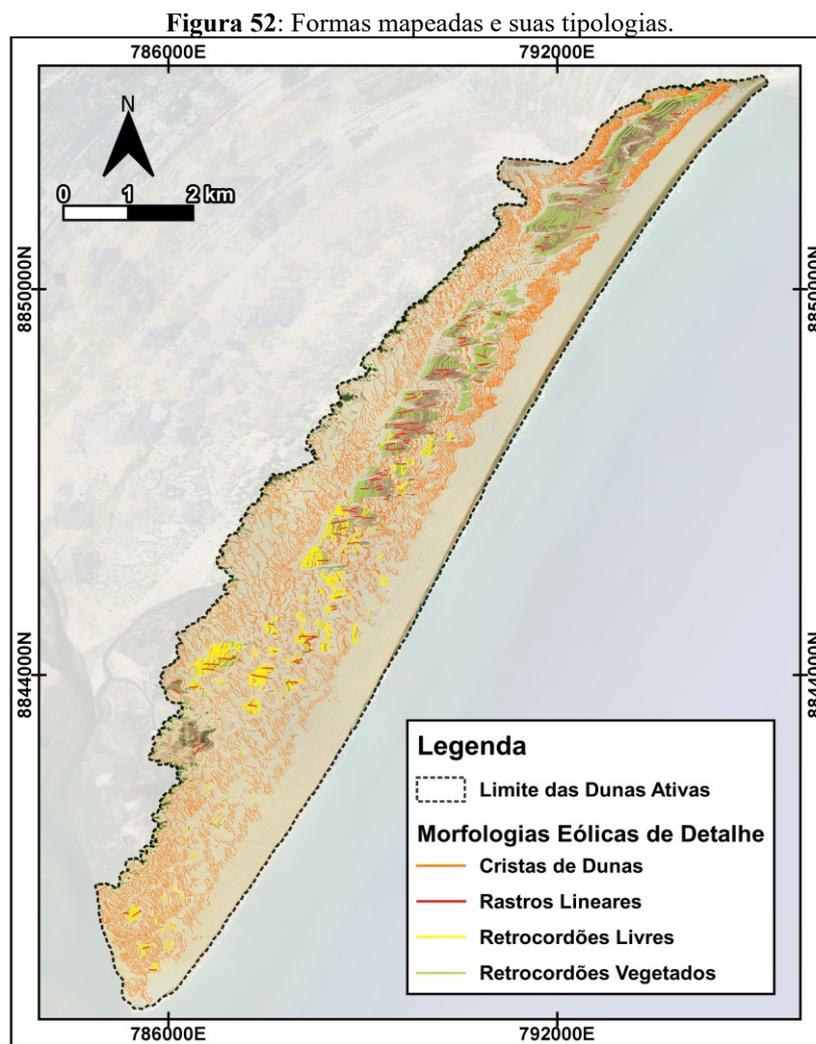
Algumas poucas feições no campo de dunas apresentam-se conservadas, fator que permite um efetivo mapeamento, entretanto as demais, quando não suficientemente conservadas, deixaram alguns vestígios na paisagem, o que permite seu mapeamento, como ocorre nas feições de transicionais, aquelas inseridas em contexto de transições de morfológica-faciológica, como os Retrocordões e os Rastros Lineares, além das feições migrantes como as cristas de dunas. Foram encontradas diversas destas formas ao longo do campo de dunas, entretanto pela especificidade predominantemente ativa do campo de dunas, encontrou-se mais cristas de dunas que as demais feições (**Figura 52**).

Ao todo foram mapeadas aproximadamente 8204 cristas ao longo de todo o campo de dunas, desde cristas evidentes ou de primeira ordem, até cristas subjacentes ou de segunda ou terceira ordem. Ao observar os dados de forma preliminar, pode-se observar a distinção da sobreposição de cristas da porção norte para porção sul, podendo-se analisar que as extremidades da área possuem grande sobreposição, enquanto a porção central, mais orientada ao *trend* da deriva eólica, apresenta cristas espaçadas.

Com relação aos rastros lineares, foram mapeados um total de 120 rastros, distribuídos de forma desigual ao longo do campo de dunas, concentrando-se na porção intermediária, com

maiores extensões, podendo indicar localidades com maiores relações entre transporte e deposição. Já em relação aos retrocordões, foram mapeados ao todo 694 cordões, onde encontrou-se duas tipologias, cordões vegetados formando cúspides vegetais e cordões livres representantes de processos de migrações de areia intra-superfícies de deflação. Ambos não se encontram nos mesmos contextos, na porção sul tem-se mais cordões livres, enquanto que na porção norte ocorrem mais cordões vegetados, o que diz muito sobre o contexto do transporte local de areia, que provavelmente deve ser mais efetivo nas porções mais a norte, não permitindo o entulhamento, tanto que as porções mais a norte são relativamente mais verticalizadas e íngremes que as demais.

Vale mencionar que as feições mapeadas não representam todas as morfologias eólicas, mas sim aquelas visíveis frente a capacidade de representação da imagem, óptica de 1 metro de resolução.



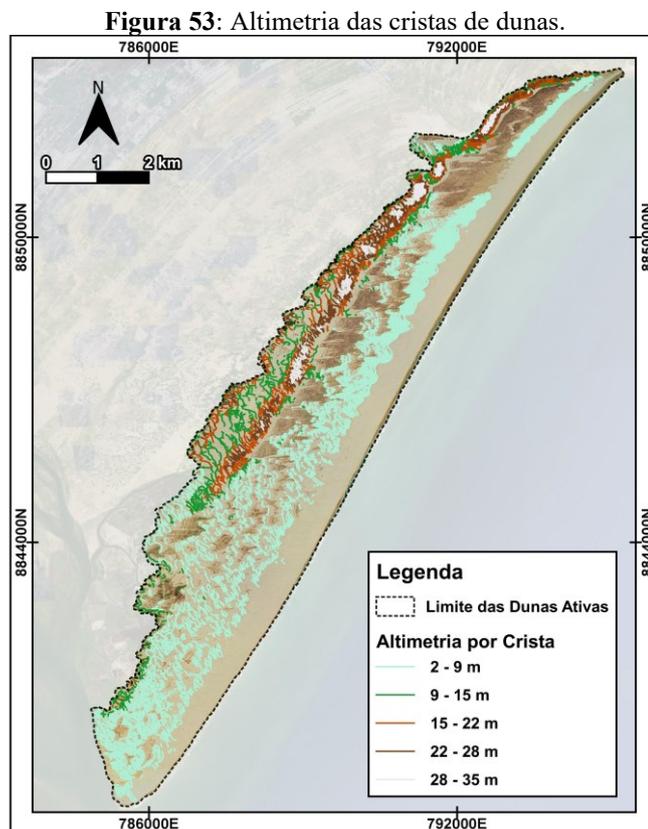
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.2.2 Cristas de Dunas

Feições mais presentes da região, apresentando uma ampla diversidade de informações relativas à sua forma, tendo em vista que de acordo com Ewing et al. (2006) sua organização e distribuição podem exemplificar processos geomecânicos decorrentes da dinâmica eólica, inclusive sua distribuição obedece a alguns fundamentos da física, por este motivo existem infinitos modelos de simulação. A seguir serão apresentadas algumas de suas principais características.

- **Altimetria**

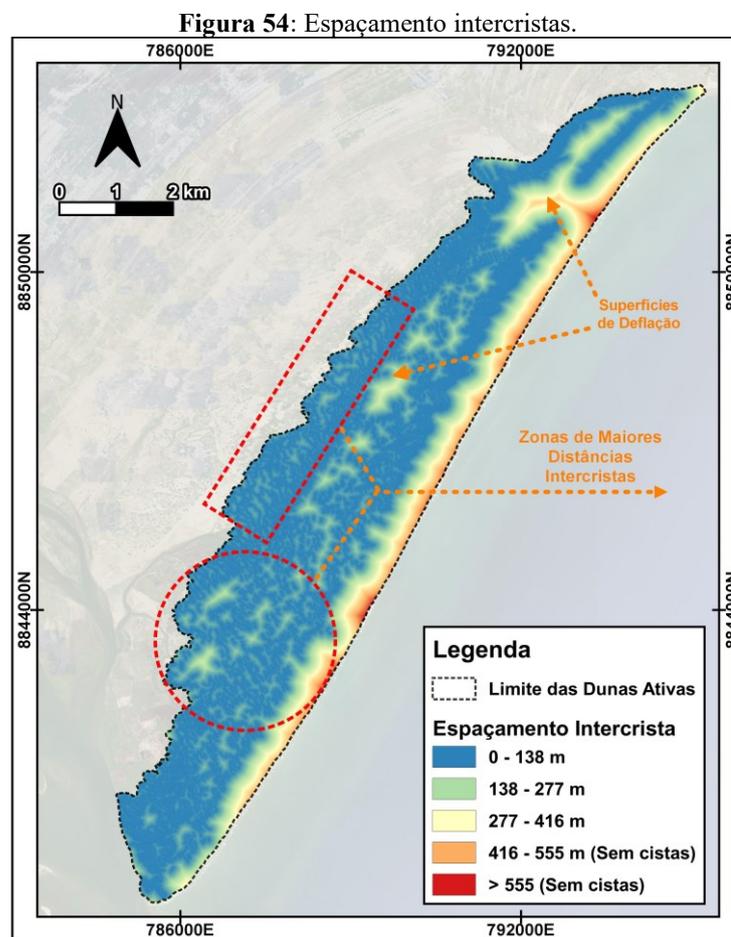
A cristas de dunas possuem amplitude relativamente semelhante ao longo de todo campo de dunas, estando entre 2 e 10 metros em 80% de toda área. Como pode-se ver na **Figura 53**, algumas cristas mais elevadas estão entre 20 e 35 metros e localizam-se na porção centro-norte do campo de dunas, especificamente em seu limite periférico com as zonas inativas. Entretanto, realizando uma análise preliminar, as cristas mais elevadas localizam-se nas porções superiores. Vale mencionar que a altitude elevada é um indicativo do grau de desenvolvimento do campo de dunas, sobretudo sua maturidade.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

- **Espaçamento Intercrestas**

O campo de dunas de forma geral possui espaçamento intercrestas bastante homogêneo, mantendo em média espaçamento entre 50 e 100 metros em quase toda a área (**Figura 54**), entretanto, algumas porções, em decorrência de superfícies de deflação, apresentam espaçamentos bastante elevados, o que não representa sinais de maturidade evolutiva do campo de dunas, e sim a presença de vegetação bastante competente. Mas algumas porções nos setores do extremo sudoeste apresentam espaçamento próximos a 300 metros em áreas sem cobertura, como também é encontrado no extremo oeste, onde tem-se espaçamentos próximos a 270 metros. Grandes espaçamentos podem indicar zonas com organização mais controlada, sendo relativamente mais estáveis que outras porções.

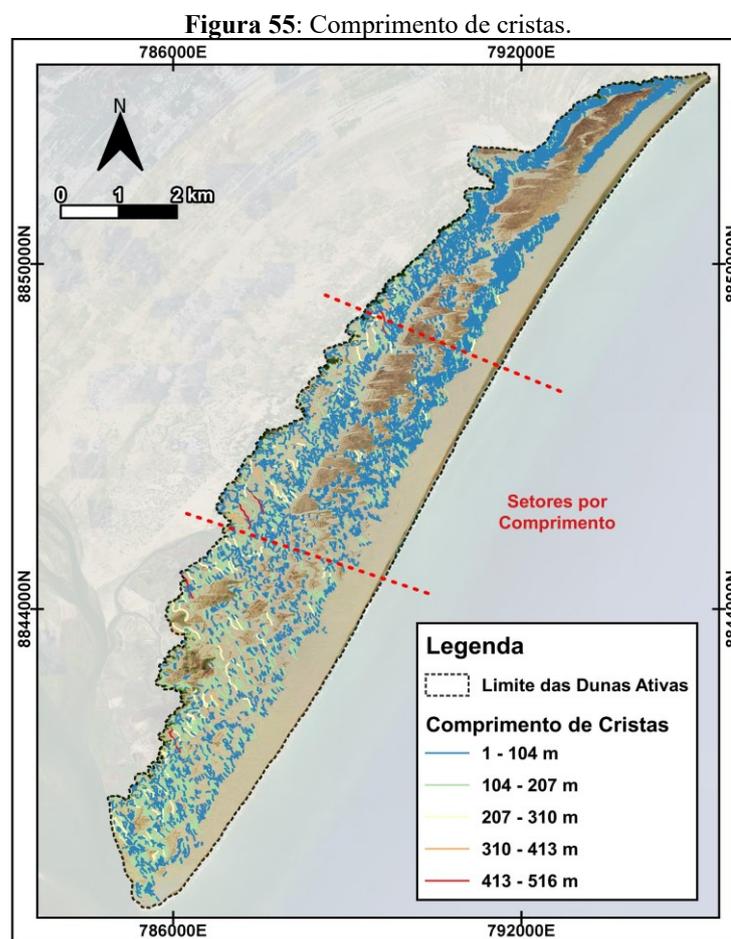


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

- **Comprimento**

Comprimentos de cristas dizem respeito a porções do sistema eólico mais bem desenvolvidas que as demais, onde as porções mais alongadas indicam desenvolvimento

consideravelmente alto. Os comprimentos das cristas em todo campo de dunas variam bastante, tendo desde pequenas cristas com pouco mais de 10 metros até cristas alongadas com pouco mais de 500 metros de comprimento, entretanto, analisando-se a quantia por classes de comprimento pode-se perceber que as cristas com até 100 metros estão localizadas ao longo de toda a área, concentrando-se de forma mais efetiva na porção norte, que apresenta um pequeno campo de dunas estreitados por uma superfície de deflação e um lençol de areia (**Figura 55**), enquanto que as cristas entre 100 e 200 metros localizam-se mais maciçamente no extremo sul, próximo à desembocadura do Rio São Francisco.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Os demais comprimentos de crista, entre 200 até 500 metros, setorizam-se preferencialmente na zona de avanço do campo de dunas, principalmente nas áreas mais elevadas, uma distribuição bastante coerente, tendo em vista que as áreas mais elevadas teoricamente possuem uma maior capacidade de entulhamento e retrabalhamento de areia, devido ao aumento do potencial de transporte por vias aerodinâmicas a partir dos 10 metros.

Por isso, a fricção entre ventos mais fortes e em áreas elevadas geram cristas alongadas e simetricamente sinuosas, inclusive bastante espaçadas. Cristas como estas possuem tendência à fragmentação, podendo formar em seu processo de migração, cristas menores de segundas e terceiras ordens. Vale mencionar que há alguns casos de exceção de cristas alongadas em áreas rebaixadas, entretanto, sua condicional de formação está relacionada a rajadas específicas em zonas com alto fornecimento de areia.

Observando-se, com cuidado, a distribuição dos comprimentos de cristas, pode-se perceber pequenos agrupamentos em setores, onde o primeiro setor, mais a norte, apresenta o predomínio de cristas mais curtas. O segundo setor, área intermediária, apresenta um contexto distinto, mesclado por cristas curtas, médias e alongadas, havendo nelas as maiores cristas da área, tal mesclagem pode estar associada a uma zona de ação eólica mais intensa. O terceiro e último setor, no extremo sul, apresenta o predomínio de cristas relativamente pequenas e médias, com suas maiores porções em zonas de deflação.

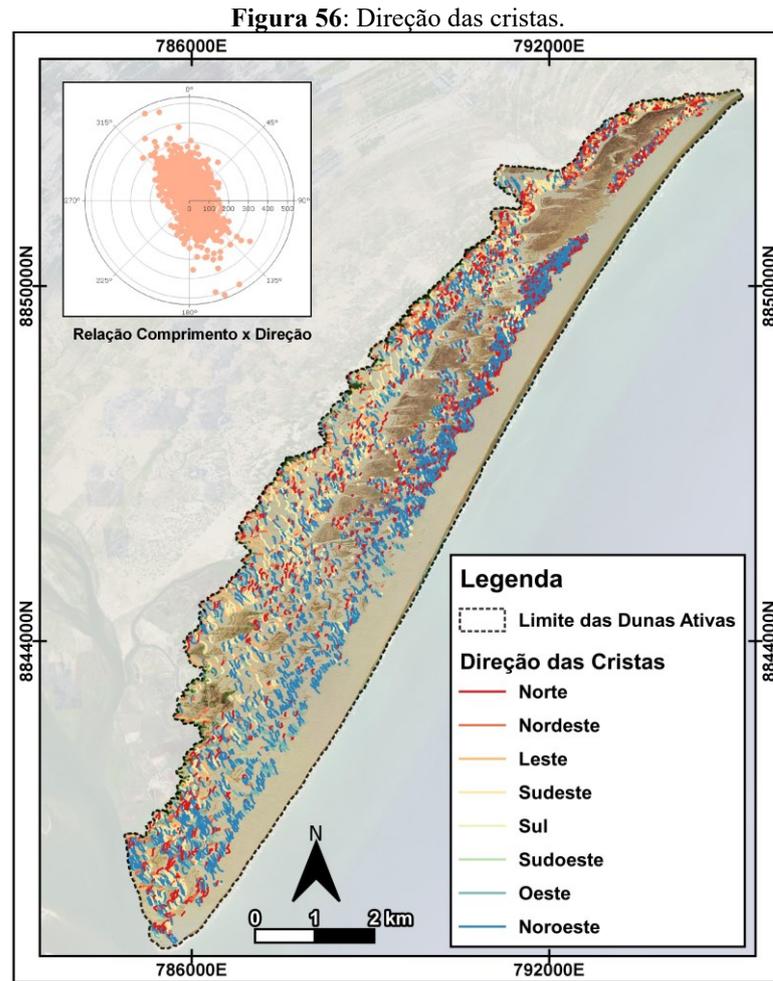
- **Orientação**

As cristas mapeadas, em sua maioria, estão orientadas para o quadrante Noroeste, cerca de 3626 ou aproximadamente 35% (**Figura 56**). Essa orientação ocorre em todas as partes do Campo de Dunas, entretanto, possui maior ocorrência na fachada frontal acompanhando o sentido da costa, agrupando-se com maiores frequências no centro-norte da área em localidade bastante estreita. A segunda principal orientação de cristas está orientada para o quadrante norte, com 2073 cristas, estas se encontrando mais presentes no extremo sul da área, com algumas pequenas cristas estreitadas pelos lençóis de areia e a maior superfície de deflação mapeada.

O terceiro quadrante com cristas mais frequentes é o quadrante Sudeste, com 1020 cristas, estas por sua vez estão localizadas predominantemente nas frentes de avanço do campo de dunas e são as que apresentam maiores proporções dentre as demais. As cristas do quadrante Nordeste apresentam 669 ocorrências bastante dispersas, entretanto, podem possuir relação com cristas maiores tendo em vista que sempre se apresentam conjugadas a estas.

Os demais quadrantes, norte, leste, oeste, sul e sudoeste, apresentaram proporções entre 300 e 450 cristas, com exceção do quadrante sudeste que apresenta apenas 44 cristas, o que corrobora com os dados de uniformidade da incisão dos ventos, tendo em vista que a deriva potencial resultante atua no mesmo quadrante e de certa forma limita a formação de cristas na

mesma orientação que a incisão dos ventos. Com relação a espacialização, tanto norte, sudeste, oeste quanto sul, apresentam cristas relativamente pequenas e dispersas, enquanto o quadrante leste apresentou localização específica próxima à frente de avanço com cristas alongadas, que certamente deve possuir relação com as cristas do quadrante sudeste, localizadas nas porções mais periféricas.

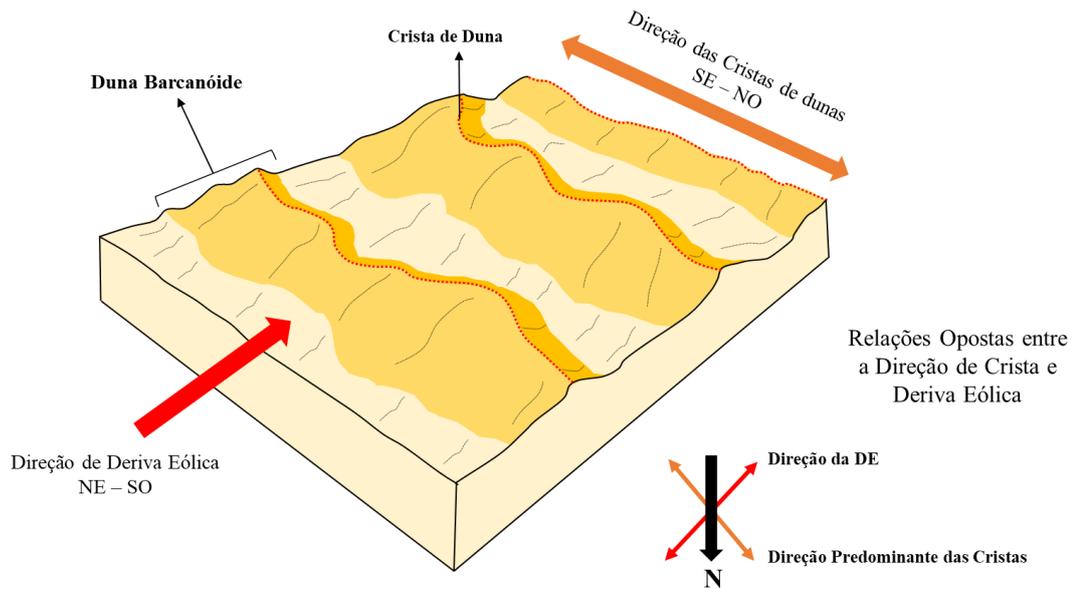


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A relação entre direção e comprimento de crista pode ser melhor compreendida ao se observar o diagrama de frequência polar da **Figura 56**, onde pode-se verificar que as cristas mais alongadas estão direcionadas para o quadrante sudeste e noroeste. Com boa parte dos direcionamentos neste sentido, pode-se observar que o padrão de influxo, entrada de energia, deriva eólica, emergindo do quadrante nordeste e propagando-se no quadrante sudeste, é oposto ao quadrante de efluxo, saída de energia, trabalho geomorfológico, que é orientado entre os quadrantes noroeste para as cristas frontais e sudeste para as cristas da frente de avanço. Tal

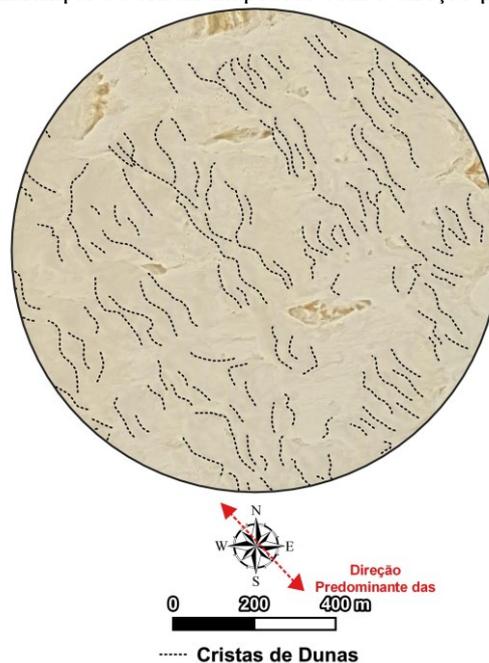
relação se justifica justamente pela estruturação de dunas bacanóides que aprestam-se com direção de crista oposta ao fluxo de vento como pode-se observar na **Figura 57**, podendo inclusive observar-se de forma mais clara na área como pode-se observar na **Figura 58**, com clara orientação oposta ao sentido dos ventos.

Figura 57: Bloco diagrama com as relações de direção do vento e direção das cristas de dunas Barcanóides



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

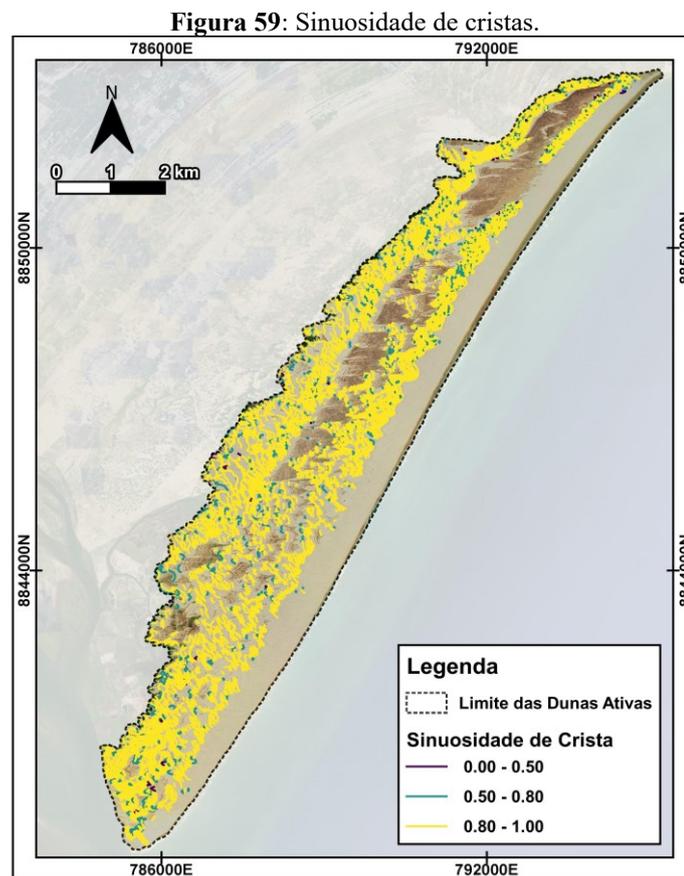
Figura 58: Exemplo de cristas mapeadas com a direção predominante



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

- **Sinuosidade de Cristas**

A sinuosidade pode indicar cristas mais sinuosas como as mais bem evoluídas. Talvez essa tenha sido a variável mais uniforme dentre as verificadas, apresentando pouquíssimas curvas de variações ao longo da área, com valores de sinuosidade entre 0,9 e 1 em 83% nas cristas mapeadas (Figura 59). Essas, setorizadas em sua grande maioria nas porções mais elevadas, onde, devido a intensa perturbação por ventos, tem-se a maior mobilidade das areias, tendo assim altas taxas de sobreposição de cristas devido a migração, formando cristas uniformemente sinuosas fortemente alongadas. Enquanto que apenas algumas porções esporádicas apresentam valores de 0,5 a 0,8 de sinuosidade, com relação provável a cristas de dunas de segunda ordem em frentes de avanço, estas por sinal possuem curta durabilidade, sendo facilmente agregadas a cristas maiores.



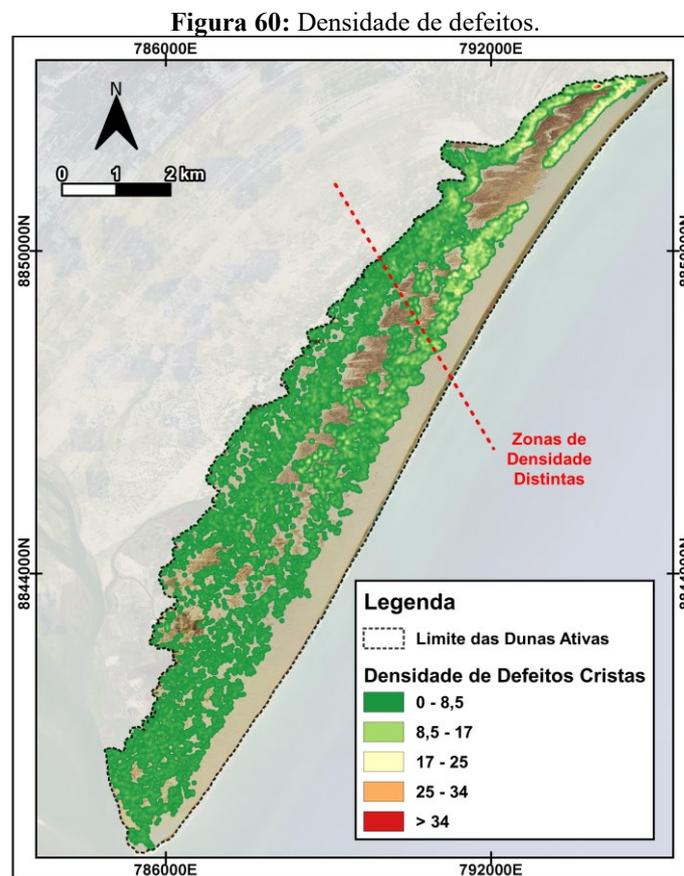
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

- **Defeitos de Crista**

No Campo de Dunas foram encontradas poucas feições destoantes com relação a sua densidade de defeitos, sendo praticamente uniforme em todas as porções, com densidade baixa,

entretanto, na porção norte tem altas porções adensadas (**Figura 60**), relacionadas a dunas bastante pequenas, que se sobrepõem na fachada frontal. Ao se seguir no sentido sul tem-se o decaimento da densidade passando a áreas relativamente homogêneas, com destaque especial para o extremo sudoeste, onde se encontraram porções menos densas.

A densidade de defeitos, como dito anteriormente, é um importante indicador de maturidade de um campo de dunas, onde altas densidades representam fatores de baixo desenvolvimento, enquanto que baixas densidades representam fator de uniformidade energética com amplo desenvolvimento do sistema eólico. Nesse sentido, pode-se afirmar que a porção do extremo norte talvez não possua processos tão uniformes e constantes como as porções ao sul da área, sobretudo por sua maior disponibilidade de sedimentos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

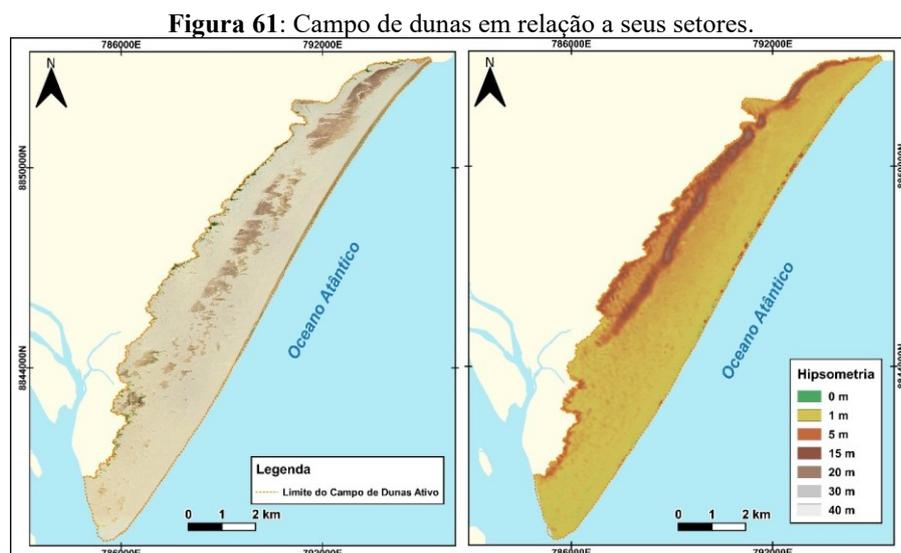
Neste sentido, as áreas mais elevadas com cristas alongadas, sinuosas, opostas ao ângulo de incidência do vento e com menores densidades de defeitos, apresentaram-se setorizadas na zona superior do campo de dunas, sendo portanto relativamente mais desenvolvidas, que as mais próximas a área fonte, mais vulneráveis a remobilização. Os produtos gerados, servem para

interpretar a situação morfodinâmica atual e vulnerabilidade do Campo de Dunas, que agregada aos demais dados temporais climáticos, morfológicos e espaço-temporais, apresentados a seguir, trarão informações mais robustas sobre o cenário atual e pretérito do campo de dunas a curto prazo.

4.3 Compartimentação Geomorfológica

A área estudada apresenta uma diversidade de formas eólicas, em toda sua extensão. Existem desde pequenas morfologias como as dunas *nebkhas*, até mesmo mega formas barcanóides, ambas relacionadas aos padrões sazonais de distribuições energéticas distintas ao longo dos modelados, imprimindo a estas zonas uma maior variedade de formas. A partir da compreensão entre os sistemas de influências e tipologias de formas eólicas, foi possível fazer inferências sobre sua modelagem atual e pretérita. Apesar de representar um passo inicial na compreensão da dinâmica do relevo, o mapeamento geomorfológico, como o que foi elaborado, representa uma etapa importante na compreensão e espacialização dos sistemas naturais da área.

A área mapeada apresenta cerca de 37,35 Km², com predomínio do transporte eólico sobre o processo de colonização vegetal, distinguindo-se topograficamente em suas faixas de suprimento inicial e suas zonas periféricas. Tal relação em certa parte corroborando com a hipótese de ciclos deposicionais com idades, intensidades e distribuição diferentes, levando a sobreposição de parte das morfologias mais antigas e desnivelamentos topográficos da ordem de 20 a 30 metros (**Figura 61**).



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

O campo de dunas em si, apresenta diversos padrões morfogenéticos, relacionados a processos morfodinâmicos distintos, associados a entrada, movimentação, fixação e remoção de depósitos eólicos. Neste sentido, foram identificados ao todo 3 conjuntos morfológicos, o sistema praia-duna, superfície deflacionária e dunas livres. Cada um desses conjuntos representa um estágio evolutivo costeiro com influência eólica apresentados a seguir.

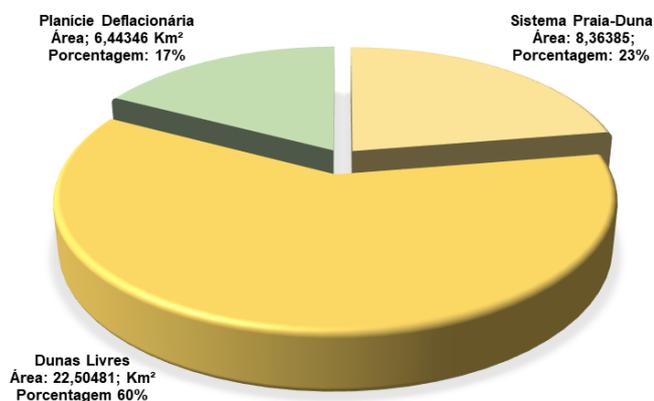
4.3.1 Geomorfologia do campo de dunas

Na área das dunas ativas tem-se o desenvolvimento de formas relacionadas a processos ativos de entrada e acomodação de materiais eólicos, mesmo nas porções vegetadas que, mesmo resilientes, sofrem influência da imposição dos processos eólicos, podendo haver a reativação de antigas formas antes vegetadas, constituindo assim uma grande diversidade de modelados com gêneses semelhantes. Neste sentido, serão abordados a seguir os conjuntos de associações eólicas ligados a processos ativos nos três conjuntos de associações, os sistemas praia-duna, as associações deflacionárias e área de dunas livres.

Os três conjuntos do setor de dunas ativas apresentam proporções diferentes com maior representatividade de dunas livres, cerca de 60% da área, seguido pelo sistema praia duna com cerca de 23% e por último as superfícies deflacionárias com cerca de 17% (**Figura 62**).

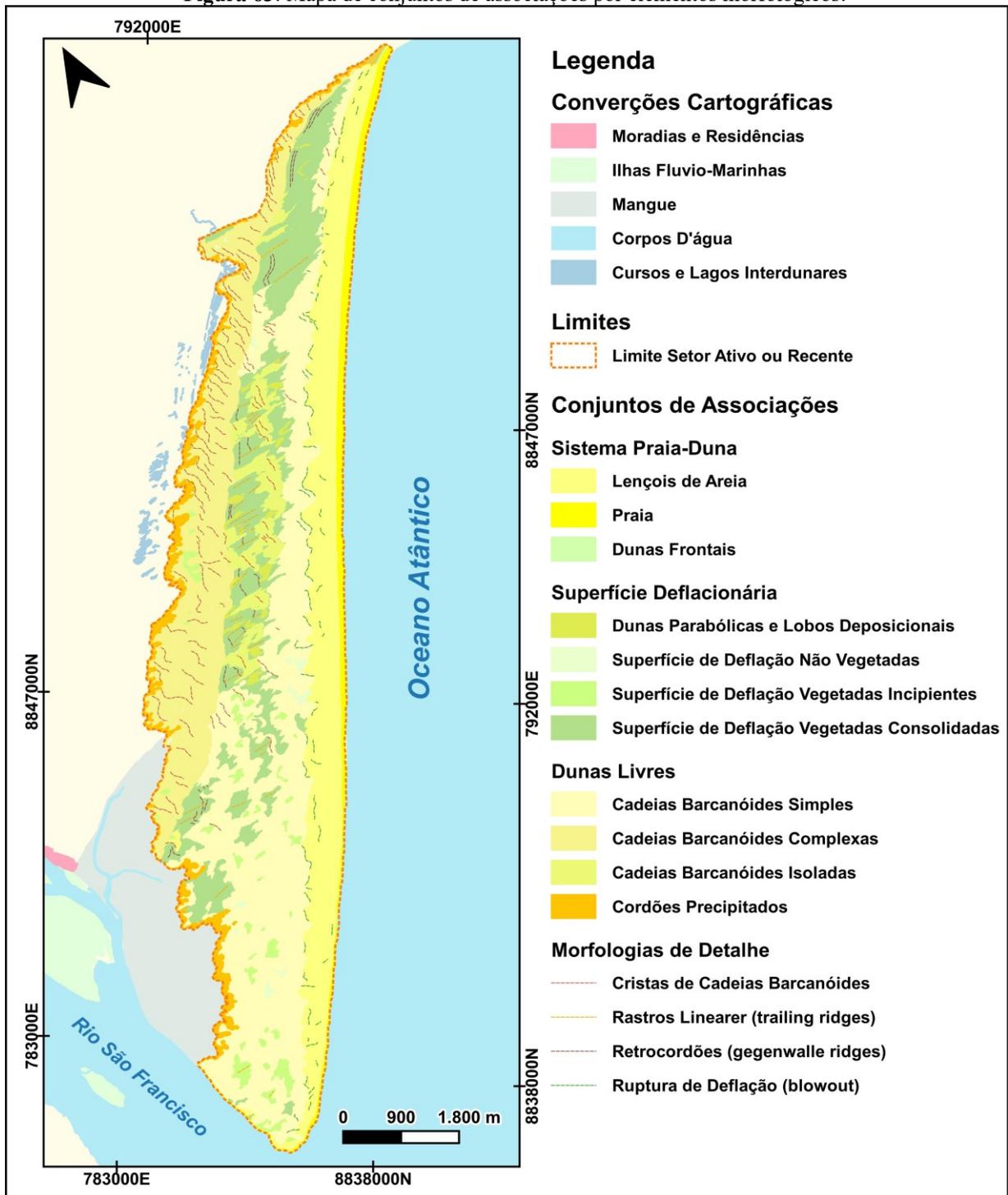
Como pode ser observado na **Figura 63**, os conjuntos de associações encontrados no campo de dunas estão perfeitamente organizados num sistema característico de contextos evolutivos maduros, do tipo ABC – III, na classificação de Giannini (2007), nos modelos esquemáticos da **Figura 13**, encontrando-se assim nas dunas do Baixo São Francisco contexto evolutivamente avançado.

Figura 62: Áreas em quilômetros quadrados das associações das dunas ativas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 63: Mapa de conjuntos de associações por elementos morfológicos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.3.1.1 Conjuntos de associações do sistema praia-duna

Essa área assinala a entrada e remobilização inicial de material arenoso, entendido por Tomazelli (1990) como “corredores de alimentação”, onde o suprimento de areia é removido da face praial em direção às porções interiores que, de certa forma, pode retardar ou mesmo

evitar o desaparecimento do campo de dunas. São caracterizadas pelo movimento constante de areia e sua formação é o ponto de partida para a formação de campos de dunas embrionários e até grandes campos de dunas transgressivas (MARTINHO, 2005). Dentre os conjuntos de associações é o mais sensível a alterações funcionais, podendo apresentar déficits de suprimento de areia. Sua modelagem é controlada por dois processos principais, a morfodinâmica da face praial e a incisão inicial de ventos frontais, resultando na formação de 2 formas principais, além da própria praia subentendida como forma interior do sistema, as dunas frontais e os lençóis de areia.

As dunas frontais representam acúmulos contínuos de areia em meio à vegetação no interior de zonas de pós-praia ou antepraia superior, geralmente iniciam-se com a formação de uma duna incipiente que evolui em amplitude assumindo complexidade, podendo gerar dunas parabólicas secundárias (FERNANDEZ, 2018). Na área, devido ao ímpeto erosivo marinho e eólico, não existem grandes extensões de dunas frontais, elas estão presentes apenas em um setor, no extremo norte (Figura 64), onde sua formação e modelagem atuais podem estar associados a um maior suprimento sedimentar na face praial, resultante da ação marinha sobre terraços a norte da área, além da contribuição de uma drenagem que corta a porção norte das dunas ativas.

Figura 64: Dunas frontais na porção norte do setor ativo.



Fonte: Google Earth Pro (2021).

No restante do setor as dunas frontais não assumem grande amplitude, caracterizando apenas franjas de areia, definidas como pequenas ondulações semi-vegetadas, por vezes são encontradas em bases de dunas frontais, segundo Martinho (2005), podendo representar

estágios iniciais de desenvolvimento de dunas frontais. A área com essas dunas apresenta usos ligados à atividade agrícola, com plantações de coqueiros que avançam sobre terraços e dunas.

Os lençóis de areia podem ser compreendidos como depósitos arenosos em constante movimento com pouquíssimas ondulações e quase sempre sem superposição de dunas com face de avalanche, nestas áreas é comum a existência de montículos tabulares e a formação de dunas *nebkhas*. Na área há a formação de um extenso lençol de areia que adentra cerca de 300 metros no campo de dunas ativas, presente em toda sua periferia, com exceção das áreas sob influência fluvial. Em sua extensão, é acompanhado por dunas *nebkhas* associadas à vegetação arbustiva (**Figura 65**), compondo as formas mais representativas encontradas no interior do modelado. Seu contato com as dunas livres é marcado por rupturas de deflação bem marcadas e montículos vegetados.

Figura 65: Lençóis de areia com dunas *nebkhas* embutidas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A incisão de ventos fortes em dunas *nebkhas* sobre areias coesas pode ocasionar a formação de estruturas de adesão, fortemente compactadas pela presença de argila, por ação pedogenética, em áreas submetidas a maior umidade sazonal, que ao ser afetada por ventos fortes formam pequenos montículos polidos pela ação eólica. As principais formas de polimento eólico foram encontradas em zonas periféricas do lençol de areia, em contato direto com as dunas livres ou com as superfícies deflacionárias (**Figura 66**). Esse polimento eólico se dá pela exumação de níveis mais compactados e argilosos pela ação da própria remobilização

eólica e pequenas incisões de origem pluvial, gerando o que seria um estágio inicial da formação de eolianitos.

Figura 66: Mosaico de estruturas de adesão encontradas nas zonas periféricas dos lençóis de areia.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

4.3.1.2 Conjuntos de associações deflacionárias

Os conjuntos relacionados a processos deflacionários são caracterizados por predomínio da deflação sobre a deposição eólica, havendo a existência de outros processos na modelagem de tal conjunto, que se caracteriza como área aproximadamente plana composta por areias com alto grau de coesão, devido à umidade que se acumula nos períodos chuvosos e relacionadas a variações no nível freático nas proximidades de calhas fluviais (HESP, 2000 e MARTINHO, 2005). Sua modelagem está associada a dois processos, quando seu substrato se encontra incoeso em períodos secos há a ocorrência de migração em ondula, formando rastros lineares e retrocordões, e na presença de barramentos pode formar dunas parabólicas ou mesmo reativar superfícies vegetadas. Quando o material se encontra coeso é comum o aumento do aporte vegetal, recobrando e aderindo materiais antes expostos a movimentação, neste contexto os processos de deposição eólica são realizados por ventos de alta velocidade, formando, por

vezes, estruturas de adesão, compostas de areia úmida fortemente compactada (GIANNINI, 2007).

As superfícies deflacionárias apresentaram 4 padrões principais relacionados a seus processos de colonização vegetal, as superfícies mais amplas apresentaram densa cobertura vegetal com padrões arbustivos recobrimdo toda sua extensão (**Figura 67**), que em suas extremidades possui áreas parcialmente descobertas relacionadas a processos de reativação eólica progressiva, em outras palavras, avanço das dunas sobre a vegetação. As outras duas superfícies representam estágios de reativação parcial ou total, com presença parcial ou ausência de vegetação. Quando há processos de reativação nestas zonas é comum a formação de lobos deposicionais e dunas parabólicas perpendiculares ao eixo maior de distribuição da zona de deflação.

Figura 67: Superfície de deflação vegetada na porção norte do setor ativo.



Fonte: Acervo do autor (2021).

Algumas superfícies de deflação quando próximas a cursos de água e/ou áreas alagadiças, por afloramento do lençol freático, podem apresentar vegetação densa e contextos de ocupação. Por possuírem substrato arenoso bastante coeso, graças à proximidade com o nível freático regional, combinado a uma vegetação adaptada ao contexto arenoso dos solos porosos e pouco desenvolvidos pedogeneticamente, a superfície acaba por ser bastante resiliente aos processos erosivos eólicos. Coincidentemente ou intencionalmente ligados à maior oferta de água, predominantemente subterrânea, o principal povoado da área, o Pixaim (**Figura 68**), está localizado no interior destas áreas.

Figura 68: Povoado Pixaim inserido em superfície de deflação.



Fonte: Ricardo Cattanio (2018).

As áreas parcialmente vegetadas e não vegetadas apresentam situação de instabilidade, uma vez que a depender do período podem ser facilmente recobertas por novas areias ou ter seus níveis superficiais remobilizados, a depender da sazonalidade climática. Estas áreas localizam-se mais próximas à foz do São Francisco (**Figura 69**), onde, em períodos chuvosos, podem formar pequenos lagos sazonais. Nos processos de reativação, a depender da forma de incidência do vento e do tipo de vegetação, podem se formar dunas parabólicas ou mesmo lobos deposicionais. Na área ocorrem diversos exemplos, concentrados na porção central, área de sobreposição intensa de areias, além da porção norte, com a maior forma parabólica do conjunto relacionado a deflação.

Figura 69: Superfícies de deflação próximas à desembocadura do Rio São Francisco.



Fonte: Fernando Alexandre (2019).

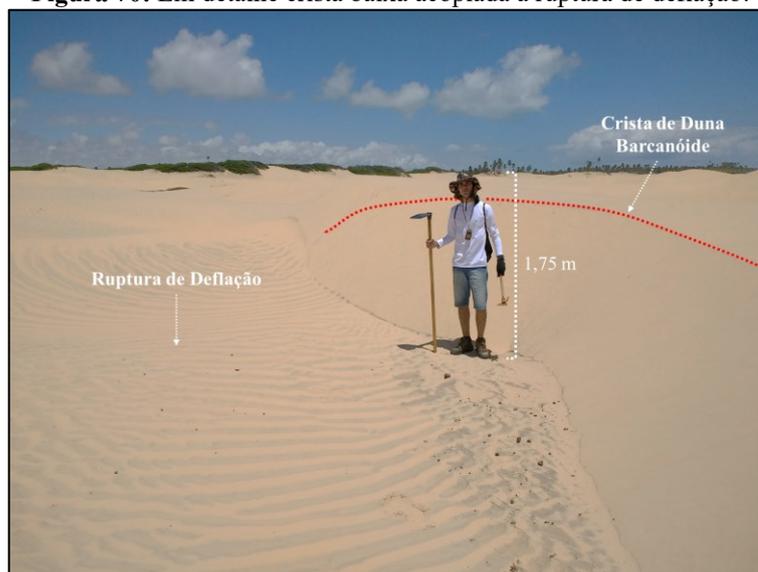
A nível de detalhe pode ocorrer a formação de rastros lineares, entendidos como faixas de areia lineares resultantes da canalização do vento sobre uma superfície reativada, e os retrocordões como cúspides arenosas comumente com orientação paralela ao vento efetivo. Em períodos chuvosos essas áreas são mais facilmente vegetadas, com crescimento de barreiras vegetais, ambas estão relacionadas às sazonalidades climáticas.

4.3.1.3 Conjuntos de associações de dunas livres

As associações eólicas mais comuns encontradas no Brasil, as dunas livres, assim como o próprio nome pressupõe, são compostas por áreas de areias livres, predominando os processos de remodelamento contínuo, formando uma diversidade de formas barcanas e barcanóides. Na área mapeada foram identificados 3 padrões principais relacionados aos processos de sobreposição no campo de dunas livres, dunas livres simples, complexas e isoladas, corroborando com Barbosa (1997) e Lima et al. (2004).

As cadeias barcanóides simples são compostas por ondulações simétricas muito bem delimitadas, com baixo grau de sobreposição, geralmente são baixas, com amplitudes que variam entre 1 e 5 metros, tendo na porção norte suas menores amplitudes, enquanto na porção sul, assumem patamares mais altos. Geralmente são acompanhadas de cristas muito bem delimitadas e superfícies de deflação (**Figura 70**), separando porções interdunares. Sua formação está relacionada à deposição eólica em condições de baixa velocidade de ventos, em ambiente de energia baixa a moderada.

Figura 70: Em detalhe crista baixa acoplada a ruptura de deflação.



Fonte: Acervo do autor (2020).

As dunas simples, quando expostas a ventos praticamente frontais, assumem ímpeto significativo, cavalgando umas sobre as outras, inclusive transgredindo superfícies de deflação e formando cadeias barcanóides isoladas, essas cadeias se ajustam em diversas morfologias, inclusive parabólicas. São conjuntos bastante resilientes, tendo nas superfícies de deflação seus alicerces, onde a vegetação retarda ou impede a sua erosão.

Alguns autores reconhecem a existência de um contexto transicional, ao qual esses conjuntos se enquadram, entre dunas livre e ancoradas, as dunas semifixas, caracterizadas pela mesclagem de vegetação ancoradora de grande porte e o livre transporte de sedimentos, formando empilhamentos sistemáticos de estratos sedimentares com barramentos efetivos que condicionam sua verticalização (BRISTOW & MOUNTNEY, 2013). Apresentam amplitude semelhante às cadeias barcanóides complexas no interior do Campo de Dunas, cristas bastante alongadas, por vezes sobrepostas, e na área são encontradas na porção central, principalmente.

Controladas pelas rajadas de ventos mais fortes, então setorizadas na porção mais interior da área as cadeias barcanóides complexas (**Figura 71**), representando os compartimentos mais elevados do campo de dunas, com média altimétrica de 25m, compondo sucessivas ondulações sobrepostas e formando cristas altas e alongadas em posição transversal à direção preferencial dos ventos. Alguns autores reconhecem este padrão eólico como dunas transversais, levando em consideração os aspectos geométricos mais alongados. Apesar de serem controladas por rajadas de vento mais fortes, possuem como fator de verticalização a presença de cordões de precipitação e morros residuais no limite do setor, que representam os contrafortes estruturais da verticalização das dunas.

Figura 71: Em detalhes sobreposição sucessiva de cristas em cadeia barcanoide complexa.



Fonte: Acervo do autor (2020).

Os cordões precipitados são pilhas cônicas alongadas de areias ligadas a fluxos de “queda” de grãos em meio a vegetação, provenientes da redução da energia eólica ao friccionar as dunas barcanóides complexas. São encontrados nas margens interiores de campos de dunas e às vezes em margens frontais de dunas livres, são bastante declivosas tendo na sua face frontal as zonas de maior declive, são assimétricos à forma da vegetação de aporte. Sua presença está condicionada pelo baixo aporte sedimentar e redução do ímpeto eólico, quando há um aporte sedimentar alto ou rajadas de vento muito fortes tendem a processos erosivos, formando grandes lobos deposicionais nas faces de avanço. Essas morfologias foram mapeadas em porções mais densamente vegetadas da área, concentradas na porção central, enquanto que nas porções descobertas apresentam-se como frentes de avanço de dunas, especialmente localizadas na porção norte e avançando no sentido norte-noroeste, através de amplas faces de migração (**Figura 72B**).

Figura 72: Em detalhes dois contextos distintos. A - Cordões de precipitação fortemente verticalizados; B - Lobo deposicional colapsado, sobrepondo vegetação de contenção.



Fonte: Acervo do autor (2021).

4.3.2 Correlação com os mapeamentos prévios

Relacionando o mapeamento construído com os mapeamentos geomorfológicos e geológicos anteriormente elaborados por outros autores, pode-se traçar uma relação entre as unidades mapeadas por Lima et al (2004) e Costa (2010), com a definidas por este trabalho, possibilitando correlações bastante válidas.

O mapeamento de Lima et al (2004), foi baseado nas interpretações de Barbosa (1997), e esteve relacionado à identificação de unidades Geológicas-Geomorfológicas, identificando 3 províncias, são elas: as dunas compostas, definidas como sendo formadas pelos edifícios eólicos sobrepostas consecutivamente; as dunas isoladas e interdunas, caracterizadas como

dunas do tipo barcanas isoladas por interdunas significativamente espaçadas e por vezes vegetadas; os lençóis de areia, formando uma extensa plataforma plana de exumação eólica com a formação de dunas de sombra (nebkhas). O objetivo principal do trabalho da autora identificou os *trends* regionais de migração de dunas.

Costa (2010), numa perspectiva mais voltada para a aplicação ao planejamento ambiental e uma abordagem unicamente geomorfológica, setorizou o campo de dunas em 3 porções distintas, levando em consideração as morfologias dos edifícios e a morfodinâmica do mesmo, as porções foram: as dunas móveis, compreendidas como todas as porções arenosas com retrabalhamento ativo, sem diferir seu processos específicos nem subcategorias morfológicas; as depressões entendidas como as interdunas recobertas por vegetação ou qualquer outra área recoberta por vegetação, sendo assim classificada como depressão; praia, entendida como a zona de aporte inicial de sedimento. O mapeamento da autora buscou complementar o zoneamento da APA de Piaçabuçu, por isso apenas setorizou as unidades relevantes do ponto de vista botânico-morfológico.

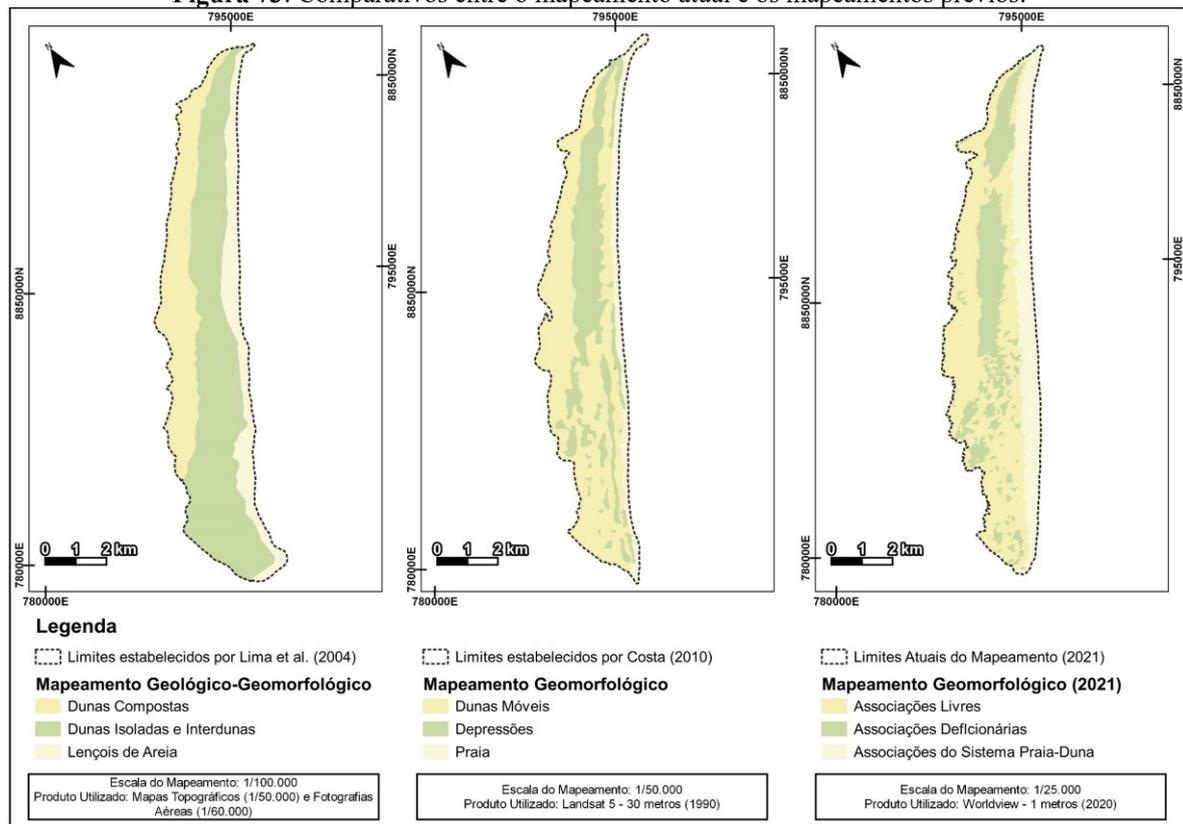
Os dois mapeamentos apresentam similaridade com as unidades mapeadas pelo presente estudo, que buscou sumarizar as interpretações e identificações dos mapeamentos prévios, ajustando o mesmo a propostas metodológicas mais atuais e aplicáveis à área de estudo, levando em consideração a morfodinâmica e a variabilidade morfológica na região (**Figura 73**).

O presente mapeamento, assim como os demais apresentados, identificou do ponto de vista geomorfológico 3 unidades específicas, tendo como base os processos no sistema eólico, alinhando-se aos demais, entretanto a orientação metodológica e conceitual divergiram bastante, uma vez que as propostas dos estudos anteriores apresentaram outros focos que não o mapeamento das unidades geomorfológicas, mas mesmo com propostas tão divergentes apresentaram semelhanças como a identificação de formas características de zonas de entrada, repercussão e saída de energia nos sistemas eólicos.

De forma alguma o presente mapeamento apresenta-se superior ao demais, o mesmo apenas é uma complementação e sumarização do pioneirismo dos primeiros autores, propondo um mapeamento para a área em novas roupagens através de abordagens mais integradas, apresentando assim um mapeamento em maiores escalas, utilizando produtos mais detalhados, agregando novos conhecimentos e ressignificando aqueles já existentes sobre as Dunas do Baixo São Francisco em Piaçabuçu.

O mapeamento gerado por este estudo é passível de uso diversos, desde usos simplificados como a elaboração de rotas geoturísticas ou ecoturísticas, com a sinalização dos aspectos potenciais representativos do campo de dunas, até usos mais complexos como a utilização em zoneamentos de Planos de Manejo ou planos de ação em unidade de conservação, além de seu uso em ambiente acadêmico, já implícito no estudo, através do ensino de geomorfologia e de geografia física.

Figura 73: Comparativos entre o mapeamento atual e os mapeamentos prévios.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.4 Análises espaço-temporais das dunas do Baixo São Francisco

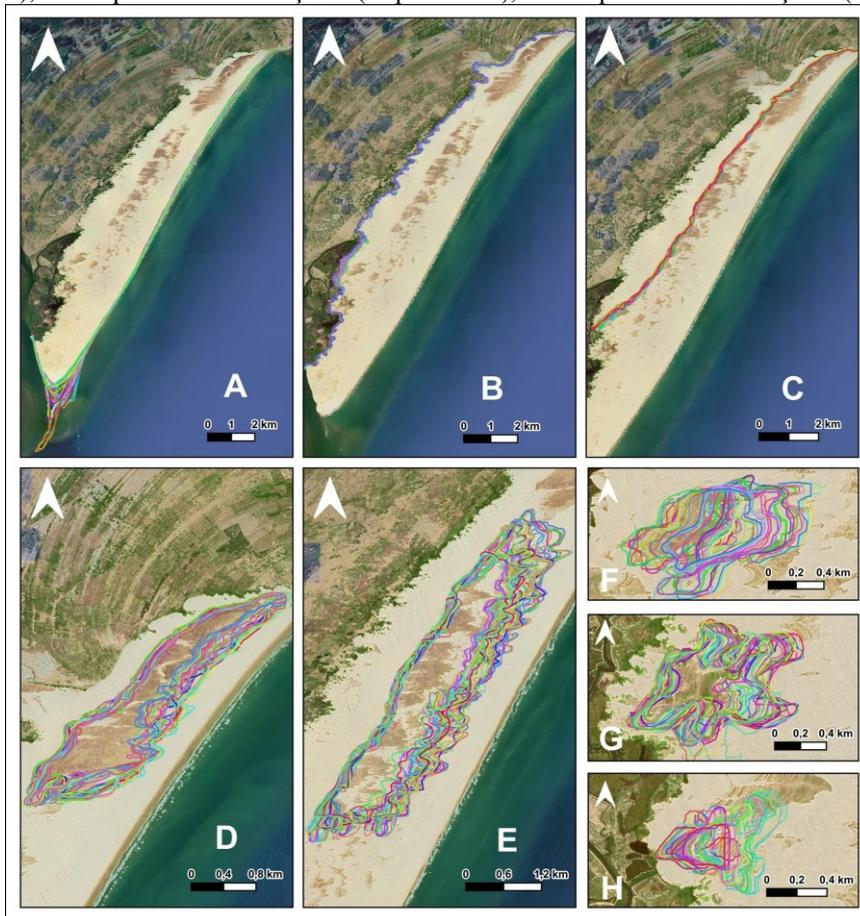
As análises espaço-temporais trouxeram informações variadas, permitindo a aferição dos processos de modelagem do campo de dunas, utilizando-se tanto dos dados unidimensionais como dos dados bidimensionais, possibilitando a quantificação das taxas de transporte em distância e área entre 1984 até 2020. Em uma análise preliminar dos dados obtidos, foi possível identificar avanços significativos do campo de dunas em direção às porções mais interiores do continente, entretanto, algumas porções estiveram estáveis frente às variações processuais, com resistência relacionada a fatores específicos.

Serão apresentados a seguir os dados obtidos, seguindo a lógica da complexidade dos dados, nesse sentido, será apresentada a análise unidimensional seguida por uma análise bidimensional.

4.4.1 Análise 1D

As análises unidimensionais trouxeram dados relativos às variações temporais em distâncias dos campos de dunas, em sua porção de suprimento de entrada (*input*), em sua porção de repercussão e além de sua frente de avanço (*output*), apresentando mesmo que de forma primária e visual, variações marcantes ao se observar as linhas mapeadas, como pode-se observar na **Figura 74**. Os limites analisados possuem grandes variabilidades entre as diversas porções mapeadas, entretanto, é nas zonas de detalhe (**Figura 74 F e H**) onde temos grandes sobreposições entre as linhas, atestando variações significativas.

Figura 74: Linhas mapeadas, onde cada linha representa os limites das áreas entre 1984 e 2020. A – Linha de Costa (Entrada); B – Frente de Avanço (Saída); C – Limite das Dunas Complexas (Repercussão); D – Superfície de Deflação 1 (Repercussão); E – Superfície de Deflação 2 (Repercussão); F – Superfície de Deflação 4 (Repercussão); G - Superfície de Deflação 3 (Repercussão); H – Superfície de Deflação 5 (Repercussão).



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A seguir serão apresentadas as mediações das variações identificadas, seguindo o fluxo do sistema, apresentando a entrada, o meio e a saída.

4.4.1.1 Zona de Entrada

A zona de entrada é essencial em um sistema eólico, tendo em vista que a mesma insere toda matéria que será trabalhada no mesmo, gerando variadas formas em seu interior, mediante a fricção da matéria com o seu fator de transporte, o vento, gerando trabalho geomorfológico, permitindo a morfogênese de variadas formas deposicionais. Sendo assim, a zona de suprimento considerada foi a linha de costa relacionada ao campo de dunas, onde quantificou-se suas variações.

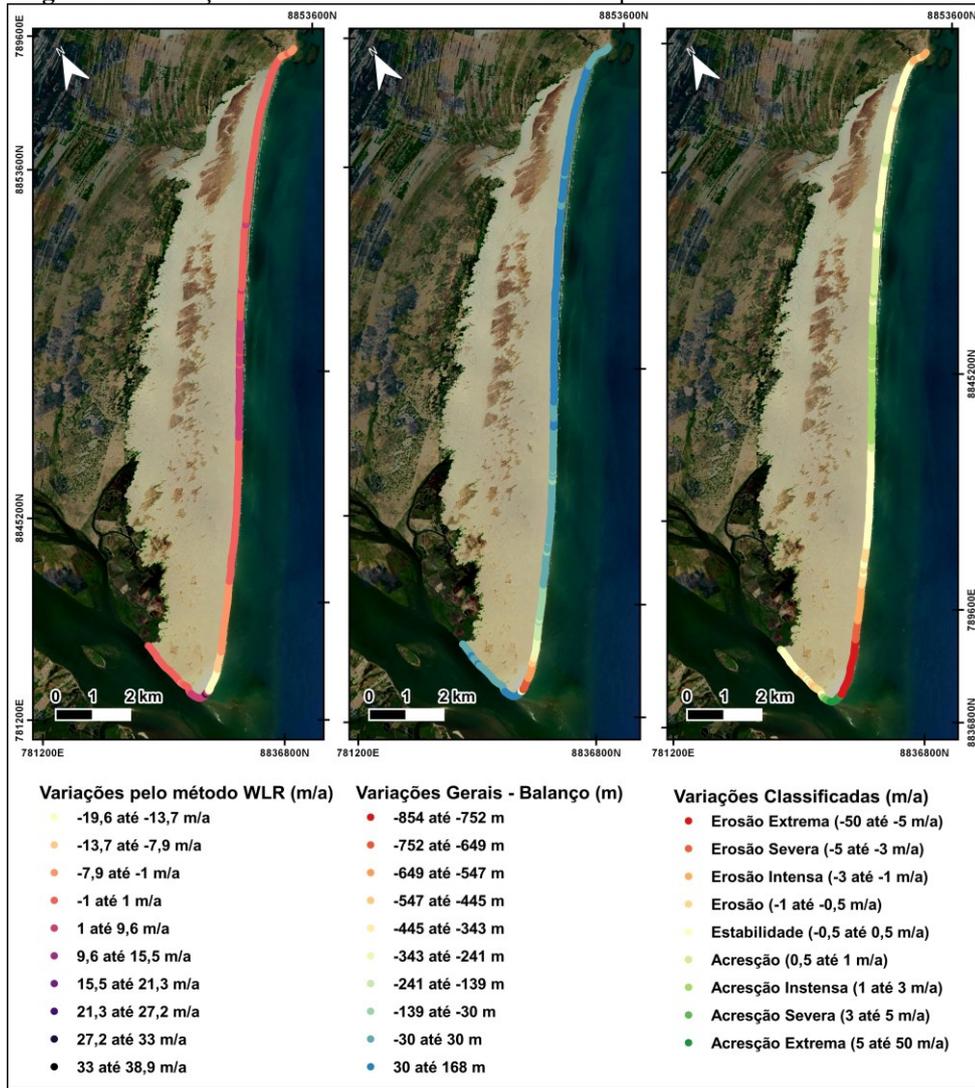
A linha de costa relacionada ao campo de dunas apresentou variações marcantes, passando por períodos de recuo e avanço entre os 36 anos analisados, apresentando desde processos sucessivos de acresção com progradação de até 38m por ano até taxas de recuo de 19m por ano, com situações diversas ao longo de sua extensão (**Figura 75**).

Nos dados obtidos pelo método WLR, obteve-se taxas de variações ponderadas pela acurácia do produto. Com base nesses valores foi possível observar que o cenário da linha de costa apresentou comportamento progradante em quase toda porção norte, com taxas de 38,9m/a, enquanto que as porções mais a sul, próximas da linha de curvatura da linha de costa, apresentaram taxas de recuo superiores a 19m/a.

O comportamento na curvatura da linha de costa apresentou-se distinto, demonstrando porções relativamente desiguais, tendo em vista que quanto mais a norte, mais apresentou cenário de recuou, enquanto que mais a sul apresentou avanço, o que pode estar relacionado a processos erosivos de *spits* arenosos (flechas de areia) na curvatura com recuo de até 13,7m/a, e sua conseqüente deposição após a curvatura, o que estaria ocasionando um processo de engorda com ganhos de 33 m/a nessa porção.

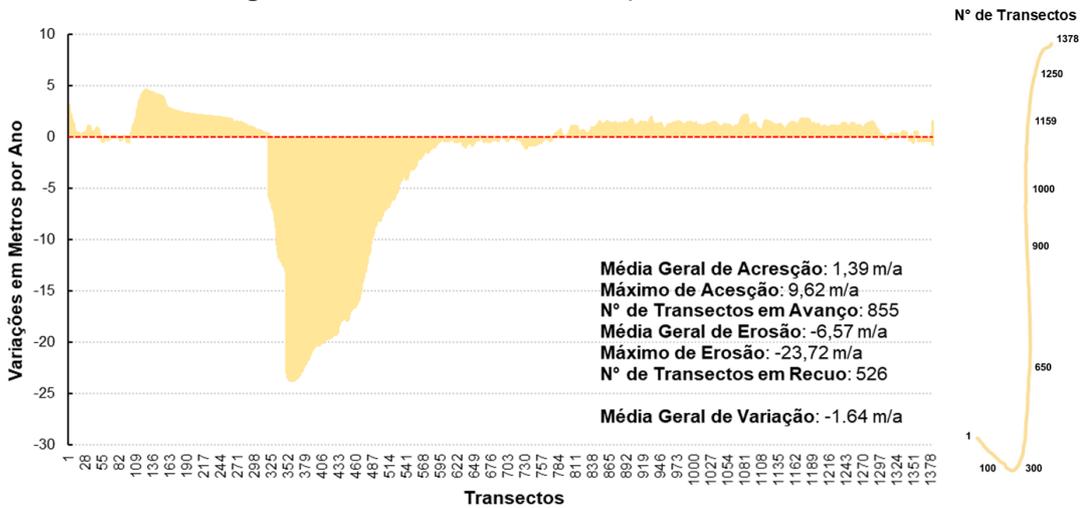
Com relação às taxas médias encontradas (**Figura 76**), a linha de costa apresentou taxa de acresção geral de 1,39m/a com valores máximos de 9,62m/a, enquanto que as taxas de recuo atingiram valores médio de -6,57m/a com variação máxima de -23,72m/a, obtendo ao fim variação geral de -1,64 m/a, ou seja, as taxas de variações quantificadas entre 1984 e 2020, foram predominantemente negativas na maioria dos transectos, gerando um contexto de erosão simples.

Figura 75: Variação da linha de costa associada ao campo de dunas entre 1984 até 2020.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 76: Sumário de taxas de variações da linha de costa.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Com relação às variações gerais, ou seja, o balanço total das variações, pode-se observar que as variações de recuo foram relativamente mais intensas, chegando à proporções de recuo de até 854 metros, enquanto que as variações positivas apresentaram avanços máximos de até 168 metros, tal distinção ocorre devido aos processos sucessivos de avanço e de recuo da linha de costa na zona de curvatura.

Classificando-se as taxas de variações ponderadas mediante as classificações de comportamentos de linhas de costa de Esteves e Finkl (1998), pôde-se encontrar limiares de erosão e acresção ao longo de toda linha de costa, entretanto, como comportamento mais representativo, foram encontrados processos de acresção simples com variações anuais entre 1 a 3 metros por ano, em 63% dos transectos, e processos de estabilidade com variações tanto positivas quanto negativas também foram bastante representativos. Já com relação ao recuo foram encontrados processos de erosão bem maior com taxas entre 5 e 50 metros por ano localizados na curvatura da linha de costa.

Correlacionando as taxas encontradas com os processos eólicos, pode-se analisar que as porções mais a norte contribuíram de forma bastante significativa, inserindo quantidades relevantes de areia, onde estas provavelmente puderam percorrer até porções mais interiores do campo de dunas, tendo assim maior temporalidade no sistema, entretanto, na porção mais a sul, nas imediações da curvatura da linha de costa, foram inseridas quantidades marcantes de areia, que certamente tiveram curta temporalidade no sistema eólico, tendo em vista que os processos abrasivos foram recorrentes, encurtando a repercussão dos materiais inseridos. Sendo assim, pelo que se observou, a porção norte apresenta condicionantes para um maior alcance do material inserido.

4.4.1.2 Zonas de Repercussão

As zonas de repercussão são os setores mais perturbados de um sistema, onde a energia inserida na entrada irá se propagar e atingir seu pico de dispersão. Tal processo em um sistema eólico em áreas livres irá representar o avanço de cinturões de areia para o meio e periferia do campo de dunas, quando vegetadas ou sob efeito de variação do nível freático irá promover a reativação de morfologias eólicas ancoradas e semi acordadas, ou ainda o soterramento sucessivo de porções das superfícies de deflação.

Na análise das variações das morfologias das zonas de repercussão, foram levadas em consideração as 5 superfícies de deflação mais resilientes e o limite das cadeias barcanóides

complexas, onde tem-se a maior verticalização das dunas. A seguir serão apresentadas cada morfologia seguindo a lógica da intensidade dos processos.

4.4.1.2.1 Superfície de Deflação 1

A primeira superfície de deflação representa a segunda maior superfície do campo de dunas, em decorrência de sua resiliência aos processos de soterramento e reativação, que comumente promovem a redução de sua área. Tal superfície apresenta-se fortemente vegetada com vegetação herbácea e arbustiva bastante adaptada às condições impostas pelas sazonalidades climáticas, o que promove uma maior eficiência na contenção dos processos eólicos.

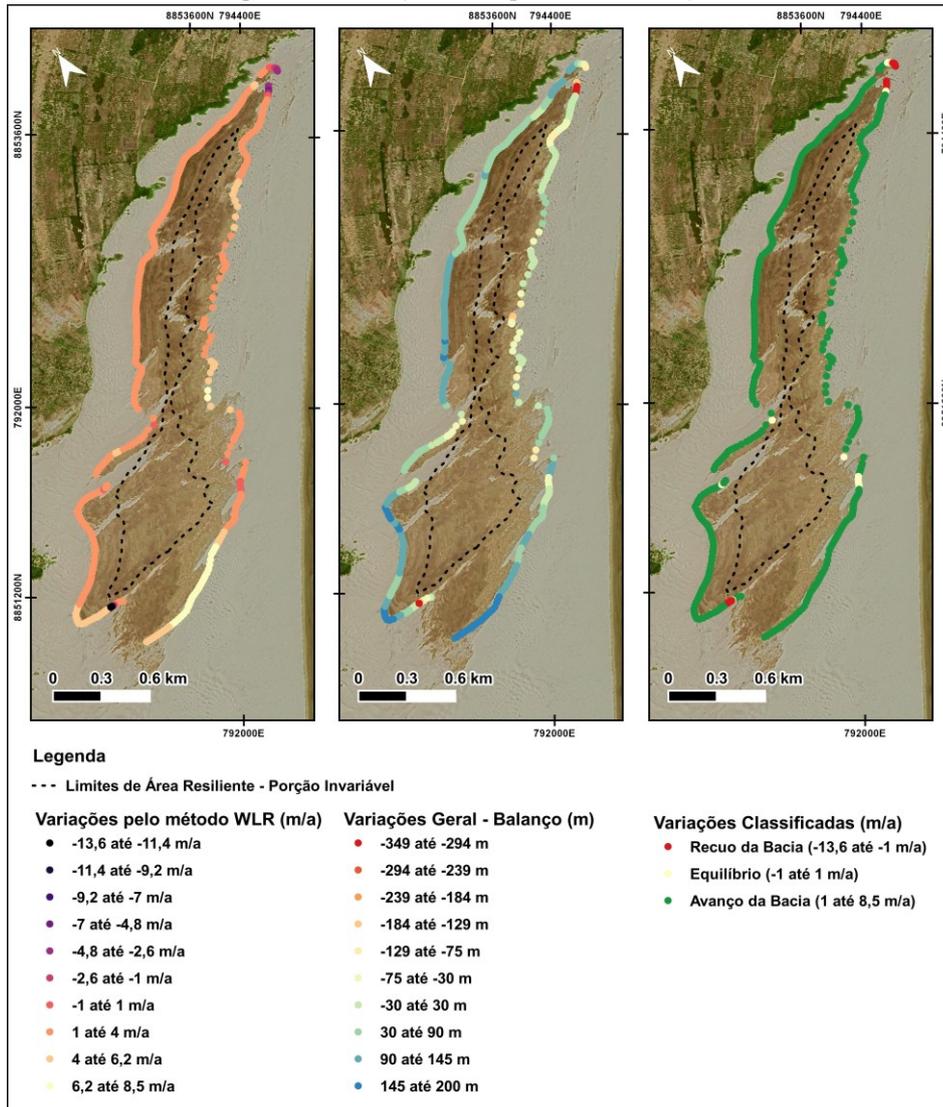
As variações computadas para a Superfície 1, diferentemente da análise anterior, foram analisadas sob a ótica do avanço e do recuo da superfície em relação ao seu núcleo vegetado resiliente, entendido como porção da superfície onde não ocorreram variações. Os índices calculados serão apresentados a seguir.

A variações médias (**Figura 77**), as porções opostas ao fluxo de vento (transectos 1 até 241) ampliaram a superfície de 4 até 6,2 m/a ao longo de toda fachada, com variações médias totais de 1 m/a. A porção frontal (transectos 242 até 491) também obteve maiores avanços chegando ao máximo de 5,56 m/a na porção sul, este processo é resultado do arrasamento de parte das dunas próximas da área, que permitiram a aproximação entre a superfície e os lençóis de areia. As porções em recuo estavam localizadas nos extremos da superfície, obtendo variações máximas de -9,7m/a, decorrentes de sucessivo retrabalhamento de lobos deposicionais inseridos sob a superfície (**Figura 78**).

As variações totais da superfície em questão seguiram a lógica das variações médias, identificando variações de avanço entre as fachadas frontais e interiores, obtendo variações totais de até 200 metros, localizadas em áreas de lobos deposicionais. As demais áreas variaram positivamente com valores entre 30 e 90 metros, com exceção das extremidades norte e sul que recuaram valores entre 70 e 349 metros.

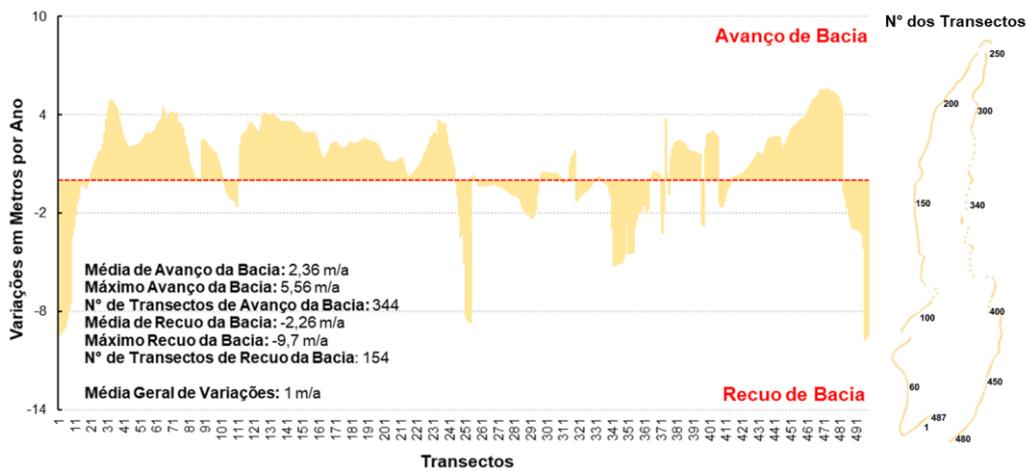
Classificando-se as taxas de movimentações ponderadas, mediante limiares de avanço (maior que 1 m/a), recuo (menor que -1 m/a) e estabilidade (entre 1 e -1 m/a), foram encontrados percentuais de avanço da superfície em toda sua extensão, tendo pequenas porções estáveis relacionadas a porções iniciais de lobos deposicionais e/ou surgimento de rastros lineares, enquanto que as porções em recuo estão localizadas em apenas algumas extremidades.

Figura 77: Variações da superfície de deflação 1.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 78: Sumário de taxas de variações da superfície 1.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Com base nos dados, pode-se afirmar que a superfície nos últimos 36 anos esteve aumentando sua área, ocupando áreas antes tomada por dunas, em sua fachada interior representa avanço da superfície sobre as dunas, que pode estar relacionado à lógica avanço padrão das dunas para o interior, que ao avançar permite a colonização de suas porções mais rebaixadas ou a redução do ímpeto eólico, ocasionando a superação do processo de colonização por sobre os processos de transporte. Já a porção frontal, obtém percentuais de avanço sobretudo pelo arrasamento e diminuição da fachada de dunas barcanóides que ficaram rarefeitas ou foram colonizadas, o que pode representar um processo de colonização subsequente.

4.4.1.2.2 Superfície de Deflação 2

A segunda superfície de deflação, diferentemente da primeira, apresenta-se mais alongada, tendo uma área de superfície vegetada maior que a anterior, por este motivo a mesma apresenta maior susceptibilidade a períodos de instabilidade em suas zonas, ocorrendo assim contínuos processos de sobreposição e a formação de dunas interiores além de rastro lineares. Vale mencionar que aqueles inseridos nos interiores da superfície não foram levados em consideração nas análises, como área efetivamente coberta.

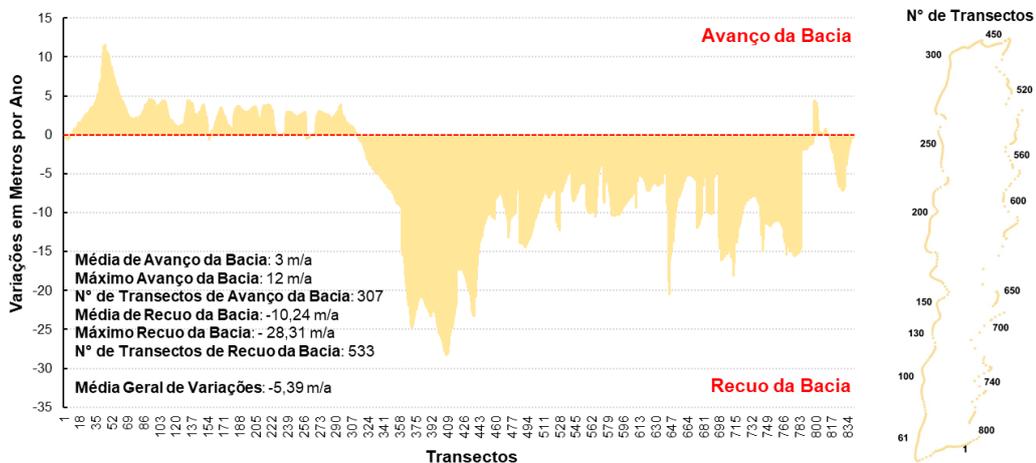
As variações médias encontradas, apresentaram cenário geral de recuo com -5,39 m/a (

Figura 79), devido à grande quantidade de transectos em recuo, aproximadamente 70% dos transectos. Os percentuais de avanço atingiram cerca de até 3 m/a por ano na porção interior, tendo seu pico na extremidade sul com 12 m/a, já as porções frontais tiveram valores de -10,24 m/a, com valor máximo na extremidade norte com taxa de -28,31 m/a. Os valores representam uma intensificação dos processos na direção sudoeste tendo maiores taxas de movimentação, positivas e negativas.

Em relação às variações totais, a fachada interior apresentou variação média de até 70 metros de avanço total, com valor máximo de 200 a 400 no extremo sul, as porções frontais apresentaram variações entre 150 até 300 metros gerais, tendo seu pico no extremo norte com 1 km de variações totais (**Figura 80**).

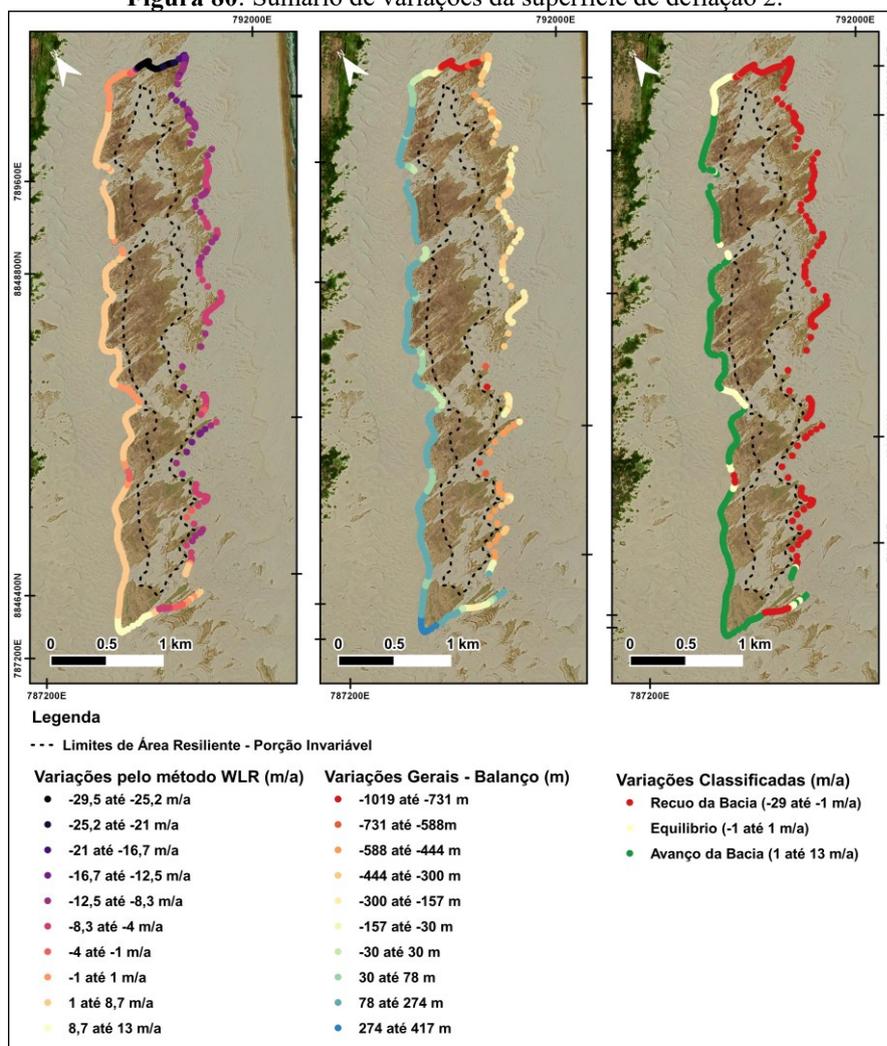
As variações, quando classificadas, permitem uma melhor visualização dos processos padrões de avanço, recuo e estabilidade, identificando-se variações de avanço ao longo de todas as porções interiores, tendo apenas algumas áreas de lobo deposicional apresentado variações de recuo e estabilidade, sendo que a porção frontal apresentou recuo em toda sua extensão.

Figura 79: Taxas de variações médias da superfície de deflação 2.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 80: Sumário de variações da superfície de deflação 2.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Os dados gerais apresentados demonstraram que boa parte da superfície se encontra em processo de migração em direção ao interior na direção oeste, seguindo a lógica de transporte do campo de dunas, tendo suas maiores porções de avanço direcionadas a porção sudeste, seguindo o trend de deriva eólica, tendo retrabalhamento no extremo nordeste e deposição a sudeste, seguindo fluxos de erosão e deposição distintos.

4.4.1.2.3 Superfície de Deflação 3

A superfície de deflação 3, diverge bastante das demais, principalmente por seu caráter mais restrito, uma vez que a mesma possui pouco mais que 260.000 m², margeados entre conjuntos de cordões precipitados e lobos deposicionais bastante verticalizados.

A superfície é bastante vegetada, ocorrendo principalmente espécies arbustivas e herbáceas em todos seus setores, entretanto, há algumas localidades que possuem vegetação arbustiva e algumas plantações de coco, nestas áreas estão localizadas pequenas residências rudimentares do povoado pixaim, como citado anteriormente a localidade possui tendência a afloramento de água por isso tem uma vegetação mais competente na contenção dos processos eólicos.

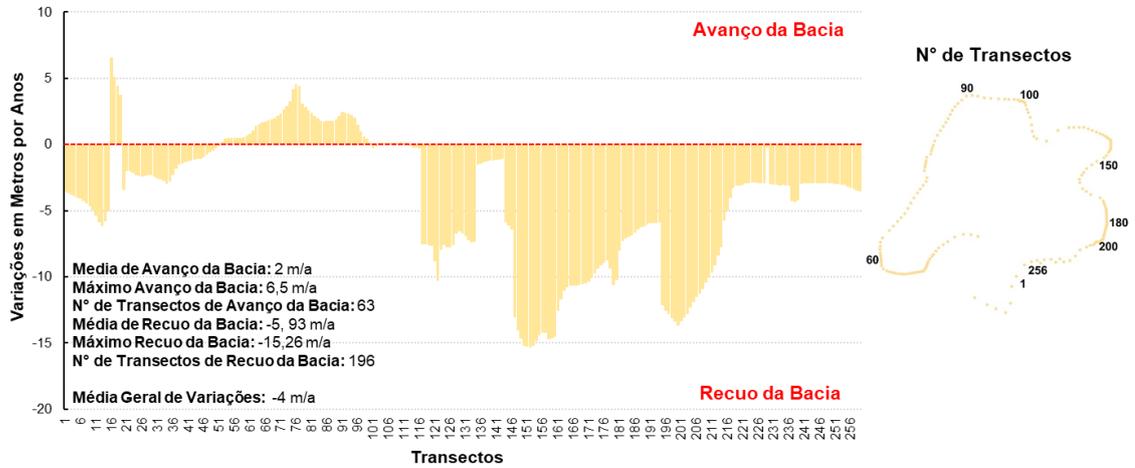
A superfície de deflação 3 apresentou variações bem menos intensas, quando comparado às demais variações encontradas nas superfícies anteriores, pois estas áreas de modo geral tiveram suas variações relacionadas a porções menos vegetadas, como será apresentado a seguir.

Nas taxas médias de variações ponderadas (**Figura 81**), em um contexto geral, foram encontrados valores médios de variação de -4m/a, principalmente pela maior presença de áreas em recuo eólico. A porção protegida (transecto 51 até 96) apresentou comportamentos de avanço da superfície com taxas de até 5m/a, havendo uma média de 2m/a em sua extensão, um avanço relativamente lento em comparação com as anteriores, entretanto, a situação de arco margeado por morros de areia possivelmente deve frear parte do avanço. As demais porções apresentaram comportamento de recuo com média de -5,93m/a, tendo ainda valor máximo no extremo nordeste da área, onde alcança o valor de aproximadamente -15,26m/a.

Em relação ao balanço das variações gerais em metros, encontrou-se variações predominantemente negativas, localizadas principalmente na porção não protegida, tendo o valor máximo de 549m inserido no extremo nordeste. As demais áreas da fachada frontal apresentam valores entre 70 e 400 metros (**Figura 82**). As zonas protegidas apresentaram

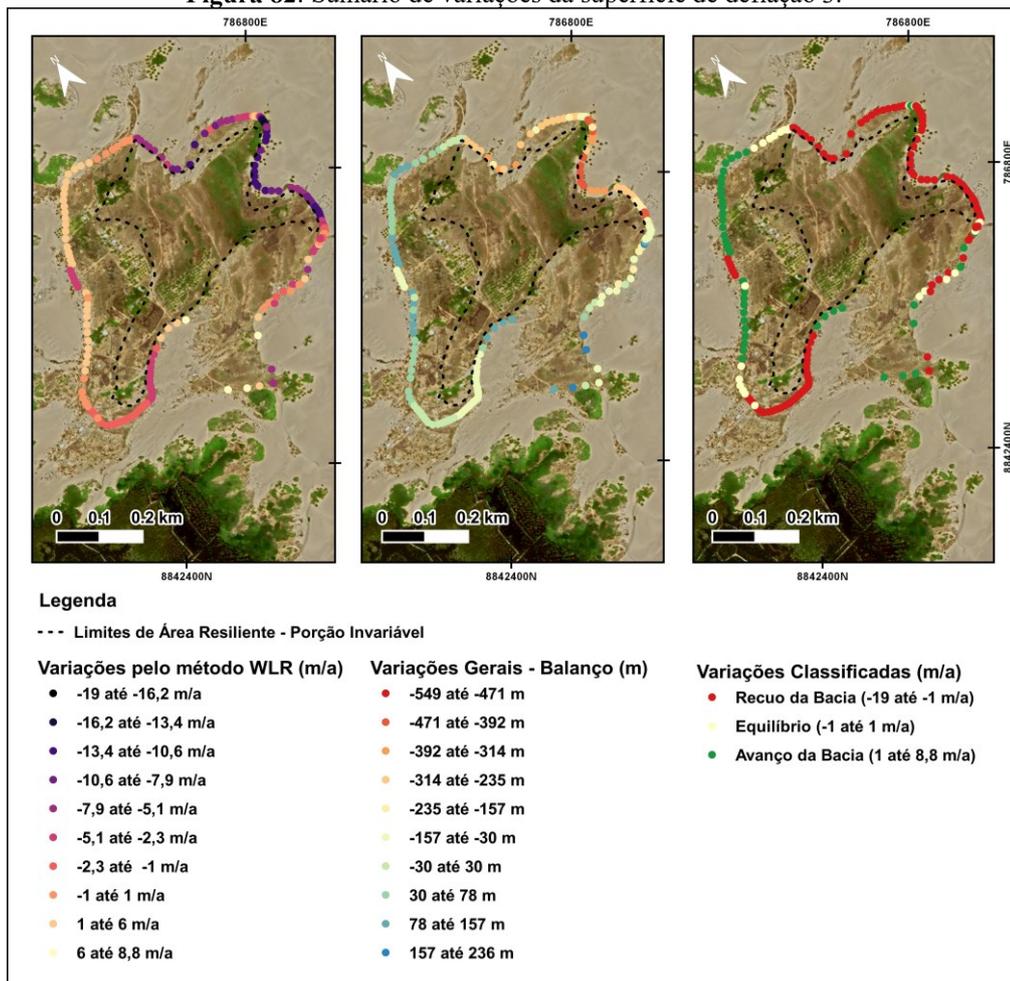
valores entre 30 e 157 metros, com valor máximo na porção centro-sul.

Figura 81: Taxas de variações médias da superfície de deflação 3.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 82: Sumário de variações da superfície de deflação 3.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Os valores classificados frente aos comportamentos de avanço, recuo e estabilidade, apresentaram-se ao longo da superfície, predominantemente em estado de recuo em 70% de sua extensão, tendo pequenas porções em avanço, relacionadas às direções de migração locais.

Os dados e as análises efetuadas demonstraram que a superfície de deflação 3 encontra-se em sua grande maioria sob processo de redução de sua área, apresentando movimentos negativos em sua extensão frontal, enquanto que sua porção interior apresenta processo de migração para o continente, entretanto, em ritmo mais lento.

4.4.1.2.4 Superfícies de Deflação 4 e 5

As superfícies de deflação 4 e 5 diferem totalmente das demais apresentadas até o momento em dois aspectos, as mesmas são estritamente menores, não passando dos 100.000 m², e apresentam um situação de migração contínua e caótica em direção ao continente, por este motivo suas análises foram realizadas em duas etapas específicas com temporalidades distintas, uma vez que devido à sua grande variabilidade morfológica tornou-se inviável a fixação de transectos gerais para o cálculo das variações, por isso, foram feitas análises em separado.

Essas superfícies apresentaram pouca cobertura vegetal, que quando presente são de pequeno porte e impõem pouca eficiência na contenção da movimentação eólica, gerando uma série de transpasses que formam alguns rastros lineares e cordões arenosos livres. Tal situação leva a processos de instabilidade contínuos, uma vez que a área é constantemente atacada pelos ventos mais velozes da região, que promovem a remoção de toneladas de areia, depositadas nas porções mais elevadas dos campos de dunas.

As duas superfícies descritas, devido a sua natureza caótica, não permitiram a estruturação de análises temporais precisas, uma vez que apresentaram quantidades distintas de transectos. A seguir serão apresentadas as variações.

- **Superfície de Deflação 4**

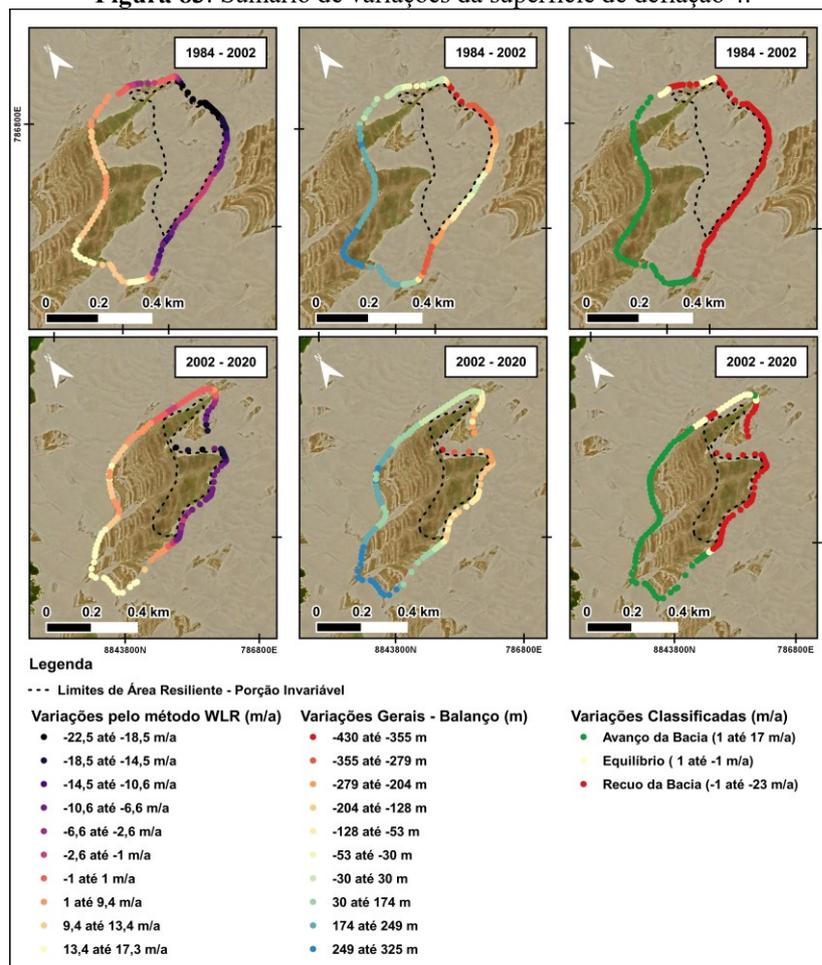
A superfície de deflação 4 localiza-se entre a 2 e a 5, apresentando contexto transicional entre as duas. Inclusive apresenta contexto relativamente mais estável que a última, mesmo assim as condições limites que são impostas à mesma são bastante conturbadas, o que resultou em recuo contínuo em direção ao continente.

A superfície de deflação 4, assim como as demais, pode ser setorizada em duas zonas específicas: a de entrada, área frontal ao fluxo de vento, e de saída, porção oposta ao fluxo de

vento. Assim como as demais, a superfície em questão obteve variações positivas em relação ao avanço para o interior e redução da fachada frontal, nos demais métodos analisados. As análises das variações foram feitas em dois intervalos, o primeiro de 1984 até 2002 e o segundo de 2002 até 2020.

Nas variações médias ponderadas (**Figura 83**), assim como nas demais superfícies, foram encontradas porções em recuo ainda no extremo norte e nordeste, só que dessa vez com valores maiores e porções mais extensas, ocupando toda fachada nordeste com variações acima dos -20m/a nos dois contextos temporais, entretanto, tem-se maior superioridade no contexto mais antigo, enquanto que na face oposta tem-se variação entre 13 e 17m/a nos dois contextos, tendo o contexto temporal a maior amplitude, seguindo assim o *trend* direcional de deriva eólica.

Figura 83: Sumário de variações da superfície de deflação 4.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Nas avaliações das variações líquidas, foram encontradas no extremo nordeste variações com valores entre -200 a -400m, nos dois contextos temporais, tendo o material arenoso no ano mais antigo, percorrido maiores distâncias. Com relação à porção inversa, houve um avanço de 250 a 325m, tendo o contexto temporal atual com maiores valores.

Os valores classificados pelos movimentos de avanço, recuo e estabilidade, identificam melhor os movimentos ocorridos na superfície. Sendo assim, foram encontrados movimentos predominantemente de recuo entre 1984 e 2002 na zona frontal, e movimentos predominantes de avanço entre 2002 e 2020, na porção interior. Com isso, pode-se afirmar que a superfície está direcionando sua migração a sudoeste em taxas superiores às demais áreas.

De forma geral a superfície de deflação 4 apresentou contexto de avanço em direção a sudoeste, tendo processos recorrentes de recuo e avanço da superfície em direção ao continente, ampliando-se na sua porção interior e reduzindo-se na sua porção frontal, em um contínuo processo de remodelagem. O caminho percorrido pela superfície obteve taxas de avanço e recuo superiores às demais anteriormente citadas, tendo em vista que suas variações foram repartidas em dois momentos.

- **Superfície de Deflação 5**

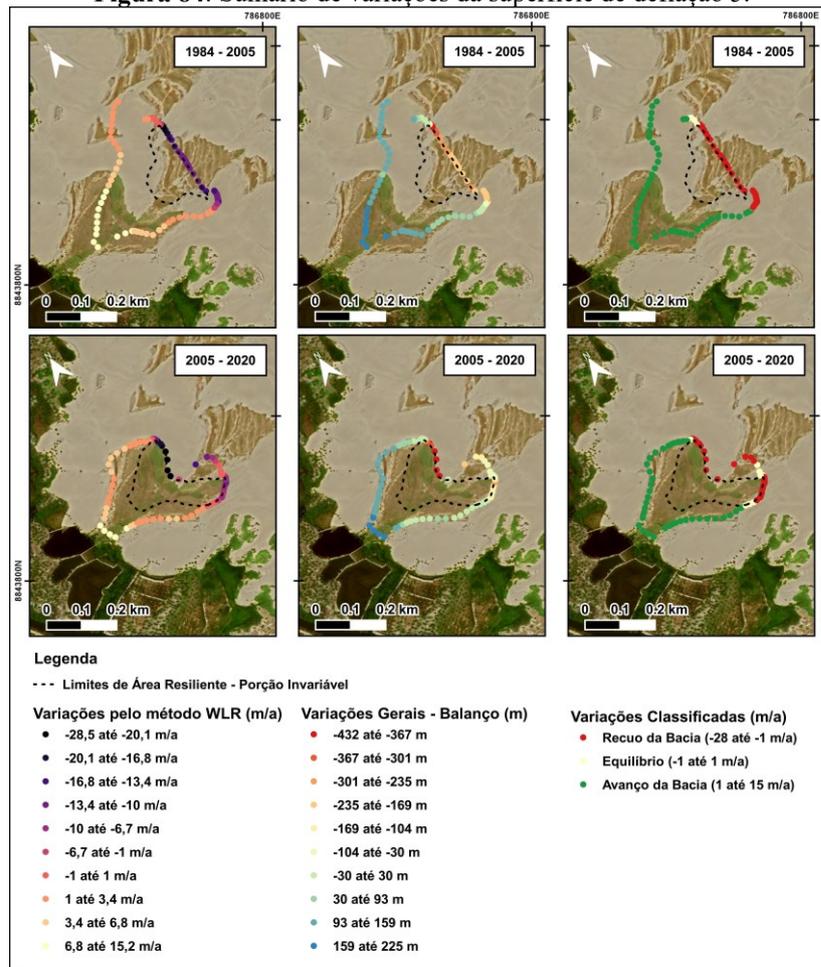
A superfície de deflação 5, dentre todas é a que apresentou menor área, com pouco mais que 50.000 m² ao longo do tempo, e também por estar exatamente direcionada ao fluxo de deriva eólica, o que promoveu seu recuo subsequente, gerando infinitos cenários de modelagem ao longo do período analisado, inclusive esse cenário de modelagem contínua deve possuir provavelmente uma temporalidade bem mais curta, a nível de semestres ou até mesmo meses, devido à alta energia inserida nessa área.

Devido a dinamicidade considerável da superfície, ocasiona processos eólicos caóticos com modelagem recorrente, sabendo disso foi segmentado o processo de análise em dois períodos temporais, entre 1984 até 2005 e um entre 2005 até 2020 (**Figura 84**).

A alta variabilidade da superfície de deflação 5, pode ser melhor observada ao se analisar as taxas de variação ponderadas, onde foram encontradas variações de recuo superiores a -28m/a, com recuo médio de -14m/a, localizado nos dois contextos temporais na extremidade frontal, e os valores de avanço encontrados foram superiores a 10m/a nos setores interiores dos dois tempos, e valor médio de 5m/a. O contexto de avanço apresenta desconformidade em relação ao contexto de recuo, que se apresentou mais dinâmico, isso talvez tenha se justificado

pelo fato de a zona interior de avanço ter encontrado um obstáculo em seu caminho de transpasse, que são áreas alagadiças de carcinicultura e vegetação mais resiliente, que inviabilizou maiores avanços. Em relação às variações totais, ocorreram predomínio de mobilidades de 100 metros positivos e negativos. Nas porções frontais ocorreram variações de -300 metros enquanto que no interior ocorreram 225 metros.

Figura 84: Sumário de variações da superfície de deflação 5.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

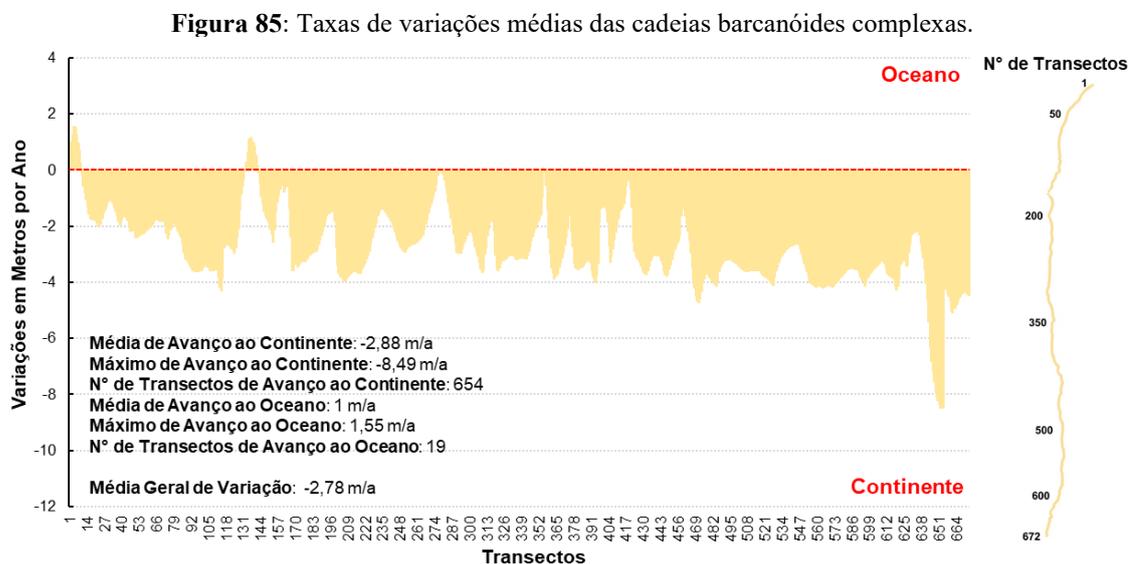
Classificando os valores médios ponderados pelo movimento, foram encontradas porções predominantemente em avanço em 60% da superfície, com movimentos para o interior, havendo também a ampliação lateral de suas margens, na fachada frontal tem-se movimentos de recuo e uma pequena porção em estabilidade. Vale mencionar que o processo de avanço da superfície só foi possível mediante a mobilidade dos cinturões barcanóides elevados, último elemento da zona de repercussão, que antes representavam barreiras físicas e vem recuando sucessivamente, como será apresentado a seguir.

4.4.1.2.5 Cadeias Barcanóides Complexas

As cadeias barcanóides complexas são os cinturões de cordões eólicos mais elevados do campo de dunas, sua modelagem implica em entulhamento sucessivo de material arenoso, constantemente afetado por rajadas de vento, construindo cristas alongadas e espaçadas sobrepostas, em um conjunto extremamente dinâmico, onde sua modelagem requer processos com maiores magnitudes quando comparada às demais formas de repercussão anteriormente apresentadas, entretanto vale mencionar que as cadeias são fortemente influenciadas por ventos mais efetivos por estarem em situação mais elevada.

O limite das cadeias barcanóides apresentou variações significativamente mais simples, quando comparada às demais zonas de repercussão, encontrando valores lineares de alteração, mostrando-se bastante resistentes aos processos de mobilidade. Sua baixa variabilidade pode ser explicada pela necessidade de grandes vetores energéticos para que se ocorresse variações intensas, tendo em vista que são centenas de toneladas de areia.

A variações médias ponderadas encontradas apresentaram valores predominantemente negativos, uma vez que a variação média geral apresentou caráter negativo de $-2,78\text{m/a}$, significando avanço em direção ao continente (**Figura 85**).



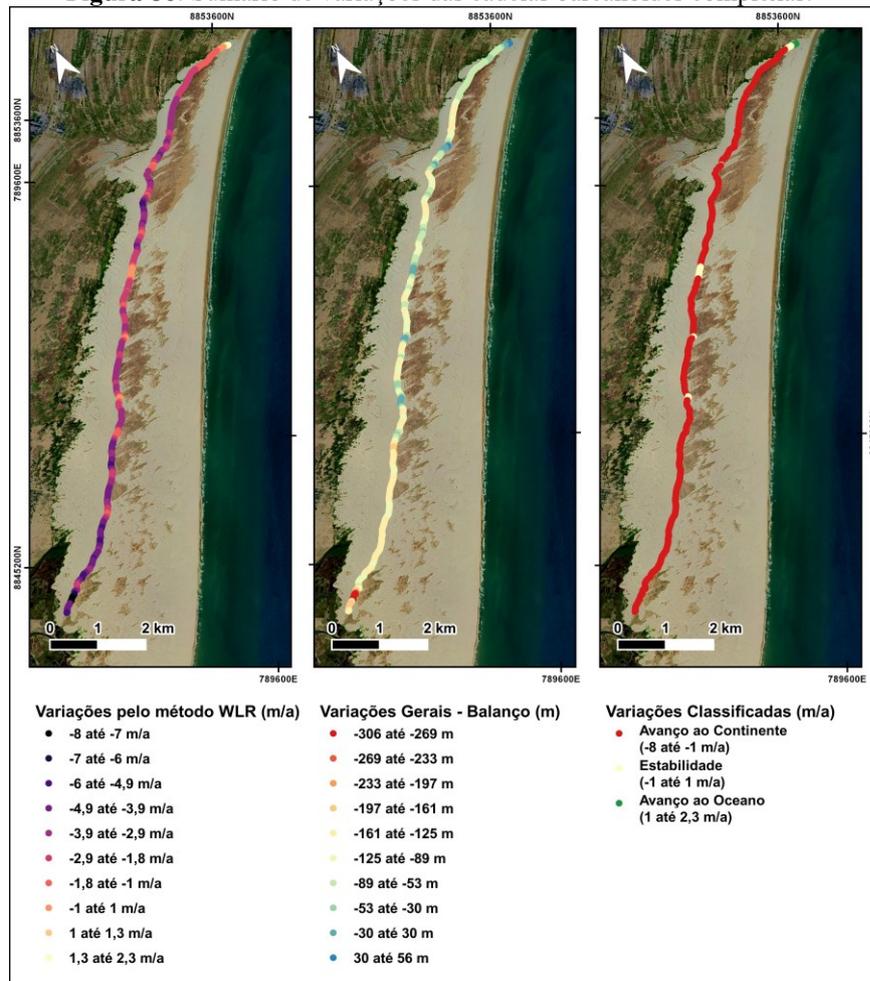
Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

As variações negativas por sua vez obtiveram patamares máximos a partir do transecto 600, como pode-se observar na imagem anterior, chegando a valores inferiores a -8m/a ; elas ainda apresentam valor médio de recuo de $-2,88\text{m/a}$. As porções em avanço estiveram setorizadas entre os transectos 1 a 15 e 131 a 144, onde tiveram variações bastante tímidas,

inferiores a 2m/a, obtendo valor médio geral de 1 m/a, o que significa um comportamento normal, tendo em vista que não é comum na área o avanço de dunas em direção ao oceano, sendo resultante apenas de processos de deslizamento.

Os balanços gerais dos valores totais de variação, apresentaram mobilidade entre -89 e -161m, tendo o ponto máximo de variação negativa no extremo sul com -300m e ponto máximo de variação positiva no extremo norte, com variações superiores 56m (**Figura 86**).

Figura 86: Sumário de variações das cadeias barcanóides complexas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

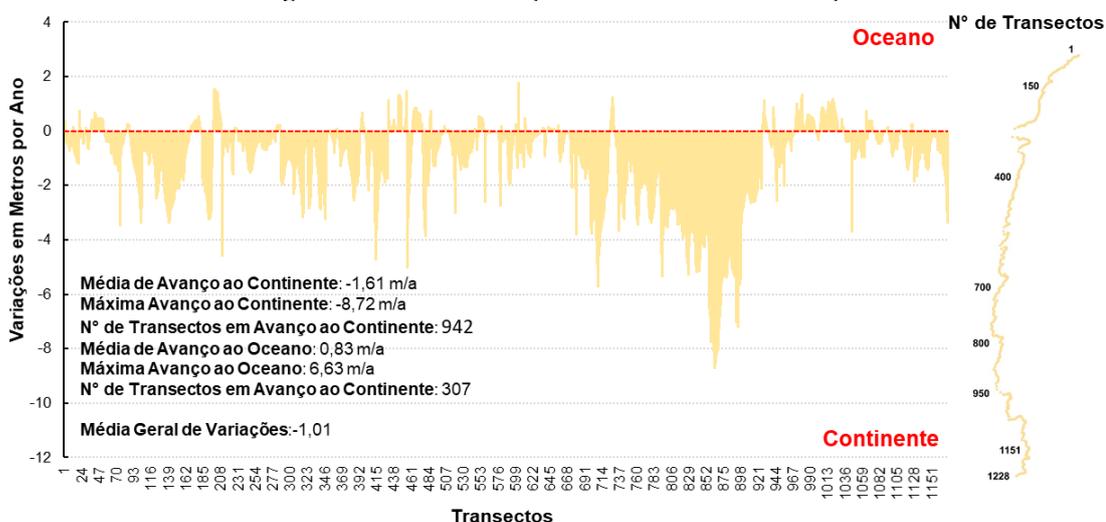
As variações classificadas pelos movimentos demonstraram um cenário já esperado de movimento de avanço em relação ao continente e quase nenhuma porção em avanço em direção ao oceano, havendo apenas porções em equilíbrio. Em uma análise geral dos valores, pode-se observar que as cadeias barcanóides estão continuamente em direção ao continente em taxas constantes, com maiores impactos na porção norte com avanço e sul com recuo.

4.4.1.3 Zona de Saída

As zonas de saída são as porções mais notáveis de um sistema eólico, sendo visível suas alternâncias ao longo do tempo de forma clara, através de seu avanço ou seu recuo, sendo passíveis de quantificação ao longo do tempo. Ela executa a tarefa de dispersar os vetores finais de energia e matéria através de seu avanço, quando a chegada é interrompida tem-se o recuo da frente de avanço com consequente colonização mediante a relação entre pedogênese e morfogênese. Sendo assim, o limite da zona de saída foi delimitado como a porção de contato entre as dunas e as porções vegetadas interiores.

A variação média ponderada encontrada em toda a extensão da zona de saída apresentou poucas variações, podendo-se estabelecer um limiar geral de variação, que se apresentou em linhas gerais como predominantemente negativo, com avanço ao continente com taxas de 1,01m/a. As porções de avanço ao continente apresentaram valores de até 1,61m/a com avanço médio de 8,72m/a; já em relação aos movimentos de recuo apresentaram movimentos de avanço médio ao oceano de 0,83m/a com variação máxima de 6,63m/a (**Figura 87**).

Figura 87: Taxa de variação média da frente de avanço.

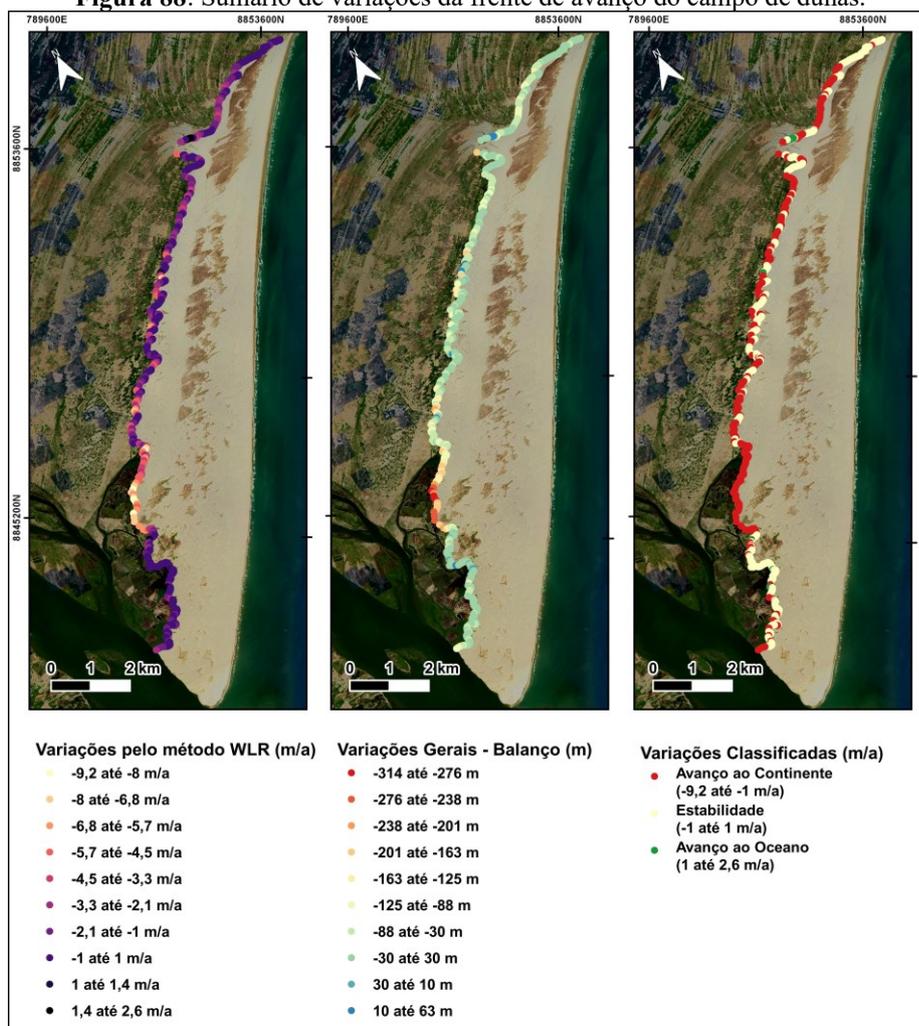


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

As variações da zona de avanço apresentaram mobilidade considerável, apresentando um cenário de avanço sucessivo, com taxas variantes entre -9m/a até 2m/a em toda sua extensão, havendo inclusive correlações em algumas porções com o trend direcional da deriva eólica (**Figura 88**).

O balanço geral das variações apresentou média de -30m, com valores máximos de 63m de avanço ao oceano e 314m de avanço ao continente, havendo maior representatividade na porção centro sul, próxima às superfícies de deflação 4 e 5, apresentando maiores valores de avanço ao continente que as demais porções.

Figura 88: Sumário de variações da frente de avanço do campo de dunas.

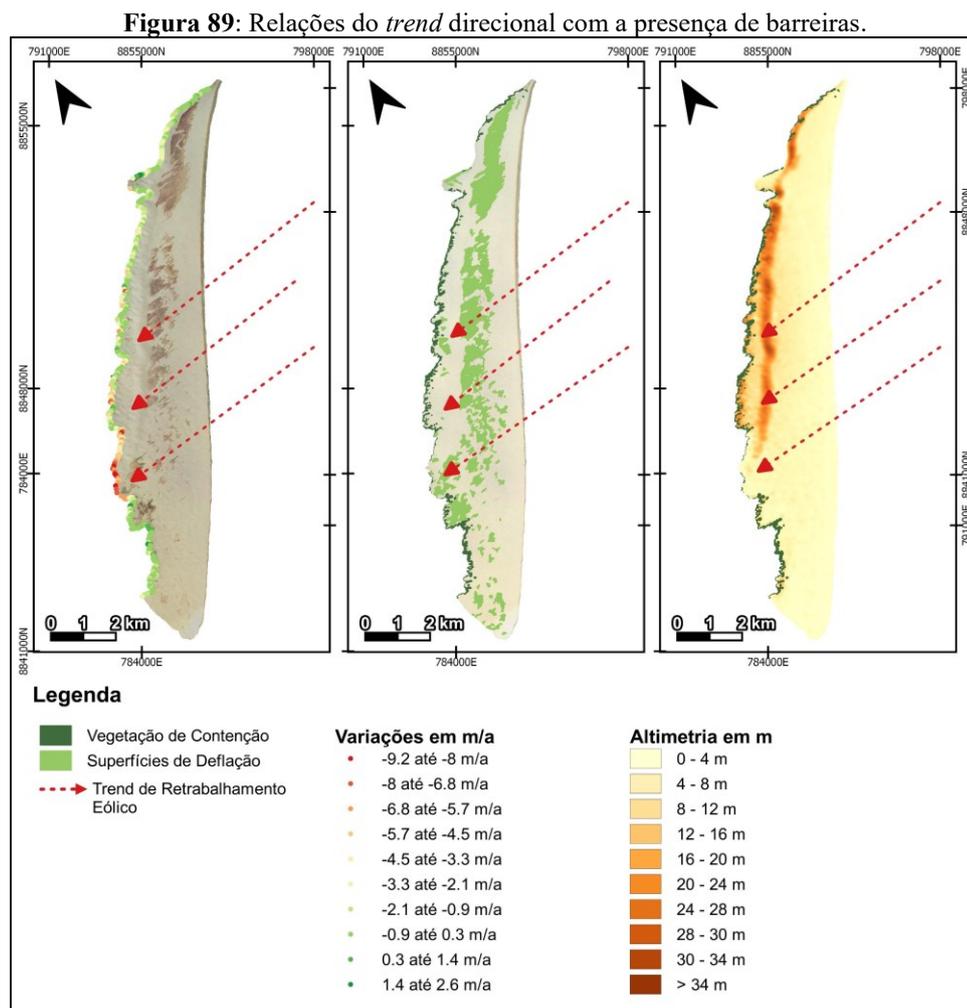


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Classificando-se as taxas de variações em limiares de movimento, de avanço ao continente (variações abaixo de -1m/a), variações de avanço ao oceano (variações acima de 1m/a) e estabilidade (variações entre -1 e 1m/a), pode-se observar que 70% da frente de avanço encontra-se em situação de migração em direção ao continente, adensadas principalmente no setor centro sul a partir do transecto 600. Ainda há algumas porções em avanço ao oceano, mas em porções locais principalmente relacionadas a áreas densamente vegetadas, mas com presença muito limitada, por fim as porções em equilíbrio encontram-se relacionadas à áreas

ambíguas entre avanço e recuo da pluma de areia, localizam-se sempre relacionados à vegetação de contenção de suporte não suficientemente resistente.

Em um parecer geral, através das variações encontradas e de suas localizações, pode-se observar que as principais variações de avanço ao continente estiveram orientadas ao fluxo de vento, que devido ao contexto plano e com vegetação de contenção ou periférica rarefeita, ocasionou avanços bastante significativos, enquanto que as porções intermediárias da zona, que mesmo direcionadas ao fluxo de vento ou direcionadas na posição ortogonal apresentam limitadores como a maior presença de vegetação periférica e uma barreira de dunas bastante verticalizadas, cerca de 30m, que são retrabalhadas frontalmente gerando um área depressiva em seus contrafortes, que contém e desacelera parte da pluma eólica (**Figura 89**). As porções a Norte possuem comportamentos estáveis e em avanço ao continente estiveram relacionadas a mesclagem de vegetação e fraco impacto de fissão eólica.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

4.4.2 Análise 2D

As análises bidimensionais trouxeram dados bastante importantes sobre os processos de entrada, repercussão e saída de energia no campo de dunas, fornecendo dados acerca das variações de área em Quilômetros das classes de Dunas (1); Vegetação Intradunar (2); Áreas não Dunares (3) e Água (4), que permitiram a compreensão das suas variações e a correlação com fatores de influência.

As análises dos dados obtidos serão realizadas de duas formas, inicialmente serão apresentadas as análises individuais do envelope temporal, comparando o ano mais novo e o ano mais velho, sumarizando suas distinções, de forma a identificar seu *trend* de variação e quanto de variação houve, em seguida será realizada a análise temporal das alternâncias das classes mapeadas, identificando as variações de área ano a ano.

4.4.2.1 Análise individual

As variações gerais apresentaram mudanças em todas as suas classes, entretanto, algumas porções permaneceram resilientes, já as porções em alternância apresentaram cotações variadas, com as cotações de permuta entre a classe 1, com as classes 4 e 3, apresentaram valores interessantes de mudança, sendo bastante visíveis entre as demais como pode ser observado na **Figura 90**.

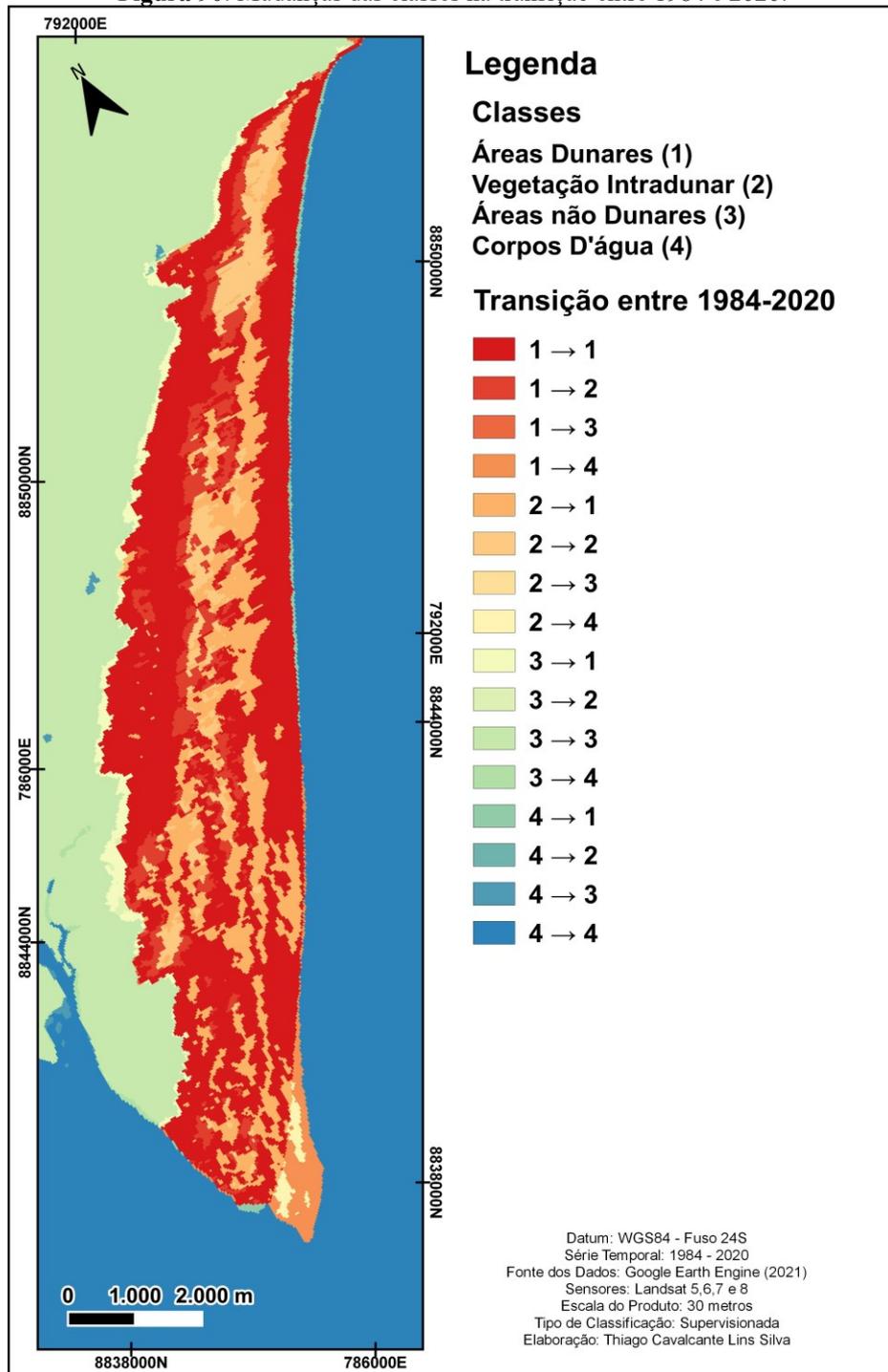
Em uma sumarização geral das variações entre as classes, pode-se observar que a classe 2 foi a mais afetada na transição, havendo uma redução de aproximadamente 3,573km², o equivalente à área de 500 campos de futebol; a mudança ainda é seguida pelo decréscimo das áreas não dunares, classe 3, com redução de 1,3338km², de forma grosseira representa sobretudo a área de avanço das dunas (**Figura 91**).

Nas análises ainda foram identificados acréscimos a classe 1 na casa dos 4,142km², ou seja, o campo de dunas aumentou sua área em relação ao ano inicial, que pode estar representado por soterramento de superfícies de deflação e avanço em direção ao interior das dunas. A classe 4 também obteve aumento significativo de 0,746km², decorrente da atividade de processos abrasivos no extremo sudeste do campo de dunas, que promoveu o recuo de quase 800m como identificado na **Figura 75**.

As cotações detalhadas de áreas não variantes das classes demonstraram a classe das dunas apresentando 21,40km² de área resiliente, enquanto as vegetações intradunares, por estarem em situação bastante variável, apresentaram área de 2,64km². Já em relação à transição

de cada classe, pode-se observar que o percentual da área de dunas que foram ocupadas por vegetação intradunar, foi de aproximadamente 3,35km², em compensação o comportamento inverso apresentou 6,72km², expondo a maior taxa de mudança temporal, demonstrando um cenário de estocagem de areia sobrepujando a colonização deflacionária (**Figura 92**).

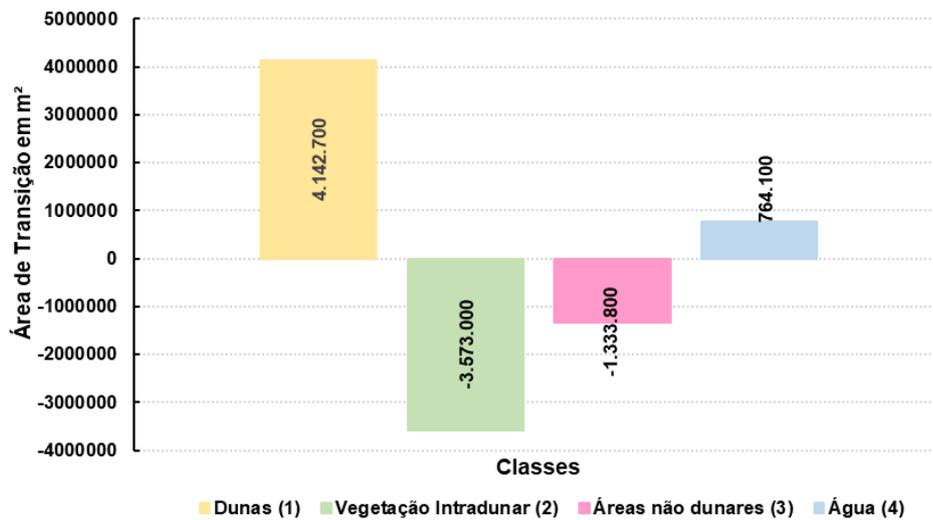
Figura 90: Mudanças das classes na transição entre 1984 e 2020.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Na relação entre colonização periférica foi encontrada uma área equivalente a 0,05km², onde a relação inversa apresenta significativa superioridade com 1,38km², ou seja, durante o intervalo de 1984 até 2020, de forma generalizada, foi encontrado um avanço contínuo em direção ao continente.

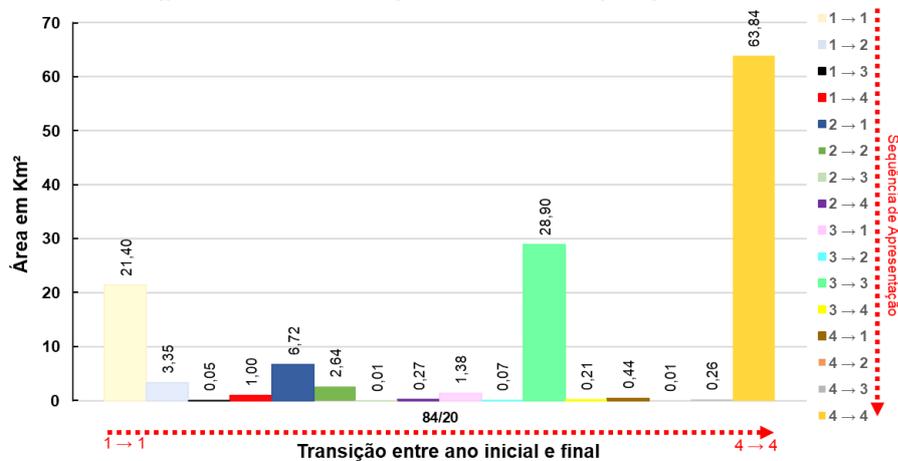
Figura 91: Sumarização de mudança geral das classes.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Na relação abrasão marinha (1 - 4) e deposição de areia (4 - 1), foi encontrada significativa superioridade dos processos de erosão com migração de 1km² da classe 1 para classe 4, demonstrando no envelope temporal uma redução da deposição de areia (4 - 1), que por sinal apresentou 0,44km².

Figura 92: Detalhe dos processos de transições por classes.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Em uma análise inicial percebe-se que as dunas estão caminhando interiormente, e sobrepondo superfícies de deflação, com taxas de ocupação até significativas de avanço e sobreposição, entretanto o mesmo encontra-se em estágios erosivos em seu suprimento de entrada, o que não influencia diretamente a taxa de avanço do campo de dunas.

4.4.2.2 Análise Temporal

Na análise temporal foram verificados os processos de modificação das classes de forma mais detalhada, em um envelope temporal mais abrangente e preciso, identificando nas dunas suas áreas totais, a relação entre colonização e reativação de dunas, entre avanço de dunas e colonização periférica, além da relação entre áreas de deposição e abrasão marinha.

De forma preliminar as Dunas, de forma visual, apresentaram contexto de variância sucessiva em suas classes, sendo perceptível de forma mais clara as mudanças entre as zonas de deflação e as áreas recobertas por areia, apresentando variados cenários ao longo da série temporal (**Figura 93**). Caso semelhante também pode ser verificado nas variações morfológicas da estrutura do campo de dunas, que por diversas vezes se alongou em um split arenoso.

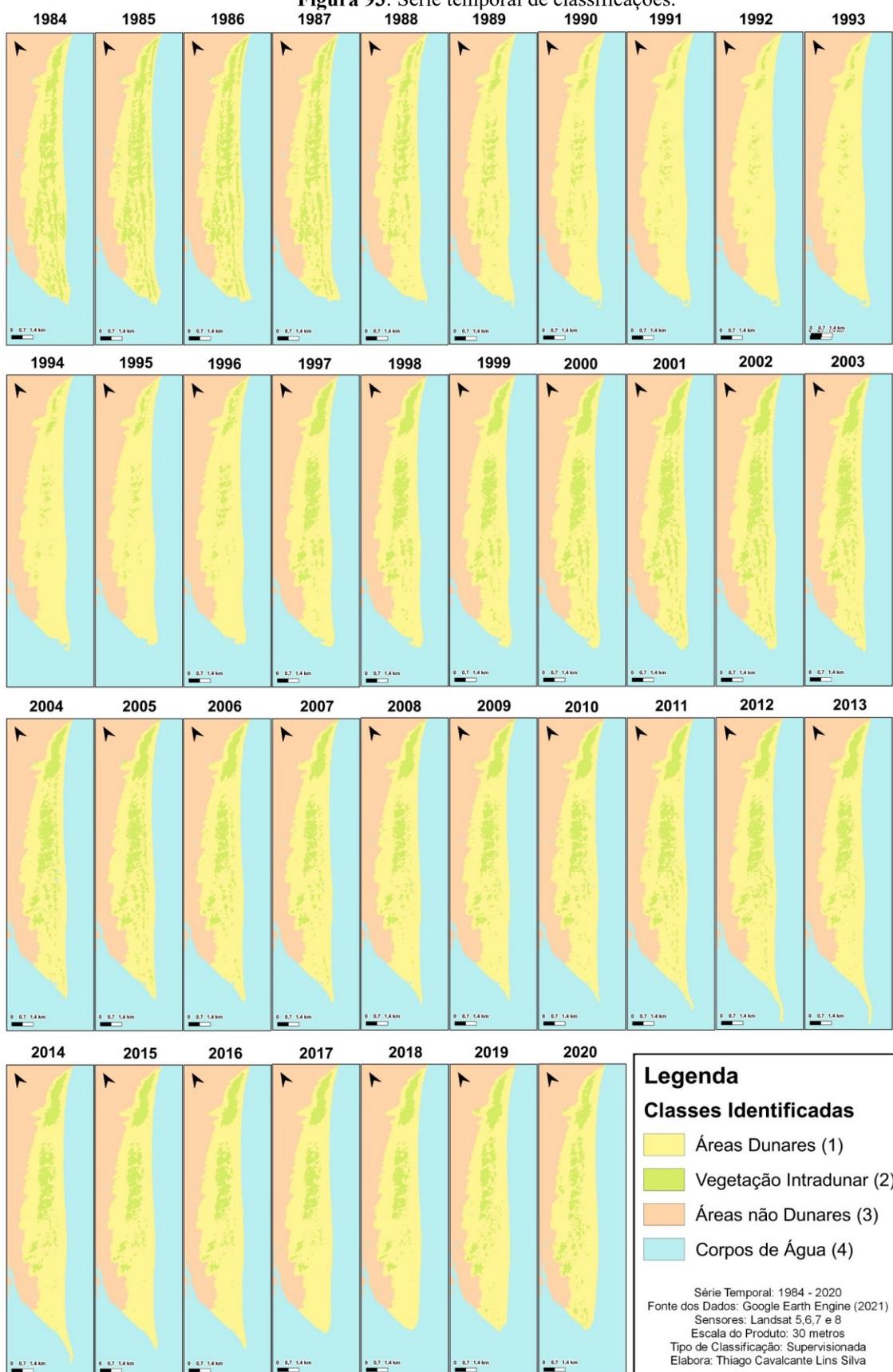
Vale mencionar, como citado anteriormente, que as taxas e percentuais de área encontrados nas classificações de 1985 até 1999, não são arbitrarias, tendo em vista que o percentual de cobertura por nuvens dos arquivos originais comprometeram algumas classificações, especificamente aquelas ligadas à classificação da vegetação intradunar, onde ocorreram algumas classificações equivocadas, que mesmo com as correções e validações apresentam índice de Kappa entre 0,94 e 0,97.

As mudanças nas classes também podem ser perfeitamente observadas ao se analisar visualmente a série de transições entre 1984 e 2020 (**Figura 94**).

As relações específicas de transição serão analisadas de forma mais clara e numérica, a seguir, seguindo a lógica dos processos relativos aos seguintes pontos: relação de áreas totais e transições entre as áreas eólicas: (1) e as vegetações intradunares (2); a relação entre colonização (1 → 2) e reativação de dunas (2 → 1); a relação entre avanço de dunas (3 → 1) e colonização periférica (1 → 3); além da relação entre áreas de deposição (4 → 1) e abrasão marinha (1 → 4).

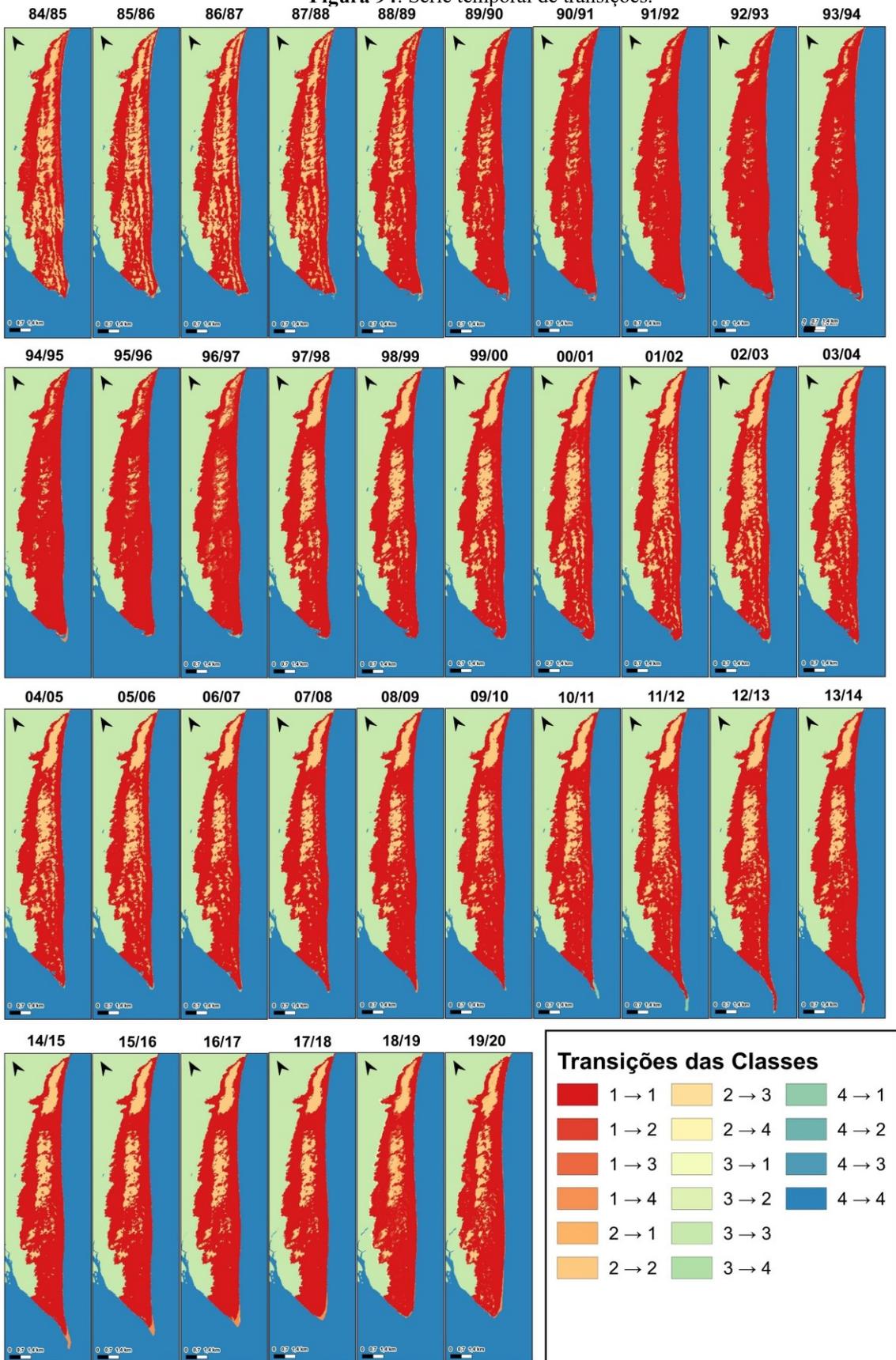
Tais análises serão apresentadas a seguir.

Figura 93: Série temporal de classificações.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Figura 94: Série temporal de transições.

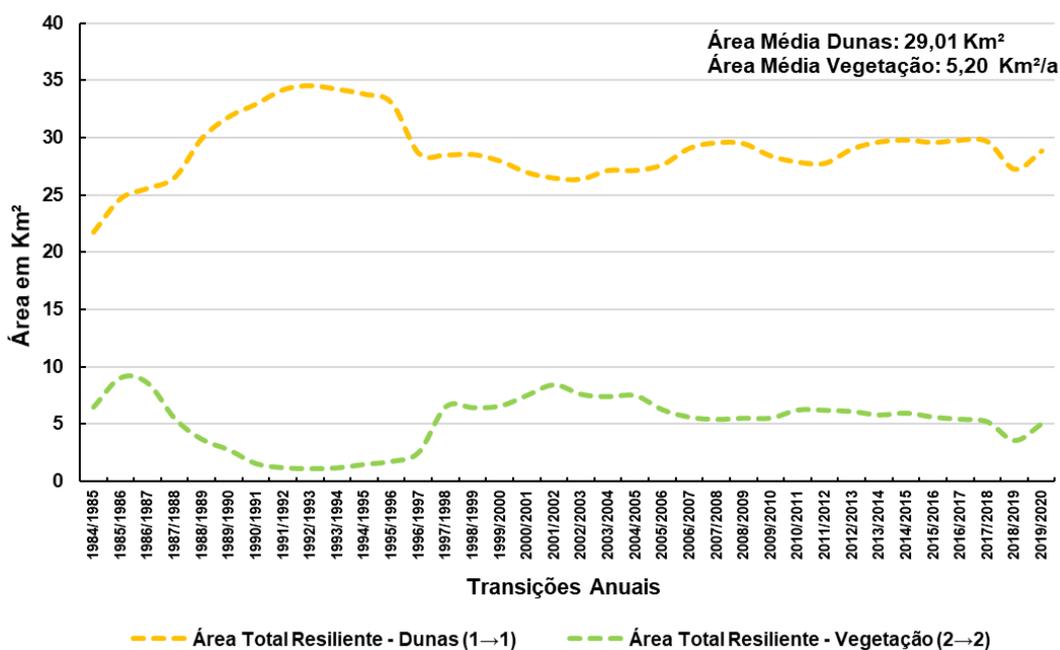


Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

- **Áreas totais resilientes de Dunas (1) e as Vegetações Intradunares (2)**

As áreas totais resilientes, equivalentes às porções invariáveis na escala temporal analisada, das dunas e vegetação, apresentaram correlações quase diretas em alguns momentos, entretanto há certas divergências em alguns contextos recentes. Em uma análise geral a cotação máxima atingida de vegetação foi encontrada na transição 1985/1986, com aproximadamente 9km², tendo uma taxa média de resiliência anual de 5,20km²/a, que permaneceram resistentes às variações e sobreposições, enquanto que as áreas dunares apresentaram valor médio de 29,01km²/a, proveniente de processos sucessivos de sobreposição e avanço.

Figura 95: Relação entre áreas eólicas e vegetadas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

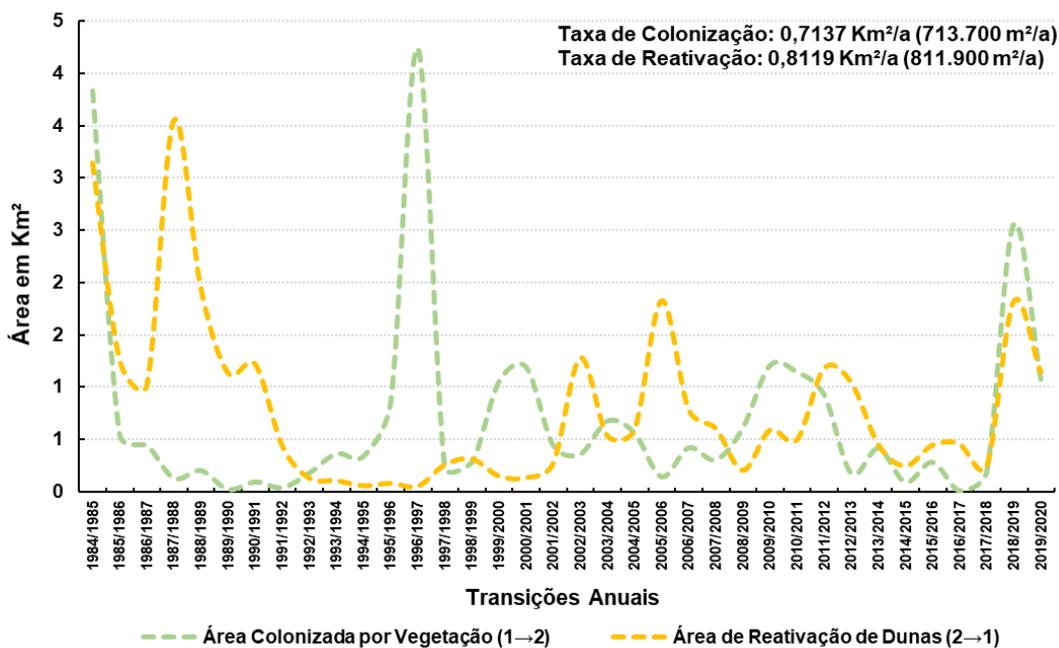
Analisando o gráfico acima pode-se perceber que as áreas eólicas estão em sucessivos acréscimos e as áreas vegetadas estão em decréscimo, o que pode indicar uma regressão evolutiva do estágio ABC III para o AC II da classificação de Giannini (2007) (Figura 13). A situação caracteriza-se pelo desequilíbrio entre influxo e efluxo, gerando assim desconformidades em sua estrutura evolutiva, ocorrendo contato direto entre dunas livres e sistema praia-duna, com porção deflacionária incipiente.

- **Relação entre colonização (1 → 2) e reativação de dunas (2 → 1)**

A colonização, entendida como a cobertura da vegetação por sobre as dunas, apresentou

aspecto bastante variável, entretanto em limiar de variação encontrou-se uma taxa média de colonização de 0,7137km²/a (713.700m²/a), uma taxa bastante representativa. Já a taxa de reativação, entendida como a exumação da vegetação e retomada dos processos eólicos, apresentaram taxas de reativação bastante representativas atingindo 0,8119km²/a (811.900m²/a), aproximando-se de um quilômetro por ano (**Figura 96**).

Figura 96: Relação entre reativação e colonização.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

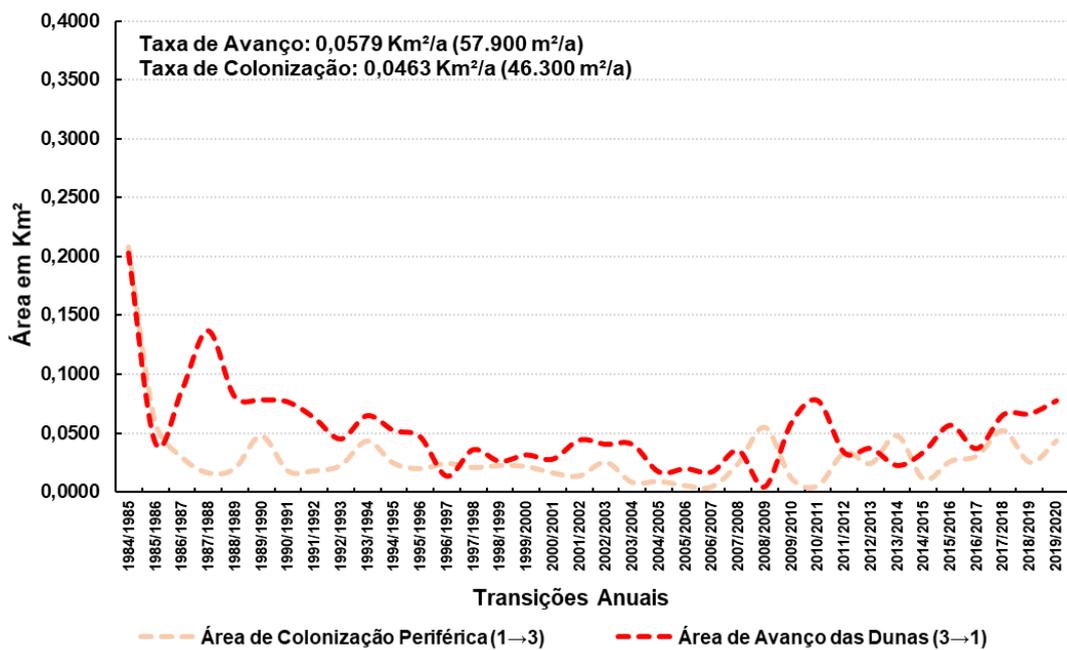
Estabelecendo-se uma relação entre colonização e reativação, identificando as principais porções em disparidade entre os dois processos, permite-se a localização das diferenças por eventos, tendo as áreas em reativação como referencial. Assim foi possível observar que as principais porções em disparidade foram encontradas nos eventos da transição 2002/2003, 2005/2006, 2012/2013 e 2016/2017, eventos em que a reativação se sobrepôs à colonização, ocupando maiores áreas entre 2005/2006, 2012/2013 e 2016/2017, apresentando comportamento cíclico, inclusive alguns destes eventos coincidem com períodos de deriva potencial eólica elevada ao observar a **Figura 51**, entretanto a relação, ao que tudo indica, parece ser de casualidade.

- **Relação entre avanço de dunas (3 → 1) e colonização periférica (1 → 3)**

A colonização periférica não é algo recorrente, variando bastante em ocorrência, sendo

quase que um evento peculiar a período mais úmidos. O campo de dunas apresentou taxa média anual de $0,0463\text{km}^2/\text{a}$ ($46.300\text{m}^2/\text{a}$), significativamente inferior à taxa de avanço das dunas, que apresentou cotação de $0,0579\text{km}^2/\text{a}$ ($57.900\text{m}^2/\text{a}$), sobrepondo-se em $11.600\text{m}^2/\text{a}$, com base nisso o campo de dunas encontra-se em avanço, sobrepondo as barreiras vegetais de resistência (Figura 97).

Figura 97: Relação entre avanço e colonização periférica das dunas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

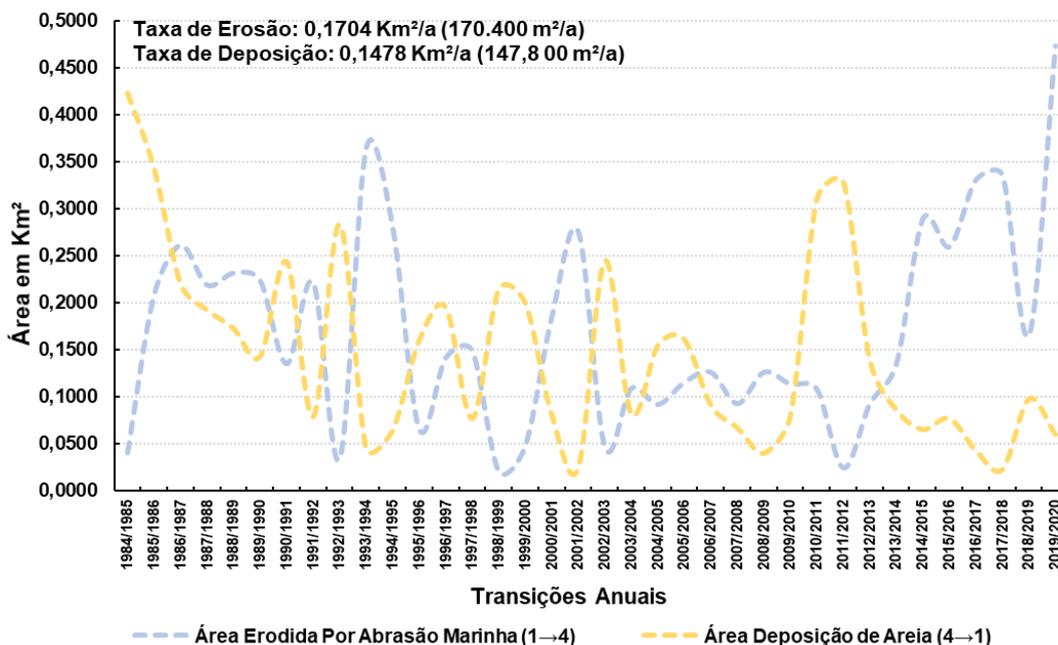
Os percentuais de colonização e avanço de dunas apresentaram linearidade e frequência, entretanto em praticamente todos os anos o avanço superou a colonização, tendo pico de disparidade entre os intervalos 1987/1988, 2003/2004, 2010/2011 e 2015/2016.

- **Relação entre áreas de deposição (4 → 1) e abrasão marinha (1 → 4).**

As áreas de deposição e erosão variaram bastante ao longo dos 36 anos, tal fato talvez se explique pelo controle da área pela morfodinâmica marinha e fluvial a qual é exposta, o que em certa parte ocasiona processos de variação a curto prazo. As áreas de deposição apresentaram percentual médio anual de $0,1478\text{km}^2/\text{a}$ ($147,8\text{00m}^2/\text{a}$), na transição 2011/2012 em que a mesma atingiu aproximadamente 300.000m^2 , e na transição 2017/2018 teve a menor deposição com 23.400m^2 . Em relação aos processos abrasivos, o mesmo apresentou taxa média

anual de 170.400m²/a, com picos nas transições de 1993/1994 e 2019/2020.

Figura 98: Relação entre erosão e deposição.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

A ocorrência de processos erosivos na foz do Rio São Francisco é muito comum, tendo em vista que o mesmo é um delta controlado por ondas, o que confere uma maior recorrência de processos de retrabalhamento. Assim, as análises realizadas atestaram o óbvio, que a área de suprimento de entrada está sob efeito de processos erosivos intensificados desde a transição 2011/2012, em conformidade com o que foi identificado por Silva e Ferreira (2019) e Cavalcante (2019). Em relação à deposição, sua variabilidade vai estar relacionada diretamente à quantidade de sedimento inserido pelo mar e pelo rio. Como o Rio apresenta desde 2012 baixas vazões, ocorreram baixas taxas de deposição, sendo assim a relação erosão deposição é quase direta.

4.5 Análise e correlação de todos os resultados obtidos

Os resultados obtidos permitiram algumas correlações e sumarização, que são extremamente necessárias por se tratar de um estudo relativamente robusto e com diversos dados. Serão apresentadas a seguir as principais informações e correlações obtidas, de forma a tornar a interpretação da essência do mesmo mais simplificada.

As morfologias mapeadas apresentaram fator de controle fortemente relacionado aos seus vetores iniciais de influência (*Input*), com influência direta da direção de onda e a propagação de ondas, entretanto, o principal é a orientação e potencial do vento, que retrabalha de forma mais contínua e potente no sentido SO, com maiores potenciais erosivos nos períodos mais secos entre novembro e março, mas essencialmente em novembro há os maiores valores de Deriva Eólica. Este processo de deriva eólica por sua vez repercute de formas distintas ao longo do campo de dunas (**Figura 99**), gerando mais trabalho geomorfológico (Geração de Formas) em áreas mais rugosas e mais vulneráveis à migração de crista, promovendo a gênese e estruturação de novas formas eólicas.

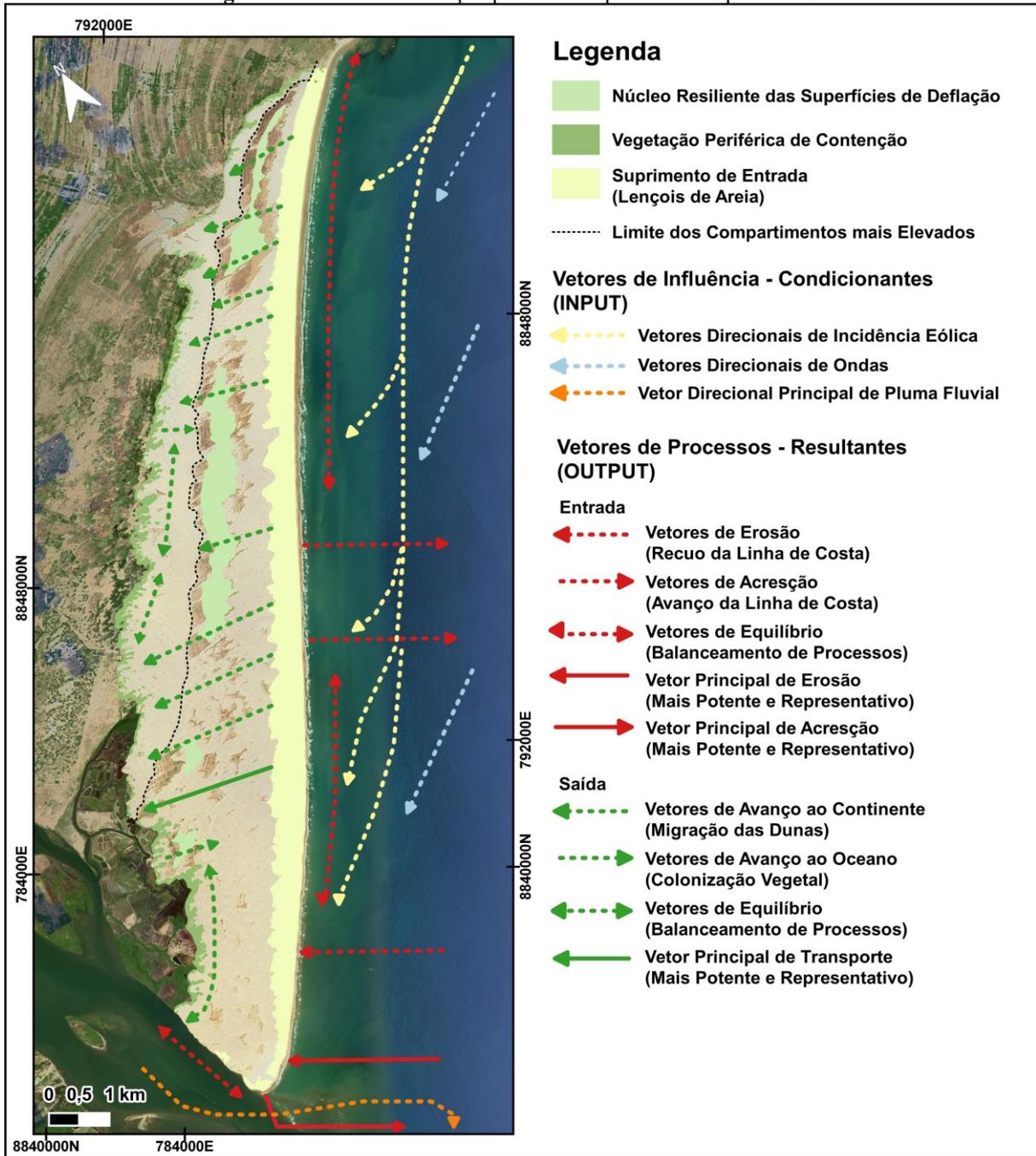
Os vetores de influência repercutem nas diversas formas do campo de dunas, setorizando-se dois comportamentos essenciais, o de entrada, promovendo o retrabalhamento da linha de costa do campo de dunas e o de saída com a remobilização eólica, ambos com vetores de ação diferenciados. Na entrada tem-se os processos mais contínuos acontecendo na zona de inflexão do campo de dunas, tendo os maiores comportamentos de avanço e recuo. Em relação à saída tem-se os maiores comportamentos de avanço direcionado na porção extremo sudoeste do campo de dunas em localidade com migração contínua de 1984 até 2020.

O retrabalhamento da zona de entrada é controlado diretamente pela relação Rio-Mar, onde seu descontrole caracteriza processos de variabilidade contínua, quanto mais próximo da desembocadura do rio, maiores são as variações, tanto que as porções mais distantes se apresentam em equilíbrio ou em acresção. O retrabalhamento das porções de saída por sua vez é estritamente condicionado pela rugosidade do terreno onde a presença de barreiras efetivas, sejam elas topográficas através das próprias dunas, ou vegetais através das vegetações de contenção periférica, detém os processos eólicos e permitem a criação de novas dunas, impedindo a livre passagem de areia.

Realizando-se uma análise da relação de barramentos em perfil (**Figura 100**), pode-se observar que nas áreas, quando acometidas por barreiras topográficas sem cobertura, ocorre um processo de migração para o interior por soterramento como encontrado no perfil 1, onde encontra-se avanço de 2,7m/a; quando este mesmo perfil possui vegetações de contenção, mesmo que incipiente, o processo é retardado e há um avanço mais lento, como pode ser encontrado nos perfis 3 e 4, ambos com taxa de avanço de 1m/a; quando o perfil é mais verticalizado e apresenta uma vegetação de contenção densa, tem-se a contenção do ímpeto eólico, como pode ser identificado nos perfis 5 e 7, com taxas de 3 e 1m/a; quando este perfil

apresenta baixa rugosidade e quase nenhuma vegetação periférica, tem-se a livre passagem de areia para o interior, tendo taxas de avanço ao continente relativamente altas, como é o caso do perfil 2 com 6m/a, e o perfil 6 com taxa de 10m/a, que por sinal é o mais plano e menos recoberto por vegetação.

Figura 99: Sumário da relação processo resposta no campo de dunas.



Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

Com base nas observações, foi possível atestar que as porções sistematicamente mais afetadas pelos processos eólicos estão setorizadas em zonas com pouca cobertura vegetal e em localidades bastante planas e/ou onduladas, entretanto, quando estas estão diretamente orientadas de forma perpendicular com ventos mais efetivos, tem-se o aumento potencial destes processos, gerando maiores valores de avanço ao continente.

Figura 100: Perfis topográficos e suas relações com a barreiras.



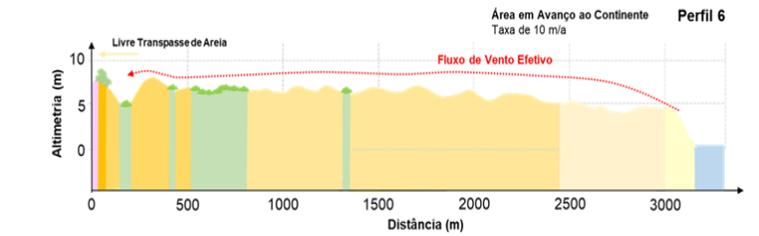
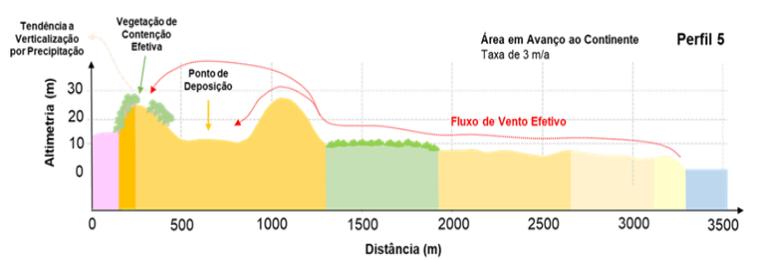
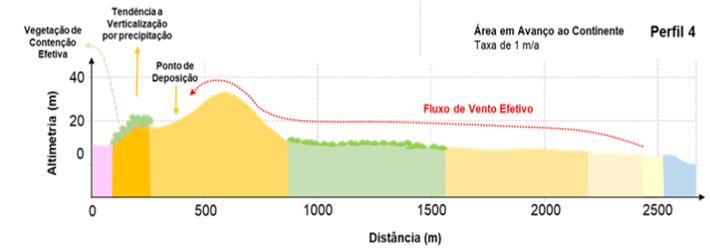
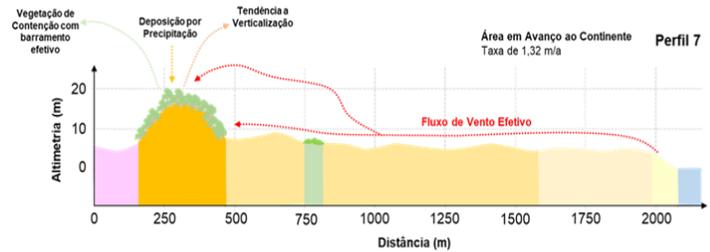
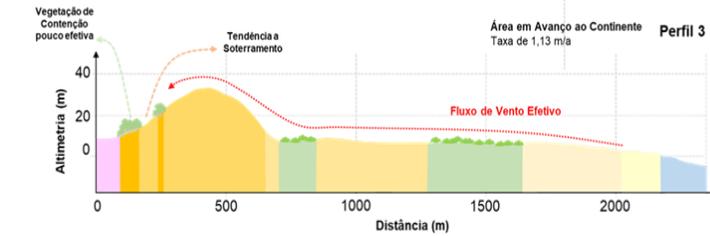
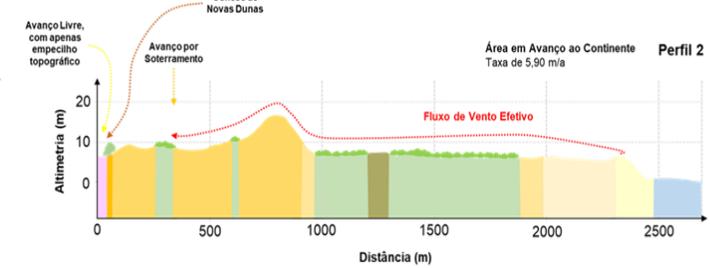
Legenda

Perfis Topográficos

- - - Perfil 1
- - - Perfil 2
- - - Perfil 3
- - - Perfil 4
- - - Perfil 5
- - - Perfil 6
- - - Perfil 7

Geomorfologia das Dunas

- Cadeias Barcanóides Simples
- Cadeias Barcanóides Complexas
- Cordões Precipitados
- Lençóis de Areia
- Superfície de Deflação
- Praia



Legenda

- Áreas Não Eólicas
- Cordões de Precipitação
- Cadeias Barcanóides Complexas
- Dunas Parabólicas
- Superfície de Deflação
- Cadeias Barcanóides
- Lençóis de Areia
- Água

Fonte: Elaborado pelo autor (2021).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo foi construído a partir da integração de variadas informações em uma única abordagem geomorfológica, permitindo a ressignificação dos estudos pioneiros realizados no Campo de Dunas, agregando novos conhecimentos relativos aos processos de deriva eólica, organizações atuais dos modelados eólicos, métrica de organizações de cristas, sua dinâmica temporal mais recente, a partir de novas interpretações.

As informações de deriva eólica ajudaram a identificar o *trend* de ação dos processos eólicos e seu potencial de trabalho geomorfológico. Os resultados mostraram que a configuração é predominantemente de sudoeste com variações marcantes ao longo do ano, tendo os meses de novembro e janeiro como os mais ativos.

As análises morfoplaniméticas permitiram a identificação de localidades com tendência a migração de cristas, zoneadas nas porções mais baixas e com maiores densidades, enquanto que as porções mais elevadas tendem a ser menos impactadas pelas migrações, gerando períodos de estabilidade mais duradouros, portanto, áreas mais evoluídas que as demais.

Os dados relativos ao mapeamento geomorfológico, permitiram a identificação dos modelados do Campo de Dunas, seus principais conjuntos de associações, possibilitando uma análise integrada dos processos atuais e pretéritos, indicando uma tendência de avanço das dunas em direção ao continente em perspectivas futuras, atualizando e refinando as bases e interpretações já existentes na bibliografia.

As análises espaço temporais possibilitaram a identificação das zonas de entrada, repercussão e saída de energia, com descrição das zonas mais dinâmicas nestas localidades, onde, nas múltiplas interpretações, encontrou-se movimentos de recuo erosivo próximo a desembocadura fluvial a norte com taxas de até 20m/a, enquanto, na porção de repercussão identificou-se maior migração nas zonas paralelas à direção deriva com avanço contínuo de até 29m/a de avanço em direção ao continente, o mesmo processo foi identificado na zona de saída com taxas de 10m/a.

Na interpretação dos resultados, percebeu-se que o *trend* direcional de deriva incide de forma transversal a orientação do campo de dunas, retrabalhando de formas mais intensas as porções frontais, tendo as porções mais rugosas como barreiras de transporte eólico, desacelerando parte do potencial eólico, enquanto que as porções menos rugosas são mais susceptíveis a migração de dunas para o interior do continente, portanto, sendo mais impactadas por ações eólicas mais potentes.

De modo geral, a metodologia utilizada no estudo se mostrou promissora no atendimento aos objetivos propostos inicialmente, viabilizando os resultados, permitindo sua execução de forma efetiva e detalhada, fornecendo informações robustas utilizando tecnologias *open source* e dados abertos. Possibilita a atualização das bases de dados presentes na bibliografia sobre a região, além de possibilitar a aquisição de dados e interpretações novas na área. Com base nisso, pode-se afirmar que a metodologia foi efetiva e deve ser viável de aplicação em outras localidades similares.

Por fim, pode-se afirmar que mesmo em um cenário de adversidades e limitações que extrapolam os limites e escolhas metodológicas, utilizando a criatividade, novos fazeres e formas de estudo, foi possível apresentar o presente estudo. Espera-se com isso atender às premissas que envolvem a pesquisa acadêmica de base, cumprindo os objetivos propostos e correlacionando os resultados com as valorosas contribuições pretéritas, apresentadas principalmente por pioneiros na área. Além de incentivar a discussão das temáticas geomorfológicas e suas possíveis contribuições ao planejamento territorial, gestão e tomada de decisão nessa tão importante e rica área de proteção ambiental e de grande potencial paisagístico no Baixo São Francisco no Estado de Alagoas.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. **Domínios de natureza no Brasil: as potencialidades paisagísticas**. 2ª edição. São Paulo: Ateliê editorial, 2006. 153p.

ANA, Agência nacional de águas. 2020. **Dados de vazão da estação fluviométrica de Propriá, 1953-2020**.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140. 1997. p. 141-166.

BAGNOLD, R. A. **The physics of blown sand and desert dunes**. 1ª Edição. Londres: Chapman and hall, 1941. 266p.

BARBOSA, L. M. **Campos de dunas costeiras ativas associados à desembocadura do Rio São Francisco (SE/AL): origem e controles ambientais 207f**. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1997.

BARBOSA, L. M.; DOMINGUEZ, J. M. L. Coastal dune fields at the Sao Francisco river strand plain, Northeastern Brazil: morphology and environmental controls. **Earth Surf. Processes and Landforms**, 2004.

BARROS, A. H. C. **Climatologia do Estado de Alagoas**. Recife: EMBRAPA Solos, 2012. 32p.

BERTALANFFY, L. V. An Outline of General System Theory. **British Journal for the philosophy of Science**, v.1, 1950.

BIGARELLA, J. J. Parabolic dune behaviour under effective storm wind conditions. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.1, nº1, 2000. p.1-26.

BIGARELLA, J. J. Eolian environments: their characteristics recognition and importance. In: RIGBY, J. K. e HAMBLIN, W. K. (Org.) **Recognition of ancient sedimentary environments**. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists. 1972.

BISPO, S. C. **Análise da variação morfológica das dunas costeiras ativas da reserva biológica de Santa Izabel (SE) no período de 1955-2005**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal da Bahia, 2008.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M.; MARTIN, L. Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia. In: INDA, H. (Org.): **Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia**. Secretaria de Minas e Energia. Textos básicos. v.1. 1979. p.1-21.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SILVA, I. R.; SOUSA, D. L. A significant longshore transport divergence zone at the northeastern Brazilian coast: implications on coastal Quaternary evolution. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**,

v.74, n°3, 2002. p.505–518.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FONTES, L. C. S.; SOUSA, D. L.; SILVA, I. R.; SILVA, F.R. Wave refraction, river damming, and episodes of severe shoreline erosion: the São Francisco river mouth, northeastern Brazil. **Journal of Coastal Research**. v.23, n°4, 2007. p. 930-938.

BRISTOW, C. S.; MOUNTNEY, N. P. Aeolian Landscapes, Aeolian Stratigraphy. In: SHRODER J. F. (Org.) **Treatise on Geomorphology**. 11ª Edição. San Diego: Academic Press, 2013. p.246-268.

BURROUGH, P. Dynamic Modelling and Geocomputation. In: PRIMER, A.; LONGLEY, P.; BATTY, M.; MCDONNELL, R. (Org.). **Geocomputation**, London: John Wiley & Sons, 1998.

CAMPOS NETO, O. P. A, SOUZA LIMA, W., CRUZ, F.E.G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**. V. 15, n. 2, 2007. p. 405-415.

CABRAL, S. A. S.; AZEVEDO JÚNIOR, S. M.; LARRAZÁBAL, M. E. Abundância sazonal de aves migratórias na Área de Proteção Ambiental de Piaçabuçu, Alagoas, Brasil. **Revista Brasileira de Zoologia [Online]**, [s. l], v. 23, n. 3, p. 865-869, set. 2006. Disponível em: <https://www.scielo.br/pdf/rbzool/v23n3/a33v23n3.pdf>. Acesso em: 21 abr. 2021.

CAILLEUX, A. & TRICART, J. Zones Phytogeographiques et Morphoclimatiques du Quaternaire, au Brésil. Centre **Recherche Société de Biogéographie**. Paris, p.7-13. 1957.

CARTER, R. W. G. **Coastal environments**. 1º Edição. Londres: Academic press, 1988. 617p.

CARVALHO, A. M. **Dinâmica costeira entre Cumbuco e Matões- costa NW do Estado do Ceará: Ênfase nos processos eólicos**.188f. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal da Bahia. Salvador, 2003.

CARVALHO, R. G.; SILVA, A. L. B. Desafios da gestão da zona costeira no Brasil. In: CARVALHO, R. G.; PIMENTA, M. R. C. (orgs.). **Gestão da Zona Costeira: estudos de casos no Nordeste do Brasil**. Mossoró: Edições UERN, 2015.

CAVALCANTE, A. S. I. **Análise da morfodinâmica estuarina e variação de linha de costa do Delta do Rio São Francisco**. 2019. 62 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto de Ciências atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2019.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. 1ª Edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p.

CAVALCANTI, L. C. S. **Geossistemas do Estado de Alagoas: uma contribuição aos estudos da natureza em geografia**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

CAVALCANTI, L. C. S. **Da descrição de áreas à teoria dos geossistemas**: uma abordagem epistemológica sobre sínteses naturalistas. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de paisagens**: fundamentos. 2º edição. São Paulo: Oficina de textos. 2018.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B. Geossistemas e Geografia no Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 61, n. 2, p. 3-33, 2016.

CAVALCANTI, L. C. S. Geossistemas do Semiárido Brasileiro: Considerações Iniciais. **Caderno de Geografia**, v. 26, n. 2, p. 214-228, 2016.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999. 256p.

CLAUDINO-SALLES, V. C. **Les Littoraux Du Ceará. Evolution géomorphologique de la zone côtière de L'Etat du Ceará, Brésil – Du long terme au court terme**. 280f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Paris-Sorbonne, Paris, 2002.

CLAUDINO-SALLES, V. C.; PEUVAST, J. P. Geomorfologia do campo de dunas do Estado do Ceará. **Anais do VIII Simpósio da ABEQUA**, Porto Alegre, 2001. p.273-276.

CORRÊA, A. C. B. A geografia física: uma pequena revisão de seus enfoques. **RIOS - Revista da FASETE**, v. 1, p. 170-180, 2005.

COSTA, J. A. Mapeamento geomorfológico da APA de Piaçabuçu. In: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade ICMbio. **Plano de Manejo da APA de Piaçabuçu**, Brasília, 2010.

COWELL, P.J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: **Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. R.W.G. Carter; Woodroffe, C.D. (eds), Cambridge University Press, 33-86. 1994.

CPRM. **Nota Explicativa do Mapa da Geodiversidade do Estado de Alagoas**. Serviço Geológico do Brasil, Recife – PE, 2015.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**. v.14, p. 481-504, 1899.

DAVIES, J. L. **Geographical variation in coastal development**. 1º Edição. New York: Longman Group Ltd., 1972. 204p.

DAVIS, R. A. **Coastal sedimentary environments**. 1º Edição. New York: Springer-Verlag, 1980.

DECH, J. P.; MAUN, M. A.; PAZNER, M. Blowout dynamics on Lake Huron sand dunes: Analysis of digital multispectral data from colour air photos. **CATENA**. V.60. 2005. p.165-180.

DERICKSON, D.; KOCUREK, G.; EWING, R. C.; BRISTOW, C. Origin of a complex and spatially diverse dune-field pattern, Algodones, southeastern California. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 99, 2008. p.186-204.

DHN, Ministério da Marinha. **Barra do Rio São Francisco do Norte**. Esc. 1:20.000, 1:100.000, n. 1.002, levantamento 1962, carta, 1964.

DHN, Ministério da Marinha. Dados de altura significativa de onda da estação maregráfica de Piaçabuçu dos anos de 1981 e 2004, 2008.

DINIZ, M. T. M.; VASCONCELOS, F. P.; OLIVEIRA, G. P.; BERNARDINO, D. S. M. **Geografia Costeira do Nordeste**: bases naturais e tipos de uso. Curitiba: CRV, v.1, 2016. p.135.

DINIZ, M. T. M.; SOUZA, R. M. Interação atmosfera-terra-oceano e suas repercussões na precipitação média registrada no leste da Região Nordeste do Brasil. **Ateliê Geográfico**. v.13, nº 3, 2019a.

DINIZ, M. T. M.; SANTANA, B. L. P.; LIMA, L. P.; FRANÇA, E. B.; SANTOS, F. F. S.; SOUZA, R. M. Paisagens Integradas dos Municípios Costeiros da Foz do Rio São Francisco: Brejo Grande/SE e Piaçabuçu/AL. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 37, 2019b. p. 108-122.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. v. 13, n. 2, 1983. p. 98-105.

DOMINGUEZ, J. M. L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas. **Geological Society Special Publication** v. 117, 1996. p. 217-231.

DOURADO, F. F. **Classificação semiautomatizada dos padrões de dunas costeiras dos principais campos do Estado do Maranhão**. 2019. 97 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Setor de Ciência da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2019.

ERHART, H. A teoria bio-resistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Notícia Geomorfológica**, v. 5, nº 11, p. 51-58, 1966.

EWING, R. C.; KOCUREK, G.; LAKE, L. W. Pattern analysis of dune-field parameters. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, 2010. p. 1176-1191.

EWING, R. C.; KOCUREK, G. Aeolian dune-field pattern boundary conditions. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 114, 2006. p. 175-187.

FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B.; MALUF, V.; MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S. R. Classificação morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Litoral do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017.

FERNANDEZ, G. B. Geomorfologia de dunas costeiras primárias e secundárias determinadas por imagens de alta resolução. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 35, n° 4, 2018.

FIGUEIREDO JÚNIOR, A.G.; FONTES, L. C. S.; SANTOS, L. A.; SANTOS J. R.; MENDONÇA, J. B. S.; VIEIRA, L. R. S. Geomorfologia da plataforma continental da bacia Sergipe-Alagoas. **Anais do XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA**, Rio de Janeiro, 2011.

FRYBERGER, S.G., DEAN. G., Dune forros and wind regime. In: McKEE, E. D. (Org). A study of global sand seas. **U.S. Geological Survey of Professional Paper**, 1978. 1052. p.: 137 - 170.

GIANNINI, P. C. F. **Sistemas deposicionais no quaternário costeiro entre Jaguaruma e Imbituba, SC**. 439f. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1993.

GIANNINI, P. C. F. **Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil**. 224f. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo – USP, 2007.

GIANNINI, P.C.F. & SANTOS, E. R. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. **Boletim Paranaense de Geociência**, v.42, 1994. p.73-96.

GIANNINI, P. C. F., ASSINE, M. L., BARBOSA, L. M., BARRETO, A. M. F., CARVALHO, A. M., CLAUDINO-SALES, V. & TOMAZELLI, J. L. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C. R. G. (Org.). **Quaternário do Brasil**. Holos Editora: Rio de Janeiro, 2005.

GIANNINI, P. C. F.; ASSINE, M. L.; SAWAKUSHI, A. O. Ambientes eólicos. In: PEDREIRA, A. J.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. (Org.). **Ambientes de Sedimentação Siliclástica do Brasil**, 2008. São Paulo: Beca, 2008. p.72-101.

GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUSHI, A. O.; MARTINHO, C. T.; GUEDES, C. C. F.; NASCIMENTO, D R.; TANAKA, A. P. B.; MENDES, V. R.; ZULAR, A.; ANDRADE, H. A. FORNARI, M. Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em exemplos Brasileiros. **Anais do 13º Congresso da ABEQUA**, Búzios, RJ, 2011.

GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUSHI, A. O.; MARTINHO, C. T.; GUEDES, C. C. F.; NASCIMENTO, D R.; TANAKA, A. P. B.; MENDES, V. R.; ZULAR, A.; ANDRADE, H. A. FORNARI, M. Morfodinâmica de sistemas eólicos costeiros: um modelo baseado em exemplos

do holoceno brasileiro e seu potencial interpretativo. **Comunicações Geológicas**, v.101, 2014. p. 681-685.

GOLDSMITH, V. Coastal dunes. In: DAVIS, R.A. (Org.) **Coastal sedimentary environments**. Springer-Verlag, New York, 1980. p. 171 – 236.

GUEDES, C. C. F. **Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da costa Leste Maranhense**. 215f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2012.

GUIMARÃES, J. K. **Evolução do delta do rio São Francisco – estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas**, 127f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências, 2010.

GUIMARÃES, L. S. **Morfodinâmica e migração das dunas eólicas na Reserva Ecológica do Taim, Litoral sul do RS**. 119 f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

HESP, P. A. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia. In: BROOKFIELD, M. E.; AHLBRANDT, T. S. (org.) **Eolian Sediments and processes**. Elsevier: Amsterdam, 1983. p. 325-342.

HESP, P. A. A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. **Proceedings of Royal Society of Edinburg**, v. 96B, 1989. p. 181-201.

HESP, P. A. The beach backshore and beyond. In: SHORT, A. (Org.) **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**, Chichester: John Wiley & Sons, 1999. p. 145 – 169.

HESP, P. A. **Coastal sand dunes: form and function**. Massey: Massey University, 2000. 28p.

HUGENHOLTZ, C. H.; WOLFE, S. A. Biogeomorphic model of dunefield activation and stabilization on the northern Great Plains. **Geomorphology**, v. 70 n° 1-2, 2005. p. 53-70.

HUNTER, R. E.; RICHMOND, B. M.; RHO-ALPHA, T. A. U. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 12, 1983. p. 1450-1465.

ICMBio, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. **Plano de Manejo da APA de Piaçabuçu**, 2010.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. **Dados de vento da estação meteorológica de Brejo Grande 2008-2020**, 2020.

ISACHENKO, A. G. **Principles of Landscape Science and Physical Geographic Regionalization**. Melbourne, 1973. 311p.

JACKSON, C. W.; ALEXANDER, C. R.; BUSH, D. M. Application of the AMBUR R package for spatio-temporal analysis of shoreline change: Jekyll island, Georgia, USA. **Computers & Geosciences**, [S.L.], v. 41, p. 199-207, abr. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2011.08.009>.

KRYGER, M.; TSOAR, H.; PARTELI, E.J.R. Formation of Vegetated Linear Dunes and their instability under vegetation cover removal: Conceptual model and verification in numerical simulations. **Geophysical Research Abstracts**, v. 21, 2019.

LALIMI, F. Y.; SILVESTRI, S.; MOORE, L. J.; MARANI, M. Coupled topographic and vegetation patterns in coastal dunes: Remote sensing observations and ecomorphodynamic implications. **Journal of Geophysical Research: Biofoscience**, v. 122, n° 1, 2017.

LANCASTER, N. The development of large aeolian bed forms. **Sedimentary Geology**, v. 55, 1988. p. 69-89.

LANCASTER, N. **Geomorphology of Desert Dunes**. Londres: Routledge, 2007.

LE MAUFF, B.; JUIGNER, M.; BA, A.; ROBIN, M.; LAUNEAU, P.; FATTAL, P. Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). **Geomorphology**, v. 304, 2018, p. 121-140.

LIMA, C. U. C.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, v. 663, 2014. p. 98-114.

LIMA, R. C. A.; BARBOSA, L. M.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; LIMA JÚNIOR, G. R. Dinâmica de sedimentação dos campos de dunas costeiras ativas associadas a desembocadura do Rio São Francisco – Ponta do Miaí – Pontal da Barra – Litoral Sul do Estado de Alagoas. In: ARAÚJO, L. M. **Geografia: espaço, tempo e planejamento**. Maceió: Edufal, 2004.

LUNA, M. C. M. M.; PARTELI, E. J. R.; DURÁN, O.; HERRMANN, H. J. Model for the genesis of coastal dune fields with vegetation. **Geomorphology**, v. 129, 2011, p. 215-224.

MCKEE, E. D. **A study of global sand seas**. U.S. Geol. Survey: EUA, 1979. 423p.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Climatic Control of Coastal Erosion During a Sea-Level Fall Episode. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70. n. 2. 1998. p. 249-266.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n° 1, 2003. p. 101-124.

MARTINHO, C. T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivas da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. 127f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo – USP, São

Paulo, 2004.

MARTINHO, C. T. **Morfodinâmica e evolução de campos de dunas transgressivos quaternários do Litoral do Rio Grande do Sul**. 2008. 215 f. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

MARTINHO, C. T.; GIANINNI, P. C. F.; SAWAKUSHI, A. O.; HESP, P. A. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields in the Ibituba-Jaguaruma region, Santa Catarina State, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, 2006. p. 673-677.

MAUREIRA, L. Z. **Condições morfodinâmicas e sedimentação eólica nas dunas interiores da ilha dos marinheiros, região estuarina da lagoa dos patos, RS**. 166f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Ciências Humanas e da Informação, Universidade Federal do Paraná, 2019.

MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSETT, S. E. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, 2005. p. 1183-1202.

MONTEIRO, C. A. F. **Teoria e Clima Urbano**. 192f. Tese (Livre Docência), Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Linguagem e Ciências Humanas – FFLCH, Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, 1976.

MOULTON, M. A. B.; HESP, P. A.; SILVA, G. M.; BOUCHEZ, C.; FERNANDEZ, G. B. Changes in vegetation cover on the Younghusband transgressive dunefields (Australia) 1949 – 2017. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 44, n° 2, 2020.

NEVES, C. E.; MACHADO, G.; HIRATA, C. A.; STIPP, N. A. F. A importância dos geossistemas na pesquisa geográfica: uma análise a partir da correlação com o ecossistema. **Revista Sociedade & Natureza, Uberlândia**, v. 26, n° 2, p. 271-285, mai-ago, 2014.

NIELSON, J.; KOCUREK, G. Climbing zibar of the Algodones. **Sedimentary Geology**, n. 48, 1986. p. 1 –15.

NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N.; CARTER, B. **Coastal dunes: forms e processes**. John Wiley & Sons: Chicester, 1990. 392p.

PAGÁN, J. I.; BAÑÓN, L.; LÓPEZ, I.; BAÑÓN, C.; ARAGONÉS, L. Monitoring the dune-beach system of Guardamar del Segura (Spain) using UAV, SfM and GIS techniques. **Science of The Total Environment**, v. 687, 2019, p. 1034-1045.

PEARCE, K. I.; WALKER, I. J. Frequency, and magnitude biases in the ‘Fryberger’ model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. **Geomorphology**, [S.L.], v. 68, n. 1-2, p. 39-55, maio 2005. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.030>.

PEREIRA FILHO, N. S. **Análise da dinâmica espaço-temporal (1973 a 2014) das dunas de**

Jericoacoara, Ceará, Brasil. 2014. 85 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE, 2014.

PYE, K. Formation, and history of Queensland coastal dunes. **Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband**, v. 45, 1983. p. 175-204.

PYE, K. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In: PYE, K. & LANCASTER, N. **Aeolian sediments: ancient and modern** Oxford, Spec. Publs. v. 16, 1993. p. 23-44.

PYE, K.; TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes.** 1ª Edição. Londres: Unwin Hyman, 1990. 396p.

PYE, K.; TSOAR, H. **Aeolian Sand and Sand Dunes.** 2ª Edição. Berlin: Springer, 2009. 458p.

RODRIGUES, F. C. G. **Evolução dos sistemas eólicos costeiros quaternários entre Campo Bom e a foz do Rio Araranguá, SC.** 155f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2017.

ROSSETTI, D. F. Ambientes costeiros. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

RUST, I. C., Coastal dunes as indicators of environmental change. **Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap.** v. 86, 1990. p. 299 - 301.

ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. **Geosystèmes et paysages: bilan e méthodes.** Paris: Armand Colin Éditeur, 1991. 302p.

ROY, P. S.; COWELL, P. J. FERLAND, M. A.; THOM, B. G. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G. e WOODROFFE, C. D. (Org.) **Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics.** Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 121-186.

ROZENSTEIN, O.; SIEGAL, Z.; BLUMBERG, D. G.; ADAMOWSKI, J. Investigating the backscatter contrast anomaly in synthetic aperture radar (SAR) imagery of the dunes along the Israel–Egypt border. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.** v. 46, 2016. p. 13-21.

SANTOS, J. H. S. **Lençóis Maranhenses atuais e pretéritos: um tratamento espacial.** 2008. 250 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

SARRE, R.D. Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal zone measurements, Saunton Sands, England. **Sedimentology**, v. 35, 1988. p. 671-679.

SAUERMAN, G.; ROGNON, P.; POLIAKOV, A.; HERRMANN, H. J. The shape of the barchan dunes of southern Morocco. **Geomorphology**, v. 36, 2000. p. 47–62.

SAWAKUSHI, A. O. **Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos Brasileiros.** 319f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, 2006.

SEMENIUK, V.; CRESSWELL, I. D.; WURM, P. A. S. Quindalup Dunes: the regional system, physical framework, and vegetation habitats. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 71, n° 2/3, 1989. p. 23-47.

SHERMAN, D.J.; HOTTA, S. Aeolian sediment transport: theory and measurement. In: NORDSTROM, K.F.; PSTUY, N.P.; CARTER, W.G. (eds), **Coastal Dunes: Forms and Process.** John Wiley and Sons Ltd., London, 1990. p. 17-37.

SILVA, T. C. L.; FERREIRA, B. Variações da linha de costa da margem Alagoana da foz do Rio São Francisco, Piaçabuçu, Alagoas. **Anais do XVIII Simpósio de Geografia Física Aplicada**, Fortaleza, 2019.

SOLAZZO, D.; SANKEY, J. B.; SANKEY, T. T.; MUNSON, S. M. Mapping and measuring aeolian sand dunes with photogrammetry and LiDAR from unmanned aerial vehicles (UAV) and multispectral satellite imagery on the Paria Plateau, AZ, USA. **Geomorphology**, v. 319, 2018. p. 174-185.

SOUZA-LIMA, W. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas, introdução. **Fundação Paleontológica Phoenix**. Aracaju. Ano 8. n. 89. 2006.

STALLINS, J. A.; HSU, L.; ZINNERT, J. C.; BROWN, J. K. How bottom-up and top-down controls shape dune topographic variability along the U.S. Virginia barrier island coast and the inference of dune dynamical properties. **Journal of Coastal Conservation**, v. 24, n° 30, 2020.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins.** 1ª Edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1222p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar.** 1ª Edição. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 2003a. 416p.

SUGUIO, K. **Tópicos de geociência para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas.** Revista do Instituto de Geociências – USP (Série Didática), 2003b. 40p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais.** 2ª Edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n° 4, 1985.

SUO, C.; MCGOVERN, E.; GILMER, A. Coastal dune vegetation mapping using multispectral sensors mounted on an UAS. **Remote Sensing**, v. 11, n. 1814, 2019.

TOMAZELLI, L. J. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico.**

1990. 270 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

TOMAZELLI, L. O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n. 1, p. 18–26, 1994.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977. 90p.

TROPPEMAIR, H.; GALINA, M. H. Geossistemas. **Mercator**, v. 5, n. 10, p. 79-8, 2006.

TSOAR, H. Mobilização e estabilização de dunas em climas úmidos e secos. **Mercator**, v. 3, 2003. P. 131-144.

TSOAR, H. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. **Physica**. v. 357, 2005. p. 50-56.

TSOAR, H.; BLUMBERG, D. G. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel' s Mediterranean coast. **Earth Surface Process and Landforms**, v. 27, 2002. p. 1147-1161.

VIEIRA, P. C. Variações do nível marinho: alterações eustáticas no quaternário. **Revista do Instituto Geológico, São Paulo**, v. 2, n° 1, jan/jun, 1981. p.39-58.

WERNER, B. T. Eolian dunes: computer simulations and attractor interpretation. **Geology**, v. 23, 1995. p. 1107-1110.

WICANDER, R.; MONROE, J. S. **Fundamentos de Geologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2009.

WIGGS, G. F. S. Dune morphology and dynamics. In: SHRODER, J. F. (Org.). **Treatise on Geomorphology**. 11ª Edição. San Diego: Academic Press, 2013. p. 01–218.

WILSON, I. G. Aeolian bedforms: their development and origins. **Sedimentology**, v. 19, n. 3-4, 1972. p. 173-210.

YANG, J.; DONG, Z.; LIU, Z.; SHI, W.; CHEN, G.; SHAO, T.; ZENG, H. Migration of barchan dunes in the western Quruq Desert, northwestern China. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, 2019. p. 2016-2029.

ZENKOVICH, V. P. **Processes on coastal development**. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1967. 738p.