



UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE

Escola Superior de Ciências Marinhas e costeiras

Monografia para obtenção do grau de licenciatura em Geologia Marinha

**Análise da dinâmica de campo de dunas eólicas costeiras na Praia de
Chongoene – Província de Gaza.**

Autora:

Erca Isabel Ilídio



Escola Superior de Ciências Marinhas e Costeiras

Monografia para a Obtenção do Grau de Licenciatura em Geologia Marinha

**Análise da dinâmica de campo de dunas eólicas costeiras na praia de chongoene-
Província de Gaza**

Autora:

Erca Isabel Ilídio

(Erca Isabel Ilídio)

Supervisora:

H Machaieie

(Prof. Doutor Hélder A. Machaieie)

Presidente de Júri:

Stelio Mangue

(Lic. Stélio Safo Mangue)

Avaliador:

B. Santele

(Mestre Banito Bene Magestade)

Quelimane, Setembro de 2025

Dedicatória

Dedico este trabalho a minha família, em especial ao meu pai, Ilídio Fernando Banze, as minhas mães, Amina Moniz Banze e Maria Isabel Tomas, a minha tia Purdencia Savanguane, que sempre me apoiaram e incentivaram durante a minha formação.

Aos meus irmãos, Elca Mila, Edilton dos Santos, Eunice Lícia, Ellaia da Amina, Arlencia da Isa, Samuel Paulino, aos meus amigos, Belson Cumbe e Vânia Vilanculo.

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço a Deus, pelo dom da vida, pelas forcas e pela saúde dada no meu dia-dia, por todas as maravilhas que ele tem proporcionado a minha vida e pela perseverança durante toda jornada académica.

Aos meus pais, pelo amor incondicional, pelo exemplo de dedicação e por sempre confiarem e acreditar na minha capacidade de fazer acontecer mesmo nos momentos em que eu mesma duvidei. Sem o apoio e sacrificio de vocês nada disso teria acontecido.

Aos meus tios, Dércio Francisco de Gaspar Daniane e Sónia Biby Savai Bica, expresso a mais profunda gratidão por terem me acolhido com imenso carinho, respeito e generosidade, pois sei que chegar a um novo lugar é desafiador, mas graças a forma calorosa com que fui recebida tornou esse momento leve e especial.

Agradeço ao meu orientador PhD. Hélder Machaieie pelo imenso apoio, críticas, incentivos e força que deu me durante a realização do presente trabalho e dizer que sem o mesmo este trabalho não teria sido possível.

De forma especial, agradeço aos meus irmãos Belson Cumbe, Dario Zunguze e a Vânia Vilanculo pelo suporte, pelas palavras de incentivo nos momentos difíceis e claro pelas boas risadas que aliviaram o peso da caminhada e por serem a prova viva de que não só o sangue nos torna Irmãos/família.

Ao meu melhor amigo, pai, parceiro, companheiro de sempre Edgar Zacarias vai o meu muito obrigada por nunca desistir de mim e por sempre me apoiar durante a minha formação, por mostrar-me que sou capaz mesmo quando eu mesma duvidei pois, mais do que ninguém soube e acompanhou em primeira como foi esta caminhada, por esta e mais expresso a mais profunda gratidão.

A todos os docentes em especial ao Dr. Stélio Mangué pela transmissão de conhecimentos neste período, e pela paciência e sacrificio tido em nos ensinar. Aos colegas de turma, por tornarem a turma de Geologia 2021, a turma mais divertida e unida da ESCMC.

A melhor tia de todas Purdência Savanguane, pelos puxões de orelha, pelos ensinamentos dados, pelo amor, carinho, afecto vai o meu verdadeiro Kanimambo. A todos aqueles que me apoiaram de forma directa ou indirecta vai o meu muito obrigado.

Declaração de Honra

Eu, Erca Isabel Ilídio, declaro por minha honra que esta monografia com o título Evolução da dinâmica de sedimentos em um segmento de campo de dunas eólicas costeiras na Praia de Chongoene, distrito de Chongoene é resultado da minha investigação pessoal e é apresentada na sequência do cumprimento dos requisitos para obtenção do grau de Licenciatura em Geologia Marinha, na Universidade Eduardo Mondlane, ESCMC - Quelimane. Esta nunca foi, antes submetida para obtenção de nenhum grau académico e muito menos para avaliação em nenhuma outra Universidade.

Quelimane, 2025

(Erca Isabel Ilídio)

Resumo

O presente estudo tem como objectivo geral analisar a dinâmica dos campos de dunas eólicas costeiras na Praia de Chongoene, localizada na província de Gaza, Moçambique entre os anos de 1996–2023, para responder ao objectivo do estudo foram usadas imagens de satélite (LANDSAT) para classificar o uso e cobertura do solo da praia, para mapear e quantificar as áreas de campo de dunas foi calculado o índice de Neve (NDSI), foram usados dados atmosféricos (precipitação e ventos) obtidos no sensor ERA5 para avaliar a influencia de variáveis atmosféricas na dinâmica de campo de dunas e para quantificar a mobilidade das áreas do campo de dunas da praia Chongoene calculou-se o índice de Mobilidade eólica segundo Lancaster (1988). Os resultados indicam uma redução expressiva da área total das dunas, que passou de cerca de 1000 hectares em 1996 para aproximadamente 580 hectares em 2023, representando uma perda de 42%. As maiores reduções ocorreram na porção noroeste do campo dunar, directamente influenciada pela predominância de ventos de noroeste, com intensidades médias de até 7 m/s. A análise da cobertura do solo revela igualmente um declínio acentuado da vegetação, que caiu de 36,8% em 1996 para menos de 10% em 2023, intensificando a vulnerabilidade do sistema. Verificou-se ainda uma relação inversa entre precipitação e mobilidade dunar: durante a estação chuvosa e a elevada humidade do solo reduziram a mobilidade eólica (mínimo de 20 em Janeiro), enquanto na estação seca, marcada por baixa precipitação e ventos intensos, a mobilidade atingiu valores máximos (380 em Setembro). Por fim, destacou-se que a evolução da dinâmica sedimentar em Chongoene evidencia um processo acelerado de retracção dunar, que compromete a protecção natural da linha de costa e a biodiversidade local.

Palavras-chave: dunas costeiras, transporte eólico, uso do solo, erosão costeira, sensoriamento remoto.

Abstract

The present study aims to analyze the dynamics of coastal aeolian dune fields at Chongoene Beach, located in Gaza Province, Mozambique, between 1996 and 2023. To achieve this objective, satellite imagery (LANDSAT) was used to classify beach land use and cover. The Snowfall Index (NDSI) was calculated to map and quantify dune field areas. Atmospheric data (precipitation and winds) obtained from the ERA5 sensor were used to assess the influence of atmospheric variables on dune field dynamics. The mobility index, according to Lancaster (1988), was calculated to quantify the mobility of the dune field areas of Chongoene Beach. The results indicate a significant reduction in the total dune area, from approximately 1,000 hectares in 1996 to approximately 580 hectares in 2023, representing a loss of 42%. The greatest reductions occurred in the northwestern portion of the dune field, directly influenced by the predominance of northwesterly winds, with average intensities of up to 7 m/s. Analysis of land cover also reveals a sharp decline in vegetation, which fell from 36.8% in 1996 to less than 10% in 2023, intensifying the system's vulnerability. There was also an inverse relationship between precipitation and dune mobility: during the rainy season, high soil moisture reduced wind mobility (a minimum of 20 in January), while in the dry season, marked by low precipitation and strong winds, mobility reached its maximum (380 in September). Finally, it was highlighted that the evolution of sediment dynamics in Chongoene highlights an accelerated process of dune retreat, compromising the natural protection of the coastline and local biodiversity.

Keywords: coastal dunes, aeolian transport, land use, coastal erosion, remote sensing.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Processos de transporte de sedimentos pelo vento, fonte: Google.	6
Figura 2: A, perfil praial com berma, B, perfil praial sem berma, fonte: Fracasso (2005).	11
Figura 3: Localização geográfica da praia de Chongoene.	18
Figura 4: Mapa geológico do distrito de Chongoene.	19
Figura 5: Fluxograma do processamento das imagens orbitais dos satélites Landsat.	23
Figura 6: Mapas do uso e cobertura do solo da praia de Chongoene.	26
Figura 7: Variação das áreas de uso e ocupação do solo.	27
Figura 8: Mapa da variação dos campos de dunas entre 1996 e 2023.	28
Figura 9: Variação das áreas dos campos de dunas na praia de Chongoene.	29
Figura 10: Precipitação anual da praia de Chongoene.	30
Figura 11: Precipitação mensal na praia de Chongoene.	31
Figura 12: Intensidade anual dos ventos na praia de Chongoene.	31
Figura 13: Direcção, frequência e intensidade dos ventos na praia de Chongoene nos meses de Janeiro a Junho.	33
Figura 14: Direcção, frequência e intensidade dos ventos na praia de Chongoene nos meses de Julho a Dezembro.	34
Figura 15: Índice de mobilidade eólica anual na praia de Chongoene.	35
Figura 16: Índice de mobilidade eólica mensal na praia de Chongoene.	36

Índice

Dedicatória	ii
Agradecimentos.....	iv
Declaração de Honra	v
Resumo.....	vi
Abstract	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
CAPITULO I: INTRODUÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO.....	1
1.1. Introdução.....	1
1.2. Problematização.....	2
1.3. Justificativa.....	3
1.4. Objectivos.....	3
1.4.1. Geral:	3
1.4.2. Específicos:.....	3
CAPITULO II: REVISÃO DE LITERATURA.....	4
2.1. Sedimentos.....	4
2.2. Classificação dos sedimentos	4
2.3. Mecanismos de transporte de sedimentos eólicos	5
2.3.1. Transporte dos sedimentos eólicos.	5
2.4. Variação vertical do transporte de sedimento.....	6
2.5. Transporte eólico dos sedimentos em zonas costeiras.....	6
2.6. Factores que influenciam o Transporte eólico de sedimentos	7
2.7. Deposição de sedimentos eólicos na zona costeira	8
2.8. Granulometria.....	8
2.8. Análise granulometria.....	8
2.9. Granulometria de sedimentos transportados pelos ventos.....	9
2.10. Praias	9
2.10.1. Subdivisões da praia.	10
2.11. Dunas.....	11
2.11.1. Dunas eólicas	11
2.12. Processo de formação das dunas costeiras	12
2.12.1. Características do Processo de Formação:.....	12
2.13. Morfologia (Tipos de dunas)	12

2.14. Ventos	13
2.14.1. Ventos locais	13
2.14.2. Direcção dos ventos	13
2.15. Análise da Dinâmica de Campo de Dunas Eólicas Costeiras.....	14
2.15.1. Abordagens Metodológicas para a Investigação da Dinâmica Dunar	14
2.15.2. Sensoriamento Remoto e Índices Espectrais	14
2.15.3. Modelagem Digital de Terreno (MDT) e Geoprocessamento de Alta Precisão ..	15
2.2.3. Métodos Tradicionais de Campo e Laboratório.....	16
2.3. A Inter-relação entre Campos de Dunas, Precipitação e Ventos	16
3.1. Área de estudo	18
3.1.1. Características da área de estudo	18
3.2. Materiais	19
3.2.1. Aquisição de dados	19
3.3. Métodos	21
3.3.1. Pré-processamento das imagens	21
3.3.2. Processamento.....	21
3.3.3. Identificação do padrão de variação do uso e cobertura do solo na praia de Chongoene	21
3.3.4. Mapear e quantificar as áreas dos campos de dunas.....	22
3.3.5. Caracterização das variáveis climáticas locais (precipitação e ventos).	23
3.3.6. Determinação da mobilidade das dunas eólicas da praia de Chongoene.	24
CAPITULO IV: RESULTADOS.....	25
4.1. Identificação do padrão de variação do uso e cobertura do solo na praia de Chongoene.	25
4.2. Mapear e quantificar a variação dos campos de dunas na praia de Chongoene	27
4.2. Caracterização das variáveis climáticas locais (precipitação e ventos).....	29
4.4. Determinação da mobilidade das dunas eólicas da praia de Chongoene.	34
CAPITULO V: DISCUSOES	36
CAPITULO VI: CONCLUSÕES.....	40
CAPITULO VII: RECOMENDAÇÕES	41
CAPITULO VIII: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

CAPITULO I: INTRODUÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO

1.1. Introdução

As dunas eólicas costeiras desempenham um papel fundamental na protecção das regiões costeiras, como barreiras naturais contra a erosão e inundações provocadas por eventos como as tempestades, marés altas e as oscilações do nível médio do mar. O transporte de sedimentos eólicos, que contribui para a formação e manutenção dessas dunas, é influenciado por uma série de factores climáticos, antropogénicos e pela morfologia da costa (Psuty, 2004).

No entanto, interferências humanas, como construções e actividades recreativas, além de características naturais exacerbadas pelas mudanças climáticas, podem interromper o transporte de sedimentos, comprometendo a integridade das dunas e aumentando a vulnerabilidade das áreas costeiras (Carter, 2013). Essa interrupção no fluxo de sedimentos pode resultar em uma série de consequências negativas, incluindo a erosão.

Os estudos sobre a dinâmica dos sedimentos eólicos são de extrema importância para entender como os agentes aerodinâmicos alteram a geomorfologia costeira. A estabilidade das dunas depende directamente do fluxo contínuo de sedimentos, que fortalece as dunas como estruturas de defesa natural (Nordstrom *et al.*, 2000).

Além disso, entender essas dinâmicas permitirá a implementação de medidas de protecção mais específicas, contribuindo para a conservação dos ecossistemas costeiros e para o desenvolvimento sustentável das comunidades locais. Este estudo visa, portanto, não apenas ampliar o conhecimento científico sobre os processos de transporte de sedimentos eólicos, mas também oferecer itens práticos para a gestão sustentável das dunas eólicas costeiras, assim como, fornecer uma compreensão detalhada dos mecanismos subjacentes ao transporte de sedimentos e das interações entre os ventos e a configuração das dunas. A análise do transporte de sedimentos e sua relação com a formação e manutenção das dunas é essencial para prever e mitigar os impactos adversos da erosão costeira e da perda de biodiversidade.

1.2. Problematização

A Praia de Chongoene apresenta um campo de dunas eólicas costeiras cuja morfodinâmica é controlada por interações complexas entre forçantes atmosféricas, hidrodinâmicas e sedimentares. A crescente influência dos factores antrópicos (ocupação costeira, supressão de vegetação pioneira e tráfego sobre dunas) associada a variações climáticas e meteorológicas regionais tem potencial para alterar significativamente os padrões de transporte, deposição e mobilização de sedimentos.

A análise da dinâmica de campos de dunas eólicas costeiras na Praia de Chongoene, na Província de Gaza, apresenta-se como uma investigação imperiosa face à acentuada vulnerabilidade do litoral moçambicano aos processos erosivos. Como destacado por Williams *et al.* (2016), a costa de Moçambique enfrenta sérios desafios de erosão costeira, onde as dunas desempenham um papel crucial como primeira linha de defesa natural, actuando tanto como reservatório de sedimentos quanto como barreira física contra a energia do mar.

No entanto, a específica morfodinâmica e a taxa de migração destes sistemas dunares na Praia de Chongoene permanecem quantitativamente não caracterizadas, criando uma lacuna crítica no entendimento do comportamento sedimentar local.

A ausência desse diagnóstico limita a capacidade de prever a resiliência e a vulnerabilidade do sistema dunar, comprometendo estratégias de manejo costeiro e conservação ambiental. Assim, o presente estudo propõe uma análise integrada de imagens de satélites, vento e precipitação para compreender a evolução e a dinâmica das dunas ao longo do tempo, respondendo a seguinte pergunta de pesquisa:

Como as mudanças na precipitação e direcção do vento, influenciam na dinâmica das dunas eólicas costeiras na praia de Chongoene?

1.3. Justificativa

A Praia de Chongoene, apresenta um sistema de dunas eólicas costeiras de elevada relevância geomorfológica e ecológica (Hesp, 2013; Walker *et al.*, 2021). Esses depósitos arenosos actuam como barreiras naturais contra eventos extremos e como importantes reservatórios sedimentares (Short & Hesp, 1982).

A justificativa para este estudo assenta precisamente na urgência de responder a estes interrogantes. A relevância para a gestão costeira em Moçambique é inquestionável; estudos noutros pontos do país, como na Ponta do Ouro, já demonstraram a importância crucial de compreender os processos sedimentares para uma gestão costeira eficaz (John & Serra, 2020).

Transportar esta abordagem para Chongoene permitirá gerar dados locais indispensáveis para um planeamento territorial informado e para a mitigação de riscos. Além do mais, o contexto de mudanças climáticas, com a projectada subida do nível do mar (IPCC, 2022), exige uma avaliação rigorosa da resiliência destes sistemas naturais de proteção.

A ameaça antrópica é igualmente significativa, sendo a degradação das dunas por atividades humanas um problema bem documentado a nível global (Hespen et al., 2023), mas que carece de quantificação a nível local. Desta forma, a investigação não só visa preencher uma lacuna de conhecimento específica, mas também contribuir com um estudo de caso seminal para a costa de Moçambique, fornecendo as bases científicas necessárias para políticas de conservação e desenvolvimento costeiro sustentável.

1.4. Objectivos

1.4.1. Geral:

- ❖ Analisar a dinâmica dos campos de dunas eólicas costeiras na praia de Chongoene, província de Gaza entre os anos de 1994 a 2024.

1.4.2. Específicos:

- ❖ Identificar o padrão de variação do uso e cobertura do solo na praia de Chongoene;
- ❖ Mapear e quantificar a variação dos campos de dunas eólicas na praia de Chongoene;
- ❖ Caracterizar as variáveis climáticas locais (precipitação e ventos);
- ❖ Determinar a mobilidade das dunas eólicas na praia de Chongoene.

CAPITULO II: REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Sedimentos

Sedimentos são partículas resultantes da desintegração de detritos de rochas pré-existentes, ou do acúmulo de detritos orgânicos ou da precipitação química, susceptível a serem transportados e depositado por vários agentes como água, geleiras e ventos. Classificam-se segundo o ambiente de sedimentação (terrestres e continentais), ou ainda quanto ao tipo de sedimentação (clástico ou detríticos, químico e biológico). Sendo que os continentais podem ser divididos em: fluvial, lacustre, eólicos glaciais, e marinho segundo a zona que ocupam, em nerítico, batial e abissal (Guerra e Guerra, 2008).

Sedimentos eólicos, especificamente, são partículas transportadas pelo vento e depositadas em ambientes como dunas. Sua formação e movimentação estão profundamente conectadas ao ciclo das rochas. Se originam principalmente a partir de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que são degradadas através de processos de meteorização. Estes sedimentos são então carregados por processos erosivos e transportados pelo vento até serem depositados em novas localizações, como campos de dunas (Carvalho, 2000; Guerra, 1980).

Além disso, a dinâmica do transporte de sedimentos eólicos é fortemente influenciada por factores climáticos e ambientais, como a intensidade e a direcção dos ventos, a umidade do solo e a vegetação local. A interacção entre esses factores pode alterar significativamente a configuração e a estabilidade das dunas eólicas. Em regiões costeiras, como o distrito de Chongoene, a dinâmica eólica é particularmente complexa devido à interacção com os padrões climáticos regionais e a influência de actividades humanas, como a urbanização e a agricultura. Essas condições podem modificar o fluxo e a deposição dos sedimentos eólicos, afectando a integridade e a função das dunas costeiras como barreiras naturais contra a erosão e as inundações (Psuty, 2004; Nordstrom *et al.*, 2000).

2.2. Classificação dos sedimentos

Existem diversas formas para classificar os sedimentos, que variam de acordo com os diferentes critérios de análise. Dentre os principais, destacam-se: a origem, a composição química e a textura (Felix *et al.*, 2020).

1. **Quanto à origem** - o sedimento pode ser classificado como clástico, químico e orgânico.

- ❖ **Clástico:** Formado a partir da desintegração de rochas preexistentes (ex.: areia, argila).

- ❖ **Químico:** Resulta da precipitação de minerais a partir de soluções (ex.: calcário).
- ❖ **Orgânico:** Originado da decomposição de matéria orgânica (ex.: turfa, carvão).
- 2. **Quanto à composição química** - o sedimento pode ser classificado como silicoso, carbonático, ferruginoso, fosfático etc.
 - ❖ **Silicoso:** Contém principalmente sílica (ex.: areia de quartzo).
 - ❖ **Carbonático:** Composto por carbonatos (ex.: calcário, dolomita).
 - ❖ **Ferruginoso:** Rico em óxidos de ferro (ex.: arenito ferruginoso).
 - ❖ **Fosfático:** Contém fosfatos (ex.: rochas fósseis).
- 3. **Quanto à textura** - o sedimento pode ser classificado como pefítico (rudáceo), psamítico (arenoso) e pelítico (lutáceo).
 - ❖ **Pefítico (Rudáceo):** Sedimentos grosseiros, como cascalho e seixos.
 - ❖ **Psamítico (Arenoso):** Sedimentos de granulação fina a média, como areia.
 - ❖ **Pelítico (Lutáceo):** Sedimentos finos, como argila e silte.

2.3. Mecanismos de transporte de sedimentos eólicos

2.3.1. Transporte dos sedimentos eólicos.

Transporte refere-se ao movimento de partículas de solo ou areia movidas pelo vento, durante o qual essas partículas passam por processos de arredondamento devido ao choque com outras partículas e são separadas conforme tamanho, forma e densidade (Silva, 2003). Pode ser caracterizado por diversos mecanismos, que variam conforme o tipo de vento e as dimensões dos sedimentos transportados: suspensão de curta ou longa duração, saltação, arrasto superficial e rolamento, variando consoante o tipo de vento e as dimensões dos sedimentos transportados (Almeida, 2012).

- ❖ **Carga sólida do leito ou de arrasto:** Este mecanismo envolve partículas que rolam ou escorregam longitudinalmente sobre a superfície do solo. Durante o transporte, essas partículas mantêm contacto constante com o leito, o que contribui para o desgaste e o arredondamento das partículas devido ao atrito contínuo com a superfície.
- ❖ **Carga sólida saltitante ou saltação:** refere-se às partículas arenosas e granulosas que deslizam e saltam ao longo do fluxo, podendo ocorrer em meios subaéreos e subaquosos, tocando ciclicamente a superfície de fundo ou de base o que contribui para a erosão e a formação de características geomorfológicas específicas, como as dunas (Silva, 2003).
- ❖ **Carga em suspensão:** representa as partículas que estão suportadas pelas componentes verticais de velocidade do fluxo do ar turbulento, enquanto estão sendo transportadas pelas componentes horizontais dessas velocidades, sendo pequenas suficientemente para

permanecerem em suspensão. Esse processo é limitado aos grãos de tamanho inferior a 0,125cm (de areia menor que muito fina), sendo desenvolvido sempre que um fluxo turbulento do ar ascendente exceder a velocidade de assentamento destes grãos (Costa, 2004).

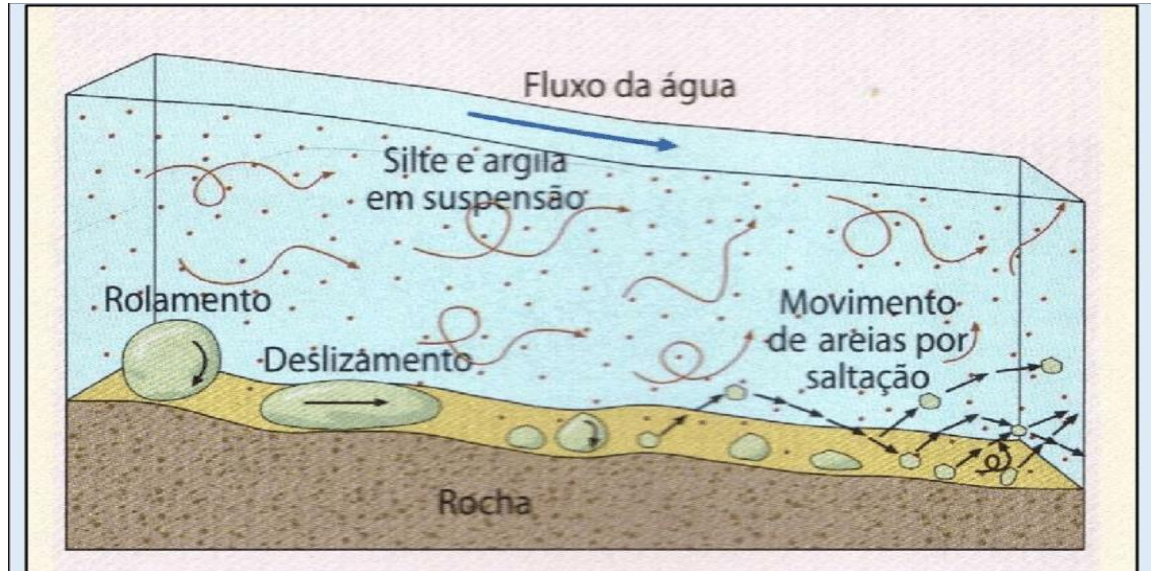


Figura 1: Processos de transporte de sedimentos pelo vento, fonte: Google.

2.4. Variação vertical do transporte de sedimento

A variação vertical no transporte de sedimentos é influenciada por uma gama de factores que regulam o movimento dos sedimentos pelo vento. Especificamente, uma redução na taxa de fluxo ou concentração de sedimentos com a altitude geralmente resulta numa diminuição proporcional ao aumento da altura média do salto dos grãos (conforme descrito por Bagnold, 1941). Esta diminuição é directamente proporcional à velocidade de corte e ao tamanho dos grãos, como observado por Allen (1970). Ao comparar os valores de fluxo sedimentar com o perfil semi-logarítmico da velocidade do vento, é possível determinar a estratificação da concentração de sedimentos.

2.5. Transporte eólico dos sedimentos em zonas costeiras

O transporte eólico refere-se ao movimento de sedimentos causado pelo vento, que é um processo crucial para o retrabalhamento e a dinâmica dos sedimentos em zonas costeiras. Esse processo influencia a formação e a evolução das dunas e outras características costeiras.

2.6. Factores que influenciam o Transporte eólico de sedimentos

O transporte eólico é afectado por factores como a velocidade e direcção do vento, umidade do solo, e vegetação local. A interacção entre esses factores pode alterar significativamente a configuração e a estabilidade das dunas eólicas.

❖ **Factores Antrópico:** Construção de muros e barreiras, barcos de pescas, e obstáculos descartado ao longo da Praia.

❖ **Factores Naturais:** Características atmosféricas (densidade de fluidos, velocidade e direcção do vento, temperatura, precipitação, humidade superficial em menor grau, humidade relativa do ar e radiação solar); Vegetação (altura e densidade); Solo (estrutura, textura e densidade dos sedimentos, rugosidade e humidade) Sherman (1990).

i) **Teor de humidade:** A presença de umidade no solo pode aumentar a coesão dos sedimentos e reduzir a sua mobilidade. Solo húmido tende a ser menos susceptível ao transporte eólico do que solo seco.

ii) **Flutuações nível de água:** Influenciam principalmente os sedimentos do rosto da praia, sujeitas a flutuações periódicas pelas marés (Maia, 1998).

iii) **A radiação solar:** Controla a taxa de evaporação da água do solo, retornando às condições normais de humidade e, conseqüentemente, de maior transporte.

iv) **Precipitação:** Sua influência foi abordada por Van Dick e Stroosnijder (1996), que apresenta três consequências principais e inter-relacionadas do aumento das forças coesivas induzidas pela humidade: (a) aumento de velocidade limite de movimento, (b) diminuição do gradiente vertical de concentração do transporte de sedimentos e (c) diminuição do fluxo de transporte na saltação.

iv) **Vegetação:** Altura e densidade, pois podem diminuir a velocidade do vento constituindo um obstáculo ao mesmo (Oliveira, 2006). Ela atua como uma barreira natural que pode reduzir a velocidade do vento e, assim, diminuir o transporte de sedimentos. Além disso, as raízes das plantas ajudam a prender o solo, reduzindo a erosão e o transporte eólico.

v) **Padrões do fluxo do ar:** as características do fluxo de ar, incluindo turbulências e variações na velocidade do vento, afectam como os sedimentos são transportados. Variações na direcção e intensidade do vento podem influenciar a distribuição e a movimentação dos sedimentos.

vi) **Velocidade do Vento:** A força e a velocidade do vento são fundamentais no transporte de sedimentos. Ventos mais fortes têm maior capacidade de movimentar sedimentos eólicos, enquanto ventos mais fracos podem não ter força suficiente para iniciar o movimento de partículas.

vii) **Densidade de sedimento:** desempenha um papel importante. Sedimentos mais densos ou mais pesados são mais difíceis de serem movidos pelo vento do que sedimentos menos densos.

2.7. Deposição de sedimentos eólicos na zona costeira

A acumulação eólica é o processo pelo qual sedimentos se depositam ao longo do tempo. Isso acontece quando o vento diminui sua força ou encontra obstáculos, como vegetação, que são comuns em áreas litorâneas e desertos. Esses sedimentos acumulados formam grandes estruturas tridimensionais conhecidas como dunas (Tomazelli, 1990). A vegetação, em particular, tem um papel crucial na formação das dunas, pois ajuda a estabilizar o solo e a capturar partículas de areia (Bagnold, 1941).

2.8. Granulometria

A análise granulométrica de sedimentos consiste em determinar com precisão as dimensões das partículas que compõem amostras representativas dos sedimentos em estudo. Este processo envolve a quantificação das dimensões individuais das partículas e a análise estatística subsequente desses dados. A determinação das dimensões das partículas pode ser realizada através de métodos directos ou indirectos, como a análise por peneiração, difracção a laser ou imagem digital. Após a obtenção das medições, é fundamental avaliar a distribuição granulométrica dos sedimentos. Isso inclui a classificação das partículas em diferentes faixas dimensionais ou classes granulométricas. Em geral, é realizado um estudo detalhado da distribuição das partículas, considerando tanto o peso quanto o volume de cada classe dimensional (Alveirinho, 2004).

2.8. Análise granulometria.

A análise granulométrica possibilita a determinação quantitativa da distribuição textural das partículas sedimentares. Por meio deste processo, é possível caracterizar, classificar e correlacionar sedimentos oriundos de diferentes locais utilizando métodos estatísticos. A análise detalhada da distribuição do tamanho das partículas permite identificar e comparar as características granulométricas dos sedimentos, facilitando a comparação entre amostras e a compreensão das variabilidades e padrões presentes em diferentes ambientes sedimentares. Métodos como

peneiração, difracção a laser e imagem digital permitem a quantificação das dimensões das partículas e a análise da distribuição granulométrica (Alveirinho, 2004).

2.9. Granulometria de sedimentos transportados pelos ventos

De acordo com Barroso (2010), a análise granulométrica revela que os diferentes tamanhos de partículas sedimentares são transportados por mecanismos distintos, dependendo de suas dimensões:

1. **Partículas Menores que 0,125 mm:** Estas partículas, que incluem areia fina, silte e argila, são predominantemente transportadas em suspensão. Neste modo de transporte, as partículas são mantidas no fluxo do meio (como água ou ar) devido à sua pequena dimensão e baixa densidade, o que permite que permaneçam suspensas e se movam por longas distâncias antes de se depositarem.
2. **Partículas Entre 0,125 mm e 0,5 mm:** Esta faixa dimensional, que abrange desde areia fina até areia grossa, é transportada principalmente por saltação. A saltação é um processo em que as partículas saltam ou saltitam ao longo da superfície do leito, movendo-se em trajetórias curvas devido à acção do fluxo. Esse mecanismo é eficaz para partículas que, embora relativamente pequenas, são grandes o suficiente para não permanecerem suspensas por longos períodos.
3. **Partículas Maiores que 0,5 mm:** Sedimentos com dimensões superiores a 0,5 mm, que incluem blocos e cascalhos, são transportados predominantemente por arrasto ou rolamento. Neste caso, o transporte é muito menos significativo em termos de distância e volume comparado às partículas menores. A movimentação ocorre quando a força do fluxo é suficiente para superar a resistência do sedimento, e é influenciada pela textura e forma dos sedimentos. Blocos e cascalhos, devido ao seu tamanho e peso, exigem um fluxo mais intenso para se moverem, e frequentemente permanecem próximos à fonte de origem.

A análise detalhada dessas diferenças no transporte de sedimentos permite uma compreensão mais precisa dos processos sedimentares e ajuda a interpretar as características de diferentes ambientes sedimentares. A variação no mecanismo de transporte com base no tamanho das partículas é crucial para a modelagem do transporte de sedimentos e para a avaliação de processos geomorfológicos.

2.10. Praias

De acordo com a definição de Muehe (1994), as praias são depósitos de sedimentos, mais comumente arenosos, acumulados por acção de ondas que, por apresentar alta mobilidade, se

ajustam às condições de ondas e maré actuando como um importante elemento de protecção do litoral. Ou seja, são ambientes compostos basicamente por água e areia onde a dinâmica de ondas e marés determinará sua estrutura e classificação.

2.10.1. Subdivisões da praia.

Souza et.al. (2005) caracterizam as subdivisões do ambiente praial da seguinte forma:

- ❖ **Zona de pós-praia:** zona acima da influência da maré alta e que só é alcançada pelas ondas de grandes amplitudes ou tempestade. Em praias dissipativas e intermediárias, é comum o retrabalhamento eólico e o desenvolvimento de dunas embrionárias na sua porção superior. Essas zonas são atingidas pelas ondas de tempestade que podem desenvolver uma berma de tempestade, que é uma feição característica de processos de deposição sedimentar, apresentando-se sob a forma de um banco efectuadas por ondas. Pode apresentar uma berma de tempestade, uma feição de deposição sedimentar formada por ondas, que aparece como um banco de sedimentos acumulados.
- ❖ **Ante-praia:** é a porção do perfil dominada por processos de emporamento da onda, que se estendem em direcção a terra, a partir da profundidade de fechamento externa, até a Profundidade de fechamento interna, ou até o início da zona de arrebentação. É crucial para entender a interacção entre as ondas e a estrutura da praia, influenciando a forma como os sedimentos são transportados e depositados.
- ❖ **Praia média:** é a porção do perfil sobre a qual ocorrem os processos da zona de surfe e da zona de arrebentação e a face de praia é a parte do perfil praial sobre a qual ocorrem os processos da zona de espraçamento, fluxo e refluxo das ondas. É a zona mais dinâmica da praia, onde a acção das ondas é mais pronunciada, afectando directamente a estrutura da praia e o transporte de sedimentos.
- ❖ **Zona de surfe e de arrebentação das ondas:** zona que se estende da primeira linha de arrebentação da onda até o ponto da última quebra da onda sobre a face da praia. É crucial para a formação e manutenção da estrutura da praia, influenciando a erosão e a deposição dos sedimentos.
- ❖ **Zona próxima a costa:** zona compreendida entre o nível da base da acção das ondas de tempo bom e a primeira linha de arrebentação das ondas. Nessas zonas ocorre a progressiva redução do comprimento de onda e o aumento da sua altura que resulta na sua arrebentação. É importante para a compreensão da dinâmica das ondas e como elas interagem com o fundo marinho, afectando a sedimentação e a morfologia da praia.

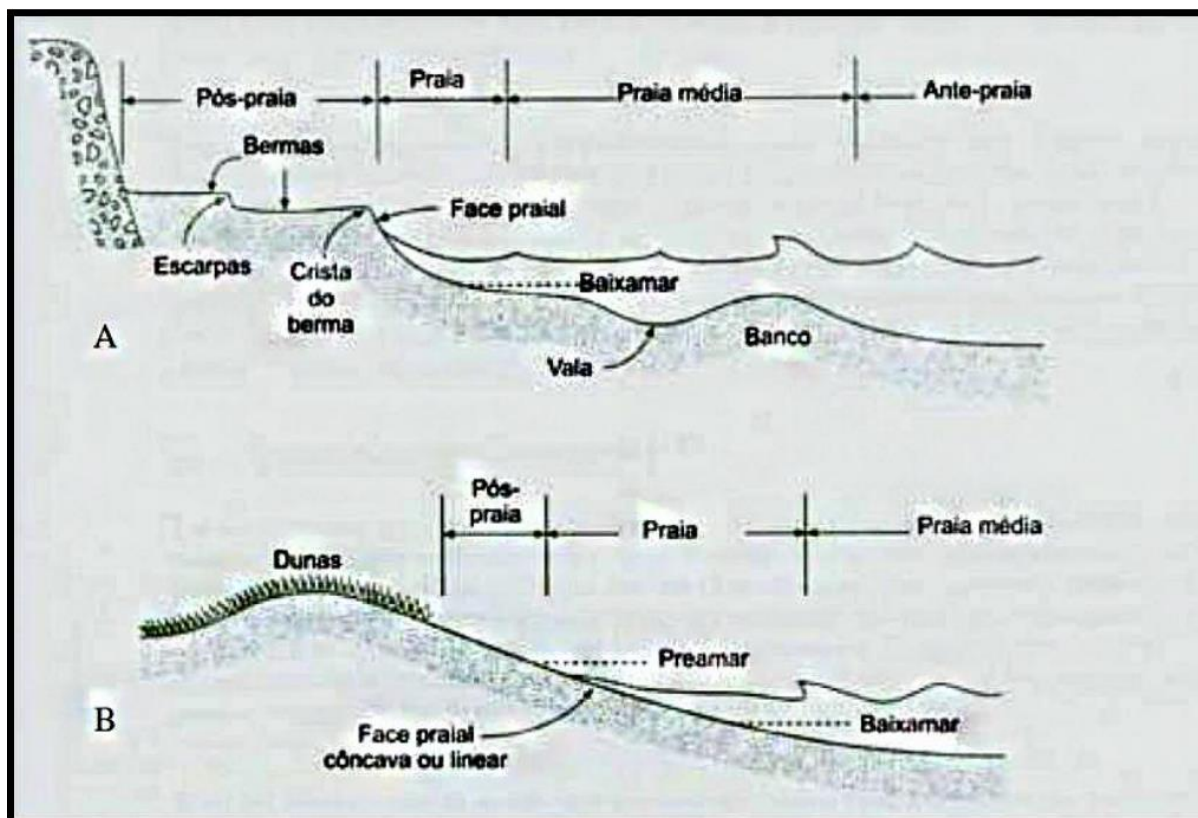


Figura 2: A, perfil praial com berma, B, perfil praial sem berma, fonte: Fracasso (2005).

2.11. Dunas

As dunas são formações geomorfológicas compostas por colinas ou montes de areia, frequentemente quartzosa. Elas podem se localizar tanto no interior do continente quanto nas regiões litorâneas, sendo acumuladas ou retrabalhadas pela acção do vento. As dunas podem ser classificadas de diversas maneiras, com base em sua forma, origem, morfodinâmica, composição granulométrica e posição geográfica (Guerra, 1997). As principais categorias incluem:

- ❖ **Activas:** Dunas que estão em movimento, sendo constantemente moldadas e deslocadas pelo vento.
- ❖ **Inactivas:** Dunas que permanecem estacionárias, geralmente consolidadas e estabilizadas por vegetação ou outras condições ambientais.

2.11.1. Dunas eólicas

As dunas eólicas costeiras se formam pela acção do vento sobre sedimentos arenosos próximos à linha costeira. De acordo com Psuty e Sherman (2009), "o processo de formação das dunas costeiras é dominado pela deposição de areia transportada pelo vento em áreas de acumulação onde a vegetação e outros factores retardam o movimento da areia." A vegetação costeira, como gramíneas

e arbustos, desempenha um papel crucial na captura e retenção da areia transportada, promovendo a formação e consolidação das dunas eólicas costeiras ao longo do tempo.

2.12. Processo de formação das dunas costeiras

As dunas costeiras se formam a partir de areias, tanto antigas quanto recentes, que são transportadas pelo vento durante períodos de regressão do nível do mar (Kalk, 1995). Essas areias frequentemente passam por alterações hidromórficas, resultando em sedimentos recentes não consolidados que se acumulam nas dunas e planícies. A mistura desses sedimentos com solos de maior textura, especialmente na foz de grandes rios, contribui para a formação e a estrutura das dunas costeiras (Tinley, 1971).

2.12.1. Características do Processo de Formação:

- ❖ **Transporte e Deposição:** A areia é transportada pelo vento e depositada em áreas de acumulação, onde a vegetação ajuda a estabilizar os sedimentos.
- ❖ **Alterações Hidromórficas:** As areias podem sofrer alterações devido à interacção com a água, influenciando sua composição e consolidação.
- ❖ **Interacção com Solos de Maior Textura:** A presença de solos mais grossos na foz de rios pode afectar a composição e a estrutura das dunas.

2.13. Morfologia (Tipos de dunas)

As dunas apresentam uma morfologia variada que resulta da interacção entre a disponibilidade de sedimentos, a variação dos padrões de vento e a cobertura vegetal. Essa diversidade morfológica é um reflexo dos diferentes ambientes e condições que influenciam a formação e a estabilidade das dunas.

São agrupadas em dois grupos levando em consideração a sua localização e características morfológicas.

(Hatton 1995).

- ❖ **Dunas interiores:** Essas dunas são geralmente mais antigas e frequentemente exibem cores avermelhadas ou amareladas devido à oxidação dos minerais presentes nos sedimentos. São formadas em regiões mais afastadas da linha costeira, onde a actividade eólica e a deposição de sedimentos são menos intensas (Momade & Achimo, 2003).

- ❖ **Dunas exteriores:** Estas dunas formam um cordão costeiro contínuo e estreito, localizado directamente ao longo da linha de praia. São expostas directamente ao impacto das ondas e ao vento, o que as torna mais dinâmicas e susceptíveis a alterações rápidas. Atrás dessas dunas, é comum encontrar depressões que podem formar lagoas temporárias ou permanentes, além de outras dunas adjacentes. Essas depressões são frequentemente influenciadas pela variação do nível do mar e pela dinâmica costeira (Hatton 1995).

2.14. Ventos

Vento é o ar em movimento devido a ajustes atmosféricos causados pela diferença de pressão. As diferenças de pressão ao longo da superfície terrestre são devidas ao facto de, em primeiro lugar, a radiação solar recebida na Terra ser maior nas zonas do equador do que nas proximidades dos pólos e, em segundo lugar, ao movimento de rotação da Terra e variações sazonais de distribuição de energia solar incidente. Estes dois factores são os causadores dos chamados ventos globais (Tomasini, 2011).

Próximo do equador, o aquecimento e a rotação da terra, provocam a circulação global, criando assim zonas de baixas pressões, o que faz com que haja convergência de ventos provenientes dos cinturões subtropicais de alta pressão localizados em torno de latitudes 30° S e 30°N, desviados para o Oeste devido à força de Coriolis (Silva, 2005). Nessas latitudes encontram-se as zonas subtropicais de altas pressões que contribuem à movimentação do ar para o equador e para os pólos. A movimentação desde esta zona até os pólos é invertida a partir das latitudes de 60° S e 60° N na qual se encontram as zonas polares de baixas pressões (García, 2004).

2.14.1. Ventos locais

As diferenças de temperatura localizadas em superfícies distintas, como por exemplo, terra e água ou em níveis topográficos diferentes como topo e fundo de vale dão origem a ventos de carácter regional e local. Ocorrendo uma troca de propriedades de energia e massa entre os ventos e as superfícies, desta forma, as características de temperatura, humidade, quantidade de material particulado, velocidade e direcção dos ventos sofrem mudanças em relação às características locais, como descontinuidade no terreno ou na topografia da superfície (Oke, 1987).

2.14.2. Direcção dos ventos

O vento é um fenómeno meteorológico que se caracteriza por dois aspectos principais: a velocidade e a direcção. Essa combinação torna os ventos grandes vectoriais, pois eles possuem tanto uma

intensidade (medida em unidades como km/h, mph, nós ou m/s) quanto uma direcção específica (Marin *et al.*, 2008).

A sua direcção refere-se à origem de onde ele sopra, sendo expressa em graus a partir do norte geográfico, conhecido como azimuth. Essa medição é feita no sentido horário: o vento que vem do leste é considerado a 90°, o vento do sul a 180° e o vento do oeste a 270° (Marin *et al.*, 2008). Para facilitar estudos e análises, a rosa-dos-ventos pode ser dividida em diferentes sectores, como 8, 12 ou 16, para uma melhor representação das direcções dos ventos (Machava, 2015).

2.15. Análise da Dinâmica de Campo de Dunas Eólicas Costeiras

Os campos de dunas eólicas costeiras representam um dos sistemas geomorfológicos mais dinâmicos e sensíveis da interface terra-mar. Eles funcionam como uma reserva estratégica de sedimentos, um habitat ecológico único e, crucialmente, a primeira linha de defesa natural contra a erosão costeira e a intrusão salina, especialmente em cenários de elevação do nível do mar (Nordstrom, 2000; Hesp, 2002). A sua morfologia e evolução são o produto de um balanço complexo e contínuo entre forças construtivas (e.g., transporte eólico de areia) e destrutivas (e.g., erosão por tempestades). Este equilíbrio é influenciado por um conjunto de variáveis naturais – como regime de ventos, precipitação, supplied de sedimentos, eustasia e vegetação – e, de forma crescente, por pressões antrópicas como a urbanização, a supressão da vegetação nativa e a construção de infra-estruturas (Psuty, 2004). Portanto, a análise da dinâmica destes sistemas não é apenas uma questão académica, mas uma necessidade premente para o planeamento costeiro sustentável e a gestão de risco.

2.15.1. Abordagens Metodológicas para a Investigação da Dinâmica Dunar

A investigação da dinâmica das dunas costeiras passou por uma transformação paradigmática, evoluindo de descrições qualitativas e morfológicas para uma ciência quantitativa, precisa e preditiva, graças à integração de técnicas de campo tradicionais com geotecnologias avançadas.

2.15.2. Sensoriamento Remoto e Índices Espectrais

O Sensoriamento Remoto orbital e aéreo constituem a ferramenta primária para o mapeamento e monitoramento multitemporal de larga escala, permitindo a análise de mudanças na linha de costa, na cobertura vegetal e na extensão das áreas de areia exposta ao longo de décadas (Levin *et al.*, 2009).

A discriminação espectral de alvos é otimizada através do cálculo de índices de vegetação, que exploram a assinatura espectral única da clorofila, e de índices de solo exposto/areia.

Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI): Desenvolvido por Rouse *et al.* (1974), o NDVI $(NIR - Red) / (NIR + Red)$ permanece como o índice mais amplamente utilizado para estimar a biomassa e o vigor vegetal. Em dunas, ele é fundamental para mapear a transição entre dunas ativas (baixo NDVI) e dunas estabilizadas ou fixadas pela vegetação (alto NDVI). Estudos como o de Mclachlan *et al.* (2018) demonstram como tendências de aumento do NDVI podem indicar um processo de estabilização dunar, enquanto quedas bruscas podem sinalizar erosão ou reactivação eólica.

Índice de Diferença Normalizada de Areia (NDSI) e Variantes: Para isolar especificamente a assinatura espectral da areia quartzosa, que é altamente reflectiva sobre várias bandas do espectro, diferentes índices foram propostos. Karna *et al.* (2015) validaram a eficácia do NDSI usando a banda do Verde e a banda do Infravermelho de Onda Curta (SWIR) do Landsat:

$$NDSI = (Green - SWIR) / (Green + SWIR).$$

A areia seca e exposta apresenta altos valores de NDSI, enquanto a vegetação, solo amido e água apresentam valores baixos ou negativos. A análise conjunta de mapas de NDVI e NDSI permite uma classificação mais robusta das feições dunares, distinguindo, por exemplo, uma duna activa (alto NDSI, baixo NDVI) de uma área de solo exposto não arenoso (baixo NDSI, baixo NDVI).

2.15.3. Modelagem Digital de Terreno (MDT) e Geoprocessamento de Alta Precisão

Enquanto o sensoriamento remoto orbital fornece a visão sinóptica, técnicas de levantamento topográfico de alta resolução fornecem a precisão volumétrica necessária para quantificar mudanças morfológicas.

LiDAR (Light Detection and Ranging) Aerotransportado: Esta tecnologia emite pulsos de laser e mede o tempo de retorno para gerar uma nuvem de pontos densa e precisa da superfície terrestre. Woolard & Colby (2002) destacam sua capacidade de penetrar na vegetação esparsa, gerando modelos do terreno (MDT) e da superfície (MDS) com resolução centimétrica. A comparação de MDTs LiDAR multitemporais ("DEM of Difference" - DoD) é o padrão-ouro para calcular com exactidão volumes de sedimentos erosionados e depositados, permitindo a construção de orçamentos sedimentares detalhados para o sistema dunar (Andrews *et al.*, 2002).

Fotogrametria com Drones (VANTs): A recente popularização dos drones democratizou o acesso à aquisição de dados de alta resolução. Através da técnica de Structure-from-Motion (SfM), fotografias sobrepostas são convertidas em MDTs e ortomosaicos. Esta metodologia oferece uma relação custo-benefício excelente para monitoramento de curto prazo e alta frequência temporal, ideal para quantificar mudanças morfológicas após eventos específicos, como uma tempestade ou uma intervenção antrópica (Turner *et al.*, 2016).

2.2.3. Métodos Tradicionais de Campo e Laboratório

As técnicas remotas requerem validação e calibração em campo, onde os métodos tradicionais permanecem indispensáveis.

Análise Granulométrica: A colecta de amostras de sedimento para análise em laboratório permite determinar parâmetros como mediana, desvio padrão, assimetria e curtose. Estes parâmetros são cruciais para inferir os processos de transporte (e.g., eólico vs. fluvial) e identificar fontes e sumidouros de sedimentos dentro do sistema costeiro.

Monitoramento do Transporte Eólico: Utilizam-se armadilhas de areia (sand traps) de diversos *designs* para medir directamente a taxa de transporte de sedimentos por unidade de largura em função da velocidade do vento. Estes dados são fundamentais para calibrar modelos de transporte eólico, como a clássica equação de Bagnold (1941).

Perfis Topográficos: A aquisição de perfis de praia-duna com Estação Total ou GNSS RTK fornece séries temporais de alta precisão para validar os modelos derivados de LiDAR ou drones e monitorar a recuperação do sistema pós-storm.

2.3. A Inter-relação entre Campos de Dunas, Precipitação e Ventos

A dinâmica dunar é, em sua essência, uma resposta aos agentes climáticos, sendo o vento e a precipitação os dois mais críticos.

O Vento como Agente de Transporte: O vento é o motor primário da dinâmica dunar. Sua direção determina a orientação das dunas (dunas transversais, barcanas, parabólicas), sua velocidade deve exceder um limiar crítico para iniciar o movimento dos grãos, e sua frequência determina a taxa líquida de transporte. A análise de dados de vento (rosa dos ventos) é, portanto, o primeiro passo para entender a potencialidade de transporte eólico em uma área (Bagnold, 1941).

A Precipitação como Agente de Estabilização/Inibição: O papel da precipitação é mais complexo e dialéctico. Em curto prazo, a chuva humedece a superfície da areia, aumentando a coesão entre os

grãos pelo efeito da tensão superficial da água. Isto eleva significativamente o limiar de velocidade do vento necessário para iniciar o transporte, efectivamente "desligando" temporariamente a actividade eólica (Arens *et al.*, 2001). Em médio e longo prazo, a precipitação é o factor chave que sustenta o crescimento da vegetação pioneira e estabilizadora das dunas (e.g., *Ammophila* spp., *Ipomoea pes-caprae*). A vegetação, por sua vez, atua como uma armadilha natural de sedimentos, promovendo a acreção vertical e lateral e transformando dunas frontais móveis em dunas fixas e estabilizadas (Hesp, 2002).

Portanto, existe uma relação inversa e não linear entre precipitação e mobilidade dunar. Períodos de seca prolongada, como associados a eventos de El Niño em certas regiões, podem levar à reactivação de dunas previamente estabilizadas, pois a vegetação pode entrar em estresse hídrico e morrer, expondo a areia seca ao vento (Lancaster, 1995). Desta forma, a análise da dinâmica dunar não pode ser dissociada da análise climática, requerendo a correlação de séries temporais de dados morfológicos (e.g., derivados de LiDAR multitemporal) com séries de dados meteorológicos (velocidade e direção do vento, pluviosidade) para se estabelecerem relações de causa e efeito robustas.

CAPITULO III: METODOLOGIA

3.1. Área de estudo

O presente trabalho realizou-se na Praia de Chongoene, localizada na província de Gaza, Moçambique, sendo limitado, a Norte pelo distrito de Chibuto, a Leste pelo Oceano Índico e ainda pelo distrito de Mandjacaze, ficando a cidade de Xai-Xai, a 15 km da capital provincial. Ocupa uma área territorial com cerca de 746 km², sendo composta pelas seguintes localidades: Banhine, Maciene, Nhacutse, Nhamavile e Siaia (MAE 2005; MICOA 2012). É uma região costeira de grande interesse científico, combinando aspectos climáticos, geológicos e ecológicos únicos.

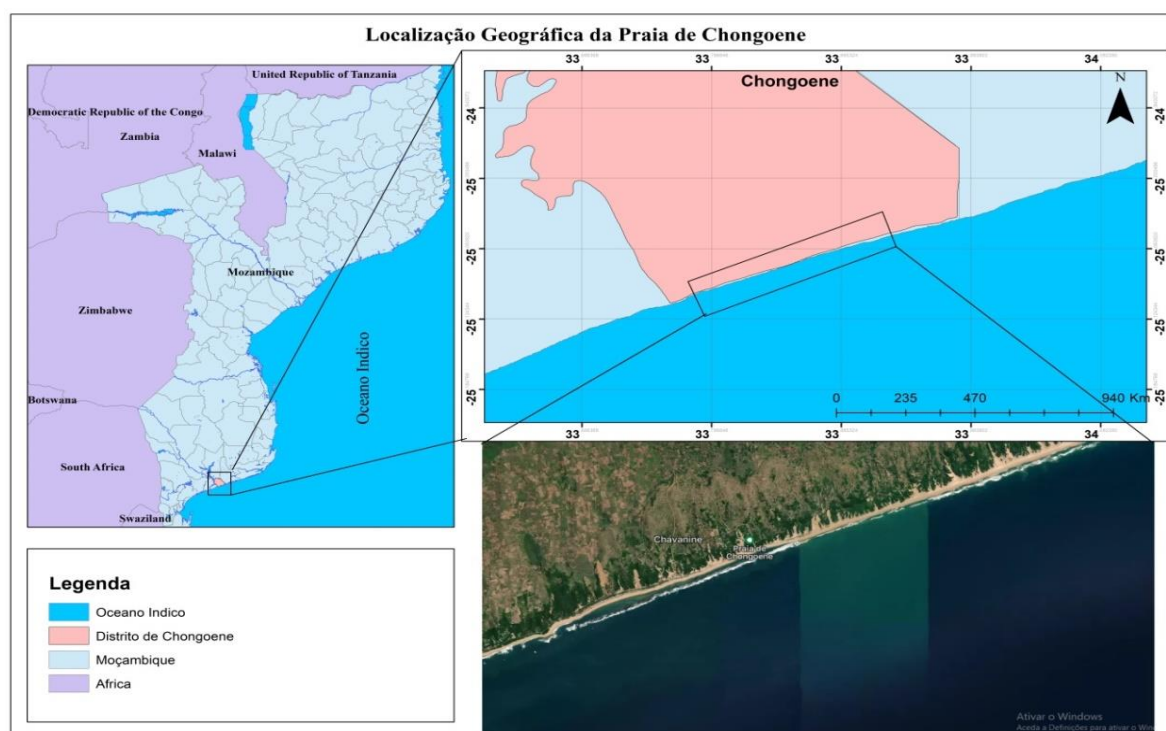


Figura 3:Localização geográfica da praia de Chongoene.

3.1.1. Características da área de estudo

❖ Clima

A região de Chongoene possui um clima tropical húmido, com temperaturas médias anuais variando entre 25°C e 32°C durante o dia. Essa estabilidade térmica ao longo do ano é um factor essencial para o desenvolvimento de uma ampla diversidade de ecossistemas marinhos e terrestres (Silva, 2020).

❖ Geologia

A geologia de Chongoene é marcada por uma variedade de formações rochosas e sedimentares. Destaca-se a presença de formações pré-cambrianas, juntamente com depósitos costeiros recentes

compostos por sedimentos fluviais e marinhos. Os depósitos costeiros recentes são resultado da interação entre processos fluviais e marinhos ao longo do tempo geológico. Esses sedimentos, compostos por areias, argilas, cascalhos e conchas, reflectem as mudanças na linha costeira, o transporte dos mesmos pelos rios e as influências das marés e correntes marinhas. A presença de areias indica a acção dos ventos na formação das dunas costeiras, enquanto as argilas podem ser indicadores de áreas de deposição mais calmas, como estuários ou áreas protegidas (Psuty, 2004).

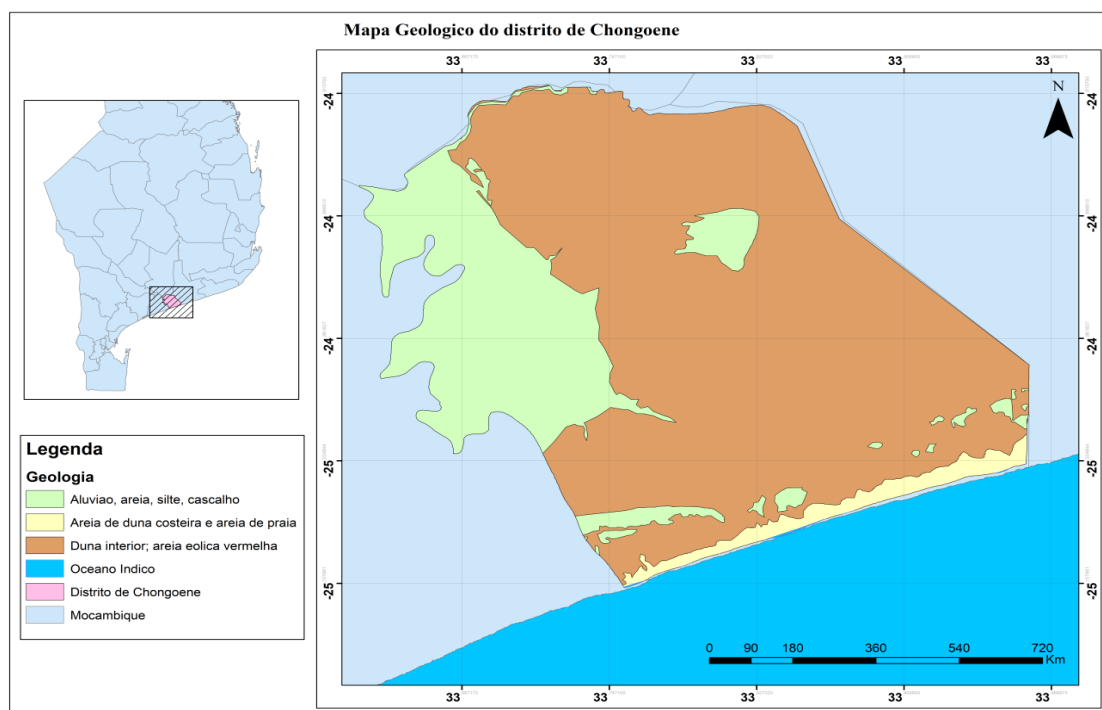


Figura 4: Mapa geológico do distrito de Chongoene.

❖ Ventos

Os ventos têm um papel significativo na dinâmica costeira de Chongoene. Na estação chuvosa, os ventos variáveis das monções trazem humidade, alterando padrões de vento e correntes marinhas, impactando a distribuição de sedimentos e a modelagem da linha costeira. Essa temporada sazonal é crucial para entender os efeitos das mudanças climáticas e para o planeamento da conservação em Chongoene, destacando a importância de estudar e compreender os padrões do vento (MICOA 2012).

3.2. Materiais

3.2.1. Aquisição de dados

Inicialmente foram obtidas imagens de satélite previamente ortorretificadas, gratuitamente disponíveis no *site* do USGS <https://earthexplorer.usgs.gov/>, a descrição das imagens é feita na Tabela 1. As imagens foram seleccionadas seguindo critérios de baixa cobertura de nuvens para

melhor representatividade do campo de dunas. Visando atenuar a variância espectral induzida pela sazonalidade, estabeleceu-se como critério de selecção a aquisição de imagens no trimestre Outubro-Dezembro. Este período é caracterizado por condições de cobertura vegetal e humidade do solo estáveis na área de estudo, o que reduz ruídos analíticos associados à dinâmica vegetativa transitória e permite um mapeamento mais consistente das classes de uso e cobertura do solo.

Tabela 1: Imagens utilizadas no presente estudo.

Banco de imagens LANDSAT (1994 a 2024)					
Características das imagens			Data de aquisição		
Satélite	Sensor	Resolução espacial	Dia	Mês	Ano
LANDSAT 5	TM	30 m	13	Novembro	1996
LANDSAT 5	TM	30 m	19	Outubro	2000
LANDSAT 5	TM	30 m	02	Novembro	2005
LANDSAT 5	TM	30 m	02	Dezembro	2010
LANDSAT 8	OLI	30 m	23	Junho	2015
LANDSAT 9	OLI	30 m	27	Outubro	2023

Para uma boa análise da variação dos campos de dunas foram envolvidos os dados de precipitação e das componentes zonal e meridional do vento que podem influenciar directamente na variação dos campos de dunas, onde tais dados serão adquiridos através do sensor ERA5.

O ERA5 é a mais recente reanálise atmosférica global com a melhor resolução espacial e temporal disponível publicamente (espacial de 0.25° e temporal horária) . É o sucessor do ERA-Interim, sendo gerada a partir da integração da plataforma de modelagem global acoplada (Integrated Forecast System - IFS) do ECMWF, com uma resolução espacial nativa de ~31 km e 137 níveis verticais para a componente de modelagem atmosférica, desde 1979 até o presente. O ERA5 é disponibilizado publicamente em uma grade global regular com 0,25° por 0,25° de resolução espacial em latitude e longitude através do programa europeu Copernicus Climate Change Service (CS3; <https://cds.climate.copernicus.eu/>).

Além disso, foram necessários os programas: ArcGIS 10.1 e o Matlab R2013a. Ambos os programas utilizados para o processamento e análise são programas livres. É necessário ressaltar a importância da utilização dessas ferramentas de carácter livre e gratuita, as quais foram essenciais

para as análises realizadas. A metodologia deste trabalho foi dividida em duas partes: (1) o pré-processamento e o processamento das imagens dos sensores TM e OLI,

3.3. Métodos

3.3.1. Pré-processamento das imagens

Nas imagens dos sensores TM e OLI foi aplicado o pré-processamento, o qual consiste na etapa de preparação dos dados. Durante esta fase, foram empregadas técnicas visando melhorar a correção das imagens como: correção radiométrica e atmosférica, correção geométrica, realce, remoção dos ruídos e o corregristo (Moreira, 2007). A calibração radiométrica é processo de transformar os contadores digitais em valores de radiância espectral. Os factores de calibração estão presentes no metadado da imagem.

Posteriormente foi realizada a correção atmosférica, a qual é feita para minimizar os efeitos da distorção radiométrica causada pela atmosfera, os quais são influenciados pelo comprimento de onda, a data do imageamento e trajetória da radiação. Entre as técnicas de propostas para a correção atmosférica, a técnica de subtração do escuro (*dark subtraction*) é uma das mais aceitas (Meneses & Almeida, 2012).

Neste trabalho, utilizou-se a técnica de *dark subtraction*, a qual é estimada directamente a partir dos contadores digitais da cena. Para realizar esse processo, seleccionam-se locais da imagem onde a reflectância é nula (águas profundas e zonas de sombras), obtém o valor do contador digital mínimo desses alvos; após subtrair os valores do contador digital para todas bandas da imagem. Como resultado, é obtido uma cena com redução do efeito atmosférico, este processo é descrito por (Meneses & Almeida, 2012) e (Espinoza *et al.*, 2017).

Em seguida, foi realizada a correção geométrica das cenas, a qual visa a representação espacial dos dados em um sistema de coordenadas geográficas padrão. A correção da imagem trata, da remoção dos erros introduzidos pelos campos de visada óptica do sensor. As principais fontes de distorções geométricas são devidas: a rotação da Terra, instabilidade dos eixos de posicionamento da plataforma, curvatura da Terra e campo de visada do sensor Meneses & Almeida (2012). Para a realização da correção geométrica das imagens serão adquiridos pontos homólogos entre as cenas.

3.3.2. Processamento

3.3.3. Identificação do padrão de variação do uso e cobertura do solo na praia de Chongoene

Para o mapeamento e análise da cobertura do solo foi realizada por meio da classificação digital das imagens nos anos de 1996, 2005, 2015 e 2023, utilizando o algoritmo de classificação de máxima

verossimilhança (*Maximum Likelihood Classification*), disponível na ferramenta *Image Classification* do software ArcGIS 10.1. Este método baseia-se em princípios estatísticos, considerando tanto a média quanto a variância das assinaturas espectrais das classes, de modo a estimar a probabilidade de um pixel pertencer a uma determinada categoria.

Para auxiliar na definição das categorias temáticas, foi realizado um levantamento prévio da área de estudo, que incluiu a composição colorida das bandas espectrais das, com o objectivo de realçar as diferenças entre os diversos tipos de cobertura do solo. Foi utilizada também a plataforma Google Earth como ferramenta complementar para a interpretação visual e validação inicial das classes de uso e ocupação. Esse recurso permitiu uma melhor familiarização com as características da paisagem local, contribuindo para uma delimitação mais precisa das categorias. Com base nesse conhecimento prévio, foi definido o número de classes a serem extraídas, resultando em sete categorias: água profunda, águas rasas, vegetação densa, vegetação menos densa, solos expostos, área desmatada e dunas.

3.3.4. Mapear e quantificar as áreas dos campos de dunas

Para conseguir mapear quantificar e obter a área das dunas, no período de 1996 a 2023, foi feito o cálculo do NDSI (*Normalized Difference Snow Index*), ou índice de neve ou branco, o qual é um método utilizado para calcular um índice físico indicativo da presença de branco em um certo *pixel*. Esse índice pode ser expresso pela equação abaixo.

$$NDSI = \frac{(GREEN - SWIR)}{(GREEN + SWIR)}$$

Onde GREEN representa a banda correspondente ao comprimento de onda do verde na região do visível, e o SWIR corresponde à banda do infravermelho próximo do espectro electromagnético (Emmendorfer *et al.*, 2019).

Para representar a variação de campos de dunas na praia de Chongoene utilizou-se o método AVM (Análise de vector de Mudança). Essa técnica calcula as mudanças radiométricas entre as bandas. O método AVM utiliza pares de imagens multiespectrais de datas diferentes, os quais servem para calcular os vectores das mudanças espectrais comparando com as magnitudes obtidas, considerando um limiar pré determinado. Cada vector é uma combinação de mudanças positivas ou negativas das bandas. E com esses vectores é possível caracterizar a variação Lorena *et al.* (2004). Na figura 5, está representado o processamento das imagens orbitais dos sensores TM e OLI.

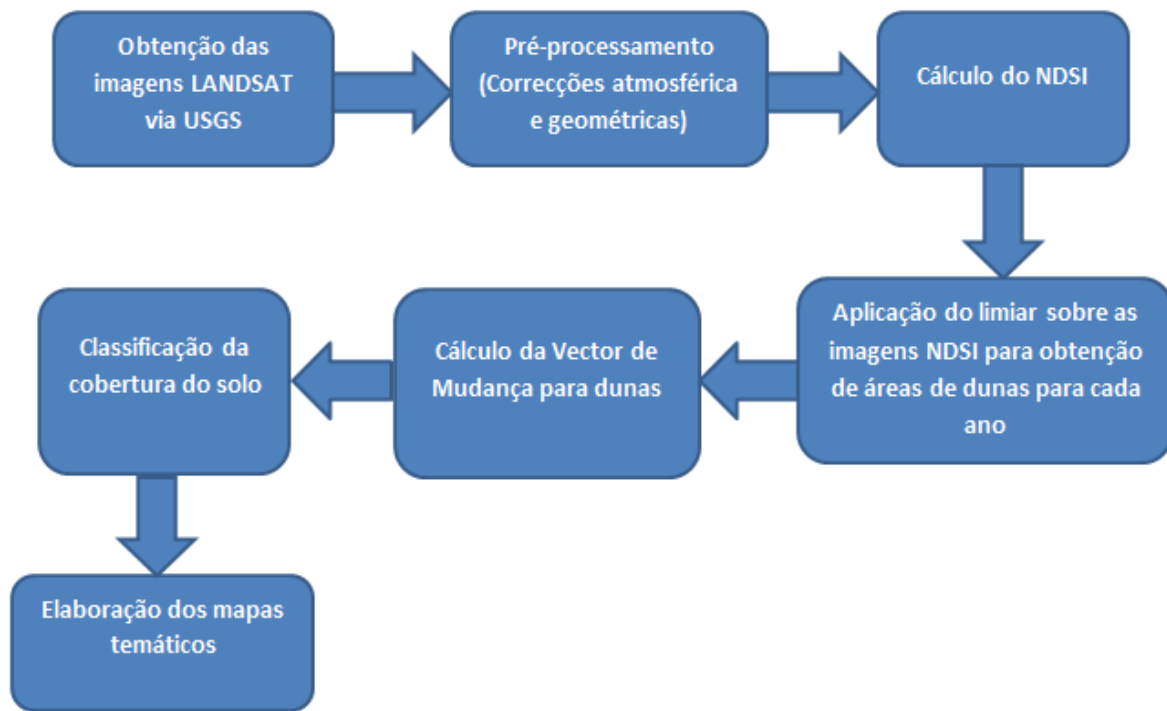


Figura 5: Fluxograma do processamento das imagens orbitais dos satélites Landsat.

3.3.5. Caracterização das variáveis climáticas locais (precipitação e ventos).

Para análise da variabilidade anual e mensal da precipitação na praia de Chongoene foram calculadas as médias anuais e mensais da precipitação a partir da equação abaixo:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

Em que,

$\bar{x}$ é a média aritmética;

n é o numero total de observações no conjunto de dados;

x_i é o valor da i -ésima observação.

Após calcular as médias mensais dos dados de precipitação fez-se então a série temporal das médias mensais e anuais da precipitação para o período compreendido entre 1994 e 2023.

Para avaliar a influência dos ventos nos campos de dunas, foram geradas rosas-dos-ventos mensais, que ilustram a direcção, intensidade e frequência dos ventos em todos meses no período compreendido entre 1994 a 2023, a partir dos dados diários das componentes zonais (u) e meridional (v) do vento, obtidos de reanálises ERA5. Para gerar as rosas-dos-ventos primeiro foi calculada, no Matlab R2013a, a intensidade dos ventos através da seguinte equação:

$$I = \sqrt{u^2 + v^2}$$

A direção do vento (em graus) foi determinada a partir das componentes u e v usando a função $atan2$ (que considera o quadrante correto), usando a equação abaixo:

$$\theta = \left(\frac{180}{\pi} \cdot atan2(-u, -v) \right)$$

$\pi - 3.14$;

$atan2$ – Arco-Tangente de Dois Argumentos (u e v);

Depois de cálculos, os dados horários de intensidade dos ventos (I) e direção dos ventos (θ) foram agrupados por mês e exportados para o *software* WRplot (em formato xls). Nesse *software*, geraram-se rosas-dos-ventos para visualizar a distribuição conjunta de frequência, intensidade e direção predominante em cada mês analisado.

3.3.6. Determinação da mobilidade das dunas eólicas da praia de Chongoene.

Para determinar a mobilidade das dunas eólicas da praia de Chongoene durante o período compreendido entre 1994 a 2023 calculou-se o índice de mobilidade eólico (M) anual e mensal. O índice de mobilidade eólico (M) foi calculado usando a equação de Lancaster (1988):

$$M = w \frac{ETP}{P}$$

Onde:

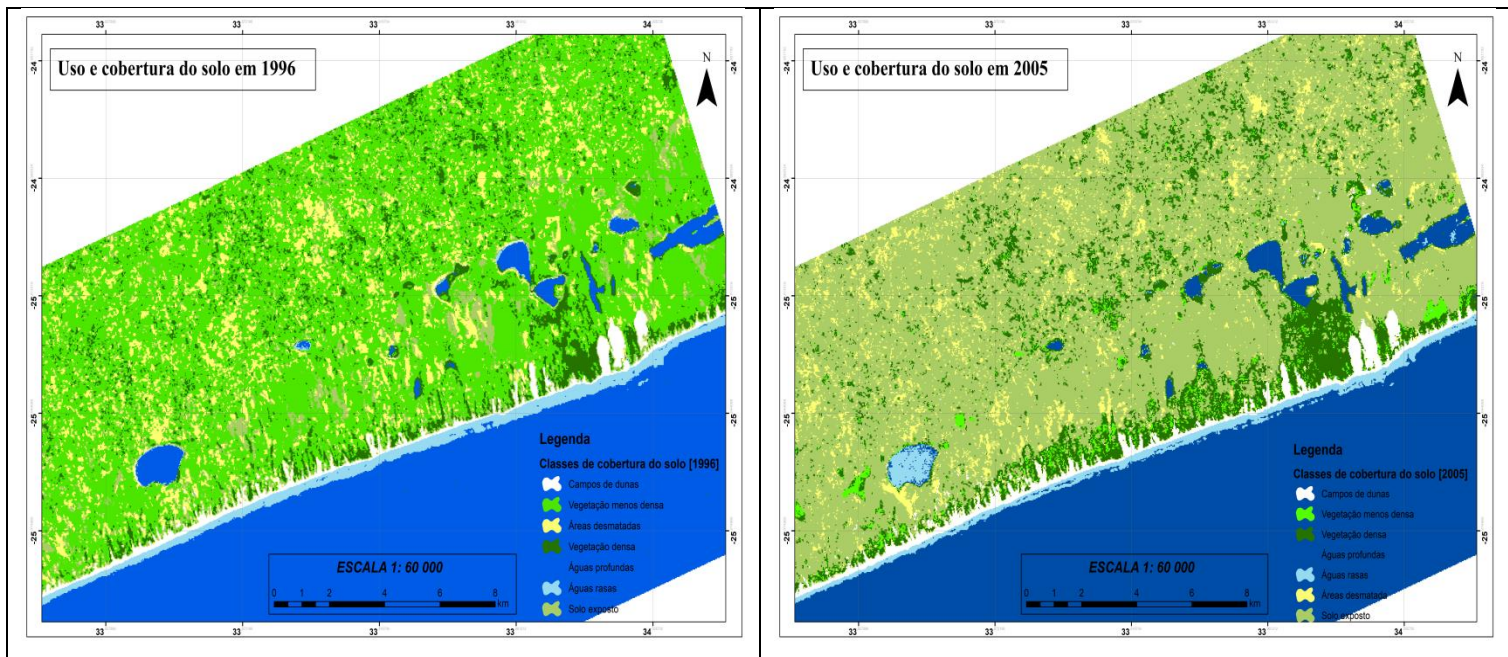
- w é a percentagem anual/mensal de vento superior a 6 m/s.
- P será a média anual/mensal de precipitação
- ETP média anual/mensal de evapotranspiração

CAPITULO IV: RESULTADOS

4.1. Identificação do padrão de variação do uso e cobertura do solo na praia de Chongoene.

As imagens representadas na figura 6 ilustram a variação do uso e ocupação do solo no intervalo de 1994 a 2024. Para esse estudo, foram seleccionados os anos de 1996, 2005, 2015 e 2023 como marcos temporais de análise. Em 1996, observa-se uma predominância de vegetação menos densa, com poucas áreas desmatadas e solos expostos, em 2005, nota-se uma significativa redução da vegetação menos densa, com aumento da vegetação densa na praia. Além disso, houve uma expansão das áreas com solo exposto e das áreas desmatadas, indicando um processo de transformação da cobertura vegetal e das características do solo ao longo do tempo.

Em 2015 observa-se certa recuperação da vegetação menos densa em algumas áreas, especialmente na forma de vegetação arbustiva. Apesar disso, o solo exposto ainda mantém uma presença significativa, sugerindo que a região continua sujeita a pressões ambientais. A vegetação densa localizada entre os campos de dunas à sudeste da praia mantém sua extensão. Em 2023 observa-se um aumento significativo das áreas desmatadas na praia de Chongoene, com consequente diminuição da vegetação densa e menos densa, devido a escala da imagem, a área do campo de dunas não mostra variação aparente.



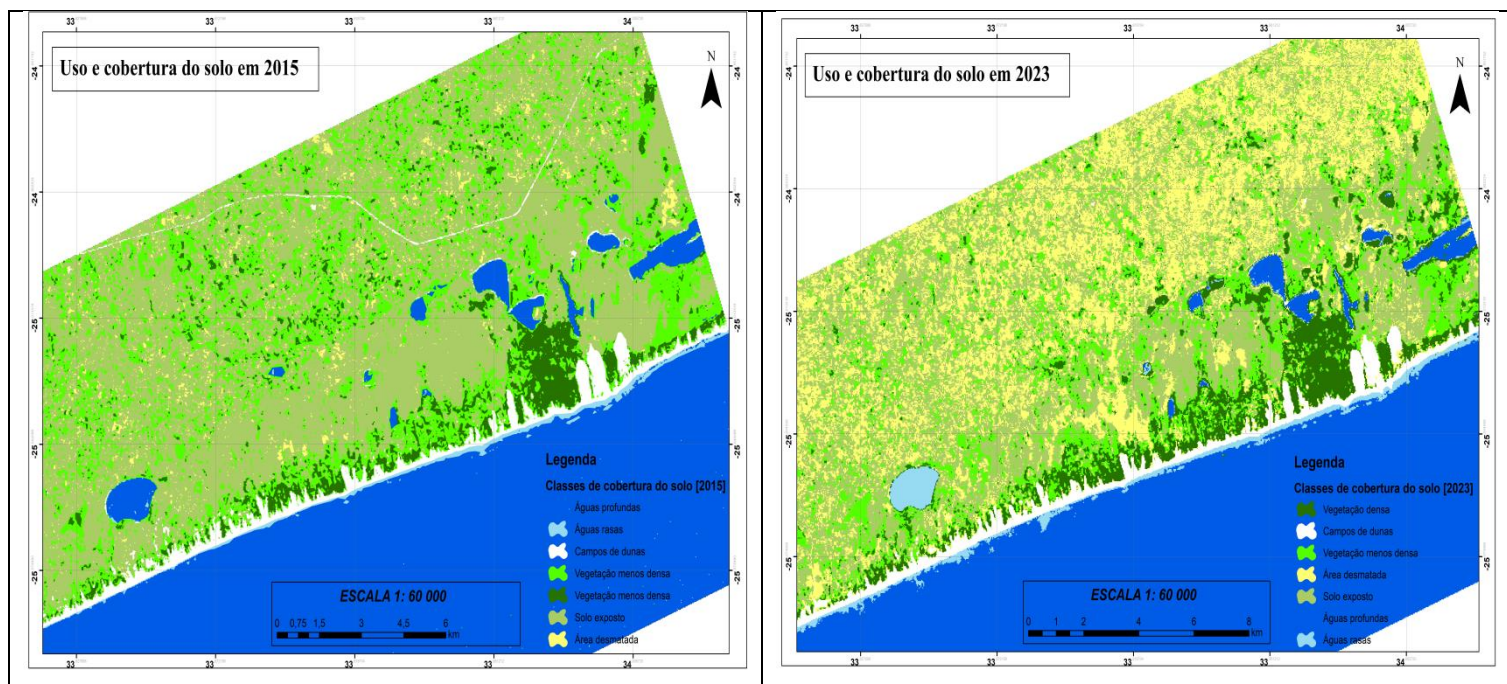


Figura 6: Mapas do uso e cobertura do solo da praia de Chongoene.

O gráfico apresentado na (figura 7) mostra a variação da cobertura de solo entre os anos de 1996, 2000, 2005, 2010 e 2023, abrangendo sete classes principais: águas profundas, águas rasas, vegetação densa, vegetação menos densa, área desmatada, solam exposto e dunas. Observa-se que a área ocupada por água profunda se manteve praticamente estável ao longo dos anos, com valores em torno de 45%, o que indica pouca ou nenhuma alteração significativa neste tipo de cobertura. As águas rasas também não apresentaram mudanças expressivas, com variações modestas entre os anos, mantendo-se relativamente constantes com uma percentagem de cerca de 3% do uso total do solo.

Por outro lado, a vegetação menos densa sofreu uma redução drástica, passando de 36.8 % em 1996 para apenas 4% no ano 2000, com uma leve recuperação nos anos seguintes, atingindo 14.8% em 2010, essa classe sofre redução para menos de 10% no ano de 2023. Essa queda acentuada sugere substituição por outros tipos de cobertura, como solo exposto ou vegetação densa. Em contrapartida, a vegetação densa apresentou uma área de 5% em 1996 e experimentou um aumento expressivo para 6.58% em 2005, seguido por uma queda para cerca de 3% em 2010 e nova elevação em 2023, alcançando aproximadamente 5%.

O solo exposto, por sua vez, passou por um crescimento acentuado até 2005, quando atingiu 39.8 %, o que pode indicar um período de intensa desflorestação, urbanização ou outras formas de degradação do solo. No entanto, esse valor diminuiu consideravelmente em 2023, registrando cerca de 20.1%. A área desmatada também aumenta ao longo dos anos, começando com menos de 10%

no ano de 1996 e chegando a alcançar 20% no ano de 2023, resultado de intensa desflorestação e outras formas de degradação do solo.

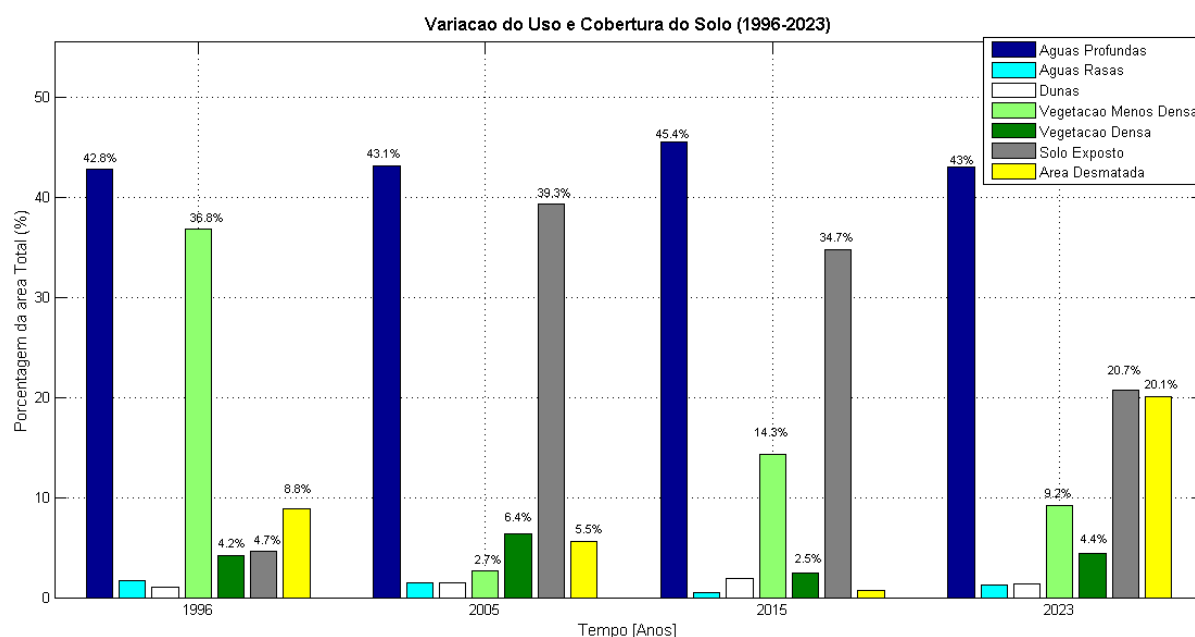


Figura 7: Variação das áreas de uso e ocupação do solo.

4.2. Mapear e quantificar a variação dos campos de dunas na praia de Chongoene

A figura 8 representa visualmente a variação total dos campos de dunas na área de estudo ao longo dos 30 anos analisados, permitindo identificar de forma clara as áreas que sofreram redução ou expansão no período. Nota-se que ocorreu uma redução significativa da área total dos campos de dunas, embora existam locais onde se registou um ligeiro aumento. Contudo, a tendência geral é de contracção, sendo a redução mais intensa e extensa do que os ganhos pontuais.

A análise espacial detalhada revela que a redução mais acentuada ocorreu predominantemente na porção noroeste dos campos de dunas. Este padrão está directamente relacionado com a dinâmica eólica regional, especificamente com a predominância dos ventos de noroeste que sopram na região durante todo o ano. Estes ventos atingem a sua intensidade máxima no período entre Agosto e Dezembro, com velocidades médias em torno de 7 m/s, o que lhes confere uma capacidade erosiva significativa.

A acção contínua e intensa destes ventos sobre as dunas noroeste resulta num processo de remoção e transporte de sedimentos para outras áreas, explicando não apenas a redução observada nessa zona, mas também os aumentos pontuais registados noutras partes do sistema. A orientação e persistência do vento criam um fluxo sedimentar neto no sentido noroeste-sudeste, reconfigurando a paisagem dunar ao longo do tempo.

Este processo de redistribuição eólica, associado a possíveis factores antropogénicos como o pisoteio ou a remoção de vegetação estabilizadora, pode estar a acelerar a taxa de erosão nas áreas mais expostas. A perda de área dunar na zona noroeste representa não apenas uma alteração morfológica, mas também um potencial impacto na protecção costeira, uma vez que estes sistemas desempenham um papel crucial na defesa natural contra a erosão costeira e a intrusão marinha.

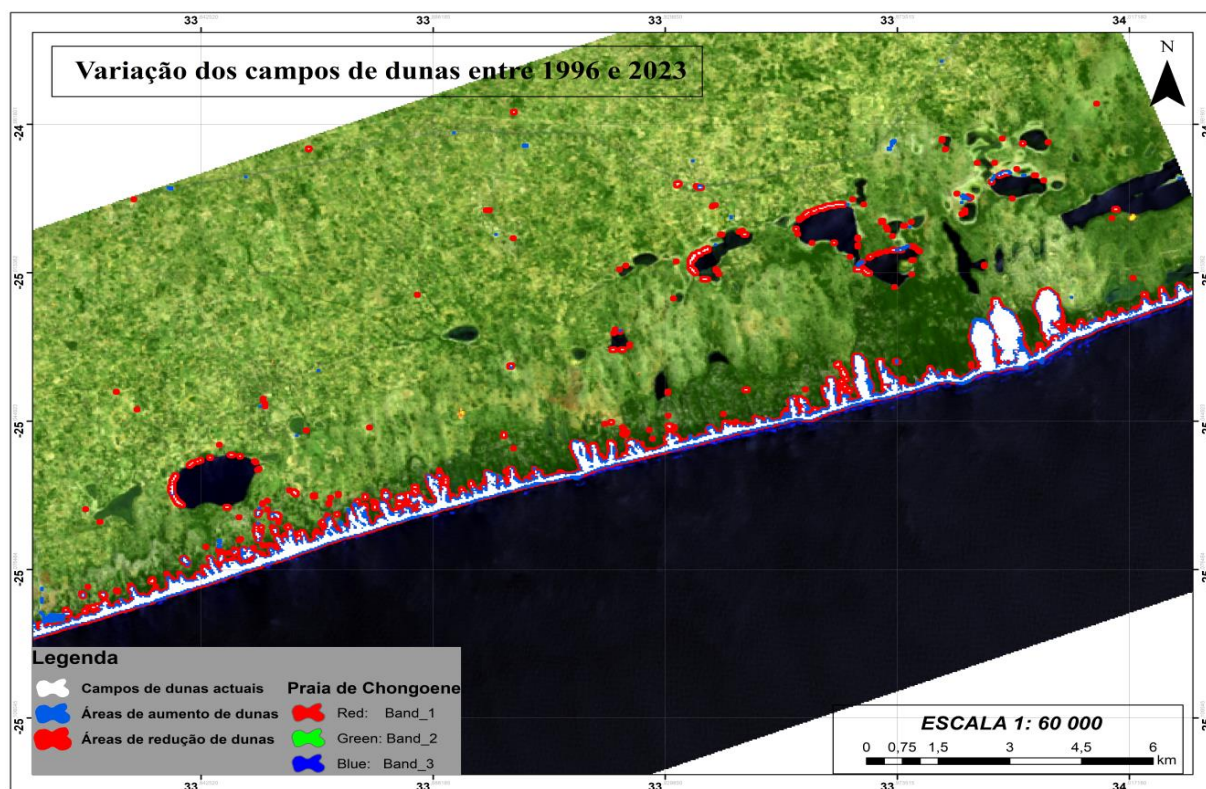


Figura 8: Mapa da variação dos campos de dunas entre 1996 e 2023.

A figura 9 apresenta a evolução temporal das áreas de dunas na praia de Chongoene, província de Gaza, nos anos de 1996, 2000, 2005, 2010 e 2023, com base no cálculo do Índice de Diferença Normalizada de Superfície Impermeável (NDSI) a partir de imagens de satélite. A análise quantitativa revela uma tendência decrescente acentuada na extensão dos campos de dunas ao longo do período de 27 anos.

Em 1996, a área total dos campos de dunas era de aproximadamente 1000 hectares, representando uma cobertura significativa na paisagem costeira. No entanto, em 2000, observou-se uma redução para cerca de 840 hectares, indicando uma perda de 160 hectares em apenas quatro anos. Esta diminuição pode estar associada a factores naturais, como eventos climáticos extremos, ou à pressão antropogénica inicial.

O ano de 2005 marca uma redução drástica para aproximadamente 20 hectares, o que sugere a ocorrência de eventos disruptivos, como tempestades severas, erosão costeira acelerada ou intervenções humanas directas (ex.: extracção de areia ou urbanização). Entre 2005 e 2010, a

variação foi menos significativa, com uma redução de apenas 10 hectares, totalizando cerca de 10 hectares em 2010. Este período de relativa estabilidade pode indicar uma pausa nos factores de pressão ou a implementação de medidas de conservação local.

Em 2023, a área das dunas contraiu-se para aproximadamente 580 hectares, evidenciando uma perda total de mais de 420 hectares em 27 anos. Esta redução representa um declínio de 42% na cobertura dunar original, com implicações graves para a resiliência costeira, a protecção contra a erosão marinha e a conservação da biodiversidade local.

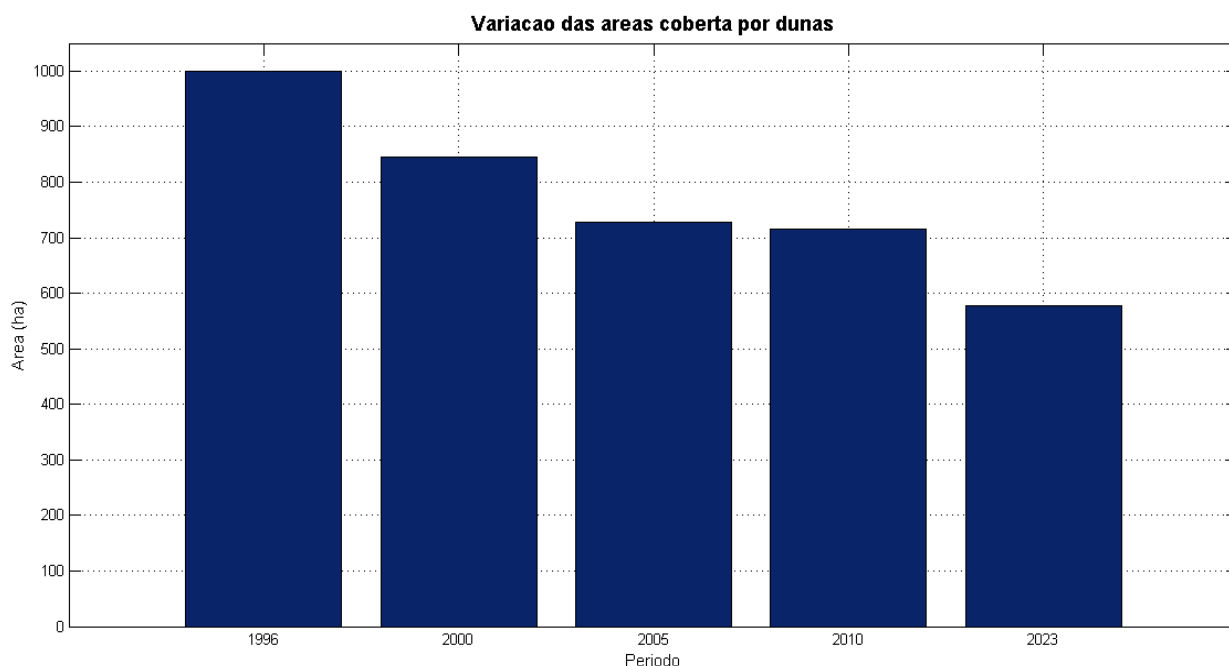


Figura 9: Variação das áreas dos campos de dunas na praia de Chongoene.

4.2. Caracterização das variáveis climáticas locais (precipitação e ventos).

A figura 10 apresenta a variação anual dos totais de precipitação registados na praia de Chongoene ao longo de trinta anos (1994–2024), permitindo identificar flutuações significativas no regime pluviométrico local. A análise da série temporal revela uma considerável variabilidade interanual, com valores que oscilam entre extremos de elevada e reduzida precipitação, reflectindo a dinâmica climática característica da região costeira do sul de Moçambique.

O ano de 2000 emerge como o mais chuvoso do período analisado, com uma precipitação acumulada de aproximadamente 1400 mm. Este valor representa um pico notável no contexto da série histórica, assinalando um período de excepcional abundância de chuvas. De igual modo, outros anos — nomeadamente 1996, 2004, 2007 e 2011 — registaram totais pluviométricos próximos de 1000 mm, situando-se entre os exercícios com maior precipitação.

Em contrapartida, os anos de 1995 e 2008 distinguem-se como os mais secos, com acumulados pluviométricos na ordem dos 200 mm. Estes valores indicam uma drástica redução na disponibilidade de água precipitável, configurando situações de seca meteorológica acentuada. A expressiva diferença entre os anos mais chuvosos e os mais secos evidencia a amplitude da variabilidade natural do clima na região.

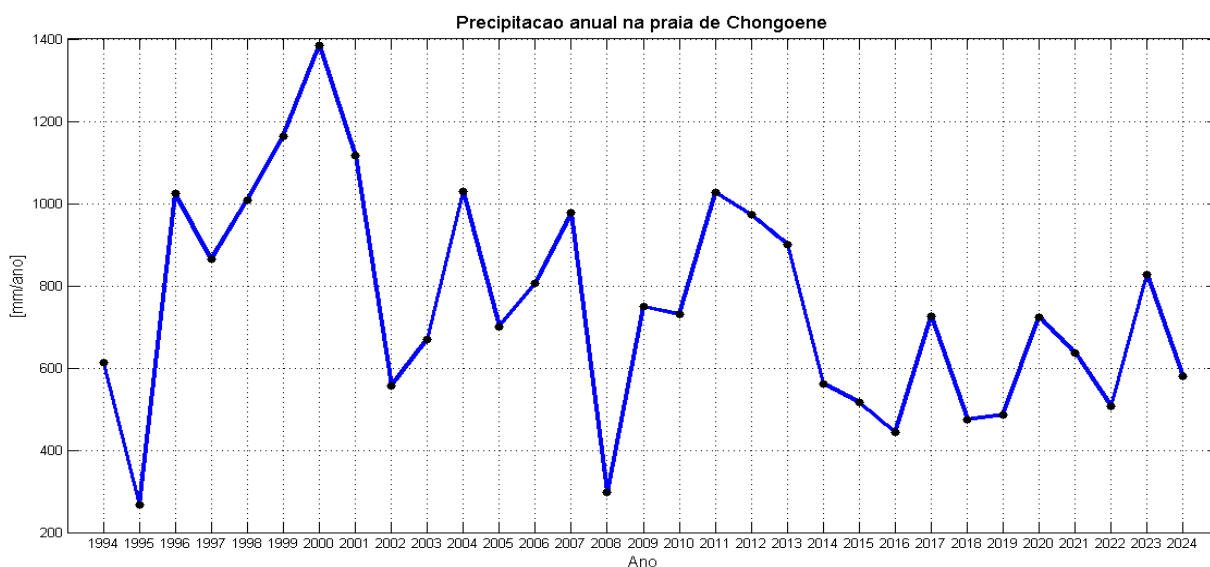


Figura 10: Precipitação anual da praia de Chongoene.

A análise da variação mensal da precipitação na praia de Chongoene revela um padrão climático sazonal marcante, caracterizado por uma clara distinção entre os períodos chuvoso e seco. O período chuvoso estende-se de Novembro a Março, apresentando os maiores volumes pluviométricos do ano, com precipitação média mensal frequentemente superior a 80 mm.

Em contraste, o período seco, que abrange os meses de Abril a Outubro, registrar valores pluviométricos significativamente reduzidos, frequentemente inferiores a 30 mm mensais. Esta estacionalidade seca está relacionada com a estabilidade atmosférica induzida pela subsidência de massas de ar continentais mais secas e pela menor influência de sistemas precipitantes.

Destaca-se o mês de Janeiro como o mais chuvoso do ano, com um pico de aproximadamente 120 mm de precipitação acumulada, reflexo da intensificação da atividade convectiva durante o auge do verão austral. Por outro lado, Agosto emerge como o mês mais seco, com registros pluviométricos tão baixos quanto 10 mm, coincidindo com o pico do inverno e a estabilidade atmosférica típica desta época.

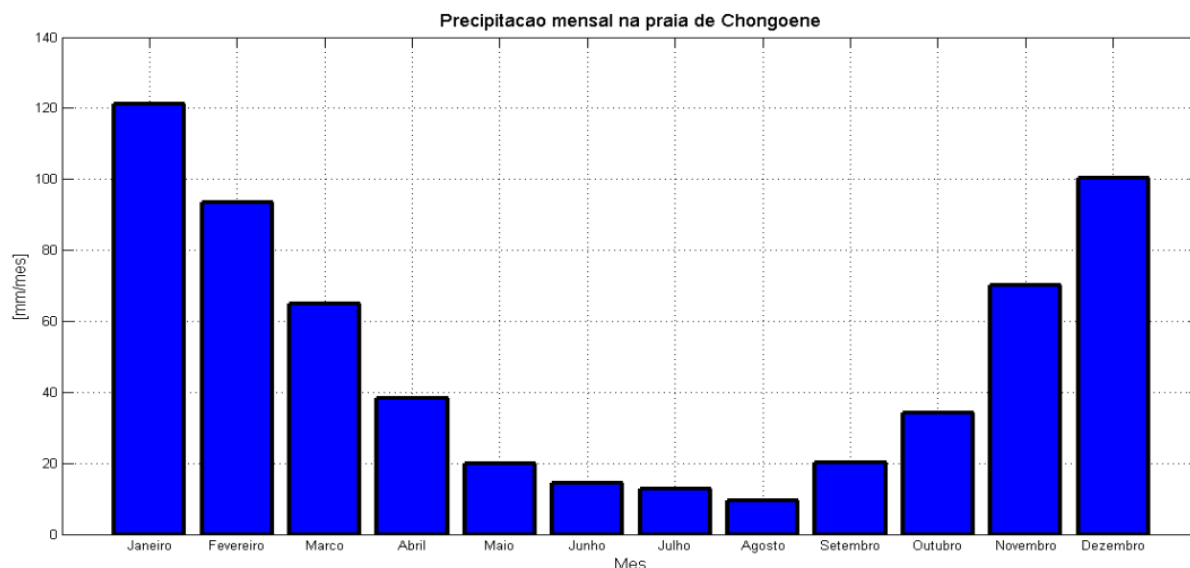


Figura 11: Precipitação mensal na praia de Chongoene.

A figura 12 ilustra a variação anual intensidade dos ventos na praia de Chongoene para o período compreendido entre 1994 a 2024, na figura observa-se que a série temporal inicia com ventos 2.51 m/s em 1994, essa intensidade aumenta até cerca de 2.55 m/s no ano de 1995, seguido por uma redução nas intensidades do vento alcançando 2.3 m/s no ano de 1998. De 1999 até 2003 nota-se um aumento gradativo na intensidade dos ventos com a intensidade dos ventos chegando a aproximadamente 2.8 m/s, a intensidade dos ventos reduz drasticamente de 2004 a 2007 para cerca de 2.48 m/s.

Os anos que registraram maiores intensidades dos ventos foram os anos de 2003, 2008, 2016, 2019 e 2020 com ventos de intensidades superiores a 2. m/s, por outro lado os anos com as menores intensidades dos ventos foram os anos 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2021 e 2023 com intensidades do ventos inferiores a 2.3 m/s.

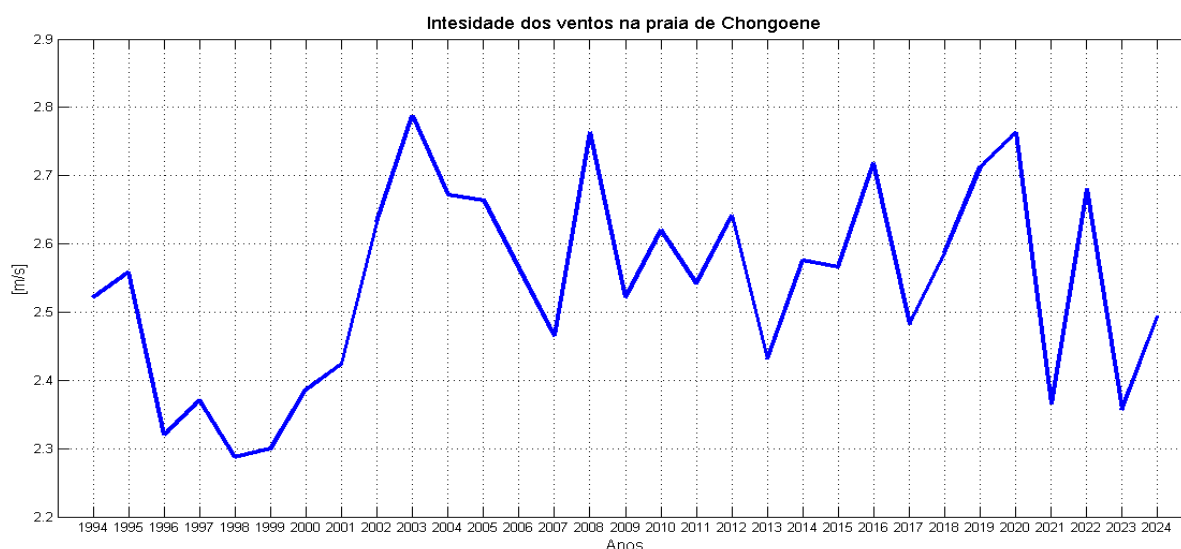


Figura 12: Intensidade anual dos ventos na praia de Chongoene.

As figuras abaixo, mostram que nos meses de Janeiro, Fevereiro e Março a direcção predominante dos ventos foi de Noroeste diferenciando-se apenas da frequência desses ventos em cada mês. No mês de Janeiro verificou-se cerca de 29.3%, o mês de Fevereiro cerca de 31.7% e o mês de Março registou cerca de 31% dos ventos fluindo para Noroeste, além disso verificou-se também ventos de Norte totalizando menos de 10% no mês de Janeiro e menos de 6% nos meses de Fevereiro e Março, registou-se também ventos de Oeste com cerca de 10% em todos meses.

A partir do mês de Maio verifica-se uma mudança no padrão dos ventos que mostraram uma maior dispersão, com os ventos soprando em quase todas direcções. Verificou-se a predominância de 19.1% dos ventos soprando para Noroeste, seguindo por 12% dos ventos soprando para Norte, e cerca de 4% dos ventos indo em direcção a Oeste porém a novidade observada nesse mês foram os ventos que sopraram em direcção ao Norte totalizando cerca de 6%.

Para o mês de Junho observou-se uma redução da frequência dos ventos em direcção a Noroeste que decrescem até 17.5%, e por outro lado temos um aumento das frequências dos ventos de Norte que alcançaram cerca de 13% dos ventos sentidos na praia de Chongoene. Os ventos de Sul correspondem a 10% dos ventos registados na praia, e os ventos de Oeste também reduziram para menos de 4%.

No mês de Julho a frequência dos ventos para Noroeste aumentou para 19.8%, e a frequência dos ventos de Norte diminuiu para 8.4% e com ela também diminui a frequência dos ventos Sul para cerca de 10%. Para o mês de Agosto os ventos predominantes continuam sendo os ventos de Noroeste com cerca de 18.2% dos ventos totais, a segunda direcção mais predominante é a direcção de Sudoeste que alcançaram nesse mês cerca de 10% dos ventos, seguidos pelos ventos de Sul com 9.69% dos ventos registados nesse mês.

No mês de Setembro como no mês anterior verificou-se o aumento da frequência dos ventos que sopravam na direcção Oeste e Noroeste tendo 5% e 11% respectivamente, apesar disso os ventos predominantes continuam sendo os ventos de Noroeste com 15.8% dos ventos. No mês de Outubro os ventos sopraram predominantemente no sentido de Noroeste com 18.5% dos ventos fluindo nessa direcção, nesse mês verificou-se uma redução dos ventos que sopravam para outras direcções, sendo que nenhuma outra direcção alcançou frequências superiores a 7%.

O padrão dos ventos verificado em Outubro se repete nos meses de Novembro e Dezembro onde também se observa a predominância de ventos de Noroeste com cerca 17.8% em Novembro e 20.3 % em Dezembro, seguidos pelos ventos de Oeste com cerca de 11.3% em Novembro e 12.2% em Dezembro e ventos de Sudoeste com 7.16% em Novembro e 8.12% no mês de Dezembro.

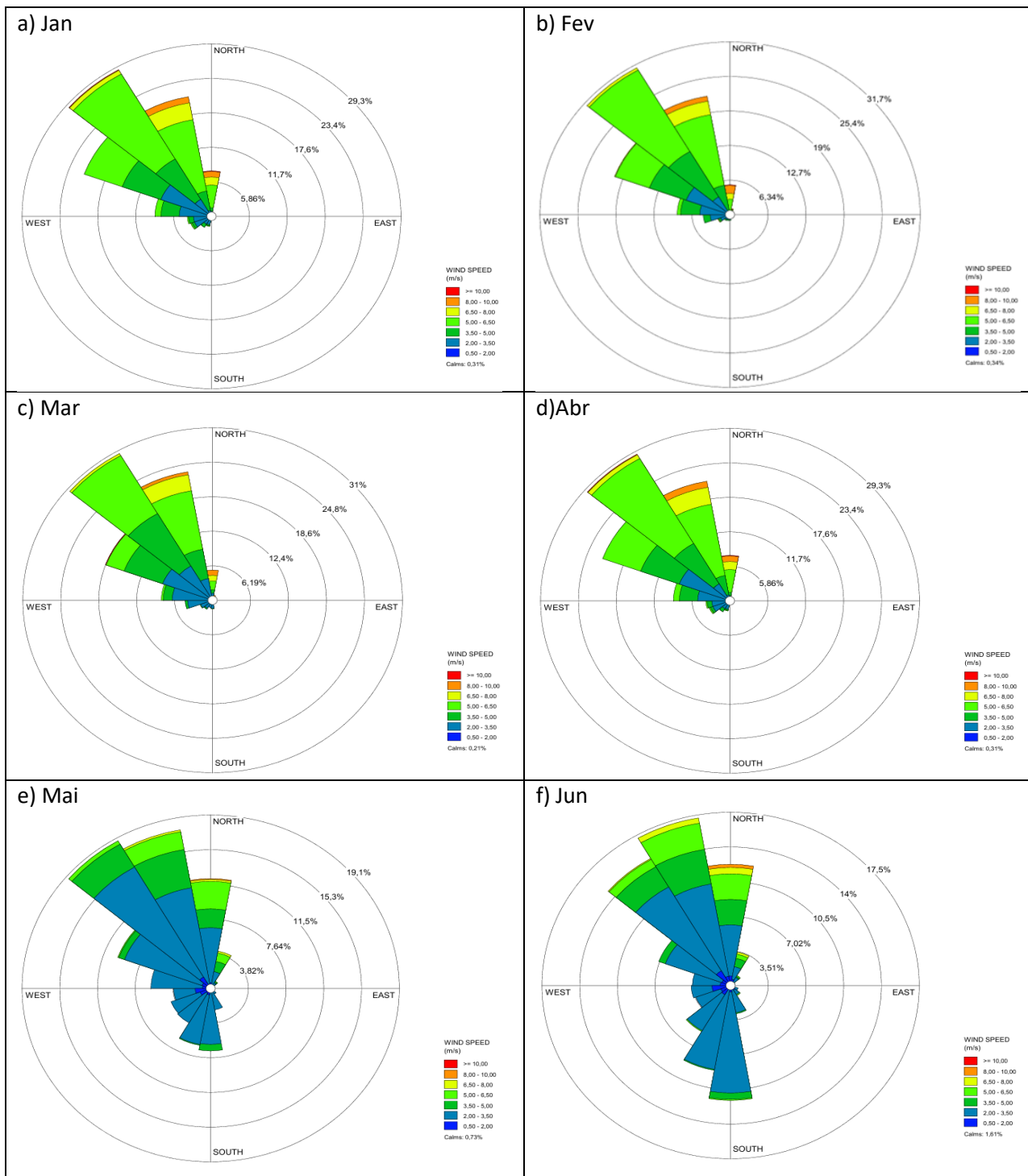


Figura 13: Direcção, frequência e intensidade dos ventos na praia de Chongoene nos meses de Janeiro a Junho.

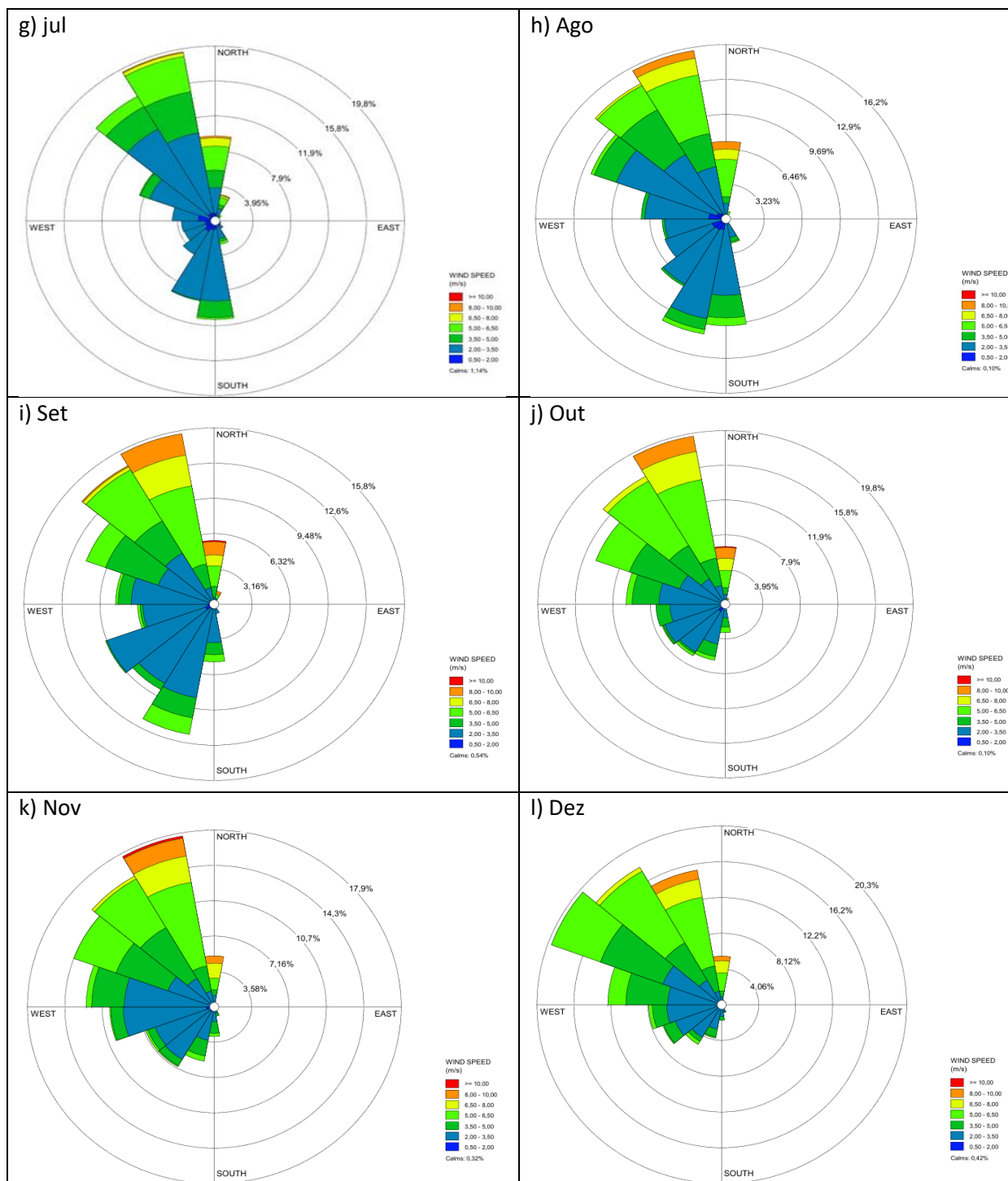


Figura 14: Direcção, frequência e intensidade dos ventos na praia de Chongoene nos meses de Julho a Dezembro.

4.4. Determinação da mobilidade das dunas eólicas da praia de Chongoene.

As figuras 15 e 16 ilustram, respectivamente, a variabilidade anual e mensal do índice de mobilidade eólica na praia de Chongoene. Em escala anual, verifica-se que o índice não exhibe flutuações extremas, mas alguns anos destacam-se por valores particularmente significativos. O ano de 1995 registou o maior índice de mobilidade eólica da série temporal, atingindo aproximadamente 132, seguido por 2008, com um valor próximo de 120. Em

contrapartida, 2016 apresentou um índice moderado de 80, enquanto 2000 se caracterizou pelo menor valor de mobilidade eólica, registrando apenas 24.

Uma relação inversa notável entre o índice de mobilidade eólica e a precipitação anual foi identificada. Anos com maior mobilidade eólica coincidem sistematicamente com os menores valores de precipitação na série temporal. Por exemplo, 1995, que registou a precipitação mais baixa (cerca de 200 mm), correspondeu ao pico de mobilidade eólica (aproximadamente 132). De forma semelhante, 2008, outro ano com precipitação drasticamente reduzida, apresentou um índice de mobilidade elevado (120).

Esta relação inversa sugere que a escassez de precipitação favorece condições de superfície mais secas e menos vegetadas, reduzindo a coesão dos sedimentos e tornando-os mais susceptíveis à erosão eólica. A ausência de humidade superficial diminui a adesão entre partículas sedimentares, facilitando o transporte de areia pelos ventos. Além disso, a reduzida precipitação está associada a uma menor cobertura vegetal, uma vez que a disponibilidade hídrica é insuficiente para sustentar o crescimento de plantas estabilizadoras. A vegetação desempenha um papel crucial na fixação das dunas, e a sua diminuição durante períodos secos amplifica a mobilidade eólica.

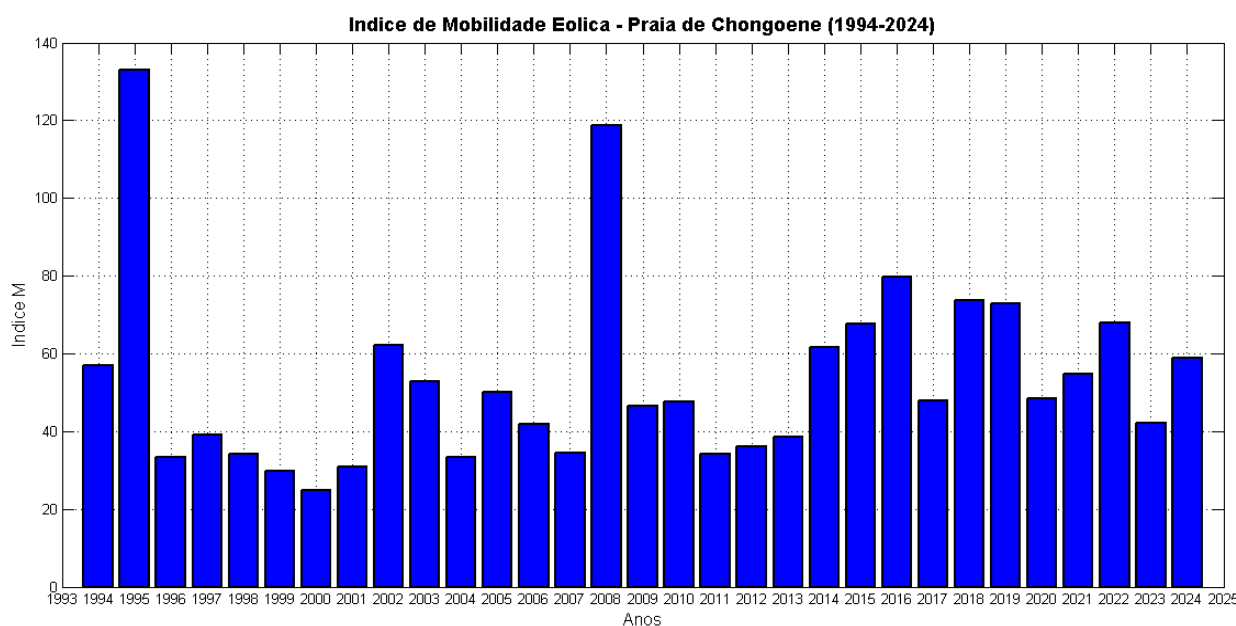


Figura 15: Índice de mobilidade eólica anual na praia de Chongoene

A análise mensal do índice de mobilidade eólica (Figura 16) revela uma variação sazonal marcante, intimamente ligada ao regime de precipitação da praia de Chongoene. Os meses de inverno (período seco) registam os maiores valores de mobilidade eólica, coincidindo com os níveis mais baixos de precipitação. Destaca-se o mês de Setembro como o pico máximo, com um índice de aproximadamente 380, seguido por Agosto, com um valor próximo de 280. Estes elevados índices

reflectem condições atmosféricas e superficiais ideais para a erosão e transporte eólico de sedimentos: menor humidade superficial, redução da cobertura vegetal e ventos mais intensos e persistentes.

Em contraste, os meses de verão austral (época chuvosa) apresentam os menores índices de mobilidade eólica, associados aos elevados volumes de precipitação. O mês de Janeiro surge como o período de menor mobilidade, com um índice de aproximadamente 20, directamente relacionado com a ocorrência das maiores chuvas anuais (cerca de 120 mm, como anteriormente reportado). A precipitação intensa promove a saturação dos solos, o aumento da coesão sedimentar e o crescimento vigoroso da vegetação, factores que inibem significativamente a erosão eólica.

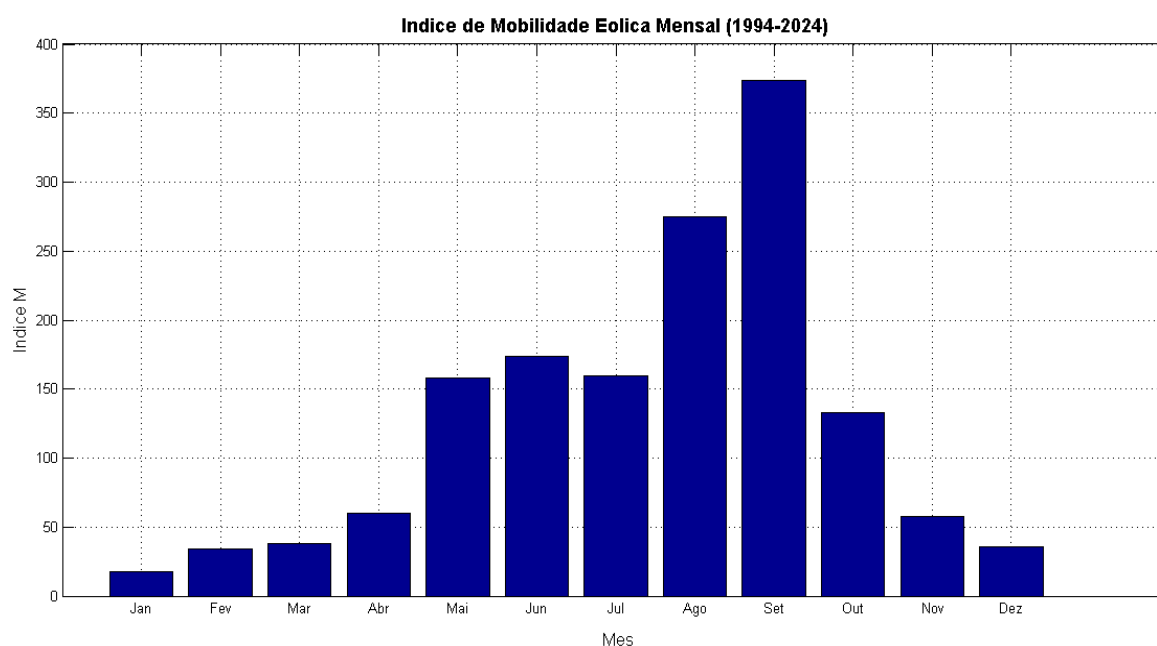


Figura 16: Índice de mobilidade eólica mensal na praia de Chongoene.

CAPITULO V: DISCUSSOES

A análise multitemporal da cobertura do solo na praia de Chongoene (Figura 7) revela transformações significativas, particularmente na dinâmica da vegetação e na exposição de solos, que reflectem pressões antrópicas e processos naturais característicos de zonas costeiras tropicais. A estabilidade das classes de águas profundas e rasas ao longo dos anos ($\approx 45\%$ e $\approx 3\%$, respectivamente) sugere resiliência hidrológica local, possivelmente associada à dinâmica sedimentar controlada por correntes marinhas e aportes fluviais estáveis, como observado noutros sistemas costeiros de Moçambique (Bandeira et al., 2014).

A redução drástica da vegetação menos densa (de 36.8% em 1996 para <10% em 2023) é consistente com padrões de degradação de ecossistemas costeiros sob pressão humana. Trabalhos em contextos similares, como os de Siteo & Lisboa (2019) no sul de Moçambique, atribuem tais declínios à expansão agrícola, extracção de madeira e pressão urbana. A ligeira recuperação em 2010 (14.8%) pode reflectir abandonos temporários de terras ou ciclos naturais de regeneração, comum em ecossistemas sujeitos a perturbações intermediárias (Chappell *et al.*, 2020).

O comportamento flutuante da vegetação densa (variação entre 3%-6.58%) sugere uma competição entre regeneração natural e desmatamento. O pico em 2005 pode estar ligado a eventos climáticos favoráveis (ex.: anos húmidos) ou a políticas de conservação local, enquanto o declínio subsequente pode indicar retomada de pressões antropogénicas. Este padrão é típico de ecossistemas fragmentados, onde a resiliência é limitada por factores externos (Uamusse *et al.*, 2020).

O aumento acentuado do solo exposto até 2005 (39.8%) é um indicador crítico de degradação ambiental. Valores tão elevados são frequentemente associados a desflorestação acelerada, queimadas ou sobrepastoreio, como documentado no Corredor de Nacala (Ryan *et al.*, 2016). A posterior redução para 20.1% em 2023 pode sugerir processos de recuperação natural (ex.: sucessão secundária) ou acções de conservação, embora o concomitante aumento da área desmatada (para 20% em 2023) indique que a pressão humana persiste, possivelmente através de usos do solo mais intensivos (ex.: agricultura mecanizada).

A expansão contínua de áreas desmatadas (<10% em 1996 para 20% em 2023) corrobora tendências regionais de perda de cobertura natural. Estudos como os de Mugabe *et al.* (2022) atribuem este fenómeno ao crescimento populacional e à inadequação de políticas de ordenamento territorial.

A análise da variabilidade interanual e sazonal da precipitação na praia de Chongoene (Figura 8) revela padrões climáticos típicos de regiões costeiras do sul de Moçambique, influenciados por factores de escala regional e global. A elevada variabilidade interanual, com extremos como 1400 mm (2000) contra 200 mm (1995, 2008), reflecte a sensibilidade da região a modos de variabilidade climática, como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o Dipolo do Oceano Índico (DOI), que modulam a convergência de humidade e a actividade de sistemas precipitantes (Reason & Keibel, 2004; MacKellar *et al.*, 2014). Anos extremamente chuvosos (ex.: 2000) estão frequentemente associados a fases negativas do ENOS (La Niña), que intensificam a convecção na região, enquanto anos secos (ex.: 1995, 2008) coincidem com El Niño intensos, que suprimem a precipitação.

A sazonalidade marcante – com estação chuvosa de Novembro a Março e estação seca de Abril a Outubro – é consistente com o deslocamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e com a influência de ciclones tropicais no Canal de Moçambique (Jury & Pathack, 2021). A concentração de chuvas em Janeiro (≈ 120 mm) está alinhada com o pico de actividade convectiva no verão austral, enquanto a secura de Agosto (≈ 10 mm) reflecte a dominância de massas de ar subsidentes e estáveis, características dos anticiclones subtropicais (Tyson & Preston-Whyte, 2000).

A análise da variabilidade direcciona e sazonal dos ventos na praia de Chongoene revela padrões complexos, mas consistentes com os mecanismos atmosféricos regionais documentados na literatura. A predominância de ventos de noroeste entre Janeiro e Abril está alinhada com a influência do sistema de monção do Índico Sul, que durante o verão austral canaliza fluxos húmidos e estáveis para a costa de Moçambique (Reason, 2015). Ventos de norte e oeste ($\leq 10\%$) complementam este padrão, sugerindo a modulação por brisas marítimas locais, comum em zonas costeiras tropicais (Simpson et al., 2009).

A transição observada a partir de Maio, com maior dispersão direcciona (ex.: surgimento de ventos de sul e sudoeste), reflecte a mudança sazonal associada ao avanço do inverno austral. Nesta época, sistemas frontais extratropicais e anticiclones subtropicais influenciam a circulação, aumentando a variabilidade dos ventos (Tyson & Preston-Whyte, 2000).

A reactivação dos ventos de noroeste em Julho-Agosto coincide com a intensificação dos ventos alísios do sudeste, que são desviados topograficamente pela cadeia de Libombo (fronteira Moçambique/África do Sul), adquirindo componente noroeste (Salimo et al., 2021).

A estabilização do padrão em Outubro-Dezembro, com noroeste novamente dominante e ventos de oeste/sudoeste como secundários, marca a transição para a estação chuvosa. Este retorno à estabilidade direcciona reflecte a reorganização da circulação monçónica, que favorece fluxos consistentes de noroeste carregados de humidade (Jury & Pathack, 2021).

A análise da variação das áreas dos campos de dunas revela uma trajetória crítica de degradação dos sistemas dunares na praia de Chongoene, com implicações profundas para a sustentabilidade costeira regional. A perda de 42% da área dunar original entre 1996 e 2023 (de 1000 para 580 hectares) reflecte uma combinação de pressões naturais e antropogénicas, alinhando-se com tendências documentadas noutras regiões costeiras de Moçambique e do Índico Sul (Williams *et al.*, 2018; Mucova *et al.*, 2021).

O declínio acelerado entre 1996 e 2005 – particularmente a redução drástica para 20 hectares em 2005 – sugere a ocorrência de eventos extremos ou intervenções humanas agressivas. Tempestades tropicais intensas, como os ciclones que frequentemente impactam o Canal de Moçambique (e.g., Ciclone Eline em 2000), podem ter contribuído para erosão catastrófica, conforme observado por Reason & Keibel (2004) noutras áreas costeiras do sul de África. Paralelamente, a extracção de areia para construção civil ou projectos de infraestrutura, comum em zonas costeiras sob pressão desenvolvimentista (Massuanganhe *et al.*, 2015).

No entanto, a retomada da degradação até 2023 (580 ha) sugere que os factores subjacentes persistem. A pressão antropogénica contínua – incluindo urbanização, pisoteio por turismo não regulado e remoção de vegetação estabilizadora – é provavelmente um factor determinante principal, como documentado em outras praias arenosas de Gaza (Nhantumbo & Brito, 2020). Adicionalmente, a subida do nível do mar e o aumento da frequência de eventos climáticos extremos, associados às mudanças climáticas (IPCC, 2023), provavelmente intensificaram a erosão costeira.

A relação inversa entre mobilidade eólica e precipitação observada nas figuras 15 e 16 está alinhada com processos físico-ecológicos documentados em regiões costeiras semiáridas. A escassez de precipitação (ex.: 200 mm em 1995) reduz a humidade superficial e a coesão entre partículas sedimentares, facilitando a erosão eólica. Este fenómeno é amplificado pela redução da cobertura vegetal durante períodos secos, uma vez que a vegetação actua como estabilizador natural das dunas ao reter sedimentos e reduzir a velocidade do vento junto à superfície (Luna *et al.*, 2018; Pye & Tsoar, 2009).

A elevada mobilidade em meses de inverno (Agosto-Setembro) deve-se à combinação de ventos intensos (atingindo 7 m/s em média) e à mínima precipitação, criando condições ideais para o transporte de areia. Estudos em dunas costeiras de Moçambique, como os de Uamusse *et al.* (2020), corroboram que ventos de noroeste, predominantes nesta época, são críticos para a remodelação dunar.

Em contraste, a inibição da mobilidade eólica no verão (ex.: Janeiro com ≈ 20 unidades) está directamente ligada à saturação dos solos pela precipitação intensa (≈ 120 mm), que aumenta o peso e a coesão dos sedimentos, dificultando sua erosão. Além disso, o crescimento rápido de vegetação herbácea durante a estação chuvosa forma uma barreira física contra o vento, como observado noutras praias arenosas do Índico Sul (Sitoe & Lisboa, 2019).

CAPITULO VI: CONCLUSÕES

O presente estudo permitiu analisar a dinâmica dos campos de dunas eólicas costeiras na Praia de Chongoene, província de Gaza, entre 1994 e 2024, integrando variáveis climáticas, processos eólicos e alterações de uso e cobertura do solo. Os resultados demonstram uma redução drástica de 42% na área dunar, impulsionada por uma combinação de factores naturais e antrópicos. A erosão foi particularmente acentuada no noroeste do sistema dunar, onde a acção predominante dos ventos de noroeste (com intensidades médias de 7 m/s entre Agosto e Dezembro) promoveu o transporte de sedimentos para outras áreas, reconfigurando a paisagem costeira.

A relação inversa entre precipitação e mobilidade eólica foi evidente: anos secos registaram os maiores índices de mobilidade eólica, enquanto anos chuvosos inibiram a erosão. Sazonalmente, os meses de Inverno (Agosto-Setembro) apresentaram picos de mobilidade devido à menor humidade superficial e cobertura vegetal, contrastando com a estabilidade durante o Verão chuvoso.

As transformações no uso e cobertura do solo, caracterizadas pela redução drástica da vegetação menos densa e pelo aumento das áreas desmatadas, exacerbaram a vulnerabilidade das dunas ao reduzir sua capacidade de regeneração natural e comprometer sua função como barreiras costeiras naturais. A pressão antrópica, manifestada através da urbanização crescente, extracção de areia e outras formas de degradação ambiental, aliada à ocorrência de eventos climáticos extremos, amplificou significativamente os impactos erosivos, colocando em risco a sustentabilidade deste importante sistema costeiro.

Em síntese, a dinâmica das dunas em Chongoene é governada por um balanço delicado entre forçantes climáticas (precipitação, ventos) e respostas geomorfológicas. A perda acelerada de área dunar reflecte a dominância de fases de alta mobilidade eólica, exacerbada por pressões antrópicas. Estes resultados destacam a necessidade de monitorizar continuamente estes indicadores para prever tendências erosivas e orientar acções de conservação.

CAPITULO VII: RECOMENDAÇÕES

Para futuros estudos recomenda-se:

- ❖ Utilizar imagens de satélite com resolução espacial mais fina (ex.: Sentinel-2, 10 m) e séries temporais mais densas para capturar mudanças sutis e de curto prazo na morfologia das dunas;
- ❖ Realizar medições *in situ* do transporte sedimentar (ex.: armadilhas de areia, perfis topográficos) para validar e calibrar os dados de sensoriamento remoto;
- ❖ Investigar os efeitos de ciclones tropicais e tempestades intensas na mobilidade das dunas, utilizando dados meteorológicos de alta resolução e modelagem numérica.

CAPITULO VIII: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. R. L. (1970). *Physical processes of sedimentation*. London: Unwin University Books.
- Alveirinho Dias, J. (2004). *A análise sedimentar e os conhecimentos dos sedimentos marinhos [Versão preliminar]*. Brasil.
- Amaral, J. V. (2013). Experimento de fluxo de sedimentos em um segmento de campo de dunas eólicas costeiras de Jenipabu. *Journal of Integrated Coastal Zone Management*, *13*(2), 145-158.
- Andrews, B. D., Gares, P. A., & Colby, J. D. (2002). Techniques for GIS modeling of coastal dunes. *Geomorphology*, *48*(1-3), 289–308. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00186-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00186-1)
- Arens, S. M., Slingerland, N., & van Boxel, J. H. (2001). The influence of moisture content on the transport of beach sand by wind. *Earth Surface Processes and Landforms*, *26*(7), 735–747. <https://doi.org/10.1002/esp.225>
- Bagnold, R. A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. London: Methuen.
- Bandeira, S. O., Silva, M. J., & Barbosa, F. M. (2014). *Ecosistemas costeiros de Moçambique: Estado do conhecimento*. Universidade Eduardo Mondlane.
- Barroso, J. (2010). *Os ventos e a formação de dunas*. Conselho Comunitário da Região Oceânica de Niterói.
- Carter, R. W. G. (2013). *Coastal environments: An introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. Academic Press.
- Emmendorfer, I. B., Albuquerque, M. G., & Espinoza, J. M. (2019). Análise espacial do campo de dunas de Pecém, Brasil, a partir de dados de sensoriamento remoto. In Tomo VIII da Rede BRASPOR.
- Espinoza, J. M., Pereira, A., & Ferreira, J. A. C. (2018). Análise multitemporal da cobertura de dunas ao longo do município de São José do Norte/RS. *Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto* (pp. 7376–7381). INPE.
- Guerra, A. T., & Guerra, A. J. T. (2008). *Novo dicionário geológico-geomorfológico* (6a ed.). Bertrand Brasil.

- Guy, H. P., Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). Summary of alluvial channel data from flume experiments (Professional Paper 462-I). U.S. Geological Survey.
- Hesp, P. A. (2002). Foredunes and blowouts: Initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, *48*(1-3), 245–268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00184-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00184-8)
- Hespen, R., Hu, W., Nardin, W., & Fagherazzi, S. (2023). The impact of human activities on the erosion of coastal dunes. *Scientific Reports*, *13*, 9986. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-37100-5>
- IPCC. (2022). Climate change 2022: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>
- John, V., & Serra, N. (2020). Coastal erosion in Ponta do Ouro, Mozambique: A case study. *Journal of Coastal Conservation*, *24*(5), 56. <https://doi.org/10.1007/s11852-020-00775-3>
- Jury, M. R., & Pathack, B. (2021). Monsoon reversal in the Mozambique Channel: Dynamics and impacts. *Journal of Climate*, *34*(15), 6125–6140. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0880.1>
- Karna, R. R., Pennock, M. F., & Winter, C. (2015). A new method to estimate aeolian sand transport rates using the ‘grain-size distribution of surface sediments’. *Geomorphology*, *234*, 174–183. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.022>
- Klemas, V. (2011). Remote sensing techniques for studying coastal ecosystems: An overview. *Journal of Coastal Research*, *27*(1), 2–17. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00106.1>
- Kraus, N. C., & Dean, J. L. (1987). Longshore sand transport rate distribution measured by sediment trap. In *Coastal Sediments '87* (pp. 891–896). ASCE.
- Lancaster, N. (1988). Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa. *Journal of Arid Environments*, *14*, 233–244.
- Lancaster, N. (1995). *Geomorphology of desert dunes*. Routledge.
- Leatherman, S. P. (1978). A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, *25*(2), 303–306. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1978.tb00316.x>

- Levin, N., Ben-Dor, E., & Karnieli, A. (2009). Sand dune dynamics and stability maps from multi-temporal satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *64*(5), 483–494. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.03.004>
- Lorena, R. B., Santos, J. R., & Shimabukuro, Y. E. (2004). Técnica de detecção de mudanças aplicada em imagens de satélite como ferramenta de monitoramento de uso e cobertura da terra na Amazônia Ocidental (Acre). *Instituto Brasileiro de Estatística e Geografia (IBGE)*, 47–76.
- Luna, M. C. F., Parteli, E. J. R., & Durán, O. (2018). Wind erosion in coastal dunes: Impacts of vegetation loss. *Earth Surface Processes and Landforms*, *43*(2), 503–516. <https://doi.org/10.1002/esp.4265>
- Maia, L. P. (1998). Processos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza: Implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral (NE-Brasil) [Tese de Doutorado, Universidade de Barcelona].
- Macamo, C. C. F., Henriques Balidy, H., & Bandeira, S. O. (2015). [Título do artigo]. *Marine Science*, *14*(1), 856–860.
- MacKellar, N. C., Reason, C. J. C., & Tadross, M. (2014). Observed and modelled trends in the South Indian Ocean regional climate. *Journal of Climate*, *27*(2), 728–744. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00164.1>
- McLachlan, A., & Defeo, O. (2018). *The ecology of sandy shores* (3rd ed.). Academic Press.
- Meneses, P. R., & Almeida, T. (2018). *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. CNPq.
- Moreira, M. A. (2007). *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação* (3a ed.). UFV.
- Mucova, S. A. R., Pereira, M. A., & Maposse, I. C. (2021). Restoration of dune ecosystems in Eastern Africa: Challenges and strategies. *Ocean & Coastal Management*, *210*, 105673. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2021.105673>
- Muehe, D. (1994). Geomorfologia. In *Geografia do Brasil* (Vol. 2, pp. 291-320). IBGE.
- Nhantumbo, I., & Brito, R. (2020). Land use changes and coastal degradation in Gaza Province. [Relatório técnico].

- Nordstrom, K. F. (2000). *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge University Press.
- Nordstrom, K. F., Jackson, N. L., & Sherman, D. J. (2000). *Coastal dune management*. John Wiley & Sons.
- Oke, T. R. (1978). *Boundary layer climates*. Methuen.
- Oliveira, J. M. (2006). *Contribuições geotécnicas para o estudo do problema da erosão* [Dissertação de Mestrado, Instituto Superior Técnico].
- Psuty, N. P. (2004). The coastal foredune: A morphological basis for regional coastal dune development. In M. L. Martínez & N. P. Psuty (Eds.), *Coastal dunes: Ecology and conservation* (pp. 1–27). Springer.
- Psuty, N. P. (2008). A duna frontal costeira: Uma base morfológica para o desenvolvimento regional de dunas costeiras. [Tradução de trabalho anterior].
- Pye, K., & Tsoar, H. (2009). *Aeolian sand and sand dunes*. Springer-Verlag.
- Reason, C. J. C., & Keibel, A. (2004). Tropical Cyclone Eline and its unusual penetration and impacts over the southern African mainland. *Weather and Forecasting*, *19*(5), 789–805. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0789:TCEAIU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0789:TCEAIU>2.0.CO;2)
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., & Deering, D. W. (1974). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In *Proceedings of the Third Earth Resources Technology Satellite–1 Symposium* (Vol. 1, pp. 309–317). NASA.
- Salimo, M., Reason, C. J. C., & Silinto, B. (2021). Topographic modulation of winds in southern Africa: Case study of the Lebombo Mountains. *International Journal of Climatology*, *41*(8), 4100–4115. <https://doi.org/10.1002/joc.7063>
- Sherman, D. J. (1990). Aeolian sediment transport theory and measurement. In *Coastal dunes: Form and process* (pp. 17–37). John Wiley & Sons.
- Silva, J. (2020). Estudos climáticos da costa de Moçambique. *Revista de Climatologia*, *12*(4), 234–245.
- Sitoe, A. A., & Lisboa, S. N. (2019). Vegetation as a stabilizer of coastal sands: Evidence from southern Mozambique. *African Journal of Ecology*, *57*(4), 512–522. <https://doi.org/10.1111/aje.12641>

- Souza, C. R. G., Suguio, K., Oliveira, A. M. S., & Oliveira, P. E. (Eds.). (2005). Quaternário do Brasil. Holos.
- Temmerman, S., Meire, P., Bouma, T. J., Herman, P. M. J., Ysebaert, T., & De Vriend, H. J. (2013). Ecosystem-based coastal defence in the face of global change. *Nature*, *504*(7478), 79–83. <https://doi.org/10.1038/nature12859>
- Turner, I. L., Harley, M. D., & Drummond, C. D. (2016). UAVs for coastal surveying. *Coastal Engineering*, *114*, 19–24. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.03.011>
- Tyson, P. D., & Preston-Whyte, R. A. (2000). The weather and climate of southern Africa (2nd ed.). Oxford University Press.
- Uamusse, M. M., Tussupova, K., & Persson, K. M. (2020). Climate change effects on hydropower in Mozambique: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *120*, 109621. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.109621>
- Van Dijk, P. M., & Stroosnijder, L. (1996). The influence of rainfall on transport of beach sand by wind. *Earth Surface Processes and Landforms*, *21*(4), 341–352. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199604\)21:4<341::AID-ESP598>3.0.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199604)21:4<341::AID-ESP598>3.0.CO;2-5)
- Villwock, J. A., Lessa, G. C., Suguio, K., Angulo, R. J., & Dillenburg, S. R. (2005). Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. In C. R. G. Souza et al. (Eds.), Quaternário do Brasil (pp. 94–113). Holos.
- Williams, J. J., Rangel-Buitrago, N., Pranzini, E., & Anfuso, G. (2016). The management of coastal erosion. *Ocean & Coastal Management*, *156*, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.08.016>
- Williams, M., Schroeder, D., & Costa, M. (2018). Dune vulnerability and resilience in southern Mozambique. [Relatório de pesquisa].
- Woolard, J. W., & Colby, J. D. (2002). Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology*, 48 (1-3), 269–287. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00183-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00183-6)