

EVOLUÇÃO DECADAL DAS DUNAS FRONTAIS DO LITORAL  
SUL DO ESPÍRITO SANTO POR PROCESSOS EÓLICOS E  
GEOMORFOLÓGICOS

CHIARA FOLLI DE OLIVEIRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**  
**DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**

**CHIARA FOLLI DE OLIVEIRA**

**EVOLUÇÃO DECADAL DAS DUNAS FRONTAIS DO LITORAL  
SUL DO ESPÍRITO SANTO POR PROCESSOS EÓLICOS E  
GEOMORFOLÓGICOS**

VITÓRIA - ES

2021

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**  
**DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**

## **CHIARA FOLLI DE OLIVEIRA**

**EVOLUÇÃO DECADAL DAS DUNAS FRONTAIS DO LITORAL SUL DO  
ESPÍRITO SANTO POR PROCESSOS EÓLICOS E GEOMORFOLÓGICOS**

Dissertação de Mestrado apresentada  
ao Curso de Pós-Graduação em  
Oceanografia Ambiental do  
Departamento de Oceanografia e  
Ecologia da Universidade Federal do  
Espírito Santo, como requisito parcial  
para obtenção do título de mestre.

Orientadora: Profa. Dra. Jacqueline  
Albino

VITÓRIA – ES

2021

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO DECADAL DAS DUNAS FRONTAIS DO LITORAL SUL DO  
ESPÍRITO SANTO POR PROCESSOS EÓLICOS E GEOMORFOLÓGICOS**

por

**Chiara Folli De Oliveira**

Aprovada por:

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Jacqueline Albino  
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Dieter Muehe  
Universidade Federal do Espírito Santo

Profa. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza  
Instituto Geológico de São Paulo

Vitória, 25 de junho de 2021

## SÚMARIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....	31
<b>1.1 Apresentação, objetivos e estrutura do trabalho</b> .....	31
<b>1.2 Dunas frontais</b> .....	33
1.2.1 Gênese e evolução das dunas frontais .....	34
1.2.2 Fatores que controlam a formação e a dinâmica das dunas frontais	36
1.2.2.1 <i>Orientação da linha de costa, incidência do vento e morfodinâmica</i> .....	36
1.2.2.2 <i>Balanço de sedimentos e eventos erosivos</i> .....	37
1.2.2.3 <i>Vegetação, precipitação e mobilidade das dunas</i> .....	38
1.2.3 Registro estratigráfico .....	40
<b>1.3 Área de estudo</b> .....	40
1.3.1 Localização e características gerais .....	40
1.3.2 Aspectos climáticos e oceanográficos .....	42
1.3.2.1 <i>Clima de ondas e corrente longitudinal</i> .....	42
1.3.3 Localização geomorfológica e morfodinâmica .....	45
CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DO PADRÃO DE VENTO E PRECIPITAÇÃO NO LITORAL SUL DO ESPÍRITO SANTO NO PERÍODO DE 2009 A 2019 .....	49
<b>2.1 Contextualização</b> .....	49
2.1.1 Caracterização do vento .....	49
2.1.2 Clima de ventos no ES .....	50
2.1.3 Precipitação no Espírito Santo .....	54
<b>2.2 Procedimentos metodológicos</b> .....	54
2.2.1 Aquisição de dados e escolha do período amostral .....	54
2.2.2 Processamento dos dados de reanálise .....	59
2.2.3 Tratamento dos dados .....	59
2.2.4 Determinação da velocidade média mensal e anual e validação dos dados .....	62
2.2.5 Elaboração dos gráficos de precipitação mensal e anual .....	63
<b>2.3 Resultados</b> .....	64
2.3.1 Condições típicas de vento no período de janeiro de 2009 até dezembro de 2019 .....	64
2.3.1.1 <i>Análise anual</i> .....	68
2.3.1.2 <i>Análise sazonal</i> .....	70
2.3.1.3 <i>Análise mensal</i> .....	71

2.3.1.4 <i>Comparação dos resultados mensais de setembro e outubro para os anos 2017/2018</i> .....	73
2.3.1.5 <i>Análise horária</i> .....	75
2.3.2 Padrões de precipitação para o período 2009-2019 .....	77
<b>2.4 Discussão</b> .....	79
<b>CAPÍTULO 3 - DETERMINAÇÃO DA TAXA DE MOBILIDADE DAS DUNAS: MORFODINÂMICA, GEOMORFOLOGIA LOCAL E FATORES AMBIENTAIS ASSOCIADOS</b> .....	86
<b>3.1 Contextualização</b> .....	86
3.1.1 A dinâmica das dunas frontais: acreção e erosão .....	86
3.1.2 Critérios para mapeamento e delimitação das dunas frontais .....	86
3.1.3 O método do Polígono de Mudança .....	89
<b>3.2 Materiais e ferramentas</b> .....	90
3.2.1 Seleção dos trechos de estudo, período temporal e aquisição de dados topográficos em campo.....	91
3.2.2 Localização geomorfológica e morfodinâmica, grau de urbanização e vegetação das dunas frontais .....	94
3.2.3 Aquisição da base cartográfica e georreferenciamento .....	95
3.2.4 Criação do polígono base e vetorização da linha de vegetação.....	96
3.2.5 Obtenção da área dos polígonos dunas frontais e cálculo do deslocamento médio das dunas frontais.....	97
3.2.6 Confeção de mapas e plotagem de gráficos apresentando a mobilidade da duna frontal ao longo dos anos. ....	98
<b>3.3 Resultados</b> .....	103
3.3.1 Localização geomorfológica e morfodinâmica das dunas frontais..	103
3.3.2 Determinação da mobilidade das dunas.....	105
3.3.2.1 <i>Trecho 1</i> .....	105
3.3.2.2 <i>Trecho 2</i> .....	109
3.3.2.3 <i>Trecho 3</i> .....	115
3.3.2.4 <i>Trecho 4</i> .....	121
3.3.2.5 <i>Trecho 5</i> .....	125
3.3.2.6 <i>Trecho 6</i> .....	130
3.3.3 Síntese dos resultados obtidos através da superposição de imagens .....	138
<b>3.4 Discussão</b> .....	139
3.4.1 Resposta das dunas frontais a anomalias na velocidade do vento e na precipitação .....	139
3.4.2 Variáveis que afetam o desenvolvimento local das dunas frontais.	142

3.4.2.1 Orientação da linha de costa .....	142
3.4.2.2 Vegetação .....	143
3.4.2.3 Balanço de sedimento e proximidade fluvial .....	144
3.4.2.4 Morfodinâmica .....	146
3.4.2.5 Geomorfologia .....	147
3.4.2.6 Variabilidade morfológica das dunas frontais .....	149
3.4.2.7 Atividade humana .....	152
3.4.3 Deslocamento da linha de costa e mobilidade das dunas frontais .	154
3.4.4 Predição da evolução das dunas frontais .....	155
<b>CAPÍTULO 4 - INTERPRETAÇÃO DAS ESTRUTURAS MORFOLÓGICAS POR GPR .....</b>	<b>156</b>
<b>4.1 Contextualização .....</b>	<b>156</b>
4.1.1 O Radar de Penetração do Solo (GPR) .....	156
4.1.2 Aplicações no estudo de ambientes costeiros .....	159
4.1.3 Estudos prévios .....	160
4.1.4 Técnicas de aquisição e processamento de dados .....	162
4.1.5 Estratigrafia radar .....	163
<b>4.2 Procedimentos metodológicos .....</b>	<b>164</b>
4.2.1 Materiais .....	164
4.2.2 Planejamento das campanhas de campo e aquisição de dados ....	166
4.2.3 Cálculo da resolução vertical dos perfis .....	167
4.2.4 Processamento dos dados de GPR .....	167
4.2.5 Interpretação dos perfis de GPR .....	168
<b>4.3 Resultados .....</b>	<b>169</b>
4.3.1 Estrutura interna da duna frontal no trecho 3 .....	170
4.3.2 Estrutura interna da duna frontal no trecho 6 .....	172
<b>4.4 Discussão .....</b>	<b>173</b>
<b>CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES .....</b>	<b>177</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>179</b>
<b>APÊNDICE A .....</b>	<b>189</b>
<b>APÊNDICE B .....</b>	<b>194</b>
<b>APÊNDICE C .....</b>	<b>196</b>
<b>APÊNDICE D .....</b>	<b>198</b>
<b>APÊNDICE E .....</b>	<b>201</b>
<b>ANEXO A .....</b>	<b>203</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Limites mínimos da orla segundo as características morfológicas do litoral, (Muehe, 2001). .....	32
Figura 2. Formação de dunas ao redor das moitas de grama, ervas e arbustos. Fonte: Hesp & Smyth (2017).....	34
Figura 3. Ciclo erosivo e acrescivo das dunas frontais. Modificado de Hesp (2002) ...	36
Figura 4. Modelo conceptual de relação do balanço sedimentar da praia com a morfologia das dunas frontais. Fonte: Psuty (2004) .....	38
Figura 5. Caracterização da morfologia da duna frontal com base na quantidade de precipitação. Fonte: modificado de Hesp <i>et al</i> (2021). .....	39
Figura 6. Localização da área de estudo. Fonte: elaborado pela autora. Datum horizontal: Sirgas 2000. Coordenadas UTM: zona 24 S.....	41
Figura 7. Médias climatológicas da região de Presidente Kennedy. Fonte: <a href="https://www.climatempo.com.br/climatologia/3555/presidentekennedy-es">https://www.climatempo.com.br/climatologia/3555/presidentekennedy-es</a> .....	42
Figura 8. Histograma direcional da altura significativa das ondas (Hs) no ES (período entre novembro 2015 e abril 2017). Fonte: Modificado de Bulhões e Firmino (2020)..	43
Figura 9. Mapa geomorfológico da área de estudo. Fonte: elaborado pela autora a partir de dados obtidos no site: <a href="https://geobases.static.es.gov.br/minio/public/">https://geobases.static.es.gov.br/minio/public/</a> .....	46
Figura 10. Unidades morfológicas, morfodinâmicas e grau de exposição da costa na área de estudo. Fonte: modificado de Albino <i>et al.</i> , 2006.....	48
Figura 11. Configuração dos anticiclones semipermanentes (H) em Julho (A) e em Janeiro (B). Fonte: <a href="https://www.britannica.com/science/climate-meteorology/Atmospheric-pressure-and-wind">https://www.britannica.com/science/climate-meteorology/Atmospheric-pressure-and-wind</a> .....	50
Figura 12. Imagem de satélite GOES mostrando uma típica nebulosidade de ZCAS sobre o Brasil. Fonte: <a href="https://www.climatempo.com.br/noticia/2020/01/29/o-que-e-a-zcas-e-como-este-sistema-se-forma--1565">https://www.climatempo.com.br/noticia/2020/01/29/o-que-e-a-zcas-e-como-este-sistema-se-forma--1565</a> .....	51
Figura 13. Comparação entre a velocidade média horária anual a 48m de altura em Praia das Neves(Presidente Kennedy) e Urussuquara.(Linhares). Fonte: Amarante et al. ,2009.....	52
Figura 14. Velocidade média anual em Presidente Kennedy e Linhares a 10m de altura no período de 2009 a 2014. Fonte: Machado et al. (2017).....	53
Figura 15. Velocidade média mensal em Presidente Kennedy e Linhares a 10m de altura no período de 2009 a 2014. Fonte: Machado et al. (2017).....	53
Figura 16. Foto da estação automática de Presidente Kennedy localizada a 69,12m de altitude Fonte: <a href="http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/fotos/A622.jpg">http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/fotos/A622.jpg</a> .....	55
Figura 17. Localização da área de estudo com os pontos dos dados de reanálise ERA5 e da estação automática de Presidente Kennedy. Em graus decimais a estação automática de PK está localizada em 21,100805°S / 41,039395°W, R1 em 21°S / 40.75°W, R2 em 21°S / 40.50°W, R3 em 21.25S / 40.75°W. ....	56
Figura 18. Gráfico realizado a partir das médias de velocidade anuais (2009-2019) obtidas a partir dos dados da estação meteorológica de PK e dos dados de reanálise	



ERA5 no ponto R1. Fonte dos dados de reanálise: Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017), ERA5. Fonte dados observacionais: SADMET, 2019. ....	63
Figura 19. Mapa com as rosas de vento obtidas a partir dos dados de reanálise R1, R2 e R3 e dos dados registrados na estação automática de Presidente Kennedy para o período de 2009 a 2019.....	65
Figura 20. Gráfico da velocidade média anual do vento obtido a partir de dados da estação meteorológica de PK e dados de reanálise de 3 pontos no oceano (R1, R2, R3). Fonte dados observacionais: SADMET, 2019. ....	69
Figura 21. Rosas dos ventos sazonais para o período 2009-2019 obtidas a partir dos dados registrados na estação automática de PK. ....	71
Figura 22. Gráfico da velocidade média mensal do vento obtido a partir dos dados da estação meteorológica de PK. Fonte dados observacionais: SADMET, 2019.....	72
Figura 23. Rosas de vento obtidas a partir dos dados registrados na estação meteorológica de PK nos meses de janeiro e junho entre 2009 e 2019. ....	73
Figura 24. Gráfico apresentando a comparação entre as velocidades médias dos meses setembro e outubro 2017 nos pontos estudados. ....	74
Figura 25. Gráfico apresentando a comparação entre as velocidades médias dos meses setembro e outubro 2017 nos pontos estudados. ....	74
Figura 26. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados extraídos na estação automática de PK. ....	75
Figura 27. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R1.....	76
Figura 28. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R2.....	76
Figura 29. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R3.....	77
Figura 30. Gráfico da precipitação anual em Presidente Kennedy elaborado a partir de dados mensais de precipitação obtidos no site <a href="https://bdmep.inmet.gov.br/">https://bdmep.inmet.gov.br/</a> .....	78
Figura 31. Gráfico da precipitação mensal média para o período de 2009-2019 em Presidente Kennedy.....	78
Figura 32. Precipitação mensal no ano de 2017 em Presidente Kennedy.....	79
Figura 33. Precipitação mensal no ano de 2018 em Presidente Kennedy.....	79
Figura 34. Mapa das anomalias na velocidades do vento em 2017 no Brasil extraído do site <a href="https://vortexfdc.com/">https://vortexfdc.com/</a> e gerado a partir de dados de reanálise ERA5 com resolução de 0,25°.....	82
Figura 35. Mapa das anomalias na velocidades do vento em 2017 no Brasil extraído do site <a href="https://vortexfdc.com/">https://vortexfdc.com/</a> e gerado a partir de dados de reanálise ERA5 com resolução de 0,25°.....	83
Figura 36. Perfil com delimitação das dunas frontais. Fonte: Gibeaut, J.C. & Caudle, T. (2009). ....	88
Figura 37. Em A, delimitação da linha de vegetação 1. Em B, delimitação da linha de vegetação 2. Em C sobreposição da linha de vegetação 1 e 2. ....	89

Figura 38. Método do Polígono de Mudança para cálculo do deslocamento médio da linha de costa. O polígono 1 corresponde à data mais antiga no intervalo de tempo analisado. Fonte: Modificado de Anfuso <i>et al.</i> , 2016.....	90
Figura 39. Localização dos trechos T1 em A, T2 em B e T3 em C com os respectivos polígonos base.....	92
Figura 40. Localização dos trechos T4 e T5 em A e T6 em B com os respectivos polígonos base.....	93
Figura 41. Criação do polígono base a partir da linha de base, linhas de corte e linha editável.....	97
Figura 42. Mapa indicando a distribuição em planta da duna frontal no T3 de 2002 até 2018.....	99
Figura 43. Obtenção do polígono de mudança ou variação da duna frontal pelo processo de subtração (ferramenta <i>Symmetrical difference</i> ).....	100
Figura 44. Mapa apresentando os pontos de acreção e erosão na duna frontal no trecho 5.....	101
Figura 45. Gráfico da variação da duna frontal em T3.....	102
Figura 46. Visão dos tabuleiros costeiros associados a Formação Barreiras localizada atrás de uma estreita faixa de depósitos quaternários no trecho 4.....	104
Figura 47. Visão da praia no trecho 4. Em vermelho o terraço de abrasão.....	104
Figura 48. Foto do ponto 1 em 30/10/2019 olhando em direção ao Sul.....	106
Figura 49. Mapa com a área ocupada pela duna frontal em 2002, 2013 e 2018.....	107
Figura 50. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 1.....	108
Figura 51. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 1 com linha de tendência.....	109
Figura 52. Duna frontal no trecho 2 com foco para a vegetação do pós-duna. Campanha de campo de 06/05/2019.....	110
Figura 53. Visão da duna frontal no trecho 2 olhando em direção ao Norte (30/10/2019).....	111
Figura 54. Mapa do trecho 2 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013 e 2018.....	112
Figura 55. Mapa apresentando os locais de acreção e erosão da duna frontal ao longo do período considerado.....	113
Figura 56. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 2, com linha de tendência.....	115
Figura 57. Visão da duna frontal no trecho 3 olhando em direção ao Norte (30/10/2019).....	116
Figura 58. Mapa do trecho 3 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013 e 2018.....	117
Figura 59. Mapa apresentando os pontos de erosão da duna frontal no trecho 3.....	118

Figura 60. Mapa indicando a distribuição em planta da duna frontal no T3 de 2005 até 2017. ....	120
Figura 61. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 3 com linha de tendência.....	120
Figura 62. Visão da duna frontal no trecho 4 olhando em direção ao Norte (31/10/2019). ....	121
Figura 63. Mapa do trecho 4 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2005, 2013 e 2018. ....	122
Figura 64. Mapa apresentando os pontos a acreção da duna frontal no trecho 4. ....	123
Figura 65. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 4 com linha de tendência.....	124
Figura 66. Visão da duna frontal no trecho 5 olhando em direção ao Sul (30/10/2019). ....	125
Figura 67. Visão da face sotavento da duna frontal no trecho 5 (30/10/2019).....	126
Figura 68. Mapa do trecho 5 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2005, 2013, 2018. ....	127
Figura 69. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 5.....	128
Figura 70. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 5 com linha de tendência.....	129
Figura 71. Visão das cristas de dunas frontais no trecho 6 olhando em direção ao Sul (foto de 29/10/2019) .....	130
Figura 72. Visão da duna frontal no trecho 6 olhando em direção ao norte (foto de 06/05/2019) Fonte: Foto da autora.....	131
Figura 73. Visão da duna frontal no trecho 6 olhando em direção ao norte (29/10/2019). Fonte: Foto da autora. ....	132
Figura 74. Fotografia da duna frontal no trecho 6 com foco na escarpa formada no berma (campanha de campo de 29/10/2019). Fonte: Foto da autora.....	133
Figura 75. Mapa do trecho 6 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013, 2018. ....	134
Figura 76. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 6 no período de 2005 a 2018. ....	135
Figura 77. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 6 no período de 2005 a 2019. ....	137
Figura 78. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 6 com linha de tendência.....	138
Figura 79. Fotografia de feições erosivas no ponto 1. Fonte: Foto da autora.....	140
Figura 80. Desenvolvimento das dunas frontais próximo a uma desembocadura fluvial em uma orla dominada por ondas. Fonte: Psuty (2004).....	145
Figura 81. Trecho 6 da área de estudo com foco na desembocadura fluvial a norte. Fonte Google Earth Pro. ....	146

Figura 82. Mapa litológico da área de estudo. Elaborado pela autora a partir de dados obtidos no site da CPRM no link <a href="https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/15564?show=full">https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/15564?show=full</a> e mapeamento da área de estudo (P4). .....	148
Figura 83. Transporte e deposição de sedimento nos diferentes tipos morfológicos de dunas frontais. Fonte: Ollerhead <i>et al</i> (2013) .....	151
Figura 84. Proximidade de P3 com loteamento de Marobá. Em vermelho destaque para parte do loteamento localizado sobre as dunas frontais.....	153
Figura 85. Exemplo de aquisição de dados de GPR e respectivo perfil de radar gerado. Fonte: adaptado de Neal (2004). .....	157
Figura 86. Esquema do caminho das ondas eletromagnéticas da antena emissora até a antena receptora. Fonte: adaptado de Neal (2004).....	158
Figura 87. Interpretação do perfil A caracterizado por intervalos de baixa e alta amplitude resultando no “código de barra” sedimentar B correspondente a 26 anos de deposição (1987 a 2012). .....	162
Figura 88. Possíveis terminações dos refletores. Fonte: Catuneau (2019) .....	163
Figura 89. Terminologia utilizada para descrever radar fácies. Fonte: modificado de Neal (2004).....	164
Figura 90. Equipamentos utilizados para levantamento RTK e GPR na área de estudo. Fonte: Foto da autora. ....	166
Figura 91. Perfil topográfico da duna frontal no trecho 3.....	170
Figura 92. Seção GPR no trecho 3 e radarfácies interpretadas.E= escarpa; C:continente; O: oceano. ....	171
Figura 93. Mergulho dos refletores no trecho 3.....	172
Figura 94. Perfil topográfico das cristas de dunas frontais no trecho 6. ....	173
Figura 95. Seção GPR no trecho 6 e radarfácies interpretadas. C= continente, O=oceano. ....	173
Figura 96. Mergulho dos refletores no trecho 6.....	173
Figura 97. Estágios morfológicos das dunas frontais. Fonte: Hesp, 1988 .....	174

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Clima de ondas na região Sudeste. Fonte: elaborada pela autora a partir de dados obtidos em Pianca <i>et al.</i> (2010).....	44
Tabela 2. Período de amostra de dados de direção e velocidade do vento na estação automática de presidente Kennedy com os meses de registros e os meses em que houve falhas. ....	57
Tabela 3. Caracterização dos dados de vento extraídos do ECMWF. Fonte: <a href="https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview">https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview</a> .....	59
Tabela 4. Fórmulas aplicadas para obtenção dos parâmetros de velocidade e direção do vento a partir dos vetores u e v. Fonte:.....	59
Tabela 5. Exemplo de formato de tabela adequado para importação dos dados no software WRPLOT VIEW.....	61
Tabela 6. Denominação da direção do vento para cada setor da rosa dos ventos.....	62
Tabela 7. Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre Janeiro de 2009 e Dezembro de 2019 na estação automática de Presidente Kennedy. ....	66
Tabela 8. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R2. ....	67
Tabela 9. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R1. ....	68
Tabela 10. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R3.....	68
Tabela 11. Valores médios da velocidade em cada ano do período amostral, para cada ponto considerado. Em vermelho, as maiores velocidades médias, em segundo lugar em laranja, em terceiro em amarelo.....	70
Tabela 12. Softwares e ferramentas utilizados para alcançar o objetivo proposto .....	91
Tabela 13. Apresentação das coordenadas dos pontos de controle coletados no campo.....	94
Tabela 14. Deslocamento médio trienal das dunas frontais em T3 A.....	98
Tabela 15. Tabela da área da duna frontal nas datas consideradas .....	102
Tabela 16. Síntese da geomorfologia e morfodinâmica nos trechos de estudo.....	103
Tabela 17. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 1.....	109
Tabela 18. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 2.....	114
Tabela 19. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 3.....	119
Tabela 20. Deslocamento médio trienal das dunas frontais em T3. ....	119

Tabela 21. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 4.....	124
Tabela 22. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 5.....	129
Tabela 23. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 6.....	136
Tabela 24. Apresentação dos resultados obtidos com a aplicação do método do polígono de mudança. ....	138
Tabela 25. Velocidade do sinal de GPR na areia. Fonte: Bristow e Jol, 2003 .....	158
Tabela 26. Valores teóricos da resolução do GPR em areia saturada, úmida e seca. Fonte: modificado de Bristow e Jol, 2003). ....	159
Tabela 27. Equipamentos e softwares utilizados para o trabalho.....	165
Tabela 28. Descrição das técnicas de processamento utilizadas.....	168
Tabela 29. Descrição das fácies observadas nos perfis de GPR analisados. ....	169

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar à minha orientadora Jacqueline Albino pelo apoio e confiança em cada fase do desenvolvimento do trabalho;

Aos colegas do curso de Oceanografia Ambiental da UFES Lucas, Branco, Pedro, Jacqueline, Roger, Gilberto e Maitê pela ajuda durante as campanhas de campo;

Ao Diego Rocha pela ajuda no levantamento e processamento dos dados de GPR;

À minha sobrinha Julia Guarnier pela ajuda na identificação das espécies vegetais;

À minha querida amiga Lara Saar, pela valiosa amizade e apoio incondicionado;

A meus pais Maria e Luciano por ter me incentivado a estudar desde pequena;

À minha família, Junio e Valentino, por ter apoiado minha dedicação ao estudo;

À CAPES pelo financiamento da bolsa.

## RESUMO

A evolução decadal das dunas frontais no litoral sul do Espírito Santo é obtida com a aplicação do método do polígono de mudança e a sobreposição de imagens de satélite e fotografias aéreas de seis trechos de duna frontal, em um segmento de 19 km de litoral. Os resultados indicam que existe uma relação estreita entre a dinâmica das dunas frontais e a tendência da linha de costa e que estas feições podem ser objeto de estudos de monitoramento da linha de costa. A caracterização do regime de vento local, entre 2009 e 2019, mostra que os ventos de nordeste são protagonistas no litoral sul do Espírito Santo e, por um lado propiciam o desenvolvimento das dunas frontais, por outro lado, quando intensos, são responsáveis por processos erosivos como formação de escarpas e planícies de deflação. Cada trecho de estudo apresentou um comportamento peculiar frente à intensificação dos ventos, com um grau de erosão e recuperação distinta. No litoral de estudo há uma variação morfológica longitudinal nítida das dunas frontais: há dunas estáveis com a progradação de linha de costa e com ocasionais recuos sazonais e também há dunas com migração à retroterra. Esta variabilidade morfológica é explicada pela localização geomorfológica e morfodinâmica das dunas frontais e determina um padrão diferenciado de transporte e deposição de sedimento no sistema dunar. A interpretação das estruturas morfológicas por Radar de Penetração no Solo (GPR), em trechos em acreção e erosão, valida as observações diretas e os dados sobre a mobilidade das dunas frontais.



## ABSTRACT

South Espírito Santo foredune evolution is obtained with the change polygon method by overlapping satellite images and aerial photographs of six foredune segments, along 19km of coastline. Results indicate that foredune dynamics and shoreline position trends are deeply related, therefore foredunes can be used to monitor the shoreline change. Local wind patterns over the decade 2009-2019 are characterized by prevailing north easterly winds that favour foredune development but on the other hand, are responsible for erosional processes such as dune scarps and blowouts. Each segment of study shows a specific behaviour and a different degree of erosion and recovery with increase in wind speeds. In the study area, foredune morphological variability alongshore is marked by stable foredunes with prograding coastline and limited seasonal retreat and foredunes migrating inland. Foredunes morphological variability is explained by local geomorphology and morpho-dynamic that influence sediment transport and depositional patterns in the foredune system. The interpretation of morphological structures in accretional and erosional sections revealed using GPR, validates direct observations and foredune mobility data.

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

### 1.1 Apresentação, objetivos e estrutura do trabalho

Segundo estimativas recentes, o nível médio do mar global deve subir no mínimo 0,30m até 2100 considerando o cenário de menor emissões (RCP 2.6) (Sweet *et al.*,2017) e 340 milhões de pessoas vivem em áreas que, até 2050, estarão abaixo dos níveis da maré alta (Kulp e Strauss, 2019).

As dunas frontais atuam como uma forma de defesa natural e permitem uma adaptação gradual das praias ao aumento do nível do mar. Constituem o estoque de sedimento da praia, protegendo a costa de ondas de tempestades durante episódios climáticos extremos (Davidson- Arnott, 2005).

De acordo com Psuty e Silveira (2010), a resposta morfológica das dunas frontais ao aumento do nível do mar e a maior penetração das ressacas depende da disponibilidade de sedimento. Se o balanço sedimentar é positivo, a duna frontal pode migrar em direção ao interior do continente conservando as dimensões originais à medida que é escarpada, com o transporte cíclico da areia para além da crista até o reverso da duna. Ainda, segundo os autores, com o aumento do nível do mar, o espaço de acomodação é uma condição necessária à manutenção do sistema duna frontal.

Nesse contexto, o presente trabalho visa contribuir para o conhecimento de dunas frontais em escala local e temporal decadal. O entendimento da influência do comportamento do clima de vento no desenvolvimento e evolução das dunas é essencial para prever como as mudanças climáticas podem afetar o litoral. A análise da morfologia e estrutura interna destas feições e o cálculo da taxa de mobilidade, permitem inferir sobre a evolução futura e comportamento destas com a variação do clima e aumento do nível do mar.

Além do mais, o estudo pretende auxiliar no planejamento do uso da terra e contribuir no gerenciamento da orla. A caracterização das dunas frontais se insere na questão de delimitação da faixa de proteção da costa e definição da zona de edificação: o projeto Orla (2004) propõe a fixação de uma faixa mínima de proteção da costa de 50 metros contada a partir do limite da praia ou da base do reverso da duna frontal, (fig.1). Em áreas de dunas ativas, com migração em direção ao continente, a definição da zona de edificação é estabelecida levando

em consideração estudos específicos que determinem a taxa e direção de migração do campo de dunas, (Muehe, 2001).

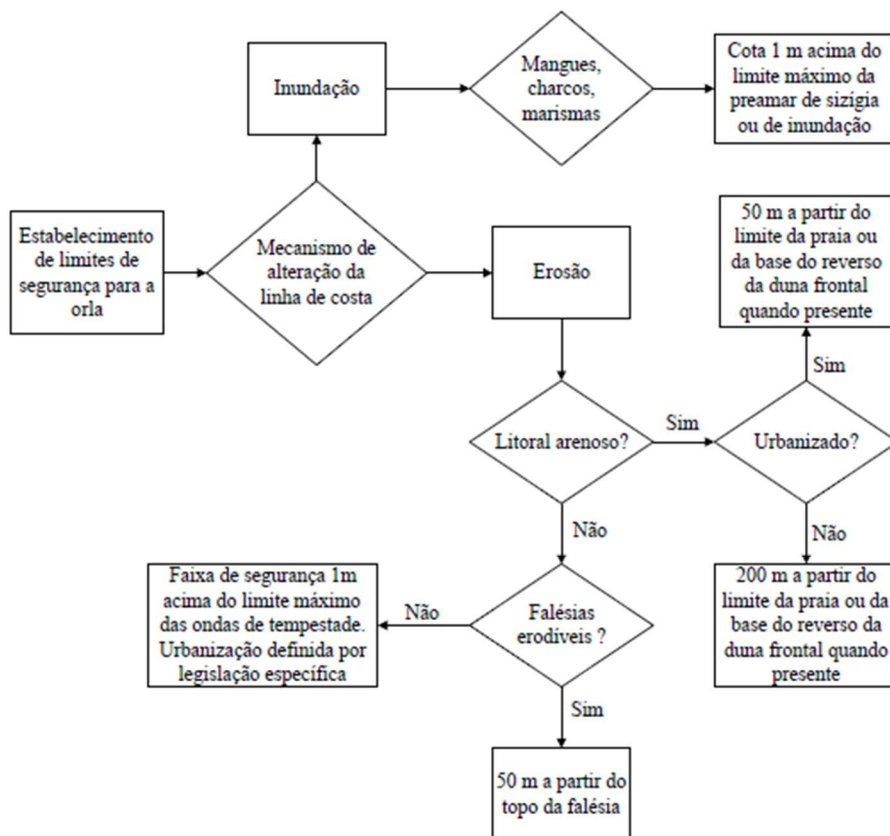


Figura 1. Limites mínimos da orla segundo as características morfológicas do litoral, (Muehe, 2001).

O objetivo geral do trabalho consiste no estudo da evolução, em escala decadal, das dunas frontais no litoral sul do Espírito Santo por processos eólicos e geomorfológicos.

Os objetivos específicos, alcançados no desenvolvimento dos capítulos a seguir, são:

- 1) caracterizar o regime de vento e de precipitação do litoral Sul do Espírito Santo entre 2009 e 2019;
- 2) determinar a taxa de mobilidade das dunas frontais e prever sua evolução;
- 3) reconhecer os processos de desenvolvimento das dunas frontais a partir da interpretação das estruturas morfológicas por GPR, com uso de embasamento metodológico;

A presente dissertação está estruturada em cinco capítulos:

Neste capítulo, procura-se orientar o leitor com informações gerais que permitam compreender os objetivos e temas a serem discutidos.

No capítulo 2, é descrito o comportamento do vento no litoral Sul do Espírito Santo de 2009 até 2019 obtido a partir de dados observacionais da estação automática de Presidente Kennedy e de dados de reanálise ERA5 do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

O capítulo 3 consiste no estudo da mobilidade das dunas frontais na área de estudo por superposição de imagens de satélite e aplicação do método do polígono de mudança. Os dados obtidos a partir da caracterização do clima de vento, são comparados com a variação da área da duna frontal em setores estratégicos da área de estudo, para determinar como a duna frontal reage a períodos de maior e menor intensidade do vento. Também são avaliados outros fatores que localmente contribuíram ao desenvolvimento ou à erosão das dunas frontais na área de estudo.

No capítulo 4, são interpretados e avaliados 2 perfis de GPR obtidos nas campanhas de campo com foco na estrutura interna das dunas frontais progradantes e em erosão, para corroborar quanto elaborado nos capítulos anteriores.

No capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho com a associação dos dados obtidos da caracterização do clima de vento, taxa de mobilidade das dunas frontais e análise da arquitetura interna das dunas por GPR.

## **1.2 Dunas frontais**

Dunas frontais são constituídas por sedimentos eólicos transportados da praia e depositados paralelamente à costa independentemente da direção prevalente do vento. Podem assumir formas diferentes a segunda da dinâmica dos ventos, topografia subjacente e disponibilidade de sedimentos. Geralmente variam entre 5-20 metros de altura e 10-20 metros de largura, podendo superar os 100 metros de altura, (Davidson-Arnott, 2010). Se desenvolvem com mais frequência em praias dissipativas de baixo gradiente onde há ampla disponibilidade de sedimento fino que pode ser carregado facilmente por ventos *onshore*, (Moulton *et al.*, 2013).

O tamanho do sedimento característico das dunas frontais varia entre 0,15 mm e 1 mm sendo que sedimento mais fino é escasso nas praias arenosas ativas e, mais grosso, não é geralmente carregado pelo vento. Em termos de balanço sedimentar, a praia representa a fonte de sedimento e as dunas frontais o sumidouro, (Davidson-Arnott, 2010).

### 1.2.1 Gênese e evolução das dunas frontais

O sistema duna frontal é constituído por dunas frontais estáveis paralelas à linha de costa associadas a dunas embrionárias ou incipientes que podem se formar ao pé da duna frontal (no lado voltado para o mar) ou sobre a própria praia (Davidson-Arnott, 2010).

As dunas frontais incipientes são dunas baixas, de 10 cm até 1 ou 2 metros de altura e representam o primeiro estágio de desenvolvimento das dunas frontais. O processo de formação inicia-se nas marés de sizígia com a deposição de sementes na altura do espraiamento ou com o crescimento de rizomas e estolhos que causam aumento da rugosidade da superfície e a redução da velocidade do vento, resultando na fixação de sedimento no local (Hesp, 2002). Nessa fase, podem se formar montículos vegetados e nebkhas associados a dunas sombra, que consistem na formação de dunas ao redor de moitas de grama ou de plantas isoladas. (Hesp, 1981 *apud* Ruz *et al.*, 2017) (Fig. 2).



Figura 2. Formação de dunas ao redor das moitas de grama, ervas e arbustos. Fonte: Hesp & Smyth (2017)

De acordo com Mackenzie (1958 apud Hesp, 2002) o desenvolvimento das dunas frontais incipientes começa com a construção de rampas que se estendem até formar terraços e por fim cristas de dunas frontais, com a colonização da praia por espécies pioneiras. A espécie de planta colonizadora é importante para determinar o desenvolvimento morfológico das dunas frontais incipientes: para sobreviver devem ser progressivamente colonizadas por plantas perenes, (Hesp, 2002).

Outros fatores que influem na formação de dunas frontais incipientes são as taxas de progradação, o transporte de sedimentos e o balanço dos processos erosivos. Podem ser facilmente erodidas, ou até destruídas por ondas de tempestades ou, se houver progradação, podem crescer até tornar-se dunas frontais estáveis, (Hesp, 2002). Em costas erosivas, não apresentam crescimento de vegetação e são efêmeras, podendo ser removidas pela ação de ondas de tempestades, (Davidson-Arnott, 2010).

As dunas frontais estáveis são caracterizadas por uma maior complexidade morfológica, altura, largura e idade e pelo crescimento de espécies de plantas intermediárias lenhosas (arbustos), (Hesp, 2002); com a formação de dunas incipientes na frente das dunas frontais estáveis, estas últimas são isoladas e a acreção é reduzida (Hesp, 1988).

Hesp (2002) propõe um modelo evolutivo das dunas frontais onde a morfologia das dunas frontais é sujeita a ciclos erosivos e acrescivos (Fig. 3). As dunas frontais são afetadas pela ação do vento e das ondas que promovem a remoção de vegetação, formação de escarpas, blowouts e leques de transposição. A frequência e o grau destes eventos erosivos determinam a morfologia das dunas frontais que podem ser completamente erodidas, ou se recuperar com a regeneração da vegetação (ciclo acrescivo).

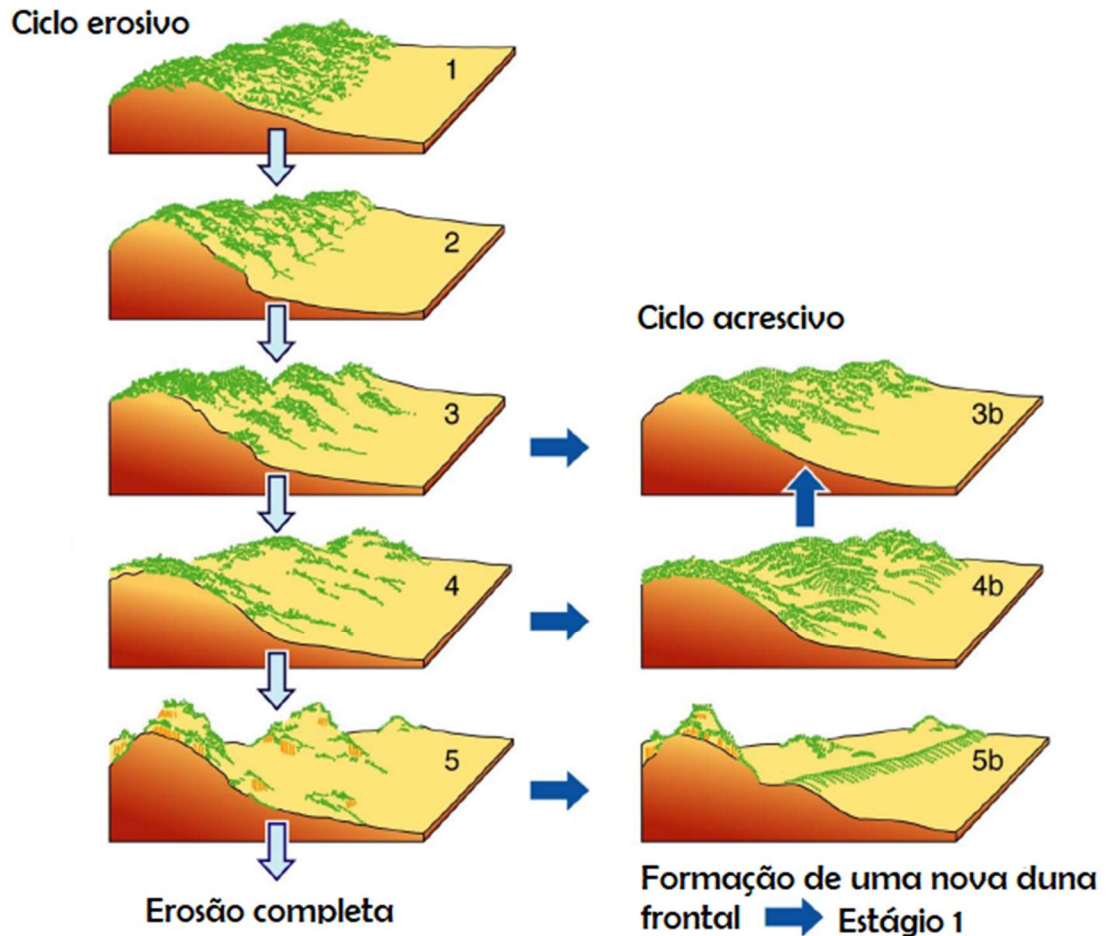


Figura 3. Ciclo erosivo e acrescivo das dunas frontais. Modificado de Hesp (2002)

## 1.2.2 Fatores que controlam a formação e a dinâmica das dunas frontais

Entre as variáveis que influem na formação das dunas frontais desempenham um papel relevante: suprimento de areia, orientação da linha de costa, ângulo de incidência e pista do vento, largura da praia, tipo de vegetação e grau de cobertura, balanço de sedimentos, frequência e energia dos eventos erosivos.

### 1.2.2.1 Orientação da linha de costa, incidência do vento e morfodinâmica

Segundo Davidson-Arnott e Law (1990) a componente onshore do vento, o ângulo de incidência do vento e a largura da praia definem a o suprimento de sedimento para a duna frontal: a areia deve ser fina e seca para ser facilmente carregada e os ventos devem ter constância na direção e pista de baixa declividade, para poder ganhar velocidade suficiente para transportar os grãos.

Segundo Silva e Hesp (2010) a orientação da linha de costa e exposição aos ventos predominantes são fatores marcantes na interação praia-duna pois controlam a velocidade do vento, energia das ondas, morfodinâmica da praia e aporte de sedimentos.

De acordo com Calliari *et al.* (2005) a orientação da linha de costa em relação ao vento predominante define a altura das dunas frontais: quando o vento sopra obliquamente em direção à costa (em particular modo de NE) as dunas são mais altas devido ao maior aporte de sedimento, já as dunas frontais são menos desenvolvidas em trechos onde o vento é paralelo à costa ou sopra em direção ao oceano. Ainda segundo os autores, não existe uma relação definida entre a largura da praia e a altura das dunas frontais: pelo contrário, no litoral norte e médio do Rio Grande do Sul, os autores observaram que as dunas mais altas ocorrem em praias mais estreitas.

#### 1.2.2.2 *Balanço de sedimentos e eventos erosivos*

Estudos de Psuty (2004) relacionam a morfologia da praia e das dunas frontais ao balanço sedimentar (fig. 4). Segundo o autor a dimensão da duna frontal é inversamente proporcional a taxa de acreção da praia, pois a rápida progradação da linha de costa dificulta o transporte de areia até as dunas frontais. O tamanho das dunas frontais aumenta com a diminuição da taxa de progradação da praia e o máximo desenvolvimento da duna frontal ocorre com a praia em balanço de sedimento ligeiramente negativo. Com a erosão da praia, não há suficiente aporte de sedimento para consentir a migração da duna para o interior do continente e a duna frontal é destruída por leques de sobrelavagem (*washover*) e substituída por lençóis de areia.



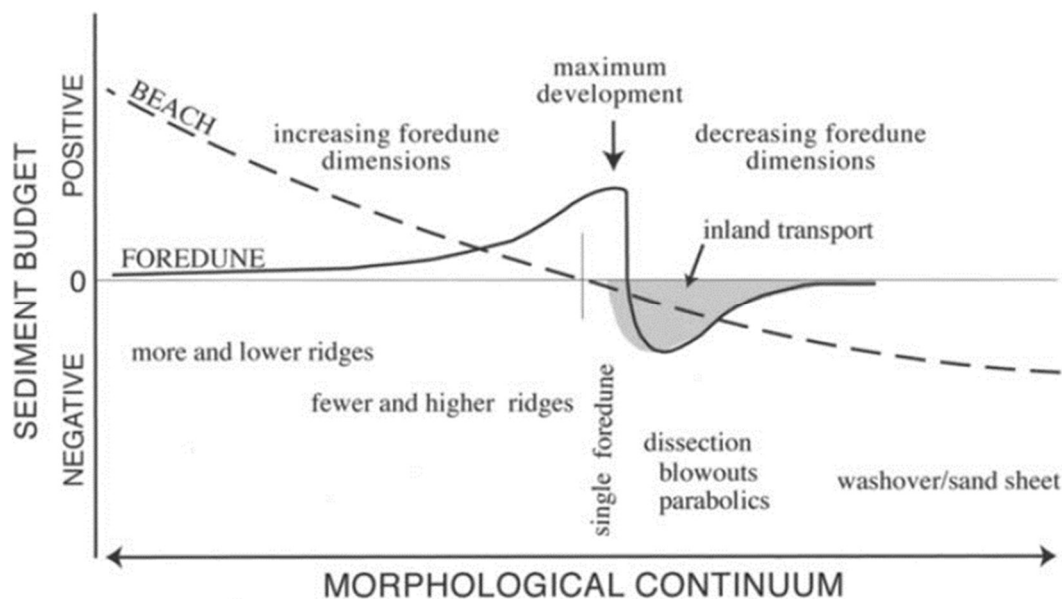


Figura 4. Modelo conceptual de relação do balanço sedimentar da praia com a morfologia das dunas frontais. Fonte: Psuty (2004)

Segundo Barboza *et al.*, (2013) o balanço sedimentar e eventos climáticos determinam padrão e grau de preservação das dunas. Assim, grande disponibilidade de sedimento propicia progradação e preservação das dunas, já, quando a provisão de sedimento é menor parte das dunas frontais é destruída, e formam-se dunas transgressivas e lençóis de areia. Assim morfologia e o tamanho das dunas frontais mudam no tempo dependendo da quantidade de sedimento carregado pelo vento e da ocorrência de erosão pela elevação do nível relativo do mar ou quando o *run-up* da onda atinge a base da duna, (Keijsers *et al.*, 2014). A erosão eólica, o espraiamento e as tempestades podem reduzir a altura das dunas frontais, formar escarpas e deixar as raízes da vegetação pioneira expostas (Hesp e Walker, 2013).

### 1.2.2.3 Vegetação, precipitação e mobilidade das dunas

A presença de vegetação ou seixos contribui na fixação do sedimento que, carregado pelo vento, encontra um obstáculo e deposita. Assim, a presença/ausência e zonação da vegetação afetam o desenvolvimento e revelam a estabilidade morfológica das dunas frontais, (Bitton e Hesp, 2013).

Hesp *et al.* (2021) examinaram 3500 km de dunas frontais no Oeste da África e ilhas Canarias e constataram que a quantidade de precipitação é a principal responsável pela variação morfológica das dunas frontais: em áreas onde a precipitação é maior que 480-500ml as dunas frontais são contínuas,

entre 340 e 480ml de chuva a cobertura vegetal é reduzida e a morfologia das dunas frontais é descontínua, abaixo de 300ml somente ocorrem dunas Nebkha (dunas em pequenos montículos) associadas a plantas arbustivas xerófilas e halófilas (fig.5). Desta forma, a umidade do solo propicia o aumento da cobertura e diversidade vegetal que são responsáveis pela variação morfológica das dunas frontais.



Figura 5. Caracterização da morfologia da duna frontal com base na quantidade de precipitação. Fonte: modificado de Hesp *et al* (2021).

De acordo com Psuty e Silveira, 2010, a mobilidade é estreitamente ligada ao suprimento de sedimento, à constância de ventos intensos que sopram em direção ao continente e à umidade da areia.

A umidade da areia prejudica o transporte eólico de sedimento até as dunas: Arens (1997) analisou a dinâmica sedimentar de uma duna frontal na ilha Wadden (Holanda) e observou que, durante o inverno, ainda com períodos de ventos intensos transversais à costa, o aporte sedimentar até a duna frontal é reduzido, principalmente devido aos efeitos da chuva e umidade da areia da praia.

Tomazelli (1993) observou que a variação sazonal do vento afeta a taxa de migração das dunas eólicas no Rio Grande do Sul: nos meses de outono-inverno (março a agosto) as dunas são estáveis (também devido ao aumento da pluviosidade), já entre setembro e novembro são atingidas as maiores taxas de migração.

### 1.2.3 Registro estratigráfico

Mudanças climáticas, alterações no nível relativo do mar e na quantidade de sedimento disponível afetam o registro estratigráfico das dunas frontais. Assim, as dunas frontais constituem um precioso arquivo sedimentar e viabilizam estudos sobre a evolução e o comportamento da linha de costa em ocasião de eventos climáticos extremos ou mudança no clima de ventos, (Hesp, 2002, Jackson *et al.*, 2014).

A análise da morfologia e arquitetura interna das dunas frontais e interpretação de dados de Radar de Penetração no Solo (GPR), permite reconstruir variações ao longo do tempo na direção e intensidade do vento através de análise de tamanho do grão, velocidade de migração das dunas, (Bristow *et al.*, 2010).

## 1.3 Área de estudo

### 1.3.1 Localização e características gerais

A área de estudo está localizada no litoral sul do Espírito Santo entre os municípios de Marataízes e Presidente Kennedy. Consiste em aproximadamente 19 km de costa, subdivididos em quatro praias: a praia de Marobá em Presidente Kennedy e as praias de Boa Vista, dos Cações e de Suruí, em Marataízes. Para avaliação da dinâmica das dunas frontais e realização das campanhas de campo e levantamento de GPR e topográfico, foram escolhidos 6 pontos de estudo exibidos na figura 6.

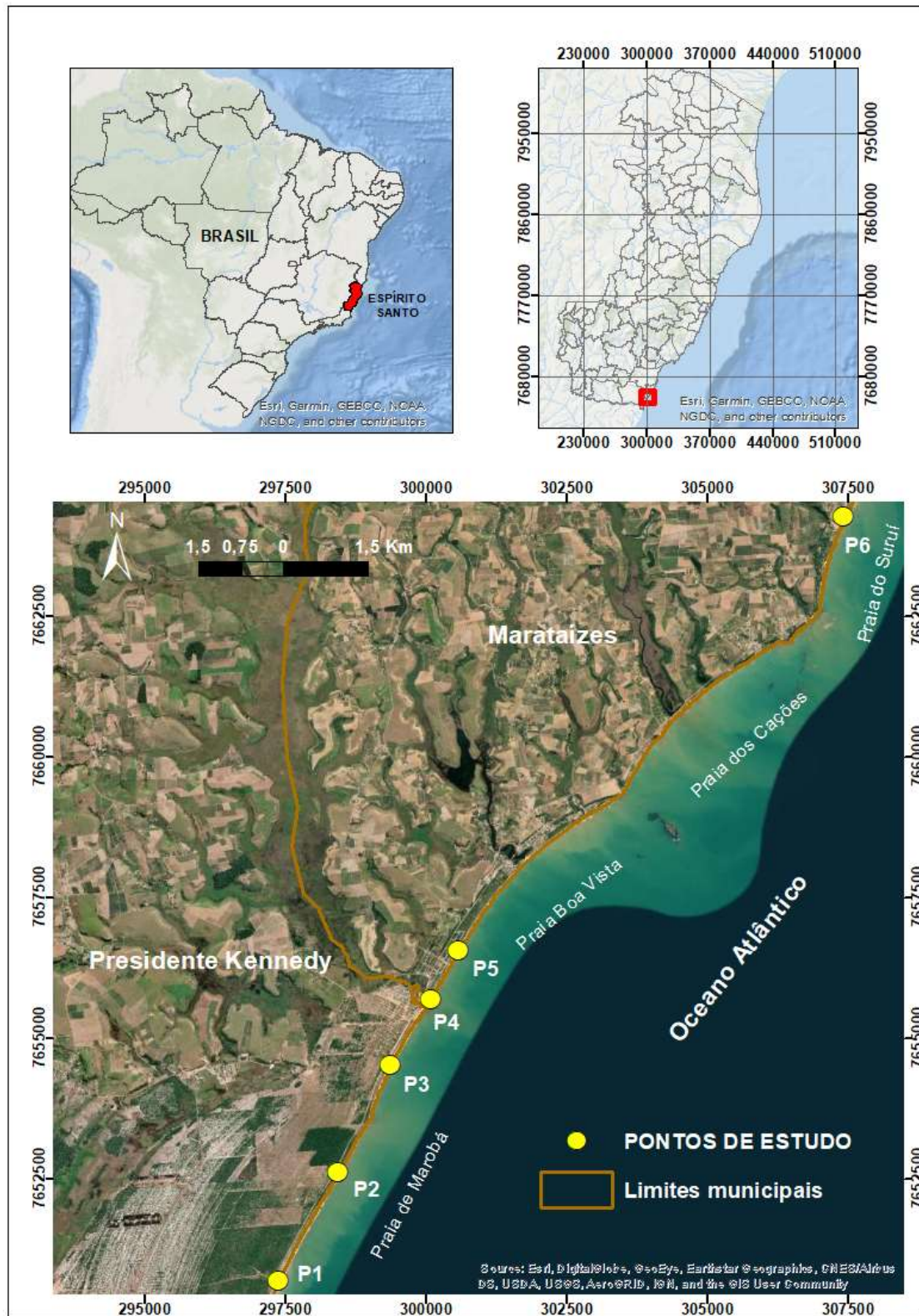


Figura 6. Localização da área de estudo. Fonte: elaborado pela autora. Datum horizontal: Sirgas 2000. Coordenadas UTM: zona 24 S.

### 1.3.2 Aspectos climáticos e oceanográficos

O clima da área de estudo é caracterizado por chuvas tropicais no verão, com estação seca durante o outono e inverno. A temperatura média anual varia entre 22° e 24°C, e a precipitação total anual entre 1000 e 1300 mm.

Os dados apresentados a seguir (fig. 7) representam o comportamento da chuva e da temperatura ao longo do ano calculados a partir de uma série de dados observacionais de 30 anos (Climatempo, 2020).

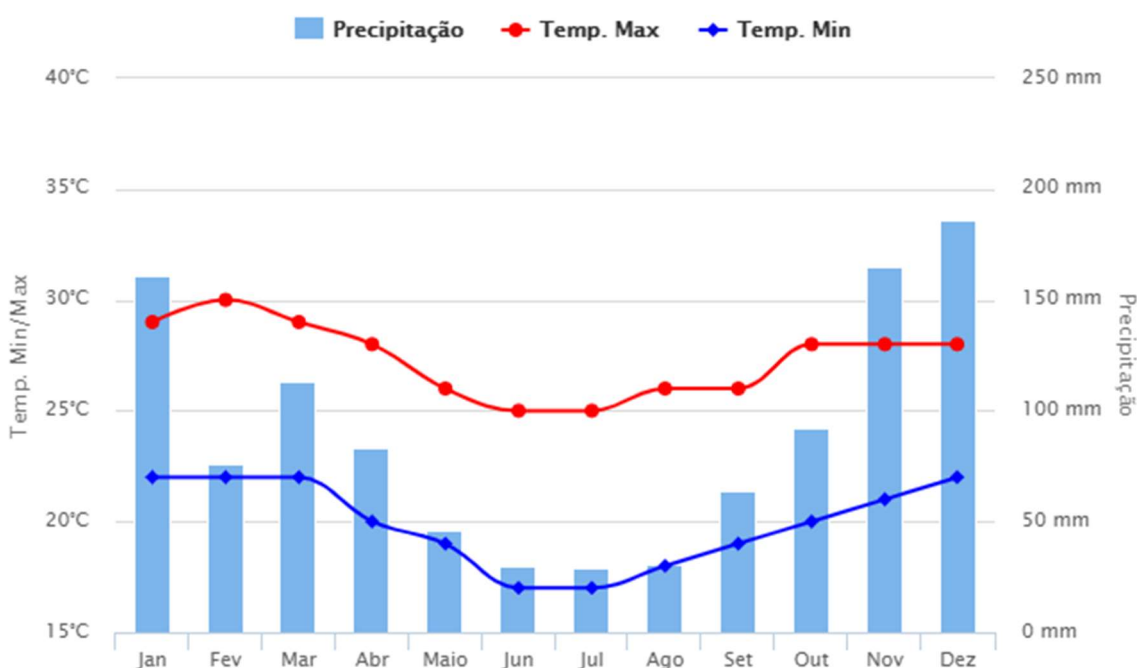


Figura 7. Médias climatológicas da região de Presidente Kennedy. Fonte: <https://www.climatempo.com.br/climatologia/3555/presidentekennedy-es>

Em quanto ao regime de vento, este será amplamente descrito no Capítulo 2.

#### 1.3.2.1 Clima de ondas e corrente longitudinal

O litoral sul do Espírito Santo é classificado como dominado por ondas, e submetido a regime de micromaré com amplitude variando de -0,1 a 1,7m e um nível médio de 0,81m segundo os dados de maré do terminal da Ponta de Ubu disponíveis no site da marinha (DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 2021).

De acordo com Bulhões e Firmino (2020) 63% das ondas no litoral do ES são associadas a circulação atmosférica do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e provêm entre nordeste e sul-sudeste, com altura significativa (hs) entre 1 e 2m e período (tp) entre 5 e 10s; o restante 37% provêm entre sul-sudeste e sudoeste com hs entre 2 e 3 m e tp entre 10-20 s (fig.8). Ainda segundo os autores a direção média de entrada de ondas de tempestades é de SSE com hs média de 2,44m e tp de 9s, enquanto as maiores alturas significativas (entre 2,2 e 5,3m) estão associadas às ondas de tempestade de SW.

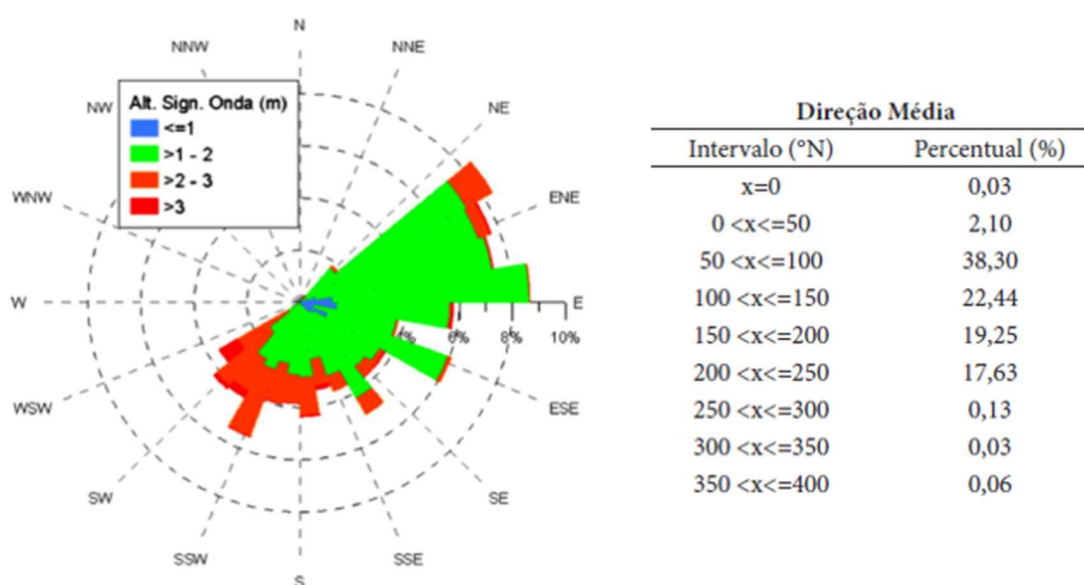


Figura 8. Histograma direcional da altura significativa das ondas (Hs) no ES (período entre novembro 2015 e abril 2017). Fonte: Modificado de Bulhões e Firmino (2020)

Similarmente, Nogueira (2014) identificou duas direções principais de ondas no ES: ondas de leste, mais frequentes na primavera e verão, com altura significativa (hs) entre 1 e 1,5 m e período (tp) entre 6 e 8s e ondas de sul, com hs entre 1 e 1,5m e tp de 10 a 12s. Ainda segundo a autora, ventos alísios intensos geram ondas de nordeste e leste com hs de até 3,7m. Bulhões e Firmino (2020) e Pinho (2003) também constataram que estes ventos, associados à ASAS, geram vagas com altura máxima acima de 3m.

De acordo com Pianca *et al.* (2010) na região Sudeste do Brasil o clima de onda varia durante as estações, conforme mostrado na tabela 1 abaixo. Ainda

segundo o autor, as ondas mais energéticas provêm do Sul atingindo alturas de até 6.3 metros e são originadas por ventos intensos relacionados às frentes frias.

ESTAÇÃO	DIREÇÃO DOMINANTE	ALTURA MÉDIA(m)	PERÍODO(s)	DIREÇÃO E ALTURA DAS ONDAS DE TEMPESTADE (m)
Verão	S (29,2%)	Entre 1 e 2m (16.1%)	10-12s	SW 4m
	E (27%)	Entre 1 e 2m (20.4%)	6-8s	
	NE (22.1%)	Entre 1 e 2m (16.7%)	6-8s	
	SE (20.1%)	Entre 1 e 2m (12.9%)	8-10s	
Outono	S (47.2%)	Entre 1 e 2m (19.6%) Entre 2 e 3m (18.7%)	10-12s	SW 6.3m
Inverno	S (38,1%)	Entre 2 e 3m (17.1%)	10-12s	S 5.7m
	E (27%)	Entre 1 e 2m (13.3%) Entre 2 e 3m (11.3%)	6-8s	
Primavera	E (33.7%)	Entre 1 e 2 m (20.1%)	6-8s	SE 4.5m
	S (27.9%)	Entre 1 e 2m (12.9%) Entre 2 e 3m (12.3%)	8-10s 10-12s	

Tabela 1. Clima de ondas na região Sudeste. Fonte: elaborada pela autora a partir de dados obtidos em Pianca *et al.* (2010).

Segundo Contti Neto (2012), neste setor do litoral do ES o transporte líquido de sedimento é para sul, mas com algumas inversões no sentido da corrente no norte da área de estudo.

### 1.3.3 Localização geomorfológica e morfodinâmica

Na área de estudo podem ser identificadas duas unidades morfológicas: as falésias da Formação Barreiras, constituídas por depósitos terciários e as planícies flúvio-marinhas, formadas durante o Quaternário, (Albino *et al.* 2018).

Segundo Martin *et al.*, (1996) nesse trecho do litoral os depósitos quaternários, formados pelo aporte dos rios, são pouco desenvolvidos e restritos ao sopé das falésias vivas da Formação Barreiras (fig. 9). Sendo assim, o litoral é constituído por uma estreita faixa arenosa alternada pela presença de falésias vivas, (Albino *et al.*, 2001).



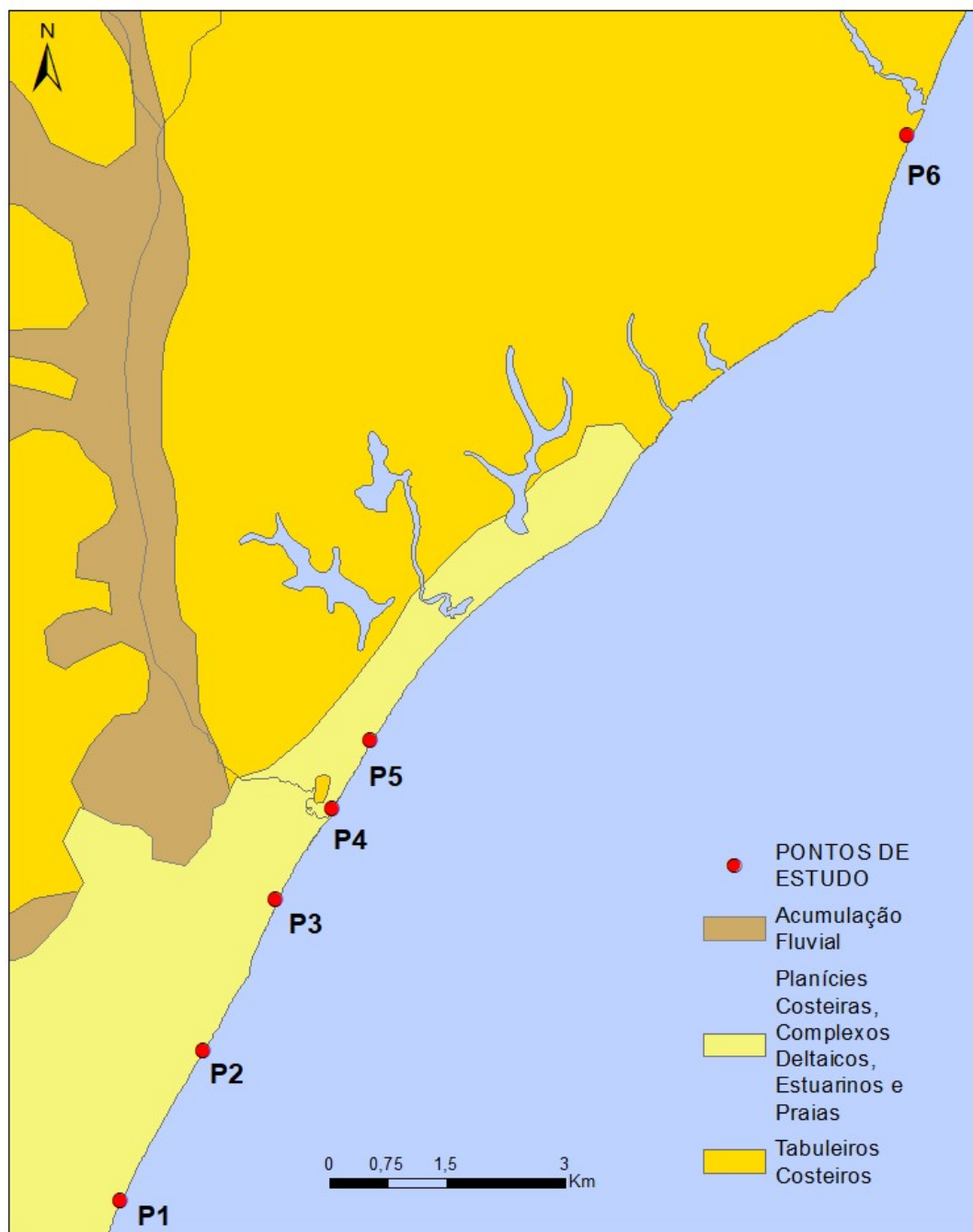


Figura 9. Mapa geomorfológico da área de estudo. Fonte: elaborado pela autora a partir de dados obtidos no site: <https://geobases.static.es.gov.br/minio/public/>.

De acordo Albino *et al.* (2016), o extremo Sul do litoral, próximo à desembocadura do Rio Itabapoana, em Presidente Kennedy, é constituído por planície de cristas de praia com tendência progradante, cordão litorâneo largo, praias expostas com características intermediárias e dunas frontais estáveis.

Mais a Norte, em Marataízes, o litoral é constituído por planícies de cristas de praia limitadas por falésias da Formação Barreiras, com praias intermediárias

e dunas frontais, e por trechos de falésias em rochas sedimentar com costão rochoso precedido de plataforma de abrasão.

As praias de Marobá, Cações e Suruí são as mais expostas a eventos climáticos e oceanográficos extremos, (fig. 10). Também o litoral do extremo sul do estado é altamente exposto às ondas incidentes, ainda assim, a linha de costa ao longo da planície fluvial do Itabapoana é estável graças ao aporte de sedimento terrígeno. (Albino *et al.*, 2018). As dunas frontais, quando presentes, são parcialmente cobertas por vegetação. Dunas embrionárias efêmeras formam-se ocasionalmente nos pés das dunas frontais pelo retrabalhamento do sedimento.

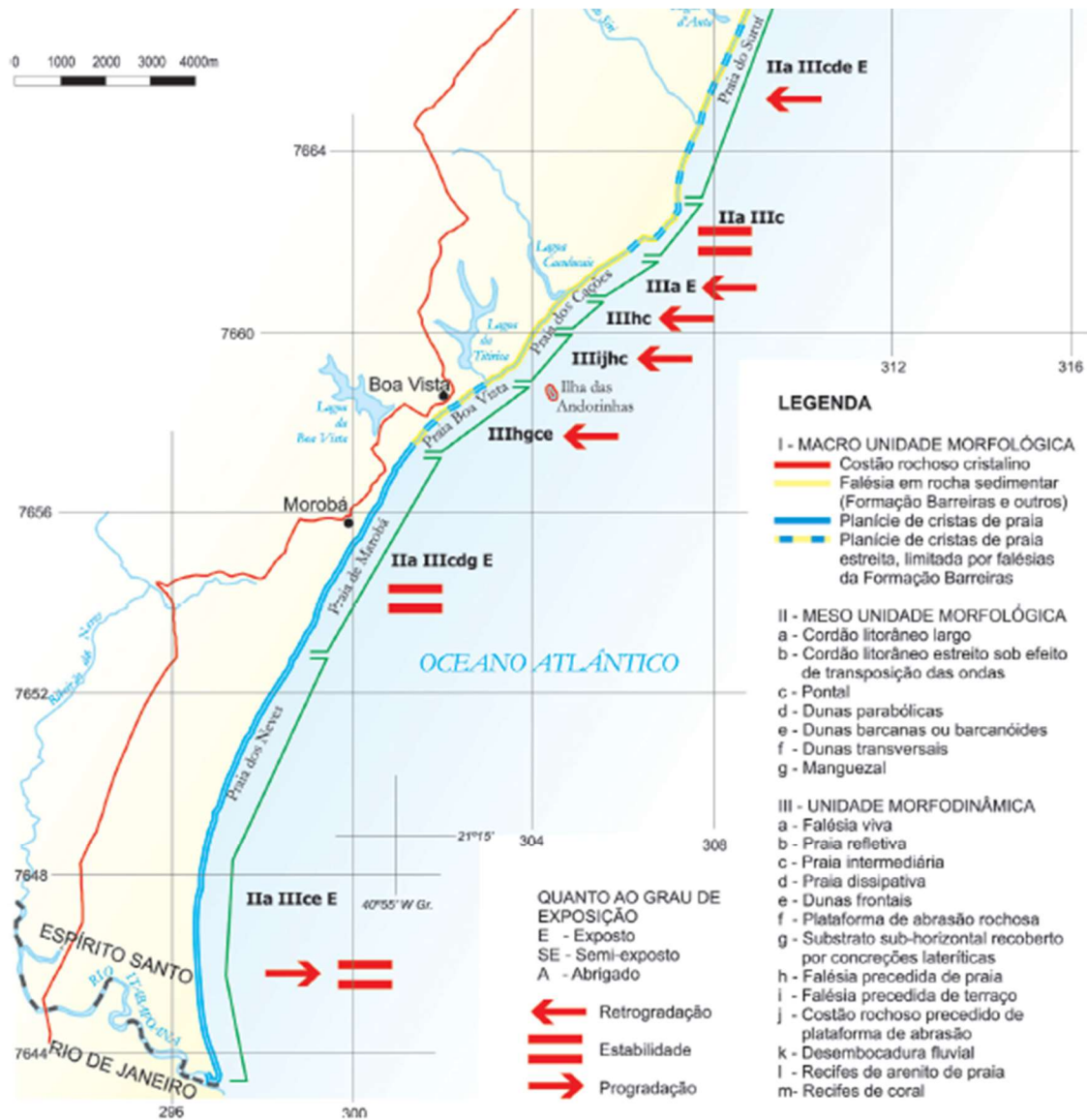


Figura 10. Unidades morfológicas, morfodinâmicas e grau de exposição da costa na área de estudo. Fonte: modificado de Albino *et al.*, 2006.

## CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DO PADRÃO DE VENTO E PRECIPITAÇÃO NO LITORAL SUL DO ESPÍRITO SANTO NO PERÍODO DE 2009 A 2019

### 2.1 Contextualização

Neste capítulo é descrito o clima do vento e o padrão de precipitação no litoral sul do Espírito Santo no período de 2009 a 2019. Os resultados obtidos servirão para avaliar o deslocamento horizontal das dunas frontais na área de estudo e localizar os trechos mais vulneráveis às mudanças de velocidade do vento e padrão de precipitação.

#### 2.1.1 Caracterização do vento

O movimento atmosférico vertical e horizontal decorre do aquecimento desigual da superfície da Terra pela radiação solar que é absorvida em maior quantidade nos trópicos onde gera um acúmulo de energia (Ayoade, 1996; Degola, 2013). O ar se desloca de áreas de alta pressão para áreas de menor pressão, controlado pela força do gradiente de pressão, a força de Coriolis, a aceleração centrípeta e a força de fricção (Ayoade, 1996).

Outros elementos que influenciam a circulação atmosférica são: a distribuição irregular de oceanos e continentes, a topografia e as dinâmicas das correntes oceânicas (Ayoade, 1996; Ferreira & Mello, 2005). Na microescala e mesoescala, o vento é fortemente influenciado pelas características geográficas da região (montanhas, proximidade de massas de água, cobertura vegetal) e pelo aquecimento diferenciado da superfície, resultando em sistemas de ventos locais diurnos como brisas marinhas e terrestres e ventos montanha-vale (Amarante *et al.*, 2009; Varejão-Silva, 2006). Diferenças no padrão de aquecimento entre oceanos e continentes ao longo das estações do ano causam variações sazonais na circulação atmosférica (Ayoade, 1996).

A análise do padrão de vento em uma certa localidade é baseada em dois parâmetros: a direção e a velocidade, (Varejão-Silva, 2006). Em meteorologia, a direção do vento é a direção de onde ele sopra. É expressa em graus e corresponde ao ângulo que o vetor velocidade do vento forma a partir do norte geográfico (0°) medido no sentido horário assim que, a direção do vento que

sopra de norte é 360°, de leste 90°, de sul 180° e de oeste 270°, já a calmaria é simbolizada pelo zero (Ahrens, 2009; Varejão Silva, 2006).

A velocidade do vento é a velocidade média com que o ar escoia através de um determinado ponto medida em metro por segundos (m/s), quilômetros por hora (k/h) ou knots (kt) (Varejão Silva, 2006). Cresce junto com o aumento do gradiente de pressão na superfície e com a altura (Ahrens, 2009).

### 2.1.2 Clima de ventos no ES

O clima de vento do Espírito Santo é influenciado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pela incidência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e pela incursão de frentes frias (Matiuzzi & Marchioro, 2012; Amarante *et al.*, 2009).

A ASAS consiste em um centro de alta pressão semi permanente que, ao longo do ano, varia em posição e intensidade: no inverno, quando o continente está mais frio que o oceano, se expande e tende a migrar para o continente Sul-Americano (fig.11A) já no verão contrai e desloca para o centro do Oceano Atlântico Sul, (fig.11B), (Amarante *et al.*, 2009; Degola, 2013).

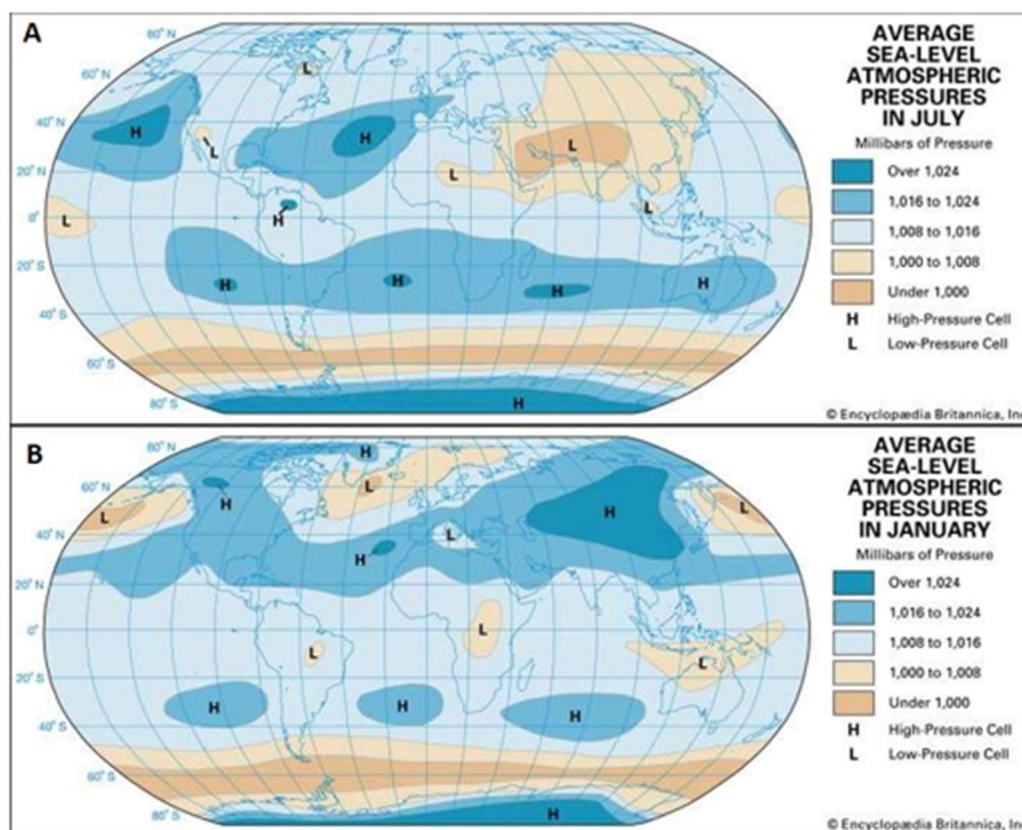


Figura 11. Configuração dos anticiclones semipermanentes (H) em Julho (A) e em Janeiro (B).

Fonte: <https://www.britannica.com/science/climate-meteorology/Atmospheric-pressure-and-wind>

As regiões que mais sofrem influência da ASAS são as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Na região Sudeste, no inverno, o vento é mais fraco e o sistema inibe a entrada de frentes, já, no verão, ventos constantes de nordeste favorecem o transporte de umidade do Oceano Atlântico equatorial para o braço oceânico da ZCAS, (Bastos & Ferreira, 2000).

A ZCAS é uma banda de nebulosidade orientada em sentido noroeste-sudeste que se estende desde o centro-sul da Amazônia até o sudoeste do Atlântico Sul por períodos que vão de quatro a dez dias entre os meses de novembro e março (fig. 12), (Kodama.1993; Palotta & Nakazato, 2010).

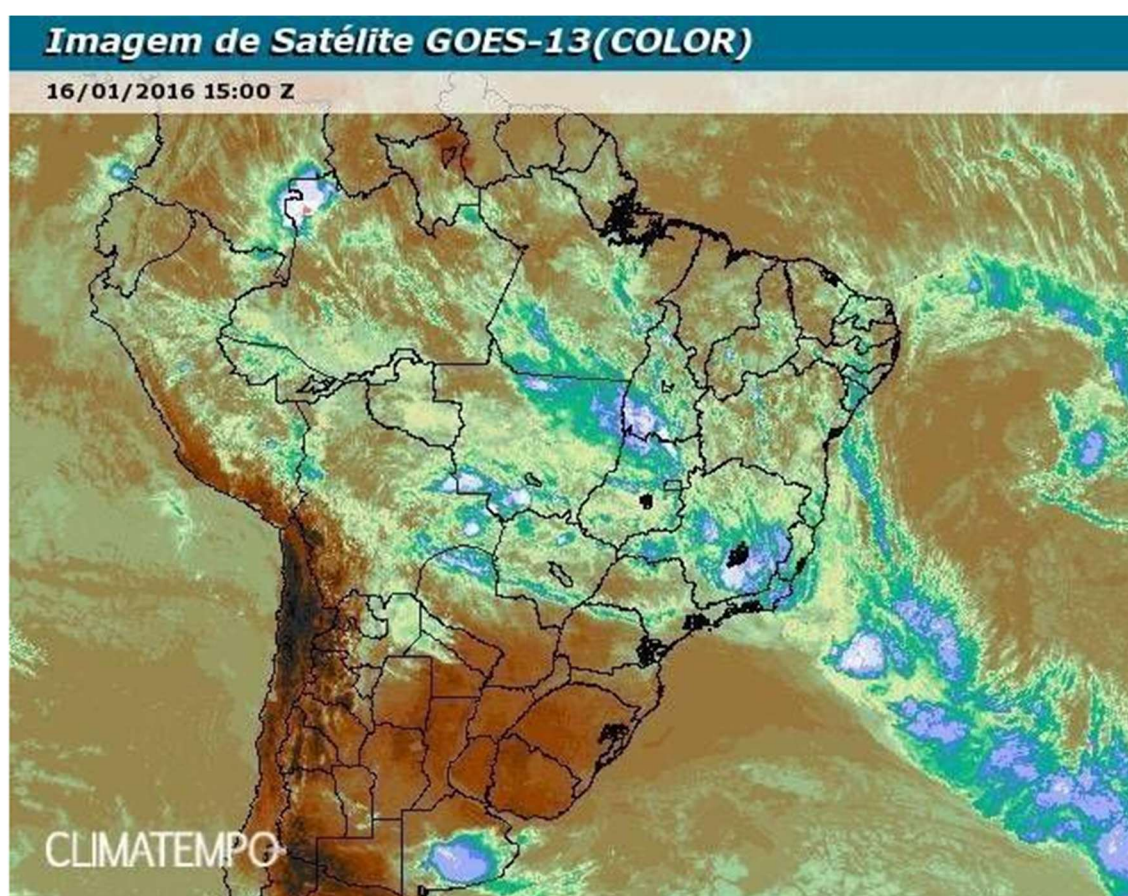


Figura 12. Imagem de satélite GOES mostrando uma típica nebulosidade de ZCAS sobre o Brasil. Fonte: <https://www.climatempo.com.br/noticia/2020/01/29/o-que-e-a-zcas-e-como-este-sistema-se-forma--1565>

Durante eventos ZCAS a umidade oriunda do Oceano Atlântico chega por ação dos ventos alísios até a Amazônia onde precipita e retorna à atmosfera por evapotranspiração para ser transportada via jato até o Sudeste do Brasil e o Oceano Atlântico com intensificação da precipitação na região. Assim, durante eventos ZCAS há uma distribuição maior da umidade do Norte para o resto do Brasil (Herdies *et. al.*,2002).

Frentes frias são geradas por incursões de massas polares no continente e são responsáveis por uma mudança na direção do vento que adquire as direções sul, sudeste e sudoeste (Carvalho *et al.*, 2004).

Na mesoescala, a atuação de brisas marinhas e terrestres causadas pelas diferenças térmicas entre a superfície terrestre e aquática, ocasiona uma variação considerável da velocidade do vento ao longo do dia, especialmente no litoral Sul do estado (fig.13) (Amarante *et al.*, 2009).

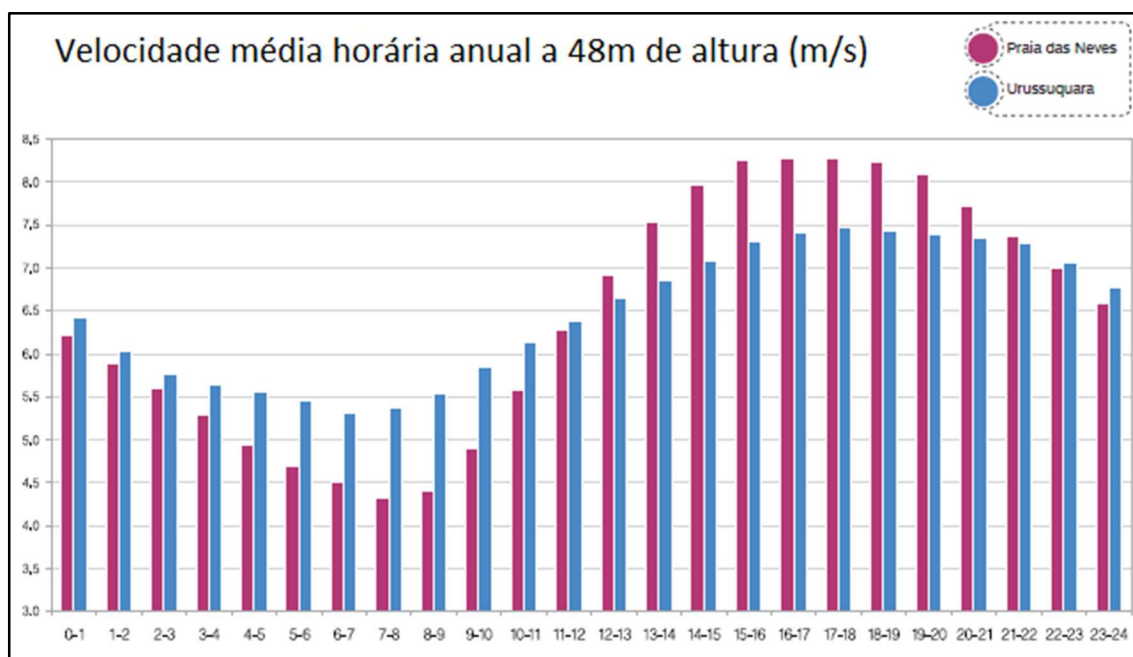


Figura 13. Comparação entre a velocidade média horária anual a 48m de altura em Praia das Neves(Presidente Kennedy) e Urussuquara.(Linhares). Fonte: Amarante et al. ,2009

Amarante *et al.* (2009) apresentaram no Atlas eólico o diagnóstico do potencial eólico do Espírito Santo: as áreas mais promissoras, com baixa rugosidade do terreno e com as maiores velocidades médias anuais, são localizadas no litoral norte em Linhares (6,5m/s a 50 m de altura) e no litoral Sul nos municípios de Marataízes e Presidente Kennedy (6,5m/s a 50 m de altura).

Matiuzzi & Marchioro (2012) descreveram o comportamento dos ventos entre 2000 e 2011 no município de Vitória: em geral predominam ventos de Nordeste com velocidade entre 2,1 e 3,6 m/s más, na ocorrência de frentes frias, a direção mais frequente é de Sudeste com velocidade entre 3,6 e 5,7 m/s; no decorrer de eventos ZCAS, são levemente mais assíduos ventos de Sul e Sul-Sudeste e Oeste e Oeste-Noroeste.

Machado *et al.* (2017) compararam a média de velocidade dos ventos anuais e mensais em Linhares e Presidente Kennedy para escolha da área mais propícia a implantação de um parque eólico no Espírito Santo (fig. 14 e 15). Foi determinado que o município de Presidente Kennedy apresenta o melhor potencial eólico em razão da estabilidade na direção dos ventos (Nordeste e Leste-Nordeste) e a melhor média de velocidade (3,7m/s a 10m de altura).

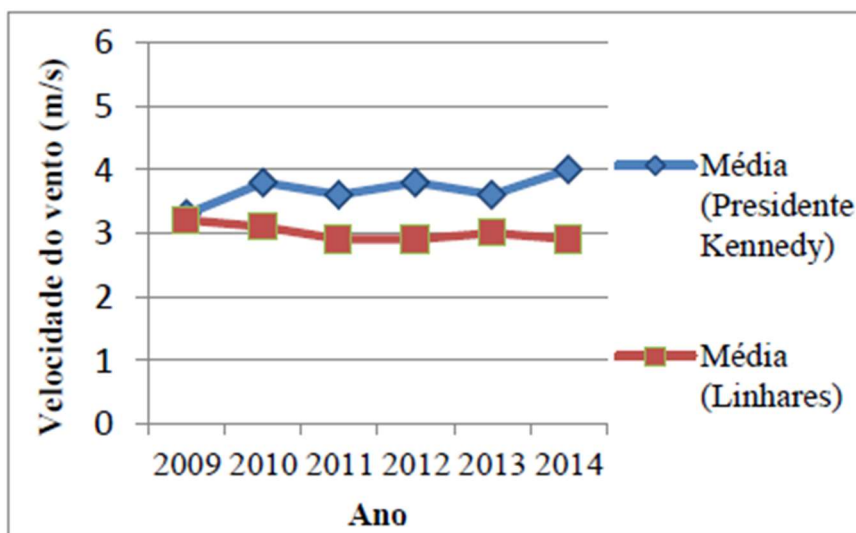


Figura 14. Velocidade média anual em Presidente Kennedy e Linhares a 10m de altura no período de 2009 a 2014. Fonte: Machado *et al.* (2017).

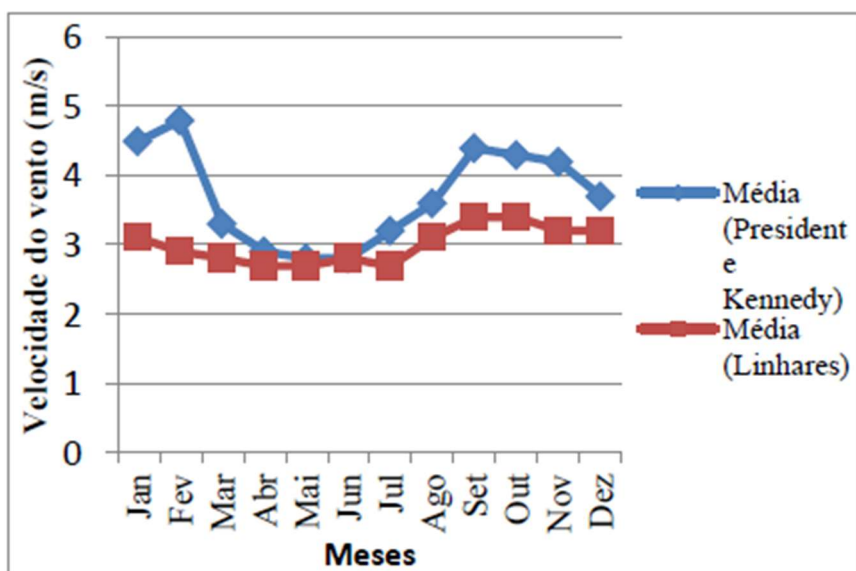


Figura 15. Velocidade média mensal em Presidente Kennedy e Linhares a 10m de altura no período de 2009 a 2014. Fonte: Machado *et al.* (2017).

Malacarne & Ribeiro (2018) desenvolveram o estudo do padrão de vento na região da Grande Vitória entre 2006 e 2016. Segundo os autores, a velocidade média do vento na região é 3,1 m/s e a direção média é norte-



nordeste (32°). Os ventos mais fortes provêm de norte-nordeste e os ventos mais fracos do Oeste. Ao longo do ano, entre os meses de abril e junho, o vento de sul é predominante e a velocidade diminui, em setembro e outubro, sopram os ventos mais intensos na direção norte-nordeste que persistem no verão, enfraquecendo um pouco.

Oliveira & Quaresma (2018) caracterizaram as condições típicas de direção e velocidade do vento sobre a região marinha próxima à costa do Espírito Santo: no setor sul, sob atuação do ASAS, ventos de norte são comuns na região adjacente à costa com velocidade de até 18 m/s, mas, durante frentes frias, são mais frequentes ventos de sudoeste; sob o fenômeno ZCAS, predominam ventos de sul, sudeste e sudoeste e nos períodos pré-ZCAS e pós-ZCAS prevalecem ventos de norte, nordeste e leste. Ainda segundo as autoras, ventos de norte e nordeste apresentam as maiores intensidades, com pico de ocorrência entre 4 e 8 m/s. Já, os ventos de Leste, apresentam as menores intensidades, com pico de ocorrência entre 2 e 6 m/s.

### 2.1.3 Precipitação no Espírito Santo

O estado do ES é caracterizado pela alternância de invernos secos sob influência da ASAS e verões chuvosos, pelo estabelecimento da ZCAS.

Regoto *et al.* (2018) elaboraram uma caracterização climática do Espírito Santo a partir de séries de chuva diárias de 40 anos com foco nos extremos de precipitação: para os autores, houve um aumento na frequência e intensidade dos dias de chuva especialmente na região sul do estado e um prolongamento da estação seca, indicando uma má distribuição das chuvas ao longo do ano. Também segundo os autores, no litoral ocorre um maior volume de chuva, pela atuação da brisa marítima, com diminuição dos dias secos consecutivos.

Segundo o mapa da precipitação média anual do estado (ANEXO A), extraído do site <https://meteorologia.incaper.es.gov.br/>, a precipitação média anual na área de estudo é de 1100 mm.

## 2.2 Procedimentos metodológicos

### 2.2.1 Aquisição de dados e escolha do período amostral

Para uma análise completa do padrão de vento na região trabalhou-se com os dados de vento e precipitação da estação meteorológica automática

A622 em Presidente Kennedy (fig.16) e com dados da direção e velocidade do vento da reanálise, ERA5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) em 3 pontos no oceano (R1, R2, R3) conforme mostrado no mapa da figura 17.



Figura 16. Foto da estação automática de Presidente Kennedy localizada a 69,12m de altitude

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/fotos/A622.jpg>

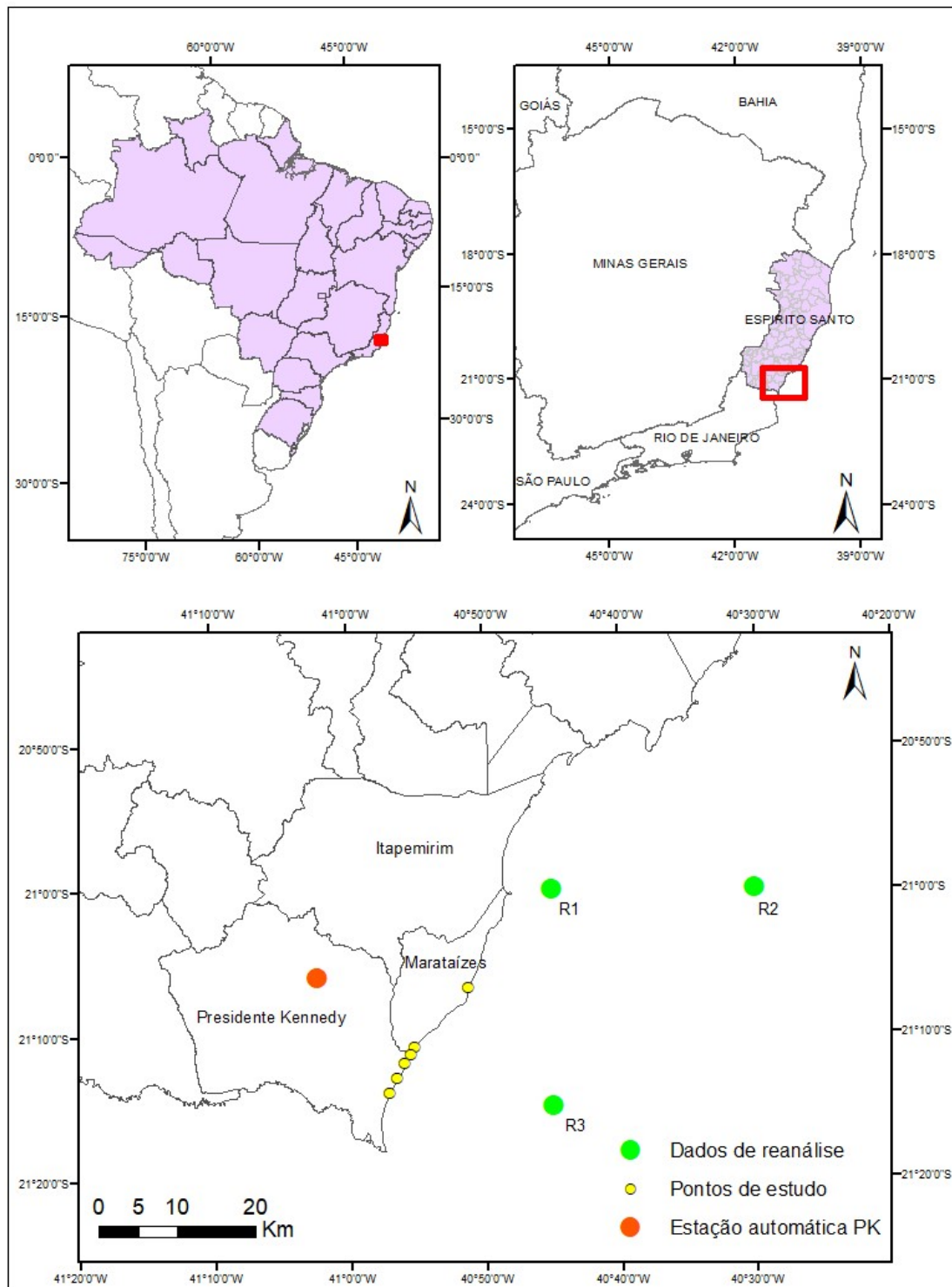


Figura 17. Localização da área de estudo com os pontos dos dados de reanálise ERA5 e da estação automática de Presidente Kennedy. Em graus decimais a estação automática de PK está localizada em  $21,100805^{\circ}\text{S} / 41,039395^{\circ}\text{W}$ , R1 em  $21^{\circ}\text{S} / 40.75^{\circ}\text{W}$ , R2 em  $21^{\circ}\text{S} / 40.50^{\circ}\text{W}$ , R3 em  $21.25^{\circ}\text{S} / 40.75^{\circ}\text{W}$ .

A escolha do período amostral foi determinada pela disponibilidade de dados meteorológicos da estação automática de Presidente Kennedy que foi inaugurada em 18 de junho de 2008. Assim, foi selecionado o período entre janeiro de 2009 e dezembro de 2019 na base da Nota Técnica 41(WMO, 2011), da Organização Mundial de Meteorologia (OMM), que sugere um período mínimo de 10 anos para estudos de climatologia local.

Os dados observacionais foram obtidos no site <https://bdmep.inmet.gov.br/> da Seção de Armazenamento de Dados Meteorológicos (SADMET) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e extraídos do Sistema de Informações Hidro Meteorológica (SIM) do Inmet. Para o estudo, utilizou-se dados brutos em horário UTC da velocidade e direção do vento e dados mensais da precipitação.

Na série temporal considerada há lacunas no registro de dados de velocidade e direção do vento devido a falhas decorrentes de problemas (pane) nos sensores ou sinal de satélite. Estes dados foram automaticamente excluídos durante o processamento no *software* WRPLOT VIEW. Na tabela 2 são especificados os meses em que houve falhas/ausência de dados. No total foram contabilizados 89346 registros válidos para o estudo e 7061 registros incompletos/faltantes.

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Janeiro											
Fevereiro											
Março											
Abril											
Mai											
Junho											
Julho											
Agosto											
Setembro											
Outubro											
Novembro											
Dezembro											

Dados completos
Dados incompletos
Sem dados

Tabela 2. Período de amostra de dados de direção e velocidade do vento na estação automática de presidente Kennedy com os meses de registros e os meses em que houve falhas.

Também os dados de precipitação apresentaram alguns meses sem registros (precipitação = 0): novembro 2011, julho, setembro e outubro 2012, dezembro 2013, janeiro e fevereiro 2014 e fevereiro e março 2015. A ausência de dados para estes meses foi considerada na análise do padrão de precipitação.

Além dos dados da estação automática de Presidente Kennedy optou-se por trabalhar com dados de reanálise para suprir as supracitadas falhas técnicas nos dados observacionais e para validação dos mesmos. Também, a estação meteorológica de Presidente Kennedy está localizada a 69,12 m de altitude e a 19 km do litoral assim que, para caracterizar a direção e velocidade do vento na porção litorânea, onde os efeitos da rugosidade são reduzidos, escolheu-se trabalhar com dados de vento de reanálise de pontos próximos à costa.

Entre os dados de reanálise disponíveis decidiu-se trabalhar com dados ERA 5 do ECMWF pela alta resolução espacial (0,28 graus ou  $\pm 31 \times 31$  km) e resolução temporal horária. Estes dados, disponíveis a partir de 1979 até hoje, foram extraídos em formato NetCDF na página <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form> do ECMWF (parte do *Copernicus Climate Change Services*).

Os dados de reanálise são constituídos pelas componentes cartesianas do vetor de vento (U e V) como detalhado na tabela 3 a seguir.

Dados de vento extraídos do ECMWF		
Dado	Unidade	Descrição
Componente u do vento a 10 de altura	m s <sup>-1</sup>	É a velocidade horizontal do ar que se move em direção ao Leste a 10m acima da superfície terrestre em metros por segundo.
Componente v do vento a 10 de altura	m s <sup>-1</sup>	É a velocidade horizontal do ar que se move em direção ao Norte a 10m acima da superfície terrestre

		em metros por segundo.
--	--	------------------------

Tabela 3. Caracterização dos dados de vento extraídos do ECMWF. Fonte:

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>

A combinação dos dois parâmetros a 10 m de altura fornece a direção e velocidade e a direção do vento horizontal a 10m de altura como detalhado a seguir.

## 2.2.2 Processamento dos dados de reanálise

Os dados de reanálise ERA 5 correspondentes aos 3 pontos selecionados foram convertidos em arquivo TXT e importados no Excel para o processamento. Se procedeu então com o cálculo da velocidade e direção do vento a partir dos vetores (u, v) utilizando as equações a seguir (tabela 4).

PARÂMETRO	EQUAÇÃO
Velocidade (m/s)	$ \vec{V}  = \sqrt{u^2 + v^2}$
Direção meteorológica (°)	$\phi = 180 + \frac{180}{\pi} \text{atan2}(v, u)$

Tabela 4. Fórmulas aplicadas para obtenção dos parâmetros de velocidade e direção do vento a partir dos vetores u e v. Fonte:

Uma vez obtida a direção meteorológica e a velocidade do vento a partir dos vetores u e v, estes dados foram tratados da mesma maneira que os dados observacionais para geração das rosas dos ventos e obtenção das médias mensais e anuais da velocidade do vento conforme detalhado a seguir.

## 2.2.3 Tratamento dos dados

Todos os dados (observacionais e de reanálise) foram reorganizados em planilhas de Excel contendo colunas com a data e a hora da medição, a velocidade e a direção do vento correspondente.

Para o processamento no *software* WRPLOT VIEW foi necessário formatar a tabela de acordo com as especificações a seguir:

- 1) A data da medição deve ser subdividida em colunas diferentes para o ano, o mês e o dia.
- 2) A notação de ponto deve ser alterada por vírgula quando presente nos dados de velocidade porque o *software* reconhece somente a vírgula como separador decimal.
- 3) O símbolo da direção do vento deve ser retirado quando presente (°).

Uma vez efetuadas todas as alterações necessárias a planilha está pronta para importação no *software* WRPLOT VIEW (tab.5)

Ano	Mês	Dia	Hora	Velocidade (m/s)	Direção (°)
2008	6	13	0	1,9	198
2008	6	13	1	2,4	193
2008	6	13	2	0,7	155
2008	6	13	3	0,7	151
2008	6	13	4	0,4	114
2008	6	13	5	0,3	98
2008	6	13	6	0,5	126
2008	6	13	7	0,7	130
2008	6	13	8	0,6	121
2008	6	13	9	0,3	86
2008	6	13	10	0,1	94
2008	6	13	11	0,7	45
2008	6	13	12	1,3	22
2008	6	13	13	0	236
2008	6	13	14	0	236
2008	6	13	15	1,6	175
2008	6	13	16	2,8	177

2008	6	13	17	3,1	167
2008	6	13	18	3,2	177
2008	6	13	19	2,7	167
2008	6	13	20	2,4	162
2008	6	13	21	2,4	165
2008	6	13	22	1,7	163
2008	6	13	23	1,8	117

Tabela 5. Exemplo de formato de tabela adequado para importação dos dados no software WRPLOT VIEW

Para construção das rosas dos ventos e tabelas de frequência percentual da direção e velocidade do vento foi utilizado o software WRPLOT VIEW 8.0.2 da empresa *Lakes Enviroment*, disponível gratuitamente na página <http://www.weblakes.com/products/wrplot/index.html>. Este *software* consentiu a elaboração das rosas dos ventos mensais e anuais para os dados da estação automática e os dados de reanálise.

Após a organização das planilhas em Excel, os dados foram importados no *software* no formato XLSX. Os dados manipulados aparecem no *software* organizados conforme a tabela 6, devendo se especificar a localização das colunas correspondentes ao ano, mês, hora, velocidade, direção, além de dados referentes a estação meteorológica. Também deve ser indicado o formato das horas que, no caso dos dados deste estudo, é de 00 a 23. Assim sendo, foi gerado um arquivo com extensão SAM que é o arquivo utilizado pelo *software* para construção das rosas dos ventos. A partir das planilhas de Excel importadas no *software*, para cada estação meteorológica ou ponto de estudo foi gerado um arquivo SAM. Cada arquivo SAM foi sucessivamente carregado no sistema para análise dos dados e geração das rosas dos ventos.

Para geração das rosas dos ventos os valores de direção dos ventos foram subdivididos de acordo com o ângulo em 16 setores de 22°5' (Tabela 6), e foram definidas 6 classes de intensidade.



INTERVALO	DIREÇÃO
348.75° a 360° e de 0° a 11.25°	Norte (N)
11.25° a 33.75°	Norte-Nordeste (NNE)
33.75° a 56.25°	Nordeste (NE)
56.25° a 78.75°	Leste-Nordeste (LNE)
78.75° a 101.25°	Leste (E)
101.25° a 123.75°	Leste-Sudeste (ESE)
123.75° a 146.25°	Sudeste (SE)
146.25° a 168.75°	Sul-Sudeste (SSE)
168.75° a 191.25°	Sul (S)
191.25° a 213.75°	Sul-Sudoeste (SSO)
213.75° a 236.25°	Sudoeste (SO)
236.25° a 258.75°	Oeste-Sudoeste (OSO)
258.75° a 281.25°	Oeste (O)
281.25° a 303.75°	Oeste-Nordeste (ONO)
303.75° a 326.25°	Noroeste (NO)
326.25° a 348.75°	Norte-Noroeste (NNO)

Tabela 6. Denominação da direção do vento para cada setor da rosa dos ventos.

Uma vez carregado o arquivo com extensão SAM correspondente a cada ponto de estudo, foi selecionado o período para construção da rosa dos ventos para análise dos dados de vento horários, mensais, sazonais, anuais e plurianuais. Sucessivamente foram elaboradas tabelas de frequências da direção e gráficos de frequência das classes de intensidade. Dessa forma foram geradas as rosas dos ventos mensais e anuais assim como as tabelas de frequência da direção e velocidade correspondentes aos períodos selecionados.

#### 2.2.4 Determinação da velocidade média mensal e anual e validação dos dados.

Após a construção da rosa dos ventos e a obtenção das tabelas de frequência, os dados da estação meteorológica e de reanálise foram tratados no Excel para cálculo da média anual e mensal de dez anos (2009 a 2019). A partir dos resultados obtidos foram gerados os gráficos das velocidades médias dos ventos mensais e anuais na região de estudo.

Para validar os resultados foi desenvolvida uma análise comparativa dos resultados obtidos a partir dos dois tipos de dados utilizados como base deste estudo: os dados de reanálise ERA 5 e os dados da estação meteorológica de PK. As médias calculadas a partir dos dados das duas fontes foram combinadas no mesmo gráfico (fig.18) para análise. Esta fase é necessária para a validação dos dados e possibilita reforçar a grande oportunidade de poder trabalhar com dados de reanálise como base de estudos climatológicos da zona costeira. Na hora de comparar dados de reanálise com dados das estações meteorológica foi considerado que, nos dados de reanálise, a rugosidade do terreno é aproximada e que a velocidade média vetorial calculada a partir dos vetores  $u$  e  $v$  é geralmente inferior à velocidade média aritmética obtida a partir de dados observacionais (Malacarne & Ribeiro, 2018; Grange, 2014).

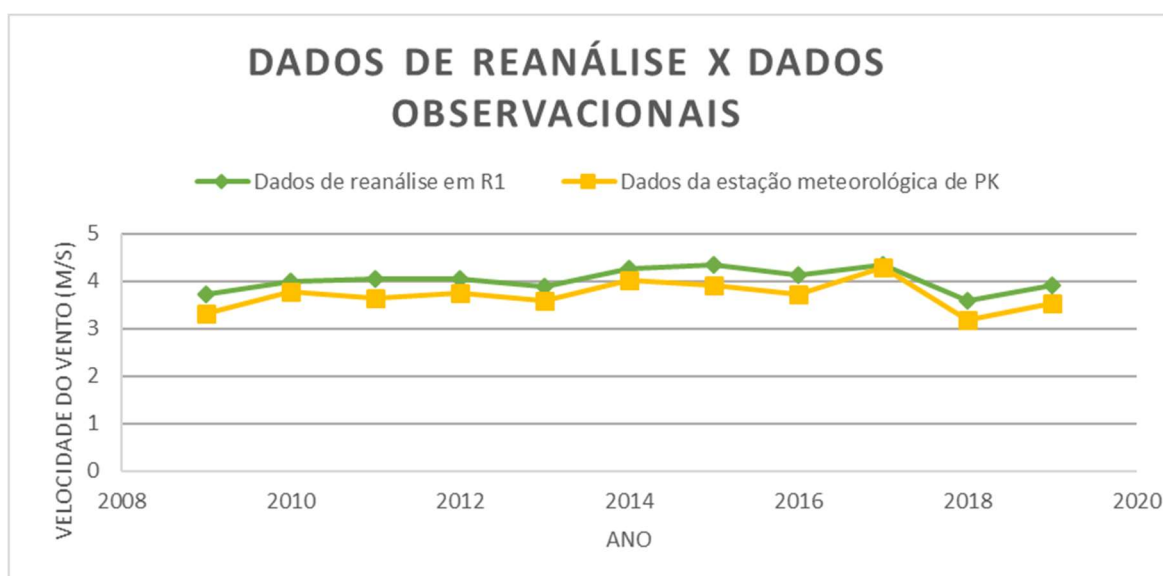


Figura 18. Gráfico realizado a partir das médias de velocidade anuais (2009-2019) obtidas a partir dos dados da estação meteorológica de PK e dos dados de reanálise ERA5 no ponto R1. Fonte dos dados de reanálise: Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017), ERA5. Fonte dados observacionais: SADMET, 2019.

### 2.2.5 Elaboração dos gráficos de precipitação mensal e anual

A análise do padrão de precipitação na área de estudo, constituiu na elaboração de gráficos de precipitação anual e mensal em ambiente Excel e no cálculo da média de precipitação mensal e do período 2009-2019. Os dados foram obtidos no site <https://bdmep.inmet.gov.br/> da Seção de Armazenamento

de Dados Meteorológicos (SADMET) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

## **2.3 Resultados**

A seguir serão relatados os resultados obtidos a partir das séries de dados analisadas para caracterização do padrão de vento e precipitação no litoral Sul do ES.

### **2.3.1 Condições típicas de vento no período de janeiro de 2009 até dezembro de 2019**

A análise desenvolvida na área de estudo mostra a constância dos ventos do quadrante nordeste que atingem as maiores frequências e velocidades médias ao longo do período amostrado. A velocidade média do vento para o período considerado (2009-2019) foi de 3,68 m/s na estação meteorológica automática de PK, 4,03 m/s em R1 (a 5,4 km da costa) 5,76 m/s em R2 (a 22,5 km da costa) e 5,70 m/s em R3 (a 17 km da costa). A figura 19 mostra as rosas de vento para o período 2009-2019 nos pontos estudados.

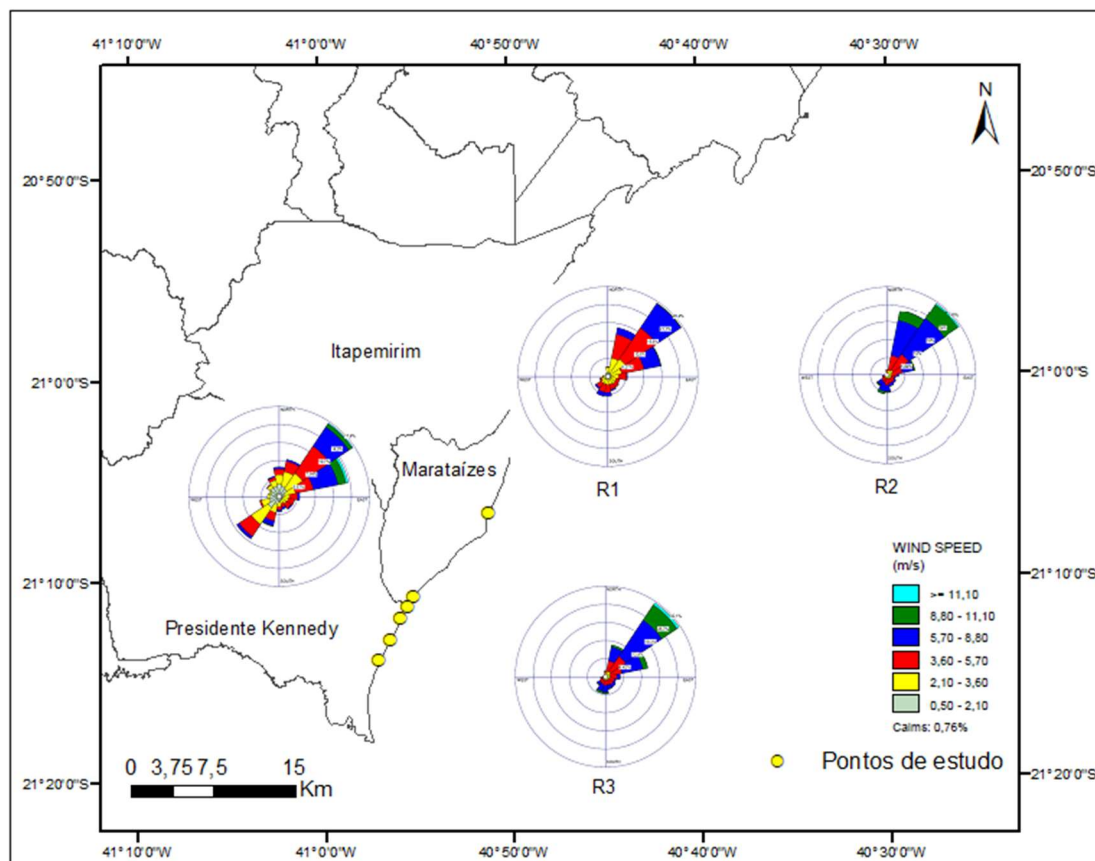


Figura 19. Mapa com as rosas de vento obtidas a partir dos dados de reanálise R1, R2 e R3 e dos dados registrados na estação automática de Presidente Kennedy para o período de 2009 a 2019.

Os registros da estação automática mostram que os ventos locais sopram com maior frequência de nordeste (17,49%) com velocidades médias entre 3,6 m/s e 5,7 m/s ocorrendo durante 37% do intervalo considerado. Os ventos de leste-nordeste são os segundos em maior frequência (13,88%) mas com uma maior velocidade média (entre 5,7 m/s e 8,8 m/s durante 35% do tempo) conforme tabela 7. Os ventos de sudoeste, relacionados com a passagem de frentes frias, também foram recorrentes no período considerado (10%), especialmente nos meses inverniais, e mostram uma velocidade média maioritariamente entre 2,10 e 3,60m/s.

Os ventos mais intensos registrados na estação meteorológica provêm de sul-sudoeste e atingem velocidades entre 18 e 19 m/s e em segundo lugar de nordeste e leste-nordeste com velocidades entre 15 e 16 m/s.

DIREÇÃO / VELOCIDADE (m/s)	0,50 - 2,10	2,10 - 3,60	3,60 - 5,70	5,70 - 8,80	8,80 - 11,10	>= 11,10	Total
Norte (N)	2,393	1,862	1,15	0,409	0,011	0,002	5,826
Norte-Nordeste (NNE)	2,102	2,874	2,12	0,366	0,005	0	7,466
Nordeste (NE)	1,823	3,665	6,457	4,589	0,755	0,199	17,488
Leste-Nordeste (LNE)	1,178	2,048	3,635	4,964	1,605	0,45	13,879
Leste (E)	0,824	1,157	1,616	0,474	0	0	4,071
Leste-Sudeste (ESE)	0,695	1,138	1,222	0,061	0	0	3,116
Sudeste (SE)	0,723	0,951	1,156	0,213	0,001	0	3,044
Sul-Sudeste (SSE)	0,756	0,66	0,774	0,379	0,031	0,001	2,601
Sul (S)	1,069	0,887	0,695	0,315	0,027	0,002	2,996
Sul-Sudoeste (SSO)	1,58	1,677	1,691	0,957	0,149	0,026	6,08
Sudoeste (SO)	2,639	3,971	2,876	0,569	0,037	0,001	10,093
Oeste-Sudoeste (OSO)	2,054	1,541	0,284	0,022	0,002	0,002	3,906
Oeste (O)	1,846	0,425	0,012	0,002	0	0	2,284
Oeste-Nordeste (ONO)	1,693	0,338	0,013	0,002	0	0	2,046
Noroeste (NO)	2,099	0,723	0,12	0,028	0	0	2,97
Norte-Noroeste (NNO)	2,061	1,21	0,615	0,217	0,003	0	4,107
Sub-Total	25,534	25,126	24,436	13,567	2,625	0,684	91,973
Calms							0,591
Missing/Incomplete							7,436
Total							100

Tabela 7. Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre Janeiro de 2009 e Dezembro de 2019 na estação automática de Presidente Kennedy.

No oceano, os resultados obtidos a partir dos dados de reanálise indicam que os ventos de nordeste são predominantes com ocorrência de 25,81 % em R1, 29,34% em R2 e 31,47% em R3 e em segundo lugar os ventos de Norte-nordeste para os pontos mais ao norte, R1 e R2 (14,56% em R1, 22,25% em R2) e os ventos de leste-nordeste para o ponto mais ao sul, R3 (15,39%) conforme tabelas 8, 9, 10. No ponto R1 (mais próximo do litoral) os ventos de leste-nordeste também são frequentes em concordância com os dados registrados na estação automática (14,52%).

Em todos os pontos, os ventos de nordeste são os mais intensos com velocidades médias majoritariamente entre 5,7m/s e 8,8 m/s (R2 e R3) e entre 3,6 m/s e 5,7 m/s (R1), seguidos pelos ventos de leste-nordeste (em R1 e R3) e norte-nordeste (em R2). Em R3, 49% dos ventos de leste nordeste têm velocidades médias entre 5,7 e 8,8 m/s, já, no ponto R2, mais afastado da costa, os ventos de norte-nordeste são mais intensos e mais frequentes que os ventos de leste nordeste soprando com velocidades entre 5,7 e 8,8 m/s durante 53% do tempo. Assim é possível inferir que quanto mais se avança para o sul e próximo à costa, os ventos de norte-nordeste são substituídos por ventos de leste-nordeste por frequência e intensidade. Os ventos provenientes dos quadrantes sudeste, sul e sudoeste são pouco frequentes nestas séries de dados, porém são responsáveis pelas maiores velocidades registradas. No ponto R1 os ventos

mais rápidos sopram de sul-sudoeste com velocidades entre 11,10 e 13 m/s; no ponto R2, os ventos mais rápidos registrados são de sudoeste com velocidade entre 14 e 15 m/s; e, no ponto R3, ventos de sul-sudoeste atingem velocidades entre 15 e 16m/s.

DIREÇÃO / VELOCIDADE (m/s)	0,50 - 2,10	2,10 - 3,60	3,60 - 5,70	5,70 - 8,80	8,80 - 11,10	>= 11,10	Total (%)
Norte (N)	0,460	0,711	0,742	0,106	0,000	0,000	2,017
Norte-Nordeste (NNE)	0,491	1,361	5,047	11,787	3,389	0,151	22,226
Nordeste (NE)	0,532	1,714	6,257	14,282	6,001	0,559	29,344
Leste-Nordeste (LNE)	0,494	1,315	3,353	3,844	0,450	0,002	9,459
Leste (E)	0,499	1,122	1,682	0,586	0,009	0,002	3,901
Leste-Sudeste (ESE)	0,436	1,022	1,166	0,397	0,019	0,000	3,039
Sudeste (SE)	0,491	1,024	1,472	0,596	0,024	0,000	3,607
Sul-Sudeste (SSE)	0,416	1,007	1,627	0,871	0,087	0,009	4,018
Sul (S)	0,392	0,969	2,089	2,215	0,358	0,028	6,050
Sul-Sudoeste (SSO)	0,372	0,885	1,743	2,738	0,754	0,126	6,618
Sudoeste (SO)	0,367	0,800	1,569	1,667	0,287	0,051	4,741
Oeste-Sudoeste (OSO)	0,377	0,592	0,723	0,335	0,030	0,004	2,061
Oeste (O)	0,380	0,333	0,120	0,020	0,000	0,000	0,853
Oeste-Nordeste (ONO)	0,317	0,148	0,008	0,000	0,000	0,000	0,474
Noroeste (NO)	0,359	0,139	0,002	0,000	0,000	0,000	0,500
Norte-Noroeste (NNO)	0,357	0,306	0,043	0,001	0,000	0,000	0,706
Subtotal	6,738	13,447	27,644	39,446	11,408	0,933	99,615
Calms							0,384
Missing/Incomplete							0,001
Total							100

Tabela 8. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R2.

DIREÇÃO/ VELOCIDADE (m/s)	0,50 - 2,10	2,10 - 3,60	3,60 - 5,70	5,70 - 8,80	8,80 - 11,10	>= 11,10	Total (%)
Norte (N)	1,077	1,587	0,182	0,003	0,000	0,000	2,848
Norte-Nordeste (NNE)	1,158	4,342	7,060	1,951	0,009	0,000	14,520
Nordeste (NE)	1,113	4,957	10,994	8,569	0,178	0,000	25,811
Leste-Nordeste (LNE)	1,049	3,025	6,638	5,021	0,164	0,000	15,897
Leste (E)	0,974	2,145	2,340	0,250	0,001	0,000	5,710
Leste-Sudeste (ESE)	0,872	1,620	1,007	0,064	0,000	0,000	3,564
Sudeste (SE)	0,788	1,775	1,241	0,101	0,000	0,000	3,904
Sul-Sudeste (SSE)	0,713	1,642	1,586	0,341	0,006	0,000	4,288
Sul (S)	0,769	1,602	2,331	1,021	0,026	0,000	5,747
Sul-Sudoeste (SSO)	0,806	1,457	2,411	1,182	0,039	0,002	5,898
Sudoeste (SO)	0,826	1,491	1,687	0,423	0,011	0,000	4,437
Oeste-Sudoeste (OSO)	0,733	1,078	0,569	0,068	0,000	0,000	2,449
Oeste (O)	0,758	0,544	0,101	0,010	0,000	0,000	1,413
Oeste-Nordeste (ONO)	0,656	0,142	0,002	0,000	0,000	0,000	0,800
Noroeste (NO)	0,725	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000	0,805
Norte-Noroeste (NNO)	0,845	0,262	0,003	0,000	0,000	0,000	1,111
Sub-Total	13,861	27,748	38,150	19,006	0,436	0,002	99,202
Calms							0,797
Missing/Incomplete							0,001
Total							100

Tabela 9. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R1.

DIREÇÃO / VELOCIDADE (m/s)	0,50 - 2,10	2,10 - 3,60	3,60 - 5,70	5,70 - 8,80	8,80 - 11,10	>= 11,10	Total
Norte (N)	0,486	0,855	0,740	0,038	0,000	0,000	2,119
Norte-Nordeste (NNE)	0,506	1,415	3,777	5,014	0,726	0,018	11,455
Nordeste (NE)	0,578	1,597	6,396	15,495	6,516	0,889	31,470
Leste-Nordeste (LNE)	0,490	1,281	4,223	7,576	1,746	0,082	15,397
Leste (E)	0,517	1,181	2,444	1,130	0,028	0,001	5,300
Leste-Sudeste (ESE)	0,406	1,097	1,828	0,544	0,026	0,001	3,901
Sudeste (SE)	0,413	1,013	1,941	1,004	0,038	0,000	4,409
Sul-Sudeste (SSE)	0,378	0,890	1,737	1,445	0,148	0,019	4,617
Sul (S)	0,391	0,857	1,779	2,457	0,547	0,050	6,080
Sul-Sudoeste (SSO)	0,392	0,742	1,533	2,488	0,688	0,127	5,969
Sudoeste (SO)	0,402	0,813	1,289	1,001	0,159	0,016	3,680
Oeste-Sudoeste (OSO)	0,366	0,630	0,664	0,166	0,015	0,000	1,840
Oeste (O)	0,394	0,409	0,186	0,019	0,004	0,000	1,011
Oeste-Nordeste (ONO)	0,351	0,282	0,038	0,000	0,000	0,000	0,671
Noroeste (NO)	0,426	0,273	0,021	0,000	0,000	0,000	0,720
Norte-Noroeste (NNO)	0,473	0,428	0,063	0,002	0,000	0,000	0,967
Subtotal	6,968	13,763	28,657	38,379	10,640	1,201	99,609
Calms							0,390
Missing/Incomplete							0,001
Total							100

Tabela 10. Frequência percentual da velocidade e direção dos ventos obtida a partir dos dados de reanálise no ponto R3.

### 2.3.1.1 Análise anual

Ao longo do período amostral considerado, não houve uma variabilidade significativa na direção do vento. No apêndice A, são apresentadas as rosas de vento anuais para cada ponto de estudo. Na estação de PK foram registrados anos em que os ventos de sudoeste foram menos frequentes (2017, 2019), provavelmente devido a uma diminuição na entrada de massas polares. Os

resultados obtidos a partir dos dados de reanálise em R1, R2 e R3 também indicam que a direção do vento permaneceu constante ao longo dos anos, com a predominância dos ventos de nordeste, e norte-nordeste e leste-nordeste.

Na variação anual da velocidade média do vento observa-se que há uma oscilação entre anos caracterizados por ventos intensos e anos com ventos mais fracos. A figura 20 apresenta o comportamento das médias anuais de velocidade do vento nos pontos estudados. Uma análise espacial mostra que o ponto R1, mais próximo do litoral, apresenta médias de velocidade próximas àquelas da estação meteorológica de Presidente Kennedy, já as velocidades nos pontos R2 e R3 (mais afastados do litoral) foram bem superiores e similares entre si.

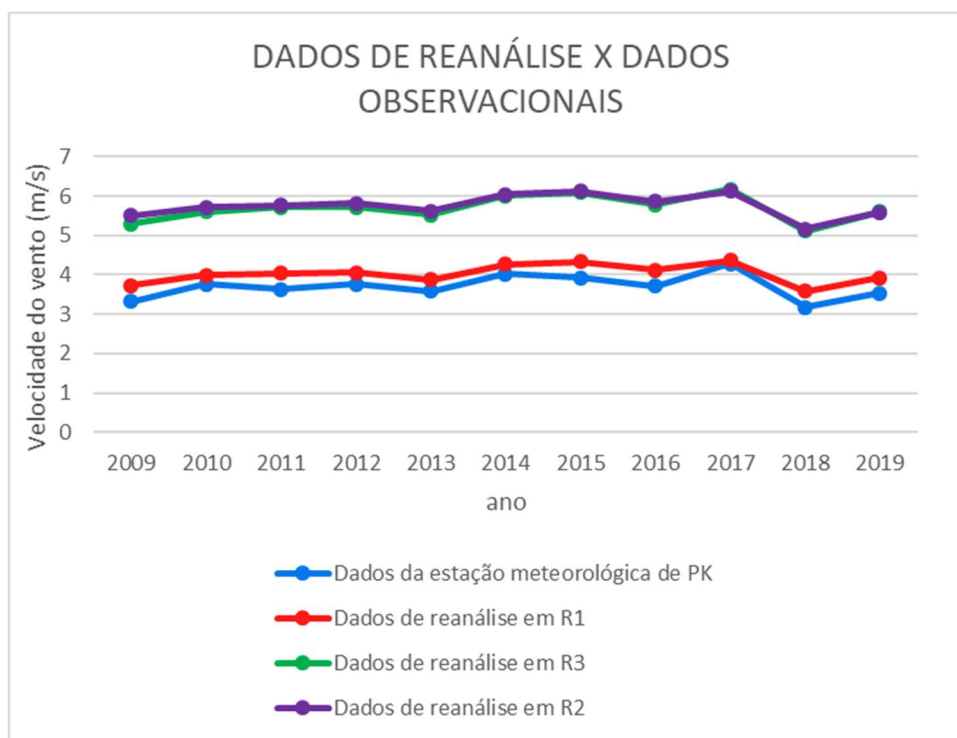


Figura 20. Gráfico da velocidade média anual do vento obtido a partir de dados da estação meteorológica de PK e dados de reanálise de 3 pontos no oceano (R1, R2, R3). Fonte dados observacionais: SADMET, 2019.

O ano com ventos mais intensos ao longo do período considerado foi o de 2017 (4,29 m/s em PK, 4,36 m/s em R1, 6,13 m/s em R2, 6,18 m/s em R3) conforme tabela 11. Neste ano, os ventos de sudoeste foram pouco significativos em comparação aos outros anos ao longo da série temporal, assim sendo, o aumento anual da intensidade do vento deve ter sido ocasionado por uma intensificação dos ventos de nordeste especialmente nos meses de primavera.



Os anos de 2014 e 2015 também apresentaram valores de velocidade do vento acima da média. Já o ano com ventos mais fracos foi 2018 para todas as séries de dados consideradas.

Ano/Ponto	VELOCIDADE MÉDIA ANUAL			
	EST. PK	R1	R3	R2
2009	3,32	3,73	5,29	5,51
2010	3,77	3,99	5,61	5,72
2011	3,63	4,04	5,71	5,77
2012	3,76	4,06	5,72	5,81
2013	3,59	3,88	5,53	5,62
2014	4,03	4,27	6,01	6,04
2015	3,92	4,34	6,1	6,13
2016	3,72	4,12	5,78	5,86
2017	4,29	4,36	6,18	6,13
2018	3,18	3,58	5,12	5,17
2019	3,5	3,92	5,6	5,59

Tabela 11. Valores médios da velocidade em cada ano do período amostral, para cada ponto considerado. Em vermelho, as maiores velocidades médias, em segundo lugar em laranja, em terceiro em amarelo.

### 2.3.1.2 Análise sazonal

A análise sazonal foi baseada nos dados extraídos na estação automática de Presidente Kennedy com elaboração das rosas dos ventos da figura 21. Durante a primavera (entre 21/09 e 20/12) os ventos predominantes são do quadrante nordeste (21,7 %) com velocidades médias em torno de 5 m/s e em segundo lugar os ventos de leste nordeste (15,4%) com velocidades um pouco superiores, geralmente entre 5,7 e 8,8 m/s.

No verão (entre 21/12 e 19/3) persistem os ventos de nordeste (20,6%) com velocidades médias ainda em torno de 5 m/s e em segundo lugar de leste nordeste (18,9%) com velocidades mais frequentes entre 5,7 e 8,8 m/s.

No outono (entre 20/03 e 20/06) os ventos mais frequentes são provenientes de sudoeste (13,9%) com velocidades médias maioritariamente entre 2,10 e 3,60 m/s e em segundo e terceiro lugar os ventos de nordeste (9,3%) e leste nordeste (8,11%) mais fracos em comparação à primavera e verão, com velocidades maioritariamente entre 3,60 e 5,70 m/s.

No inverno (entre 21/06 e 21/09) os ventos de nordeste voltam a dominar (18,5%) seguidos pelos ventos de leste nordeste (13,3 %) e pelos ventos de sudoeste (10,7%). Novamente os ventos de leste-nordeste atingem as maiores velocidades médias entre 5,7 e 8,8 m/s seguidos pelos ventos de nordeste com velocidades entre 3,6 e 5,7 m/s e pelos ventos de sudoeste com velocidades médias mais baixas entre 2,10 e 3,6 m/s.

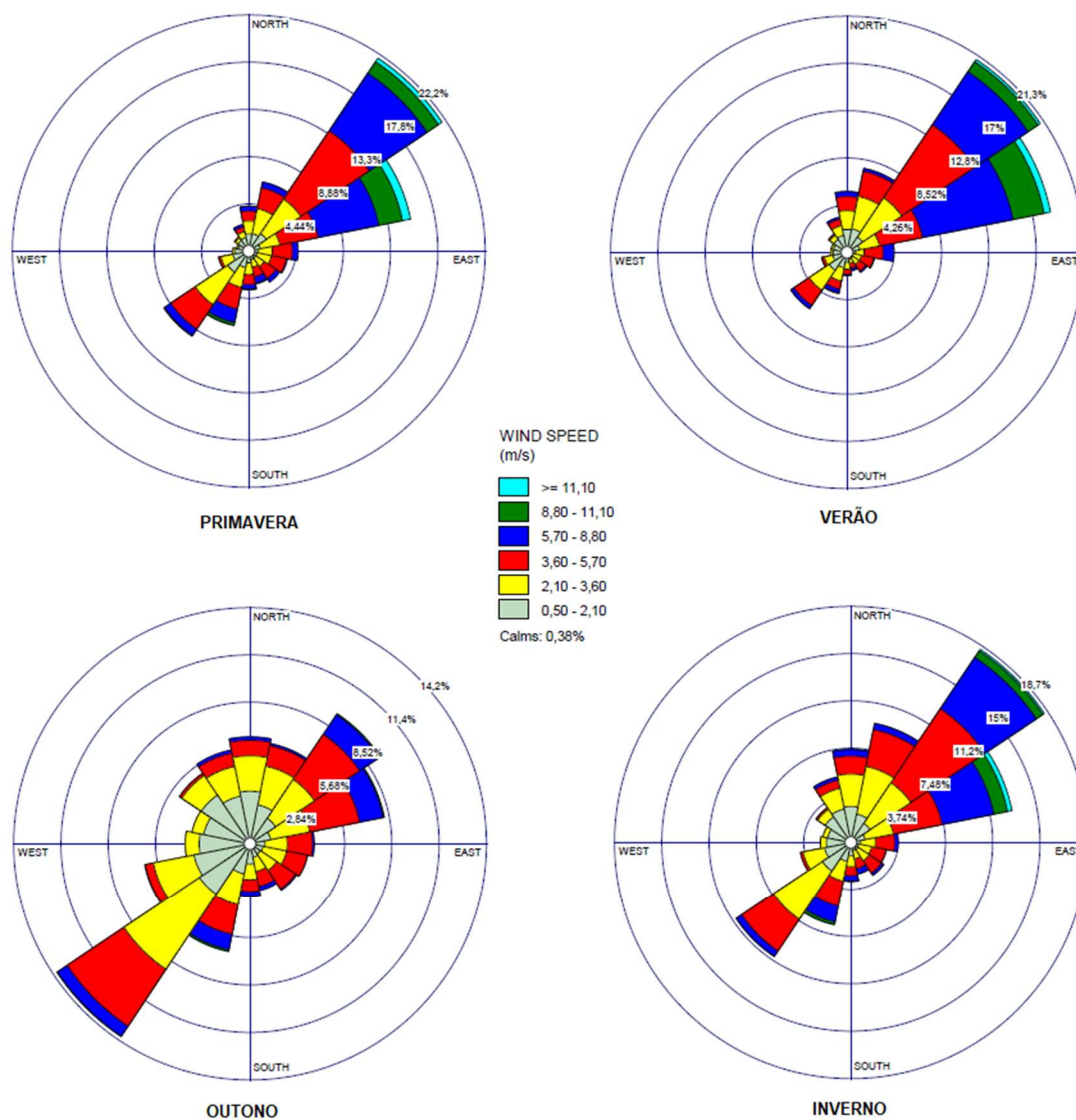


Figura 21. Rosas dos ventos sazonais para o período 2009-2019 obtidas a partir dos dados registrados na estação automática de PK.

### 2.3.1.3 Análise mensal

As médias mensais da velocidade do vento mostram que os meses de janeiro, setembro e outubro apresentam as maiores velocidades médias do

vento ao longo do período considerado, conforme mostrado no gráfico da figura 22. Em abril, maio e junho a velocidade média do vento diminui bastante devido à redução da intensidade dos ventos alísios e prevalência de ventos mais fracos provenientes do quadrante sudoeste. A figura 23 mostra a comparação entre a rosa de vento do mês de janeiro para o período 2009-2019 (velocidade média do vento de 4,58 m/s) e a rosa de vento do mês de junho para o mesmo período (velocidade média de 2,81 m/s).

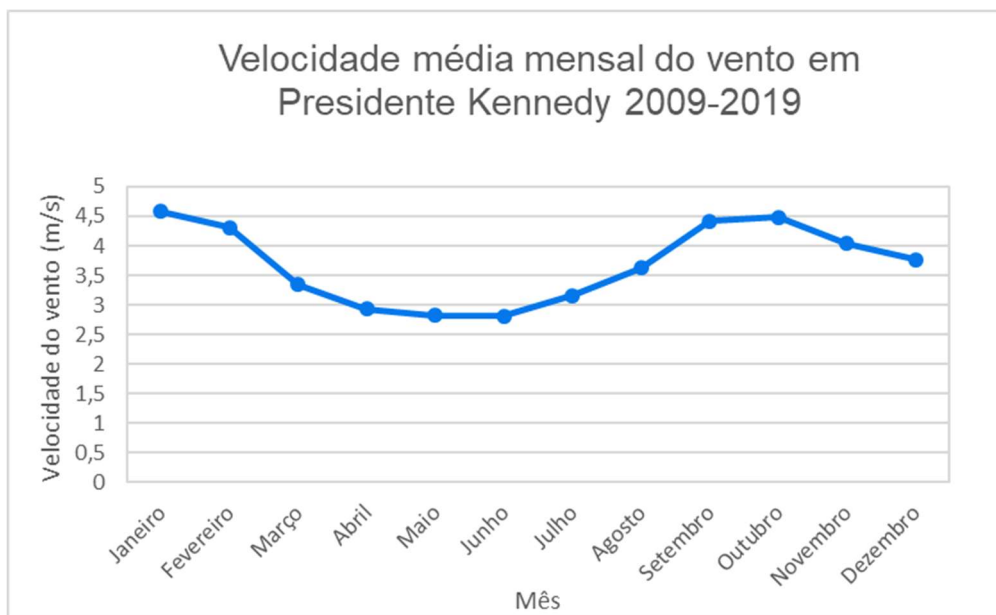


Figura 22. Gráfico da velocidade média mensal do vento obtido a partir dos dados da estação meteorológica de PK. Fonte dados observacionais: SADMET, 2019.

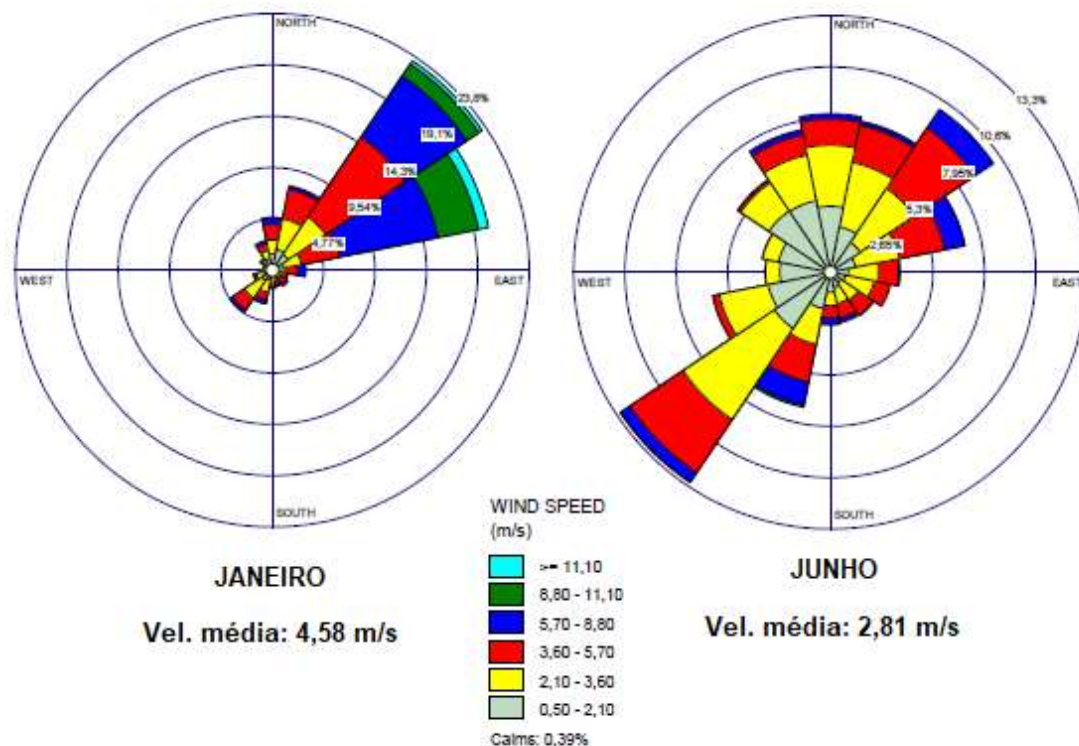


Figura 23. Rosas de vento obtidas a partir dos dados registrados na estação meteorológica de PK nos meses de janeiro e junho entre 2009 e 2019.

#### 2.3.1.4 Comparação dos resultados mensais de setembro e outubro para os anos 2017/2018

Em 2017, na estação meteorológica de PK foram registradas velocidades médias do vento mais elevadas especialmente em setembro (6,05 m/s) e em outubro (5,46 m/s); nesse mesmo ano no oceano também os ventos sopraram com intensidade superior à média: em R1 as velocidades médias foram 5,91 m/s em setembro e 5,60 em outubro, em R2 7,83 m/s em setembro e 7,80 em

outubro, e em R3, 8,29 em setembro e 6,85 em outubro conforme gráfico da figura 24.

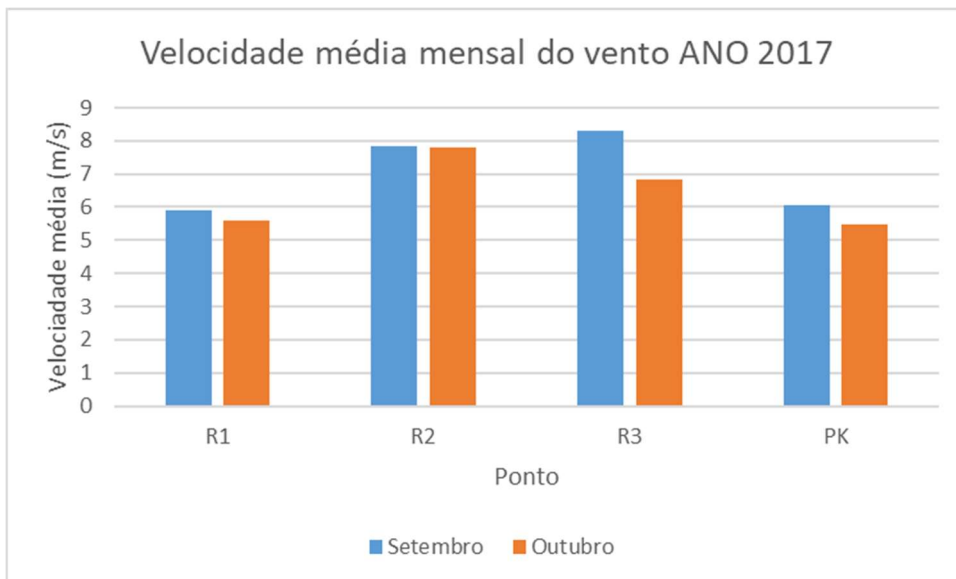


Figura 24. Gráfico apresentando a comparação entre as velocidades médias dos meses setembro e outubro 2017 nos pontos estudados.

Já em 2018, no mesmo período, os ventos sopraram com intensidade abaixo da média (3,39 m/s em setembro e 4 m/s em outubro na estação de Presidente Kennedy; 4,24 m/s em setembro e 4,78 m/s em outubro em R1; 6,11 m/s em setembro e 6,65 em outubro em R2; 6,01 m/s em setembro e 6,65 m/s em outubro em R3) conforme gráfico da figura 25.

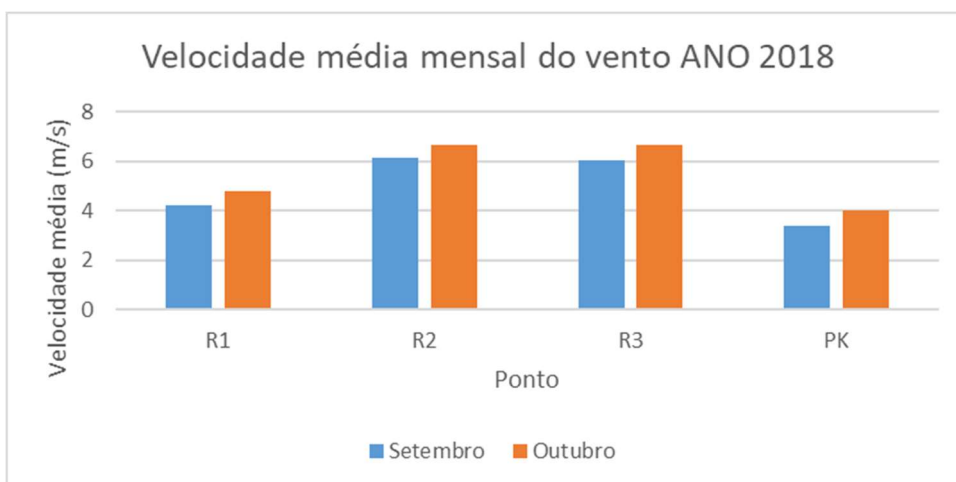


Figura 25. Gráfico apresentando a comparação entre as velocidades médias dos meses setembro e outubro 2018 nos pontos estudados.

O apêndice B mostra as rosas dos ventos elaboradas a partir os dados registrados em cada ponto de estudo nos meses de setembro e outubro 2017 e

o apêndice C nos meses de setembro e outubro 2018; as rosas de 2017 mostram que os ventos mais intensos provêm de nordeste e leste-nordeste (para os pontos R3 e a estação de PK). Já em 2018 os ventos de leste-nordeste não foram tão intensos, mas no ponto R2, o mais afastado do litoral, é evidente o aumento na intensidade e frequência dos ventos de norte nordeste especialmente no mês de setembro de 2018.

### 2.3.1.5 Análise horária

A análise horária da velocidade do vento indica que há uma expressiva variabilidade ao longo do dia, especialmente no continente (estação de PK) e no ponto mais próximo ao litoral (R1) (figuras 26 e 27). A partir das 13h, a velocidade do vento aumenta gradativamente até chegar a um pico entre as 15 e as 16 horas e diminuir drasticamente após as 18 horas. As maiores médias ocorrem nas horas mais quentes, quando o ar está sujeito ao aquecimento terrestre e ao movimento vertical. Os pontos mais afastados do litoral (R2 e R3) apresentam uma curva mais suave com um moderado aumento da velocidade do vento na parte da tarde (figuras 28 e 29).

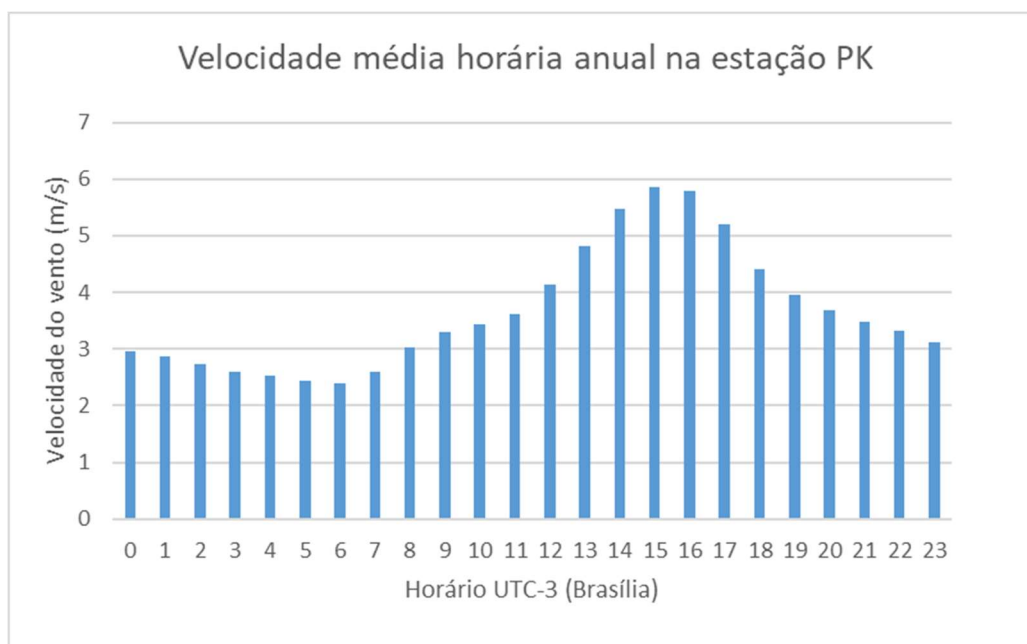


Figura 26. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados extraídos na estação automática de PK.

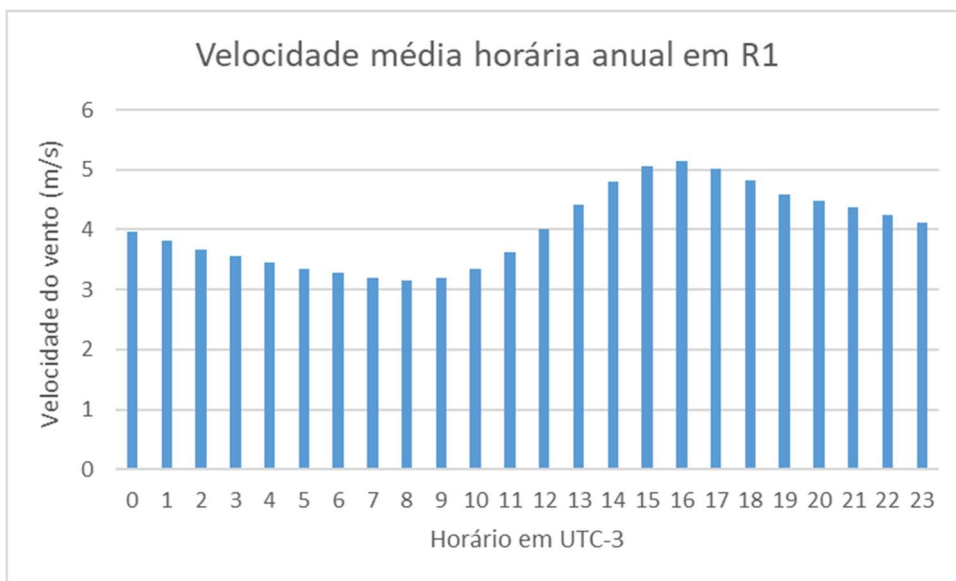


Figura 27. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R1.

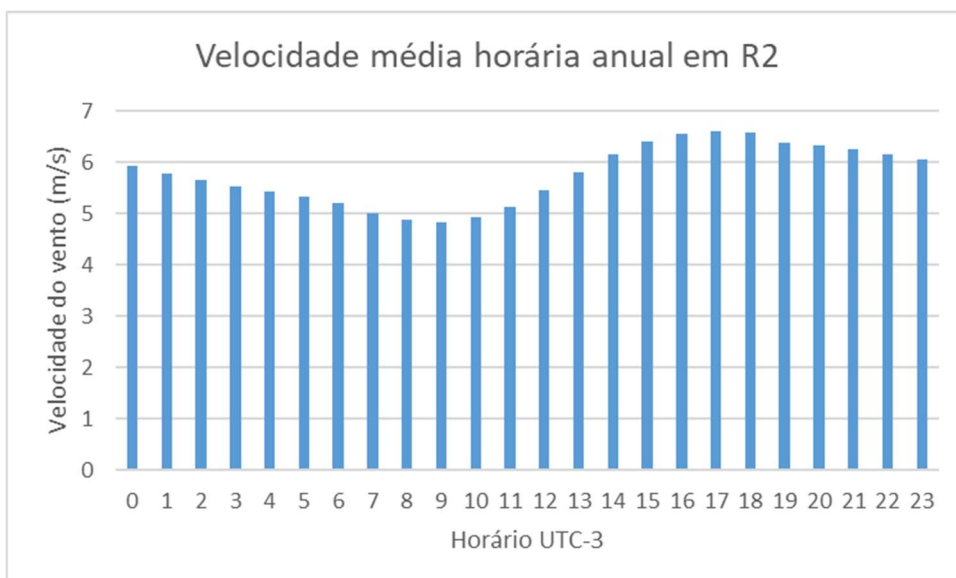


Figura 28. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R2.

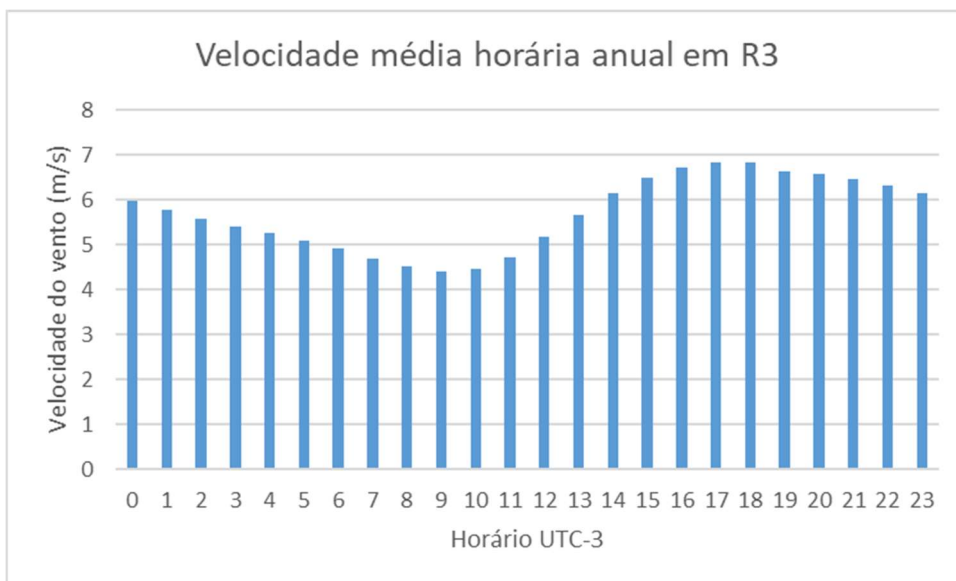


Figura 29. Gráfico da velocidade média horária para o período 2009-2019, obtido a partir dos dados de reanálise no ponto R3.

### 2.3.2 Padrões de precipitação para o período 2009-2019

A precipitação média anual entre 2009 e 2019 foi de 1110,5 mm. Os anos de 2009, 2010 e 2011 apresentaram um acumulado de chuva superior à média conforme gráfico da figura 30. Nos anos de 2014, 2015 e 2017 a precipitação foi inferior à média, porém nos anos 2014 e 2015, teve ausência de dados por 2 meses assim que a precipitação acumulada anual calculada pode ter sido mais baixa devido à falta de dados. Em 2018 e 2019, as chuvas começaram a ganhar intensidade novamente, com acumulados em torno de 1000 mm.



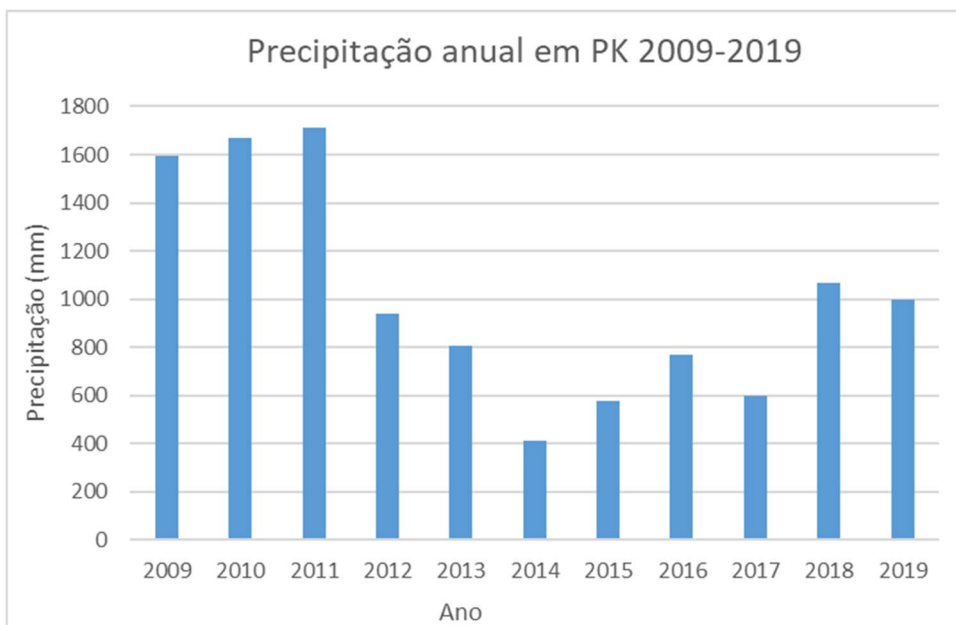


Figura 30. Gráfico da precipitação anual em Presidente Kennedy elaborado a partir de dados mensais de precipitação obtidos no site <https://bdmep.inmet.gov.br/>

Cerca de 60% da precipitação total ocorreu no período de novembro a março. Os máximos de chuva ocorreram em novembro (154,6mm) e março (154,8). O inverno apresenta, os menores acumulados de chuva com mínimos nos meses de julho (41,9 mm) e agosto (47,8mm) conforme gráfico da figura 31.

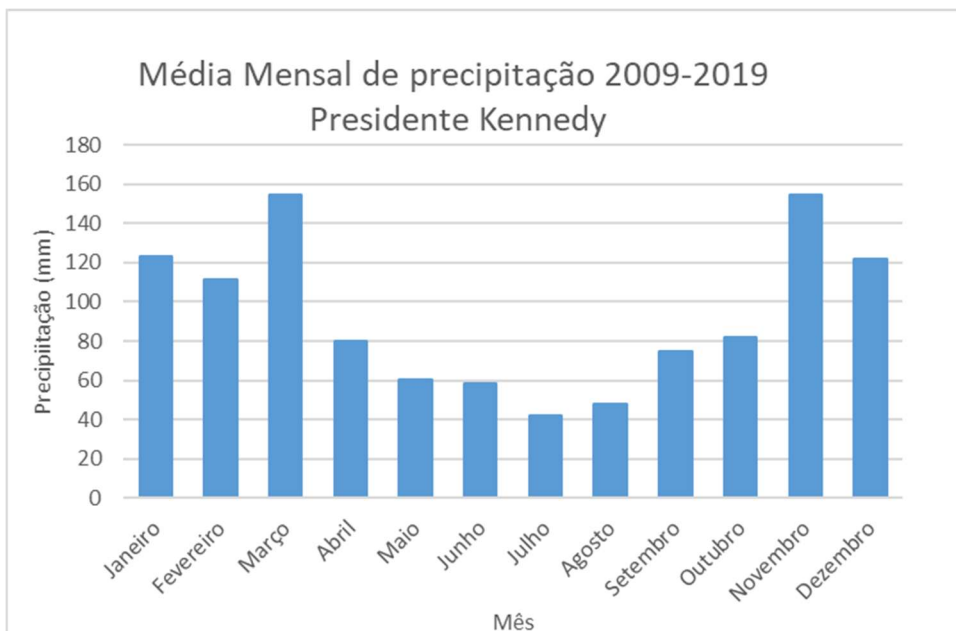


Figura 31. Gráfico da precipitação mensal média para o período de 2009-2019 em Presidente Kennedy.

O ano de 2017 apresentou um acumulado de chuva inferior à média com exceção do mês de novembro que acumulou 201,8 mm de chuva (figura 32).

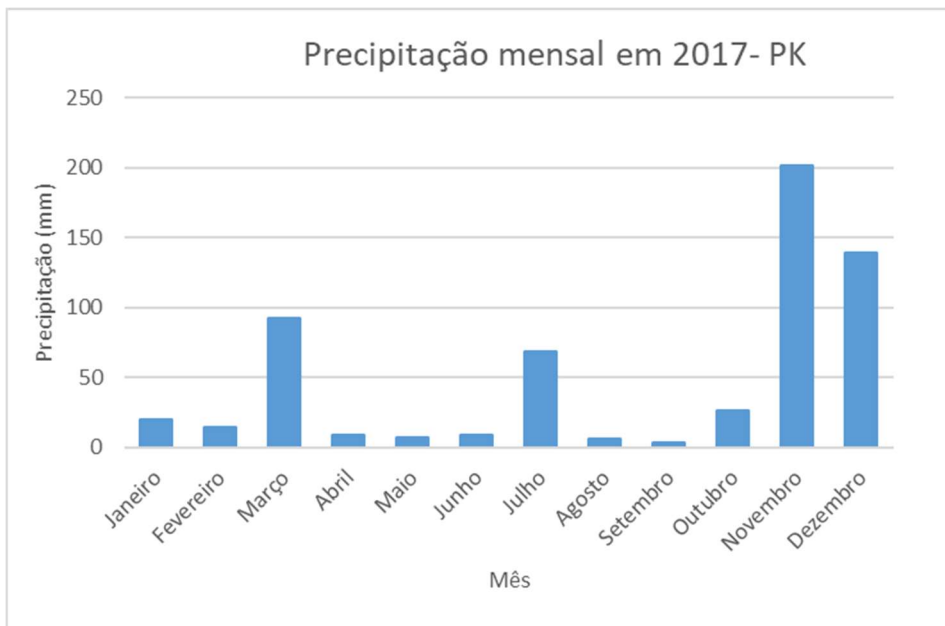


Figura 32. Precipitação mensal no ano de 2017 em Presidente Kennedy

Já o ano sucessivo foi mais chuvoso, com a precipitação bem distribuída ao longo do ano, com exceção de julho e agosto que apresentaram os acumulados menores conforme figura 33.

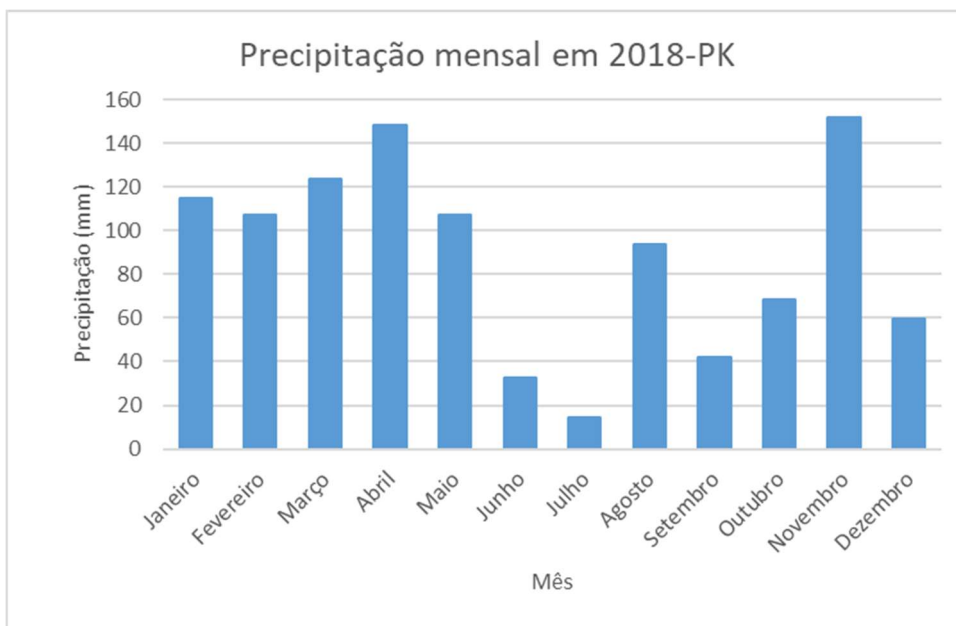


Figura 33. Precipitação mensal no ano de 2018 em Presidente Kennedy

## 2.4 Discussão

No geral, os resultados obtidos a partir da série de dados analisada são coerentes com o padrão de vento e precipitação do estado do Espírito Santo

descrito por Amarante *et al.* (2009), Machado *et al.* (2017), Oliveira e Quaresma (2018) e Regoto *et al.* (2018).

O litoral sul do ES é caracterizado pela persistência dos ventos provenientes das direções nordeste, leste-nordeste, norte-nordeste e sudoeste, em harmonia com o estudo desenvolvido por Machado *et al.* (2017).

Os ventos de norte-nordeste são mais frequentes no ponto mais externo (R2), sob atuação da ASAS, resultado similar ao observado por Oliveira e Quaresma (2018) no estudo das condições típicas de vento na região marinha adjacente à costa do ES. As autoras também observaram a prevalência de ventos sul e sudoeste em pontos próximos ao litoral sul do ES sob a passagem de frentes frias e sistemas de baixa pressão, em conformidade com os resultados obtidos neste estudo, que indicam um aumento na frequência desses ventos nos meses inverniais e outonais.

Em relação à intensidade média do vento, os ventos mais intensos sopram na primavera e provêm do nordeste e leste-nordeste, sendo associados aos ventos alísios, como descrito na literatura consultada (Amarante *et al.*, 2009, Albino *et al.* 2001). Já os ventos de sudoeste podem atingir velocidades elevadas (entre 18 e 19 m/s), mas na média apresentam velocidades mais baixas, assim como observado por Oliveira e Quaresma (2018). As médias mensais e anuais da velocidade do vento obtidas a partir dos dados extraídos na estação meteorológica de Presidente Kennedy são equiparáveis com os resultados obtidos por Machado *et al.* (2017).

Os dados de reanálise ERA5 demonstraram ser uma ferramenta preciosa por complementar e validar os dados observacionais registrados na estação automática de PK. Este tipo de dados pode ser utilizado para avaliação do clima de vento em trechos do litoral onde não tem torre anemométrica instalada ou estação meteorológica próxima, inclusive para avaliar a variação espacial do padrão vento.

A análise do vento em diferentes pontos na área de estudo, permitiu constatar que os ventos mais afastados do litoral, além de serem mais intensos, apresentam maior frequência na direção norte-nordeste, enquanto os ventos mais próximos apresentam uma maior frequência de direção leste-nordeste, que

pode estar relacionada às brisas marítimas diurnas que se somam aos ventos alísios conforme observado também por Malacarne e Ribeiro (2018). A atuação das brisas marítimas, ocasionada pelas diferenças térmicas entre continente e oceano, é particularmente evidente também na análise horária do padrão de vento, caracterizada pela maior variação das médias diurnas anuais no ES, com aumento da intensidade do vento nas horas mais quentes, como observado também por Amarante *et al.* (2009) na praia das Neves em PK.

A análise anual do clima de vento mostra uma alternância de anos com ventos mais intensos e anos com ventos mais fracos. No ano de 2017, que apresentou velocidade média anômala, os meses que apresentaram ventos mais intensos, maioritariamente de nordeste, foram setembro e outubro com consequente elevação da velocidade média anual.

Os mapas apresentados nas figuras 34 e 35 elaborados pela Vortex (2018), por modelagens meteorológicas corroboram os resultados obtidos neste estudo. Os ventos em 2017 apresentaram anomalia, com velocidades superiores à média calculada no período 2010-2017. Já os ventos em 2018 foram mais fracos, com velocidades inferiores à média obtida a partir dos dados de 2000-2018.

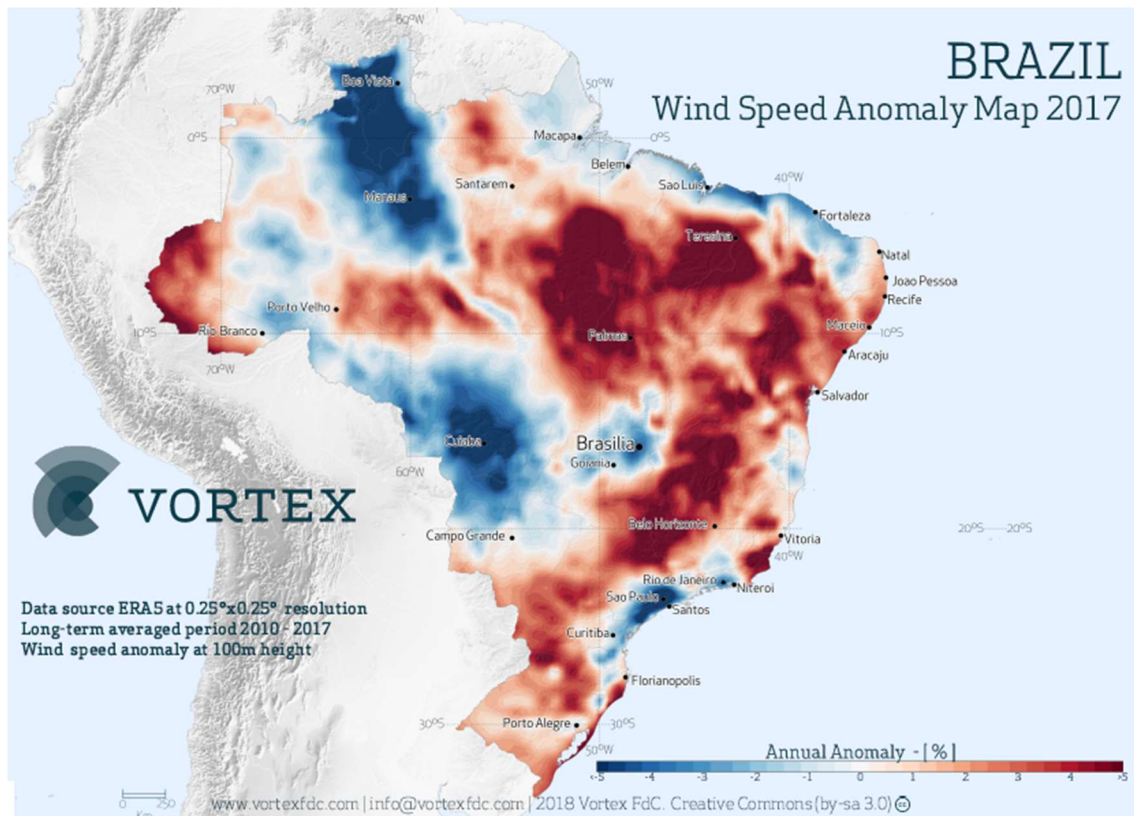


Figura 34. Mapa das anomalias na velocidades do vento em 2017 no Brasil extraído do site <https://vortexfdc.com/> e gerado a partir de dados de reanálise ERA5 com resolução de 0,25°.

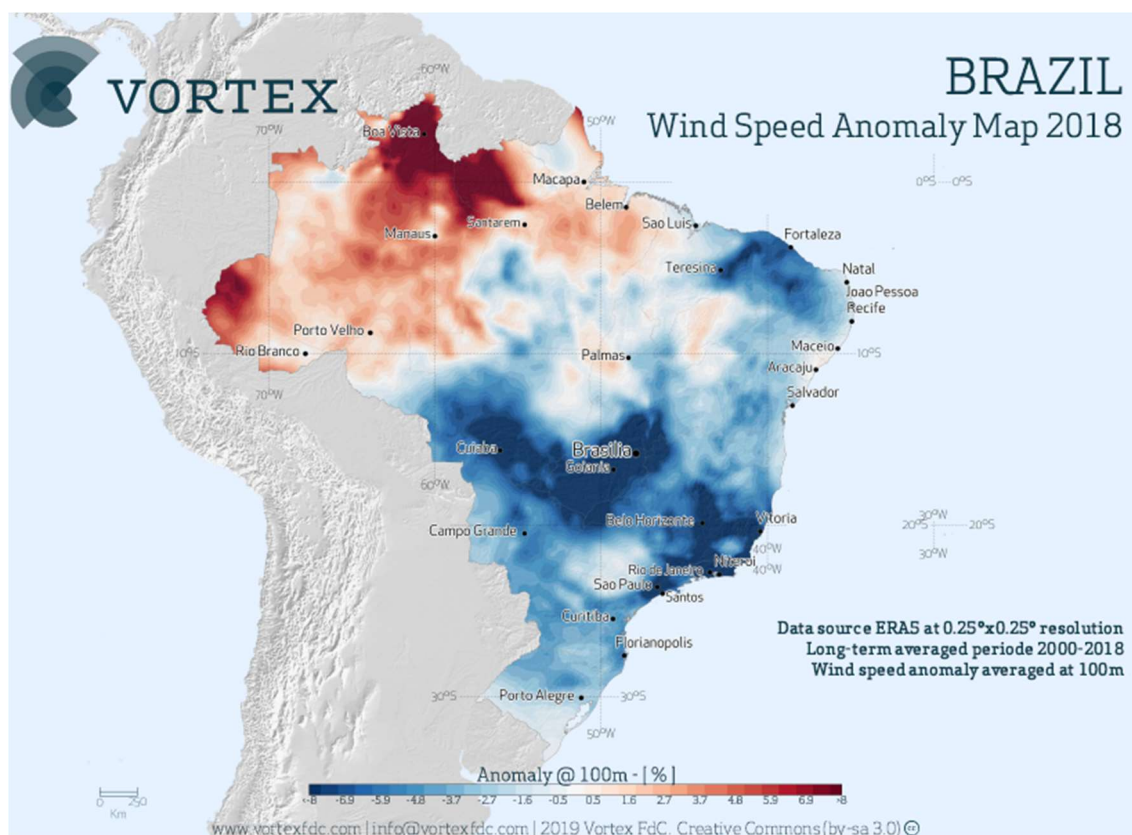


Figura 35. Mapa das anomalias na velocidades do vento em 2017 no Brasil extraído do site <https://vortexfdc.com/> e gerado a partir de dados de reanálise ERA5 com resolução de 0,25°.

Estas alterações no padrão de vento local podem ser consequência do posicionamento e intensidade do ASAS. Degola (2013) correlaciona o deslocamento longitudinal do ASAS para Oeste com o aumento da intensidade dos ventos alísios no nordeste do Brasil especialmente na primavera e verão, já, com o ASAS localizado a leste da sua posição climatológica, próximo à costa da África do Sul, os ventos alísios enfraquecem. O autor prevê que até 2050, o ASAS se estabeleça mais a oeste da atual posição climatológica, com aumento da intensidade do vento no Nordeste. De acordo com Carpenedo e Ambrizzi (2020), a penetração para Oeste e intensificação do ASAS causaria ventos mais intensos também em grande parte do Espírito Santo, nordeste e sul de Minas Gerais, sul do estado do Rio de Janeiro e boa parte do estado de São Paulo.

Os anos com ventos mais intensos (2014, 2015 e 2017) também foram caracterizados por uma precipitação acumulada inferior à média: a intensificação de anticiclones de bloqueio próximo ao litoral da América do Sul (como o ASAS) desvia frentes frias e ciclones com redução da precipitação no Brasil (Mendes *et al.*, 2005). Para os anos de 2015, 2016 e 2017 esta redução pode estar

relacionada também com os fenômenos El Niño (2015-2016) e El Niño Costeiro (2017) que consistem em um aquecimento desigual das águas do Pacífico com alteração na temperatura e precipitação global.

Rodríguez-Morata *et al.* (2019) estudaram as causas e efeitos do El Niño Costeiro de 2017 que resultou em um padrão de precipitação anômalo no verão de 2016-2017 com chuvas volumosas que causaram inundações e deslizamentos catastróficos no Peru e Equador. Estes fenômenos interferem também nos índices pluviométricos do Brasil, especialmente na região do Nordeste. Costa (2012) relaciona o prolongamento das secas no semiárido nordestino à ocorrência do fenômeno El Niño. No estado do ES, o estudo de Salles *et al.* (2018) aponta que, na região de Linhares, existe uma maior probabilidade de chuvas abaixo da média em anos de ocorrência de El Niño, assim como indicado pelos resultados do padrão de chuva do litoral Sul do ES obtidos neste trabalho.

Em relação ao padrão de precipitação mensal, os resultados indicam que, no geral, a chuva é bem distribuída ao longo do ano, graças à atuação da brisa marítima que transporta umidade na região próxima ao litoral, com formação de nuvens e precipitação até nos meses mais secos, como observado por Regoto *et al.* (2018) no estudo da tendência de extremos de precipitação para o estado do ES.

Os resultados obtidos neste capítulo indicam que o litoral sul do Espírito Santo é caracterizado por um regime de vento favorável à formação de dunas frontais, com ventos de nordeste intensos e constantes, durante a maior parte do ano.

A atuação da brisa marítima diurna tem um papel importante na área de estudo por divergir o fluxo do vento para leste, incrementar a intensidade média do vento e favorecer a precipitação.

Mudanças climáticas podem afetar fenômenos globais como El Niño, o ASAS e a ZCAS e interferir no padrão de ventos e precipitação a nível global e local. A eventual intensificação dos ventos alísios ou do fenômeno El Niño, poderia agravar a vulnerabilidade a erosão nos trechos de orla mais expostos e promover a mobilidade das dunas frontais: ventos mais intensos, associados a

ondas mais altas, erodem a base da duna frontal e causam o transporte da areia para além da duna frontal; períodos de seca prolongados, promovidos pelo fenómeno El Niño, atingem a cobertura vegetal da duna frontal, com erosão parcial da duna e alteração da sua morfologia, assim como demonstrado por Hesp *et al* (2021) que correlacionam a cobertura e morfologia da duna frontal à quantidade de precipitação no local.



## CAPÍTULO 3 - DETERMINAÇÃO DA TAXA DE MOBILIDADE DAS DUNAS: MORFODINÂMICA, GEOMORFOLOGIA LOCAL E FATORES AMBIENTAIS ASSOCIADOS

### 3.1 Contextualização

Neste capítulo é obtida a taxa de mobilidade das dunas frontais em 6 trechos de estudo. Os resultados obtidos serão avaliados em conjunto com os dados climatológicos, geomorfologia e morfodinâmica local, para identificar as variáveis que mais influenciam o desenvolvimento das dunas frontais na área de estudo.

#### 3.1.1 A dinâmica das dunas frontais: acreção e erosão

O desenvolvimento das dunas frontais é marcado pela alternância de ciclos de erosão, acreção e períodos de estabilização. A interação do sistema praia-duna controla a evolução das dunas frontais: com o crescimento de novas plantas no pós-praia mais areia é aprisionada formando novas dunas incipientes (acreção), já durante tempestades ondas mais altas erodem as dunas frontais incipientes e estáveis retornando parte da areia à praia (Davidson-Arnott, 2010). Assim, onde há estabilidade ou erosão da linha de costa, dunas frontais incipientes podem se desenvolver por meses ou anos até serem destruídas pela ação das ondas nas tempestades. Já onde há progradação, as dunas frontais incipientes podem crescer em altura, até formar um novo cordão de dunas frontais estáveis. (Davidson-Arnott, 2010).

Dessa forma o mapeamento das dunas frontais deve incluir as dunas frontais incipientes pois o comportamento destas ao longo do tempo indica se há tendência de erosão estabilidade ou progradação da linha de costa.

#### 3.1.2 Critérios para mapeamento e delimitação das dunas frontais

Para estudos da mobilidade das dunas frontais, a escolha da linha de referência a ser mapeada depende mais do que tudo da escala temporal do objetivo do trabalho.

Para Psuty e Silveira (2009), a crista da duna frontal pode ser monitorada para rastrear mudanças na costa, sendo facilmente reconhecível em fotografias aéreas. Porém, é uma feição conservativa no sistema praia-duna, alterada

principalmente por eventos extremos atípicos. Por isso, a crista da duna frontal não se adapta ao estudo de variações em curto prazo.

Albuquerque *et al.* (2013) adotaram como linha de referência para estudos da variabilidade costeira e dos processos erosivos de praias arenosas, a linha da escarpa da duna frontal, que foi vetorizada para obtenção da variabilidade da linha de costa no período de 2000 a 2011 na praia de Hermenegildo no Rio Grande do Sul.

Para Machado *et al.* (2017), que desenvolveram o mapeamento em planta das dunas frontais do delta do rio Paraíba do Sul (RJ) entre 2005 e 2016, o limite da linha de vegetação está associado aos processos de evolução e gênese das dunas frontais e o mapeamento das dunas frontais a partir do limite da vegetação funciona como um indicador de linha de costa.

A vegetação é responsável pela primeira deposição de areia eólica e propicia o desenvolvimento das dunas frontais. Sendo assim, a variação da linha de vegetação ao longo do tempo revela o comportamento das dunas frontais, o que permite identificar locais onde há acreção, erosão ou estabilidade das dunas.

Assim, tendo em vista a importância do papel da vegetação na gênese e evolução das dunas frontais e devido à fácil identificação da cobertura vegetal nas fotos de satélite, o limite da linha de vegetação foi o critério escolhido para delimitação das dunas frontais neste trabalho.

Para Gibeaut e Caudle (2009), dependendo da tipologia de cobertura vegetal, nas dunas frontais podem se distinguir duas linhas de vegetação sendo a primeira denominada Linha de Vegetação 1 e a segunda Linha de Vegetação 2, (fig. 36).

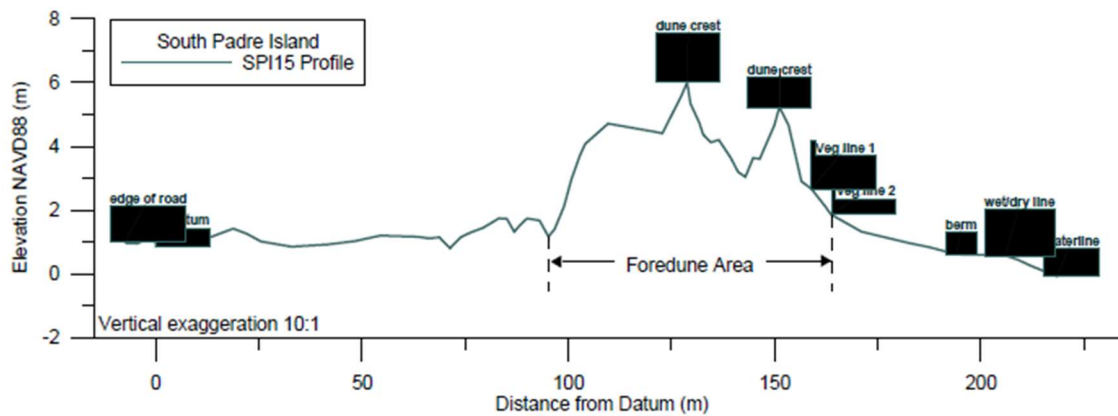


Figura 36. Perfil com delimitação das dunas frontais. Fonte: Gibeaut, J.C. & Caudle, T. (2009).

A Linha de Vegetação 1 define o limite da cobertura vegetal mais espessa e uniformemente distribuída ao longo do comprimento da duna (fig.37, letra A); já a Linha de Vegetação 2 (fig.37, letra B) é o limite mais externo e inclui aquela vegetação pioneira mais esparsa e efêmera que propicia a formação de dunas incipientes. Os autores também sugerem como base para o mapeamento das dunas frontais e da cobertura vegetal o uso de imagens georreferenciadas e infravermelhas com 0,5 m de resolução.

Para elaboração deste trabalho foi priorizada, quando presente, a linha de vegetação 2, sendo mais variável em um espaço de tempo curto e mais vulnerável à erosão, já que o trabalho é na escala de anos e/ou décadas.

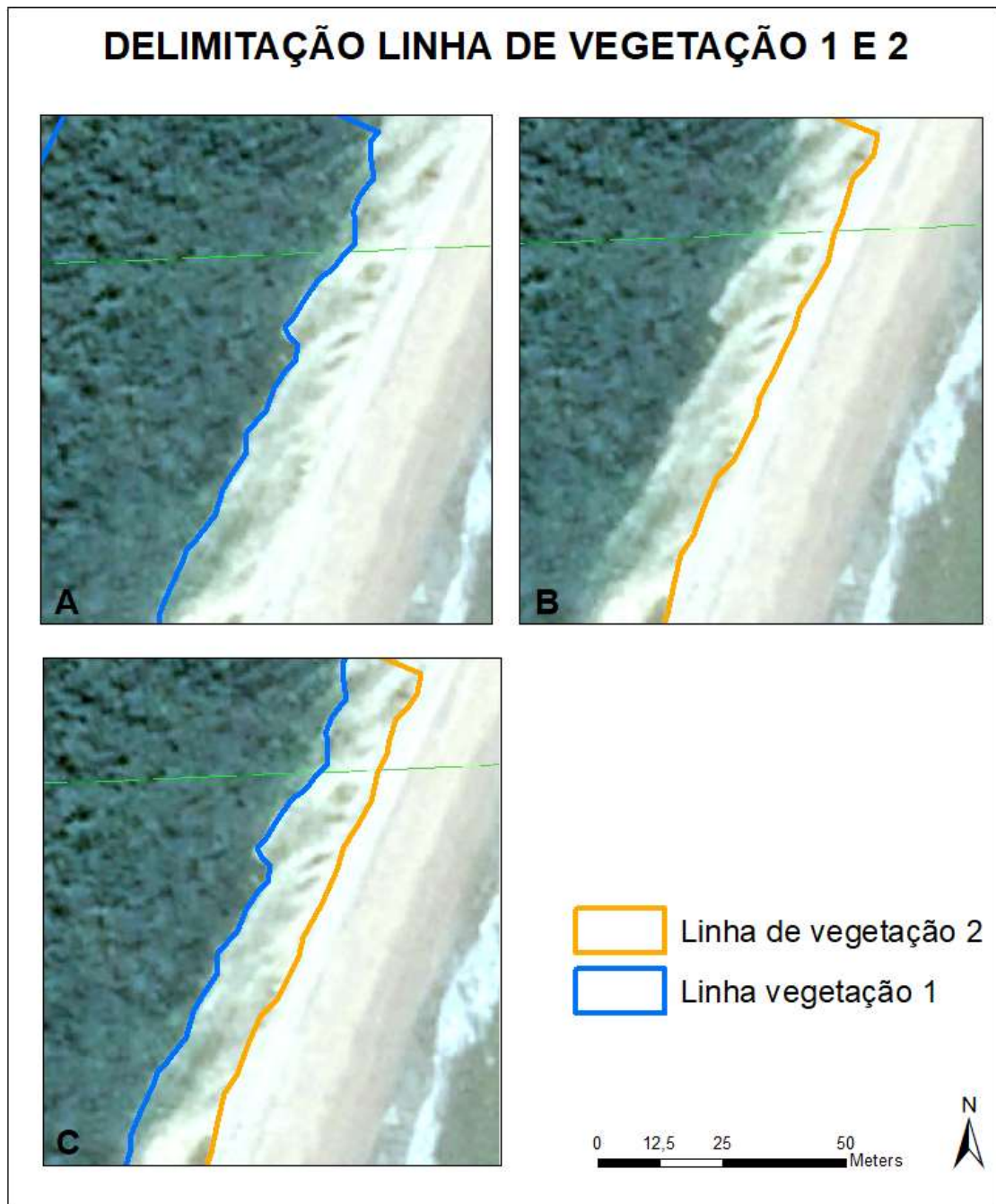


Figura 37. Em A, delimitação da linha de vegetação 1. Em B, delimitação da linha de vegetação 2. Em C sobreposição da linha de vegetação 1 e 2.

### 3.1.3 O método do Polígono de Mudança

O método do Polígono de Mudança inicialmente proposto por Smith e Cromley (2012) consiste em obter, a partir de duas linhas de costa precedentemente vetorizadas, as áreas erodidas ou acrescidas através da criação e subtração de polígonos. Estes polígonos são formados por uma linha de base paralela à linha de costa, pela linha de costa que varia para cada data

analisada e por duas linhas de corte perpendiculares à linha de base, (fig.38). Uma vez obtida a variação da área (polígono de mudança) através da subtração do polígono mais recente (2) pelo mais antigo (1) no intervalo de tempo considerado, para cálculo do deslocamento da linha de costa se divide o resultado pelo comprimento do segmento costeiro (L).

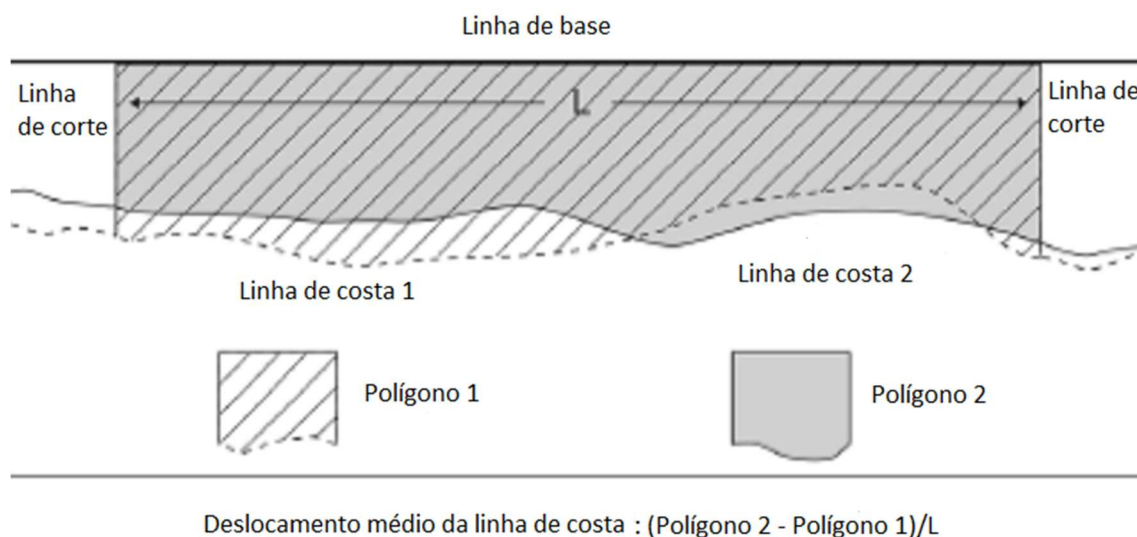


Figura 38. Método do Polígono de Mudança para cálculo do deslocamento médio da linha de costa. O polígono 1 corresponde à data mais antiga no intervalo de tempo analisado. Fonte: Modificado de Anfuso *et al.*, 2016.

Outra linha de interesse (crista da duna, linha de vegetação, linha da escarpa da duna) pode ser adotada como linha de referência para criação de polígonos e análise da variação da área do polígono de mudança. Assim, este método pode ser aplicado ao estudo da dinâmica das dunas frontais como mostrado por Oliveira *et al.* (2019) e foi adotado neste trabalho para obtenção da variação da área ocupada pelas dunas frontais ao longo do tempo.

### 3.2 Materiais e ferramentas

Para alcance do objetivo proposto foram utilizados diversos *softwares* e ferramentas conforme resumido na tabela 12 e detalhado a seguir.

<b>Procedimentos metodológicos</b>		
<b>OPERAÇÃO</b>	<b>SOFTWARE</b>	<b>FERRAMENTA</b>
Coleta de pontos de controle	GPS Trackmaker	Gps Extrex 30
Aquisição de dados topográficos		RTK-GNSS da TPS modelo TP-10
Aquisição da base cartográfica	Google Earth PRO® GEOBASES	Imagens históricas Ortofotomosaico IEMA
Georreferenciamento	ArcMap 10.5.1	Georeferencing
Criação do polígono base e vetorização da linha de vegetação	ArcMap 10.5.1	<i>Create feature/Editor</i>
Área (m <sup>2</sup> ) dos polígonos	ArcMap 10.5.1	<i>Calculate Geometry</i>
Área (m <sup>2</sup> ) do polígono de mudança	ArcMap 10.5.1	<i>Symmetrical Difference</i>
Cálculo do deslocamento médio	Excel 2016	(Polígono 2 -Polígono 1)/L
Gráficos e tabelas	Excel 2016	
Perfis transversais de praia	Excel 2016	
Mapas	ArcMap 10.5.1	<i>Layout view</i>

Tabela 12. Softwares e ferramentas utilizados para alcançar o objetivo proposto

### 3.2.1 Seleção dos trechos de estudo, período temporal e aquisição de dados topográficos em campo

Para estudo da mobilidade das dunas foram considerados 6 trechos de duna frontal de aproximadamente 500m de comprimento localizados na área de estudo (fig. 39 e 40).

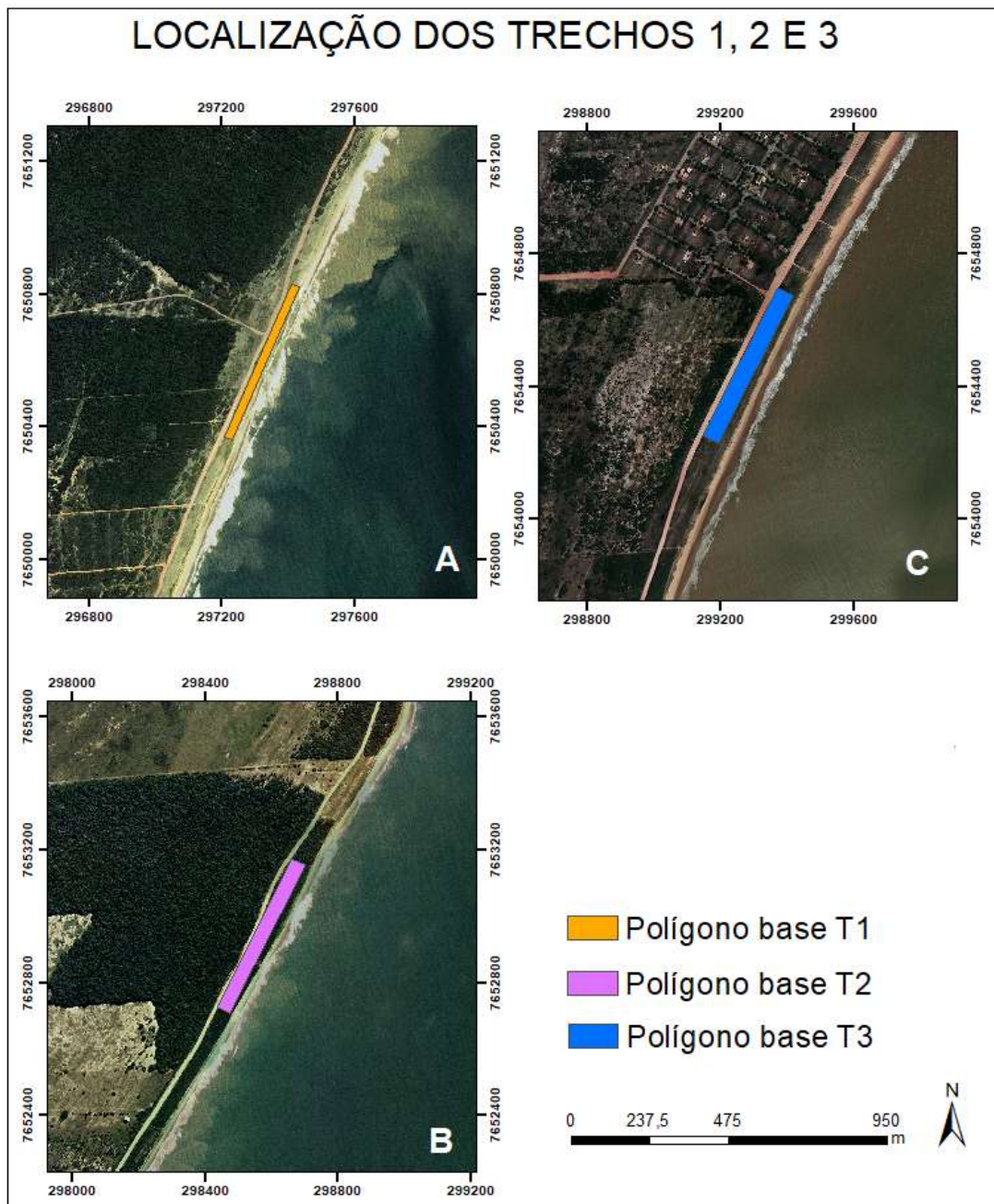


Figura 39. Localização dos trechos T1 em A, T2 em B e T3 em C com os respectivos polígonos base.

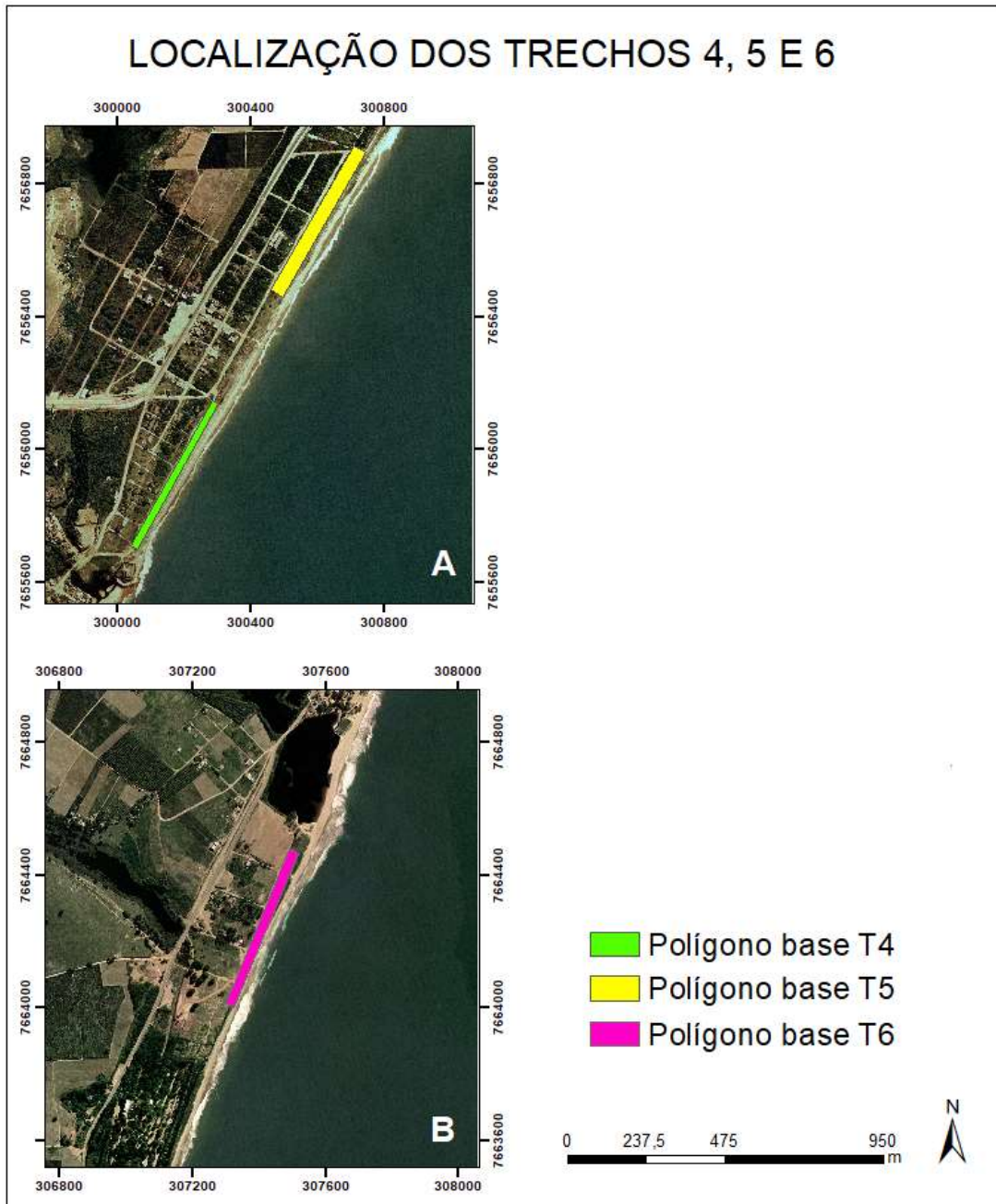


Figura 40. Localização dos trechos T4 e T5 em A e T6 em B com os respectivos polígonos base.

A seleção dos trechos de monitoramento foi feita com base nas campanhas realizadas em maio e outubro de 2019. Em cada trecho foram levantados dados topográficos seguindo um caminhamento perpendicular à linha de costa, para posterior construção do perfil transversal da praia e da duna. Também foram coletados pontos de GPS para facilitar o georreferenciamento das imagens de satélite e fotografias aéreas (tab. 13).



A escolha do período temporal foi conduzida pela disponibilidade de imagens históricas no *Google Earth PRO*®. Sendo assim, para os trechos T1, T2, T3, T4, T5 foi avaliado o período de 2002 a 2018 já para o T6, o período de 2005 a 2019.

<b>Coordenadas UTM dos pontos de GPS</b>		
<b>WGS 1984 Zona 24S</b>		
<b>PONTO</b>	<b>COORDENADAS</b>	<b>TRECHO</b>
1	297365 E	1
	7650666 S	
2	297231 E	1
	7650731 S	
3	298439 E	2
	7652627 S	
4	299302,22 E	3
	7654568,87 S	
5	299366,57 E	3
	7654537,55 S	
6	299955,60 E	4
	7655775,91 S	
7	300079 E	4
	7655700 S	
8	300572,41 E	5
	7656572,18 S	
9	307452,84 E	6
	7664259,60 S	
10	307416,66 E	6
	7664279,55 S	

Tabela 13. Apresentação das coordenadas dos pontos de controle coletados no campo.

### 3.2.2 Localização geomorfológica e morfodinâmica, grau de urbanização e vegetação das dunas frontais

A determinação da geomorfologia e grau de urbanização dos trechos de estudo baseou-se em observações visuais durante as campanhas de campo e na análise de imagens de satélite e mapas geomorfológicos/geológicos.

A identificação das espécies colonizadoras das dunas frontais foi realizada com o auxílio de fotografias de campo e consultas no site FLORA DO BRASIL 2020.

Os dados topográficos adquiridos em campo foram manipulados em ambiente Excel para obtenção dos perfis transversais da praia e da duna frontal em cada trecho de estudo. As cotas foram corrigidas adotando o valor de ondulação geoidal de -6,71 (obtido a partir do programa Mapgeo online do IBGE 2015 disponível no link <https://www.ibge.gov.br/geociencias/modelos-digitais-de-superficie/modelos-digitais-de-superficie/10855-modelo-de-ondulacao-geoidal.html?=&t=processar-os-dados>). A largura da praia foi obtida calculando a distância do máximo recuo (cota 0m) até a base da duna. O gradiente da praia foi calculado a partir da diferença de altura (h) e distância (l) entre os dois últimos pontos antes do máximo recuo (0m) usando a seguinte fórmula (1):

$$(1) \quad h_2 - h_1 / l_2 - l_1$$

A orientação da linha de costa foi obtida para cada trecho no ambiente ArcGIS com o auxílio da ferramenta COGO que permite obter a direção (azimute) de uma linha traçada entre dois pontos em um mapa. O estado morfodinâmico da praia foi inferido em campo, com observação visual da inclinação e morfologia da praia

### 3.2.3 Aquisição da base cartográfica e georreferenciamento

O material fotográfico base deste estudo é apresentado no apêndice D e foi obtido na plataforma do Geobases (ortofotomosaico de 2008 e 2013) e no *Google Earth PRO*® onde foram extraídas imagens históricas a partir de 2002 até 2019 com resolução máxima (0,18m).

Após a fase de aquisição, as imagens de satélite foram georreferenciadas no *software ArcMap 10.5.1* por meio da ferramenta *Georeferencing*.

O georreferenciamento foi baseado nos pontos de GPS coletados nos dias de campo e em outros pontos de controle como edificações baixas para otimizar o procedimento. Para os trechos T1, T2, T3 foi usada como base neste processo a ortofoto de 2012, já georreferenciada e com melhor resolução (0,25m) em comparação àquela de 2008. Já para os trechos T4, T5 e T6 foi utilizada como base a ortofoto de 2008 sendo a de melhor resolução (1m) para estes locais.

Nas imagens históricas de 2002 e 2005 os pontos de GPS, coletados no campo em 2019, apresentaram um deslocamento em comparação com as imagens de satélite mais recentes, causando erro na hora de georreferenciar. Por isso, para o georreferenciamento das imagens desses anos foram utilizadas somente edificações, com resultado satisfatório.

#### 3.2.4 Criação do polígono base e vetorização da linha de vegetação

Através do *software ArcMap 10.5.1*, no *ArcCatalog* criou-se para cada trecho um *shape* denominado “polígono base” a partir do qual foram obtidos os *shapes* polígonos representativos da duna frontal em cada data. O polígono base foi desenhado através da ferramenta *Editor* a partir de uma linha de base paralela à costa, duas linhas de corte perpendiculares e uma outra linha a ser modificada sucessivamente, definida “linha editável” conforme mostrado na figura 41. Para criação do polígono duna frontal, sempre usando a ferramenta *Editor*, procedeu-se a vetorização da linha de vegetação 2 (mais externa) enquanto as linhas de corte e a linha de base foram mantidas iguais àquelas do polígono base com o auxílio da ferramenta *snapping*.

Para uniformização da linha de base em todos os trechos foi estabelecido o comprimento (L) de 500 m. O processo de digitalização da linha de vegetação

foi realizado em escala 1:500 para garantir um bom nível de detalhe.



Figura 41. Criação do polígono base a partir da linha de base, linhas de corte e linha editável.

### 3.2.5 Obtenção da área dos polígonos dunas frontais e cálculo do deslocamento médio das dunas frontais

A área em m<sup>2</sup> de cada *shape* polígono duna frontal foi obtida no ambiente do ArcMap adicionando o campo “Área” na tabela de atributos e usando a ferramenta *Calculate Geometry*,

Para cálculo do deslocamento médio das dunas frontais utilizou-se o *software* Excel 2016 com a criação de tabelas contendo as áreas dos polígonos duna frontal em cada data considerada e com a aplicação da fórmula abaixo (2):

$$(2) \quad \text{Deslocamento médio} = (\text{Polígono 2} - \text{Polígono 1}) / L$$

Sendo:

L: o comprimento (m) da linha de base do trecho de duna estudado;

Polígono 2: Área (m<sup>2</sup>) da duna frontal mais recente no intervalo analisado;

Polígono 1: Área (m<sup>2</sup>) da duna frontal mais antiga no intervalo analisado.

Em caso de resultado positivo isso indica que houve acreção, já se o resultado for um número negativo houve erosão das dunas frontais.

Para obtenção da taxa de mobilidade em m/ano o deslocamento médio é dividido pelo intervalo de tempo em anos entre a data do polígono 1 e 2. Sendo assim por exemplo, no caso do T3 (tab.14) para o período entre 2014 e 2017 houve uma taxa de mobilidade de:

$$-15,4037557 \text{ (m)} / 3 \text{ (anos)} = -5,13 \text{ m/ano.}$$

Anos	Deslocamento médio
2002/2005	9,058081782
2005/2008	-4,159597652
2008/2011	-4,229986379
2011/2014	-3,252033162
2014/2017	-15,4037557

Tabela 14. Deslocamento médio trienal das dunas frontais em T3 A

### 3.2.6 Confeção de mapas e plotagem de gráficos apresentando a mobilidade da duna frontal ao longo dos anos.

Para cada trecho foram criados mapas apresentando a variação da área ocupada pela duna frontal ao longo do espaço temporal considerado. Os mapas foram elaborados no sistema de coordenadas UTM WGS84 ZONA 24s com a sobreposição dos polígonos dunas frontais de datas diferentes para o mesmo trecho de estudo (fig.42).

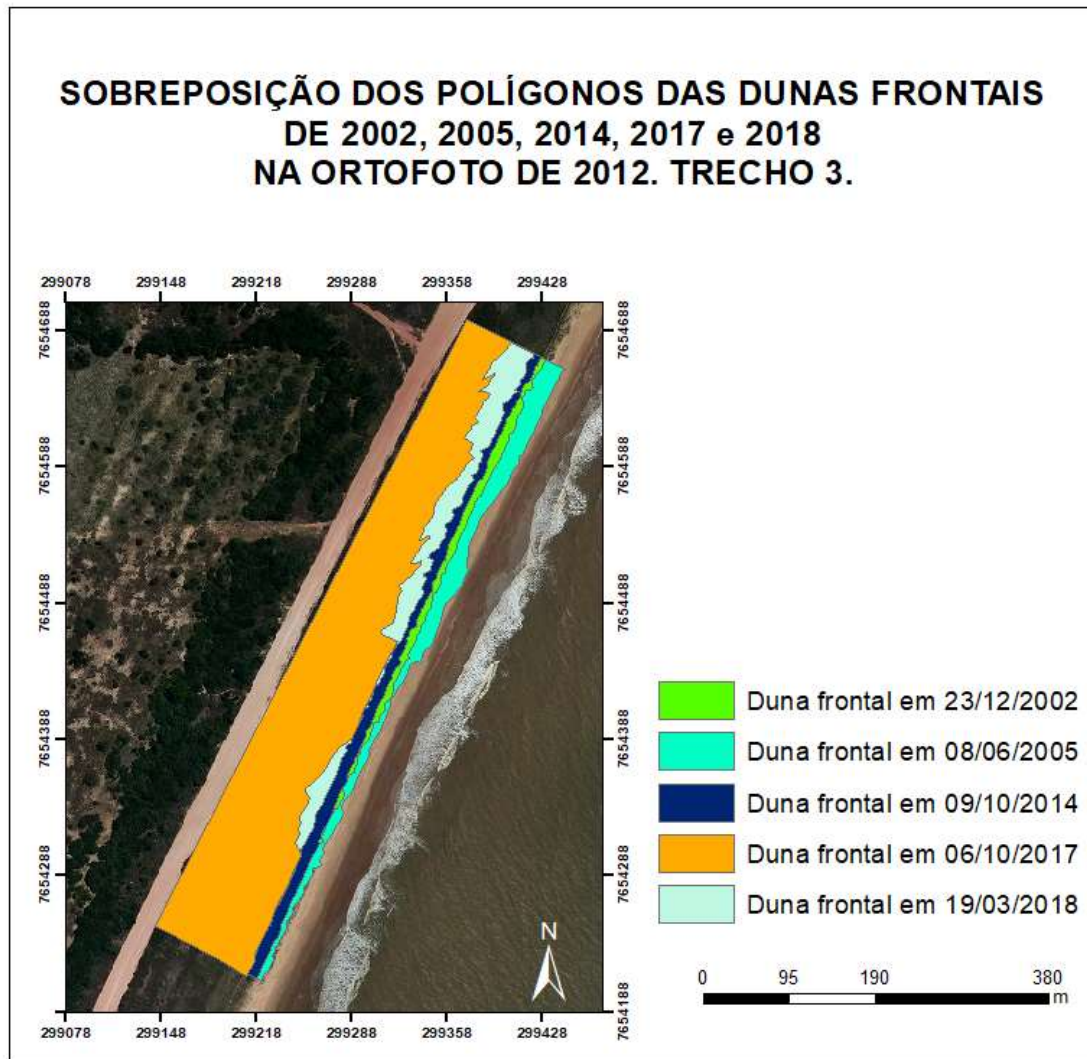


Figura 42. Mapa indicando a distribuição em planta da duna frontal no T3 de 2002 até 2018.

O *shape* do polígono de mudança foi obtido a partir dos polígonos 1 e 2 das dunas frontais (mais antigo e mais recente no intervalo de tempo considerado) usando a ferramenta *Symmetrical Difference* no ambiente do *ArcMap* (fig.43). Para obter as áreas de erosão e acreção foi usada posteriormente a ferramenta *Erase* sempre no ambiente do *Arcmap*.

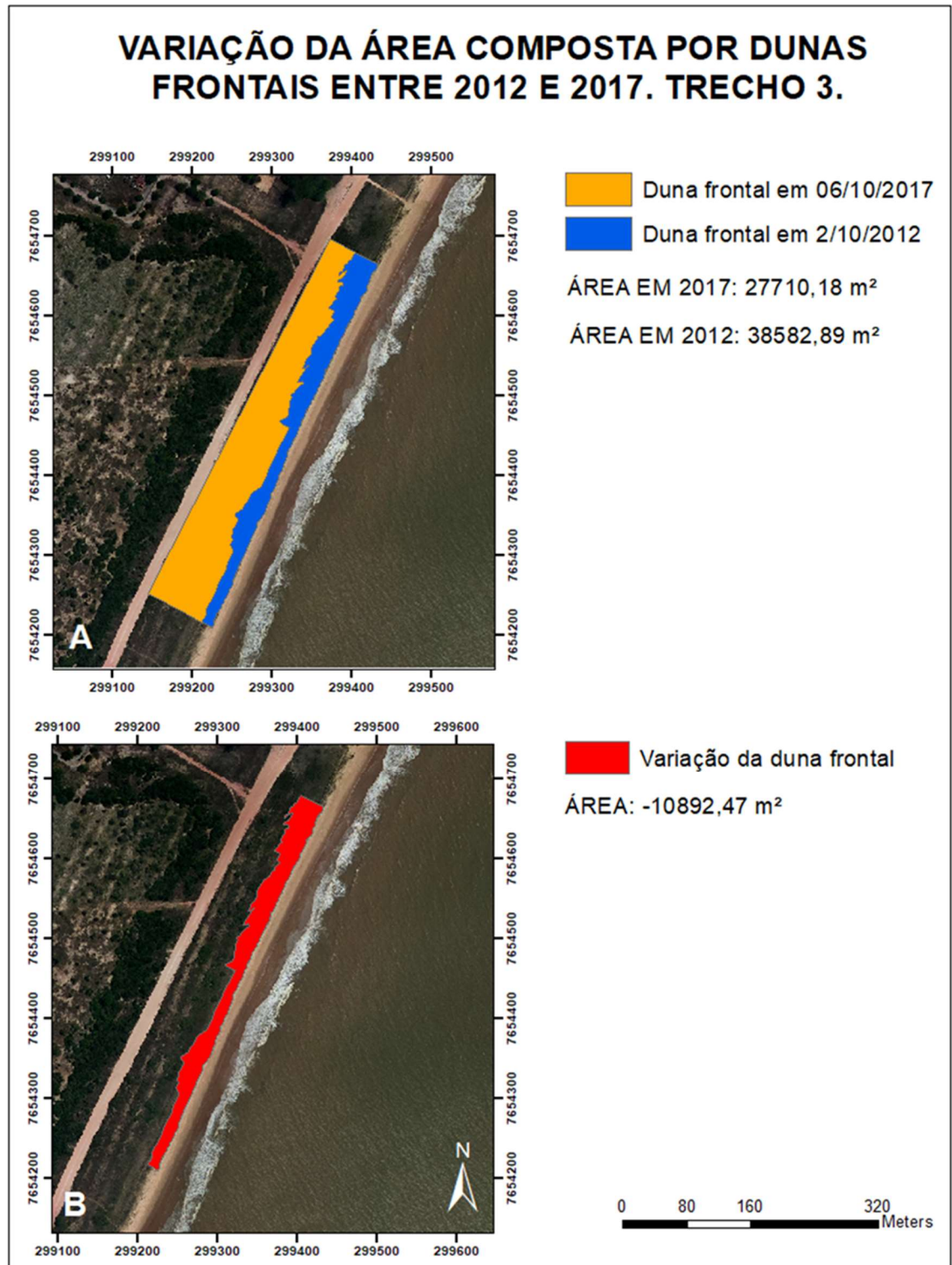


Figura 43. Obtenção do polígono de mudança ou variação da duna frontal pelo processo de subtração (ferramenta *Symmetrical difference*).

Sucessivamente foram confeccionados, para cada trecho, mapas apresentando as áreas de erosão e acreção da duna frontal (fig.44). Como convenção, foi escolhida a cor amarela para simbolizar acreção e a cor vermelha para representar erosão.

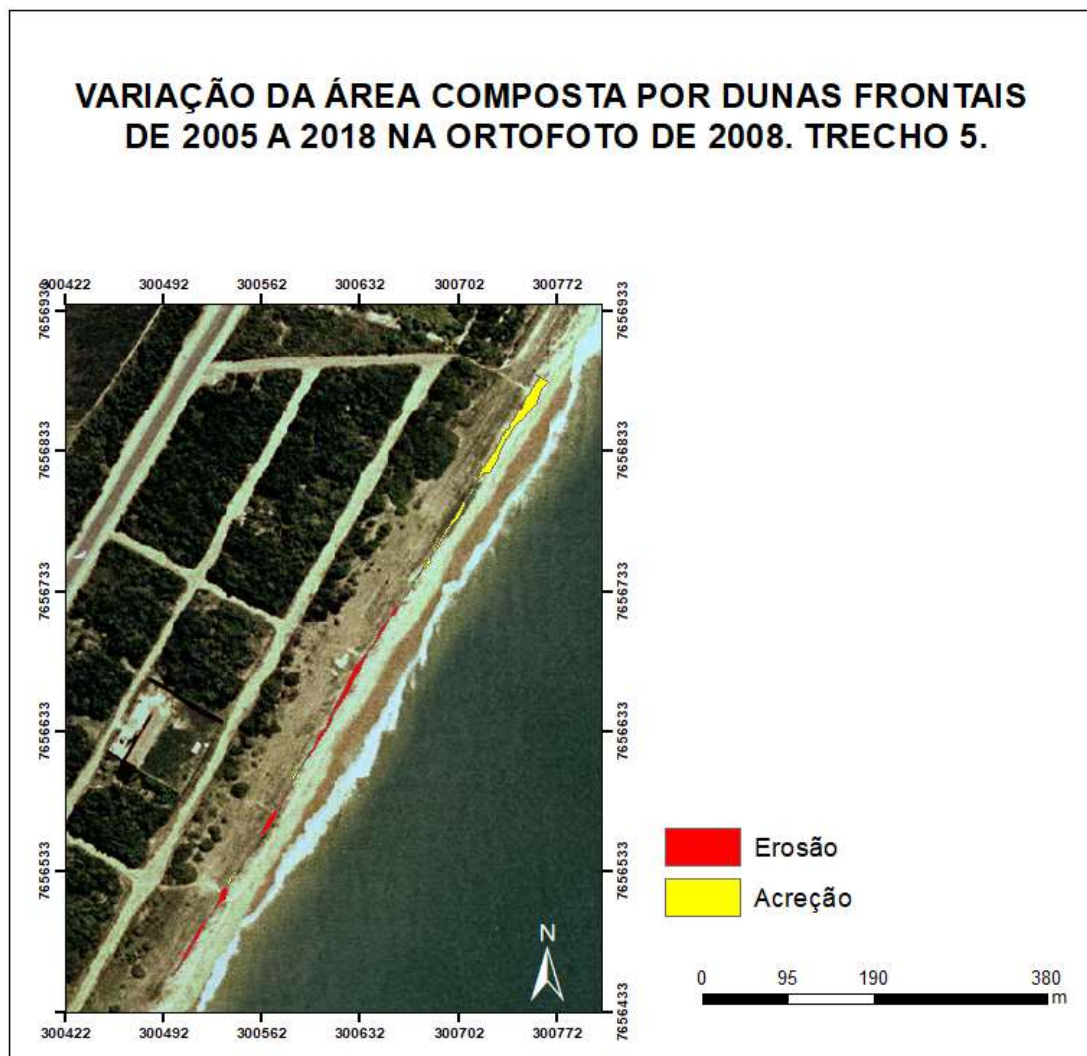


Figura 44. Mapa apresentando os pontos de acreção e erosão na duna frontal no trecho 5.

A partir dos *shapes* criados no ambiente do ArcMap foram montadas no Excel 2016 tabelas para cada trecho contendo os valores da área em m<sup>2</sup> de todo polígono duna frontal, com a respectiva data conforme mostrado na tabela 15.



TRECHO 3			
Data	Área(m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
23/12/2002	36717,85236	VERÃO	2002
08/06/2005	41253,95856	OUTONO	2005
?/?/2008	39170,91525		2008
28/03/2010	37569,78935	OUTONO	2010
13/06/2011	37052,62267	OUTONO	2011
02/10/2012	38582,89474	OUTONO	2012
31/12/2013	37136,48257	VERÃO	2013
09/10/2014	35424,0695	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	33027,54627	OUTONO	2016
06/10/2017	27710,17672	INVERNO	2017
19/03/2018	31949,98079	PRIMAVERA	2018

Tabela 15. Tabela da área da duna frontal nas datas consideradas

A partir destas tabelas foram plotados gráficos da variação da área da duna frontal com o tempo com a linha de tendência para mostrar se no trecho considerado teve erosão, acreção ou estabilidade da duna frontal (fig.45).

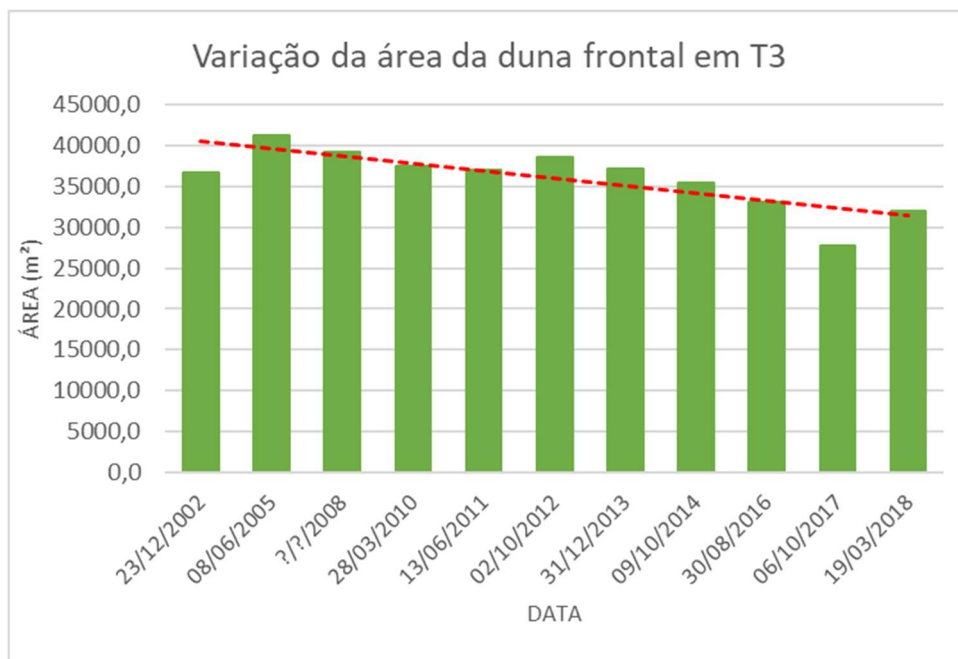


Figura 45. Gráfico da variação da duna frontal em T3

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Localização geomorfológica e morfodinâmica das dunas frontais

A tabela 16 resume a localização morfodinâmica e geomorfológica de cada trecho de estudo, com dados sobre o azimute da linha da costa e a urbanização da praia. Os perfis transversais de praia utilizados para cálculo da largura e gradiente da praia se encontram no apêndice E.

Trecho	Largura da praia (m)	Gradiente (tan)	Tipo morfodinâmico da praia	Azimute linha de costa (°)	Geomorfologia	Urbanização praia
1	12,44	0,17	Intermediária com características refletivas	24	Planície costeira	Não urbanizada
2	27,58	0,1	Intermediária com características dissipativas	31	Planície costeira	Não urbanizada
3	24,87	0,15	Intermediária	27	Planície costeira	Pouco urbanizada
4	23,72	0,14	Intermediária (terraço de baixa mar)	30	Estreita planície limitada por tabuleiro costeiro, lagoa costeira	Pouco urbanizada
5	35,67	0,13	Dissipativa	32	Estreita planície limitada por tabuleiro costeiro	Pouco urbanizada
6	39,07	0,15	Dissipativa	28	Lagoa Costeira	Pouco urbanizada

Tabela 16. Síntese da geomorfologia e morfodinâmica nos trechos de estudo

No geral as praias na porção sul da área de estudo são estreitas, não urbanizadas ou pouco urbanizadas. Já no norte da área de estudo as praias são mais largas (trecho 5 e trecho 6) com a presença de trilhas nas dunas frontais que interrompem a continuidade lateral da cobertura vegetal. A praia mais estreita e com maior gradiente corresponde ao trecho 1, onde as ondas alcançam a base da duna durante a alta maré. A praia com menor gradiente corresponde ao trecho 2 assim que não existe uma tendência bem definida no gradiente da praia. A orientação da linha de costa varia entre 24° e 32° (azimute).

A geomorfologia local muda drasticamente no trecho 4 onde os depósitos quaternários são pouco desenvolvidos e limitados pelos tabuleiros costeiros (fig.46).



Figura 46. Visão dos tabuleiros costeiros associados a Formação Barreiras localizada atrás de uma estreita faixa de depósitos quaternários no trecho 4

A praia nesse trecho é intermediária com estado morfodinâmico típico de terraço de baixa mar, devido à presença de terraços de abrasão (fig.47) que atenuam a energia das ondas antes que cheguem à praia. Dessa forma as dunas frontais são menos sujeitas à erosão e apresentam acreção nesse local.

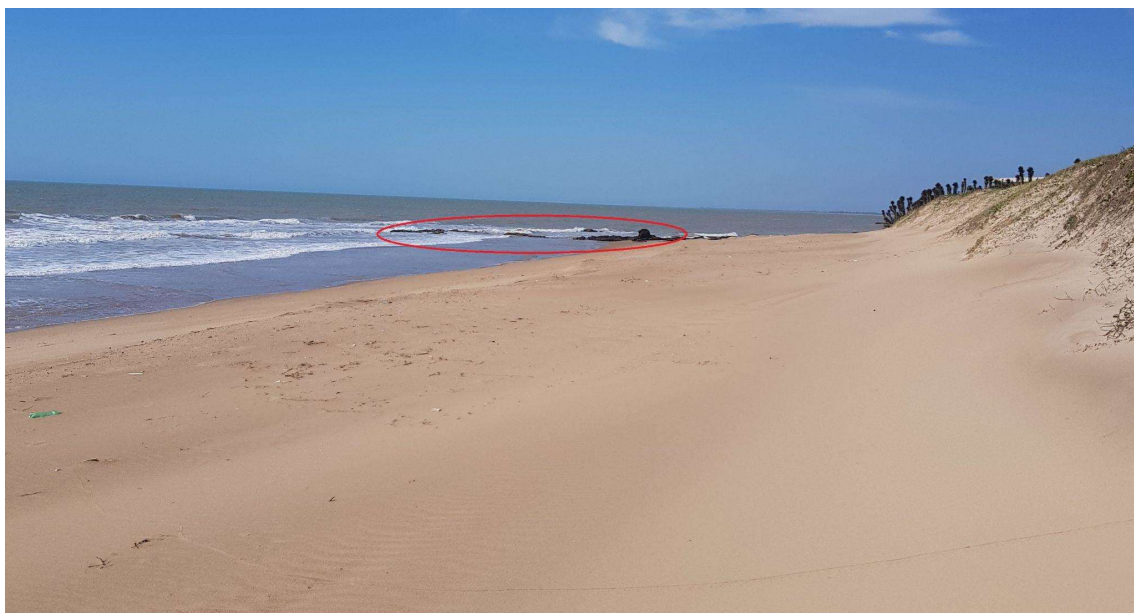


Figura 47. Visão da praia no trecho 4. Em vermelho o terraço de abrasão.

### 3.3.2 Determinação da mobilidade das dunas

A seguir serão apresentados os resultados obtidos a partir da superposição de fotografias aéreas e imagens de satélite para determinação da mobilidade e previsão da evolução da duna em cada trecho.

#### 3.3.2.1 *Trecho 1*

A duna frontal no trecho 1 apresenta-se bem vegetada, em alguns pontos escarpada devido à proximidade da face praial (fig. 48), porém ventos intensos e constantes preenchem rapidamente a escarpa com novo sedimento mantendo a duna frontal estável ao longo dos anos conforme mapa da figura 49.



Figura 48. Foto do ponto 1 em 30/10/2019 olhando em direção ao Sul.

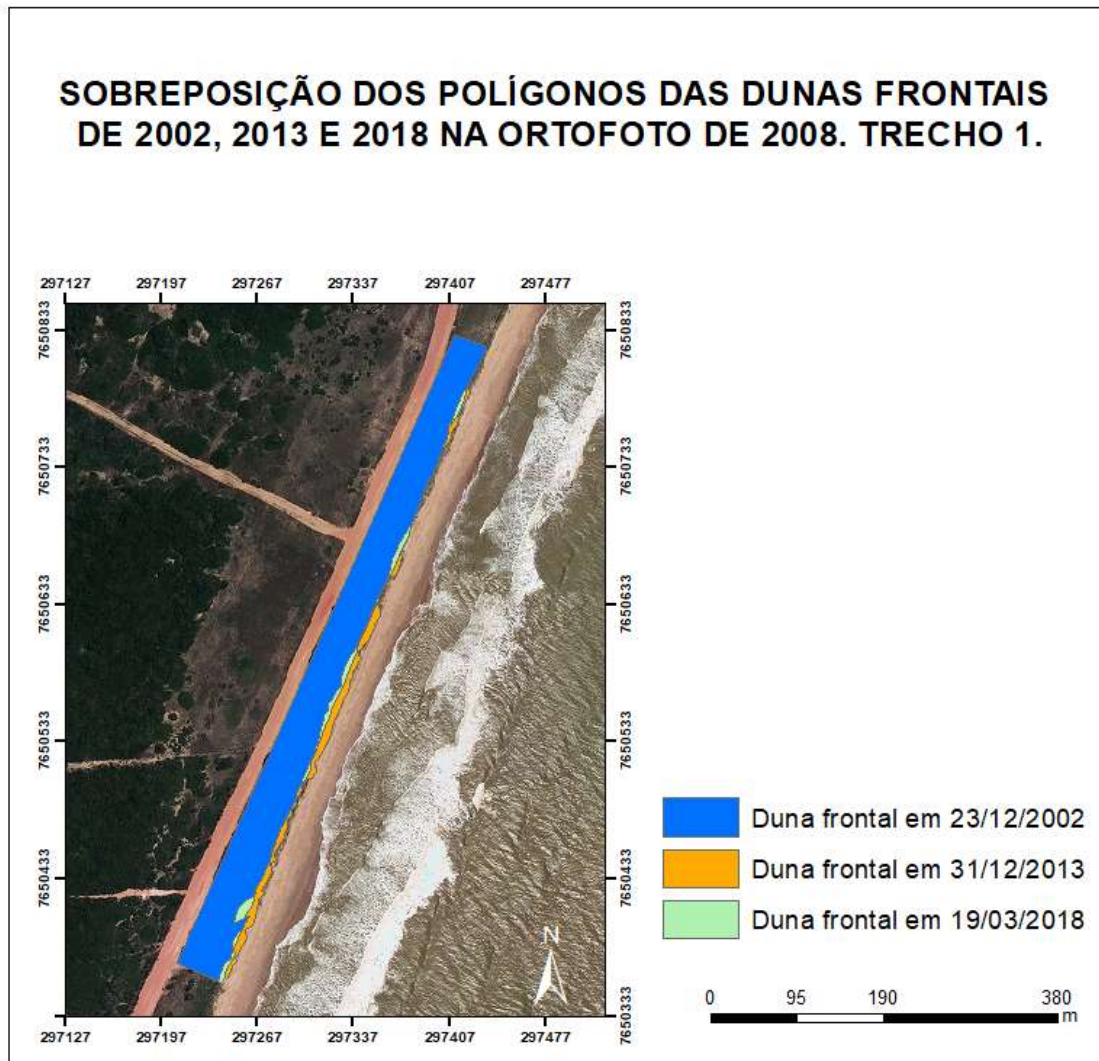


Figura 49. Mapa com a área ocupada pela duna frontal em 2002, 2013 e 2018.

O mapa da figura 50 mostra os locais onde houve erosão e acreção considerando aproximadamente um período de 15 anos: de 23/12/2002 até 19/03/2018. No geral, a duna frontal permaneceu estável com uma pequena erosão na área norte.

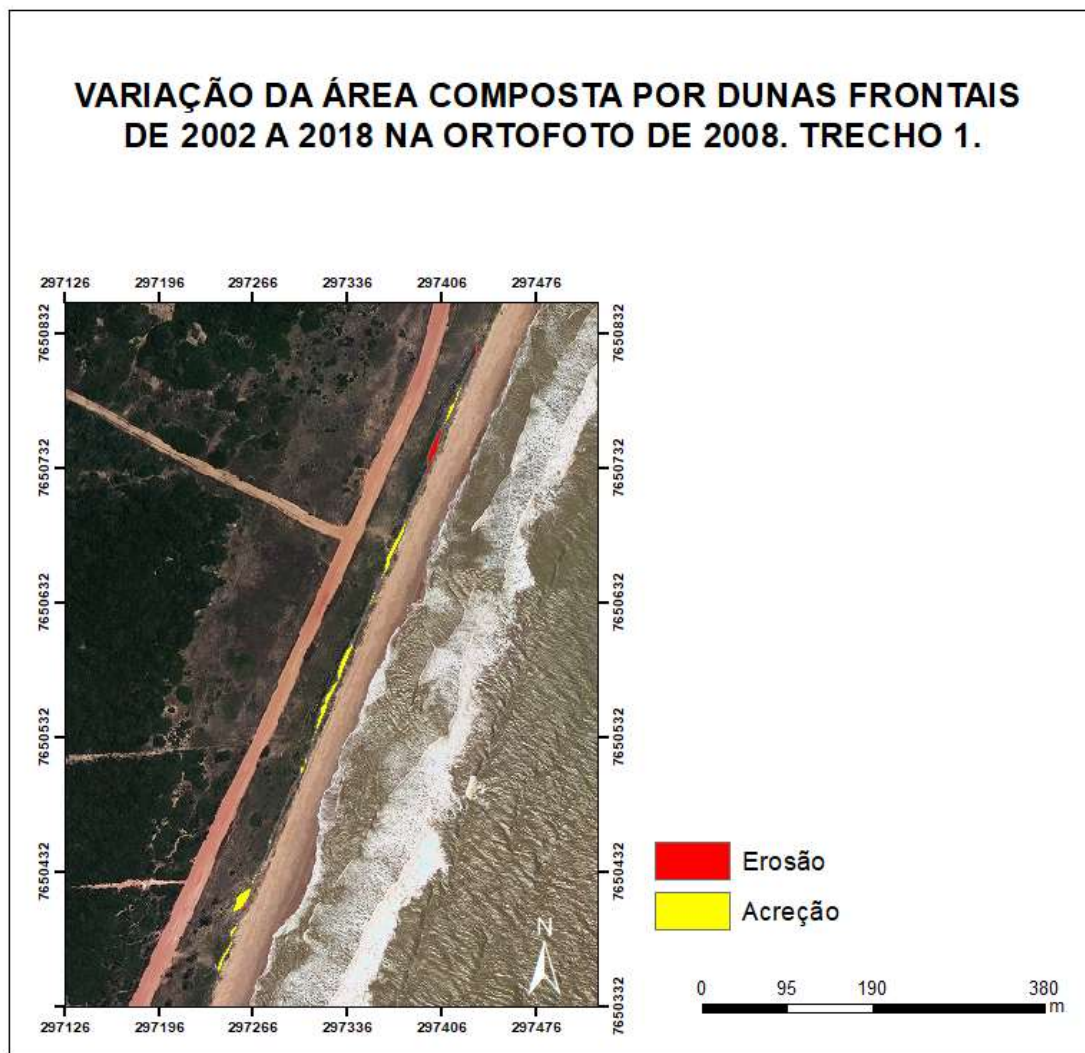


Figura 50. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 1

O deslocamento médio para o período de 2002 a 2018 foi de 1,09 m em direção ao oceano com taxa de mobilidade de 0,07 m/ano.

Os dados apresentados na tabela 17 mostram a variação em m<sup>2</sup> da área da duna para cada imagem analisada: de 2002 até 2012 houve progradação da duna frontal, porém nos anos sucessivos a duna regrediu um pouco, voltando a ocupar a área ocupada em 2010. O gráfico da figura 51 apresenta bem o desenvolvimento da duna frontal no trecho 1, com uma linha de tendência paralela indicando que, a duna frontal, no geral, não apresentou acreção ou erosão significativa ao longo do período considerado.

TRECHO 1			
Data	Área(m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
23/12/2002	13818,1	VERÃO	2002
28/03/2010	14085,1	OUTONO	2010
13/06/2011	16650,5	OUTONO	2011
02/10/2012	16867,6	OUTONO	2012
31/12/2013	15595,7	VERÃO	2013
09/10/2014	14058,7	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	15234,4	OUTONO	2016
06/10/2017	14895,7	INVERNO	2017
19/03/2018	14366,6	PRIMAVERA	2018

Tabela 17. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 1.

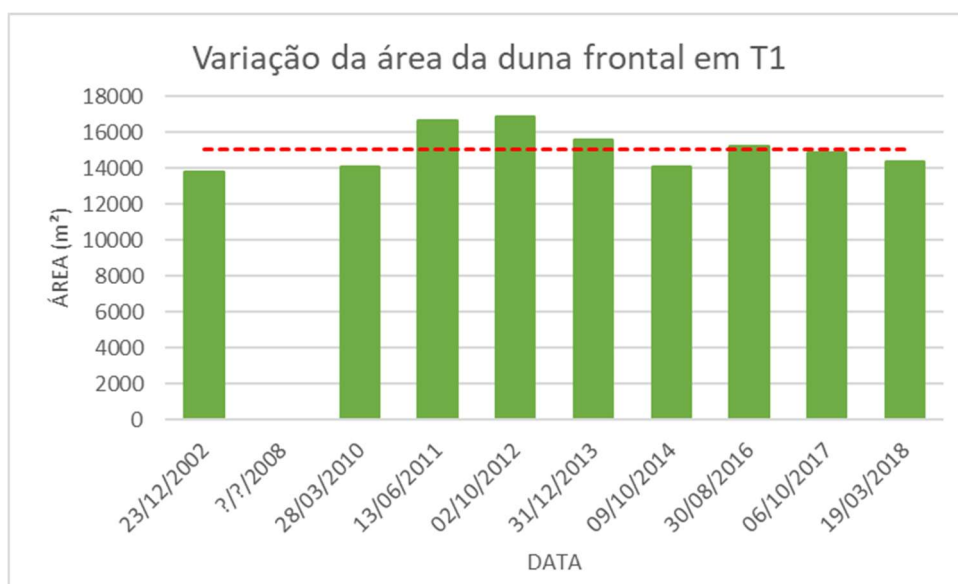


Figura 51. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 1 com linha de tendência

### 3.3.2.2 Trecho 2

A duna frontal do trecho 2 apresenta-se bem estabelecida com uma vegetação arbustiva/arbórea densa na região do pós-duna (fig.52). No flanco frontal da duna frontal observa-se alguns sinais de erosão como a exposição de raízes e a formação de uma escarpa pelo ataque das ondas (fig.53). Novo sedimento carregado pelo vento está recobrando pouco a pouco a área erodida indicando que, apesar do trecho estar localizado em uma área altamente exposta



ao ataque das ondas, a disponibilidade de sedimento, constância dos ventos e vegetação do pós- duna contribuem para a estabilidade da duna nesse trecho. Assim, como mostrado no mapa da figura 54 a posição da duna frontal nesse trecho se manteve moderadamente estável ao longo do período considerado.



Figura 52. Duna frontal no trecho 2 com foco para a vegetação do pós-duna. Campanha de campo de 06/05/2019.



Figura 53. Visão da duna frontal no trecho 2 olhando em direção ao Norte (30/10/2019).

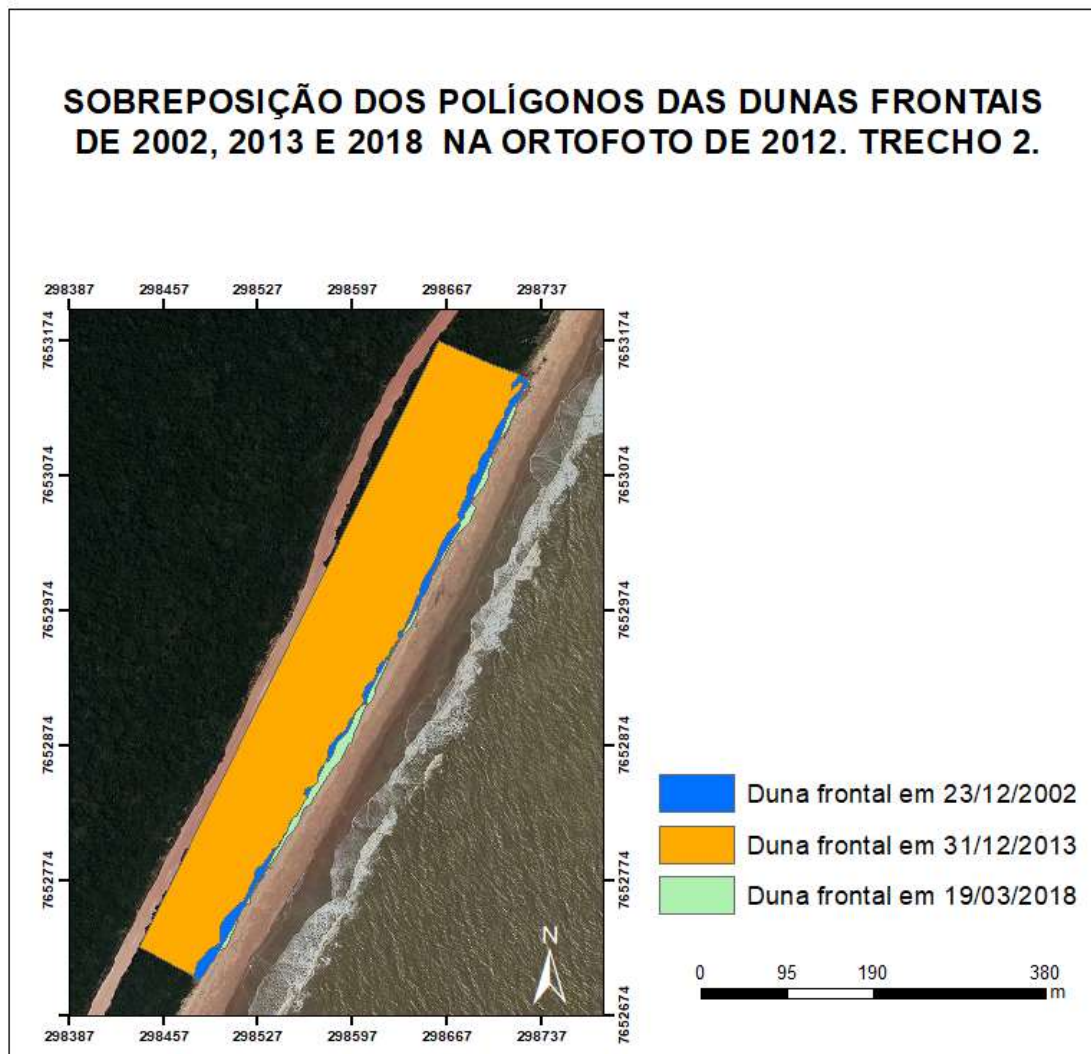


Figura 54. Mapa do trecho 2 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013 e 2018.

O mapa da figura 55 mostra os locais que apresentaram acreção e erosão ao longo do período considerado. Teve somente um ponto apresentando erosão no sul do trecho, e pelo resto teve acreção ao longo do período estudado (2002 até 2018).

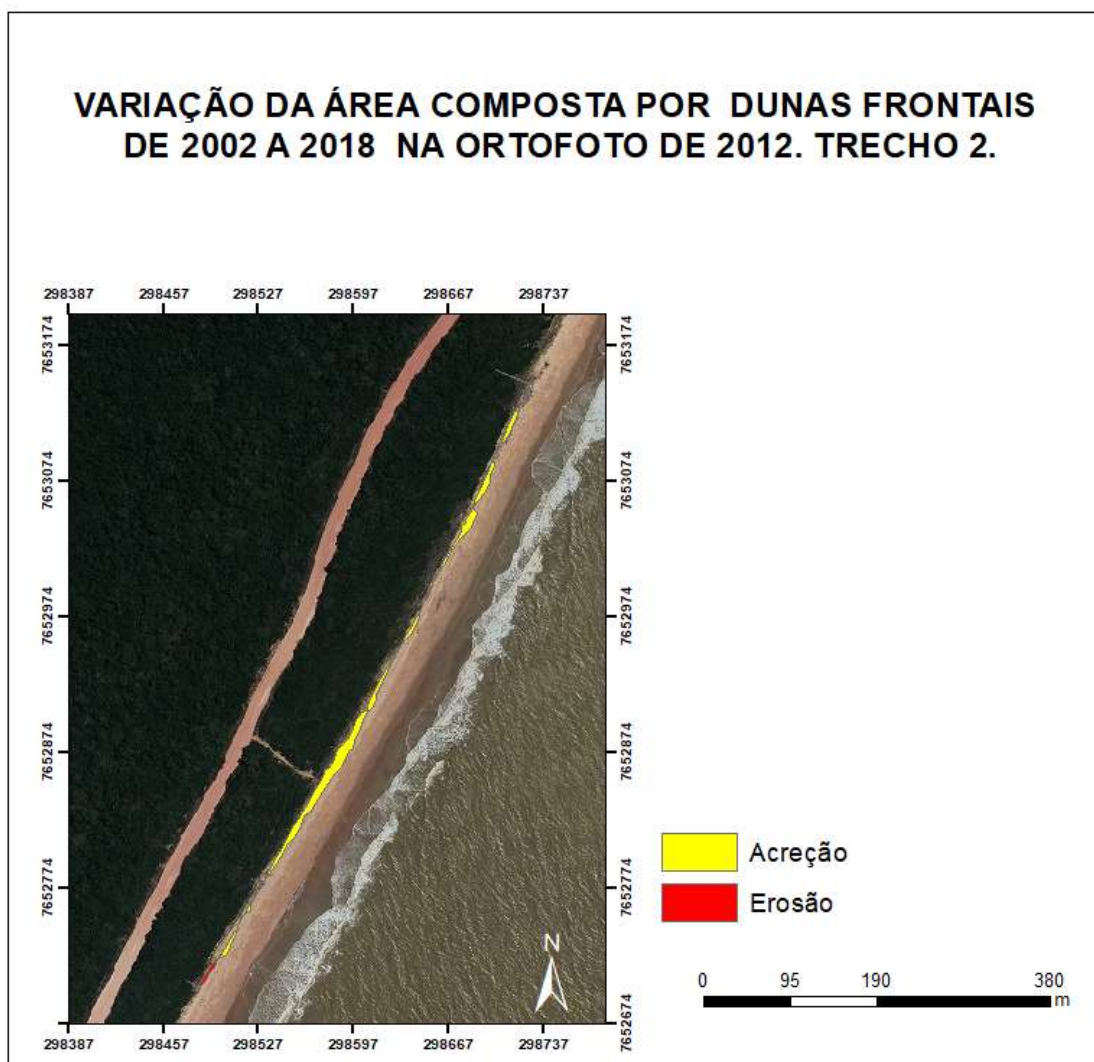


Figura 55. Mapa apresentando os locais de acreção e erosão da duna frontal ao longo do período considerado.

A tabela 18 resume o comportamento da duna entre 2002 e 2018: em 2014 a duna sofreu uma perda de área substancial e somente em 2018 a duna frontal conseguiu se recuperar plenamente. Os anos que apresentaram maior erosão foram os anos de 2013 e 2014. Nesse trecho se encontra em uma área altamente exposta ao ataque das ondas podendo ocorrer erosão das duas em ocorrência de eventos particularmente intensos:

TRECHO 2			
Data	Área(m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
23/12/2002	33419,2	VERÃO	2002
?/?/2008	32309,4		
23/12/2009	33651,7	VERÃO	2009
28/03/2010	32376	OUTONO	2010
13/06/2011	33709,2	OUTONO	2011
02/10/2012	34805,3	OUTONO	2012
31/12/2013	31687,7	VERÃO	2013
09/10/2014	29165,3	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	32073,1	OUTONO	2016
06/10/2017	32478,6	INVERNO	2017
19/03/2018	34701	PRIMAVERA	2018

Tabela 18. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 2.

A taxa de mobilidade calculada foi de 0,17m/ano com deslocamento médio de 2,56 m em direção ao oceano no período de 2002 a 2018. Ainda assim, devido a vulnerabilidade da duna nesse trecho ainda com a presença de vegetação no retroterra caracteriza esta duna como moderadamente estável. O gráfico da figura 56 mostra a linha de tendência levemente para baixo devido à perda de área no triênio 2013-2016.

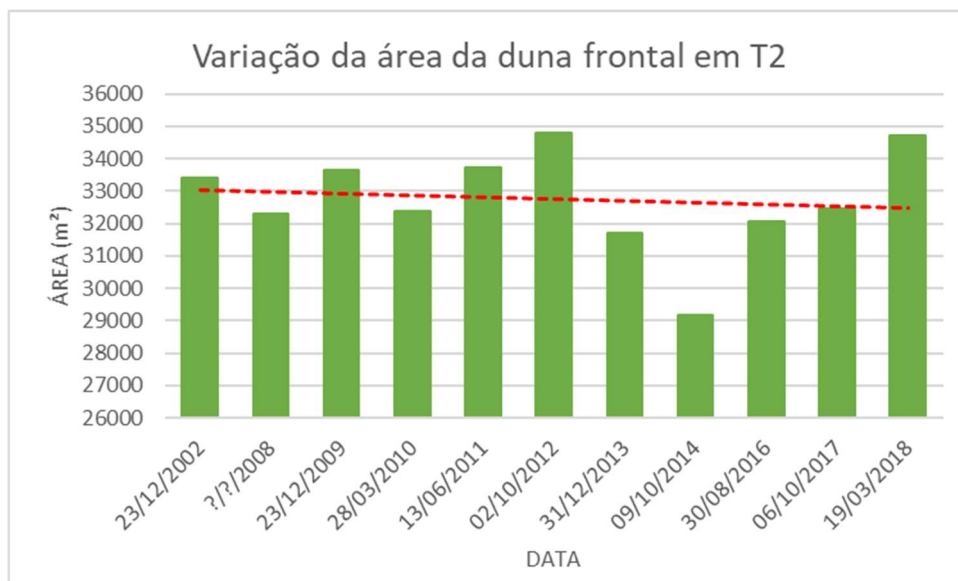


Figura 56. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 2, com linha de tendência

### 3.3.2.3 Trecho 3

A duna frontal no trecho 3 é caracterizada por uma altura atenuada e uma cobertura vegetal homogênea na crista e no pós-duna dominada pela espécie *Ipomoea pes-caprae* (L.) R.Br. A duna frontal tem um comportamento desigual ao longo do arco praial com seções escarpadas e seções onde há crescimento esparsa da vegetação em direção à praia. A berma da praia é escarpada e observa-se a presença de cúspides indicando o estado intermediário da praia (fig. 57).



Figura 57. Visão da duna frontal no trecho 3 olhando em direção ao Norte (30/10/2019).

O mapa da figura 58, apresenta o desenvolvimento da duna frontal nos últimos anos. A diminuição da área ocupada pela duna de 2002 até 2018 é evidente ao longo de todo trecho 3 e indica que esta duna apresenta mobilidade em direção ao continente (fig.59).

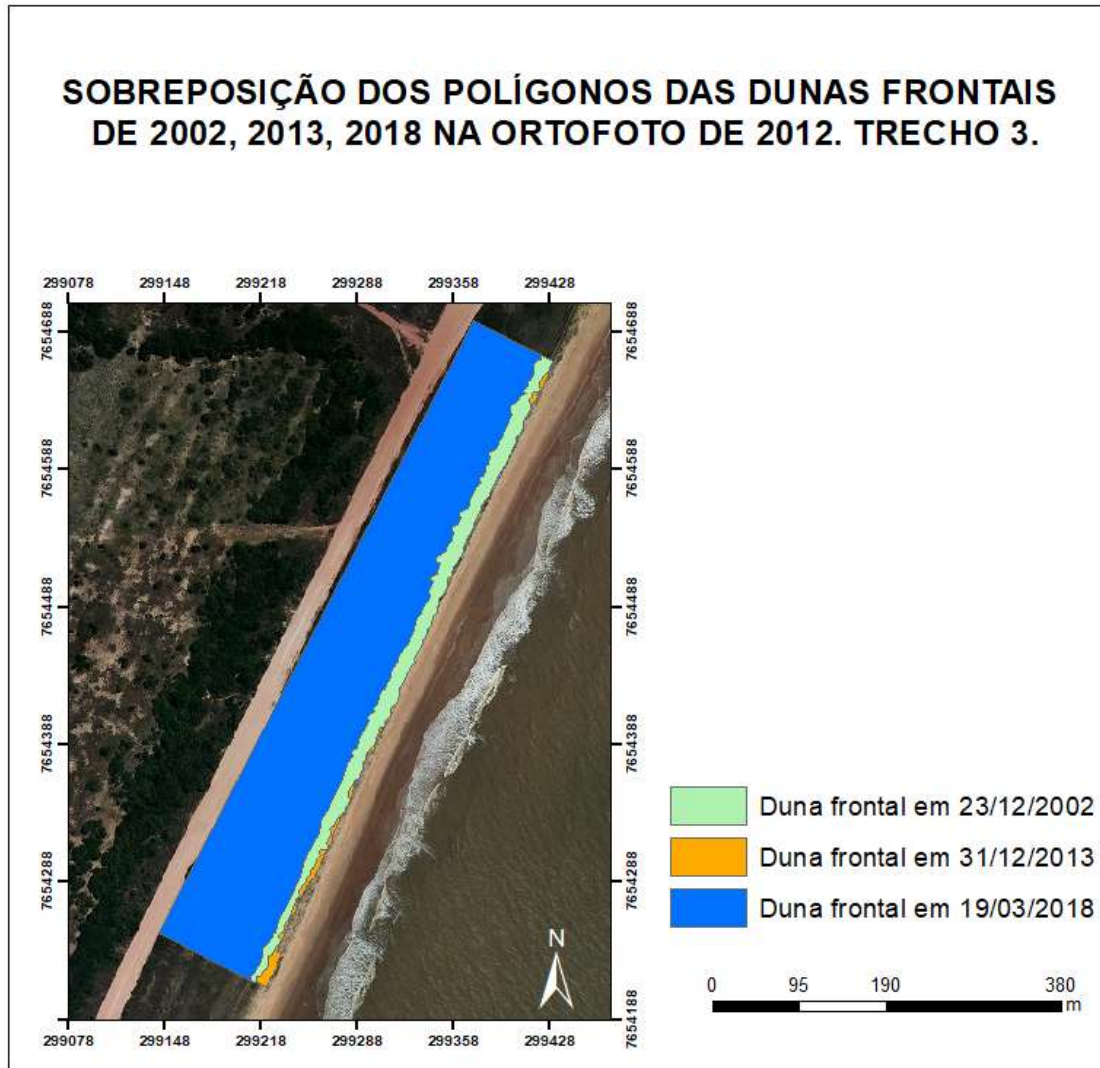


Figura 58. Mapa do trecho 3 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013 e 2018.



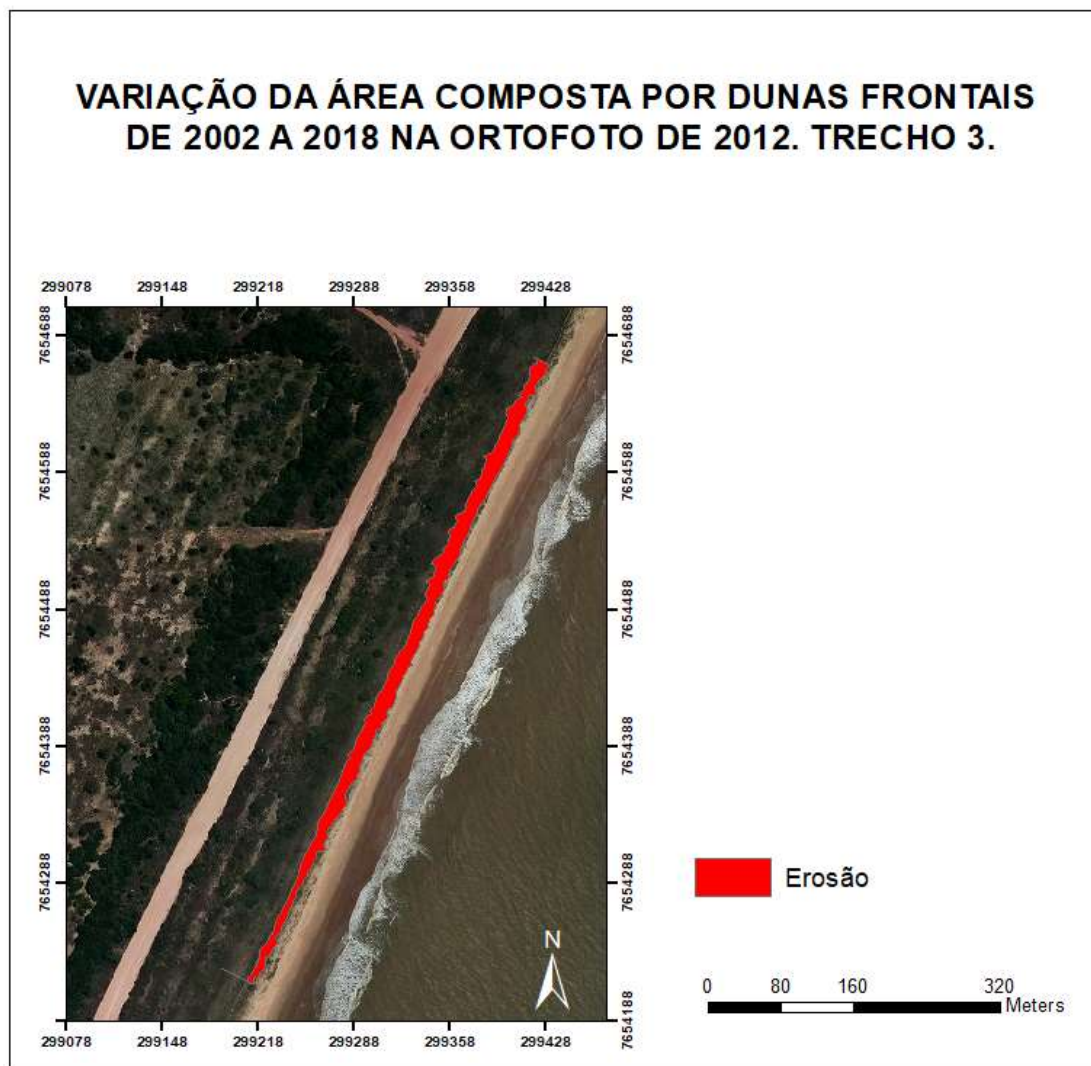


Figura 59. Mapa apresentando os pontos de erosão da duna frontal no trecho 3.

Os dados da variação da área da duna resumidos na tabela 19, confirmam a constante perda de área da duna frontal a partir de 2005, com o pico da erosão em 2017; somente em 2018 a erosão parou e houve acreção provavelmente devido à diminuição da intensidade dos ventos.

TRECHO 3			
Data	Área(m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
23/12/2002	36717,85236	VERÃO	2002
08/06/2005	41253,95856	OUTONO	2005
?/?/2008	39170,91525		2008
28/03/2010	37569,78935	OUTONO	2010

13/06/2011	37052,62267	OUTONO	2011
02/10/2012	38582,89474	OUTONO	2012
31/12/2013	37136,48257	VERÃO	2013
09/10/2014	35424,0695	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	33027,54627	OUTONO	2016
06/10/2017	27710,17672	INVERNO	2017
19/03/2018	31949,98079	PRIMAVERA	2018

Tabela 19. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 3.

Nesse trecho o deslocamento médio entre 2002 e 2018 foi considerável: -9,54 m, com taxa de mobilidade em direção ao continente de -0,64m/ano. A maior erosão ocorreu no triênio 2014/2017 quando taxa de mobilidade da duna frontal no trecho considerado foi de -5,13 m/ano conforme tabela 20.

Anos	Deslocamento médio
2002/2005	9,058081782
2005/2008	-4,159597652
2008/2011	-4,229986379
2011/2014	-3,252033162
2014/2017	-15,4037557

Tabela 20. Deslocamento médio trienal das dunas frontais em T3.

O mapa da figura 60, mostra a erosão gradual da duna neste trecho com movimento em direção ao continente apesar da parcial recuperação em 2018. A linha de tendência inclinada para baixo do gráfico da figura 61 comprova o comportamento erosivo da duna frontal nesse trecho.

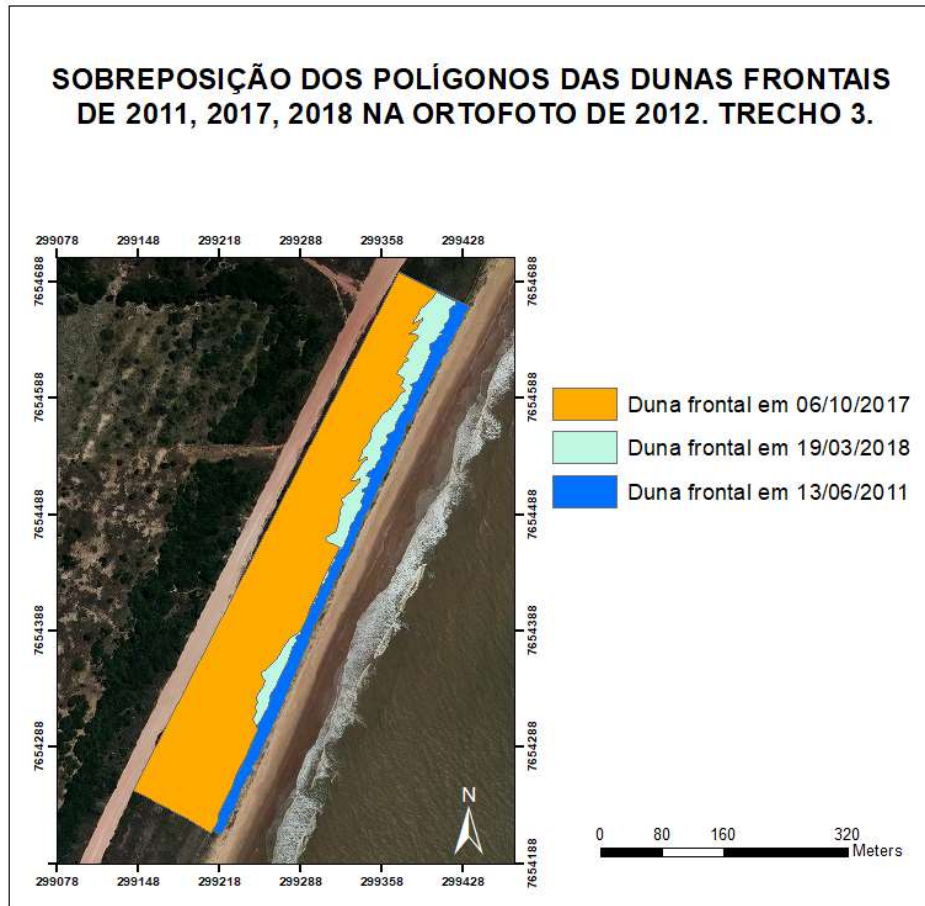


Figura 60. Mapa indicando a distribuição em planta da duna frontal no T3 de 2005 até 2017.

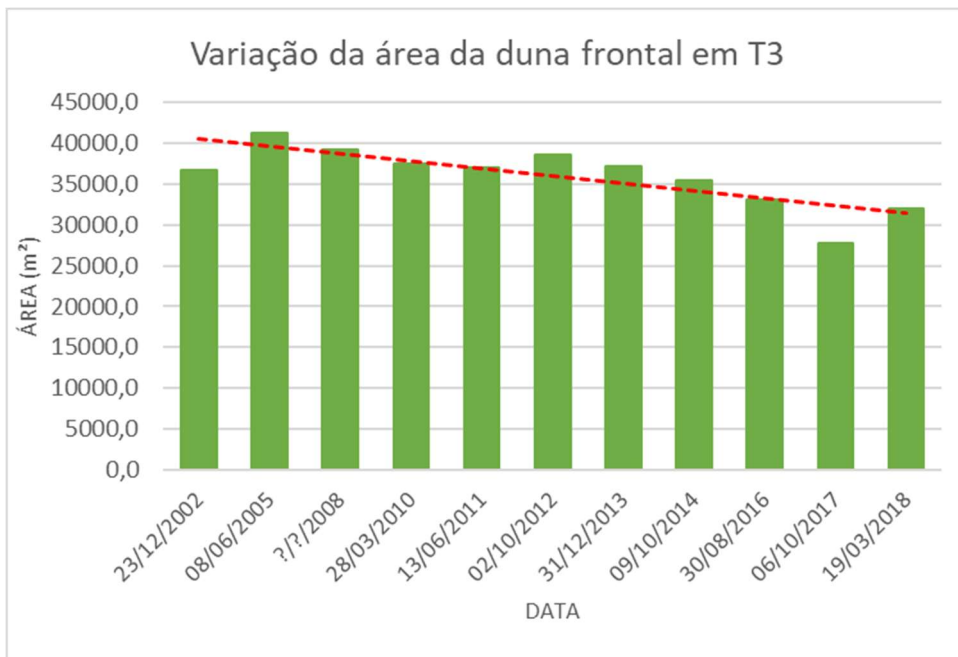


Figura 61. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 3 com linha de tendência

#### 3.3.2.4 Trecho 4

A duna frontal no trecho 4 apresenta-se bem desenvolvida com vegetação densa estabilizando o flanco frontal e sem sinal de erosão (Fig.62). Parte da vegetação é progressivamente soterrada por novo sedimento eólico disponibilizado na praia larga e de baixo gradiente.

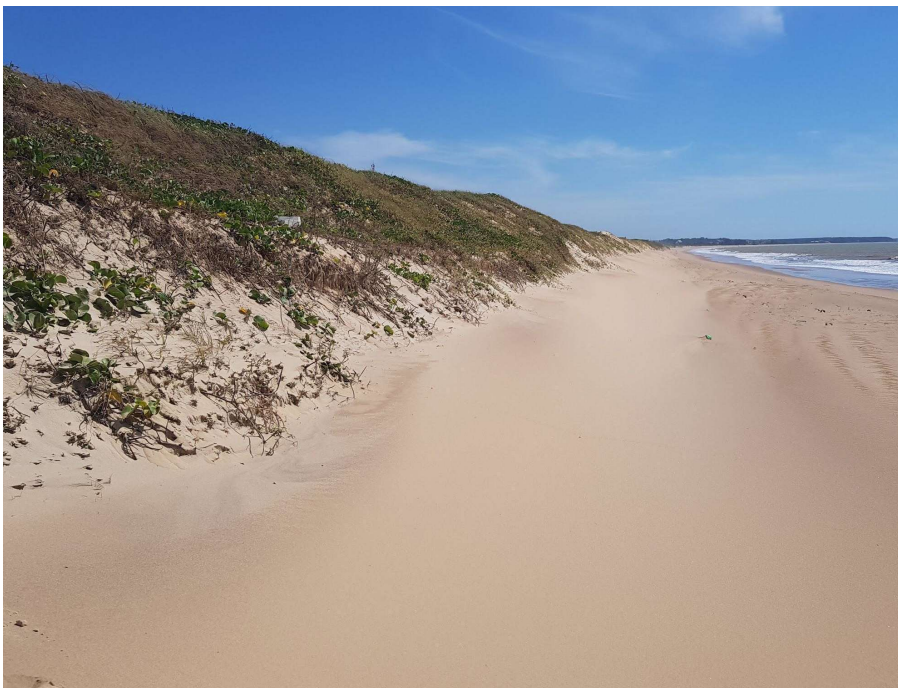


Figura 62. Visão da duna frontal no trecho 4 olhando em direção ao Norte (31/10/2019).

O mapa da figura 63, com a sobreposição dos polígonos das dunas frontais, indica o comportamento estável e prográdante da duna nesse trecho devido a disponibilidade de sedimento e ação constante dos ventos.

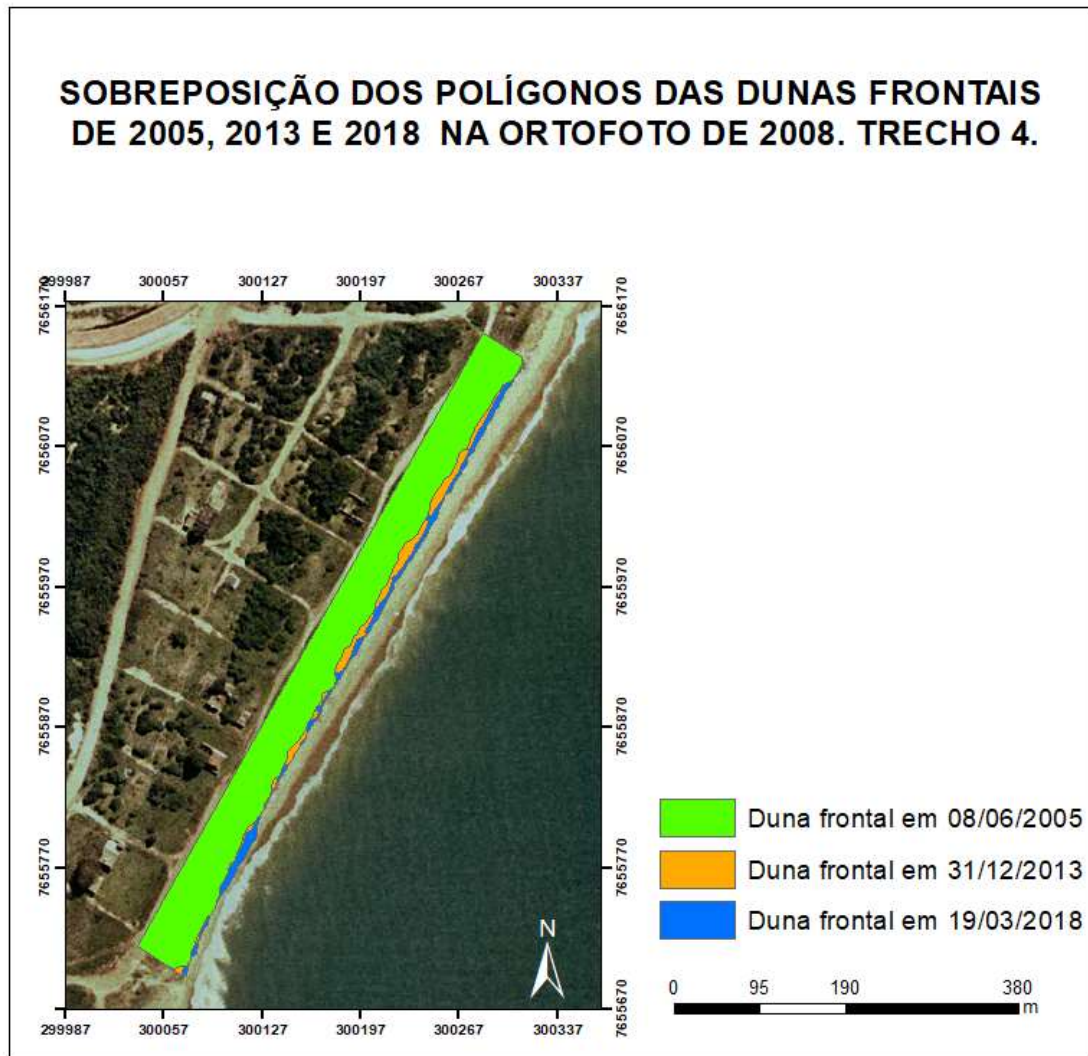


Figura 63. Mapa do trecho 4 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2005, 2013 e 2018.

Ao longo de todo trecho não há erosão, mas somente acreção (fig.64).

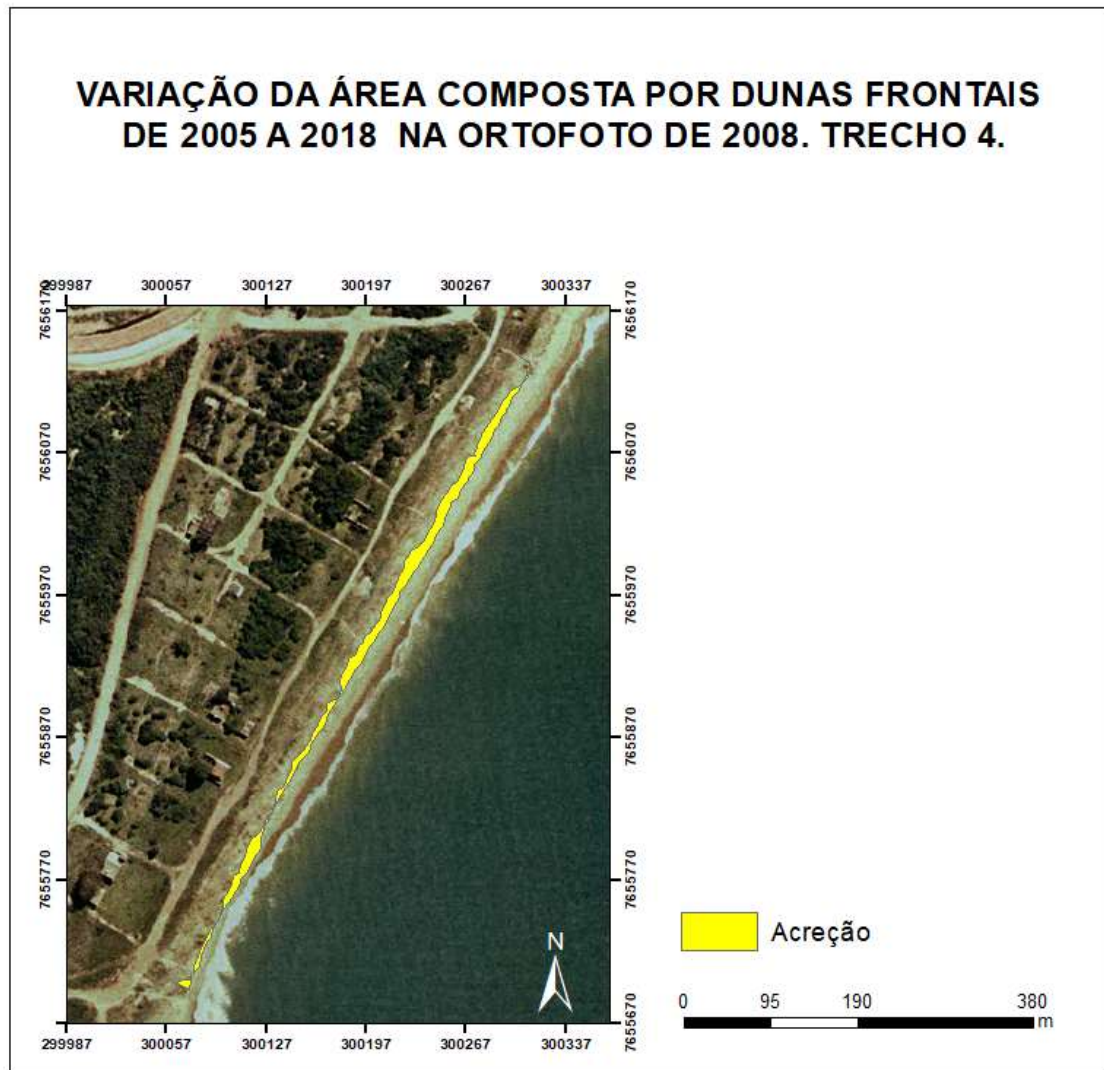


Figura 64. Mapa apresentando os pontos a acreção da duna frontal no trecho 4.

Uma análise mais detalhada da variação da área da duna indica que ainda assim teve anos em que a duna erodiu como em 2010, 2013, 2014 e 2017 conforme tabela 21.

TRECHO 4			
Data	Área (m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
08/06/2005	14595,5	OUTONO	2005
?/?/2008	16658,9		2008
28/03/2010	14232,3	OUTONO	2010
30/06/2011	16665,2		
31/12/2013	15612,5	OUTONO	2013
09/10/2014	15371,4	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	17830,4	INVERNO	2016
06/10/2017	16267,3	PRIMAVERA	2017
19/03/2018	16924,6	INVERNO	2018

Tabela 21. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 4.

O deslocamento médio calculado ao longo do período 2005-2018 é de 4,66m em direção ao oceano com taxa de mobilidade de 0,36m/ano. A duna é caracterizada como estável e progratante nesse ponto como comprovado pelo gráfico da figura 65 que apresenta uma linha de tendência subindo.

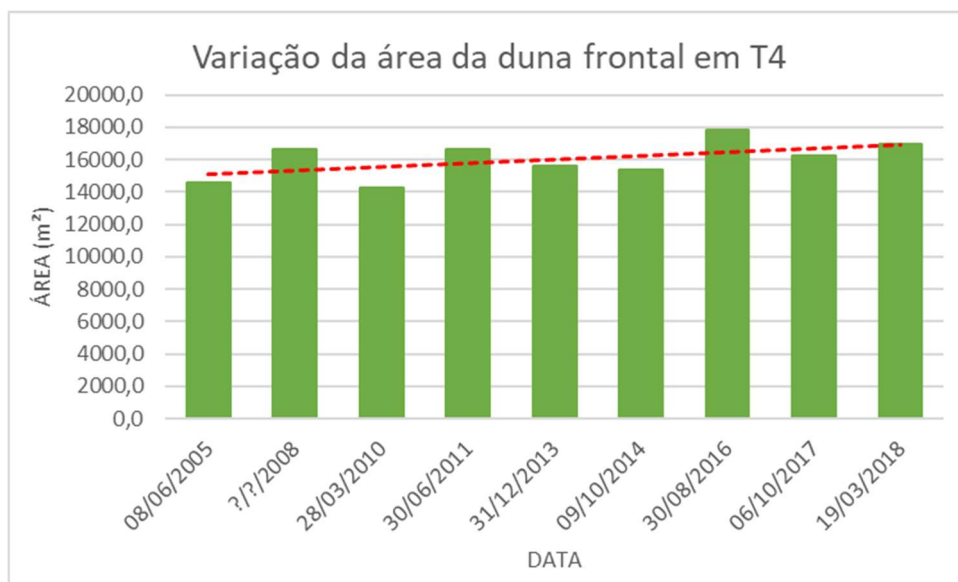


Figura 65. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 4 com linha de tendência

### 3.3.2.5 Trecho 5

A duna frontal no trecho 5 apresenta características de duna frontal bem desenvolvida, com altura elevada e crescimento de vegetação pioneira na face barlavento. A exposição de raízes e uma escarpa ao longo de todo este trecho de duna frontal indicam a alta exposição às ondas da orla.

No pé da duna frontal observa-se o gradual preenchimento da escarpa por areia recém transportada pelo vento, parte deste sedimento também é depositado no flanco frontal da duna soterrando parcialmente a vegetação (fig.66).



Figura 66. Visão da duna frontal no trecho 5 olhando em direção ao Sul (30/10/2019). A face sotavento da duna frontal apresenta uma cobertura vegetal contínua com crescimento de vegetação arbustiva (fig. 67).





Figura 67. Visão da face sotavento da duna frontal no trecho 5 (30/10/2019)

A sobreposição de fotografias aéreas (fig. 68) e a análise da área da duna frontal de 2005 a 2018 (tabela 22) mostram que a duna frontal no trecho 5 é moderadamente estável e que não houve recuo da duna frontal apesar dos indícios de erosão.

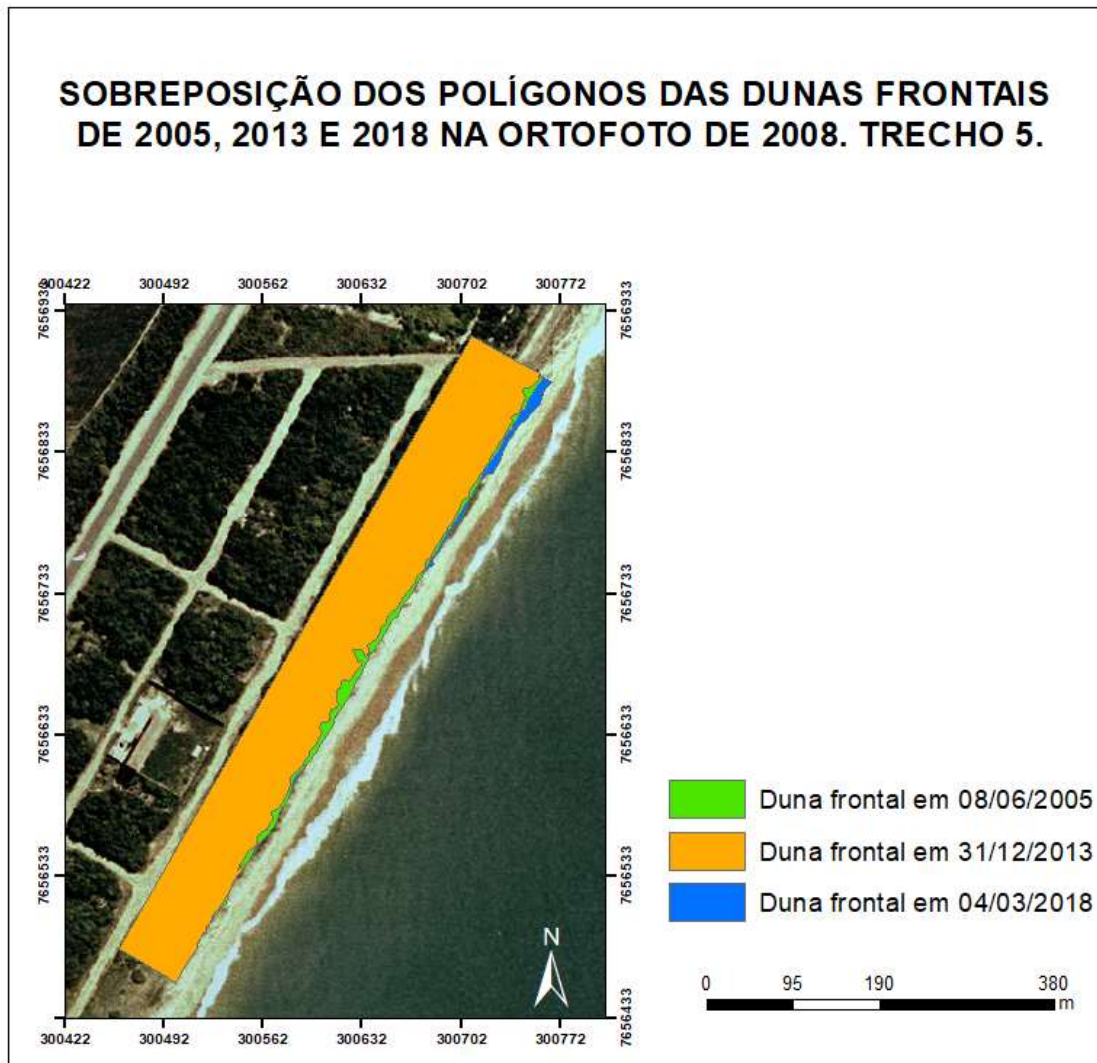


Figura 68. Mapa do trecho 5 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2005, 2013, 2018.

O mapa da figura 69 apresenta os locais de erosão e acreção ao longo desse trecho de duna frontal: na seção sul do trecho houve uma moderada erosão de 2005 a 2018, enquanto mais sedimento foi depositado na seção norte da duna, em acreção.

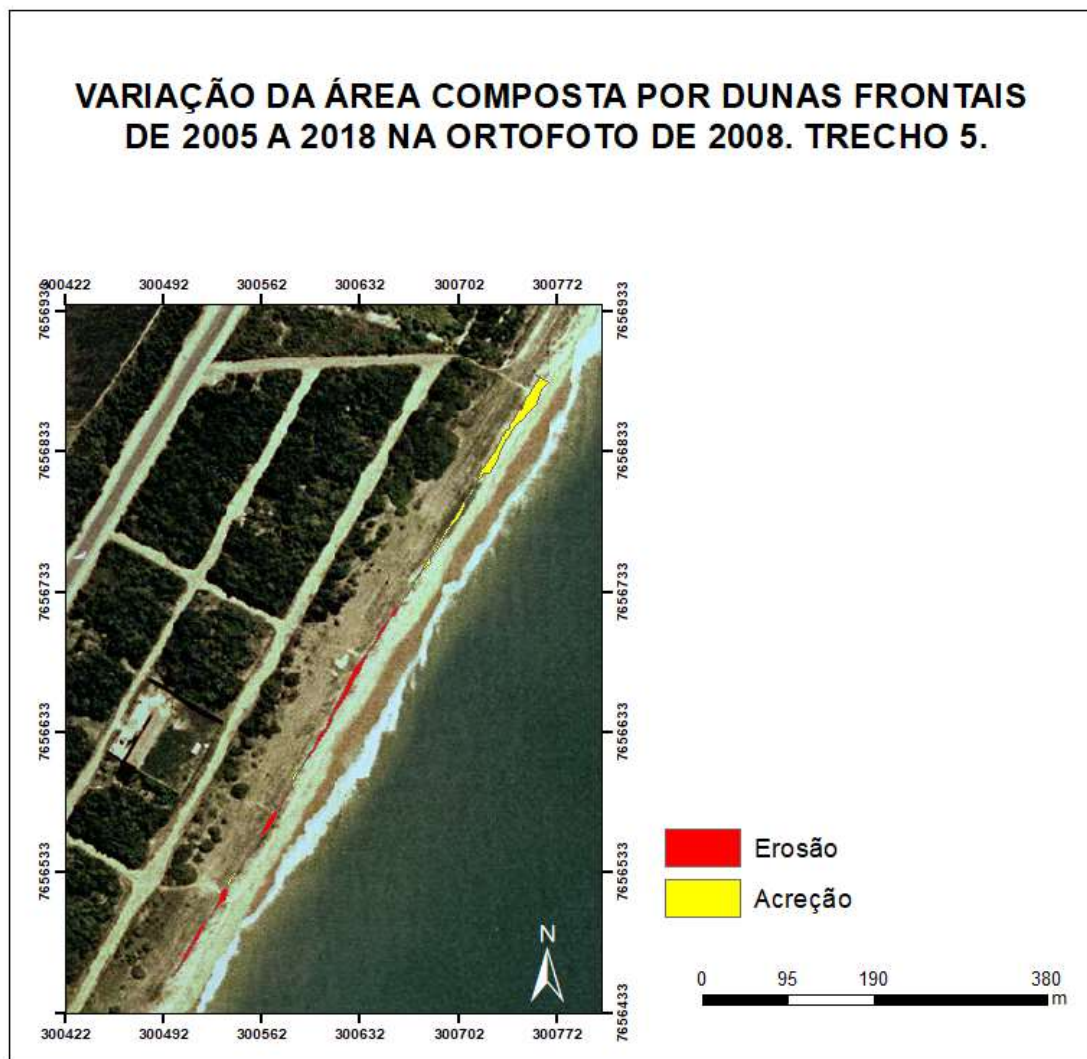


Figura 69. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 5.

A tabela 22, mostra que nos anos de 2014 e 2017 a duna frontal regrediu levemente devido a intensificação do vento (e das ondas), para voltar à estabilidade em 2018.

TRECHO 5			
Data	Área (m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
23/12/2002	25969,3	VERÃO	2002
08/06/2005	25833,7	OUTONO	2005
?/?/2008	27924,5		2008
28/03/2010	26259,2	OUTONO	2010
13/06/2011	25783,5	OUTONO	2011
31/12/2013	24626	VERÃO	2013
09/10/2014	23236,4	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	25797,4	INVERNO	2016
06/10/2017	23834,2	PRIMAVERA	2017
04/03/2018	25843,2	INVERNO	2018

Tabela 22. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 5.

O deslocamento médio calculado para este trecho é de -0,25m em direção ao continente no período de 2005 até 2018, com taxa de mobilidade de -0,02m/ano. A linha de tendência do gráfico é levemente inclinada para baixo indicando que a dunas frontais nesse trecho é moderadamente estável (fig.70).

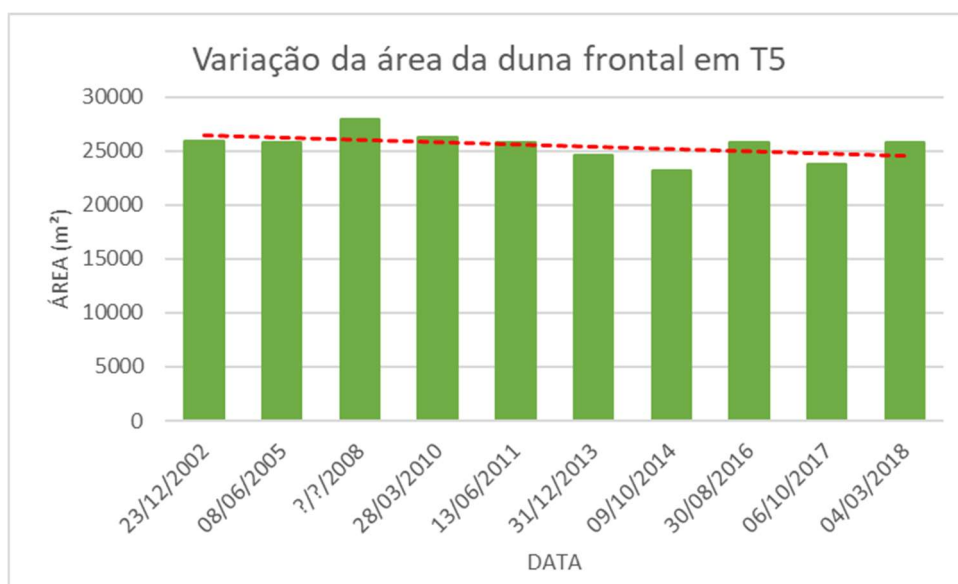


Figura 70. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 5 com linha de tendência

### 3.3.2.6 Trecho 6

O trecho 6 apresenta características de desenvolvimento de cristas de dunas frontais, com dunas frontais de tamanho moderado, progredindo em direção ao oceano (fig. 71). Ao sopé das dunas frontais ocorre um terraço de dunas frontais incipientes colonizadas pela vegetação pioneira *Ipomea pes-caprae* (L.) r.Br.



Figura 71. Visão das cristas de dunas frontais no trecho 6 olhando em direção ao Sul (foto de 29/10/2019)

As figuras 72 e 73 mostram o desenvolvimento da duna frontal entre maio e outubro 2019 (campanhas de campo): em outubro, parte da vegetação colonizadora da duna frontal incipiente foi soterrada pela areia eólica, mas a duna não foi erodida pelas ondas nesse período, indicando estabilidade. Isso também mostra que grande parte da areia transportada pelo vento é trapeada pela vegetação da duna incipiente que é o primeiro obstáculo que encontra.



Figura 72. Visão da duna frontal no trecho 6 olhando em direção ao norte (foto de 06/05/2019)

Fonte: Foto da autora.



Figura 73. Visão da duna frontal no trecho 6 olhando em direção ao norte (29/10/2019). Fonte: Foto da autora.

A escarpa formada na berma indica que a praia é altamente exposta a ação das ondas, ainda assim, isso não afeta o desenvolvimento das dunas frontais devido à proximidade fluvial e à grande disponibilidade de sedimento nesse trecho (fig.74). Parte desse sedimento, constituído por minerais pesados em boa parte provenientes das falésias, é acumulado no pé da escarpa, comprovando que o vento não tem competência suficiente para transportar estes grãos mais pesados até a duna frontal.



Figura 74. Fotografia da duna frontal no trecho 6 com foco na escarpa formada no berma (campanha de campo de 29/10/2019). Fonte: Foto da autora.

O mapa com a sobreposição dos polígonos das dunas frontais (fig. 75) também mostra o estado progradante da duna frontal nesse trecho. A acreção concentrou-se na seção norte do trecho (mais próximo da foz do rio), já na seção sul neste trecho houve uma moderada erosão ao longo do período considerado conforme mapa da figura 76.



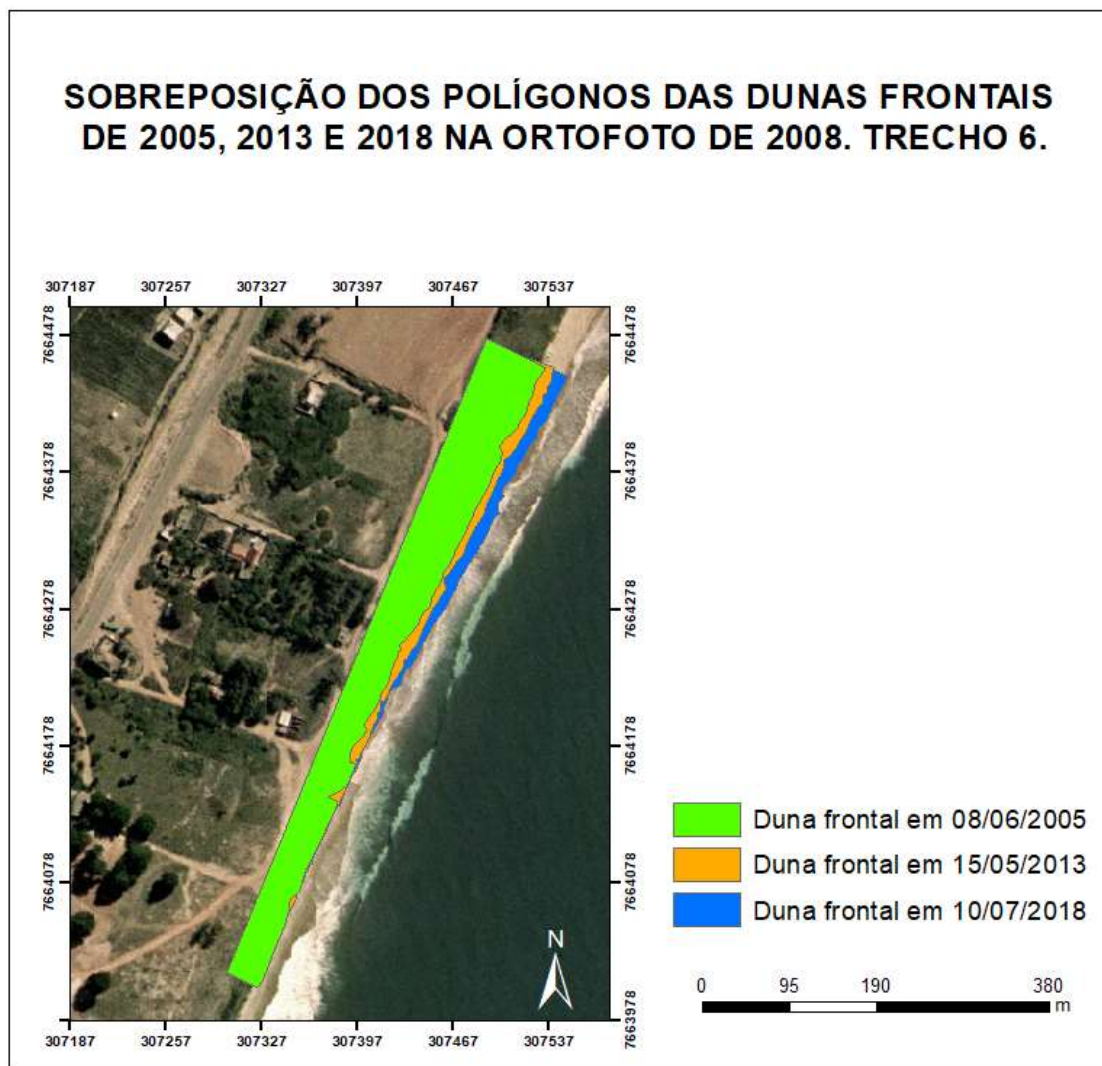


Figura 75. Mapa do trecho 6 com a sobreposição dos polígonos da duna frontal nos anos 2002, 2013, 2018.

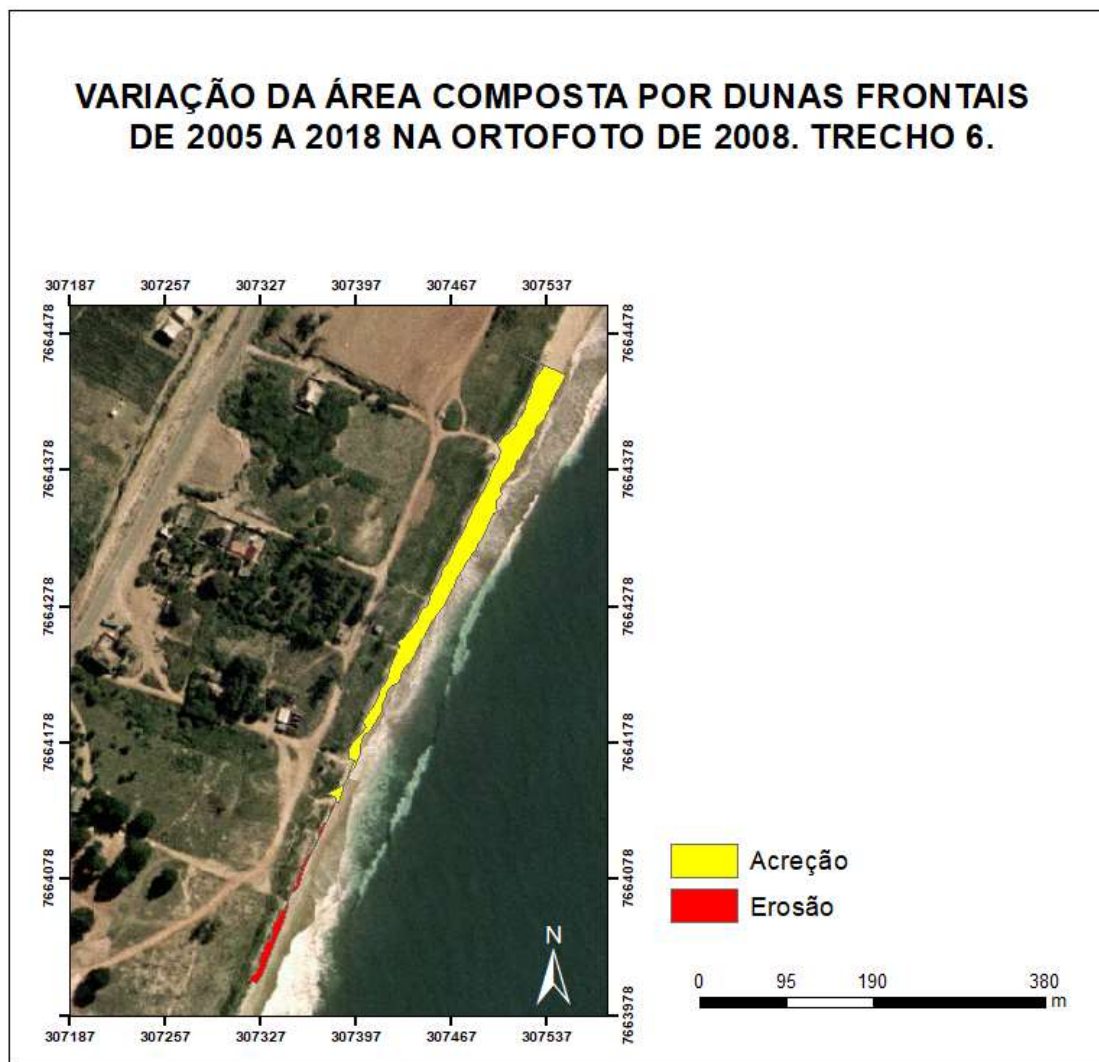


Figura 76. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 6 no período de 2005 a 2018.

A tabela 23 indica a variação da área da duna para cada imagem/fotografia analisada. Também nesse trecho, os anos que apresentaram maior perda da área ocupada pela duna foram os de 2014 e de 2017. Porém em 2016, 2018 e 2019 houve uma acreção significativa da duna frontal com total recuperação da erosão sofrida, assim que hoje a duna é estável e progredante conforme mapa da figura 77.

TRECHO 6			
Data	Área(m <sup>2</sup> )	Estação	Ano
08/06/2005	16266,8	OUTONO	2005
?/?/2008	16188,2		2008
28/03/2010	18116,3	OUTONO	2010
15/05/2013	18221,6	OUTONO	2013
09/10/2014	16708,5	PRIMAVERA	2014
30/08/2016	21048,3	INVERNO	2016
26/11/2017	17533,3	PRIMAVERA	2017
10/07/2018	19893,6	INVERNO	2018
30/07/2019	21917,1	INVERNO	2019

Tabela 23. Área da duna frontal calculada para cada imagem/fotografia analisada no trecho 6.

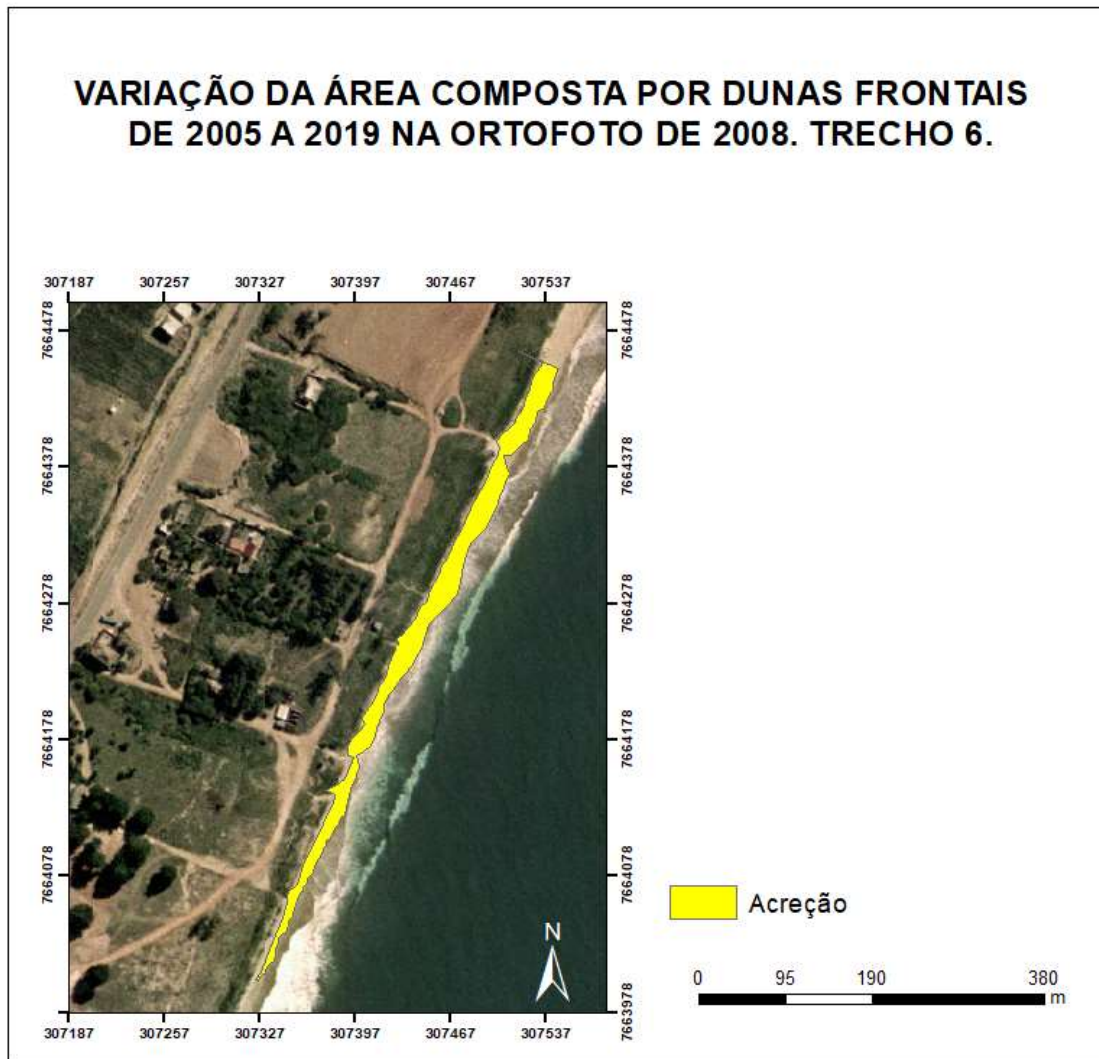


Figura 77. Mapa apresentando os pontos de erosão e acreção da duna frontal no trecho 6 no período de 2005 a 2019.

O deslocamento calculado para esse trecho foi de 11,3m em direção ao oceano, no período entre 2005 e 2019, com taxa de mobilidade de 0,8 m/ano.

O gráfico da figura 78 com a linha de tendência subindo, comprova o estado progredante da duna frontal nesse trecho, apesar dos episódios erosivos em 2014 e 2017.

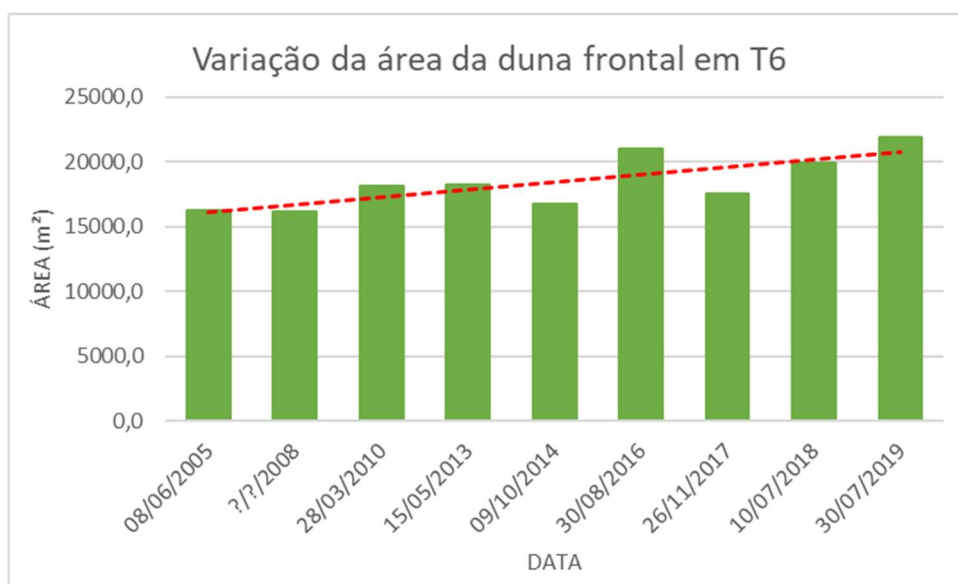


Figura 78. Gráfico apresentando a variação da área da duna frontal no trecho 6 com linha de tendência

### 3.3.3 Síntese dos resultados obtidos através da superposição de imagens

Na tabela 24 é apresentada a síntese dos resultados obtidos com a sobreposição de imagens de satélite/ fotografias aéreas e a aplicação do método do polígono de mudança.

TRECHO	PERÍODO	DESLOCAMENTO	TAXA DE MOBILIDADE	DIAGNÓSTICO
1	23/12/2002 - 19/03/2018	1,09 m	0,07 m/ano	Duna estável
2	23/12/2002 - 19/03/2018	2,56 m	0,17 m/ano	Duna moderadamente estável
3	23/12/2002 - 19/03/2018	-9,54 m	-0,64 m/ano	Duna com movimento em direção ao continente
4	08/06/2005-19/03/2018	4,66m	0,36 m/ano	Duna estável e progradante
5	08/06/2005-19/03/2018	-0,25m	-0,02m/ano	Duna moderadamente estável
6	08/06/2005-30/07/2019	11,3m	0,8 m/ano	Desenvolvimento de cordões de dunas frontais

Tabela 24. Apresentação dos resultados obtidos com a aplicação do método do polígono de mudança.

### 3.4 Discussão

#### 3.4.1 Resposta das dunas frontais a anomalias na velocidade do vento e na precipitação

O vento, conhecido por ser agente formador das dunas frontais, pode também causar a erosão das dunas.

Segundo Tomazelli (1993), o vento favorece o desenvolvimento das dunas frontais, mas também afeta a deriva litorânea e a configuração das praias, por gerar as ondas e correntes marinhas.

Donker *et al* (2018) relatam que ventos fortes influenciam localmente o nível médio do mar podendo favorecer a erosão da base da duna frontal. Ademais, ventos particularmente intensos podem transportar a areia para além das dunas frontais e causar maré meteorológica, com diminuição da largura da praia, que é a fonte de sedimento da duna frontal (Davidson Arnott & Law, 1996). Diante disso, os ventos mais eficazes para o transporte de sedimento da praia até as dunas frontais são moderados e oblíquos, pois ventos perpendiculares à linha de costa são associados à maré meteorológica e ondas mais altas (Davidson Arnott e Law (1990).

De acordo com Nogueira (2014), a intensificação do ASAS gera no ES ondas com direção de nordeste e leste e altura significativa acima de 2,5m e até 3,7m. Firmino e Bulhões (2020) também observaram que no Espírito Santo, ventos alísios de nordeste e leste nordeste, quando fortes (Beaufort 7), direcionam ondas de energia elevada e com as maiores alturas significativas para o litoral, sendo responsáveis por processos de erosão costeira. Segundo Eguchi e Albino (2021) no litoral sul do Espírito Santo, as ondas de ressaca são associadas às entradas de frente frias com duração média de dois dias e direção preferencial de sul sudeste; no entanto os autores ressaltam que entre 1948 e 2008, as ressacas mais energéticas foram provenientes do quadrante Leste e o mês de setembro teve o maior valor acumulado de ressacas. Quanto às ondas de tempestade provocadas pelos ventos de sudoeste, devido à orientação da linha de costa, não atingem com força total o litoral sul do ES, diversamente do que ocorre em Campos e Santos, (Firmino e Bulhões, 2020, Nogueira, 2014).

A avaliação da mobilidade das dunas frontais na área de estudo indica que ventos particularmente intensos são associados à mobilidade e erosão das dunas frontais. Em P1 (fig. 79) foram observados os efeitos da ação erosiva de vento e ondas na duna frontal, com a duna totalmente escarpada e desestabilização da crista com formação de corredores de deflação.



Figura 79. Fotografia de feições erosivas no ponto 1. Fonte: Foto da autora.

Estes eventos erosivos afetam as seções mais expostas do litoral e são devidos, maioritariamente, à ação do vento e ondas provenientes de norte-nordeste e leste-nordeste (ASAS) e de sudeste (entrada de frentes frias).

A anomalia de vento em 2017 afetou as dunas frontais nas praias mais expostas e mais estreitas resultando na formação de escarpas e movimentação em direção ao continente em alguns casos (trecho 3). Alguns trechos apresentaram erosão, mas não retrogradação: nos trechos 1, 2 e 5 as dunas frontais apresentaram escarpas durante as campanhas de campo, mas ao longo

dos anos, não houve mobilidade significativa. Segundo Hesp *et al.* (2009), a presença de escarpa dificulta o transporte de areia em condições de vento normais, porém em casos de ventanias (Beaufort 8) ela pode ser rapidamente reconstruída com recuperação gradual da duna frontal e até acreção na face barlavento inclusive em praias estreitas e com pouca pista (inferior a 10m) como, por exemplo, a do trecho 1. Assim, a erosão causada pelas ondas geradas por ventos intensos é em parte amenizada pela maior competência destes ventos que preenchem a escarpa da duna com novo sedimento (trecho 1,2 e 3).

Segundo Davidson Arnott (2010) ventos de 4m/s são suficientes para transportar grãos de quartzo de 0,1mm e a velocidade do vento ideal para formação das dunas é em torno de 6m/s (dependendo do tamanho do grão).

A análise do padrão de vento na área de estudo indica que episódios de ventos intensos são relacionados a erosão das dunas frontais: em setembro de 2017, quando ocorreu o episódio mais intenso de erosão das dunas frontais, o vento de nordeste soprava com velocidade superior a 6m/s.

Assim, ventos intensos podem por um lado favorecer o aporte de sedimento até a duna e por outro lado são responsáveis pela formação de ondas de alta energia e poder erosivo que retiram sedimento da base da duna frontal. Dessa forma, estima-se que os ventos mais eficientes para o desenvolvimento das dunas frontais na área de estudo devem ter velocidade entre 4 e 6 m/s pois ventos mais fracos não conseguem carregar sedimento até as dunas e ventos mais causam erosão das dunas.

Outro fator importante a ser considerado é a precipitação: a chuva favorece o crescimento da vegetação que promove a acumulação de sedimento transportado pelo vento. Em épocas mais secas, a cobertura vegetal é reduzida promovendo o desenvolvimento de corredores de deflação. Por outro lado, para o vento transportar a areia úmida precisa de muita mais competência. O ano menos chuvoso ao longo do período estudado coincidiu com o ano com ventos mais intensos (2017) e foi o ano que apresentou uma erosão mais evidente das dunas frontais praticamente em todos os trechos analisados, portanto, a precipitação tem mais efeitos benéficos (crescimento da vegetação) do que prejudiciais (umidade da areia) para o desenvolvimento das dunas frontais.



A partir dos resultados obtidos neste trabalho é possível inferir que, quanto mais os ventos intensificarem e o clima ficar mais seco, haverá mais erosão das dunas com movimentação em direção ao continente nos trechos mais vulneráveis.

### 3.4.2 Variáveis que afetam o desenvolvimento local das dunas frontais

Cada trecho de estudo apresentou um comportamento peculiar frente a intensificação dos ventos: o grau de erosão das dunas frontais e o tempo de recuperação após eventos extremos, varia de acordo com outros fatores como a tipologia de praia, a tendência da linha de costa, a densidade da vegetação e morfologia da duna, como observado por Yang *et al.* (2018) que estudaram a reação das dunas costeiras em frente a passagem de 3 tufões, na ilha de Pingtan na China.

A seguir serão detalhadas as variáveis que afetam o desenvolvimento das dunas na área de estudo, determinando uma maior resiliência dunar frente ao ataque de ondas de elevada energia ou de forma negativa, contribuindo ao agravar-se da erosão.

#### 3.4.2.1 Orientação da linha de costa

Segundo Calliari *et al* (2005) a orientação da linha de costa em relação ao vento prevalente é o fator que mais influi na altura das dunas frontais: quando o vento de Nordeste sopra obliquamente e em direção ao continente, o transporte de sedimento da praia até as dunas é favorecido, com incremento da altura das dunas frontais e formação de dunas incipientes nas praias mais largas e de baixo gradiente. Dessa forma, a orientação da linha de costa na área de estudo, com azimute entre 25° e 32°, é altamente favorável à formação de dunas frontais em todos os trechos, pela entrada de ventos *onshore* durante maior parte do ano (ventos de Nordeste e Leste Nordeste).

No entanto, segundo Contti Neto (2012) a erosão e retrogradação no litoral Sul do ES também são relacionadas à orientação da linha de costa e à incidência das ondas: a entrada de ondas com ângulo de 45° favorece a formação de correntes longitudinais com maior competência de transporte de sedimento. Ainda, segundo Davidson Arnott e Law (1990), ventos

perpendiculares à linha de costa são associados à maior energia das ondas, fator limitante do desenvolvimento das dunas frontais.

Considerando a orientação do litoral na área de estudo (25° a 32°) ondas provenientes entre 70° e 77° e entre 160° e 167° incidem a costa com ângulo de 45° e ondas provenientes entre 115° e 122° incidem a costa com ângulo de 90°. Assim o litoral na área de estudo, pela orientação característica, é mais exposto às ondas provenientes entre leste nordeste (56.25° a 78.75°) e sul-sudeste (146.25° a 168.75°) sendo as ondas de leste sudeste (101.25° a 123.75°) as mais prejudiciais, pois atingem o litoral perpendiculares à linha de costa.

Porém, não há uma variabilidade significativa na orientação da linha de costa da área de estudo, portanto o comportamento desigual das dunas frontais nos pontos de estudo não pode ser explicado por esta variável.

#### 3.4.2.2 Vegetação

A variabilidade temporal e espacial da cobertura vegetal afeta a morfologia da duna frontal: pontos fracos com vegetação escassa ou ausente podem facilitar a erosão do vento com formação de corredores de deflação (Hesp, 2002).

Em todos os pontos de estudo, as dunas frontais apresentaram uma cobertura vegetal bem desenvolvida, às vezes interrompida por trilhas e com alguma formação de corredores de deflação perto da crista, por intensificação dos agentes erosivos.

As espécies pioneiras dominantes nos trechos de estudo são *Ipomoea pes-caprae* (L.) R.Br. e *Canavalia rosea* (Sw.) DC., com predomínio da primeira na colonização das dunas incipientes. Estas espécies só ocorrem na região de restinga, na faixa de movimentação da costa e são responsáveis pela fixação e desenvolvimento das dunas.

Segundo Bitton & Hesp (2013), a presença ou ausência de vegetação, a riqueza de espécies e a zonação da vegetação afetam o desenvolvimento das dunas. Os autores sugerem que a zonação da vegetação é indicador da estabilidade morfológica das dunas: a presença de espécies maduras

adjacentes à praia e colonização por espécies pioneiras limitada ou inexistente apontam à erosão das dunas frontais.

O trecho 2 apresenta características similares àquelas descritas pelos autores, com uma vegetação densa e arbustiva no pós-duna, e colonização por *Ipomoea pes-caprae* (L.) R.Br. e *Canavalia rósea* (Sw.) DC., esparsa na crista. No entanto, o trecho não sofreu uma perda significativa na extensão horizontal das dunas no ano de 2017 (mais seco e com ventos mais intensos) nem ao longo do período estudado (2009-2019), pelo contrário, a presença de espécies maduras parece ter freado em parte a erosão das dunas. Nesse caso, seria necessário avaliar o desenvolvimento da duna frontal ao longo de um período de tempo maior, para poder confirmar a tendência erosiva desse trecho que foi classificado neste estudo, como moderadamente estável.

#### *3.4.2.3 Balanço de sedimento e proximidade fluvial*

Psuty (2004) relaciona as características da duna frontal à disponibilidade de sedimento e à distância da fonte (desembocadura fluvial). O máximo desenvolvimento da duna frontal (trecho 1, 2, e 5) ocorre com a praia em leve balanço negativo. Com a erosão da linha de costa (praia e duna em balanço negativo) as dimensões da duna frontal diminuem (trecho 3) podendo ocorrer corredores de deflação e, no pior caso, leques de sobrelavagem. Na região adjacente a uma desembocadura fluvial, existe um balanço sedimentar altamente positivo na praia e na duna, com desenvolvimento de cordões de dunas frontais de altura moderada devido a rápida progradação da praia (fig. 80). Ainda, segundo o autor, o número de cordões de dunas diminui com a distância

da desembocadura até ter somente uma duna frontal.

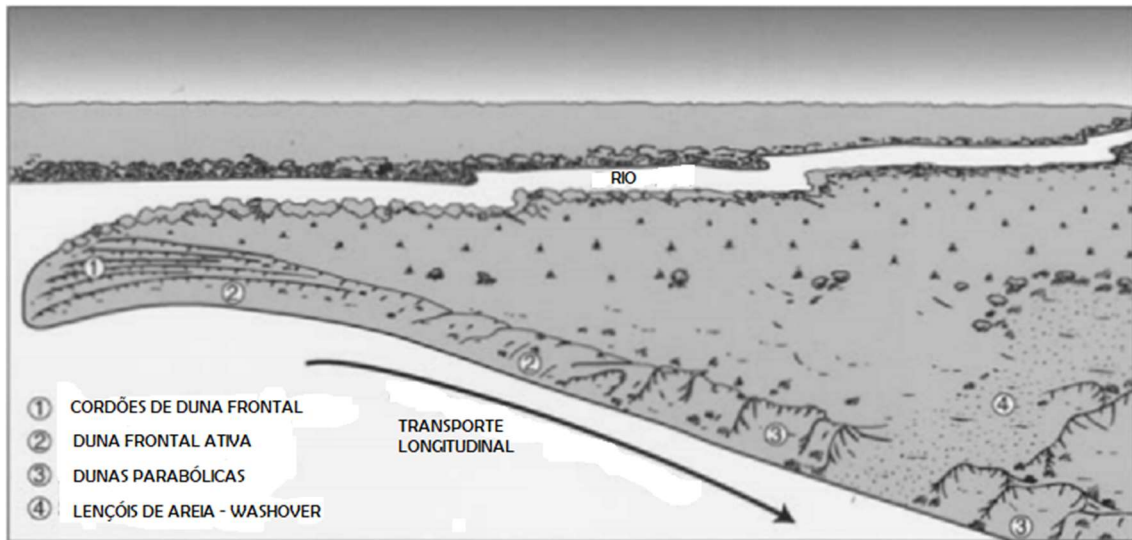


Figura 80. Desenvolvimento das dunas frontais próximo a uma desembocadura fluvial em uma orla dominada por ondas. Fonte: Psuty (2004).

O trecho 6 é um bom exemplo do comportamento da duna frontal em ambiente de desembocadura fluvial onde o aporte sedimentar dos rios favorece a progradação da linha de costa (Albino *et al.*, 2018).

Este trecho apresenta progradação da linha de costa, com desenvolvimento de cristas de dunas frontais (fig. 81). A progradação é mais evidente próximo a desembocadura do rio na seção norte do trecho, já, mais ao sul, devido à progressiva diminuição do aporte sedimentar, a duna frontal é mais vulnerável ao ataque das ondas, como demonstrado pelos resultados obtidos com a superposição de imagens.



Figura 81. Trecho 6 da área de estudo com foco na desembocadura fluvial a norte. Fonte Google Earth Pro.

#### 3.4.2.4 Morfodinâmica

As praias na área de estudo são mais estreitas no sul e mais largas no norte da área de estudo em conformidade com o estudo de Contti Neto (2012). A declividade varia pouco, com o maior gradiente de praia (0,17) observado no trecho 1 (sul da área de estudo).

A largura e gradiente da praia determinam a quantidade de areia transportada da praia até a duna frontal. Na área de estudo, praias com maior pista (trecho 5 e 6), favorecem o desenvolvimento de dunas frontais estáveis (ainda com algum episódio de erosão) e cordões de dunas frontais. Em praias estreitas e de alto gradiente também ocorrem dunas altas e bem desenvolvidas (trecho 1) devido a intensidade e direção dos ventos que sopram obliquamente em direção à praia (maior pista). Nessas praias, não há espaço de acomodação suficiente para a deposição de sementes ou armadilhas no limite da zona de espraiamento, assim não há formação de dunas incipientes e o sedimento carregado pelo vento não encontra obstáculos na praia, e deposita na face a barlavento e na crista da duna, onde é trapeado pela vegetação. Parte deste sedimento, depositado no pé da duna frontal, com frequência é devolvido ao oceano pela ação erosiva das ondas que atingem a base da duna formando escarpas.

Segundo Albino *et al.* (2018) os terraços de abrasão são responsáveis pela estabilidade no litoral pois promovem a dissipação das ondas e limitam o transporte longitudinal e transversal, com retenção do sedimento na praia. Ainda assim, sob a maré alta as ondas têm energia suficiente para transportar o sedimento e atingem a praia com maior energia (Contti Neto, 2012). Segundo o autor em correspondência da Formação Barreiras, as praias são compartimentadas, assim que a corrente longitudinal não consegue transportar sedimento de um lugar para outro. O trecho 4 apresenta estas características em adição à proximidade da desembocadura de uma lagoa que atua como molhe hidráulico promovendo o trapeamento do sedimento no local, com formação de uma praia extensa e de baixo gradiente na proximidade da lagoa. Estas variáveis favorecem a estabilidade das dunas frontais nesse trecho: sem sinais de erosão e com tendência progradante, ainda com uma praia bastante estreita (23,72 m) e gradiente elevado (0,14).

#### 3.4.2.5 Geomorfologia

O rebaixamento do nível do mar nos últimos 5700 anos resultou na formação de cordões litorâneos recentes e na progradação da linha de costa. Estes cordões são constituídos por sedimentos costeiro arenosos ou argilo-arenosos depositados no Holoceno. Mais recuados, se encontram cordões

litorâneos antigos depositados no Pleistoceno e relacionados a uma zona de maré baixa (Vieira e Menezes, 2015) (fig.82).

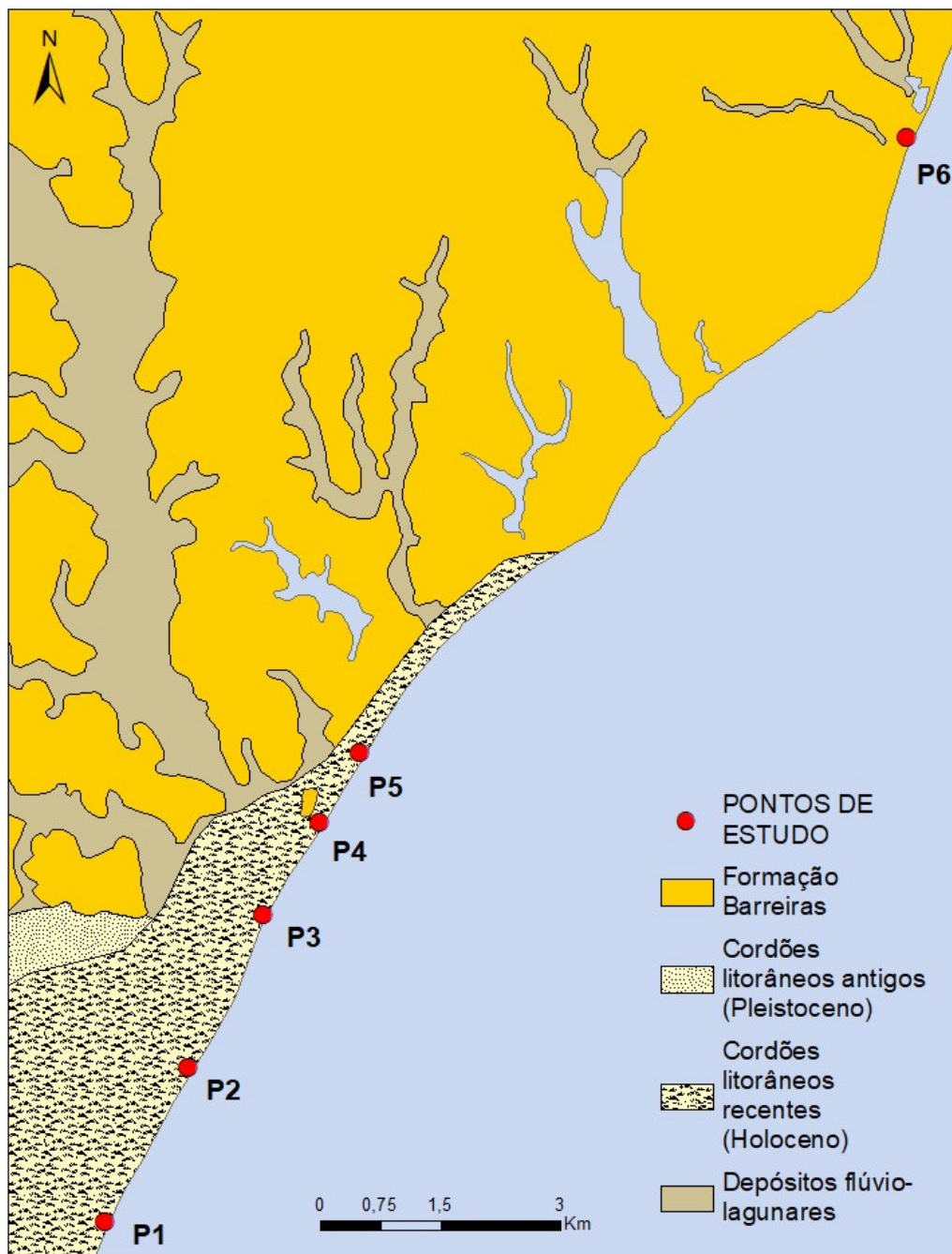


Figura 82. Mapa litológico da área de estudo. Elaborado pela autora a partir de dados obtidos no site da CPRM no link <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/15564?show=full> e mapeamento da área de estudo (P4).

A evolução dessas planícies de cordões litorâneos é a chave para entender como a distribuição e transporte de sedimento ao longo do litoral sul do Espírito Santo favoreceu a formação e o desenvolvimento das dunas frontais.

Os trechos 1 e 2 são localizados em um segmento de litoral com histórico de progradação desde a deposição dos cordões litorâneos antigos, no Pleistoceno, portanto as dunas no sul da área de estudo são mais antigas, altas e desenvolvidas mesmo com algum episódio de erosão devido a exposição às ondas. Em correspondência do trecho 3 os cordões litorâneos recentes são mais estreitos indicando que nesse local a progradação foi inferior talvez devido à maior distância da foz do Itabapoana com diminuição no aporte sedimentar e a um menor espaço de acomodação devido à proximidade da Formação Barreiras. A partir do trecho 4, seguindo para norte a planície afunila e até esbarrar nas falésias da Formação Barreiras onde o espaço de acomodação para o sedimento diminui drasticamente.

O desenvolvimento de dunas frontais nos trechos 4, 5 e 6 é provavelmente mais recente e beneficiado pela progradação atual da linha de costa e pela proximidade fluvial e da Formação Barreiras que atua como fonte de sedimento para a praia e que, na forma de terraço de abrasão, favorece a retenção de sedimento na praia (Albino *et al*, 2018). Além do mais, segundo o autor onde começam as falésias vivas, a direção do transporte longitudinal de sedimento (para sul) inverte para norte: o local onde ocorre esta alteração é identificado pelo autor como zona altamente erosiva. Assim o trecho 3, onde as dunas estão sendo gradualmente erodidas, pode estar afetado por esta alteração na direção da corrente longitudinal e a praia, em balanço negativo, estaria retirando areia das dunas frontais.

Portanto a geomorfologia local, em particular modo a presença da Formação Barreiras no litoral sul do Espírito Santo afeta fortemente a distribuição de sedimento ao longo da costa e o desenvolvimento das dunas frontais, que dependem da acumulação de sedimento para se formar.

#### *3.4.2.6 Variabilidade morfológica das dunas frontais*

As dunas frontais nos trechos 1, 2 e 5 apresentaram escarpas erosivas mais não houve mobilidade das dunas ao longo do período considerado. Recentemente o estudo de Davidson *et al* (2020) mostrou que os efeitos das escarpas na morfologia das dunas frontais podem levar à mobilização das dunas para o interior do continente e até à formação de um campo de dunas



transgressivas. Segundo os autores, a altura em que as ondas atingem as dunas frontais durante a maré meteorológica e a sua duração, determinam o tamanho da escarpa e a perda de volume da duna e fatores como, vegetação densa, com raízes profundas, e compactação do sedimento podem beneficiar as dunas frontais com redução do tamanho da escarpa.

De acordo com Bristow *et al.* (2000) a remoção da vegetação na face barlavento e na escarpa da duna favorece a erosão eólica na face não vegetada com depósito de areia na crista da duna e acreção do topo da duna (Bristow *et al.*, 2000).

As dunas frontais nos trechos 1 2 e 5 possuem uma altura elevada e um grau de compactação maior do sedimento na base. Talvez devido a isso, a presença da escarpa parece não afetar particularmente o desenvolvimento destas dunas: após o evento erosivo, as escarpas são preenchidas por areia eólica e a acreção no topo da crista e na face barlavento reprende. Uma alteração do balanço sedimentar (balanço negativo da praia e da duna) ou a maior intensidade e frequência dos eventos erosivos (ventos intensos e ondas alta) poderia perturbar este delicado ciclo de erosão e acreção com ativação da mobilidade dessas dunas.

Segundo Ollerhead *et al.* (2013) a morfologia das dunas frontais afeta a distribuição de sedimento no sistema dunar, hora incrementando a altura das dunas, hora propiciando o desenvolvimento das dunas incipientes, com formação de cordões de dunas frontais. Ainda segundo os autores, o suprimento de areia e o tamanho da erosão dependem da presença ou ausência de dunas incipientes e de rampas na frente das dunas frontais: a rampa favorece o transporte do sedimento da praia até a face barlavento da duna frontal, já as dunas incipientes trapeiam a areia proveniente da praia com redução da quantidade de sedimento que alcança a duna frontal.

Onde a duna é escarpada e não tem rampa, pouco sedimento alcança a crista da duna ou a face sotavento da duna frontal (fig. 83A). Quando o vento preenche a escarpa formando uma rampa o sedimento é depositado na face barlavento, na crista e na face sotavento (fig. 83B); onde a vertente é vegetada, mas não há dunas incipientes, uma quantidade discreta de areia é depositada

na face barlavento e na crista, pouca na face sotavento (fig.83C). Enfim, onde a duna frontal é precedida por dunas incipientes, uma boa parte do sedimento é trapeada pela vegetação na duna incipiente e na parte inferior do vertente barlavento e bem pouco sedimento chega até a crista e a face sotavento (fig.83D).

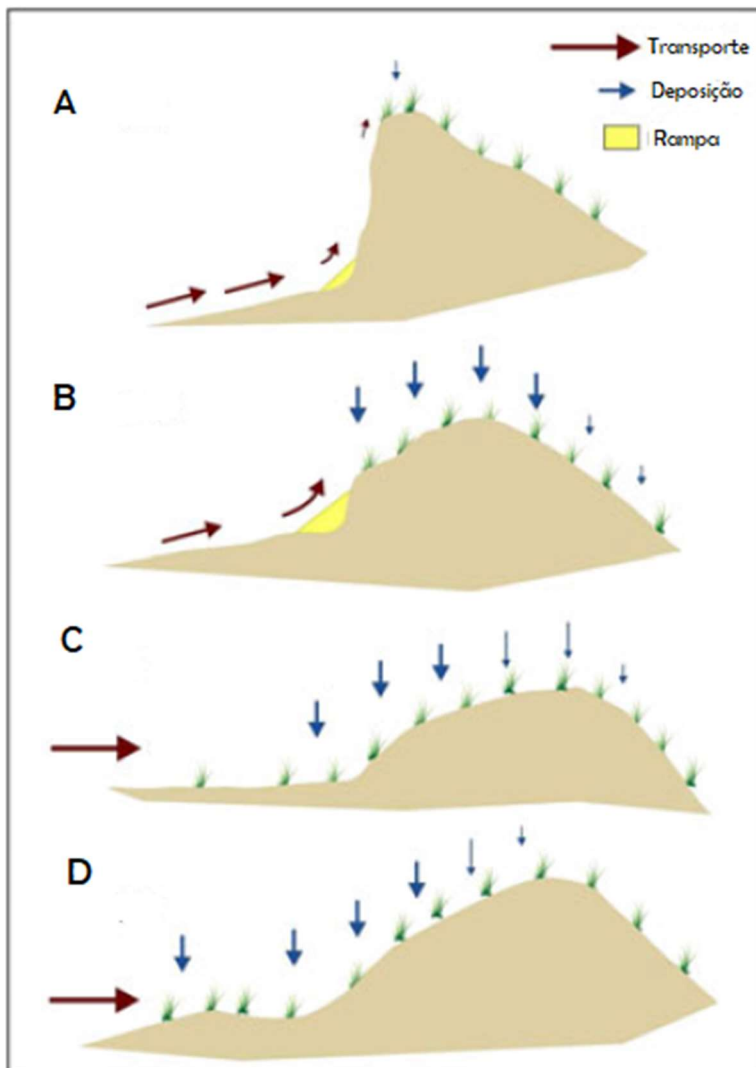


Figura 83. Transporte e deposição de sedimento nos diferentes tipos morfológicos de dunas frontais. Fonte: Ollerhead *et al* (2013)

Ainda segundo Davidson – Arnott *et al.* (2018) boa parte do sedimento é transportado da praia até a duna frontal por ventos que sopram obliquamente à linha de costa. Quando o vento sopra obliquamente a pista é maior até em praias estreitas e o sedimento é transferido para a duna frontal até quando a duna é elevada e caracterizada por uma vertente íngreme (trechos 1, 2 e 5). Dessa

forma segundo os autores, a duna frontal pode aumentar seu volume e altura indefinitivamente (com o devido suprimento sedimentar).

Em concordância com quanto observado por Ollerhead *et al* (2013) e Davidson – Arnott *et al.* (2018) na área de estudo o transporte e deposição do sedimento é condicionado pela variabilidade morfológica das dunas frontais: no trecho 6, onde há dunas incipientes, a areia é em boa parte acumulada nas dunas incipientes e as dunas frontais são de tamanho moderado porque a deposição de sedimento na crista é limitada. No trecho 3 a formação de uma rampa em forma de terraço no pé da duna frontal e a ausência de vegetação na face barlavento favorece o transporte da areia para além da crista da duna frontal causando a mobilidade da duna para o interior do continente. Já onde não há dunas incipientes, a deposição de areia é concentrada na crista da duna, com consequente elevação das dunas frontais (trecho 1, 2 e 5).

#### 3.4.2.7 Atividade humana

O grau de urbanização de um local também é uma variável que afeta o desenvolvimento das dunas frontais. As atividades humanas podem alterar o balanço sedimentar, modificar ou destruir a morfologia da duna e até contribuir no deslocamento da linha de costa (Psuty, 2004). Segundo Hesp (2002) as atividades humanas são relacionadas à erosão e formação de planícies de deflação nas dunas frontais devido ao pisoteamento da vegetação, criação de trilhas, construção de edificações e excursões de *off road 4WD* entre outros.

Os trechos 3, 4, 5, e 6 foram definidos como pouco urbanizados, ainda assim, por ser Presidente Kennedy e Marataízes localidades receptoras, a quantidade de turistas que frequentam suas praias, especialmente no verão, é considerável. Não existem passarelas para acessar a praia sem pisotear na vegetação dunar e, ao longo do litoral a continuidade da cobertura vegetal é interrompida por numerosas trilhas, e até loteamentos, como ocorre no trecho 3 (fig.84). A supressão de parte da vegetação fixadora das dunas frontais pode dar origem a corredores de deflação, com modificação substancial da morfologia da duna frontal. Estudos de Almeida (2019) apontam que até as passarelas podem afetar a morfologia dunar, pois o vento é canalizado por baixo delas, acelerando a erosão na face da duna onde se encontram.

Construções em cima das dunas frontais e o desrespeito à faixa mínima de proteção da costa, indicada no projeto Orla, têm efeitos negativos no desenvolvimento das dunas frontais e mesmo para os próprios habitantes da orla que, com a destruição das dunas frontais, ficam desprotegidos frente à eventos meteorológicos severos.



Figura 84. Proximidade de P3 com loteamento de Marobá. Em vermelho destaque para parte do loteamento localizado sobre as dunas frontais.

Infraestruturas e modificação da paisagem feitas pelo homem podem alterar o sensível equilíbrio que caracteriza o balanço sedimentar e com isso o padrão de erosão e progradação típico pode mudar. Diante disso a presença de infraestruturas deve ser considerada também na hora de avaliar o desenvolvimento das dunas em um litoral.

Os trechos 3 e 4 estão localizados próximo de um ponto turístico muito frequentado entre a lagoa e o mar em Marobá, ainda assim somente no trecho 3 as dunas frontais apresentam erosão. Logo, na área de estudo, o efeito das atividades humanas não deve ser exclusivamente responsável pela mobilização das dunas frontais.

### 3.4.3 Deslocamento da linha de costa e mobilidade das dunas frontais

As dunas frontais acompanham o deslocamento da linha de costa por ser parte integrante do sistema praia-duna assim que, onde há deslocamento da linha de costa, as dunas frontais apresentam mobilidade vinculada à manutenção do balanço sedimentar e à presença de espaço de acomodação, conforme apontado por Psuty e Silveira (2010).

Estudos de Contti Neto (2013) e Coelho (2020) identificaram os pontos de erosão e trechos com recuo da linha de costa no litoral sul do Espírito Santo.

Coelho (2020) obteve a taxa média de recuo linear da linha de costa de 2,6 m/ano em correspondência do trecho 3 deste estudo (praia de Marobá) e de 1,91 m/ano em correspondência do trecho 2, e 0,5m/ano no trecho 5; porém o autor somente considerou o triênio 2016-2019 que foi o que apresentou maior erosão das dunas frontais.

Contti Neto (2012) identificou escarpas erosivas nos pontos correspondentes aos trechos 1 e 3 desse estudo, porém, segundo o autor, estas feições erosivas devem-se a eventos de tempestade e não indicam erosão efetiva do setor.

Também foi observada na área de estudo a relação entre a taxa de progradação da linha de costa e a altura das dunas frontais como sugerido por Psuty (2004): onde há progradação da linha de costa as dunas frontais, apesar da disponibilidade de sedimento, são menos desenvolvidas e caracterizadas por um relevo mais suave (trecho 6), já, em correspondência dos pontos de erosão da linha de costa, as dunas frontais apresentam-se escarpadas e com uma altura maior (trecho 1, 2 e 5) e com o aumento da erosão da praia o tamanho da duna frontal diminui (trecho 3) podendo desenvolver lençóis de areia e leques de sobrelevagem.

#### 3.4.4 Predição da evolução das dunas frontais

Ao longo da orla estudada, constituída por 19 km subdivididos em 4 praias, há uma variabilidade considerável no comportamento das dunas frontais com trechos de dunas estáveis, moderadamente estáveis, progradantes e em estado erosivo. É possível inferir que nas mesmas condições morfodinâmicas e climáticas atuais, as dunas frontais continuem seguindo o mesmo padrão de erosão, estabilidade ou acreção no futuro. Assim, as dunas frontais nos trechos 1, 2 e 5 se manteriam estáveis. Já no trecho 3 continuaria a mobilização em direção ao continente e nos trechos 4 e 6, favorecidos por condições especiais de aporte sedimentar (proximidade fluvial e molhe hidráulico), prosseguiria a progradação da linha de costa.

Porém a previsão da evolução das dunas frontais deve considerar variáveis como a subida do nível do mar, a alteração do padrão de chuvas, ventos e ondas (Keijzers *et al.*, 2014). Assim, as dunas moderadamente estáveis, com a intensificação dos eventos erosivos, podem migrar gradualmente em direção ao continente (trecho 1, 2 e 5); a duna frontal que apresentou mobilidade (trecho 3) pode continuar migrando em direção ao continente ou ser destruída por leques de sobrelavagem e substituída por lençóis de areia, dependendo do aporte sedimentar e as dunas frontais nos trechos 4 e 6 devem permanecer estáveis devido à progradação da linha de costa.

## CAPÍTULO 4 - INTERPRETAÇÃO DAS ESTRUTURAS MORFOLÓGICAS POR GPR

### 4.1 Contextualização

Neste capítulo é investigada a arquitetura interna das dunas frontais por interpretação de perfis de GPR em 2 trechos da área de estudo. Os resultados serão combinados com os dados de clima de vento e taxa de mobilidade das dunas frontais como forma de validação dos resultados obtidos.

#### 4.1.1 O Radar de Penetração do Solo (GPR)

O Radar de Penetração do Solo, do inglês Ground Penetrating Radar (GPR) é um método geofísico que opera com ondas eletromagnéticas na faixa de frequência 10 MHz-1000 MHz para obter uma imagem de alta resolução da subsuperfície (Gandolfo *et al.*, 2003). A antena emissora produz ondas eletromagnéticas que são refletidas e refratadas na subsuperfície e recebidas por uma antena receptora que registra a energia refletida (Neal, 2004).

Quando a onda eletromagnética se propaga no subsolo, encontra materiais com diferentes propriedades elétricas que alteram a sua velocidade. Com a mudança repentina da velocidade, parte da energia é refletida de volta para a superfície e captada pela antena receptora. Quanto maior é a diferença das propriedades dielétricas na interface entre duas camadas, mais forte é o sinal refletido (Neal, 2004). O sinal recebido é instantaneamente amplificado, digitalizado, e armazenado na Unidade de Controle, (Jol, 2009) (fig. 85-A). A partir dos dados registrados durante o levantamento é gerado um perfil de reflexão onde cada traço corresponde a um pulso de energia eletromagnética emitido pelo equipamento. (fig. 85-B). O tempo de percurso das ondas eletromagnéticas, da transmissão à recepção, é denominado de “tempo duplo” e medido em nanosegundos (ns), (Neal, 2004; Jol, 2009).

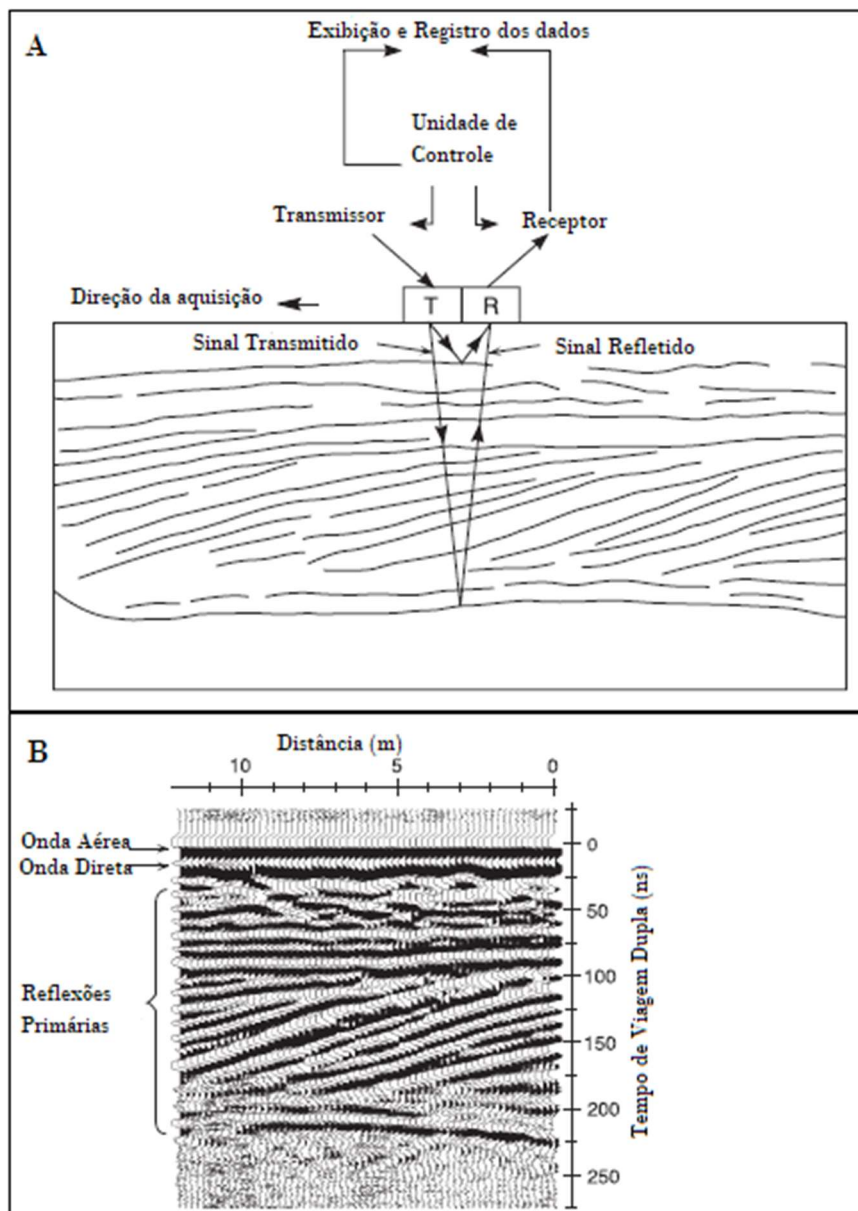


Figura 85. Exemplo de aquisição de dados de GPR e respectivo perfil de radar gerado. Fonte: adaptado de Neal (2004).

O GPR também registra outros sinais como a onda aérea, a onda lateral e a onda direta (fig.86).



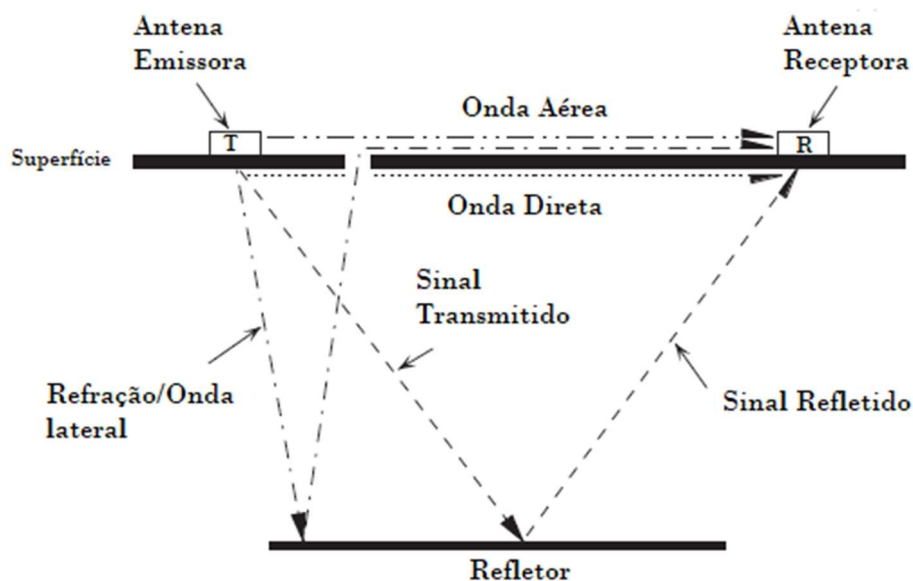


Figura 86. Esquema do caminho das ondas eletromagnéticas da antena emissora até a antena receptora. Fonte: adaptado de Neal (2004).

A resolução e profundidade de penetração dependem da frequência da antena escolhida para o levantamento: antenas de baixa frequência têm menor resolução mas atingem uma maior profundidade (ex 70 MHz), já antenas com frequência mais alta proporcionam melhor resolução podendo detectar alvos menores (ex. 200 MHz) (Gandolfo *et al.*, 2003; Neal, 2004). A resolução dos dados de GPR está relacionada também à velocidade do sinal que resulta do material presente na subsuperfície.

Bristow e Jol (2003), a partir da velocidade do sinal na areia (tabela 25), obtiveram a resolução vertical teórica correspondente a antenas de diferente frequência (tabela 26).

Material	Velocidade do sinal ( $\text{m ns}^{-1}$ )
Areia saturada	0,06
Areia úmida	0,1
Areia seca	0,15

Tabela 25. Velocidade do sinal de GPR na areia. Fonte: Bristow e Jol, 2003

Frequência central da antena (MHz)	Resolução teórica para areia saturada (m)	Resolução teórica para areia úmida (m)	Resolução teórica para areia seca (m)
50	0,3	0,5	0,75
100	0,15	0,25	0,375
200	0,075	0,125	0,1575
400	0,0375	0,0625	0,09475

Tabela 26. Valores teóricos da resolução do GPR em areia saturada, úmida e seca. Fonte: modificado de Bristow e Jol, 2003).

Assim, a escolha da frequência certa para a antena central depende do alvo da pesquisa e das condições geológicas locais, sendo um componente fundamental para o sucesso do levantamento GPR (Gandolfo *et al.*, 2003; Tillmann e Wunderlich, 2012).

#### 4.1.2 Aplicações no estudo de ambientes costeiros

Entre várias aplicações, a partir da década de 90, o GPR tem sido amplamente utilizado para estudos de sedimentologia com o intuito de reconstruir os ambientes deposicionais do passado e estudar a natureza dos processos sedimentares em diversos ambientes (Neal, 2004). Em ambientes costeiros, o uso deste método proporciona a visualização detalhada da geometria deposicional e a estratigrafia das camadas próximas à superfície (Barboza *et al.* 2011).

O sinal de GPR é sensível à mudanças na quantidade e tipo de fluido que ocupa os poros no subsolo, variação da porosidade, alteração na forma dos grãos, tipo de sedimento, orientação e disposição dos grãos, permitindo reconhecer com clareza o lençol freático, estruturas sedimentares e contatos litológicos (Neal, 2004).

O uso do GPR é particularmente adequado ao estudo das dunas frontais pela baixa condutividade e permeabilidade magnética própria da areia, podendo se atingir profundidades de penetração consideráveis (mais de 10m). Os grãos

de areia eólica são bem selecionados e mineralogicamente maduros graças à ação do vento que seleciona os grãos e destrói os mais fracos por impacto durante o transporte (Jol, 2009). Assim, devido à umidade, porosidade, tamanho do grão e mineralogia das dunas frontais, o contraste nas propriedades dielétricas é marcante e as estruturas presentes no interior das dunas podem ser facilmente visualizadas em perfis de GPR (Van Dan & Schlager, 2000; Bristow e Jol., 2003; Bristow *et al.*, 2005; Jol, 2009).

Com a interpretação de perfis de GPR das dunas frontais pode-se reconstruir a cronologia relativa de eventos como progradação, erosão, retrogradação e retrabalhamento do sedimento que atuaram na evolução destas feições. (Bristow e Jol, 2003; Tillmann e Wunderlich, 2012).

#### 4.1.3 Estudos prévios

Por ser um método eficiente, rápido e não invasivo para registrar as estruturas existentes na subsuperfície, o GPR tem sido utilizado em inúmeras pesquisas para identificar os padrões de empilhamento e reconstruir a evolução das dunas costeiras.

Oliveira (2001) desenvolveu um levantamento GPR em São Bento do Norte no Rio Grande do Norte para compreender a migração de uma duna de areia na direção de um assentamento: com uma antena de 400 MHz atingiu uma profundidade de penetração de 7,5m que permitiu identificar com precisão a estrutura interna da duna de areia. Para o autor, a frequência da antena utilizada neste estudo não foi suficiente para mapear por completo o lençol freático e os contatos entre diferentes gerações de dunas, assim que aconselha o uso de uma combinação de antenas de diferentes frequências sobre o mesmo perfil. Na mesma área, Oliveira *et al.* (2008) realizaram outro levantamento GPR com antenas de 80 para desvendar a história deposicional da área e entender a evolução da duna que sofreu mudanças na morfologia passando de barcana para dômica.

Tillmann e Wunderlich (2012) selecionaram exemplos de uso de GPR em ambientes costeiros confirmando o potencial desse método geofísico para pesquisas em áreas de dunas costeiras. Segundo os autores, com o uso do GPR é possível detectar a estrutura sedimentar interna das dunas e obter a cronologia

relativa dos depósitos eólicos. Os autores também reforçaram a importância da escolha da frequência da antena para garantir a eficiência do levantamento de GPR.

Moulton *et al.* (2013) investigaram a morfologia, gênese e arquitetura sedimentar das dunas frontais presentes no litoral do Rio de Janeiro. Para os autores o uso do GPR (com antena de 400 MHz) propiciou a visualização da espessura das diferentes camadas de sedimentos costeiros presentes no interior das dunas: os perfis das dunas frontais do Paraíba do Sul mostraram a presença de um capeamento de areia eólica de 1 m, já nas dunas frontais de Cabo Frio e Massambaba a camada de sedimento eólico atingiu respectivamente os 4 e 3m.

Barboza *et al.* (2013), com a aquisição de perfis de GPR na bacia de Pelotas, constataram o potencial de preservação das dunas frontais no registro estratigráfico. Os autores observaram, tanto nas dunas frontais modernas, quanto naquelas presentes apenas no registro geológico, a presença generalizada de escarpas erosivas no lado exposto à ação das ondas. Segundo os autores, quando o aporte de sedimento é alto, a velocidade de progradação é maior e as dunas frontais são preservadas. Já, no caso de um aporte sedimentar pouco expressivo, o processo de progradação é lento e parte da duna frontal é destruída com formação de dunas transgressivas ou lençóis de areia.

Ludwig *et al.* (2017) desenvolveram um método inovador para reconstruir variações na intensidade do vento anual a partir da análise de perfis de GPR das dunas eólicas em Leba (Polônia). Os autores identificaram nos perfis a alternância de reflexões de alta e baixa amplitude devido à intercalação de pacotes sedimentares com camadas de minerais pesados e pacotes sedimentares sem minerais pesados. Esta alternância reflete a mudança sazonal do padrão de vento que no inverno é prevalentemente de Oeste e no resto do ano é bidirecional. Assim, o registro sedimentar de um ano corresponde a o intervalo constituído por uma reflexão de alta amplitude e uma de baixa amplitude, conferindo ao perfil uma aparência de “código de barra” (fig.87)

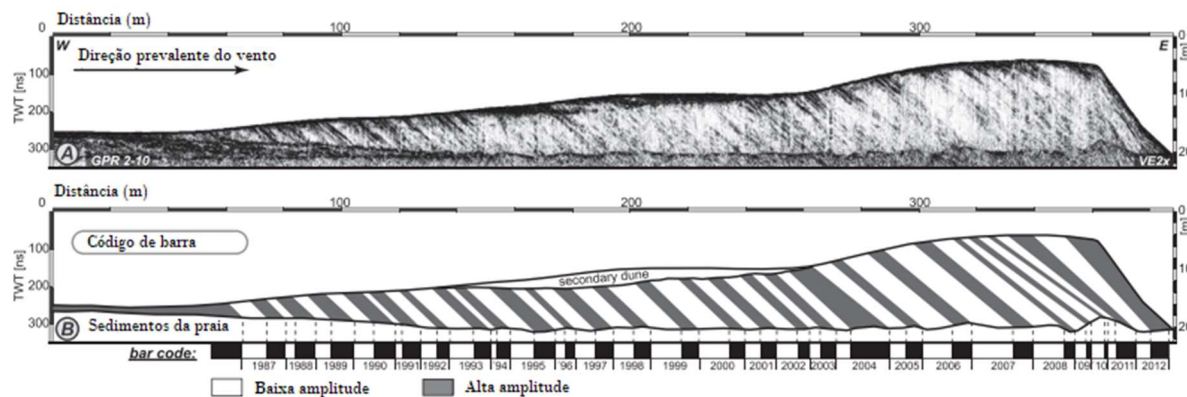


Figura 87. Interpretação do perfil A caracterizado por intervalos de baixa e alta amplitude resultando no “código de barra” sedimentar B correspondente a 26 anos de deposição (1987 a 2012).

#### 4.1.4 Técnicas de aquisição e processamento de dados

Segundo Zhao *et al.* (2017), o levantamento GPR deve ser realizado de forma transversal à linha de costa pois os perfis paralelos à direção predominante do vento possuem uma imagem melhor definida. Segundo Bristow e Jol (2003) a orientação apropriada para o levantamento é paralela e perpendicular ao mergulho das camadas sedimentares. Ainda, na aquisição de perfis de GPR, é preferível coletar os dados subindo o desnível da duna e não descendo para evitar que o equipamento e o operador escorreguem durante o levantamento, prejudicando a qualidade dos dados (Jol, 2009).

Os perfis podem ser realizados em modo *common-offset*, para registrar as estruturas na subsuperfície, ou em *common mid-point*, para conversão da profundidade em metros a partir da velocidade da onda rádio (Figueiredo *et al.*, 2018).

Os dados adquiridos em campo devem ser manipulados com uso de softwares específicos para facilitar a interpretação dos perfis. Muitas técnicas concebidas para o processamento de dados sísmicos podem ser aplicadas para dados de radar (Fisher *et al.* 1992). Algumas entre as técnicas de processamento normalmente aplicadas são: remoção da onda aérea, correção topográfica, aplicação de filtros e ganhos alternativamente, conversão de tempo em profundidade.

Segundo Davis e Annan (1989), para converter o tempo em profundidade usa-se, para areia seca, a constante dielétrica ( $\epsilon$ ) que representa a velocidade de 0,15 m/ns, (*apud* Barboza *et al.*, 2009).

A correção topográfica é necessária para obter a interpretação correta da geometria das reflexões; os dados de topografia devem ser adquiridos contemporaneamente ao levantamento GPR pois a topografia pode mudar na escala de centímetros em poucas horas devido ao forte vento dos ambientes costeiros. Para aquisição de dados de topografia podem ser usadas ferramentas como o *Differential Global Positioning System* (DGPS), estação total, *Global Navigation Satellite System* (GNSS) ou ainda *Real Time Kinematic* (RTK) (Tillmann e Wunderlich, 2012).

#### 4.1.5 Estratigrafia radar

A interpretação dos perfis de GPR se baseia nas técnicas de interpretação sísmica. Porém a resolução da estratigrafia radar é maior do que a sísmica (na faixa de dezenas de centímetros) (Bristow *et al.* 2005). A sismoestratigrafia consiste em analisar a terminação (*onlap*, *downlap*, *toplap* ou truncamento) (fig.88), a geometria, e o padrão de empilhamento dos refletores, (Barboza *et al.*, 2009).

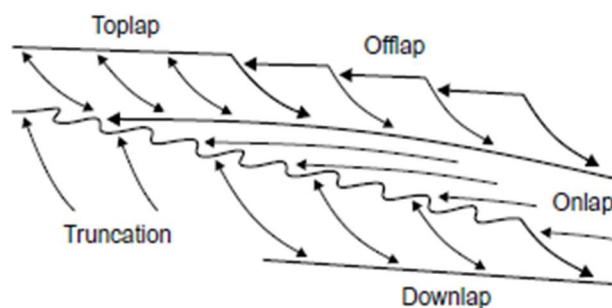


Figura 88. Possíveis terminações dos refletores. Fonte: Catuneau (2019)

Neal (2004) sugere que a descrição de radarfácies seja realizada observando características como a geometria, a continuidade, o mergulho dos refletores e a relação entre refletores. Além do mais, o autor recomenda que a descrição das radar fácies compreenda a forma das reflexões, o mergulho das reflexões, a relação entre as reflexões e a continuidade das reflexões.

Na figura 89, são apresentados os principais termos básicos para descrição das radar fácies.

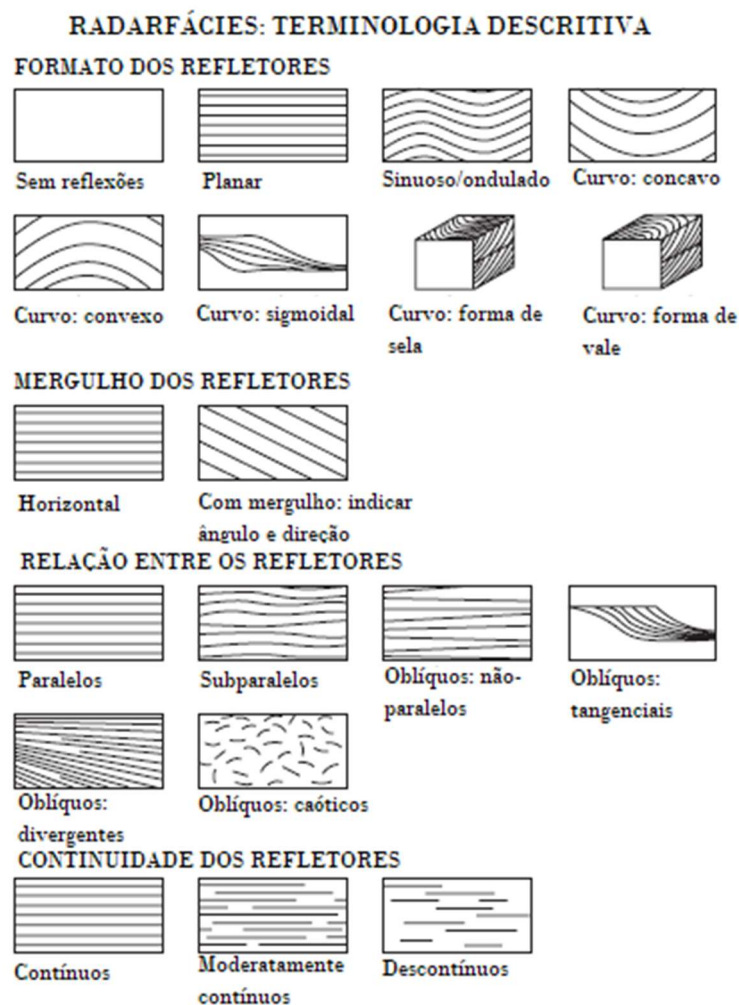


Figura 89. Terminologia utilizada para descrever radar fácies. Fonte: modificado de Neal (2004).

A interpretação dos dados obtidos através do GPR permite caracterizar e identificar os padrões de empilhamento e as unidades deposicionais da área de estudo. Desta forma, o conhecimento da evolução determinada por superposição de fotos aéreas deverá estar presente na arquitetura deposicional interna das dunas frontais.

## 4.2 Procedimentos metodológicos

### 4.2.1 Materiais

Os equipamentos utilizados para o levantamento de perfis topográficos e de GPR (fig. 90) e os *softwares* para processamento e interpretação dos dados coletados são listados na tabela 27 abaixo.

OPERAÇÃO	EQUIPAMENTO/ SOFTWARE
Aquisição de dados para perfis topográficos	RTK-GNSS da TPS modelo TP-10
Marcação de pontos de campo	Gps eTrex 30
Aquisição de dados de GPR	GPR modelo GSSI SIR 3000 Antena de 270 Mhz
Processamento de dados de GPR	Radan 6.6
Confecção de perfis topográficos	Excel 2016
Marcação das estruturas	Paint

Tabela 27. Equipamentos e softwares utilizados para o trabalho





Figura 90. Equipamentos utilizados para levantamento RTK e GPR na área de estudo. Fonte: Foto da autora.

#### 4.2.2 Planejamento das campanhas de campo e aquisição de dados

Na fase pré-campo foram selecionados 6 pontos estratégicos, com base nos trechos utilizados para avaliar a mobilidade das dunas frontais no capítulo 3, e planejado o levantamento RTK e GPR. Os dados foram coletados durante duas campanhas de campo: a primeira nos dias 6, 7 e 8 de maio de 2019 e a segunda nos dias 28, 29 e 30 de outubro de 2019.

O levantamento por GPR foi realizado com antena de 270 Mhz, em modo *common-offset*, seguindo um caminhamento perpendicular e paralelo à direção predominante do vento. Os dados de topografia por *Real Time Kinematic* (RTK) foram coletados seguindo o mesmo caminhamento. Para conversão do tempo em profundidade foi utilizada a constante de velocidade de 0,15 m/ns (área seca).

### 4.2.3 Cálculo da resolução vertical dos perfis

A resolução vertical ( $R_v$ ) do perfil GPR corresponde a aproximadamente  $\frac{1}{4}$  do comprimento de onda ( $\lambda$ ). O comprimento de onda está relacionado à frequência ( $f$ ) da antena e à velocidade do sinal ( $v$ ) conforme expresso na fórmula abaixo (3) (Reynolds 1997 *apud* Jon,2009).

$$(3) \quad \lambda = v / f$$

Para uma antena de 270 MHz, como a utilizada para o levantamento GPR neste estudo e a velocidade do sinal de 0,15m/n, a resolução teórica é obtida aplicando a fórmula (4):

$$(4) \quad \begin{aligned} \lambda &= v/f \\ \lambda &= 0,15 \text{ m n}^{-1} / 270 \text{ MHz} \\ \lambda &= 0,5555 \text{ m} \\ R_v &= \lambda * 0,25 \\ R_v &= 0,1389 \text{ m} \\ R_v &= \text{aproximadamente } 14 \text{ cm} \end{aligned}$$

### 4.2.4 Processamento dos dados de GPR

Para melhorar a qualidade dos dados obtidos em campo e propiciar a interpretação de dados foram realizadas correções em laboratório a partir dos dados brutos obtidos no campo.

O *software* adotado para o processamento dos dados é o *ReflexW Software*. Seguem abaixo, na tabela 28, as técnicas de processamento utilizadas.

ETAPAS DO PROCESSAMENTO	DESCRIÇÃO
Correção estática/Marcação do tempo zero	Consiste na utilização do perfil de velocidade ou da velocidade média para corrigir o perfil de radar em relação à topografia do terreno.
Remoção do <i>Background</i>	É a remoção do ruído: remover as primeiras chegadas (ondas aéreas e diretas).
<i>Dewow</i> / Filtragem DC	Remove os componentes de baixa frequência (ruídos).
Correção topográfica	Inclusão da topografia
Remoção do ganho da aquisição	Remove o ganho automático aplicado na etapa de aquisição.
Aplicação de ganho	Aplica um ganho no sinal, para melhorar a visualização de refletores fracos.
Filtro passa-banda	Remove frequências não desejadas. Ajusta o conteúdo de frequência do sinal na frequência central de aquisição.
Correção topográfica	Corrige as coordenadas dos traços para que estes se ajustem à topografia do terreno.
Migração	As reflexões são reposicionadas em sua verdadeira posição espacial e as hipérbolas de difração são colapsadas em um ponto.
Conversão tempo-profundidade	O eixo vertical do perfil de radar é convertido de tempo para profundidade

Tabela 28. Descrição das técnicas de processamento utilizadas

#### 4.2.5 Interpretação dos perfis de GPR

Para interpretação da arquitetura interna das dunas frontais, foram selecionados 2 perfis de GPR, transversais à linha de costa sendo um perfil de duna em erosão (P3) e um de duna progradante (P6). A escolha foi baseada na qualidade dos perfis pós-processados e nos resultados do capítulo 3.

A interpretação dos perfis baseou-se na descrição da morfologia, mergulho, continuidade dos refletores e na relação entre refletores, seguindo a terminologia sugerida por Neal (2004). A marcação das estruturas foi realizada com o auxílio do *software Paint* e o ângulo de mergulho dos refletores foi obtido com a ferramenta *Cogo* do *software ArcMap 10.5.1*.

### 4.3 Resultados

A arquitetura interna das seções de GPR analisadas exibe fáceis essencialmente eólicas devido a profundidade atingida pelo GPR (cerca de 6m). Abaixo do nível freático, a alta condutividade da água salgada causa atenuação do sinal eletromagnético do GPR. O nível freático foi observado na profundidade de cerca de 5m, representado por um par de refletores lateralmente contínuos, sub-horizontais e de alta amplitude, devido ao contraste das propriedades dielétricas da areia seca e úmida (f3).

No total foram observadas 5 fáceis na base da geometria e características dos refletores, apresentadas na tabela 29.






Radar fácies	Refletor	Descrição	Interpretação
f1		Refletores sinuosos côncavo-convexos descontínuos	Acumulação biotopográfica
f2		Refletores inclinados em direção ao oceano, contínuos e paralelos	Face de acreção
f3		Par de refletor sub-horizontal, lateralmente contínuo	Nível freático
f4		Refletores côncavos descontínuos paralelo	Corte e preenchimento
f5		Refletores descontínuos de alto ângulo com mergulho em direção ao continente.	“Roll over”

Tabela 29. Descrição das fáceis observadas nos perfis de GPR analisados.

A fácies f1, interpretada como acumulação biotopográfica, consiste em refletores sinuosos descontínuos, côncavo-convexos. De acordo com Bristow *et. al.* (2000) as formas convexas podem ser devidas a montículos que se formam ao redor de moitas de grama ou plantas e, as formas côncavas, são interpretadas

como pequenas áreas de erosão eólica ou de acumulação reduzida entre os montículos vegetados.

A fácies f2 é caracterizada por refletores inclinados em direção ao oceano, contínuos e subparalelos e consiste na face de acreção da duna frontal. Segundo Hesp (1988) a areia é depositada na face barlavento da duna frontal onde é trapeada pela vegetação, resultando em uma estratificação cruzada de baixo ângulo mergulhando em direção ao oceano.

A fácies f3, representa o nível freático que, segundo Bristow *et. al.* (2000), pode ser usado para estimar o nível do mar por ser bem próximo à altura média das marés cheias.

A fácies f4 consiste em refletores côncavos descontínuos e paralelos podendo ser interpretados como estruturas sedimentares formadas entre dunas por efeitos de corte e preenchimento (áreas interdunares ou áreas de menor deposição). Já, a fácies f5, com refletores descontínuos de alto ângulo mergulhando em direção ao continente, é interpretada como a face da avalanche, onde ocorre a migração da duna por “roll over” que consiste na saltação da areia da crista com deposição na face sotavento.

#### 4.3.1 Estrutura interna da duna frontal no trecho 3

A morfologia da duna frontal no trecho 3, mostrada no perfil topográfico da figura 91, é caracterizada por uma face sotavento atenuada e uma face barlavento mais íngreme indicando maior deposição de área eólica no reverso da duna frontal.

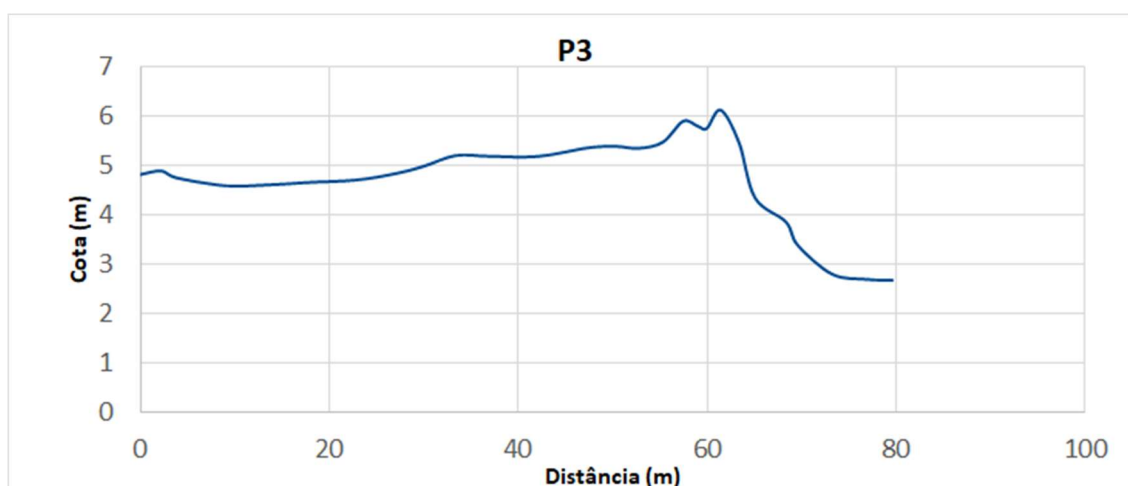


Figura 91. Perfil topográfico da duna frontal no trecho 3

A seção de GPR no trecho 3 (fig. 92) mostra fácies acumulação biotopográfica de 1 a 2 metros de espessura alternadas a fácies de acreção marcadas por escarpas erosivas e sucessivo preenchimento dessas escarpas com formação de duna incipiente no pé da escarpa (e). Refletores inclinados em direção ao continente indicam ocorrência de roll-over (f5) que se forma quando a areia é transportada da praia e da escarpa até o topo da duna (Bristow *et al*, 2000). A atenuação do sinal de GPR em particular modo próximo ao oceano é evidente e mostra a intrusão da cunha salina.

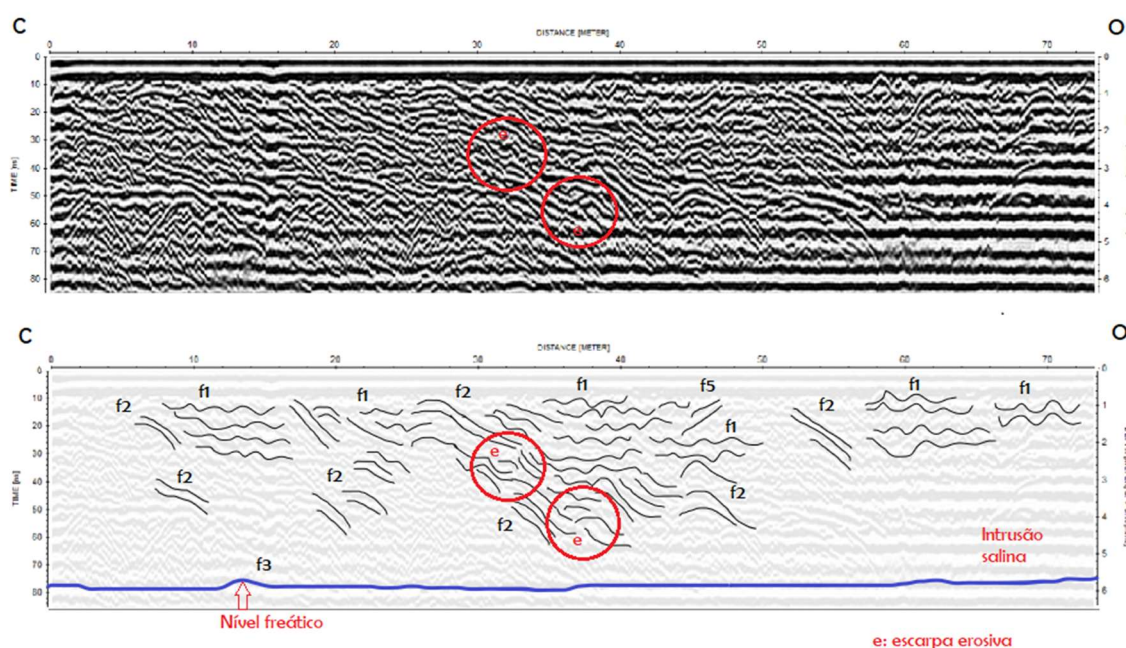


Figura 92. Seção GPR no trecho 3 e radarfácies interpretadas. E= escarpa; C: continente; O: oceano.

Os refletores da fácies f2 (face de acreção) mergulham em direção ao oceano com alto ângulo ( $16^{\circ}$  a  $59^{\circ}$ ) ao longo de toda a seção GPR (fig. 93).

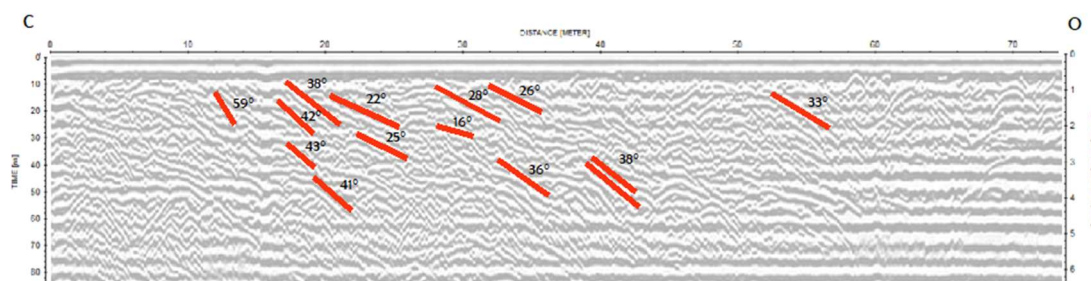


Figura 93. Mergulho dos refletores no trecho 3

#### 4.3.2 Estrutura interna da duna frontal no trecho 6

O perfil topográfico da figura 94 mostra a morfologia do cordão de dunas frontais no trecho 6. Com a rápida progradação do litoral e a colonização da praia por espécies pioneiras, a maior parte do sedimento é depositado na duna incipiente assim que as dunas apresentam perfil suave e altura moderada e se sucedem em direção ao oceano.

A arquitetura interna desta seção apresenta refletores moderadamente contínuos, subparalelos e levemente inclinados em direção ao oceano (f2) superpostos por refletores ondulados, descontínuos e caóticos (f1) interpretados como acumulação biotopográfica (fig. 95). Uma sucessão de refletores côncavos pode ser interpretada como área interdunar (f4) ou depressão entre cristas que consistem em zonas de baixa deposição que, com o desenvolvimento de cordões paralelos, ficam mais profundas (Hesp, 2002).

Não se observam feições erosivas ao longo da seção. Assim como na seção GPR do trecho 3, ocorre atenuação do sinal de GPR próximo ao oceano e ao nível freático.

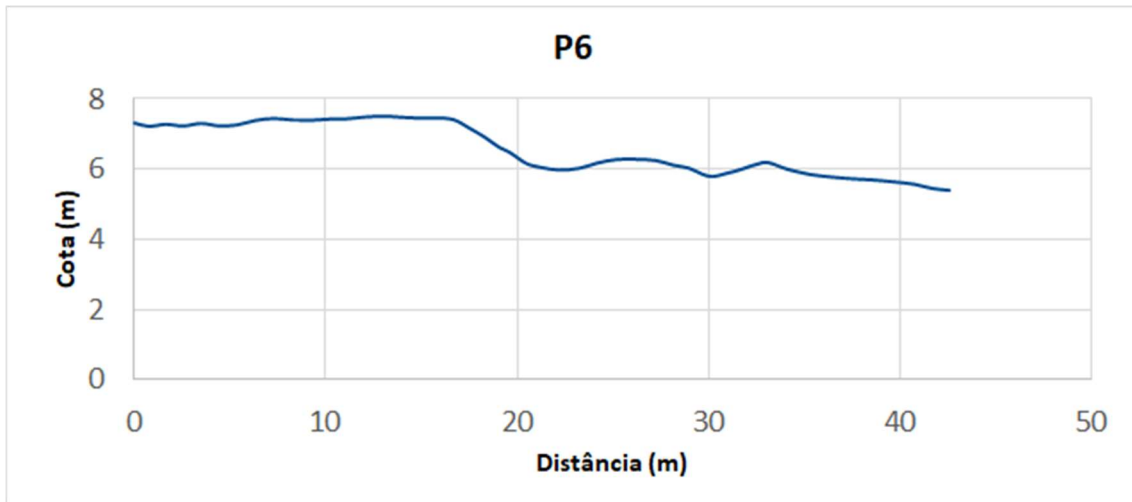


Figura 94. Perfil topográfico das cristas de dunas frontais no trecho 6.

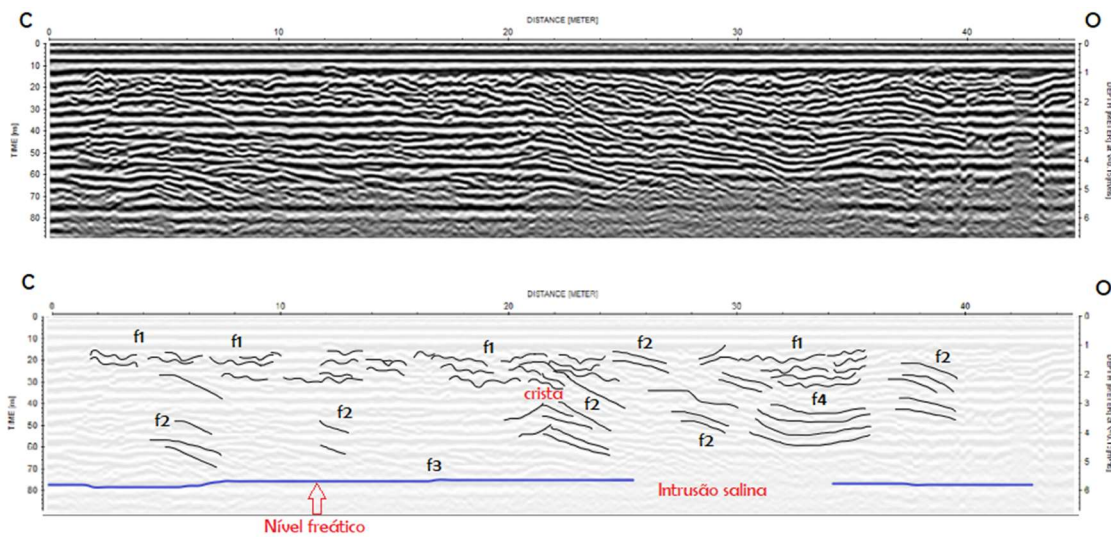


Figura 95. Seção GPR no trecho 6 e radarfáceis interpretadas. C= continente, O=oceano.

Os refletores da fácies f2 (face de acreção) mergulham em direção ao oceano com baixo ângulo ( $7^{\circ}$  a  $28^{\circ}$ ) ao longo de toda a seção GPR (fig. 96).

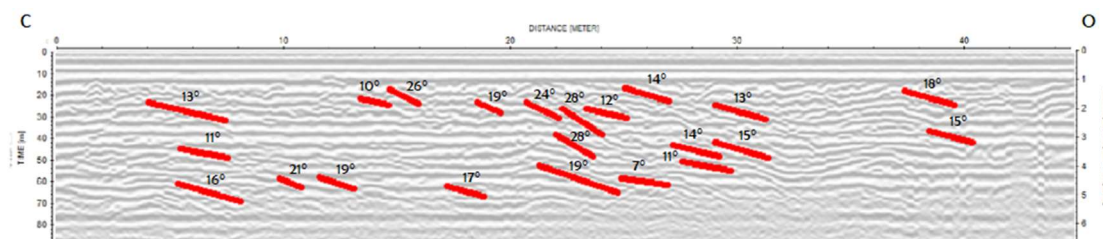


Figura 96. Mergulho dos refletores no trecho 6

#### 4.4 Discussão

Hesp (1988) descreve a morfologia e estratificação interna das dunas frontais em diferentes estágios: os tipos de fácies predominantes são indicadores



do estado morfológico em que a duna frontal se encontrava durante a formação destas fácies. Segundo o autor, as dunas frontais no estágio 1 (fig. 98) apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo (no máximo  $15^\circ$ ) mergulhando em direção ao oceano. O estágio 2 exibe também a mesma estratificação de baixo ângulo, mas com estruturas de corte e preenchimento e laminas cruzadas de alto ângulo inclinadas em direção ao continente; no estágio 3 e 4 a estrutura interna das dunas é marcada pela ocorrência de estratificação cruzada de alto ângulo (até  $46^\circ$ ), blowouts e escarpas, preenchimento de escarpas e acreção na crista.

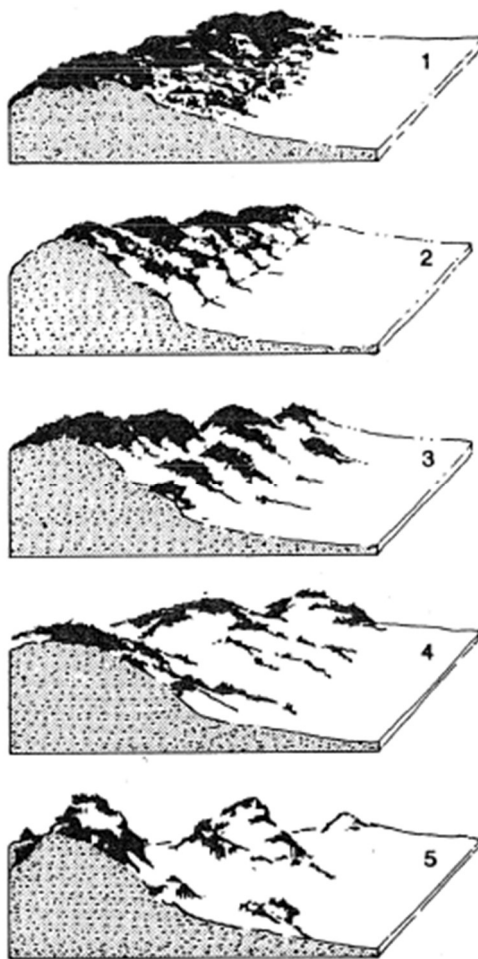


Figura 97. Estágios morfológicos das dunas frontais. Fonte: Hesp, 1988

A arquitetura interna das dunas frontais analisadas neste estudo apresenta similaridade com a morfologia atual das dunas. De acordo com a classificação de Hesp (1988) a duna frontal no trecho 3 se encontra no estágio 3, caracterizado por uma cobertura vegetal descontínua, face de acreção com mergulho de alto ângulo em direção ao oceano, erosão eólica nos pontos menos

vegetados, presença de escarpas e laminas com mergulho de alto ângulo em direção ao continente (roll-over). Já, as cristas de duna frontal no trecho 6 apresentam a estratificação cruzada de baixo ângulo própria do estágio 1, caracterizado por dunas bem vegetadas, com topografia simples e lateralmente contínuas (Hesp, 1988).

Estudos de Bristow *et al* (2000), Fernandez e Rocha (2015), Nascimento *et al.*, (2018) e Robin *et al.*, (2020) e associam refletores oblíquos que mergulham em direção ao oceano à face de acreção da duna frontal. Esta fácies resulta do crescimento da vegetação e acreção vertical das dunas frontais e ocorre inclusive nas dunas frontais que apresentam sinais de erosão e escarpas como no trecho 3 (f2).

Figueiredo *et. al.* (2018) interpretam refletores oblíquos caóticos e descontínuos como retrabalhamento eólico e descreveram os refletores da duna frontal como sinuosos, inclinados subparalelos e contínuos; já Fernandez e Rocha (2015) e Bristow *et al.* (2000) descreveram a fácies mais superficial da seção como acumulação biotopográfica, pela geometria côncavo-convexa ocasionada pela intercalação de acreção ao redor da vegetação e pequenas áreas de erosão. Este trabalho preferiu adotar a terminologia acumulação biotopográfica para destacar o papel da vegetação na definição da morfologia dunar.

Segundo Bristow *et al* (2000), a localização do nível freático pode ser usada para estimar o nível médio do mar. O nível freático nas duas seções de GPR analisadas encontra-se na profundidade de 5-6m que coincide aproximadamente com o máximo recuo (0m de altura) dos perfis topográficos.

Além de identificar as principais fácies, este estudo permitiu reconhecer algumas feições da duna frontal na seção de GPR, como por exemplo a crista da duna (trecho 6), escarpas erosivas e estruturas “*roll over*” (trecho 3). Robin *et. al.* (2020) reconstruíram a paleomorfologia da duna frontal a partir da arquitetura interna imageada por GPR e também reconheceram a crista da duna nas seções interpretadas.

Barboza *et al.* (2013) apontam que, até quando a morfologia da duna é preservada, podem se observar, no registro estratigráfico, escarpas erosivas na

face barlavento da duna frontal, porém somente quando o aporte sedimentar é insuficiente, a frequência desses eventos erosivos pode levar a erosão da duna frontal.

A interpretação das estruturas por GPR consentiu corroborar o atual estágio das dunas frontais nos trechos 6 e 3 de acordo com os resultados obtidos no capítulo 3. As estruturas encontradas na arquitetura interna do trecho 6 indicam acreção da duna frontal e progradação da linha de costa. Já, no trecho 3, eventos erosivos marcaram a duna frontal ao longo do seu desenvolvimento, com formação de escarpas e estruturas “roll over”. Como apontado por Psuty e Silveira (2010) as dunas frontais podem migrar em direção ao continente mantendo as dimensões originais: a fácies *roll-over* identificada na seção GPR do trecho 3 pode indicar erosão da praia e mobilidade da duna, pois o sedimento é transportado da crista até o reverso da duna frontal.

Para estudo das dunas frontais modernas a antena escolhida (270Mhz) foi excelente pois garantiu uma boa resolução e uma profundidade suficiente para o trabalho proposto. Deve-se considerar que, devido à proximidade do mar, há atenuação do sinal com a profundidade, assim que, uma antena de 80 Mhz por exemplo, com menor resolução e maior profundidade de penetração, não seria indicada para esta pesquisa. Algumas interferências foram observadas durante o levantamento de GPR e impossibilitaram a interpretação de alguns perfis.

## CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES

A caracterização do vento no litoral sul do Espírito Santo está de acordo com a circulação geral da atmosfera e influenciada, na escala sinótica, pelo ASAS e pela entrada de massas polares. A predominância dos ventos do quadrante nordeste, constantes e intensos durante a maior parte do ano, propicia a formação de dunas frontais no litoral na área de estudo. A variação morfológica das dunas frontais nos trechos analisados sugere que outros elementos estão envolvidos no processo de formação das dunas frontais. A geomorfologia e morfodinâmica local e o balanço de sedimentos influem no desenvolvimento das dunas frontais que apresentam um comportamento diferenciado frente à os eventos erosivos.

Estudos geofísicos (GPR) são uma ferramenta útil para detectar as feições erosivas na arquitetura interna das dunas frontais e auxiliam na identificação do estágio morfológico (erosivo ou acrescivo) das dunas frontais.

A determinação da taxa de mobilidade das dunas frontais consentiu identificar os trechos mais vulneráveis à erosão e contribuir ao gerenciamento da orla. As dunas moderadamente estáveis, ainda com escarpas erosivas, mantiveram sua posição ao longo do período estudado, porém, com o aumento da frequência e energia dos eventos erosivos, podem migrar gradualmente em direção ao continente, portanto sugere-se o monitoramento constante dessas dunas. Em correspondência da duna frontal que apresentou mobilidade (trecho 3) recomenda-se a ampliação da faixa mínima de proteção da costa e a conservação da duna frontal com instalação de cercas e se necessário engordamento de praia, caso contrário, com o aumento do nível do mar, a duna frontal pode migrar ulteriormente em direção ao continente, acompanhando o recuo da linha de costa ou diminuir seu tamanho até ser destruída por leques de sobrelavagem.

O estudo da evolução das dunas frontais no litoral sul do Espírito Santo consentiu destacar a importância do vento no desenvolvimento das dunas frontais e que sua intensidade e direção são determinantes na definição da quantidade de sedimento transportado até as dunas. Devido à orientação da linha de costa, ventos particularmente intensos provenientes de leste nordeste e

leste sudeste são associados a episódios erosivos na área de estudo. A geomorfologia local, e principalmente à ocorrência da Formação Barreiras no litoral, afeta fortemente a distribuição de sedimento ao longo da costa e o desenvolvimento das dunas frontais, que dependem da acumulação de sedimento para se formar.

## REFERÊNCIAS

- AHRENS, C. D. *Meteorology today: an introduction to weather climate and environment* Brooks Cole Cengage Learning. 9ª edição. 2009. 549 páginas.
- ALBINO, J.; PAIVA, D. S.; MACHADO, G. M. Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo, Brasil. *Geografares*, n.2. Vitória. 2001. 63-69p.
- ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO K. A. Espírito Santo. In: MUEHE, D. (Org.) *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Programa de geologia e geofísica marinha. MMA, SQA, Gercom. 2006.
- ALBINO, J.; NETO, N. C.; OLIVEIRA, T. C. A. The Beaches of Espírito Santo. In: Short, A. D.; Klein, A. H.F. (org.) *Brazilian Beach Systems*. Springer International Publishing, USA. 2016. 333-361 p. DOI: 10.1007/978-3-319-30394-9\_13.
- ALBINO, J.; COELHO, A. L. N.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO K. A. Espírito Santo IN: MUEHE, D. *Panorama da erosão costeira no Brasil*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 2018. 433-474p.
- ALBUQUERQUE, M.; ESPINOZA, J.; TEIXEIRA, P.; DE OLIVEIRA, A.; CORRÊA, I.; CALLIARI, L. Erosion or coastal variability: an evaluation of the DSAS and the change polygon methods for the determination of erosive processes on sandy beaches. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England). *Journal of Coastal Research*, SI 65. 2013. 1710–1714p.
- ALMEIDA, A. *Catástrofes mistas: uma perspectiva ambiental / coord. Luciano Lourenço, Adélia Nunes. – (Riscos e catástrofes)*. Imprensa da Universidade de Coimbra. 2019. 362p.
- AMARANTE, O. A. C.; SILVA, F. J. L.; ANDRADE, P. E. P.; PARECY, E. *Atlas Eólico do Espírito Santo*. Vitória-ES. Aspe, 2009. 100 p.
- ANFUSO, G., BOWMAN, D., DANESE, C., AND PRANZINI, E. Transect based analysis versus area based analysis to quantify shoreline displacement: spatial resolution issues, *Environ. Monit. Ssess.*, 2016. 188p., 1–14p.
- ARENS, S.M. Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden island. *Journal of Coastal Conservation* 3, 1997. 49–56p.
- AYOADE, J.O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. São Paulo: DIFEL, 1996.
- BARBOZA, E.; DILLENBURG, S.; ROSA, M.; TOMAZELLI, L.; & HESP, P. Ground-penetrating Radar Profiles of Two Holocene Regressive Barriers in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*. 2009. 579-583p.

BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L.J. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *Journal of Coastal Research*, SI 65. 2013. 1265-1270p.

BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 2011. 646-650p.

BASTOS, C.; FERREIRA, N. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Anais. Rio de Janeiro, 2000. 612-619, 2000p.

BITTON, M.C.A.; HESP, P.A. Vegetation dynamics on eroding to accreting beach-foredune systems, Florida panhandle. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2013. 1472 – 1480p.

BRISTOW, C.S.; CHROSTON, P.N.; BAILEY, S.D. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology* 47, 2000. 923 – 944p.

BRISTOW, C.S.; JOL, H.M. An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. London, Geological Society, Spec. Publications, 2003. 1-7p.

BRISTOW, C.S.; LANCASTER, N.; DULLER, G.A.T. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. – *Journal of the Geological Survey*, London, 2005. 315-321p.

BRISTOW, C.S.; AUGUSTINUS, P.C.; WALLIS, I.C.; JOL, H.M.; RHODES, E.J. Investigation of the age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications for GPR on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. 30–42p.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Portaria nº 150, de 10 de maio de 2016. Institui o Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima e dá outras providências. *Diário Oficial da União Brasília*, 1 de maio de 2016. Seção 1.

CALLIARI, L.J.; PEREIRA, P.S.; DE OLIVEIRA, A.O. FIGUEIREDO, S. A. Variabilidade das dunas frontais no litoral norte e médio do Rio Grande do Sul, Brasil. *Gravel*, 2005. 15-30p.

CARPENEDO, C. B.; AMBRIZZI, T. Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul Associado ao Modo Anular Sul e Impactos Climáticos no Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 35, n. 4, 2020. 605-613p.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, 15, 2004. 2377–2394p.

CATUNEANU, O. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth Sci. Rev.* 188, 2019. 312–388

CLIMATEMPO. Climatologia e histórico de previsão do tempo em Presidente Kennedy, BR. Disponível em:<<https://www.climatempo.com.br/climatologia/3555/presidentekennedy-es>>. Acesso em: 02 de novembro 2020a.

CLIMATEMPO. O que é a ZCAS e como este sistema se forma?. Disponível em:<<https://www.climatempo.com.br/noticia/2020/01/29/o-que-e-a-zcas-e-como-este-sistema-se-forma--1565>>. Acesso em: 10 de outubro 2020b.

COELHO, A. L. N. Análise do deslocamento da linha de costa e sua intensidade com base em produtos de sensoriamento remoto. In: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L.S. (orgs.) *Geografia Marinha: oceanos e costas na perspectiva de geógrafos*. Rio de Janeiro: PGGM, 2020. 56-73p. ISBN 978-65-992571-0-0.

CONTTI NETO, N. Deriva litorânea e evolução da linha de costa no sul do Espírito Santo (Brasil). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Oceanografia. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. São Paulo: 2012. 126p.

COPERNICUS. Banco de dados. Disponível em:<<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>>. Acesso em: 15 de março 2020.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). 2017. Disponível em <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>. Acesso em 01 de fevereiro de 2021.

COSTA, J.A. O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil. *Revista Científica do Instituto Federal de Alagoas*, v.1, n.4. 2014.

DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; LAW, M. N. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N., Carter, R.W.G. (Eds.), *Coastal Dunes. Form and Process*. Wiley, Chichester, 1990. 177 – 200p.



DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D.; LAW, M. N. Measurement and prediction of longterm sediment supply to Coastal Foredunes. *Journal of Coastal Research* 12, 1996. 654–663p.

DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D. Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts. *Journal of Coastal Research* 21(6): 2005. 1166–1172p.

DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D, *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. 2010. 228-279p.

DAVIDSON-ARNOTT, R.; HESP, P.; OLLERHEAD, J.; WALKER, I.; BAUER, B.; DELGADO-FERNANDEZ, I.; SMYTH, T. Sediment Budget Controls on Foredune Height: Comparing Simulation Model Results with Field Data. *Earth Surf. Process. Landforms* 2018.

DAVIDSON, S., HESP, P., MIOT DA SILVA, G. Controls on dune scarping. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. 2020. Disponível em <<https://doi.org/10.1177/0309133320932880>>. Acesso em 20 de março de 2020.

DEGOLA, T. S. D. Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 2013. 92p.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. Centro de hidrografia da marinha. Banco nacional de dados oceanográficos. Previsões de maré. Disponível em: <[https://www.marinha.mil.br/chm/sites/www.marinha.mil.br.chm/files/dados\\_de\\_mare/terminal\\_da\\_ponta\\_do\\_ubu.pdf](https://www.marinha.mil.br/chm/sites/www.marinha.mil.br.chm/files/dados_de_mare/terminal_da_ponta_do_ubu.pdf)>. Acesso em: 12 de maio de 2021.

DONKER, J.; VAN MAARSEVEENAND, M.; RUESSINK, G. Spatio-temporal variations in foredune dynamics determined with Mobile Laser Scanning. *J. Mar. Sci. Eng.* 2018. 126p.

EGUCHI, B.; ALBINO, J. INFLUÊNCIA DOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA SOBRE EVENTOS DE RESSACAS NO LITORAL SUL DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL. *Revista Brasileira de Climatologia*, [S.l.], v. 28, apr. 2021. ISSN 2237-8642. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/72614>>. Acesso em: 03 june 2021. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/rbclima.v28i0.72614>.

FERNANDEZ G.B.; ROCHA T.B. Barreiras Costeiras Holocênicas: Geomorfologia e Arquitetura Depositional no Litoral do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2015. 301-319p.

FERREIRA, A. G.; MELLO N. G. S. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. *Revista Brasileira de Climatologia* 2005. 14-22p.

FIGUEIREDO, M. S.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Geomorfologia e arquitetura deposicional interna da barreira costeira holocênica da massambaba, litoral do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2018.

FIRMINO, L. A. C.; & BULHÕES, E. M. R. Aspectos das ondas oceânicas em áreas de erosão costeira. Litoral do Espírito Santo, Brasil. *Finisterra*, 2020. 23–44p.

FISHER, E.; MCMECHAN, G.A.; ANNAN, A.P.; COSWAY, S.W. Examples of reverse-time migration of single-channel, groundpenetrating radar profiles. *Geophysics*, 1992. 577 – 586p.

FLORA DO BRASIL 2020. Jardim Botânico do Rio de Janeiro. Disponível em: <<http://floradobrasil.jbrj.gov.br/>>. Acesso em: 02 de maio. 2021.

GANDOLFO O. C. B.; SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M. G.; RODRIGUES, M. Estratigrafia rasa da ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. *Brazilian Journal of Geophysics*. São Paulo, 2003. 252-262p.

GIBEAUT, J. C.; CAUDLE, T. Defining and mapping foredunes, the line of vegetation, and shorelines along the Texas Gulf Coast. Final Report Prepared for the Texas General Land Office. Austin, Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, 2009. 14p

GRANGE, S. K. Technical note: Averaging wind speeds and directions. 2006. Disponível em:<<https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3349>>. Acesso em: 02 de fevereiro de 2021.

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; S., SILVA, D. M. A. F.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J.Geoph.Resear.*, 2002.1-42p.

HESP, P.A. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. In: Hesp, P.A., Fryberger, S. (Eds.), *Eolian Sediments*. *Journal of Sedimentary Geology*, vol. 55, 1988. 17– 41p.

HESP, P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 2002. 245-268p.

HESP, P.A.; WALKER, I.; NAMIKAS, S.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; BAUER, B.; OLLERHEAD, J. Storm Wind Flow over a Foredune, Prince Edward Island, Canada. *Journal of Coastal Research*, 2009. 312-316p.

HESP, P. A.; SMYTH, T. A. G. Nebkha flow dynamics and shadow dune formation, *Geomorphology*, Volume 282, 2017, 27-38p.

HESP, P. A.; WALKER, I. J. Aeolian environments: coastal dunes. *In*: Lancaster, N.; Sherman, D.J., and Baas, A.C.W. (eds.), *Aeolian Geomorphology*. Volume 11. *In*: Shroder, J. (ed. in chief). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, 2013. 109-133p.

HESP, P.A.; HERNÁNDEZ-CALVENTO, L.; GALLEGU-FERNÁNDEZ, J. B.; SILVA, M. G.; CORDERO, A. I. H.; RUZ, M. H.; GARCÍA, L. R. Nebkha or not? - Climate control on foredune mode, *Journal of Arid Environments*, Volume 187, 2021.

HORTON, B. P.; KHAN, N. S.; CAHILL, N. Estimating global mean sea-level rise and its uncertainties by 2100 and 2300 from an expert survey. *npj Clim Atmos Sci* **3**, 2020.

INMET. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/fotos/A622.jpg>>. Acesso em: 20 de abril 2020.

JACKSON, D. W. T.; COOPER, A.; GREEN, A. A preliminary classification of coastal sand dunes of KwaZulu-Natal. *Journal of Coastal Research*, 2014.

JOL, H. M. *Ground Penetration Radas: Theory and Applications*. Amsterdam: Elsevier Science, 2009.

KEIJSERS, J. G. S.; POORTINGA, A.; RIKSEN, M. J. P. M.; MAROULIS, J. Spatio-Temporal Variability in Accretion and Erosion of Coastal Foredunes in the Netherlands: Regional Climate and Local Topography. 2014.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992. 813–835p.

KULP, SCOTT & STRAUSS, BENJAMIN. New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding. *Nature Communications*, 2019.

LUDWIG, J.; LINDHORST, S.; BETZLER, C.; BIERSTEDT, S.E.; BORÓWKA, R.K. Sedimentary rhythms in coastal dunes as a record of intra-annual changes in wind climate (Łeba, Poland). *Aeolian Res.* 2017, 67–77p.

MACHADO, A.H., F. S. DA SILVA, L. P. PATROCÍNIO: dimensionamento de parque eólico no estado do Espírito Santo. Revista Energia na agricultura, vol. 32, n.1, 2017. 72-80 p.

MACHADO B. A.; MELLO, G. S.; SILVA, J. C., ROCHA, T. B. Mapeamento em planta das dunas frontais do delta do rio paraíba do sul (RJ) entre 2005 e 2016. Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento, Instituto de geociências Unicamp, São Paulo, 2017.

MALACARNE, M.; RIBEIRO, F.K. Análise da frequência e do padrão dos ventos na região da Grande Vitória entre 2006 e 2016. Revista Geonorte, V.9, N.32, 2018. 137-159p. (ISSN 2237 - 1419) DOI: 10.21170/geonorte.2018.V.9.N.32.137.159.

MARTELO, A.F.; NICOLODI, J.L. As dunas frontais e sua função frente às inundações da costa: validação de dois modelos de erosão como ferramenta para a gestão costeira aplicados na praia do Mar Grosso, RS. Desenvolvimento e Meio ambiente, v. 44, Edição especial: X Encontro Nacional de Gerenciamento Costeiro. 2018. 223-241 p.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. F.; ARCHANJO, J. D. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.68, n. 3, 1996. 389-404 p.

MATTIUZZI, H. V.; MARCHIORO, E. O comportamento dos ventos em Vitória (ES): a gestão e interpretação dos dados climatológicos. Revista Geonorte, edição especial, v. 2, n. 4, 2012. 983-993 p.

MENDES, M.C.D.; TRIGO, R.M.; CAVALCANTI, I.F.A.; DACAMARA, C.C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso), v. 20, n. 2, 2005. p. 175-190.

MOULTON, M. A. B.; OLIVEIRA FILHO, S.R.; ROCHA, T.B.; FERNANDEZ, G. B. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65, 2013. 1319-1324p. ISSN 0749-0208.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2001. 35-44p.

NASCIMENTO, F. J. S.; BARBOZA, E. G.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B.; MINELI, T. D.; ESTEVES, T. Análise cronoestratigráfica dos cordões litorâneos na planície costeira da foz do rio Itabapoana (Espírito Santo, Brasil). Rev. Bras. Geomorfol. (Online), São Paulo, v.19, n.3, 2018. 503-523 p.

NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth- Science Reviews*, 2004. 261-330p.

NOGUEIRA, I. C. M. Caracterização do clima de ondas na bacia do espírito santo através de modelagem numérica. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica), Universidade Federal de Rio de Janeiro/COPPE, 2014. 128 p.

OLIVEIRA, K. S. S.; QUARESMA, V. S. Condições típicas de vento sobre a região marinha adjacente à costa do espírito santo. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 22. 2018.

OLIVEIRA Jr., J. G. Dois testes de imageamento com GPR em problemas de controle ambiental em regiões tropicais: migração de dunas e localização de dutos de óleo enterrados. 2001. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2001.

OLIVEIRA Jr., J. G.; MEDEIROS, W. E.; TABOSA, W.F.; VITAL, H. From barchan to domic shape: evolution of a coastal sand dune in northeastern Brazil based on GPR survey. *Revista Brasileira de Geofísica*, 2008. 5-20p.

OLIVEIRA, U.R.; CUNHA, J.A.V.; LEAL, K.B.; SIMÕES, R.S.; TABAJARA, L. L. C. Regeneração de dunas frontais no balneário do mar grosso, São José do Norte, RS. *Boletim Gaúcho de Geografia*, 2019.

OLLERHEAD, J.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; WALKER, I.J.; MATHEW, S.; Annual to decadal morphodynamics of the foredune system at Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada. *Earth Surf. Process. Landf*, 2013. 284–298p.

PALLOTTA, M.; NAKAZATO, R. Y. Caracterização de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de umidade (ZCOU) em janeiro e fevereiro de 2010. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16, 2010, Belém, Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

PIANCA, C.; MAZZINI, P.L.F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 2010. 53-70p.

PINHO, U. F. Caracterização dos estados de mar na Bacia de Campos. 2003. 137 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) Departamento de Engenharia, UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro, 2003.

PSUTY, N.P. The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development. In: Martínez, M.L., Psuty, N. (Eds.), *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*. SpringerVerlag, Berlin, 2004. 11–28p.

PSUTY, N.P.; SILVEIRA, T.M.; Trend in foredune crestline displacement, Fire Island National Seashore, New York, USA, 1976–2005. *J. Coast. Res.*, 2009. 15–19p.

PSUTY, N.P., SILVEIRA, T.M. Global climate change: an opportunity for coastal dunes. *J Coast Conserv* 14, 2010. 153–160p.

REGOTO, P.; DERECZYNSKI, C.; SILVA, W. L.; SANTOS, R.; CONFALONIERI U. Tendências de extremos de precipitação para o estado do Espírito Santo. Anuário do Inst. Geociências – UFRJ, 2018. 365-381p.

REMKE, L. V. D.; SCHLAGER, W., Identifying causes of groundpenetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses, *Sedimentology*, 2000. 435–449p.

ROBIN, N.; BILLY, J.; CASTELLE, B.; HESP, P.; LAPORTE-FAURET, Q.; NICOLAE-LERMA, A.; MARIEU, V.; ROSEBERY, D.; BUJAN, S.; DESTRI BATS, B.; MICHALET, R.; 2020. Beach-dune Recovery from the Extreme winter storms 2013–2014 at Truc Vert Beach, Southwest France: New Insights from Ground-Penetrating Radar. In: Malvárez, G. and Navas, F. (eds.), Proceedings from the International Coastal Symposium (ICS) 2020 (Seville, Spain). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 95, 588–592p, Coconut Creek (Florida). 588–592p.

RODRIGUEZ-MORATA, C.; DÍAZ, H. F.; BALLESTEROS-CANOVAS, J. A.; The anomalous 2017 coastal El Niño event in Peru. *Clim Dyn*, 2019. 5605–5622p.

RUZ, M. H.; HÉQUETTE, A.; MARIN, D.; SIPKA, V.; CRAPOULET, A.; CARTIER, A. Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2017. 37–50p.

SALLES, R. A.; SALES, R.A.; COSTA, S.T.; OLIVEIRA, C.E. Interferência dos fenômenos El Niño e La Niña no regime pluviométrico anual de Linhares, Espírito Santo. SEAGRO: Anais de Semana Acadêmica do Curso de Agronomia do CCAE/UFES, v. 2, n.1, 2018.

SILVA, da G. M.; HESP, P. Coastline orientation, aeolian sediment transport and foredune and dunefield dynamics of Moçambique Beach, Southern Brazil. *Geomorphology*, 2010. 258-278p.

SMITH, M. J.; CROMLEY, R. G. Measuring historical coastal change using GIS and the change polygon approach. *Transactions in GIS*, 2012. 16, 3–15p.

SWEET, W. V.; KOPP, R. E.; WEAVER, C. P.; OBEYSEKERA, T.; HORTON, R. M.; THIELER, E. R.; ZERVAS, C. Global and Regional Sea Level Rise Scenarios

for the United States. NOAA Tech. Rep. NOS CO-OPS 083. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Silver Spring, 2017. 75p.

THIELER, E. R.; HIMMELSTOSS, E.A.; ZICHICHI, J.L.; MILLER, T.L. Digital shoreline analysis system (DSAS) version 3.0: An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-file Report. 2005.

TILLMANN, T.; WUNDERLICH, J. Ground-penetrating radar in coastal environments: examples from the islands Sylt and Amrum. In: Voigt A, Venske J-F (eds) Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, 2012. 60–76p.

TOMAZELLI, L. J. O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas 20: 1993. 18-26p.

VAREJAO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Versão digital 2, 2006. 449p.

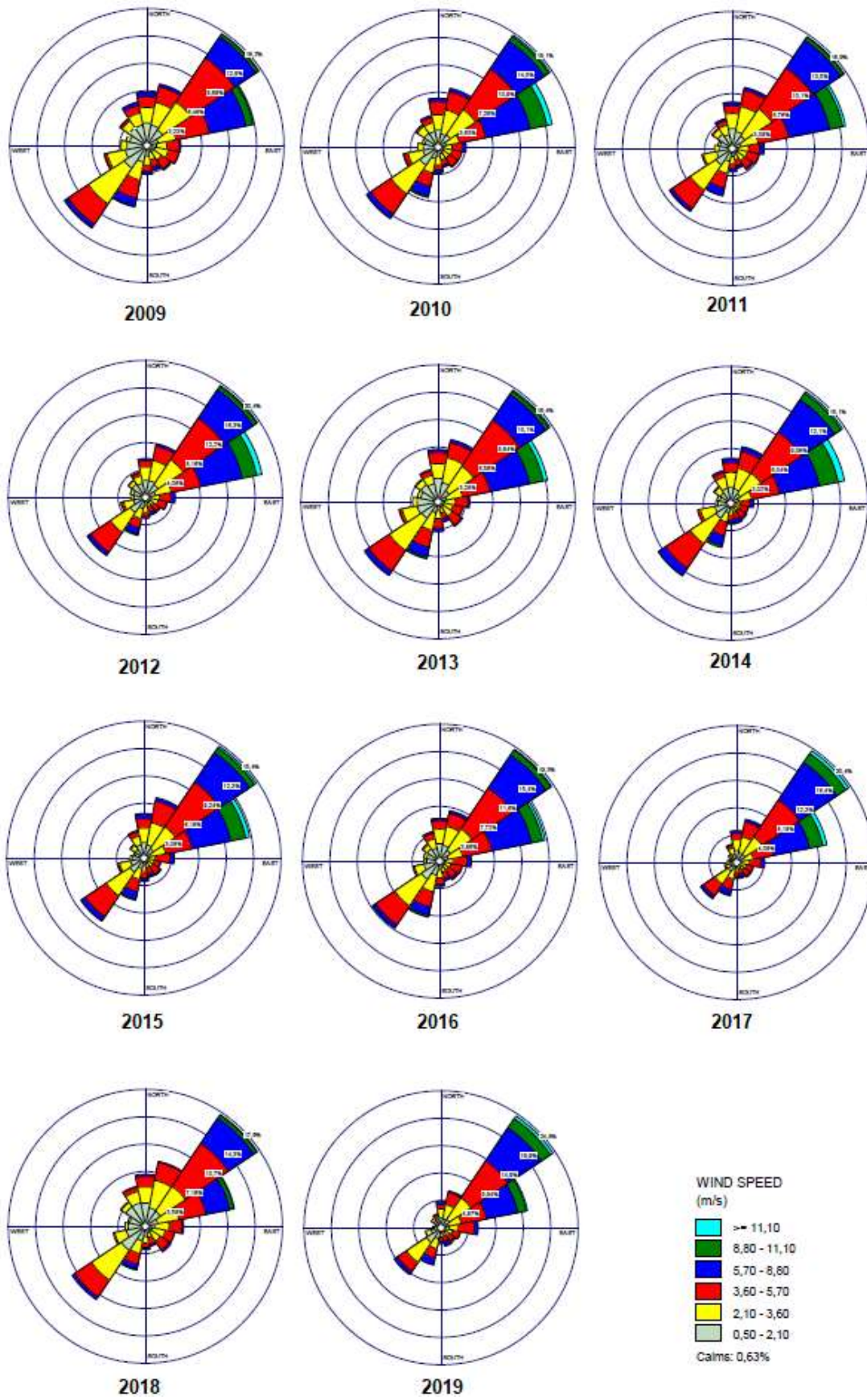
VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais, escala 1:400.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, 2015. 289p.

YANG, L.; DONG, Y.; HUANG, D. Morphological response of coastal dunes to a group 659 of three typhoons on Pingtan Island, China. Aeolian Research, 2018. 210-217p.

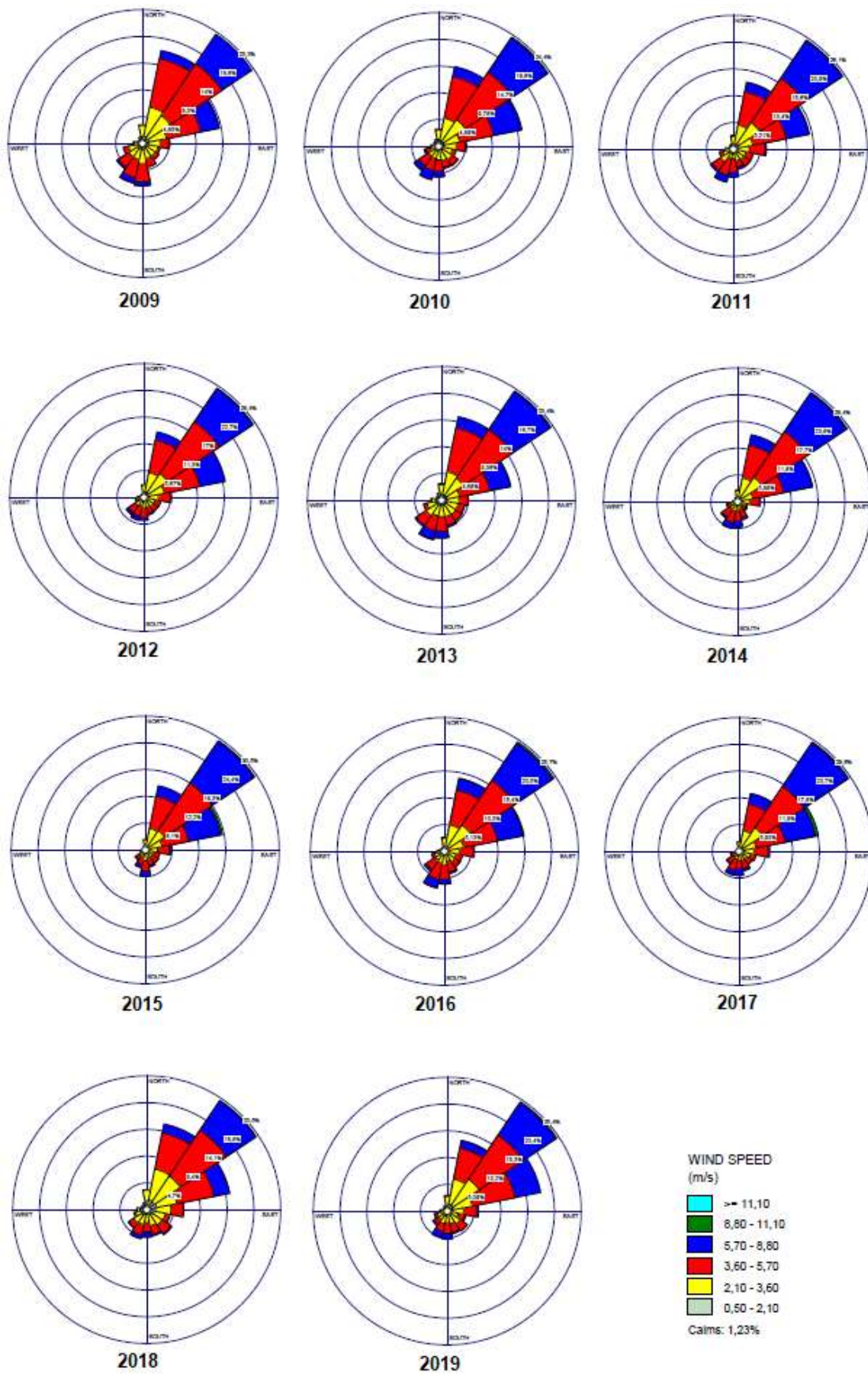
ZHAO, W.; FORTE, E.; FONTOLAN, G.; PIPAN, M. Advanced GPR imaging of sedimentary features: Integrated attribute analysis applied to sand dunes. Geophysical Journal International, 2017.

APÊNDICE A: Rosas de vento anuais 2009-2019 obtidas a partir dos dados registrados na estação automática de PK (a), R1(b), R2(c) e R3(d).

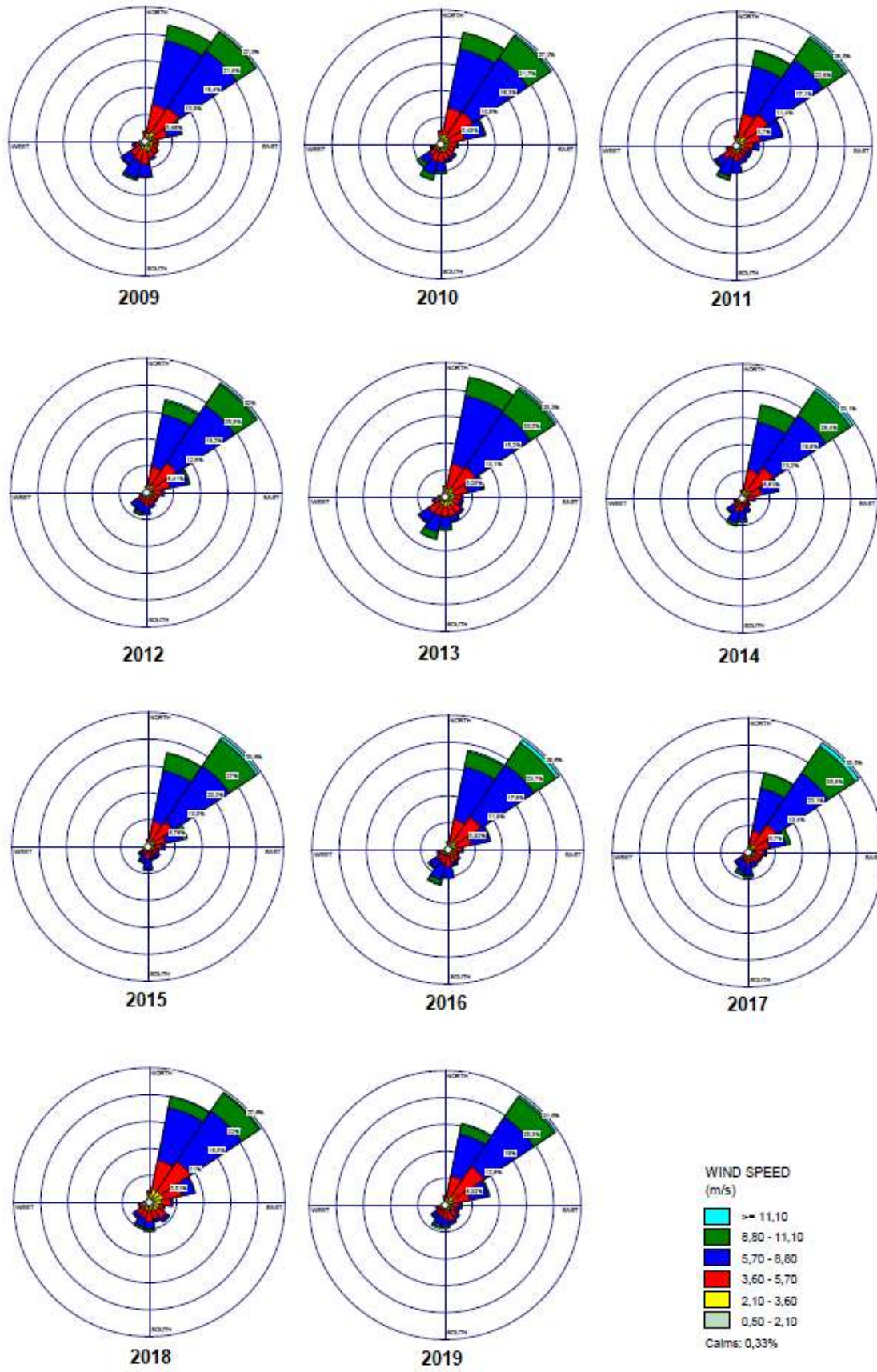




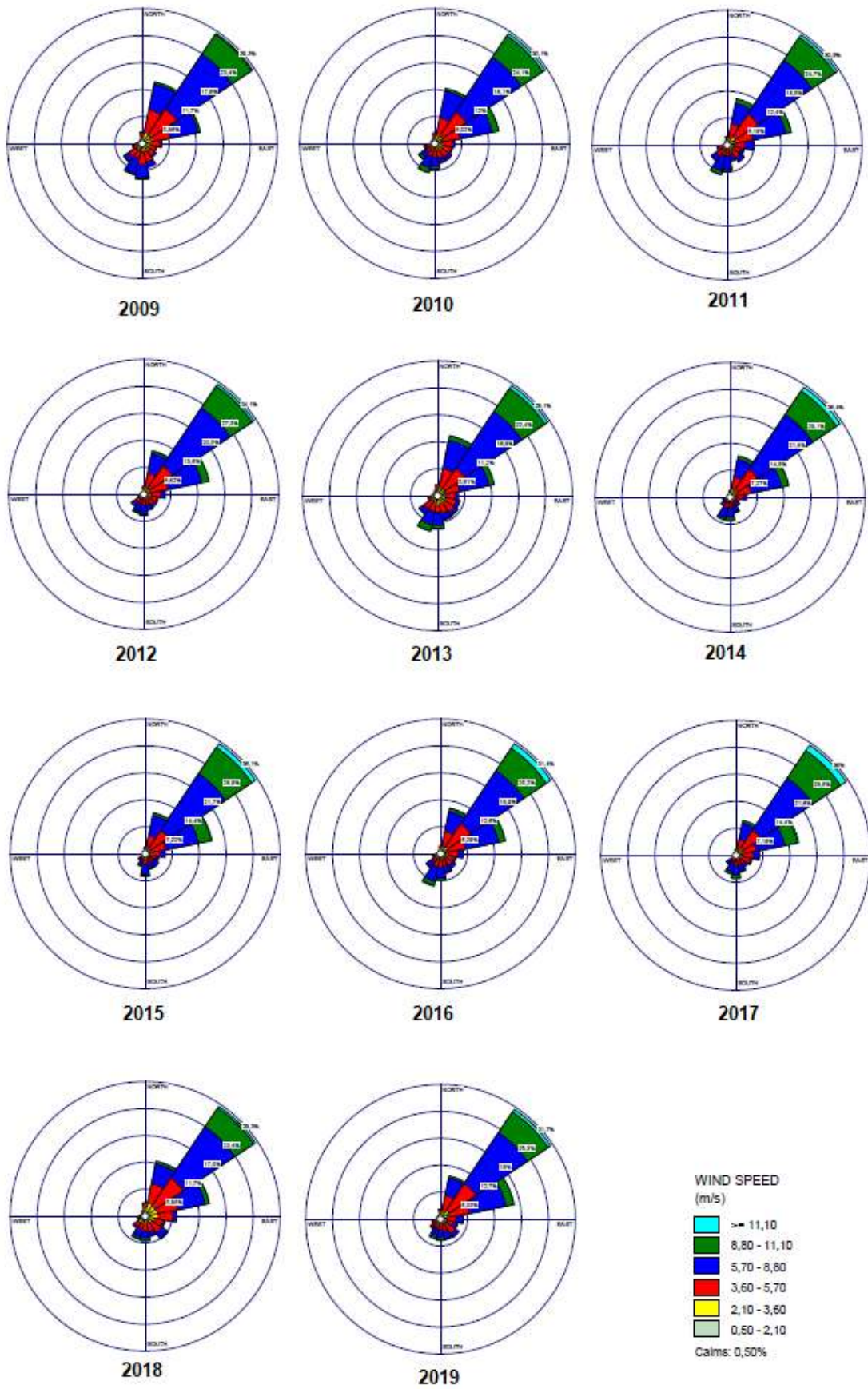
a



b

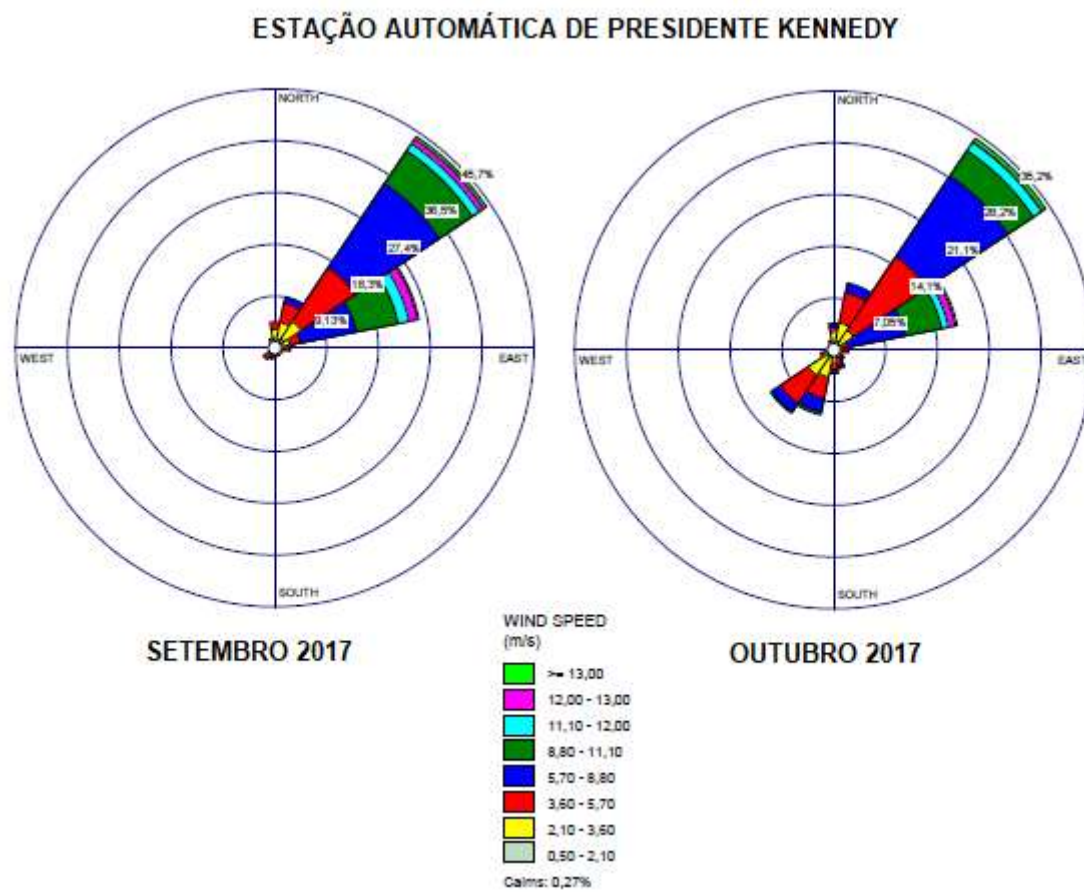


c

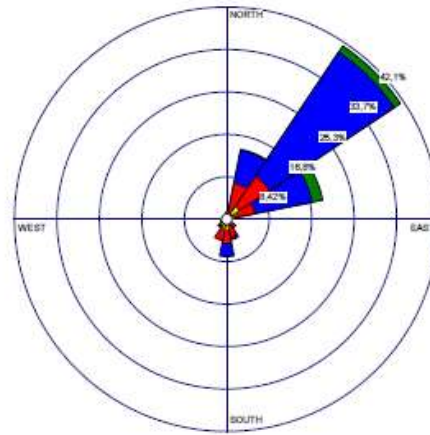
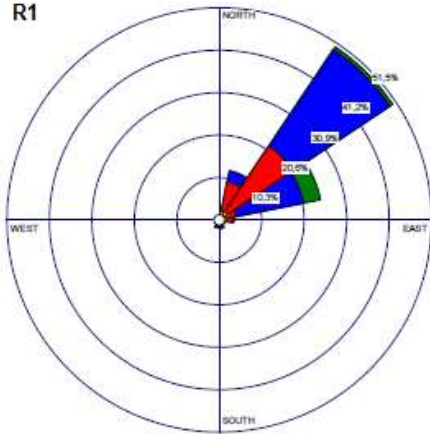


d

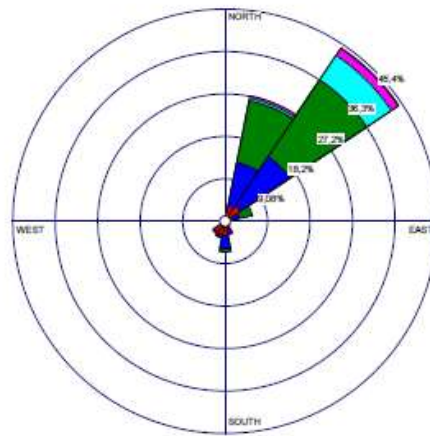
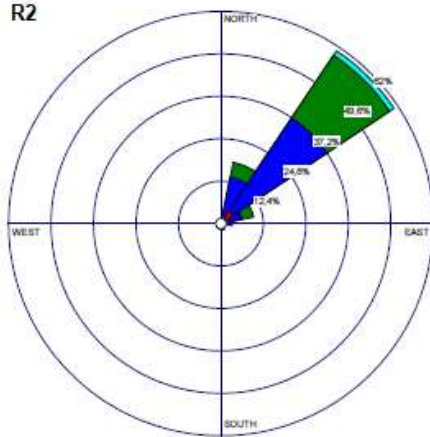
APÊNDICE B: Rosas dos ventos para os meses de setembro e outubro 2017 elaboradas a partir dos dados registrados na estação meteorológica de PK e dos dados de reanálise nos três pontos de estudo (R1, R2, R3).



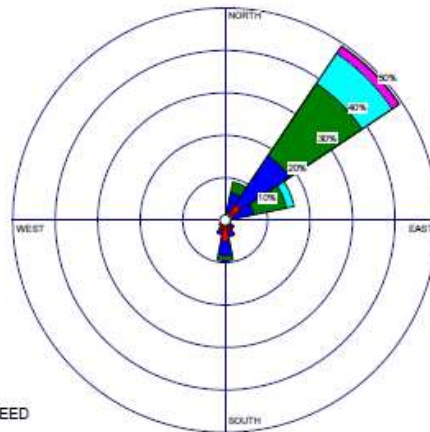
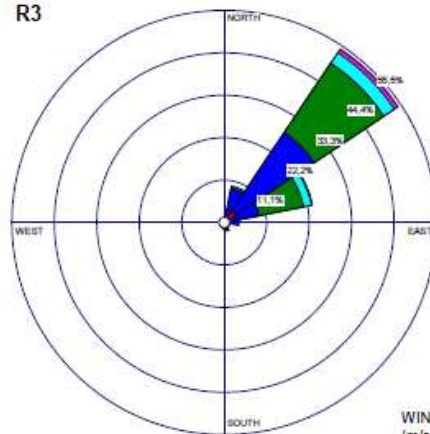
R1



R2

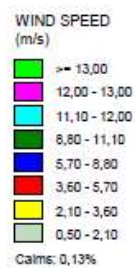


R3



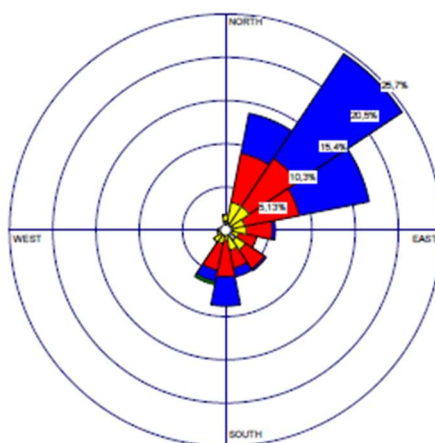
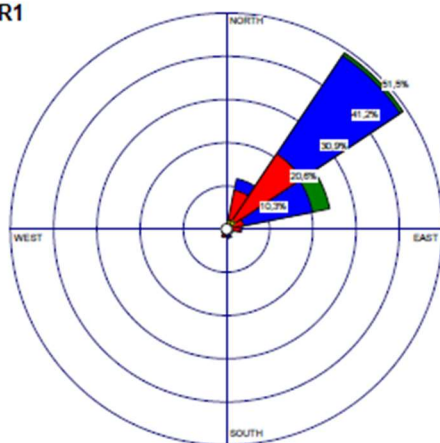
SETEMBRO 2017

OUTUBRO 2017

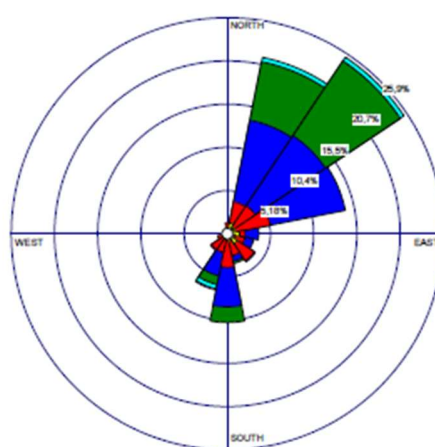
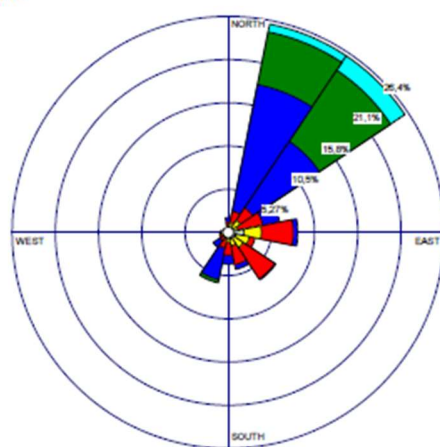




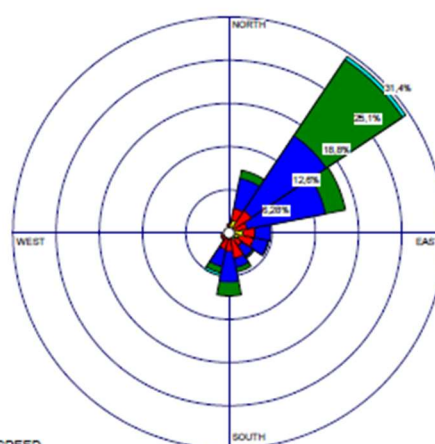
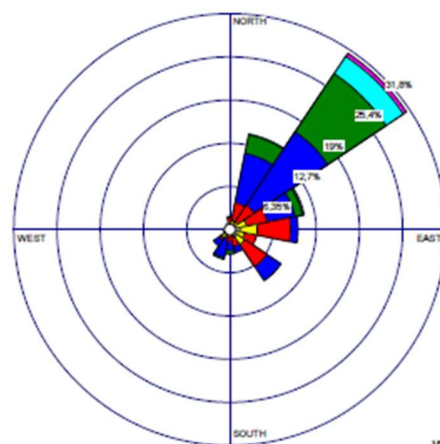
R1



R2



R3



SETEMBRO 2018

OUTUBRO 2018





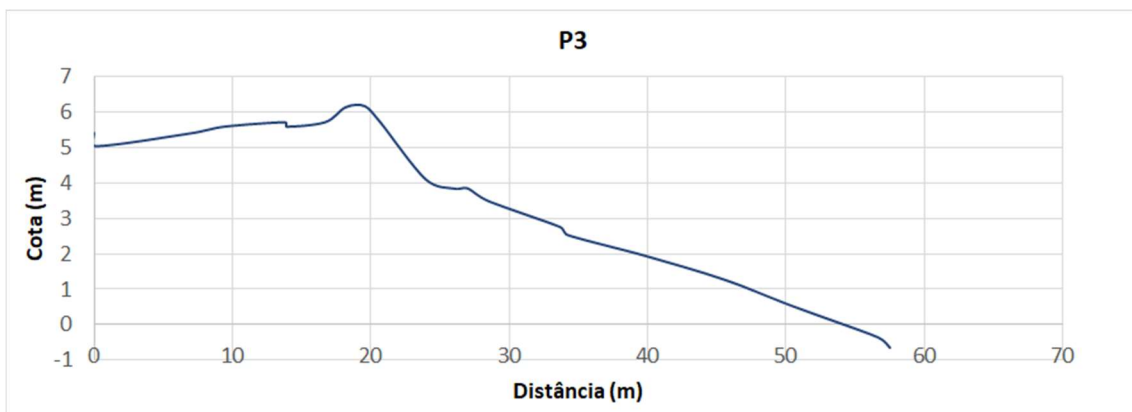
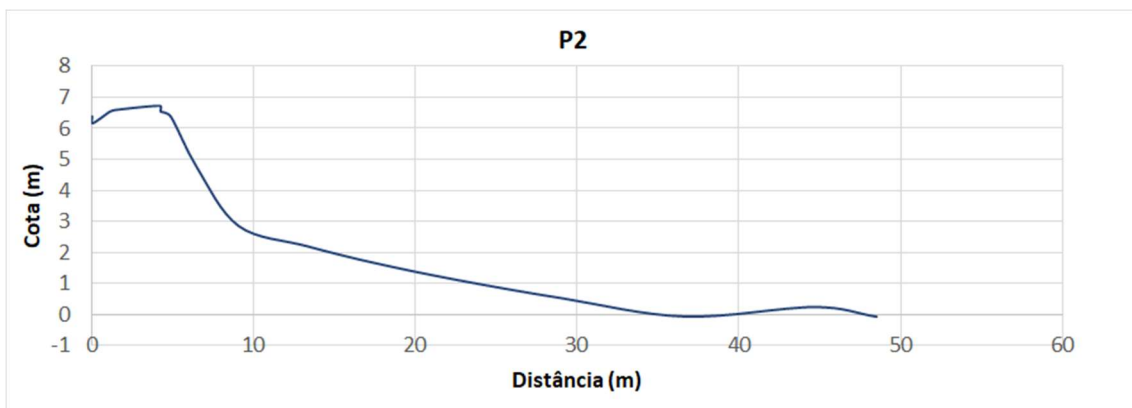
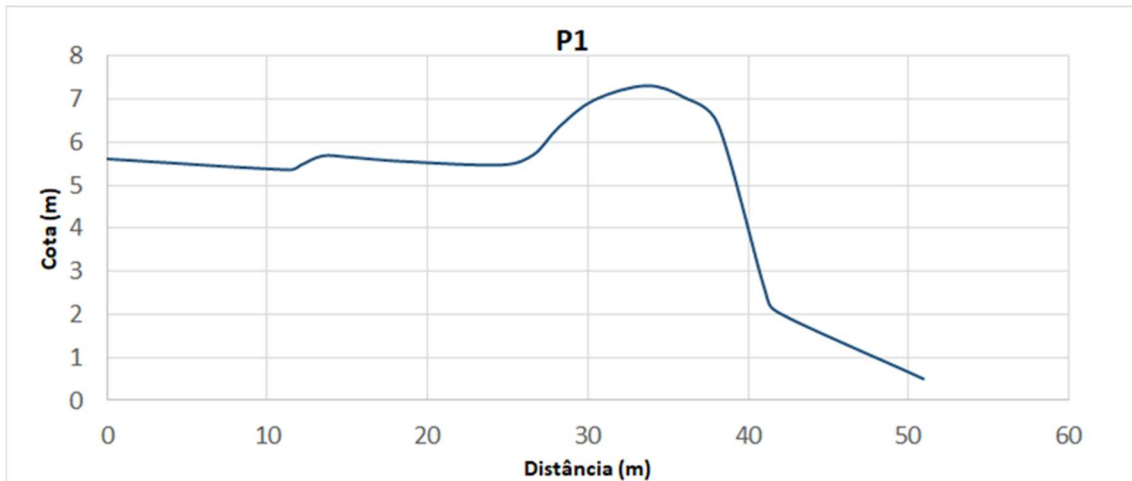
APENDICE D: Relação do material fotográfico utilizado como base na análise do comportamento das dunas frontais na área de estudo.

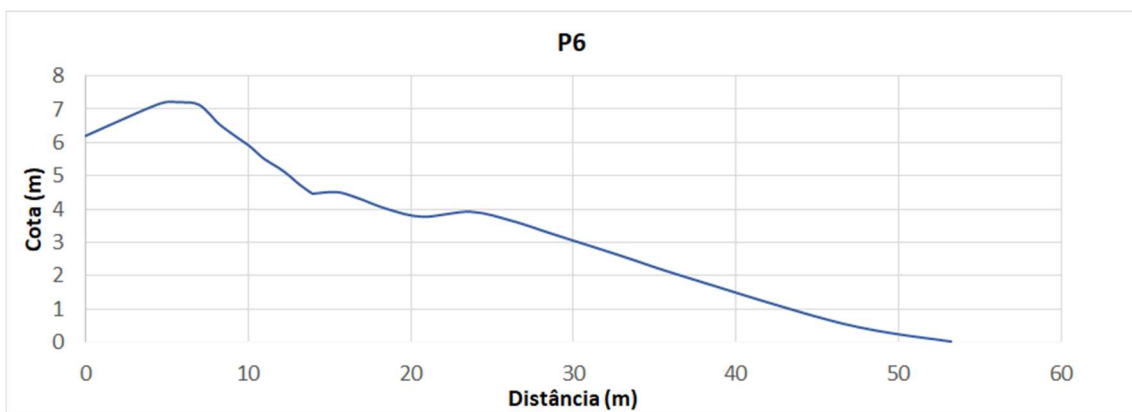
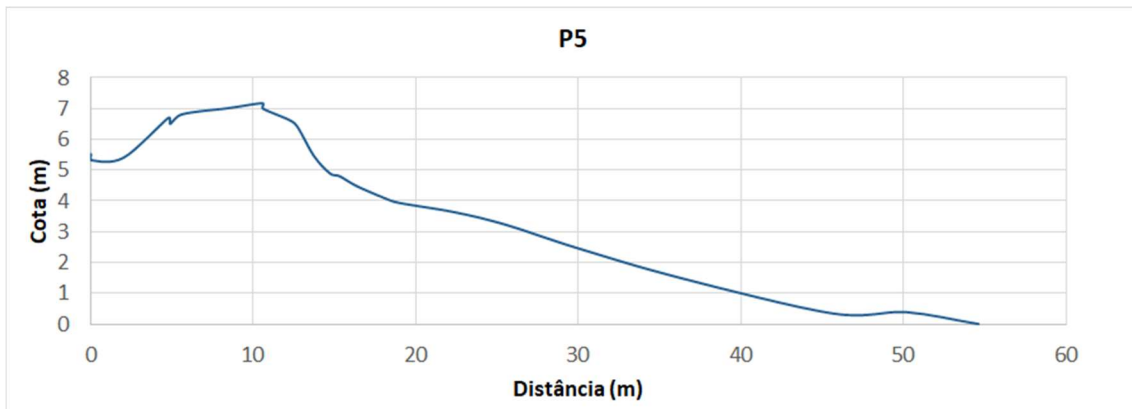
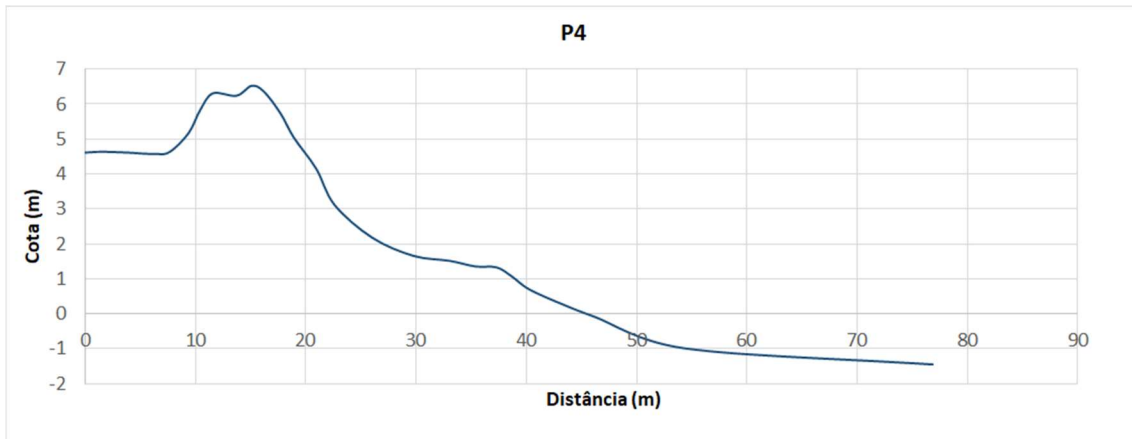
DATA	FONTE	TRECHO	RESOLUÇÃO (Pixel/m <sup>2</sup> )
23/12/2002	Maxar Technologies	T1	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T1	0,18 m
13/06/2011	Maxar Technologies	T1	0,18 m
31/12/2013	Maxar Technologies	T1	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T1	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T1	0,18 m
22/10/2016	Maxar Technologies	T1	0,18 m
06/10/2017	Maxar Technologies	T1	0,18 m
19/03/2018	CNES/AIRBUS	T1	0,18 m
23/12/2002	Maxar Technologies	T2	0,18 m
30/12/2009	Maxar Technologies	T2	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T2	0,18 m
13/06/2011	Maxar Technologies	T2	0,18 m
31/12/2013	Maxar Technologies	T2	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T2	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T2	0,18 m
06/10/2017	Maxar Technologies	T2	0,18 m
19/03/2018	CNES/AIRBUS	T2	0,18 m
23/12/2002	Maxar Technologies	T3	0,18 m

08/06/2005	Maxar Technologies	T3	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T3	0,18 m
13/06/2011	Maxar Technologies	T3	0,18 m
31/12/2013	Maxar Technologies	T3	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T3	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T3	0,18 m
06/10/2017	Maxar Technologies	T3	0,18 m
19/03/2018	Maxar Technologies	T3	0,18 m
23/12/2002	Maxar Technologies	T4	0,18 m
08/06/2005	Maxar Technologies	T4	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T4	0,18 m
13/06/2011	Maxar Technologies	T4	0,18 m
31/12/2013	Maxar Technologies	T4	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T4	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T4	0,18 m
06/10/2017	Maxar Technologies	T4	0,18 m
19/03/2018	CNES/AIRBUS	T4	0,18 m
23/12/2002	Maxar Technologies	T5	0,18 m
08/06/2005	Maxar Technologies	T5	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T5	0,18 m
13/06/2011	Maxar Technologies	T5	0,18 m

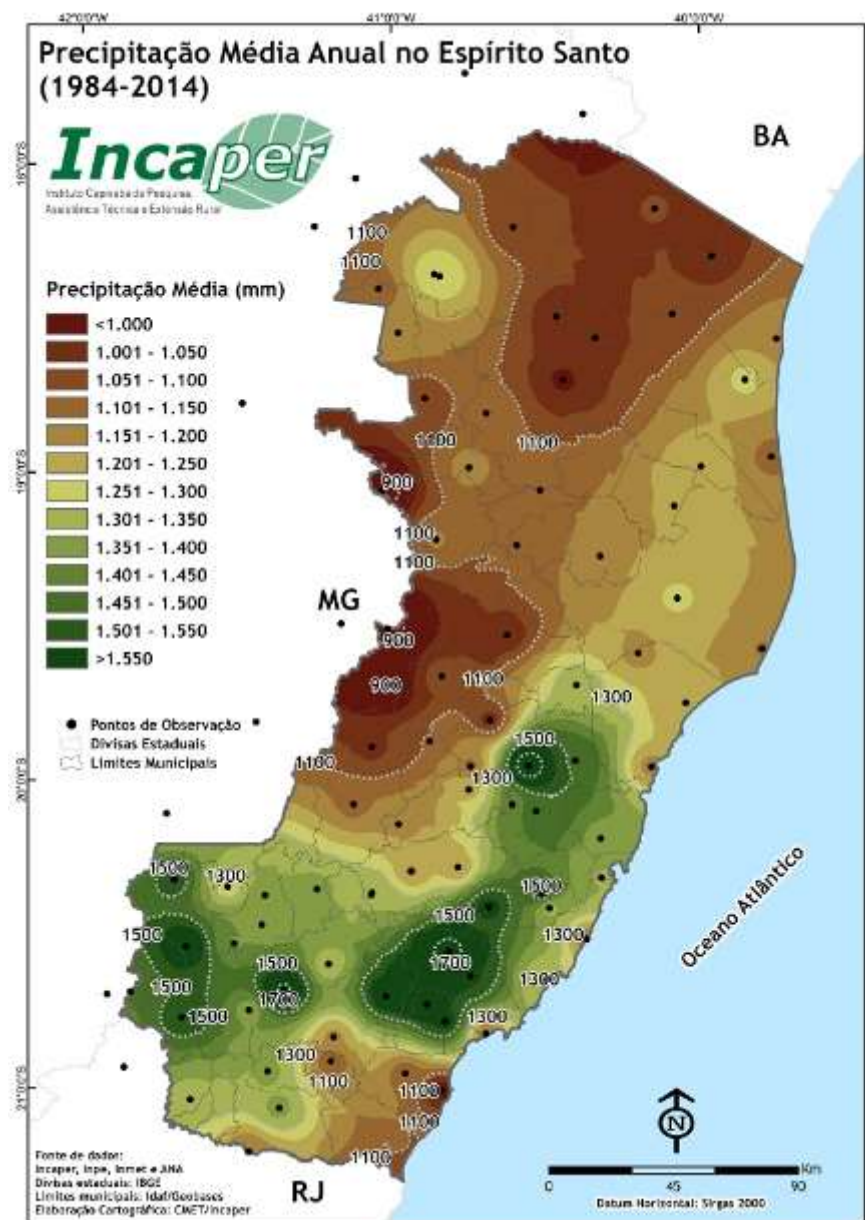
31/12/2013	Maxar Technologies	T5	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T5	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T5	0,18 m
06/10/2017	Maxar Technologies	T5	0,18 m
04/03/2018	Maxar Technologies	T5	0,18 m
08/06/2005	Maxar Technologies	T6	0,18 m
28/03/2010	Maxar Technologies	T6	0,18 m
15/05/2013	CNES/AIRBUS	T6	0,18 m
09/10/2014	Maxar Technologies	T6	0,18 m
30/08/2016	Maxar Technologies	T6	0,18 m
26/11/2017	Maxar Technologies	T6	0,18 m
01/07/2018	Maxar Technologies	T6	0,18 m
03/07/2019	Maxar Technologies	T6	0,18 m
2007-2008	Geobases	Todos os trechos	1m
02/10/12	Geobases	T1-T2-T3	0,25 m
06/09/12	Geobases	T4-T5-T6	1,18m

## APÊNDICE E: Perfis transversais à praia nos pontos de estudo





## ANEXO A: Mapa da precipitação média anual no ES.



Fonte: <https://meteorologia.incaper.es.gov.br/>