



UFRJ

**MODELAGEM E DESENVOLVIMENTO DE NOVAS METODOLOGIAS DE
ESTIMATIVA DO PERFIL DE VENTO E POTENCIAL EÓLICO OFFSHORE**

Luiz Felipe Rodrigues do Carmo

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadora:

Profa. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida
Palmeira

Rio de Janeiro
Dezembro de 2023

**MODELAGEM E DESENVOLVIMENTO DE NOVAS METODOLOGIAS DE
ESTIMATIVA DO PERFIL DE VENTO E POTENCIAL EÓLICO OFFSHORE**

LUIZ FELIPE RODRIGUES DO CARMO

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA À OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira – PPGM/UFRJ



Wallace Figueiredo Menezes – PPGM/UFRJ



Luiz Paulo de Freitas Assad – PPGM/UFRJ



Ricardo Martins Campos – NOAA



Ricardo de Camargo – USP

Rio de Janeiro

Dezembro de 2023

Do Carmo, Luiz Felipe Rodrigues

Modelagem e desenvolvimento de novas metodologias de estimativa de perfil de vento e potencial eólico offshore / Luiz Felipe Rodrigues do Carmo – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2023.

Orientadora: Profa. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Tese (Doutorado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2023.

Referências Bibliográficas: p. 93-104.

1. Perfil de vento 2. Potencial Eólico 3. Rugosidade 4. Modelagem. I. Palmeira, Ana Cristina Pinto de Almeida. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia.

DEDICO “Este trabalho em especial a Silvana Maria Rodrigues, Luiz Antonio do Carmo, Ivo Paolo Galatro do Carmo, Therezinha de Jesus Rodrigues, Maria Izabel João do Carmo e Jéssica Gomes Santos, que trazem luz e alegria a minha vida.”

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que me deu saúde e direcionamento para chegar até aqui.

Dedico esse trabalho ao meu pai, Luiz Antonio do Carmo, falecido em 2021. Que sua humildade, resiliência e bondade possam sempre estar presente em minha vida.

A todos os meus familiares pelo apoio incondicional, em especial a minha mãe Silvana Maria Rodrigues, ao meu irmão Ivo Paolo Galatro do Carmo, minha avó Therezinha de Jesus que sempre me deram apoio e foram pacientes e resilientes comigo nos momentos mais difíceis. Amo vocês.

A minha namorada e fiel escudeira Jéssica Gomes Santos. Sem a sua força, carinho e amor, eu não conseguiria chegar aqui. A estrada foi difícil e longa, mas foi muito mais fácil suportar ao seu lado. Te amo do tamanho do universo.

A minha orientadora Profa. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira, por acreditar em meu potencial, pelos conhecimentos passados, pelo incentivo à pesquisa, pela amizade prestada e pela paciência e empenho para que esse trabalho pudesse ser concluído.

Aos meus amigos e amigas que não me deixaram desistir e me ajudaram a completar essa trajetória. Fernanda Puga, Jéssica Gonçalves, Lucas Almeida, Isabel Cristina (Maria Isabel), Vitória Kassab. E a todos os meus companheiros e amigos do Laboratório de Meteorologia Dinâmica e Sinótica da UFRJ, que me ajudaram chegar até aqui com seu apoio.

Resumo da Tese apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.).

MODELAGEM E DESENVOLVIMENTO DE NOVAS METODOLOGIAS DE ESTIMATIVA DO PERFIL DE VENTO E POTENCIAL EÓLICO OFFSHORE

DEZEMBRO / 2023

Orientadora: prof^a. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Por ser utilizado para muitas finalidades, o vento é uma importante variável de estudo. Pelo ponto de vista energético, ele é um importante ente na geração de energia eólica e sua correta estimativa torna-se essencial. A estimativa do perfil vertical de vento torna-se importante, já que os aerogeradores não se encontram em superfície. Dessa forma, o objetivo deste trabalho foi estudar os perfis de vento *offshore* e potencial eólico, utilizando as metodologias de estimativas do manual da DNV-RP-C205 (2014), Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Taylor & Yelland (2001), Carmo *et al.* (2022) e compará-las com uma nova metodologia desenvolvida em função da temperatura da superfície do mar (TSM) e Temperatura do ar (T). Para tal, foram utilizadas: a Reanálise ERA5 (de 01/01/1990 a 31/12/2019), dados de SODAR (de 01/06/2016 a 30/08/2016), dados da plataforma P25 (de 01/08/1999 a 31/08/1999), dados da boia localizada na plataforma P18 (de 01/08/1999 a 31/08/1999) e dados do PNBOIA. Ao final do processo, foram feitas simulações no modelo numérico de previsão do tempo BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) para verificar se haverá alguma contribuição dos resultados de perfis de vento na previsão numérica. Os resultados mostraram que o método desenvolvido apresentou mudanças satisfatórias (estatisticamente). De modo mais claro, o modelo desenvolvido melhorou o resultado em 33% para a região Nordeste, evitando erros da ordem de mais de 1 m/s na estimativa do vento e 1MW na estimativa de potencial eólico.

Palavras-chave: **Energia, Vento, Potencial Eólico, Modelos.**

Abstract of the Thesis presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as part of the necessary requirements for obtaining the degree of Doctor of Science (D.Sc.).

MODELING AND DEVELOPMENT OF NEW METHODOLOGIES FOR OFFSHORE WIND PROFILE AND WIND POWER ESTIMATION

Luiz Felipe Rodrigues do Carmo

December/2023

Advisor: Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Wind is an important variable of study due to its use in various applications. From an energy perspective, it is crucial for wind energy generation, making its accurate estimation essential. The estimation of the vertical wind profile is particularly important since wind turbines are not located at the surface. Thus, the objective of this study was to analyze offshore wind profiles and wind potential using estimation methodologies from the DNV-RP-C205 manual (2014), Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Taylor & Yelland (2001), Carmo *et al.* (2022), and to compare them with a new methodology developed based on Sea Surface Temperature (SST) and Air Temperature (T). For this purpose, the following data were used: ERA5 Reanalysis (from 01/01/1990 to 12/31/2019), SODAR data (from 06/01/2016 to 08/30/2016), data from platform P25 (from 08/01/1999 to 08/31/1999), data from the buoy located at platform P18 (from 08/01/1999 to 08/31/1999), and PNBOIA data. At the end of the process, simulations were conducted using the BRAMS numerical weather prediction model (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System) to verify if the wind profile results would contribute to numerical forecasting. The results showed that the developed method presented statistically significant improvements. Specifically, the developed model improved the results by 33% for the Northeast region, avoiding errors greater than 1 m/s in wind estimation and 1 MW in wind potential estimation.

Keywords: Energy, Wind, Wind Power, Models

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Esquema das várias subdivisões da CLA.

Figura 2.2 – Perfis de vento nos cenários estável, neutro e instável.

Figura 2.3 – Retroespalhamento do dia 23/05/2012 obtido através do SODAR.

Figura 2.4 – Estrutura da CLA, CLO e CMO.

Figura 3.1 – Primeira região de estudo do trabalho: os pontos em azul são das regiões onde se utilizou apenas a reanálise ERA5 e os pontos vermelhos são das regiões onde se utilizou a reanálise ERA5 e os dados do PNBOIA.

Figura 3.2 – Segunda região de estudo: dados de SODAR (em azul) e reanálise ERA5 (em vermelho) para a costa Nordeste do Brasil.

Figura 3.3 – Terceira região de estudo: Dados da plataforma P25 (ponto vermelho) e dados da boia P18 (ponto verde) na região oceânica, próximos ao estado do Rio de Janeiro.

Figura 3.4 – Representação do processo de interação entre a temperatura do ar (T) e temperatura da superfície do mar (TSM), com Hs.

Figura 3.5 – Estrutura da parametrização JULES 3.0.

Figura 3.6 – Domínios das grades para as simulações do BRAMS. (a) Domínio 1 e (b) domínio 2.

Figura 4.1 – Rosa dos ventos para pontos no oceano próximos ao (a) Maranhão, (b) Ceará, (c) Rio Grande do Norte, (d) Pernambuco, (e) Sergipe, (f) Bahia 1, (g) Bahia 2, (h) Espírito Santo, (i) Rio de Janeiro (Itaoca), (j) Rio de Janeiro (Cabo Frio), (k) São Paulo, (l) Santa Catarina, (m) Rio Grande do Sul.

Figura 4.2 – Rosa dos ventos para região offshore próxima a Cabo Frio para o ERA5 (a) e PNBOIA (b) (Fonte: CARMO *et al.*, 2020).

Figura 4.3 – Diferença entre a magnitude do vento em 10 metros do PNBOIA e do ERA5.

Figura 4.4 – Dispersão da magnitude do vento em 10 metros (PNBOIA e ERA5).

Figura 4.5 – Variação da magnitude do vento (PNBOIA x ERA5).

Figura 4.6 – Variação da DIREÇÃO do vento (PNBOIA x ERA5).

Figura 4.7 – Variação da magnitude do vento de 0 a 100 metros (PNBOIA).

Figura 4.8 – Perfis de vento anual médio (0 a 100 metros) do PNBOIA (vermelho) e do ERA5 (azul) para uma mesma metodologia (DNV) e o perfil médio para região da boia de Cabo Frio (PNBOIA) comparando diferentes metodologias (Table (DNV) - verde, DONELAN (1990) - vermelho e DONELAN et al., 1993 - azul). (Fonte: CARMO et al., 2020).

Figura 4.9 – Rosa dos ventos para o estado do Maranhão/Brasil utilizando os dados do ERA5 para o período de 1990 a 2019 (a), dados do SODAR a 40 metros (b), 120 metros (c) e 160 metros (d). (Fonte: CARMO et al., 2022)

Figura 4.10 – Perfis de vento médios do SODAR e perfis calculados para $Z_0=0.0001$, $Z_0=0.01$, lei da potência, Z_0 de Donelan (1990), Donelan et al. (1993) e Taylor & Yelland (2001) para (a) os perfis estáveis e neutros e (b) a diferença entre o perfil do SODAR e os perfis calculados (Diferença = SODAR – cada perfil). (Fonte: CARMO et al., 2022)

Figura 4.11 – Boxplot das diferenças entre SODAR e os métodos estimados (Dif = SODAR – método de estimativa). (Fonte: CARMO et al., 2022)

Figura 4.12 – Diferença (azul), diferença absoluta (laranja), diferença absoluta máxima (verde) e desvio padrão (vermelho) para cada um dos métodos de estimativa dos perfis em relação ao perfil do SODAR. A barra azul significa a diferença, a laranja a diferença absoluta, a verde a máxima diferença absoluta e a vermelha é o desvio padrão. (Fonte: CARMO et al., 2022)

Figura 4.13 – Estimativa de perfil de potencial eólico para a costa do Maranhão (Brasil) utilizando o método de Taylor & Yelland (2001) para o cálculo da rugosidade para os perfis estável e neutro (aerogerador E-82 E4 da Wobben Windpower). O vermelho é o perfil estável e o azul é o neutro.

Figura 4.14 – Estimativa de potencial eólico médio para toda a costa da região Nordeste do Brasil através dos dados do ERA5 para o período entre (1990-2019), utilizando o modelo de estimativa de rugosidade de Taylor & Yelland (2001) para uma atmosfera neutra (a) e estável (b).

Figura 4.15 – Rosa dos ventos da reanálise ERA5 (a), para a boia P18 (b) e para a plataforma P25 no nível de 70m (c) para o período de agosto de 1999.

Figura 4.16 – Perfis de vento (SODAR) para o dia (a) 09/10/2016 às 04:40h e para o dia (b) 02/04/2017 às 08:40h.

Figura 4.17 – Magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da boia (P18).

Figura 4.18 – Magnitude do vento estimada pelo novo método desenvolvido e o vento da boia (P18).

Figura 4.19 – Magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da plataforma (P25).

Figura 4.20 – Magnitude do vento estimada pelo novo método desenvolvido e o vento da plataforma P25.

Figura 4.21 – Perfis de vento estimados para os métodos da DNV, Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Taylor & Yelland (2001) – adaptado por Carmo *et al.* 2022 – e o novo método desenvolvido.

Figura 4.22 – Rugosidade calculada pelo método de Donelan 90 para o período de agosto de 1999.

Figura 4.23 – Rugosidade calculada pelo novo método desenvolvido para o período de agosto de 1999.

Figura 4.24 – Potencial eólico estimado utilizando o aerogerador E-82 E4 da Wobben Windpower, com potência nominal de 3000 KW (3 MW) para a o método da DNV, Taylor & Yelland e para os novos métodos utilizados (um com dados de boia e outro com o ERA5).

Figura 4.25 – Imagem de satélite do canal infravermelho GOES-8 do dia 13/08/1999 às 00Z.

Figura 4.26 – Perfis de vento realizados a partir das simulações do modelo BRAMS v5 e os dados da plataforma e boia.

Figura 4.27 – Altura da Camada Limite de Onda (CLO) média próximo a costa do estado do Rio de Janeiro e Espírito Santo

Figura 4.28 – Imagem de satélite do canal 16 (13.3 microns) do GOES-16 do dia 20/05/2019 às 21h (UTC).

Figura 4.29 – Média diária da altura da CLO e vento em barbela para o dia 20/05/2019.

Figura 4.30 – Perfis de vento calculados do ponto A da Figura 14 (estável - ponto vermelho) e ponto B da Figura 14 (instável - azul) para o dia 20/05/2019.

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Rugosidades calculadas em função de H_s para região oceânica.

Tabela 2.2 – Classes de estabilidade atmosférica

Tabela 3.1 – Localização e períodos utilizados

Tabela 3.2 – Valores de rugosidade e γ (constante de ajuste utilizada no método de estimativa pela lei da potência).

Tabela 3.3 – Principais configurações de grade do modelo BRAMS para diferentes domínios.

Tabela 3.4 – Esquemas de parametrizações físicas utilizados no modelo BRAMS.

Tabela 4.1 – Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P18.

Tabela 4.2 – Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P25.

LISTA DE SÍMBOLOS

BRAMS – *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*

CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala

CLA – Camada Limite Atmosférica

CLC – Camada Limite Convectiva

CLS – Camada Limite de Superfície ou Superficial

CLO – Camada Limite de Onda

CM – Camada de mistura

CMO – Camada de Mistura Oceânica

GWEC - *Global Wind Energy Council*

Hs – Altura Significativa de Onda

JULES - *Joint UK Land Environment Simulator*

LIDAR - *Light Detection And Ranging*

L – Comprimento de Monin-Obukhov

Lp – Comprimento de Onda

MOSES - *Meteorological Office Surface Exchange Scheme*

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OISST – *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature*

RAMS - *Regional Atmospheric Modeling System*

Ri – Número de Richardson

Rib – Número de Richardson Bulk

SODAR - *Sonic Detection And Ranging*

Tar – Temperatura do Ar

Tp – Período de pico

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

u* - Velocidade de fricção

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

Sumário

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
2.1 Variáveis meteorológicas e oceanográficas	7
2.1.1 Temperatura potencial (θ)	7
2.1.2 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	8
2.1.3 Altura Significativa de Onda (Hs) e período de onda (Tp)	9
2.2. Camada Limite Atmosférica (CLA)	11
2.2.1. Definições gerais.....	11
2.2.2 Subcamadas da Camada Limite Atmosférica	14
2.2.2.1. Camada Limite de Superfície (CLS)	14
2.2.2.2. Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva (CM)	26
2.2.2.3. Camada Limite Estável (CLE).....	28
2.2.3 Aspectos da Camada Limite Atmosférica (CLA) sobre o oceano	29
2.2.3.1 Estrutura e variação da Camada Limite Atmosférica sobre os oceanos	30
2.2.3.2 Camada Limite de Onda (CLO)	30
2.3. Energias.....	32
2.3.1 Aspectos gerais.....	32
2.3.2 Energias Renováveis – Energia Eólica e aplicações	32
CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	36
3.1 Região de estudo	36
3.2 Dados.....	38
3.3 Metodologia.....	40
3.3.1 Metodologia dos perfis de vento.....	40
3.3.2 Simulações com o BRAMS (BRazilians developments on the Regional Atmospheric Modelling System)	46
3.3.3 Potencial Eólico.....	49
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O Brasil possui uma extensa fronteira com o Oceano Atlântico Sul, abrangendo aproximadamente 39,2% de sua costa. Essa região é de grande relevância, tanto social quanto econômica, para o país, englobando áreas costeiras e mar aberto de importância estratégica.

Devido à sua vasta linha costeira, o Brasil tem experimentado um significativo desenvolvimento econômico nas regiões litorâneas. Esse crescimento é impulsionado pelo aumento da população, intensificação das exportações e importações marítimas (mais econômicas e viáveis em comparação aos transportes aéreo e terrestre), expansão do turismo, desenvolvimento da pesca, além da exploração de recursos energéticos, como petróleo e gás.

Nas regiões costeiras brasileiras e *offshore*, há um fluxo de tráfego marítimo de embarcações, bem como um elevado número de plataformas e também de outras operações marítimas. Essas operações e estruturas, são frequentemente afetadas por eventos severos como: rajadas de vento, *squalls*, sistemas frontais, ciclones, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistemas convectivos de mesoescala, como linhas de instabilidade (LI) e complexo convectivo de mesoescala (CCM), tempestades severas, dentre outros.

Apesar de reconhecida relevância, muitos trabalhos nessa região são dificultados por conta de alguns fatores como a escassez de dados *in situ*, devido a instalação e manutenção de equipamentos nessa região terem um elevado custo e difícil logística. Nessa linha, opta-se pela utilização do sensoriamento remoto, utilizando imagens de satélites, por exemplo, para estudar os fenômenos da região.

Apesar de ser uma alternativa bastante viável, os dados de satélite ou as reanálises (como ERA5, por exemplo), podem apresentar alguns erros de estimativa, como mostrado em Molina *et al.* (2020), Carmo *et al.* (2020), Çalıřır *et al.* (2021), Gualtieri (2021) e Campos *et al.* (2022). Carmo *et al.* (2020)

mostraram que as reanálises subestimaram os valores de magnitude do vento na região costeira de Cabo Frio quando comparados com dados de boia.

Isso pode ocorrer porque muitas vezes nos fenômenos citados, as forçantes térmicas e mecânicas são representadas de maneira incorreta, o que culmina na estimativa pouco realista dos gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento. Além disso, essas forçantes são importantes para definir a classe de estabilidade da atmosfera. Sem uma adequada representação, erros significativos são encontrados.

Os erros de estimativa desses parâmetros são muito críticos, pois a magnitude do vento será considerada em análises e/ou previsões de fenômenos como rajadas e *squalls*, que são mais difíceis de serem previstos.

Vale ressaltar que algumas localidades, como plataformas de petróleo e gás, por exemplo, se localizam bem acima do nível médio do mar, fazendo com que o vento a 10 metros, convencionalmente utilizado, necessite de uma parametrização de ventos para o nível de referência desejado. Isso também ocorre no caso dos aerogeradores utilizados na energia eólica, pois eles podem atingir níveis de 120, 150 ou até 200 metros de altura, o que torna mais complexo ainda a forma de se estimar os perfis de vento para essas alturas.

Quando se recorre ao tema da medição de dados nos níveis mais elevados da atmosfera, há uma maior complexidade quando se aborda essas medidas no oceano, pois o processo fica ainda mais custoso e com uma logística bem mais rebuscada para a instalação e a medição de dados. Nesse caso, uma saída é a própria coleta de dados em plataformas conjugadas com as medições de boias ou então, perfiladores de vento como *Light Detection And Ranging* (LIDAR) ou *Sonic Detection And Ranging* (SODAR), que podem ser colocados no nível do mar e, conseqüentemente, medir o vento em diversos níveis da atmosfera.

Além disso, a medição dos perfis de vento em mar aberto, é dependente de diversos parâmetros importantes como a rugosidade da superfície (que na região oceânica será dependente diretamente da altura das ondas), da estabilidade da atmosfera (que influencia totalmente no cisalhamento vertical do

vento), dos fluxos térmicos entre oceano e atmosfera, dentre muitos outros parâmetros.

Ou seja, com isso, o padrão das ondas influencia diretamente no comportamento dos ventos (evidenciando a importância do acoplamento oceano-atmosfera em modelagem numérica). A atmosfera sobre o oceano necessita dos parâmetros como Altura Significativa de Onda (H_s), do Comprimento de Onda (L_p), do Período de Pico (T_p), da Camada Limite de Onda (CLO), da Camada de Mistura Oceânica (CMO), da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e muitos outros; valendo ressaltar que além desses parâmetros serem influenciados pelo vento, também irão influenciar os próprios ventos na região.

De modo específico, a CLO é uma importante região de interação nesses processos físicos e suas propriedades são funções do comportamento das ondas. De modo mais claro, geralmente, quanto maior for a altura da onda, maior será a altura da CLO. Isso é uma consideração muito importante a ser ressaltada, uma vez que ela acabará interferindo diretamente na Camada Limite Atmosférica (CLA) e, conseqüentemente, nos níveis mais próximos da superfície (até aproximadamente 100 a 200 metros), mudando a característica da Camada Limite de Superfície (CLS), que é uma subcamada da CLA.

A TSM também é uma importante variável nesse processo, pois junto com a Temperatura do ar (T_{ar}) impactará no fluxo na região. Ela mostra, termicamente e dinamicamente (através das conversões de energia potencial em energia cinética), como será a interação do oceano com a atmosfera.

Além desses fatores, quando se trata de vento e onda, há de se considerar não apenas os impactos e os fenômenos que são capazes de gerá-los, mas sim de uma importante aplicabilidade derivada destes: a produção de energia.

A energia proveniente dos ventos é conhecida como “energia eólica”, que, grosso modo, é responsável por converter a energia cinética (gerada pelos ventos) em energia elétrica. De modo mais claro, o rotor será o responsável por converter a energia cinética em energia mecânica e, posteriormente, o gerador converte essa energia mecânica gerada em energia elétrica. Além da energia

eólica ser menos danosa ao meio ambiente, ela utiliza um recurso inesgotável que é o vento.

Como a energia eólica depende do vento, entender o seu comportamento é imprescindível para estimar o potencial eólico da região. Dentro desse contexto, as discussões vêm aumentando significativamente nas últimas décadas, principalmente aquelas voltadas ao ambiente *offshore*. Isso porque há uma grande área “aproveitável”; ou seja, com ventos constantes e intensidade variando de moderada a muito forte. Além disso, preferencialmente, opta-se por regiões com menor cisalhamento na direção do vento, uma vez que, com elevada variação na sua direção, faz-se necessário a implementação de aerogeradores com maior capacidade de rotação, inviabilizando os aerogeradores de eixo horizontal (CEPEL, 2001; CARMO *et al.*, 2020; CARMO *et al.*, 2022).

Segundo a *Global Wind Energy Council* (GWEC), apesar do destaque para o mercado chinês, a Europa continua sendo o continente de maior expoente em energia eólica do mundo, liderado pelo Reino Unido e pela Alemanha. Juntos, possuem aproximadamente 62% de toda capacidade instalada mundialmente (OHLENFORST, 2019).

O mercado brasileiro, apesar de ainda pouco explorado, se mostra com bastante potencial para exploração de energia eólica *offshore* e muitas empresas, no momento, andam buscando explorar esse potencial. Nesse cenário, a Empresa de Pesquisa Energética (do Brasil), em seu “*roadmap*” de energia eólica *offshore* de 2020 (EPE, 2020), analisou estatisticamente alguns parâmetros importantes para a energia eólica *offshore* do Brasil (CARMO *et al.*, 2022).

Por conseguinte, para as regiões Norte, Nordeste, Sudeste e Sul do Brasil a EPE mostrou que os fatores estimados de capacidade (para ventos de 6 ms^{-1} a valores maiores que 10 ms^{-1}) são, respectivamente, de 22% a 59% (Norte), de 23% a 68% (Nordeste), de 22% a 59% (Sudeste) e 23% a 59% (Sul).

Utilizando o *Wind Atlas*, a EPE (2020) também mostrou que a cerca de trinta quilômetros da costa, a região Nordeste apresentava os maiores valores de área (1000 Km^2) e potencial a serem explorados em relação às outras regiões,

sendo estes, respectivamente, 95 e 357 (GW) ou 1460 (TWh). Além disso, a 100 metros de altura, essa região foi a que mais se destacou, uma vez que, dos 630 GW de potencial total para o Brasil, cerca de 370 GW se encontra apenas no Litoral Nordestino, representando mais de 50% do potencial para todo o país (EPE, 2020).

Diante dessa alta capacidade de energia eólica disponível para o Brasil, o estudo e desenvolvimento de tecnologias capazes de explorar todo potencial na costa brasileira vem ganhando grande relevância. Dentro desse contexto, os estudos que envolvem as estimativas do vento para aplicabilidade da energia eólica também vêm seguindo a mesma linha de destaque.

Dessa forma, uma das motivações principais desse trabalho é a necessidade de uma investigação de diferentes métodos de estimativa de ventos em níveis mais elevados da atmosfera para os cálculos de potencial eólico. Ou seja, atualmente, quando é feito o cálculo do potencial eólico, utilizam-se os métodos de estimativa dos ventos de acordo com o manual DNV-RP-C205 (2014), o conhecido “*1/7 power law*”. Entretanto, conforme pode ser visto em Carmo *et al.* (2022), estes métodos vêm provocando erros significativos nos potenciais, uma vez que o potencial é função do vento ao cubo. Portanto, métodos novos e que se aproximem do “estado da arte” devem ser sugeridos para melhorar ainda mais as estimativas e minimizar os erros e vieses que impactem financeiramente no planejamento energético.

Uma outra aplicabilidade e motivação que a melhora nos perfis de vento pode trazer, é na caracterização correta de eventos meteorológicos que ocorrem sobre o mar. Uma escolha errada na metodologia de estimativas dos perfis pode afetar as previsões de fenômenos de *squall* ou rajadas, muitas vezes subestimando ou até culminando no não prognóstico desses fenômenos. Isso dificulta as tomadas de decisões das instituições de responsabilidade e expõem as plataformas *offshore* a riscos.

Por conseguinte, o objetivo geral deste estudo é determinar um novo método de estimativa de perfis de vento para a região do Atlântico Sul (com foco na região *offshore* e costeira do Brasil), tentando aproximar ao máximo o “estado da arte” das previsões de estimativa dos perfis de vento. Consequentemente,

pretende-se chegar a resultados mais precisos de potencial eólico para a costa brasileira.

Dentro dos objetivos específicos, pretende-se:

I – Comparar as estimativas de rugosidade de Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Taylor & Yelland (2001) com os valores sugeridos pelo manual da DNV-RP-C205 (2014);

II – Comparar a mudança no parâmetro de correção de estabilidade para as estimativas de perfis de vento e potencial eólico;

III – Estimar um novo método de perfis de vento com a utilização da TSM e T como variáveis de entrada das estimativas;

IV – Mostrar a importância da inserção da CLO nos perfis de vento, comparando os resultados com e sem CLO;

V – Acoplar a CLO no novo método de perfis de vento desenvolvido com T e TSM;

VI – Comparar os resultados obtidos dos perfis com uma simulação do modelo numérico BRAMS versão 5.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Com o intuito de melhor compreender os processos físicos envolvidos, este capítulo concatena alguns fundamentos importantes que irão nortear esse estudo.

2.1 Variáveis meteorológicas e oceanográficas

2.1.1 Temperatura potencial (θ)

A temperatura potencial (θ) é um importante parâmetro utilizado nas ciências atmosféricas. Sua definição vem a partir da equação da energia termodinâmica (que provém da 1ª lei da termodinâmica) e da lei dos gases ideais.

Para obter a temperatura potencial, é necessário reescrever a 1ª lei da termodinâmica para um gás ideal num sistema adiabático (Equação 2.1). Por ser adiabático, as fontes diabáticas de calor são nulas e, portanto, $J=0$.

$$c_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = \frac{J}{T} = 0 \rightarrow c_p \frac{d \ln T}{dt} = R \frac{d \ln p}{dt} \quad (2.1)$$

Integrando os dois lados, obtém-se a Equação 2.2 da temperatura potencial (ou sua forma mais usual, que é a equação 2.3 para $P_s=1000$), também conhecida como Equação de Poisson.

$$\theta = T \left(\frac{P_s}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2.2)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2.3)$$

A temperatura potencial (Equação 2.3), portanto, é definida como a temperatura que uma parcela de ar seco teria em uma altura qualquer se fosse comprimida adiabaticamente a uma pressão P_s (convencionalmente, utiliza-se $P_s = 1000$ hPa).

2.1.2 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) é a temperatura definida de forma teórica na qual representa, hipoteticamente, a temperatura da camada superior da lâmina de água do oceano. Por outro lado, a TSM pode ser subdividida também em camadas. Estas camadas foram definidas pelo *The*

Group for High Resolution of Sea Surface Temperature (GHRSSST, 2005), no seu projeto piloto em: TSM na interface (*interface SST*), TSM de “pele” (*skin SST*), TSM de “subpele” (*subskin SST*), TSM de balde (*depth SST*), TSM fundamental (*foundation SST*).

A *interface SST* é uma temperatura da interface oceano-atmosfera. Ela representa a temperatura da água na camada superior e esta deve ser considerada como uma TSM teórica, onde há mistura de moléculas de ar e água. Ela é exatamente a TSM que interage com a atmosfera, entretanto, ela tem pouco uso prático, pois é difícil de ser medida.

A *skin SST* é definida como a temperatura da água na profundidade de aproximadamente 10-20 μm . Por conta disso, ela sofre influência do resfriamento e aquecimento em sua camada superficial.

A *subskin SST* é a temperatura da água a, aproximadamente, 1 milímetro de profundidade. Ela representa a medida da TSM feita por radiômetros na faixa de microondas, operando na faixa de frequências entre 6 e 11 GHz. Com a TSM da interface e a *subskin* é possível definir o fluxo líquido de calor (FLC), que é a diferença entre as essas duas TSMs ($FLC = IntSST - SubskinSST$).

A TSM que é de fato medidas *in situ* por termômetros instalados nas boias fixas e de derivas, por exemplo, é a *depth SST* ou TSM de balde que é a temperatura de água medida na profundidade de um metro.

Por último, a *foundation SST* ou temperatura da superfície do mar fundamental, é a temperatura da água numa profundidade de 10m. Esta é a TSM que tem menor influência do efeito diurno e está, muitas vezes, na camada de mistura. Na ausência de qualquer sinal diurno, ela pode se equiparar com a *subskin SST*. Segundo Sousa (2015), a TSM fundamental ajuda a quantificar a TSM bulk (definida como a temperatura da camada de mistura oceânica por medições de TSM em profundidades entre 1 e 20 m), o que ajuda na melhor estimativa da temperatura da CMO. Logo, a TSM fundamental não é medida usando sensores infravermelhos ou microondas de forma direta e, portanto, é necessário calcular a TSM fundamental utilizando procedimentos analíticos que convertem as medidas das TSMs *skin* e *subskin* para a *foundation SST*.

Em suma, a TSM poderá servir como importante ferramenta na estimativa dos perfis de vento, uma vez que ela ajuda a determinar o fluxo e, conseqüentemente, auxilia na indicação da característica termodinâmica da região.

2.1.3 Altura Significativa de Onda (Hs) e período de onda (Tp)

Em relação aos mares e oceanos, uma das maiores complexidades está na estimativa da qualidade, tipo e quantidade das ondas. Primeiro, é importante ressaltar que a onda é uma importante variável responsável por transportar energia. Em relação à massa, esta não é significativamente transportada pela onda, mas pela corrente.

Comumente, existem dois tipos de ondas. As ondas do tipo “vagas” são caracterizadas por terem o período mais curto. Já as ondas do tipo “marulhos” são ondas de período mais longo (COLI & MATA, 1996; OMM, 2018).

O Guia para Análise e Previsão de Ondas da Organização Meteorológica Mundial (*Guide to Wave Analysis and Forecasting – WMO*), mostra algumas classificações de ondas de acordo com os períodos. São elas: as ondas capilares ou *capillary waves* (menor do que 0.1s), ondas de gravidade-capilares ou *gravity-capillary waves* (de 0.1 a 1 segundo), ondas de gravidade ou *ordinary gravity waves* (de 1 a 30 segundos), *infra-gravity waves* e *waves groups* (de 30 segundos a 5 minutos) e outros tipos de ondas que ultrapassaram o período de 5 minutos, como as ondas de longos períodos (*long-period waves*) e tsunamis, por exemplo.

O movimento ondulatório mais simples pode ser representado por uma onda progressiva senoidal, de crista longa. O descritor senoidal significa que a onda se repete e tem a forma suave da curva senoidal. O descritor de crista longa diz que a onda é uma série de cristas de onda longas e paralelas, que são todas iguais em altura e equidistantes umas das outras. A natureza progressiva é vista em seu movimento a uma velocidade constante em uma direção perpendicular às cristas (OMM, 2018).

Outro importante parâmetro de ondas é a altura significativa, que em conjunto com o período, pode fornecer importantes análises sobre o comportamento e característica das ondas.

De modo mais claro, o período T , é o intervalo de tempo (em segundos) entre a passagem de cristas sucessivas por um ponto fixo. Uma derivação do período é o chamado “período de pico de onda” (T_p), que é definido como o período de onda associado às ondas mais energéticas no espectro total de ondas em um ponto específico. De forma mais clara, ondas do tipo vaga, por exemplo, têm períodos menores do que marulhos (OMM, 2018).

A altura significativa de onda (H_s) é uma medida estatística que representa a energia média das ondas. Em oceanografia, H_s é uma métrica amplamente utilizada para descrever o estado do mar, podendo ser calculada pela serie temporal de elevação, em que o H_s é obtido pela média de um terço das maiores ondas ou pelo espectro de energia. Especificamente, H_s pode ser obtida de duas formas principais: multiplicando-se por quatro a raiz quadrada do momento de ordem zero (área) do espectro de onda, ou multiplicando-se por quatro o desvio padrão da elevação da superfície do mar.

Alguns trabalhos mais recentes (DONG *et al.*, 2013; ALI *et al.*, 2020; CAMPOS *et al.*, 2022) vêm buscando avaliar esses parâmetros e suas possíveis derivações. E, inclusive, visam comparar modelos que estimam esses parâmetros e seus comportamentos, o que é muito importante, uma vez que há pouca disponibilidade de medidas *in situ* nos oceanos. Dong *et al.* (2013) e Ali *et al.* (2020), por exemplo, avaliaram e compararam os modelos de distribuição de H_s e T_p . Já Ahn (2021) mostrou e comparou as distribuições de período de pico e do período de energia para vagas e marulhos na costa dos Estados Unidos e Canadá. Já Campos *et al.* (2022) implementaram previsões operacionais de ondas multi-grade para o Atlântico Sul.

2.2. Camada Limite Atmosférica (CLA)

2.2.1. Definições gerais

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a porção da atmosfera na qual o campo de escoamento é fortemente influenciado pela interação com a superfície

terrestre. Por conseguinte, dentro de poucos milímetros da superfície, o cisalhamento vertical é bem intenso. Neste caso, a difusão molecular é comparável a outros termos da equação de movimento de Navier-Stokes. Fora desta subcamada viscosa, a difusão molecular não é mais comparável com outros termos das equações para o vento médio, apesar de ela ainda ser importante para turbulências de escalas pequenas (HOLTON, 1992).

A sua profundidade é variável e pode ser produzida pelo transporte turbulento. O seu valor varia desde poucos metros até 3000 metros, dependendo da estabilidade atmosférica, com escala temporal que pode variar de poucos segundos até algumas poucas horas (KAIMAL & FINNIFAN, 1994). Em condições de estabilidade estática, por exemplo, ela costuma ter alturas menores do que em condições convectivas. Segundo Arya (1988) os escoamentos atmosféricos na CLA são caracterizados pela turbulência induzida por forçantes térmicas e mecânicas que atuam, principalmente, em seu contorno inferior e que determinam a existência de gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento.

Em geral, a natureza da CLA é ser menos espessa em regiões de alta pressão do que em regiões de baixa pressão. A subsidência e a divergência horizontal transportam o ar da CLA para fora das regiões de alta pressão em direção à baixa pressão. As profundidades mais rasas são frequentemente associadas a regiões sem nuvens. Se as nuvens estiverem presentes, geralmente são cúmulos. De modo clássico, em regiões de baixa pressão, movimentos ascendentes transportam o ar da superfície para níveis mais altos, tornando difícil definir um topo da CLA e, portanto, nesses casos, é normal considerar a altura da base das nuvens como altura da CLA (STULL, 1988).

De acordo com as forçantes térmicas e mecânicas, a condição de estabilidade da CLA pode ser classificada classicamente como instável, neutra e estável (ARYA, 1988; STULL, 1988).

Na instabilidade, grande parte da turbulência é gerada por forçantes dinâmicas e termodinâmicas de superfície (com maior influência das forçantes termodinâmicas, que são dominantes). Por exemplo, o aquecimento solar do solo durante os dias ensolarados faz com que as térmicas do ar mais quente

umentem, tendo maior influência das forçantes termodinâmicas. Na mecânica, por exemplo, o coeficiente de arrasto (ou *frictional drag*) no ar que flui sobre o solo causa o desenvolvimento de cisalhamento de vento. Obstáculos como montanhas, árvores e edifícios desviam o fluxo, causando ondas turbulentas adjacentes (ARYA, 1988; STULL, 1988).

No caso dos transportes turbulentos, a turbulência pode ser visualizada como consistindo em redemoinhos irregulares de movimento chamados *eddies* (redemoinhos ou vórtices turbulentos). Normalmente, na presença de turbulência é normal se encontrar muitos *eddies* de tamanhos diferentes sobrepostos uns aos outros. As forças relativas desses vórtices turbulentos de escala diferente definem o espectro de turbulência (ARYA, 1988; STULL, 1988; GRACHEV & FAIRALL; 1995, NUNES, 2008; CARMO, 2016).

A turbulência é várias ordens de grandeza mais eficaz no transporte de quantidades do que a difusividade molecular, permitindo que a CLA responda às mudanças nas forçantes de superfície. Em muitos casos, a ausência de turbulência acima da CLA (na atmosfera livre), mostra que essa tem pequena influência em relação a outros termos da equação do movimento. Por conseguinte, muitos modelos adotam a teoria quase-geostrófica, que é uma boa aproximação em regiões de latitudes médias e altas (ARYA, 1988; STULL, 1988; HOLTON, 1992).

Em condições estáveis, há dominância do resfriamento radiativo da superfície, o que acaba sendo suficiente para manter a estratificação térmica. De modo mais claro, a estabilidade na superfície ocorre toda vez que a superfície estiver mais fria do que a camada de ar adjacente, isso faz com que a camada mais próxima fique mais densa, formando inversão térmica e estratificação estável (STULL, 1988; ARYA, 1988; HOLTON, 1992; NUNES, 2008; BANTA & COTTON, 1981). Esse processo é muito comum na chamada: Camada Limite Estável (CLE), que será abordada com mais ênfase em tópicos à frente.

Já em condições neutras, não há dominância nem para o aquecimento e nem para o resfriamento radiativo. Logo, as condições não são suficientes para alterar as características da turbulência de origem mecânica. Esse tipo de situação também pode ocorrer quando a nebulosidade atua como um “efeito

estufa natural”; ou seja, fazendo com que o fluxo de calor perdido pela superfície, fique aprisionado, fazendo com que, em tese, não haja perda de calor. Nesse caso, não há fluxo de calor negativo na superfície. Outro fator importante é que a nebulosidade atua de forma reflexiva à radiação solar incidente, evitando com que haja o aquecimento da superfície e conseqüentemente o fluxo de calor positivo (STULL, 1988; ARYA, 1988 NUNES, 2008).

Em alguns casos, quando há domínio dessa atmosfera neutra, há ocorrência da chamada Camada Limite Neutra. Ela é caracterizada por uma atmosfera onde os efeitos térmicos são negligenciáveis e a troca de calor entre a superfície e a atmosfera é mínima (NUNES, 2008).

Em sua estrutura, a CLA pode ser subdividida em algumas subcamadas. São elas: a camada superficial, a camada de mistura (ou camada convectiva), a camada residual e a camada limite estável (ou camada limite noturna), as quais podem ser observadas na Figura 2.1.

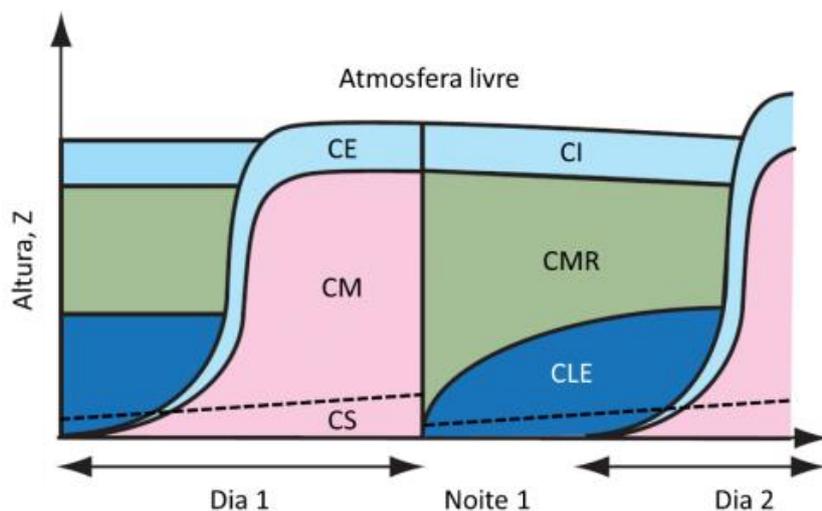


Figura 2.1 - Esquema das subdivisões da Camada Limite Atmosférica (CLA). (CMR: Camada Residual, CM: Camada de Mistura, CS: Camada de Superfície, CLE: Camada Limite Estável)

[Fonte: Marques (2017) adaptada de Wallace & Hobbs (2006)]

2.2.2 Subcamadas da Camada Limite Atmosférica

2.2.2.1. Camada Limite de Superfície (CLS)

A Camada Limite Superficial ou Camada Limite de Superfície (CLS) é uma importante sub-região da CLA que interage diretamente com a superfície. Esta camada equivale a aproximadamente 10% da CLA e varia aproximadamente de 0 a 100m, mas há casos em que ela pode chegar a atingir valores maiores, podendo chegar a valores próximos de 200 metros (ARYA, 1988; STULL, 1988; CARMO *et al.*, 2022).

Na CLS, os processos dominantes são os processos de transporte vertical de momento e calor sensível. Devido principalmente a sua profundidade e os fenômenos micrometeorológicos, ignora-se nas equações a força de Coriolis e, grande parte das vezes, considera-se os fluxos como constantes (RODRIGUES, 2018).

Uma das maiores complexidades dessa região é a obtenção dos fluxos a partir dos perfis de vento e temperatura, bem como, conseqüentemente, a obtenção dos parâmetros de rugosidade, velocidade de fricção, comprimento de Monin-Obukhov e outros. De uma forma geral, na Tabela 2.1, encontram-se alguns exemplos da evolução temporal de rugosidades calculadas para a região oceânica em função da altura significativa de onda (H_s), Período de Pico (T_p), velocidade e/ou velocidade de fricção. Embora esse assunto pareça esgotado, ainda há muita discussão, tendo em vista que algumas parametrizações não apresentam bons resultados para algumas regiões.

Tabela 2.1 – Rugosidades calculadas em função de H_s para região oceânica

Referência	Rugosidade
Charnock (1955) – Índices “beta estrela” adaptados:	
Kitaigorodskii & Volkov (1965)	$z_0 = 1,1\beta_s H_s \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{3/2}$
Garrat (1977)	
Wu (1980)	
Geernaert <i>et al.</i> (1987)	
Kitaigorodskii (1962)	$z_0 = \alpha H_s e^{(-\kappa \frac{c_p}{u_*})}$
Toba & Koga (1986)	$z_0 = 1,1\Omega H_s \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{0,5}$
Donelan (1990) – Campo e Laboratório	$z_0 = \eta H_s \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^\alpha = \zeta \left(\frac{H_s}{\zeta'}\right)$
Donelan <i>et al.</i> (1993)	$z_0 = \gamma \frac{H_s}{\zeta'} \left(\frac{u_{10}}{c_p}\right)^\beta$
Taylor & Yelland (2001)	$z_0 = \zeta H_s \left(\frac{H_s}{L_p}\right)^\beta ; \quad L_p = g \frac{T_p^2}{2\pi}$
Oost <i>et al.</i> (2002)	$z_0 = \xi \frac{u_*^2}{g} ; \quad \xi = 50 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{2,5} ; \quad c_p = g T_p 2\pi$

Como se pode notar, a rugosidade é um importante parâmetro que, por sua vez, é função de outros parâmetros como o de velocidade de fricção, por exemplo. Dessa forma, uma das aplicabilidades da utilização desse parâmetro, bem como da velocidade de fricção (u^*) e do comprimento de Monin-Obukhov (L) é a estimativa dos perfis de vento. Antes de descrever como é feita a sua estimativa, é necessário recordar alguns princípios básicos da micrometeorologia e definir os parâmetros L e u^* .

O comprimento de Monin-Obukhov é um parâmetro de escala comumente utilizado para descrever efeitos da flutuabilidade das parcelas de ar nos escoamentos turbulentos. De modo mais direto, ao fazer a aproximação de fluxos constantes, pode-se usar valores superficiais de fluxos de calor e de momentum para definir escalas de turbulência (OBUKHOV, 1946; MONIN & OBUKHOV, 1954; STULL, 1988; JACOBSON, 2005).

Esse parâmetro é obtido da energia cinética turbulenta (TKE), que é uma importante variável que mede a intensidade da turbulência. Ela está ligada ao transporte vertical de momento, calor e umidade próximo à superfície, mais especificamente na região da CLA.

Além do exposto no último parágrafo, com a TKE, surgem alguns grupos adimensionais (como, por exemplo, o número de Richardson, que é função de L) e parâmetros de escala muito importantes que serão utilizados nos estudos da CLA (e, também, nos perfis de vento logarítmicos na CLS). Por conseguinte, os termos individuais na equação de balanço (“*budget*”) da TKE descrevem processos físicos que vão ser responsáveis por gerar turbulência (ARYA, 1988; STULL, 1988; HOLT & RAMAN, 1988).

De modo mais claro, segundo Stull (1988), o equilíbrio relativo desses processos determina a capacidade do fluxo de manter a turbulência ou tornar-se turbulento e, portanto, indica a estabilidade do fluxo. Dessa forma, isso leva tanto a discussão do valor da TKE (para ajudar a quantificar e qualificar a manutenção desses fluxos) como a discussão sobre a estabilidade e escala dos processos.

Em uma primeira definição, a TKE pode ser dividida pela massa. Ao tomar essa análise, encontra-se que a TKE/m vai ser igual a soma das variâncias da velocidade nas 3 componentes (x, y e z) divididas por 2 (equação 4). Tomando como base a equação 2.5 do prognóstico da soma do balanço (“*budget*”) da variância das velocidades (simplificada), substituindo pelos termos da equação 2.4 e, dividindo por dois, será encontrada a importante equação 2.6 do balanço da TKE.

$$\frac{TKE}{m} = \underline{e} = 0.5(\underline{u'^2} + \underline{v'^2} + \underline{w'^2}) = 0.5(\underline{u_i'^2}) \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial u_i'^2}{\partial t} + \underline{U}_j \frac{\partial u_i'^2}{\partial x_j} = +2\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (u_i' \theta_v') - 2u_i' u_j' \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (u_j' u_j'^2)}{\partial x_j} - \frac{2}{\underline{\rho}} \frac{\partial (u_i' p')}{\partial x_i} - 2\varepsilon \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \underline{U}_j \frac{\partial e}{\partial x_j} = +\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (u_i' \theta_v') - u_i' u_j' \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (u_j' e)}{\partial x_j} - \frac{1}{\underline{\rho}} \frac{\partial (u_i' p')}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (2.6)$$

Sendo:

$\frac{\partial e}{\partial t}$ (Termo 1) - Tendência de TKE ou armazenamento de energia local

$\underline{U}_j \frac{\partial e}{\partial x_j}$ (Termo 2) - Advecção da TKE pelo vento médio

$\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (u_i' \theta_v')$ (Termo 3) - Produção (ou consumo) por flutuabilidade

$u_i' u_j' \frac{\partial U_i}{\partial x_j}$ (Termo 4) - Produção ou perda mecânica (cisalhamento)

$\frac{\partial (u_j' e)}{\partial x_j}$ (Termo 5) - Transporte turbulento da TKE

$\frac{1}{\underline{\rho}} \frac{\partial (u_i' p')}{\partial x_i}$ (Termo 6) - Correlação de pressão

ε (Termo 7) - Dissipação da TKE

Optando por um sistema de coordenadas orientadas com o vento médio, assume-se a homogeneidade horizontal e despreza-se a subsidência, então a equação da TKE pode ser reescrita como a equação 2.7, desprezando o termo 2.

$$\frac{\partial e}{\partial t} = + \frac{g}{\theta_v} (w' \theta_v') - u' w' \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{\partial (w' e)}{\partial z} - \frac{1}{\underline{\rho}} \frac{\partial (w' p')}{\partial z} - \varepsilon \quad (2.7)$$

É importante lembrar que a turbulência é dissipativa e, portanto, o termo da dissipação sempre existirá quando a TKE for diferente de zero. Fisicamente, isso significa que a turbulência tenderá a diminuir e desaparecer com o tempo, a menos que possa ser gerada localmente ou transportada por processos médios, turbulentos ou de pressão. Assim, TKE não é uma quantidade

conservada. A camada limite pode ser turbulenta somente se houver processos físicos específicos gerando a turbulência (STULL, 1988).

Ainda segundo Stull (1988), em um ambiente estaticamente estável, movimentos verticais turbulentos agem contra a força restauradora da gravidade. Assim, a flutuabilidade tende a suprimir a turbulência, enquanto o cisalhamento do vento tende a gerar turbulência mecanicamente. O termo da flutuabilidade (Termo 3) da equação da TKE (Equação 2.6) é negativo nesta situação, enquanto o termo de produção mecânica (Termo 4) é positivo. Embora os outros termos do balanço da TKE sejam certamente importantes, uma aproximação simplificada (mas ainda útil na física) é possível examinando a razão entre o Termo 3 e o Termo 4. Essa razão, chamada de número de Richardson (Ri), é dada pela equação 2.8.

$$Ri = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) (\overline{w'\theta_v'})}{(\overline{u'w'}) \frac{\partial U}{\partial z} + (\overline{v'w'}) \frac{\partial V}{\partial z}} \quad (2.8)$$

Onde:

Quando $Ri < 0$ o fluxo é estaticamente instável;

Quando $Ri = 0$ o fluxo é neutro;

Quando $Ri > 0$ o fluxo é estaticamente estável.

Richardson propôs que $Ri = 1$ é um valor crítico, porque a taxa de produção mecânica equilibra o consumo da flutuabilidade da TKE. Em qualquer valor de $Ri < 1$, a estabilidade estática não é suficientemente forte para evitar a geração mecânica de turbulência.

De modo mais claro, quando $Ri < 1$, o fluxo é turbulento (dinamicamente instável). Quando $Ri > 1$ o fluxo é laminar (dinâmica estável)

A flutuabilidade positiva ocorre quando há aquecimento na superfície, de modo que uma taxa de variação de temperatura com a altura (*lapse rate*) instável se desenvolve perto do solo e pode ocorrer uma mudança na convecção espontânea. Nessa linha, os vórtices convectivos têm velocidade vertical e temperatura potencial positivas e, portanto, fornecem uma fonte de energia

cinética turbulenta e fluxo de calor positivo. Esta é a fonte dominante em uma camada limite convectivamente instável, enquanto para uma atmosfera estaticamente estável, a flutuabilidade é negativa, e há redução da turbulência (HOLTON, 1992).

Indo nessa linha, as condições de fluxo podem ser expressas em termos da classificação de estabilidade atmosférica. Essas classificações podem ser baseadas em função do comprimento de Monin-Obukhov (L), do número de Richardson (Ri), ou do Richardson Bulk (Ri_b).

O número Richardson Bulk (Ri_b) é um parâmetro alternativo ao número de Richardson e tem sido usado como parâmetro de estabilidade em muitos estudos atmosféricos (HSU, 1989; ZOUMAKIS *et al.*, 1991). Em regiões oceânicas, uma das adaptações do número Bulk de Richardson (Ri_b) pode ser definido pela equação 2.9 de Grachev & Fairall (1995), feito a partir da observação da velocidade do vento (u), medida a 15-20 m de altura (h) acima do nível médio do mar combinado com a diferença de temperatura do ar e da superfície da água ($\Delta T' = T_{ar} - T_{SM}$) e a temperatura absoluta (T) medida 13-16 m acima do nível médio do mar (HANSEN *et al.*, 2012).

$$Ri_b = -g \frac{\left(\frac{\Delta T'}{\Delta h} - \beta \right)}{\left[T - \left(\frac{u}{h} \right)^2 \right]} \quad (2.9)$$

Já o comprimento de Obukhov (L) é função de Ri_b. No L, o objetivo é fornecer uma classificação quantitativa para a estabilidade atmosférica que pode ser usada para examinar o desenvolvimento da “esteira” (se refere a chamada de “esteira de vórtice” ou “vórtice de esteira”, que é um fenômeno aerodinâmico que ocorre no fluxo de ar, quando ele encontra um obstáculo). Existem vários métodos para “converter” o Ri_b para um comprimento de Monin-Obukhov, por exemplo, Hsu (1989), Large & Pond (1982) e Grachev & Fairall (1995). Nas Equações 2.10 e 2.11, encontra-se uma abordagem de Richardson Bulk utilizada em Grachev & Fairall (1995).

$$\frac{z}{L} = 10Ri_b \text{ (estratificação instável)} \quad (2.10)$$

$$\frac{z}{L} = \frac{10Ri_b}{1 - 5Ri_b} \text{ (estratificação estável)} \quad (2.11)$$

Definindo o L a partir de Ri_b , classifica-se a estabilidade atmosférica de acordo com as definições dadas na Tabela 2.2 (HASAGER *et al.* 2009).

Tabela 2.2 – Classes de estabilidade atmosférica (Fonte: HASAGER *et al.* 2009)

CLASSE	COMPRIMENTO DE MONIN-Obukhov (L)	CLASSE DE ESTABILIDADE
CL = -3	$-100 \leq L \leq -50$	Muito instável
CL = -2	$-200 \leq L \leq -100$	Instável
CL = -1	$-500 \leq L \leq -200$	Pouco instável
CL = 0	$ L > 500$	Neutro
CL = 1	$200 \leq L \leq 500$	Pouco estável
CL = 2	$50 \leq L \leq 200$	Estável
CL = 3	$10 \leq L \leq 50$	Muito estável

O comprimento de Monin-Obukhov (L) é importante parâmetro de escala utilizado na camada superficial. Este parâmetro vem da equação da TKE. Lembrando que, na CLS, como os fluxos turbulentos variam menos de 10% de sua magnitude com a altura, pode-se considerar uma aproximação de fluxo constante com altura. Logo, pode-se usar valores de fluxo de calor e momento da superfície para definir escalas de turbulência (MONIN & OBUKHOV, 1954; STULL, 1988).

Indo nessa linha, considera-se, portanto, que os fluxos turbulentos são iguais aos valores superficiais. Depois disso, multiplica-se a Equação 2.7 da TKE por $-kz/u_*^3$ (onde u^* é a velocidade de fricção), para encontrar a nova Equação 2.12 da TKE.

$$-\frac{kz}{u_*^3} \frac{\partial \underline{e}}{\partial t} = -\frac{kzg \left(\underline{w' \theta'_v} \right)_s}{\theta_v u_*^3} + \frac{kz(u'w')}{u_*^3} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{kz}{u_*^3} \frac{\partial (w'e)}{\partial z} + \frac{kz}{\rho u_*^3} \frac{\partial (w'p')}{\partial z} - \frac{kz}{u_*^3} \varepsilon|_s \quad (2.12)$$

Onde k vai ser a chamada constante de von Karman.

Com essa transformação, os termos passam a ser adimensionais. Convencionalmente, representasse o termo 3 (produção ou consumo devido à flutuabilidade) com o símbolo ζ . Considerando que esse termo é dado como z/L (onde L é o comprimento de Monin-Obukhov), representa-se o mesmo pela Equação 2.13. A partir dessa definição, encontra-se o comprimento de Monin-Obukhov (Equação 2.14).

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{kzg \left(\underline{w' \theta'_v} \right)_s}{\theta_v u_*^3} \quad (2.13)$$

$$L = -\frac{\theta_v u_*^3}{kg \left(\underline{w' \theta'_v} \right)_s} \quad (2.14)$$

Conforme pode se notar, o L pode ser difícil de ser calculado, uma vez que nele pode ser encontrado o fluxo de calor. Por conseguinte, alguns autores calcularam e propuseram soluções mais simples para esse termo. Para condições estaticamente estáveis, por exemplo, Arya (1981) estabeleceu Δ verticalmente dentro da camada superficial. Essas simplificações levam, por exemplo, à Equação 2.15:

$$L \cong -\frac{u_* \underline{\Delta u \theta}}{kg \underline{\Delta \theta}} \quad (2.15)$$

Uma interpretação física do comprimento de Obukhov é que ele é proporcional à camada entre a superfície e determinada altura acima da superfície na qual os fatores de flutuabilidade dominam sobre a produção mecânica (cisalhamento) de turbulência. Em relação à interpretação física associada ao cisalhamento, está é possível pois o L é calculado em função do termo da velocidade de fricção (u_*).

De modo mais claro, para entender melhor a velocidade de fricção, é necessário pensar nas situações em que a turbulência é gerada ou modulada pelo cisalhamento do vento próximo ao solo. Nesses casos, a magnitude da tensão de Reynolds na superfície se mostra uma importante variável de escala.

Com base nessa relação, obtém-se a velocidade de fricção (u^*), que vai ser uma variável de escala de velocidade que mede justamente essa modulação da turbulência gerada pelo cisalhamento, dada pela Equação 2.16.

$$u_*^2 \equiv \left[\overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{0,5} = \frac{|\tau_{Reynolds}|}{\underline{\rho}} \quad (2.16)$$

$$\text{Onde: } |\tau_{Reynolds}| = [\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2]^{0,5} \text{ e } \tau_{xz} = -\underline{\rho} \overline{u'w'_s} \text{ e } \tau_{yz} = -\underline{\rho} \overline{v'w'_s}$$

Existem alguns modelos que são utilizados para solução da velocidade de fricção e do comprimento de Monin-Obukhov. Um dos exemplos é o proposto por Liu *et al.* (1976), que estabelece novas soluções para os cálculos dos fluxos, propondo uma nova metodologia para solução para o termo do coeficiente de arrasto. Além disso, os autores também propuseram uma solução para a TSM.

Como pôde ser visto, a CLS é uma importante sub-região da CLA, já que a região interage com a vida humana. Por conta disso, alguns trabalhos foram desenvolvidos para essa região. Monin (1959), a partir da sua teoria, estudou como se dá a propagação de fumaças nessa camada. Já Hogstron (1996) procurou analisar alguns desses coeficientes. Também há alguns estudos que buscam estudar os perfis de vento na CLS. Estes serão vistos mais à frente no tópico relacionado às estimativas de perfis de vento.

Dentro da CLS, muitas vezes as leis governantes da física são insuficientes para representar algumas situações. Em contrapartida, algumas observações também, frequentemente, apresentam características consistentes e repetidas, o que leva a desenvolver relações empíricas para algumas variáveis de interesse da CLA (STULL, 1988).

Nessa linha, a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) vem como uma importante ferramenta de organização e agrupamentos de variáveis adimensionais através do procedimento chamado “Teoria de Pi-Bukingham”. Essa teoria é justamente a que ajuda a formar grupos adimensionais para variáveis de interesses selecionadas, estabelecendo relações empíricas que sejam representativas para localidade (MONIN & OBUKHOV, 1954; WYNGAARD, 1973; SORBJAN, 1986; STULL, 1988; ARYA, 1988).

A TSMO segue quatro procedimentos básicos: seleção das variáveis de interesse, organização dos grupos adimensionais (pi-grupos), experimentos para determinar os valores adimensionais de cada grupo e ajuste de curvas empíricas para determinar uma nova equação representativa para esse grupo (MONIN & OBUKHOV, 1954; PERRY, *et al.*, 1963; STULL, 1988).

Alguns pi-grupos muito utilizados nos estudos micrometeorológicos se encontram nas Equações 2.17, 2.18, 2.19, 2.20 e 2.21. Através desses grupos adimensionais, surgem alguns importantes modelos, como o modelo de estimativa de perfis de vento

$$\phi_M(\zeta) = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.17)$$

$$\phi_h(\zeta) = \frac{z}{\theta_*} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.18)$$

$$\phi_w(\zeta) = \frac{\sigma w}{u_*} \quad (2.19)$$

$$\phi_\theta(\zeta) = \frac{\sigma \theta}{\theta_*} \quad (2.20)$$

$$\phi_\varepsilon(\zeta) = \frac{kz\varepsilon}{u_*} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.21)$$

Especificamente para o vento, há uma grande escassez de sensores para a medição de magnitude e direção do vento em níveis mais altos. Indo nessa linha, torna-se essencial utilizar a TSMO e determinar pi-grupos. Logo, para a estimativa de perfis de vento, é necessário olhar mais especificamente para o pi-grupo da Equação 2.17. Integrando essa equação, chega-se à Equação 2.22, conhecida como método de perfil logaritmo de vento, que é a equação da estimativa do perfil de vento básica utilizada principalmente na CLS (KANTHA & CLAYSON, 2000; MONIN & OBUKHOV, 1954; WYNGAARD, 1973; SORBJAN, 1986; STULL, 1988).

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (2.22)$$

Conforme pode se notar, na equação dos perfis de vento aparecem os termos de velocidade de fricção, rugosidade e comprimento de Monin-Obukhov (já explicados anteriormente). Logo, esses termos devem ser estimados com

muito cuidado para que os perfis sejam bem representados para a região de interesse.

Na Equação 2.22, o termo ψ_M , convencionalmente chamado de função de correção da estabilidade, é separado nas três classes de estabilidade já discutidas: estável, instável ou neutro. Esse é um importante termo a ser calculado, uma vez que, em algumas regiões e/ou situações, a escolha ou cálculo errado deste parâmetro podem ocasionar em erros significativos, conforme pôde ser mostrado no estudo de Carmo *et al.* (2022).

Para solucionar esse termo, com base em experimentos de campo, Businger *et al.* (1971) e Dyer (1974) estimaram três grupos adimensionais (um para cada classe) para condições neutras, estáveis e instáveis (Equações 2.23, 2.24 e 2.25, respectivamente) que ajudam a solucionar esse termo.

$$\varphi_{M_Neutral} = 0 \quad (2.23)$$

$$\varphi_{M_Stable} = \frac{4.7z}{L} > 0 \quad (2.24)$$

$$\varphi_{M_Unstable} = -2 \ln \left[\frac{(1+x)}{2} \right] - \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \right] + 2 \tan^{-1}(x) - \frac{\pi}{2} < 0 \quad (2.25)$$

Sendo a Equação 2.25 calculada pela solução de Paulson (1970), onde $x = \left[1 - \left(\frac{15z}{L} \right) \right]^{\frac{1}{4}}$.

Devido à complexidade de calcular esse termo para condições instáveis, algumas soluções numericamente mais simples são propostas. Indo nessa linha, Nickerson & Smiley (1975) e Benoit (1977) propuseram uma solução numérica a ser adotada para esse parâmetro. Com esta solução, a nova equação de estimativa de perfis de vento para condições instáveis pode ser dada, por exemplo, pela Equação 2.26.

$$u(z) = \frac{u_{ref}}{k} \left\{ \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) + \ln \left[\frac{(\zeta_0^2 + 1)(\zeta_0 + 1)^2}{(\zeta^2 + 1)(\zeta + 1)^2} \right] + 2[\tan^{-1}(\zeta) - \tan^{-1}(\zeta_0)] \right\} \quad (2.26)$$

$$\text{Onde } \zeta \equiv \left[1 - \left(\frac{15z}{L} \right) \right]^{\frac{1}{4}} \text{ e } \zeta_0 = \left[1 - \left(\frac{15z_0}{L} \right) \right]^{\frac{1}{4}}$$

Na Figura 2.2 (STULL, 1988) são mostradas as curvas de perfis neutro, estável e instável. Nota-se que os perfis estáveis possuem concavidade para

baixo (semi-log), enquanto os instáveis possuem concavidade para cima, mostrando que em condições atmosféricas estáveis o cisalhamento, em tese, deve ser maior.

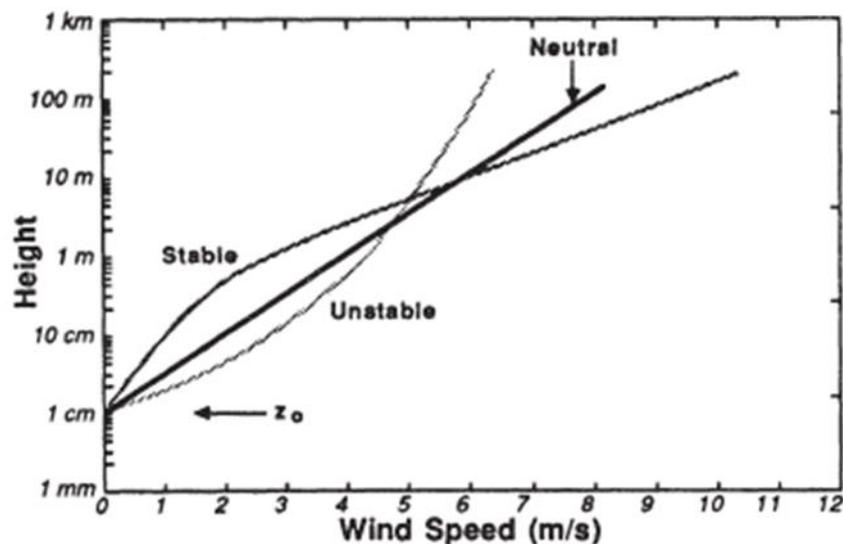


Figura 2.2 – Perfis de vento nos cenários estável, neutro e instável

(Fonte: STULL, 1988)

Para evidenciar a importância de cálculo correto desses termos, Carmo *et al.* (2022) mostraram que na costa do estado do Maranhão, localizado na região Nordeste do Brasil, uma simples mudança nesse parâmetro provocou um erro não só nos perfis de vento, mas também no potencial eólico. Para um aerogerador específico, eles mostraram que a determinação inadequada desse parâmetro provocou subestimativas de até 1MW nas estimativas de potencial eólico.

Além disso, Carmo *et al.* (2022) também evidenciaram a importância de utilizar os métodos de estimativa de rugosidade voltados para a região oceânica. Este é um importante passo, pois utilizar um método inadequado também pode gerar diferenças significativas. O método que melhor se comportou na região de interesse, por exemplo, foi um dos métodos considerados como o estado da arte, determinando a rugosidade por Taylor & Yelland (2001).

Esse trabalho foi um importante passo, pois contrariou o estudo de Lange *et al.* (2004), que compararam diferentes métodos de estimativa de rugosidade da superfície do mar e mostraram que os modelos conduziram apenas a

pequenas diferenças. Ou seja, na percepção dos autores, para fins de avaliação dos recursos eólicos, os erros foram considerados suficientes, mesmo supondo a rugosidade constante.

Já He *et al.* (2019) compararam diversos métodos de rugosidade e encontraram resultados de z_0 com viés sistemático nos modelos de estimativa, mostrando diferenças significativas nas mudanças de parâmetros de rugosidade. Dessa forma, eles mostraram que mudando o expoente de potência, ou seja, os coeficientes de ajuste, eles obtiveram melhores resultados para o método de rugosidade de Taylor & Yelland (2001), por exemplo.

Evidenciando ainda mais a problemática nas estimativas de perfis de vento, o manual da DNV (*Recommended Practice* - DNV-RP-C205, 2014), indica valores constantes a serem utilizados para o parâmetro de rugosidade e considera adotar as condições neutras, o que é uma boa aproximação para algumas regiões. Entretanto, para outras, essa pode não ser uma estratégia adequada. Para tentar ratificar isso, Carmo *et al.* (2022) compararam os métodos do manual da DNV com os métodos propostos por eles e viram que ele não era adequado para a região estudada.

2.2.2.2. Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva (CM)

A Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva (CM ou CLC) é uma camada completamente influenciada pela turbulência impulsionada em grande parte dos casos pela convecção. Em geral, essa camada normalmente se forma durante o dia cerca de 30 minutos após o nascer do sol, com o aquecimento da superfície terrestre, tendo o seu máximo de profundidade geralmente no final da tarde.

Apesar da CM ser convencionalmente impulsionada pela convecção, tendo a mesma como seu principal mecanismo dominante, ela também pode formar regiões com ventos fortes e produzir cisalhamento do vento no topo da CM, contribuindo para a geração de turbulência no topo dessa camada (STULL, 1988; ARYA, 1988).

Indo mais a fundo, a convecção vai gerar térmicas de ar quente vindas do solo, enquanto térmicas de ar frio podem ser formadas devido ao resfriamento

radiativo do topo devido ao entranhamento do ar mais estável da atmosfera livre, principalmente quando a CM é limitada verticalmente por nebulosidade (DEARDORFF, 1979. DEARDOFF, 1980; STULL, 1988, MOENG & SCHUMANN, 1991; NUNES, 2008).

Na CM, o vento costuma ser subgeostrófico e sofre pouco cisalhamento em sua profundidade. Logo, os gradientes de razão de mistura e concentração de poluentes na CLC costumam ser menores do que em outras camadas. Por conta disso, no horário de maior aquecimento, há maior dispersão de poluentes. No final da tarde, devido a diminuição da convecção, há maior concentração de poluentes (LYONS & COLE, 1973 BOGO *et al.* 2001; NUNES, 2008).

Como visto no tópico acima, a determinação da CLS tem um comportamento turbulento diferenciado, onde nesse caso, a principal escala nessa camada será caracterizada pelo comprimento de Monin-Obukhov e o comportamento das escalas, portanto, será dado pela TSMO. Já na camada de mistura, como praticamente não há existência de gradientes verticais, as principais escalas são então em função da altura do topo da CM (NUNES, 2008). Logo, essa altura pode ser representada em função da velocidade convectiva pela Equação 2.27 de Deardoff (1970).

$$w_* = \frac{g}{\theta_0} z_i \left(\overline{w' \theta'_v} \right)_s \quad (2.27)$$

Dentre os principais estudos realizados na temática da Camada de Mistura, destaca-se o trabalho de Nunes (2008), que analisou espectros de diferentes modelos para o nível da altura da CLC. Ele fez essa avaliação para diversas horas de simulação dos modelos. Já Crum & Stull (1987) estudaram a influência da CLS na CM e viram que “porções de ar” originadas na CLS podem alcançar o topo da camada de mistura. Entretanto, o contrário, ou seja, parcelas originadas na zona de entranhamento, não alcançam a parte de baixo da CM.

2.2.2.3. Camada Limite Estável (CLE)

A Camada Limite Estável (CLE) ou, como alguns autores preferem chamar, Camada Limite Noturna (CLN) é uma camada que é uma transformação da camada residual, a partir do seu contato com o solo. Essa camada é caracterizada por um ar mais estável (normalmente, estaticamente estável), com

turbulência mais fraca e esporádica. Apesar dessa camada, de forma generalizada, possuir ventos menos intensos próximo à superfície, ela pode possuir um maior cisalhamento do vento com a altura. Logo, os ventos em níveis mais altos podem acelerar a velocidades supergeostróficas e formar os chamados “jatos noturnos” (ou “jatos de baixos níveis”), no topo dessa camada.

De modo mais claro, isso causa um efeito contrário, uma vez que o ar mais estável tende a suprimir a turbulência, enquanto o jato noturno vai aumentar o cisalhamento do vento, ajudando no aumento da turbulência. Como resultado, a turbulência às vezes ocorre em rajadas relativamente curtas que podem causar mistura no topo da CLE.

É importante destacar que, por ser estável, essa camada dificulta a dispersão de poluentes. Aliado à estabilidade, quanto menor for a profundidade da camada, mais “concentrados” ficam os poluentes e mais difícil ainda é a sua dispersão. Em relação à altura da CLE, não é fácil determinar. Isso ocorre, pois nem sempre há disponibilidade de dados adequados para sua determinação. A sua profundidade pode variar desde alguns poucos metros até 300-400 metros (MAHRT & HELD, 1979; STULL, 1988; ARYA, 1988; NUNES, 2008; STEENEVELD *et al.*, 2007).

Em relação à termodinâmica, quando a superfície é mais fria, há um processo de transferência de calor da atmosfera para o solo. Isso é uma relação comum na CLE. Logo, por condução, a camada de ar abaixo resfria-se e começa a receber calor da camada de ar acima. Este processo cresce gradualmente à medida que a magnitude do fluxo de calor negativo vai aumentando, esse mecanismo tende a ser intensificado (ZILITINKEVICH, 1972, STULL, 1988; ARYA, 1988; NUNES, 2008).

Na Figura 2.3, encontra-se um exemplo de regime característico da CLE obtidas pelo SODAR (localizado em Guarulhos-SP) das observações do retroespalhamento (*backscatter*) durante o dia 23/05/2012, onde houve ocorrência de nevoeiro na localidade (CARMO, 2016). Nela, percebe-se a variação da inversão de retroespalhamento (*backscatter*), que indica que pode estar ocorrendo variação da CLE na região. Conforme o dia amanhece, a CLE tende aos poucos a se dissipar. No caso específico, a CLE acabou perdurando

por mais tempo por conta do “tamponamento” provocado pelo nevoeiro na região, impedindo a chegada da radiação solar na superfície.

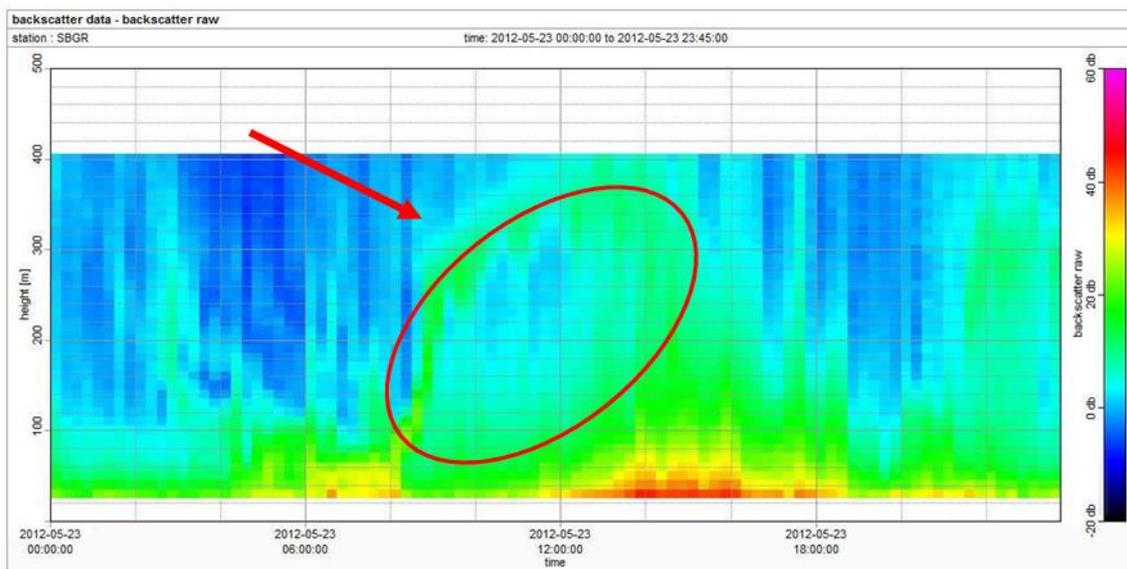


Figura 2.3 - Retroespalhamento do dia 23/05/2012 obtido através do SODAR.

(Fonte: CARMO, 2016)

2.2.3 Aspectos da Camada Limite Atmosférica (CLA) sobre o oceano

Como pôde ser visto na última seção, a CLA é uma região muito complexa do ponto de vista físico e matemático e, portanto, na porção da CLA localizada na região oceânica, isso não será diferente. Neste tópico serão apresentadas algumas características específicas que interferem e modificam essa camada na região *offshore*.

2.2.3.1 Estrutura e variação da Camada Limite Atmosférica sobre os oceanos

Sobre os oceanos, a maior parte da variação nas características da CLA ocorre devido às perturbações atmosféricas, as heterogeneidades horizontais da TSM, as correntes oceânicas, as ondas ou então aos efeitos da ressurgência. Entretanto, essa variação muitas vezes pode ser mais lenta do que a variação que ocorre na superfície terrestre, haja vista que o calor específico da água é maior (STULL, 1981; FARIAS, 2009). Outro fator relevante, é que, no topo do oceano, uma elevação significativa da TSM pode provocar modificação na CMO,

o que pode influenciar diretamente a CLA. Ou seja, as mudanças significativas na TSM, significam, conseqüentemente, mudanças significativas na CLA.

Segundo Palmeira (2006) nos oceanos há alguns casos em que há uma diferenciação em relação a regiões de latitudes altas, médias, tropicais e subtropicais. Nas duas últimas, há casos em que a CLA é convectiva, devido ao fato da temperatura potencial e da umidade específica diminuírem através da camada de fluxo constante. Já em latitudes médias e altas a estrutura da CLA será dominada pelo balanço entre o gradiente de pressão, força de Coriolis e divergência da tensão de cisalhamento do vento.

Em suma, a CLA no oceano tende a ser mais complexa do que se imagina e, em casos de ondas elevadas, há a presença de uma Camada Limite de Onda (CLO), que irá aumentar ainda mais a complexidade dos cálculos nesta região.

2.2.3.2 Camada Limite de Onda (CLO)

Segundo Chalikov & Babanin (2019), a Camada Limite de Onda (CLO) é definida como a parte mais baixa da CLA onde as flutuações produzidas pelas ondas influenciam a região atmosférica logo acima. A altura de CLO pode ser calculada em função da altura significativa de onda. Na equação 2.28 (baseada em CHALIKOV, 1986), encontra-se um exemplo de cálculo da estimativa da altura da CLO, estabelecido através da modelagem numérica de movimentos produzidos por ondas baseado nas equações bidimensionais de Reynolds, onde ξ é o coeficiente de ajuste (dependente de H_s). Alturas típicas de CLO podem ir de poucos metros a até quase 30 metros (em casos mais extremos com H_s elevados).

$$H_{CLO} = \xi_{aj} H_s \quad (2.28)$$

Na Figura 2.4 é apresentado um exemplo da estrutura vertical da CLA (com foco na CLS), CLO e CMO na região oceânica com presença de ondas (PALMEIRA, 2006). Nota-se que a parte inferior da CLO estará em contato com a superfície oceânica e a parte superior estará em contato com a CLS. Portanto, como as ondas produzem flutuações na CLO, e sua estrutura depende das características de um campo de ondas na região de interesse (CHALIKOV, 1986; CHALIKOV, 1995).

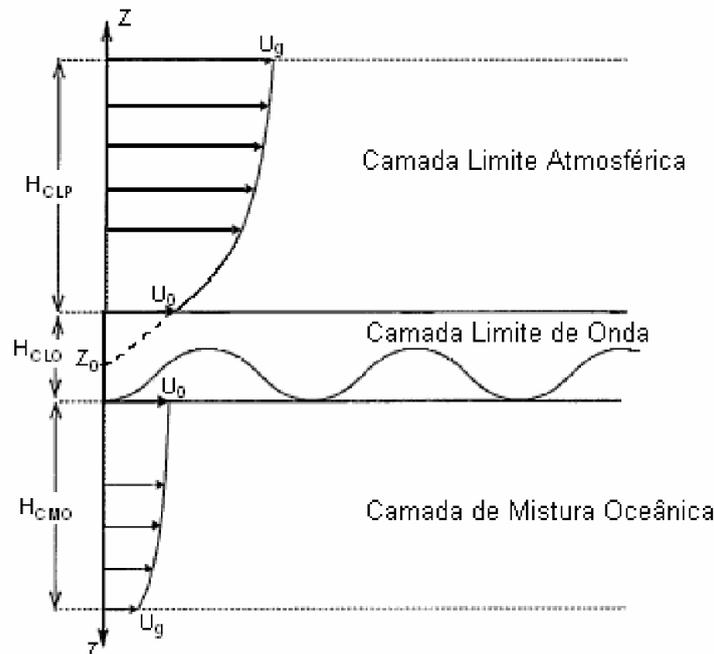


Figura 2.4 – Estrutura da CLA, CLO e CMO (Fonte: PALMEIRA, 2006)

Outra consideração importante sobre a Figura 2.4 é que, conforme pode-se notar, nessa região há menor cisalhamento do vento com altura do que na região da CLS. Logo, caso haja situações em que o H_s é elevado, desprezar a CLO nas estimativas de perfis de vento pode ser mais um fator relevante para obtenção de erros nas estimativas. Portanto, em eventos extremos de onda, considerar a CLO nas estimativas é imprescindível.

2.3. Energias

2.3.1 Aspectos gerais

Com o aumento da produção e exploração da energia, houve um aumento significativo da quantidade de área explorada e das emissões antropogênicas, causando um desequilíbrio ambiental com a intensificação do efeito estufa, do aquecimento global e do desmatamento de biomas importantes (CARMO *et al.*, 2020).

Dessa forma, as discussões acerca das fontes de energia utilizadas vêm tendo significativo aumento sociedade contemporânea, optando-se, normalmente, pelas fontes de energia renováveis. Basicamente, a diferença entre as fontes de energias renováveis e não renováveis é que as fontes renováveis utilizam recursos naturais que não se esgotam ou então, aqueles que

podem ser regenerados. Já as fontes de energia não renováveis utilizam recursos que se esgotam na natureza, por isso, elas vêm sendo cada vez mais trocadas pelas primeiras.

2.3.2 Energias Renováveis – Energia Eólica e aplicações

Nas últimas décadas, aumentou-se a discussão acerca de energias renováveis, culminando no desenvolvimento de diversas soluções como, por exemplo, a energia solar, a eólica, a biomassa, a hidráulica e a de ondas. Dentre estas, a energia eólica é a que vem apresentando um maior crescimento nos últimos anos.

Segundo Dutra (2008), o vento foi utilizado como um recurso para o auxílio nas tarefas do dia a dia de diversas maneiras. Na agricultura, existiam os moinhos de vento, que consistiam em uma gaiola circular onde animais ou homens caminhavam e moviam uma haste fincada em uma coluna vertical. As rodas d'água surgiram como aperfeiçoamento desse sistema, sendo a sua força motriz, o curso d'água.

Com os cataventos, a energia eólica foi empregada na moagem de grãos e no bombeamento d'água. Na Europa, o uso dos cataventos iniciou-se com o retorno das Cruzadas, aproximadamente no século XIII, sendo por muito tempo bastante utilizado e documentado. O moinho de vento do tipo holandês em especial, foi difundido por vários países, influenciando fortemente a economia agrícola do continente (DUTRA, 2008; CARMO *et al.*, 2020).

Conforme se sabe, a energia eólica é aquela que provém do vento para produzir energia. Dessa forma, para que se tenha um bom aproveitamento energético e rentável, é necessário implementá-la em uma região com ventos constantes, com intensidade variando de moderada a muito forte. Além disso, preferencialmente, opta-se por regiões com menor cisalhamento na direção do vento, uma vez que, com elevada variação na sua direção, faz-se necessário a implementação de aerogeradores com capacidade maior de rotação, de modo a captar a energia do vento em todas as direções, elevando ainda mais o custo (CEPEL, 2001; CARMO *et al.*, 2020).

Segundo o *Global Wind Energy Council* (GWEC), apesar do destaque para o mercado chinês, a Europa continua sendo o continente de maior expoente em energia eólica do mundo, liderado pelo Reino Unido e pela Alemanha. Juntos, possuem aproximadamente 62% de toda capacidade instalada mundialmente (OHLERFOST *et al.*, 2018).

No relatório mundial de vento (*Global Wind Report*), Ohlenforst *et al.* (2018) mostraram a capacidade de energia eólica de vários países entre o período de 2015 a 2018. Nesse período, o Brasil quase dobrou a sua capacidade, apesar de ainda estar muito abaixo do ideal, tendo em vista que, a Região Nordeste do Brasil tem um grande potencial de geração, tanto na região continental como *offshore* (Barcellos, 2014).

Segundo a ANEEL (2020), o Nordeste é a região do Brasil com o maior potencial eólico, apresentando, por conseguinte, a maior quantidade de usinas eólicas. A Região Sul também ganha destaque no painel nacional, possuindo um número considerável de parques em operação.

Apesar da grande quantidade de parques eólicos (por conta principalmente da sua extensão territorial), o Brasil ainda precisa aumentar, e muito, o número de usinas eólicas e melhorar a sua gestão energética, uma vez que ainda há muitas áreas favoráveis a serem exploradas e, portanto, começar a equilibrar a balança energética nacional. Além disso, ainda há uma grande área *offshore* da costa brasileira possível de ser explorada (CARMO *et al.*, 2020).

De modo geral, o vento apresenta valores de intensidades superiores na região *offshore*, tornando, assim, essa região boa para exploração. Por conta disso, ao redor do mundo, houve 4.496 instalações de parques eólicos *offshore* sendo que, até 2018, nenhum deles havia sido instalado no Brasil. Vale ressaltar que embora ainda não existam aerogeradores em operação em alto-mar, diversas empresas têm estudado a implementação de complexos eólicos pela costa brasileira (OHLERFOST *et al.*, 2018).

O mercado brasileiro de energia eólica, especialmente no setor *offshore*, ainda é subdesenvolvido, apesar do grande potencial. Recentemente, várias empresas têm mostrado interesse em explorar essa fonte de energia. A Empresa de Pesquisa Energética (EPE) publicou um 'roadmap' em 2020, destacando

importantes parâmetros estatísticos para o desenvolvimento da energia eólica offshore no Brasil (Empresa de Pesquisa Energética, 2020).

Diante dessa alta capacidade de energia eólica disponível, estudos associados ao desenvolvimento de tecnologias capazes de explorar todo potencial na costa brasileira ganharam grande relevância (TAVARES et al. 2020, CARMO *et al.* 2020, CARMO *et al.* 2022, NASCIMENTO *et al.*, 2022), não somente pela consequente diminuição da dependência de energia derivada de combustíveis fósseis, mas também pelo impacto positivo que a exploração de tal energia traria para o mercado brasileiro.

Mostafaeipour *et al.* (2011) analisaram estatisticamente os dados de velocidade horária do vento de longo prazo medidos por hora para Shahrabak, no Irã. Os autores indicaram que o valor médio anual da densidade de potência eólica poderia chegar a 110,6 W/m². Eles também fizeram uma avaliação econômica para mostrar a viabilidade de instalação de aerogeradores de pequeno porte, recomendando-as para a produção de eletricidade das casas.

Mais especificamente na área de perfis de vento e potencial eólico, assim como He *et al.* (2019), Pichugina *et al.* (2012) propuseram experimentos com o sensor remoto *Light Detection And Ranging* (LIDAR) para determinar o perfil em uma região *offshore* da Inglaterra. Estes autores notaram que os valores dos perfis de vento próximo à costa apresentaram variações diurnas, além de terem observado a ocorrência frequente de jatos noturnos em altitudes mais baixas. Também observaram que quanto mais próximo da região costeira, maior foi a variação do perfil de vento.

Ainda nessa linha, Emeis (2014) testou os métodos clássicos de estimativa dos perfis de vento para os cálculos associados à energia eólica. Uma de suas importantes avaliações foi em relação à intensidade de turbulência e sua associação com as regiões de topografia acentuada (bem como a sua influência nos aerogeradores) e, também, a análise dos perfis de vento clássicos, verificando que para a região de estudo, havia a presença dos jatos noturnos, muito comuns em regime estável.

Apesar de alguns estudos avaliarem a questão dos perfis de vento ou então do potencial eólico, Carmo *et al.* (2022) foram pioneiros nas avaliações e

desenvolvimento de métodos de perfis de vento para cálculos de potencial eólico, mostrando que a mudança de alguns termos como rugosidade, velocidade de fricção e dentre outros podem vir a trazer um melhor desempenho. Além disso, os autores mostraram que trabalhar com as componentes oceânicas dinâmicas contribui para um melhor resultado nas estimativas dos perfis de vento e conseqüentemente do potencial eólico.

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo, será apresentada a região de estudo, os dados utilizados, bem como a metodologia aplicada para realização deste trabalho.

3.1 Região de estudo

Este estudo foi dividido em três etapas, que foram sendo implementadas conforme a disponibilidade de dados. Por conta disso, serão apresentadas três regiões de estudo distintas.

Na primeira etapa, foram utilizadas apenas a reanálise ERA5 e os dados do Programa Nacional Boias (PNBOIA) para toda a costa brasileira, de modo a nortear as regiões mais promissoras. Com essa primeira etapa, foi publicado o primeiro artigo desse estudo: Carmo *et al.* (2020).

Posteriormente, na segunda etapa, devido a relevância do estudo, foram cedidos dados de um SODAR localizado na costa do Maranhão e, portanto, foi feito um estudo mais voltado para aquela região. Dessa parte, foi publicado o segundo artigo dessa Tese de Doutorado: Carmo *et al.*, (2022).

Enfim, na última etapa, foram cedidos dados de plataforma e boias localizadas no Atlântico Sul, próximas à região Sudeste do Brasil. Dessa forma, foram desenvolvidos novos resultados e publicado um novo artigo: Carmo *et al.*, (2023).

Por conseguinte, na Figura 3.1 encontra-se a região relativa a esta primeira etapa de estudo, abrangendo toda a costa brasileira. Já na Figura 3.2, encontra-se a região de estudo para a costa do Nordeste, mais especificamente perto do estado do Maranhão, relativa a segunda etapa do estudo. E, na Figura 3.3, a terceira região de estudo localizada na região oceânica perto da costa Sudeste do Brasil, mais especificamente perto do estado do Rio de Janeiro, relativa à terceira etapa de estudo.

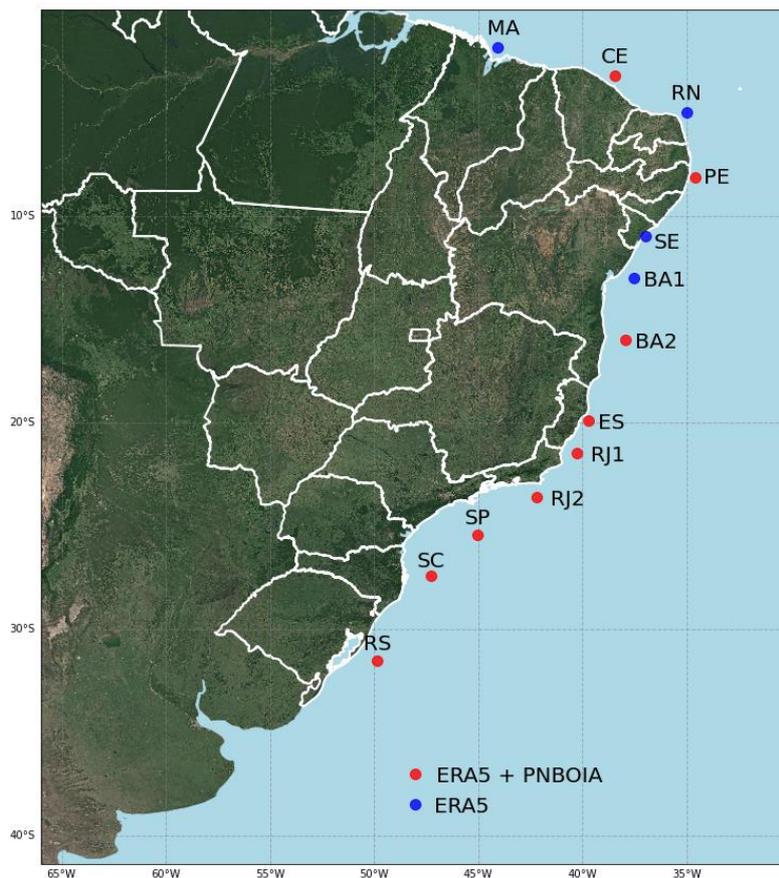


Figura 3.1 - Primeira região de estudo do trabalho: os pontos em azul são das regiões onde se utilizou apenas a reanálise ERA5 e os pontos vermelhos são das regiões onde se utilizou a reanálise ERA5 e os dados do PNBOIA.



Figura 3.2 – Segunda região de estudo: dados de SODAR (em azul) e reanálise ERA5 (em vermelho) para a costa Nordeste do Brasil.

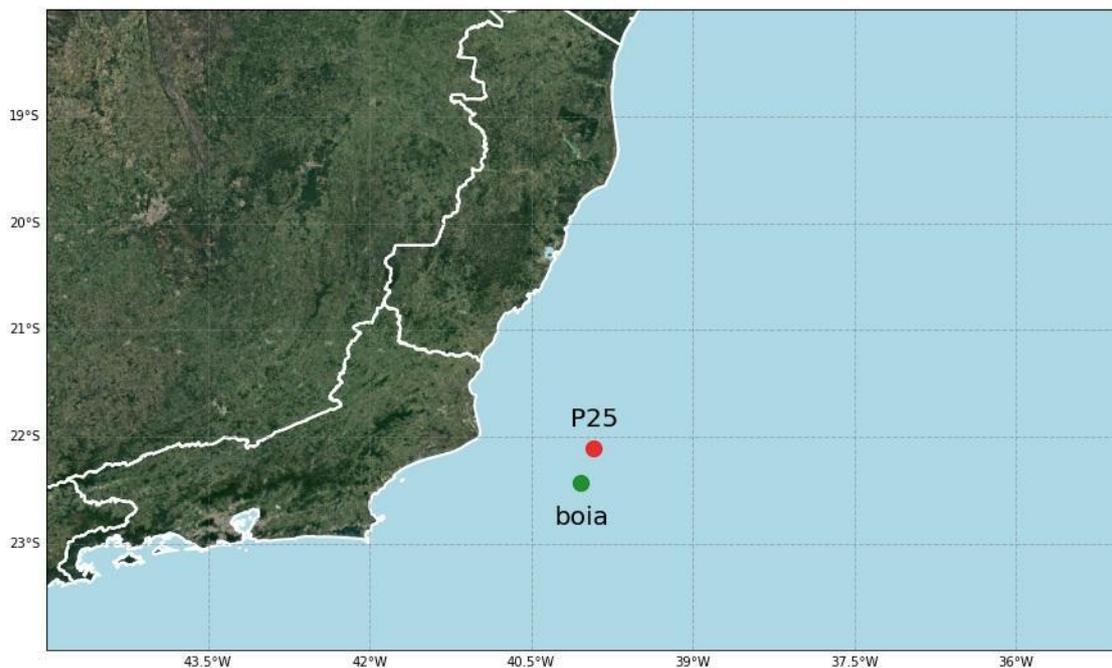


Figura 3.3 – Terceira região de estudo: Dados da plataforma P25 (ponto vermelho) e dados da boia P18 (ponto verde) na região oceânica, próximos ao estado do Rio de Janeiro.

3.2 Dados

Na primeira fase (Figura 3.1), foram utilizados os dados meteoceanográficos do Programa Nacional de boias (PNBOIA) e da reanálise ERA5, com resolução espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ para as variáveis meteorológicas e $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ para as variáveis oceanográficas. As boias utilizadas neste estudo foram aquelas localizadas na costa do Ceará, Pernambuco, Bahia 2 (Porto Seguro), Espírito Santo, Rio de Janeiro 1 (Itaoca), Rio de Janeiro 2 (Cabo Frio-Nova), São Paulo (Santos), Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Rio Grande). Na Tabela 3.1, encontram-se as localizações e os períodos utilizados para cada boia estudada.

Tabela 3.1 – Localização e períodos utilizados

BOIA	LOCALIZAÇÃO	PERÍODO UTILIZADO	PROFUNDIDADE DE FUNDEIO (METROS)	DIÂMETRO (METROS)
BOIA – FORTALEZA (CE)	03° 12' 48.96" S 038° 25' 57" W	18/11/2016 a 20/05/2018	200	3,4
BOIA – RECIFE (PE)	08° 9' 12.96" S 034° 33' 34.2" W	21/09/2012 a 05/04/2016	200	3,4
BOIA – PORTO SEGURO (BA)	16° 0' 2.88" S 037° 56' 25.08" W	06/07/2012 a 19/12/2016	200	3,4
BOIA – VITÓRIA (ES)	19° 55' 33.96" S 039° 41' 28.68" W	13/10/2015 a 23/07/2017	200	3,4
BOIA – ITAOCA (RJ1)	21° 29' 40.798" S 040° 15' 36" W	04/12/2018 a 14/03/2019	67	2,5
BOIA – CABO FRIO NOVA (RJ2)	23° 37' 47.28" S 042° 12' 10.08" W	20/07/2016 a 31/10/2018	200	3,4
BOIA – SANTOS (SP)	25° 26' 22.2" S 045° 2' 9.96" W	12/04/2011 a 09/12/2018	200	3,4
BOIA – ITAJAÍ (SC)	27° 24' 15.84" S 047° 15' 38.16" W	29/04/2009 a 09/03/2019	200	3,4
BOIA – RIO GRANDE (RS)	31° 33' 44.28" S 049° 50' 14.28" W	23/04/2009 a 19/10/2018	200	3,4

Para a reanálise ERA5, o período de estudo utilizado foi de 1990 a 2019. Foram escolhidos pontos de grade mais próximos das posições das boias e, também, outras localidades onde não há dados de boia. Esse aumento no número de pontos estudados foi necessário, porque a área costeira brasileira é muito extensa e, portanto, quanto maior o número de pontos, melhor a caracterização do vento na plataforma continental.

Na região Nordeste (Figura 3.2), foram utilizados os dados do SODAR localizado na costa do Maranhão (estado da região Nordeste do Brasil) para o período entre 01/06/2016 e 30/08/2016. Os dados do SODAR utilizados possuem resolução temporal de 1 hora e resolução vertical de 10 metros.

E, por último, foram utilizados dados de uma boia meteoceanográfica localizada na região da plataforma P18 (verde), dados de magnitude e direção do vento localizados na plataforma P25 (vermelho) para o período de agosto de 1999 (Figura 3.3).

3.3 Metodologia

Nesse tópico, será abordada a metodologia de estimativa dos perfis de vento que foram utilizadas, do modelo numérico BRAMS e do potencial eólico.

3.3.1 Metodologia dos perfis de vento

Na primeira etapa, foi realizada uma caracterização da direção e magnitude dos ventos para cada um dos pontos da Figura 3.1. Feito isso, por conta dos promissores resultados encontrados, deu-se uma maior ênfase ao ponto localizado próximo à costa de Cabo Frio-RJ, comparando-se as estatísticas entre os valores do PNBOIA e do ERA5 (de forma qualitativa e quantitativa). Também foram calculados os perfis de vento e potencial eólico para a região.

Posteriormente, foi dada maior ênfase a novas metodologias de estimativas dos perfis de vento utilizando diferentes métodos de rugosidade para a região *offshore* e mudando os critérios de estabilidade das regiões de interesse.

Em relação a metodologia utilizada para os cálculos dos perfis de vento, foi utilizado o teorema de Pi-Buckingham (KANTHA & CLAYSON, 2000) e a

TSMO (MONIN & OBUKHOV, 1954; WYNGAARD, 1973; SORBJAN, 1986; STULL, 1991) para a determinação deles. Como visto anteriormente, ao integrar a Equação 2.17, é obtida a Equação 2.22, de velocidade do vento para uma altura z qualquer da região.

Nesse primeiro momento, foi considerada a aproximação para um perfil da classe de estabilidade neutra, assim como é proposto no manual da DNV (Equação 3.1 – adaptada da Equação 2.22).

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right] \quad (3.1)$$

A partir dessa aproximação, foram determinados diferentes perfis de vento para alturas de rugosidades distintas, com intuito de exemplificar as diferentes abordagens da superfície. A seguir, concatena-se cada uma das metodologias aplicadas para cada situação simulada.

a) Método 1 – Lei da Potência:

Esse é um método alternativo ao “Perfil logaritmo” e é considerado um método mais simples, porque necessita apenas do valor do expoente gamma (γ) estabelecido. Dessa forma, o perfil será calculado apenas pela Equação 3.2. Neste trabalho, o valor de gamma (γ) utilizado foi o valor de 0.12 fornecido pela Tabela 3.2 (adaptada do MANUAL DNV-RP-C205, 2014). Normalmente, o valor utilizado é de 0.14 (“original” da lei da potência, $1/7$), porém, nesse trabalho, a referência comparativa será o manual da DNV usado pela maior parte do operacional.

$$u(z) = u(h) \left(\frac{z}{h} \right)^\gamma \quad (3.2)$$

b) Método 2: Valores típicos de z_0 para diferentes localizações (DNV-RP-C205, 2014; SIMIU & SCANLAN, 1978; PANOFSKY & DUTTON, 1984; DYRBYE & HANSEN, 1997; JCSS, 2001).

Nesse método, serão determinados os valores de rugosidade z_0 em função dos intervalos de valores máximos e mínimos encontrados nas regiões oceânicas. Esses valores podem ser encontrados na Tabela 4, que é baseada em função do manual da DNV-RP-C205 (2014) para os valores encontrados por

Simiu & Scanlan (1978), Panofsky & Dutton (1984), Dyrbye & Hansen (1997) e JCSS (2001).

Tabela 3.2 – Valores de rugosidade e γ (constante de ajuste utilizada no método de estimativa pela lei da potência)

Terreno	zo (m)		Gama
	valor mínimo	valor máximo	
Área costeira com ventos	0.001	0.01	-
Mar aberto sem ondas	0.0001	0.0001	-
Mar aberto com ondas	0.0001	0.01	0.12

Normalmente, os valores máximos (0.01) e mínimos (0.0001) são escolhidos por estarem dentro dos intervalos das três classes da Tabela 4 e por estas classes serem as utilizadas em estudos em mar aberto. São elas: mar aberto sem ondas (*open sea without waves*), mar aberto com ondas (*open sea with waves*) e área costeira com ventos (*coastal areas with onshore wind*). Isso é muito importante, uma vez que com esses limiares dos extremos é possível estabelecer os máximos e mínimos da magnitude do vento naquele determinado nível para qualquer tipo de situação, considerando uma atmosfera neutra.

Já o termo da velocidade de fricção foi calculado através da velocidade média do vento a uma determinada altura H (u_H) acima da superfície do mar (método indireto). Por conseguinte, u_* foi obtido através da Equação 3.3, onde o ω é considerado o coeficiente de arrasto (*surface friction coefficient* ou *surface drag coefficient*) definido pela Equação 3.4, e β é o logaritmo da altura pela rugosidade ao quadrado.

$$u_* = \sqrt{\omega} u_H \quad (3.3)$$

$$\omega = \frac{k^2}{\beta^2} \quad (3.4)$$

Com as Equações 3.3 e 3.4 resolvidas e considerando a rugosidade mínima e máxima estabelecidas, calcula-se a velocidade do vento máxima e mínima para uma altura z através das Equações 3.5 e 3.6 (adaptadas da equação 41), considerando, neste caso, uma atmosfera neutra.

$$u_{min}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0max}} \right) \right] \quad (3.5)$$

$$u_{max}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0max}} \right) \right] \quad (3.6)$$

c) Método 3 – Perfil de vento calculado a partir de z_0 de Donelan (1990):

Nesse método, o valor da rugosidade foi calculado através do método de Donelan (1990), que obteve, através de experimentos de campo, valores z_0 provenientes de uma função direta da altura significativa de ondas, dada pela Equação 3.7.

$$z_{0Don90} = \xi \left(\frac{H_s}{4} \right) \quad (3.7)$$

Onde é ξ uma constante de ajuste.

Utilizando novamente as Equações 3.3 e 3.4 para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z através da Equação 3.8 para uma atmosfera neutra.

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0Don90}} \right) \right] \quad (3.8)$$

d) Método 4 – Perfil de vento calculado a partir de z_0 de Donelan *et al.* (1993):

Donelan *et al.* (1993) determinaram uma relação entre a rugosidade e o termo de parâmetro de idade da onda através de experimentos e testes numéricos. A representação desses termos é muito importante, porque eles influenciam o estado do mar na Camada Limite de Onda (CLO). Por conseguinte, na Equação 3.9 encontra-se a solução utilizada para o cálculo da rugosidade.

$$z_{0Don93} = \varphi \left(\frac{H_s}{4} \right) \left(\frac{u_{10}}{c_p} \right)^\mu \quad (3.9)$$

Utilizando novamente as Equações 3.3 e 3.4 para a determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z através da Equação 3.10 para uma atmosfera neutra.

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0\text{Don93}}} \right) \right] \quad (3.10)$$

e) Método 5 - CARMO *et al.* (2022) - Perfil de vento calculado a partir de z_0 de Taylor & Yelland (2001), para diferentes classes de estabilidade atmosféricas

Tendo em vista que o método de Taylor & Yelland (2001) é o principal método de estimativa de rugosidade oceânica e que este vem sendo utilizado e trabalhado constantemente, com diversas aplicações nas correções e mudanças nos seus parâmetros de ajuste, esse também será aplicado nesse estudo. Só que além dele, agora será também inserido o cálculo das classes de estabilidade da atmosfera: instável, neutra e estável. Logo, o termo L precisou ser calculado (BUSINGER *et al.*, 1971; DYER, 1974; NICKERSON & SMILEY, 1975; BENOIT, 1977; ARYA, 1988; HANSEN *et al.*, 2012; CARMO *et al.*, 2022).

Por conseguinte, foi utilizada a Equação 3.11, que representa o método de Taylor & Yelland (2001). Como já dito, este método geralmente leva aos melhores resultados, por utilizar H_s e T_p nos seus cálculos. Portanto, z_0 representa grande parte dos processos envolvidos nesta região.

$$z_{0\text{TY01}} = \mu H_s \left(\frac{H_s}{L_p} \right)^\alpha, \quad \text{and} \quad L_p = \left(\frac{g T_p^2}{2\pi} \right) \quad (3.11)$$

Utilizando novamente as Equações 3.3 e 3.4 para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z através das Equações 3.12 (atmosfera estável), 3.13 (atmosfera neutra) e 3.14 (atmosfera instável), sendo ζ função de z/L .

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0\text{TY01}}} \right) + \psi_M(\zeta)_{EST} \right] \quad (3.12)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0\text{TY01}}} \right) \right] \quad (3.13)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0\text{TY01}}} \right) - \psi_M(\zeta)_{INS} \right] \quad (3.14)$$

f) Método 6 – Método de CARMO *et al.* (2023) – Cálculo de z_0 e $\psi_M(\zeta)$ em função de T, TSM, Hs e Tp

De modo a aumentar mais ainda a precisão dos resultados para os perfis de vento, foi desenvolvido um novo método, adaptado do método de Taylor & Yelland (2001) e Carmo *et al.* (2022). Esse método é inovador, pois além de utilizar as variáveis de Hs e Tp, que já estão incluídas em Taylor & Yelland (2001) e Carmo *et al.* (2022), também utiliza as variáveis de temperatura do ar (T) e temperatura da superfície do mar (TSM). Esse foi um passo importante, pois ao inserir T e TSM, indiretamente, consegue-se representar o fluxo de calor na região e ter uma melhor ideia da direção e da intensidade dele. Na Figura 3.4, encontra-se um exemplo do processo comentado.

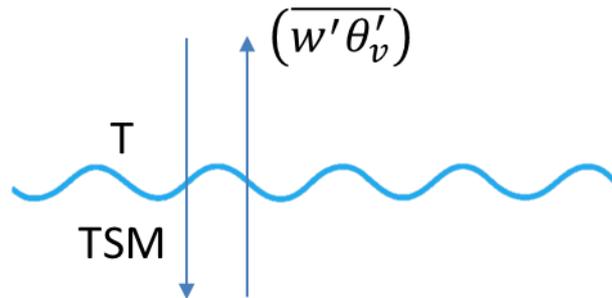


Figura 3.4 – Representação dos sentidos de fluxos (setas para cima e para baixo) e o processo de interação entre a temperatura do ar (T) e temperatura da superfície do mar (TSM), com Hs.

De modo mais claro, nesse novo método, os parâmetros de ajuste do método da rugosidade de Taylor & Yelland (2001) serão calculados empiricamente em função da razão de T e TSM, obtendo-se valores mais representativos para região de interesse. Já para os cálculos do parâmetro de instabilidade, serão utilizadas como novos parâmetros de correção para o comprimento de Monin-Obukhov e, conseqüentemente, para o número de Richardson. Utilizando novamente as Equações 3.3 e 3.4 para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, as Equações 3.15 e 3.16, para a rugosidade e perfil.

$$z'_0 = \vartheta'(T, TSM) H_s \left(\frac{H_s}{L_p} \right)^{\gamma(T, TSM)}, \quad e \quad L_p = \left(\frac{g T_p^2}{2\pi} \right) \quad (3.15)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z'_0} \right) + \psi'_M(\zeta'_{[z, L(H_s, T_p, T, TSM)]}) \right] \quad (3.16)$$

3.3.2 Simulações com o BRAMS (BRazilians developments on the Regional Atmospheric Modelling System)

Nessa etapa, foi realizada uma avaliação prognóstica dos perfis de vento desenvolvidos sob a ótica do modelo *BRazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) na sua versão 5.3v. O BRAMS é um modelo numérico brasileiro adaptado do *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS). Ele é um modelo atmosférico elaborado em função de equações não hidrostáticas capazes de simular circulações de micro a macroescala (SILVA, 2016).

O BRAMS é um modelo que possui diversas aplicações e parametrizações, o que motiva a sua utilização para estudos de inúmeras áreas como poluição do ar, hidrometeorologia dentre muitas outras. Dentre as suas parametrizações, pode-se citar: microfísica de nuvens (momento duplo de Thompson e percepção de aerossóis (Thompson & Eidhammer, 2014), convecção rasa (Souza, 1999) e convecção profunda (Grell & Devenyl, 2002), precipitação e interação solo-vegetação-atmosfera - “*Joint UK Land Environment Simulator*” (JULES) (Essery *et al.*, 2003), radiação (onda longa e onda curta por CARMA (Toon *et al.*, 1988) e RRTMG (Iacono *et al.*, 2008) e turbulência (CARMO, 2019).

A versão 5, traz um grande ganho em relação à versão anterior, por apresentar uma parametrização do modelo de superfície chamada JULES. Esta foi desenvolvida a partir do *Meteorological Office Surface Exchange Scheme* (MOSES) e é considerada como o estado da arte em relação aos processos de superfície, isso porque ela inclui, por exemplo, processos químicos totalmente acoplados, aerossóis e ciclos biogeoquímicos (MOREIRA *et al.*, 2013). Este desenvolvimento proporcionou um ganho significativo na precisão em comparação com o modelo de superfície LEAF (versão 3) originalmente empregado pela BRAMS. Além disso, o novo sistema aumenta significativamente a capacidade de simular processos envolvendo interações entre a atmosfera e superfície, devido à capacidade da JULES de simular fotossíntese, respiração e vegetação dinâmica, entre outros processos (CARMO, 2019). Na Figura 3.5, de Moreira *et al.* (2013), observa-se a estrutura da versão 3.0 do JULES, onde a cor azul demonstra os processos hidrológicos, a verde

refere-se aos processos que envolvem a vegetação e a roxa é referente aos gases e aerossóis.

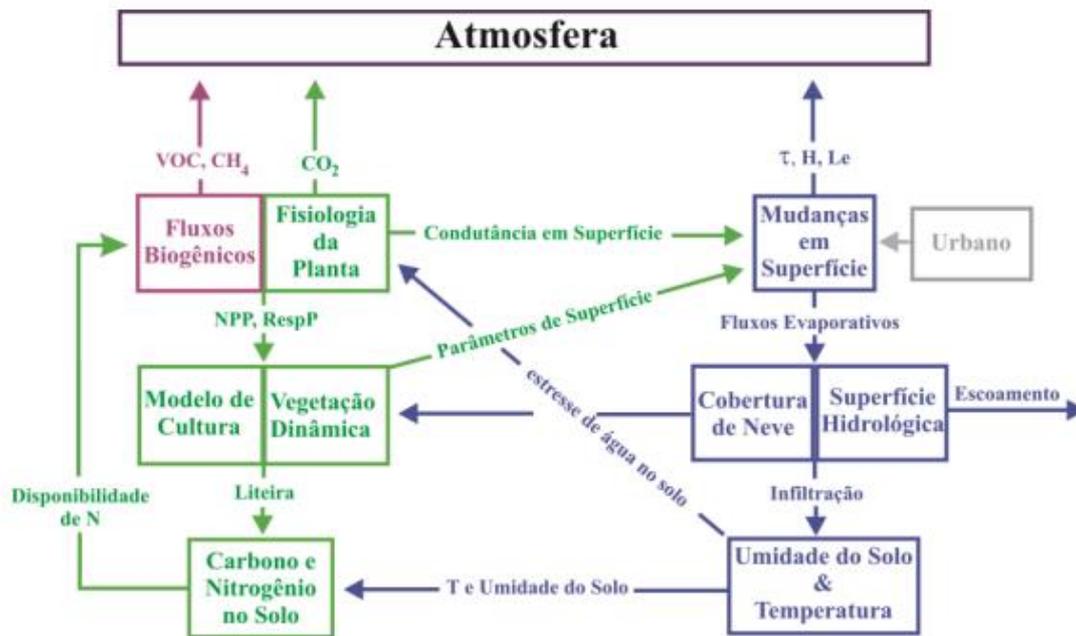


Figura 3.5 – Estrutura da parametrização JULES 3.0. (Fonte: Moreira, 2013)

Segundo Carmo (2019) e Silva (2016) a maior flexibilidade na representação da superfície, dos fluxos de calor, umidade e momento da superfície são tratados por superfícies vegetadas e não vegetadas. Essa diferença é significativa, uma vez que alguns parâmetros como albedo, comprimento de rugosidade, e os fluxos são alterados conforme essas mudanças, e, porquanto, provocam inúmeras diferenças no resultado.

Por conseguinte, nesse estudo, foram feitas 3 simulações testes para 24h, 48h e 72h antes do evento (utilizando o esquema “one-way”) para avaliar a aplicação da metodologia de Carmo *et al.* (2022), calculando os perfis de vento a partir das previsões com os dados observados na boia e na plataforma, tentando assim criar uma alternativa que possa ser “aliada” da modelagem numérica no ambiente operacional.

Para a inicialização das simulações, foram utilizadas as configurações do trabalho de Rodrigues *et al.* (2022), que utilizou como condição inicial e de contorno os dados de geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa e componente zonal (u) e meridional (v) do vento oriundos das análises do *Global*

Forecast System - GFS (SAHA *et al.*, 2010), com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, 21 níveis de pressão e com atualização a cada 6 horas, para cada um dos casos analisados.

Um dos grandes avanços no trabalho de Rodrigues *et al.* (2022) e Rodrigues (2021) foi a modificação na resolução temporal dos dados de TSM utilizados. Portanto, os autores utilizaram os dados de TSM semanais ao invés dos dados de TSM climatológicas. Essas TSM semanais utilizadas foram as interpoladas ótimas (OISST) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) com resolução de cerca de 1° (aproximadamente 100km).

Em relação ao domínio, a simulação utilizou o domínio 1 de Rodrigues (2021), ou seja, com resolução horizontal de aproximadamente 10km utilizando o esquema *one-way*. Essas configurações foram escolhidas, pois a região de interesse do trabalho dos autores está dentro da região onde se encontra os dados de plataforma e da boia selecionados para esse estudo.

Indo nessa linha, na Figura 3.6 encontra-se o domínio utilizado por Rodrigues (2021) e na Tabela 3.3, adaptada de Rodrigues (2021), encontra-se as principais configurações de grade do modelo BRAMS.

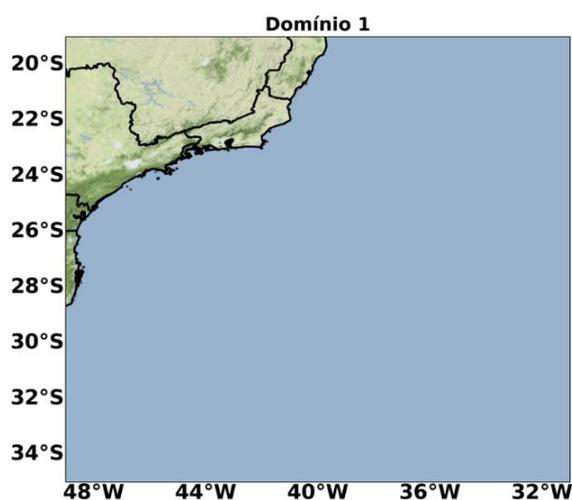


Figura 3.6 - Domínio das grades para as simulações do BRAMS. (adaptada de RODRIGUES, 2021)

Tabela 3.3 - Principais configurações de grade do modelo BRAMS

(adaptada de RODRIGUES, 2021).

Configurações	Domínio
Domínio Meridional	049°W a 031°W
Domínio Zonal	19°S a 35°S*
Resolução Horizontal	~10km
Número de Pontos (x,y,z)	200, 200, 47
Centro da Grade	27°S e 040°W*
Passo de Tempo	20 segundos
Resolução temporal de saída	1 hora

Em relação aos níveis verticais utilizados, o modelo aplica uma grade telescópica na qual o espaçamento vertical (Δz) começa com 100 metros, e cresce com fator de amplificação (Δz_{RAT}) de 1.2 até chegar a 1 km, quando passa a ser constante, até totalizar os 47 níveis totais utilizados (RODRIGUES *et al.*, 2022). Já as parametrizações físicas utilizadas serão apresentadas na Tabela 3.4 [adaptada de Rodrigues (2021)]. Novamente, Rodrigues *et al.* (2022) e Rodrigues (2021) fizeram testes de sensibilidade e avaliaram que essas seriam as melhores parametrizações para a região, justificando a utilização.

Tabela 3.4 - Esquemas de parametrizações físicas utilizados no modelo BRAMS.

(adaptada de Rodrigues 2021)

Parametrização	Esquema	Referência
Microfísica de nuvens	Thompson double moment and aerosol aware	Thompson e Eidhammer (2014)
Convecção Cumulus	Grell and Freitas	Grell e Freitas (2014)
Radiação de Onda Curta	Rapid Radiative Transfer Model for General Circulation Models (RRTMG)	Iacono <i>et al.</i> (2008)
Radiação de Onda Longa	Rapid Radiative Transfer Model for General Circulation Models (RRTMG)	Iacono <i>et al.</i> (2008)
Turbulência	Mellor and Yamada	Mellor e Yamada (1982)
Superfície	Joint UK Land Environment Simulator (JULES)	Moreira <i>et al.</i> (2013)

3.3.3 Potencial Eólico

Em relação ao potencial eólico, este foi calculado para o ponto do PNBOIA, na costa de Cabo Frio (CARMO *et al.*, 2020), e para a costa da região Nordeste do Brasil (CARMO *et al.*, 2022). Em seguida, foram realizadas a distribuição espacial do potencial eólico para região Nordeste e o perfil de potencial eólico para o estado do Maranhão, avaliando ainda a diferença de potencial eólico em diferentes cenários.

Para a estimativa de potência mecânica extraída pelo aerogerador foi utilizado o método descrito em Pavinatto (2005). Este é dado pela Equação 3.17.

$$P_m = \frac{1}{2} \rho A v_w^3 c_p(\lambda, \beta) \quad (3.17)$$

onde: ρ é a densidade do ar, A é a área varrida pelo rotor, v_w é a velocidade incidente no rotor e c_p é o coeficiente de potência do aerogerador.

Nesse método, o termo $c_p(\lambda, \beta)$ é relativo às características específicas da turbina eólica e é razão da função de velocidades (λ) e do ângulo de passo das pás da turbina eólica (β). Como $c_p(\lambda, \beta)$ é bidimensional, algumas aproximações numéricas são realizadas. Dessa forma, nas Equações 3.18 e 3.19 encontram-se as aproximações numéricas utilizadas (RAIAMBAL e CHELLAMUTH, 2002; PAVINATTO, 2005; MONTEZANO, 2007; DO CARMO *et al.* 2020).

$$c_p(\lambda, \beta) = 0,5 \left(\frac{98}{\lambda i} - 0,4\beta - 5 \right) e^{-\frac{16,5}{\lambda i}} \quad (3.18)$$

$$\lambda i = \frac{1}{\frac{1}{\lambda + 0,089} - \frac{0,035}{\beta^3 + 1}} \quad (3.19)$$

Por conseguinte, para o cálculo do potencial eólico foram utilizados 3 aerogeradores: o aerogerador E-82 E4 da Wobben Windpower, com potência nominal de 3000 KW (3 MW), diâmetro do rotor de 82 metros e área varrida de 5.281 m², o aerogerador modelo ELV-H2.7 – 500 W (Potência máxima de 1000W) e ELV-H20.8 – 100 kW (Potência máxima de 100000W), respectivamente.

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como mencionado no Capítulo 3, os resultados estão organizados conforme cada etapa de disponibilização dos dados.

No tópico 4.1, são apresentados os resultados relativos à primeira fase, utilizando apenas os dados do PNBOIA e da reanálise ERA5, conforme publicado em Carmo *et al.* (2020), juntamente com alguns resultados adicionais.

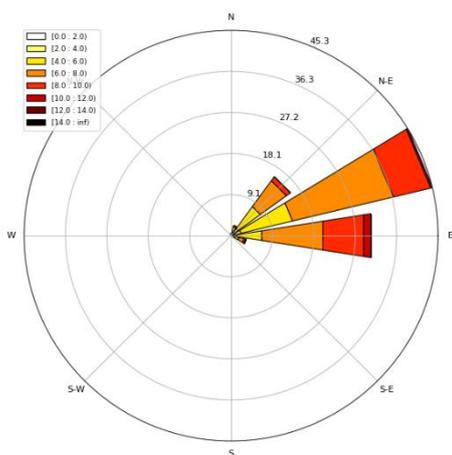
No tópico 4.2, são apresentados os resultados da segunda fase, quando foram disponibilizados os dados do SODAR, localizado no Maranhão, conforme publicado em Carmo *et al.* (2022).

E, por último, no tópico 4.3, são discutidos os resultados da terceira fase do projeto, que incluem os dados das boias e plataformas P18 e P25, em conjunto com os resultados do modelo numérico BRAMS, conforme publicado em Carmo *et al.* (2023).

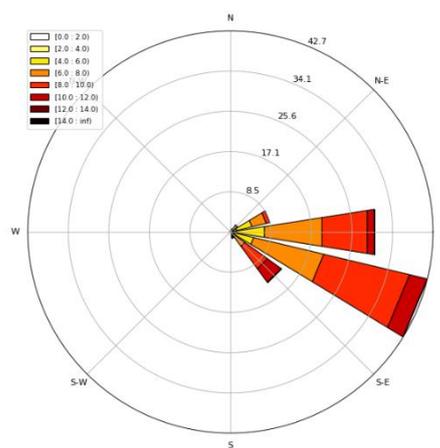
4.1. 1ª Etapa do projeto: Resultados com os dados do PNBOIA + ERA5 + resultados extras

Primeiramente, nas Figuras 4.1(a-m), encontram-se os resultados da rosa dos ventos (a 10 metros) calculadas a partir dos dados do PNBOIA + ERA5 nos pontos localizados na Figura 3.1: Maranhão, Ceará, Rio Grande do Norte, Pernambuco, Sergipe, Bahia 1, Bahia 2, Espírito Santo, Rio de Janeiro (Itaoca), Rio de Janeiro (Cabo Frio), São Paulo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, respectivamente, para o período entre 1990 e 2019 (ERA5).

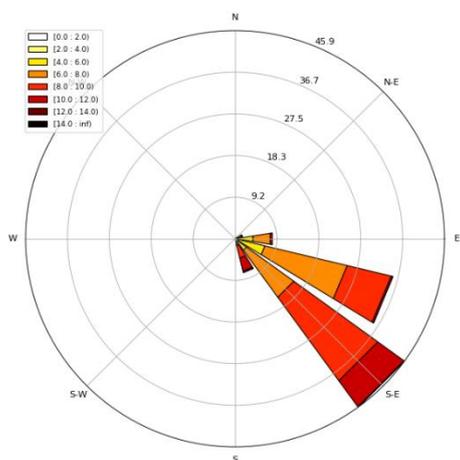
a) Maranhão



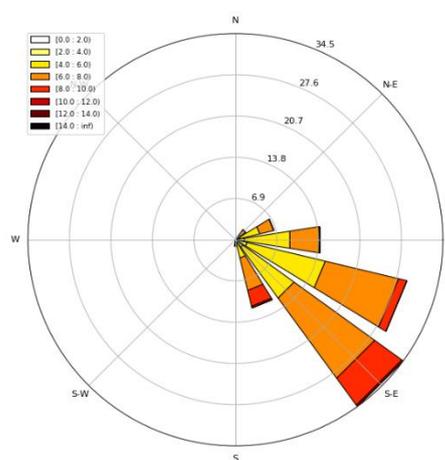
b) Ceará



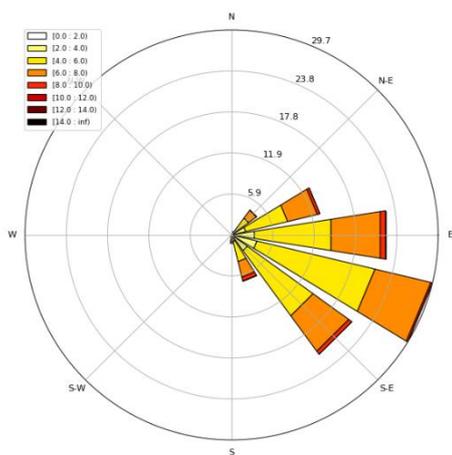
c) Rio Grande do Norte



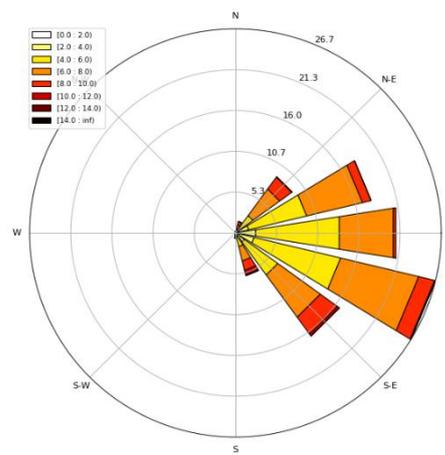
d) Pernambuco



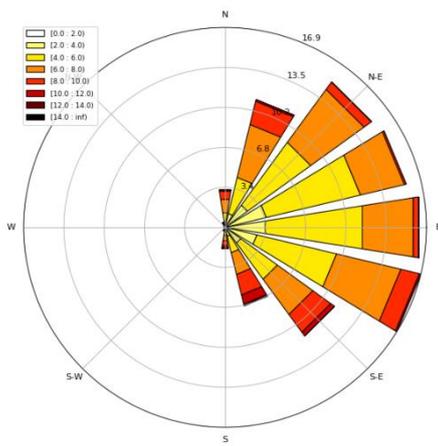
e) Sergipe



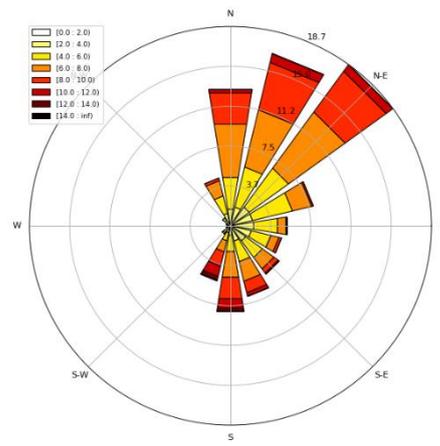
f) Bahia 1



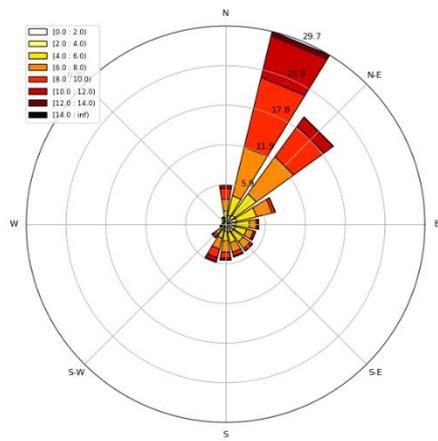
g) Bahia 2



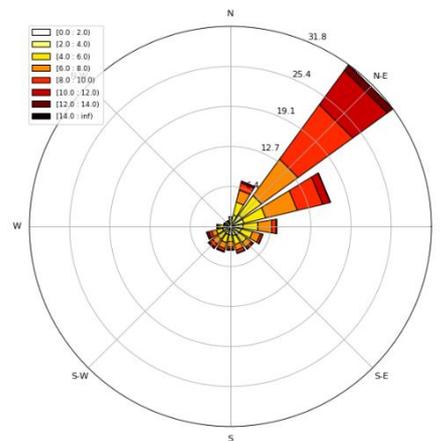
h) Espírito Santo



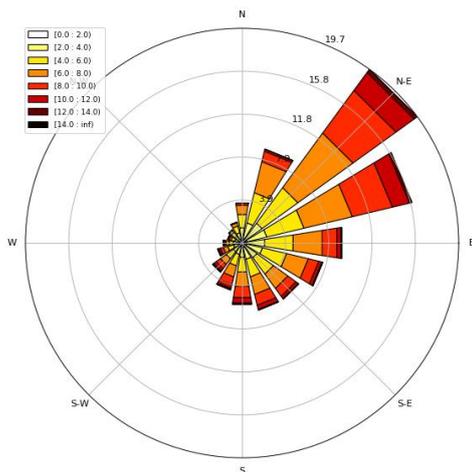
i) Rio de Janeiro (Itaoca)



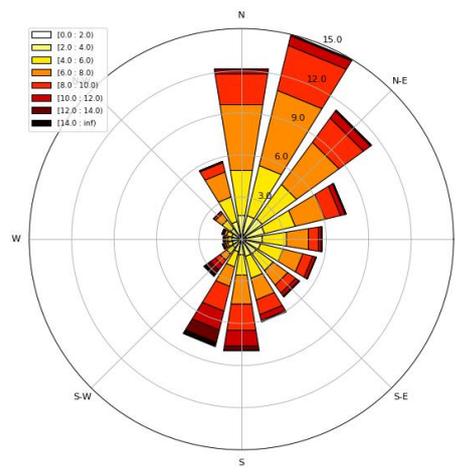
j) Rio de Janeiro (Cabo Frio)



k) São Paulo



l) Santa Catarina



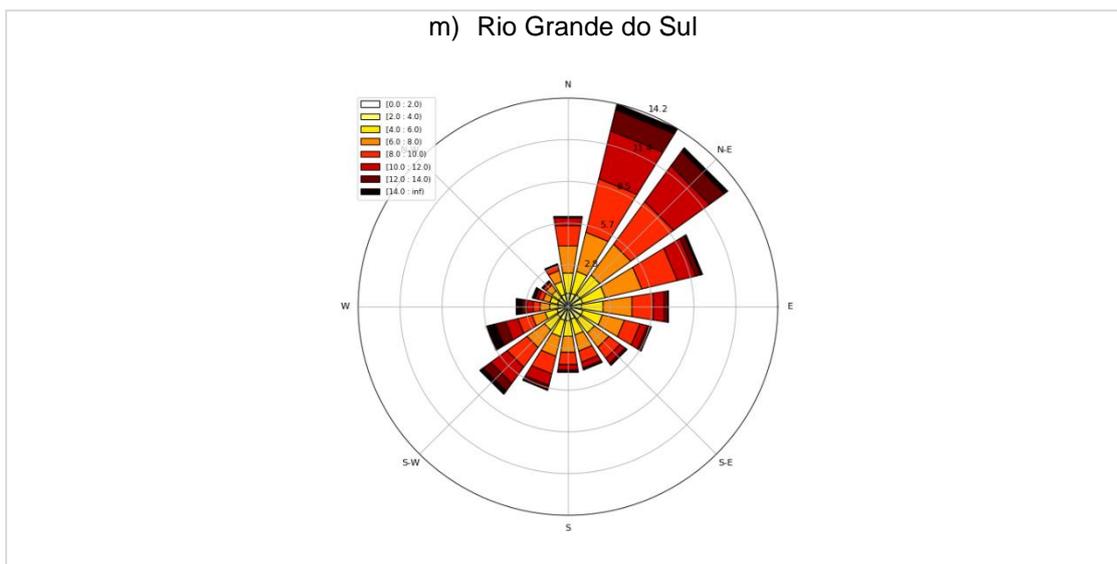


Figura 4.1 – Rosa dos ventos para pontos no oceano próximos ao (a) Maranhão, (b) Ceará, (c) Rio Grande do Norte, (d) Pernambuco, (e) Sergipe, (f) Bahia 1, (g) Bahia 2, (h) Espírito Santo, (i) Rio de Janeiro (Itaoca), (j) Rio de Janeiro (Cabo Frio), (k) São Paulo, (l) Santa Catarina, (m) Rio Grande do Sul

Em relação aos pontos localizados na região Nordeste, em uma análise mais qualitativa, nota-se que as direções e magnitudes do vento nos pontos do Maranhão (Figura 4.1a), Ceará (Figura 4.1b), Rio Grande do Norte (Figura 4.1c), Pernambuco (Figura 4.1d) e Sergipe (Figura 4.1e) possuem duas características interessantes: primeiro, que mais de 90% dos ventos não sofrem variações maiores do que 90°; ou seja, há pouca variabilidade na direção dos ventos nessas regiões; e segundo, os ventos nessas regiões possuem magnitudes elevadas, sendo que os pontos do Maranhão, Rio Grande do Norte e Ceará possuem os maiores valores em média. Já os pontos da Bahia 1 (Figura 4.1f) e Bahia 2 (Figura 4.1g), apesar de também apresentarem em média valores elevados de magnitude do vento, em contrapartida, possuem maior variação na direção do vento. Logo, nessas regiões, fica mais difícil de estabelecer regiões predominantes.

Já os pontos da Região Sudeste, Rio de Janeiro 1 – Itaoca (Figura 4.1i) e Rio de Janeiro 2 – Cabo Frio (Figura 4.1j), mostraram uma menor frequência na variação da direção do vento e magnitudes elevadas. Entretanto, comparando com as Figuras 4.1a, 4.1b, 4.1c, 4.1d, por exemplo, nota-se que há uma frequência um pouco maior de ventos de sul (S), sudoeste (SW) e sudeste (SE), o que é coerente com os fenômenos que ocorrem na região, uma vez que nessa

área há maior incursão de sistemas frontais. Além disso, nota-se uma maior predominância de ventos de nordeste, o que também é coerente e justificado pela predominância e atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Já no ponto de São Paulo (Figura 4.1k), há um aumento considerável nos componentes de S, SW e SE, devido a região ter maior contribuição dos sistemas frontais.

Já para a Região Sul, há uma elevada magnitude do vento, e uma elevadíssima variação na direção. Logo, para fins de potencial eólico em mar aberto, as regiões Nordeste, costa do Rio de Janeiro e Rio Grande do Sul (em relação à magnitude), são locais interessantes de serem explorados.

Tendo em vista os resultados encontrados na Figura 4.1 para região de Cabo Frio/RJ, foi realizada uma análise mais profunda para essa localidade específica. Dessa forma, na Figura 4.2 encontra-se uma comparação qualitativa entre a rosa dos ventos do PNBOIA (4.2b) com a rosa dos ventos do ERA5 (4.2a) para o ponto do ERA5 mais próximo a boia do PNBOIA no período entre 01/08/2016 e 31/07/2017.

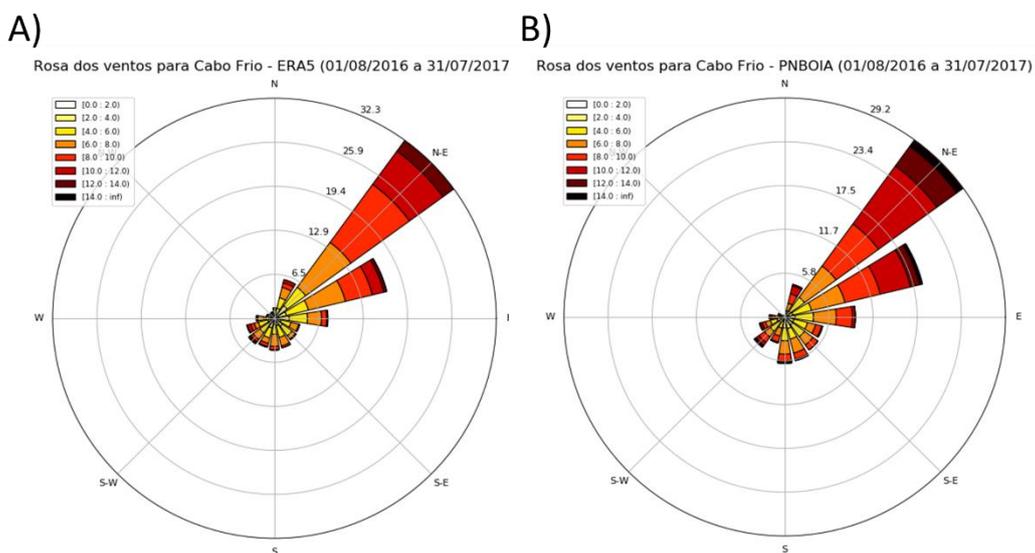


Figura 4.2 – Rosa dos ventos para região offshore próxima a Cabo Frio para o ERA5 (a) e PNBOIA (b). (Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

Conforme pode-se notar, qualitativamente, houve pouca diferença entre as direções do ERA5 e PNBOIA. Logo, o ERA5, para o período estudado, representou bem a direção predominante na região. Já em relação à magnitude,

qualitativamente, também parece haver uma pequena diferença entre o PNBOIA e ERA5.

Nas Figuras 4.3 e 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7, são apresentadas, respectivamente, a diferença entre PNBOIA e ERA5; o gráfico de dispersão para Cabo Frio, no período de 1 ano (de 01/08/2016 a 31/07/2017); as variações da magnitude e da direção do vento tanto da boia de Cabo Frio, quanto do ERA5, durante o período de 27/11/2016 e 09/12/2016; e a variação da magnitude do vento de 0 a 100 metros para esse mesmo período, publicadas no trabalho de Carmo *et al.* (2020). Quantitativamente, conforme pode-se notar nas Figuras 4.3 e 4.4, a diferença média absoluta entre os dois é de 1,06 m/s e sua correlação é alta ($R=0,87$). O gráfico de dispersão da Figura 4.6, apresenta em média valores de velocidade do vento em 10 metros do ERA5 menores que os valores do PNBOIA (respectivamente, 6,56m/s e 7,63 m/s). Ou seja, o ERA5 está subestimando a magnitude do vento em relação ao PNBOIA. Nota-se também que a magnitude do vento em alturas superiores a 10 metros ultrapassou o valor de 15 m/s em vários momentos, apresentando, por conseguinte, uma intensidade forte (Figura 4.7).

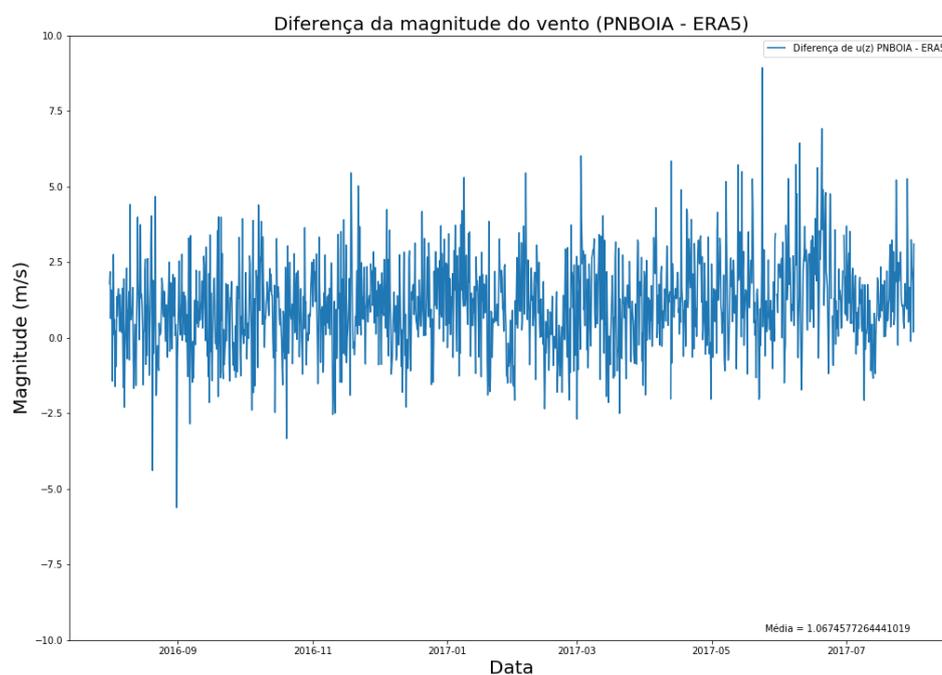


Figura 4.3 – Diferença entre a magnitude do vento em 10 metros do PNBOIA e do ERA5.

(Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

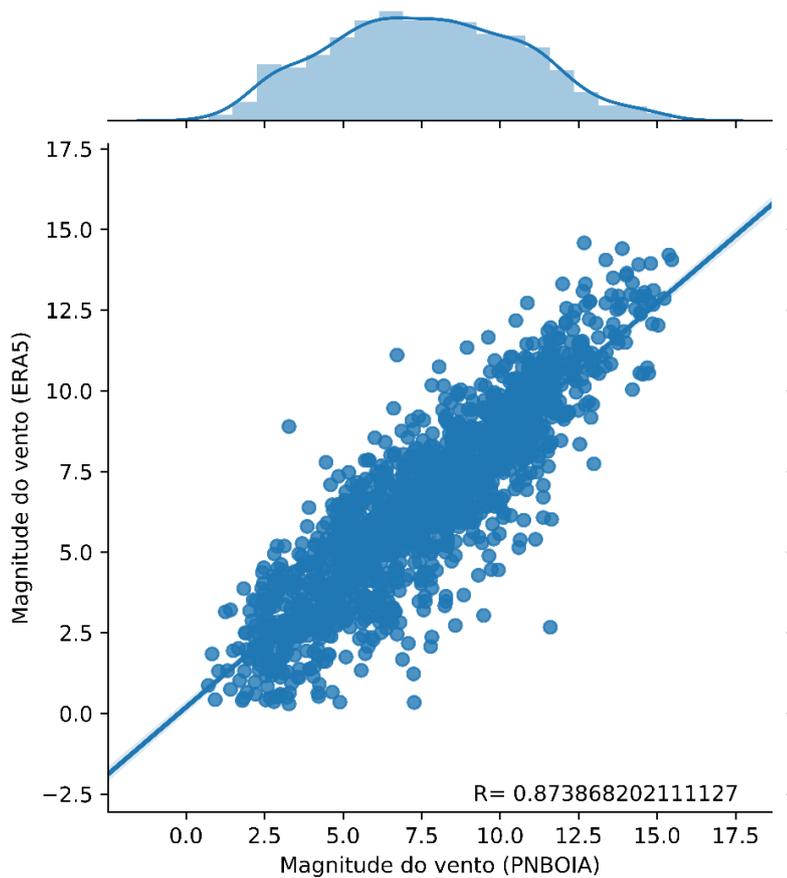


Figura 4.4 – Dispersão da magnitude do vento em 10 metros (PNBOIA e ERA5). (Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

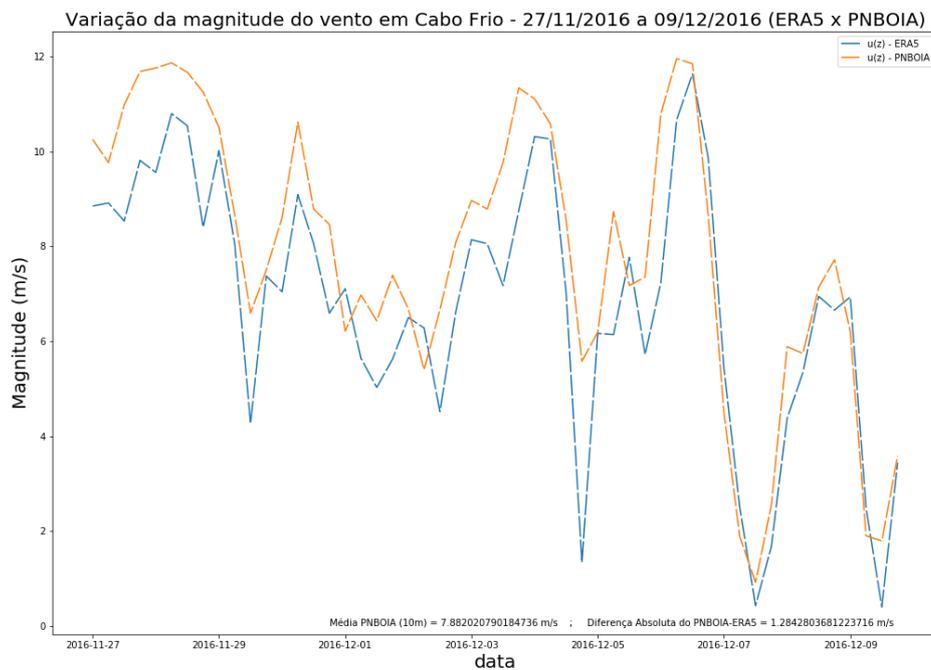


Figura 4.5 – Variação da magnitude do vento (PNBOIA x ERA5). (Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

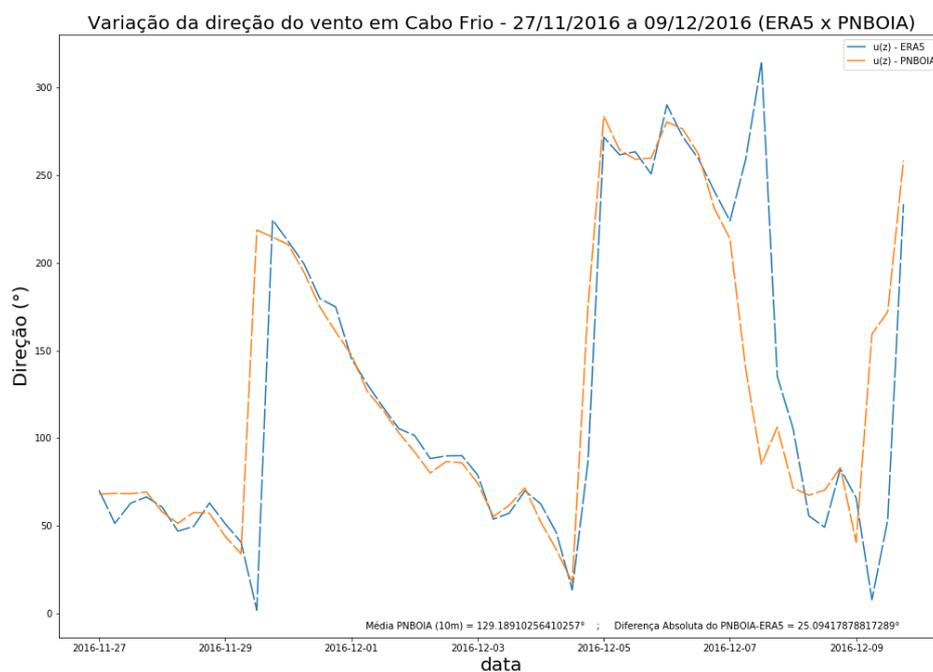


Figura 4.6 – Variação da direção do vento (PNBOIA x ERA5).
(Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

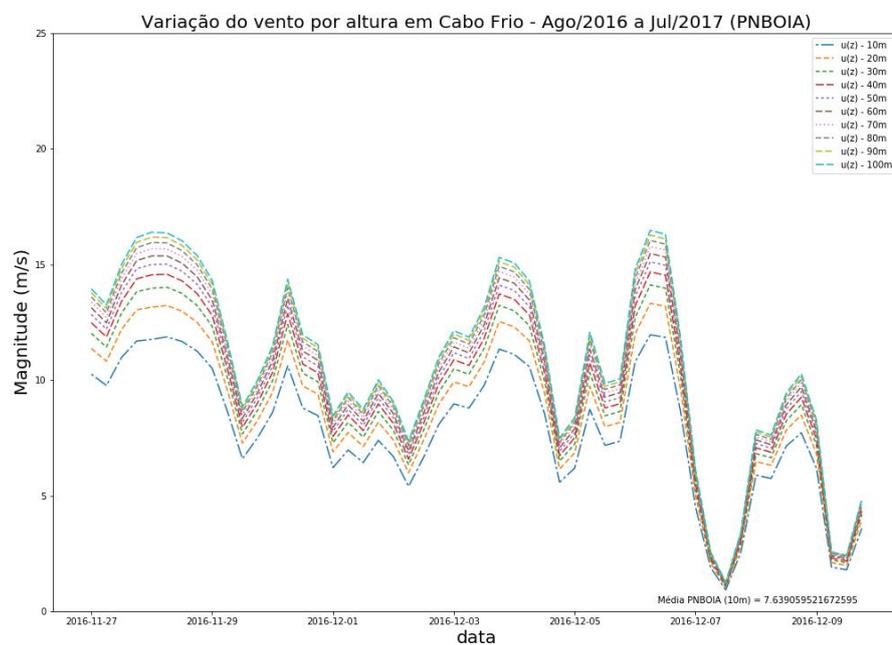


Figura 4.7 – Variação da magnitude do vento de 0 a 100 metros (PNBOIA).
(Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

Na Figuras 4.8a, são apresentados os perfis de vento anual médio (0 a 100 metros) do PNBOIA (vermelho) e do ERA5 (azul) para uma mesma metodologia (DNV) e na Figura 4.8b o perfil médio para região da boia de Cabo Frio (PNBOIA) comparando diferentes metodologias (Table (DNV) - verde, DONELAN (1990) - vermelho e DONELAN *et al.*, 1993 - azul). Nota-se que, devido a diferença de aproximadamente 1 m/s entre a magnitude do vento a 10 metros, os valores dos níveis acima também se apresentaram diferentes e, portanto, o ERA5 também subestima o vento em relação ao PNBOIA em níveis mais altos. Comparando as diferentes metodologias de estimativa de perfis de vento, nota-se que estas mudanças também provocam diferenças significativas entre os perfis. Logo, na ausência de dados observados há dois fatores que podem ajudar a propagar os erros: primeiramente, a reanálise acaba tendo um erro associado (que inclusive pode ser corrigida, como alguns autores indicados no capítulo 1) e, segundo a escolha inadequada do método utilizado, que pode ocasionar em mais um erro significativo, ajudando na propagação do mesmo.

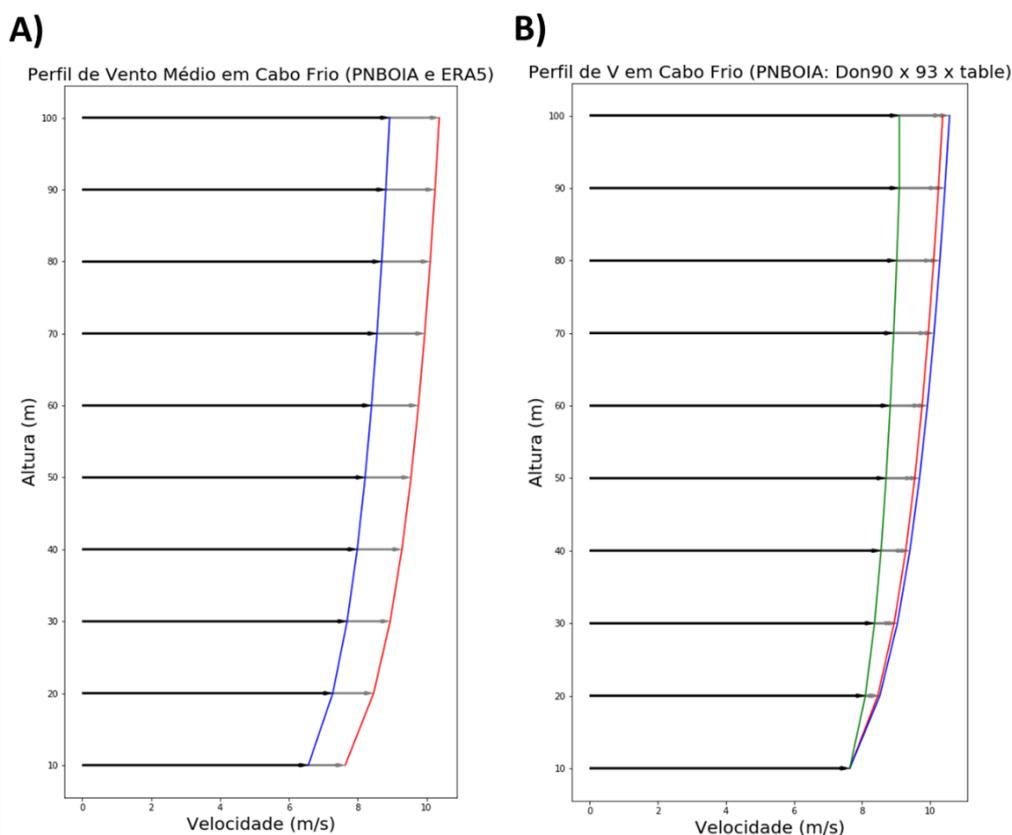


Figura 4.8 - Perfis de vento anual médio (0 a 100 metros) do PNBOIA (vermelho) e do ERA5 (azul) para uma mesma metodologia (DNV) e o perfil médio para região da boia de Cabo Frio

(PNBOIA) comparando diferentes metodologias (Table (DNV) - verde, DONELAN (1990) - vermelho e DONELAN et al., 1993 - azul). (Fonte: CARMO *et al.*, 2020)

4.2. 2ª Etapa do projeto: Resultados com os dados do ERA5 + SODAR

Com a obtenção dos dados do SODAR, foi realizada a segunda etapa deste estudo. Por conseguinte, nas Figuras 4.9(a-d) encontram-se as rosas dos ventos (a 10 metros) oriundos das reanálises ERA5 e para SODAR a 40, 120 e 160 metros, cada um com o seu período. Verifica-se que a 10 metros, mais de 90% das ocorrências encontram-se entre as direções NE e E, indicando que essa é uma região com poucas variações nas direções do vento. Outra importante consideração é que mais de 60% dos casos estudados têm magnitude do vento acima de 6 m/s, sendo aproximadamente 30% destes com valores acima de 8 m/s. Logo, isso mostra que essa região tem pouca variação na intensidade e na direção do vento. Para os níveis de 40, 120 e 160 metros no SODAR, é observada a mesma característica do intervalo de direção em relação ao ERA5 a 10 metros. Entretanto, com o aumento da altura, as componentes de NE passam a ser mais recorrentes do que as componentes de E.

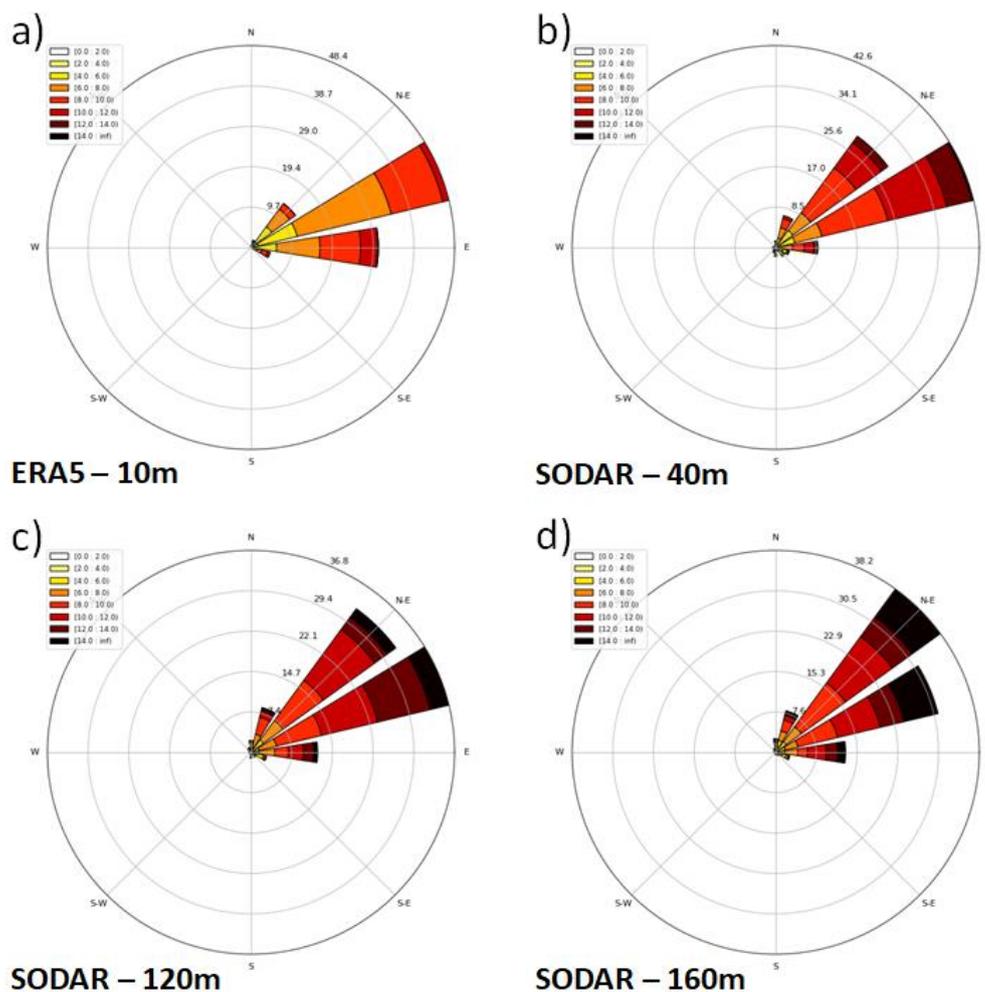


Figura 4.9 – Rosa dos ventos para o estado do Maranhão/Brasil utilizando os dados do ERA5 para o período de 1990 a 2019 (a), dados do SODAR a 40 metros (b), 120 metros (c) e 160 metros (d). (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

Na Figura 4.10a encontram-se os perfis de vento médios calculados para cada um dos métodos descritos e do SODAR, enquanto que na Figura 4.10b avalia-se a diferença média entre a magnitude do vento do SODAR e de cada um dos métodos. De forma inicial, na Figura 4.10a, nota-se que a concavidade da curva do SODAR apresenta características distintas em relação às curvas para os perfis neutros (apesar da diferença entre os perfis não ser grande - cerca de 0,5m/s). Por conseguinte, nota-se que a curva do perfil do SODAR mostrou tendência de concavidade para baixo (semi-log); ou seja, conforme é visto em Stull (1988), esse perfil é característico de uma atmosfera estável.

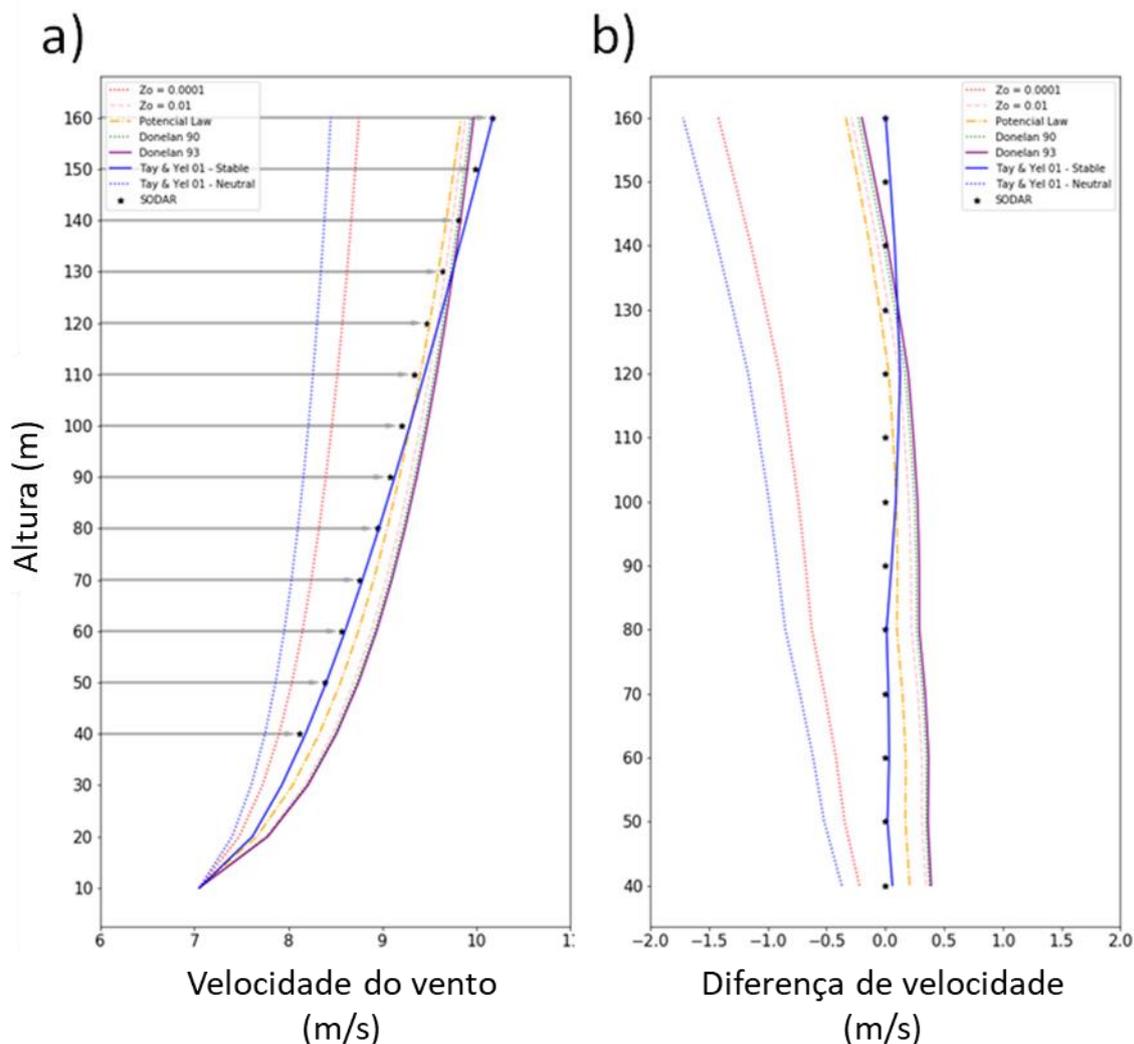


Figura 4.10 - Perfis de vento médios do SODAR e perfis calculados para $Z_0=0.0001$, $Z_0=0.01$, lei da potência, Z_0 de Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993) e Taylor & Yelland (2001) para (a) os perfis estáveis e neutros e (b) a diferença entre o perfil do SODAR e os perfis calculados (Diferença = SODAR – cada perfil). (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

Tendo em vista essa consideração, ao calcular o perfil do vento para uma atmosfera estável utilizando a metodologia de rugosidade de Taylor & Yelland (2001), as curvas ficaram com características mais parecidas e próximas, conforme pode-se verificar na Figura 4.10a.

Isso pode ser ratificado estatisticamente através do *boxplot* da diferença média absoluta de cada perfil em relação ao SODAR (Figura 4.11), onde o perfil de Taylor & Yelland (2001) para uma atmosfera estável tem as menores diferenças e o menor desvio padrão e, portanto, os melhores resultados. Além disso, através da diferença, diferença absoluta, diferença absoluta máxima e

desvio padrão para cada um dos métodos em relação ao SODAR (Figura 4.12), pode-se notar, de forma antagônica, que os perfis de Tayllor & Yelland (2001) para atmosfera neutra possui estatisticamente os piores resultados, com as maiores diferenças e o maior desvio padrão. Isso mostra que é imprescindível determinar com precisão a classe de estabilidade de cada região, pois para o mesmo método, pode-se verificar diferenças significativas entre classes de estabilidade diferentes.

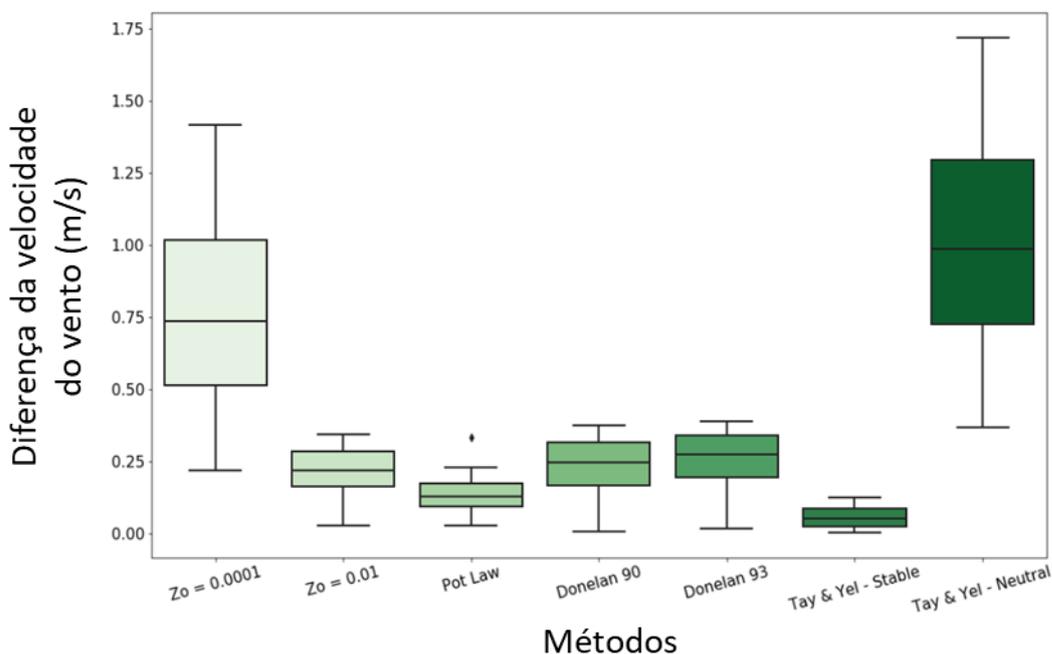


Figura 4.11 – *Boxplot* das diferenças entre SODAR e os métodos estimados (Dif = SODAR – método de estimativa). (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

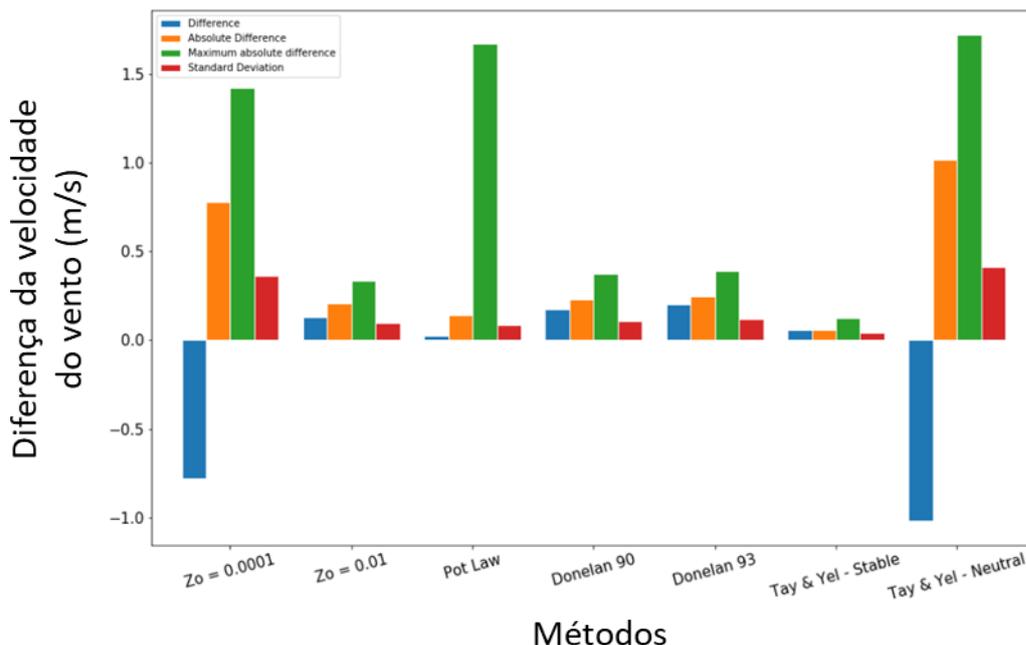


Figura 4.12 – Diferença (azul), diferença absoluta (laranja), diferença absoluta máxima (verde) e desvio padrão (vermelho) para cada um dos métodos de estimativa dos perfis em relação ao perfil do SODAR. A barra azul significa a diferença, a laranja a diferença absoluta, a verde a máxima diferença absoluta e a vermelha é o desvio padrão. (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

As estimativas do perfil de potencial eólico para o aerogerador E-82 E4 da *Wobben Windpower* calculadas para um ponto da costa do Maranhão utilizando a rugosidade estimada por Taylor & Yelland (2001) para os perfis neutro e estável estão indicadas na Figura 4.13. Pode-se notar que para o pior cenário (curva azul) houve uma subestimativa de potencial eólico em relação ao melhor perfil de estimativa (curva vermelha), chegando ao valor aproximado a 1MW em 160 metros. Logo, a escolha do perfil errado, poderia impactar negativamente nos modelos preditivos que impactam nos pedidos de licenciamento e instalação de usinas eólicas *offshore* para geração de energia, minimizando os lucros reais a serem estimados para a região de interesse.

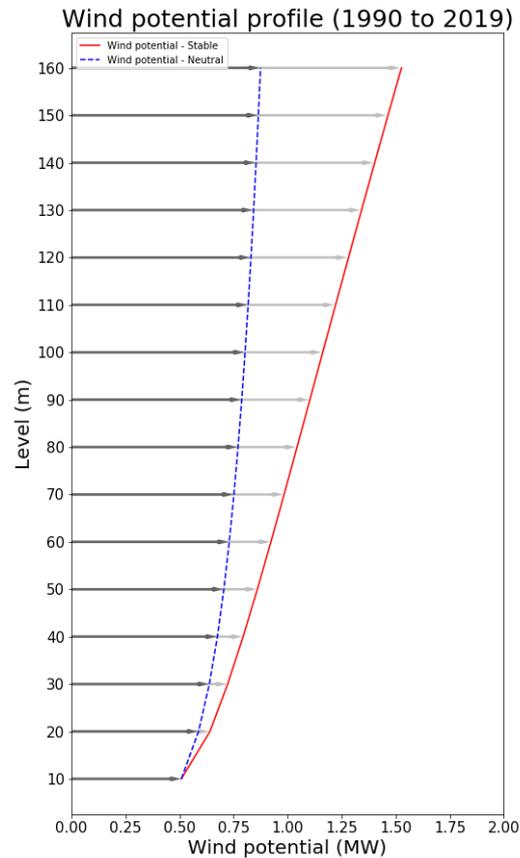


Figura 4.13 - Estimativa de perfil de potencial eólico para a costa do Maranhão (Brasil) utilizando o método de Taylor & Yelland (2001) para o cálculo da rugosidade para os perfis estável e neutro (aerogerador E-82 E4 da Wobben Windpower). O vermelho é o perfil estável e o azul é o neutro. (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

A mesma configuração pode ser observada nas Figuras 4.14a e 4.14b, que apresentam as estimativas utilizando os valores do ERA5 (1990 a 2019) para o potencial eólico médio de toda a costa da região Nordeste do Brasil, considerando também os métodos de rugosidade Taylor & Yelland (2001) para o aerogerador E-82 E4 da *Wobben Windpower* (considerando a altura aproximada de 120m) sob atmosfera neutra e estável, respectivamente. Nota-se que na costa dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte têm-se os maiores valores de potencial eólico para o modelo de rugosidade de Taylor & Yelland (2001) para condição estável, que é o modelo mais representativo para a região. Observa-se também os seus maiores valores na costa do estado do Rio Grande do Norte, chegando perto dos 2MW de disponibilidade energética para este aerogerador. Vale ressaltar que, caso fosse utilizado o modelo de menor performance de estimativa (rugosidade de Taylor

& Yelland (2001) sob condições neutras, por exemplo, os valores seriam subestimados, inviabilizando o projeto de fazenda eólica (*wind farm*). Dessa forma, os resultados mostram que sempre deve ser utilizado o melhor modelo para a representatividade da região para evitar um grande equívoco nas estimativas energéticas.

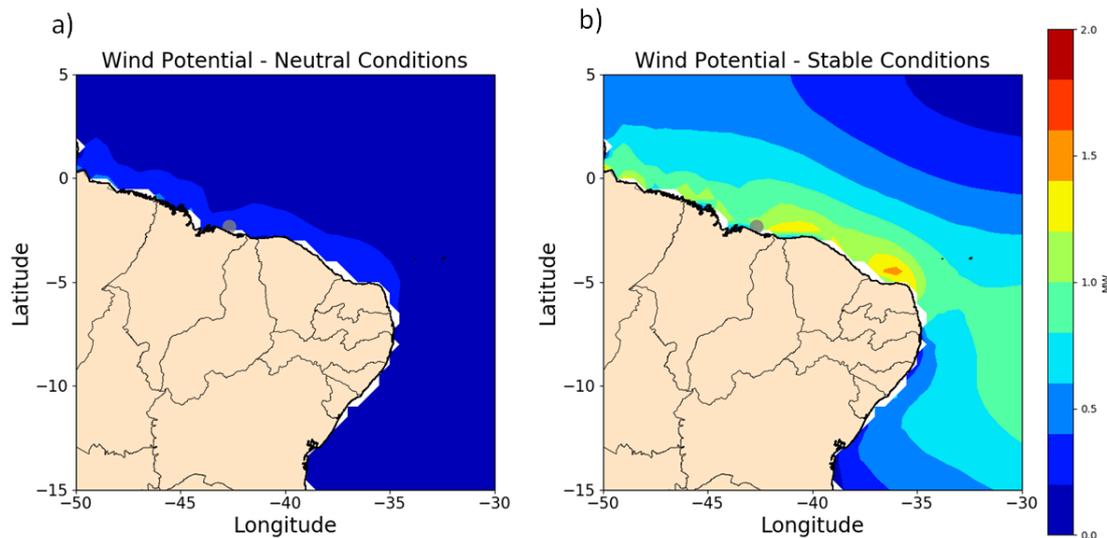


Figura 4.14 - Estimativa de potencial eólico médio para toda a costa da região Nordeste do Brasil através dos dados do ERA5 para o período entre (1990-2019), utilizando o modelo de estimativa de rugosidade de Taylor & Yelland (2001) para uma atmosfera neutra (a) e estável (b). (Fonte: CARMO *et al.*, 2022)

4.3. 3ª Etapa do projeto: Resultados com os dados do ERA5 + dados de boia + dados de plataforma (P18 + P25)

Nesse último tópico, por fim, com a disponibilização dos dados insitu de boia e plataforma, foram testados os métodos calculados anteriormente e calculado novos métodos em função de fatores meteoceanográficos.

Por conseguinte, nas Figuras 4.15a, 4.15b e 4.15c encontram-se as rosas dos ventos para o mês de agosto de 1999 (com direção e magnitude do vento) da reanálise ERA5, para o ponto da boia localizada na plataforma P18, e para a plataforma P25. Comparando, qualitativamente, os resultados do ERA5 (Figura 4.15a) com a boia P18 (Figura 4.15b), nota-se que houve pouca diferença na direção do vento, exceto no quadrante sudeste (entre 90° e 135°) que houve uma pequena diferença na direção. Em relação à magnitude, os maiores valores foram registrados na boia P18. Já comparando os dados da plataforma P25 (Figura 4.15c) com os dados da boia P18 (Figura 4.15b), nota-se que também

não houve uma variação significativa na direção do vento e, nesse caso, isso pode ter uma importante consideração, pois significa que a direção do vento pode não estar variando significativamente com a altura. Logo, isso pode ser um indicativo que o perfil atmosférico médio da região deve ser neutro. Isso será confirmado (ou não) nas figuras de perfis de vento que serão apresentadas mais à frente.

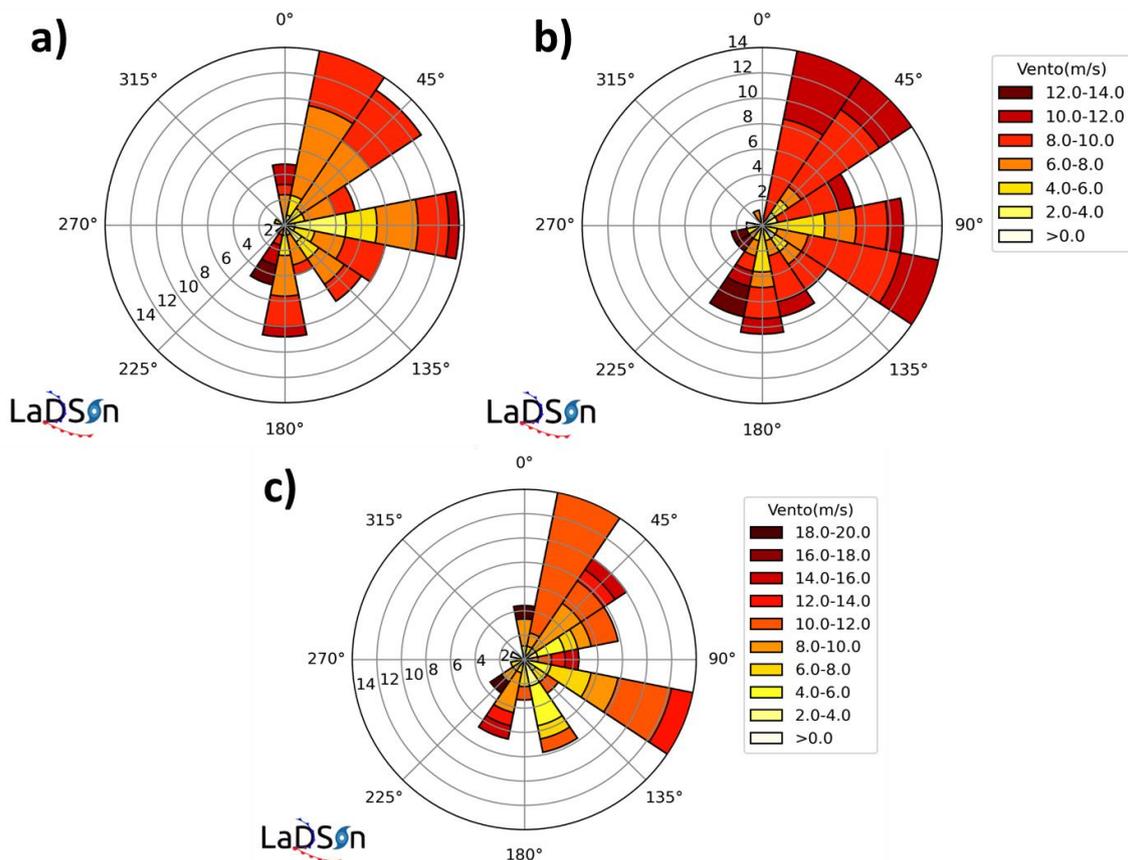


Figura 4.15 – Rosa dos ventos da reanálise ERA5 (a), para a boia P18 (b) e para a plataforma P25 (c) para o período de agosto de 1999

Para uma análise de casos mais próximos dos casos extremos, foi escolhido um caso com cisalhamento vertical tendendo a zero (Figura 4.16a) e um caso utilizando o percentil 99 do cisalhamento vertical; ou seja, um caso em que o vento sofre uma grande variação com a altura (Figura 4.16b). Essas figuras são interessantes para evidenciar a diferença nas características dos perfis. Na Figura 4.16a, por exemplo, o perfil tende a ser classicamente instável; ou seja, onde ocorre mistura e, portanto, em grande parte dos casos é observado pouco ou nenhum cisalhamento do vento. Já na Figura 4.16b, percebe-se um intenso cisalhamento vertical, com valores chegando a 30 m/s à 160 metros. Também

se nota que em 180 metros há uma diminuição brusca na magnitude do vento. Isso pode dar um indício do topo da CLS na região, que é, em grande parte das ocorrências, caracterizada por essa inversão no cisalhamento do vento. Outro fator que mostra essa evidência é que logo acima do nível onde ocorre essa inversão, há uma diminuição do cisalhamento; ou seja, tendendo a quase zero. Logo, isso mostra que acima desse nível pode estar começando a camada de mistura, que comumente fica logo acima da CLS. Além disso, a Figura 4.16b mostra uma importante consideração, que em casos estáveis, em grande parte das vezes, há um valor elevado de vento no topo da CLS (muitas vezes formando os jatos noturnos). Isso vai ao encontro do exposto no livro texto de Stull (1988).

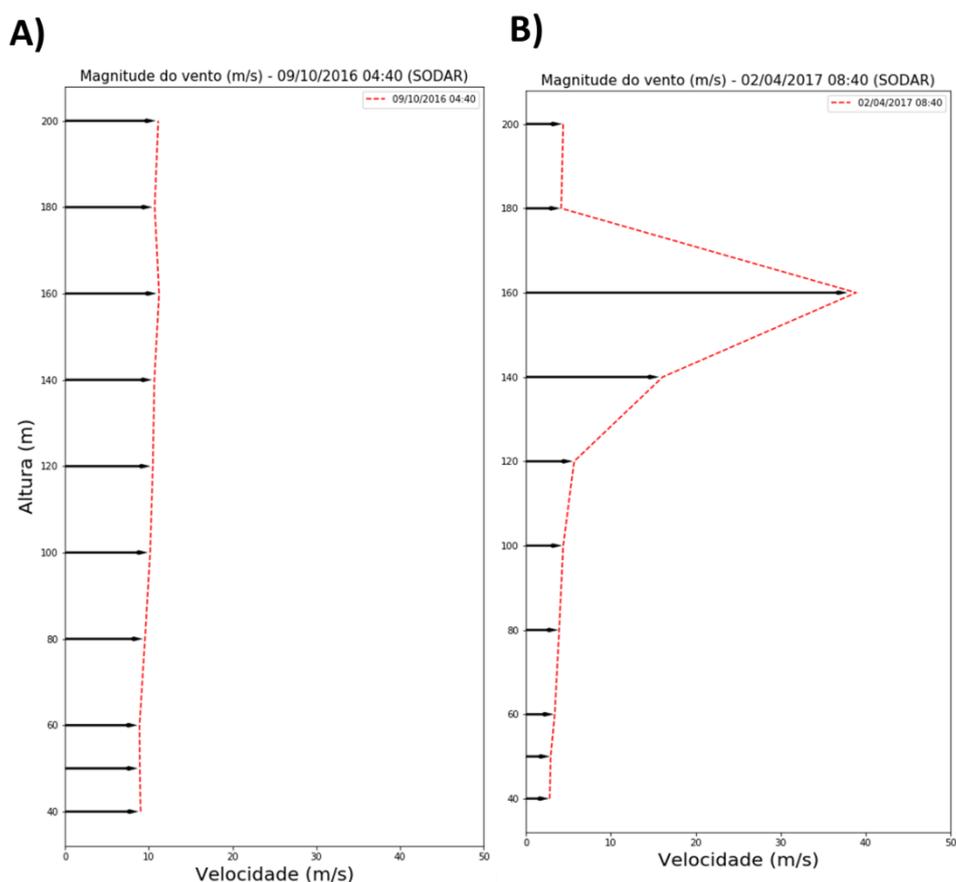


Figura 4.16 – Perfis de vento (SODAR) para o dia (a) 09/10/2016 às 04:40h e para o dia (b) 02/04/2017 às 08:40h

Nas Figuras 4.17, 4.18, 4.19 e 4.20 encontram-se a comparação e a diferença entre a magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o novo método desenvolvido (CARMO *et al.*, 2023). Na comparação das Figuras nota-se, qualitativamente, que os dois métodos acabam subestimando os valores de

vento em relação aos dados observados, tanto da boia como da plataforma. Apesar disso, no método de Carmo *et al.*, 2023, ele mostra uma maior representatividade em relação ao método da DNV.

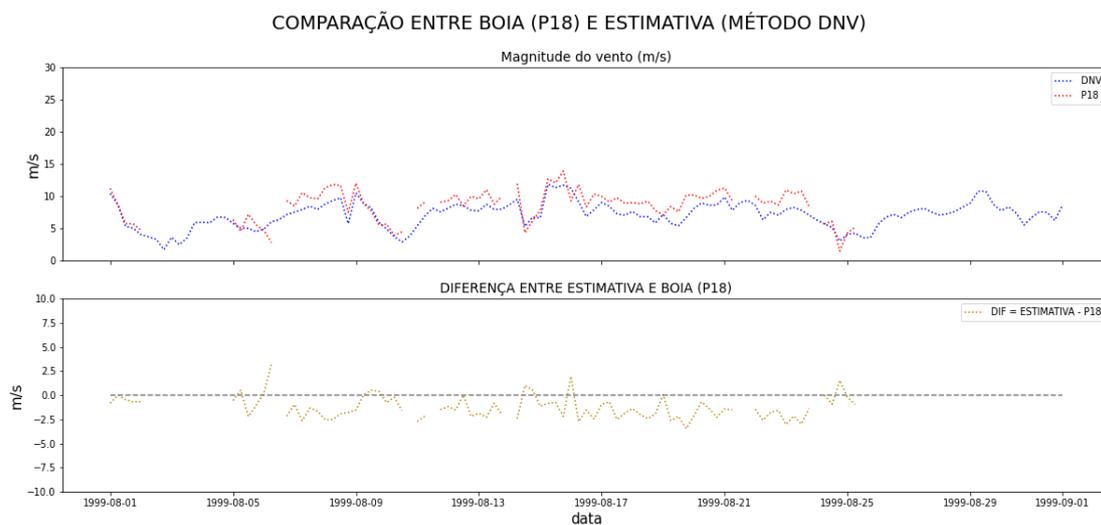


Figura 4.17 – magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da boia (P18) e a diferença entre a estimativa pelo método da DNV com os dados da P18.

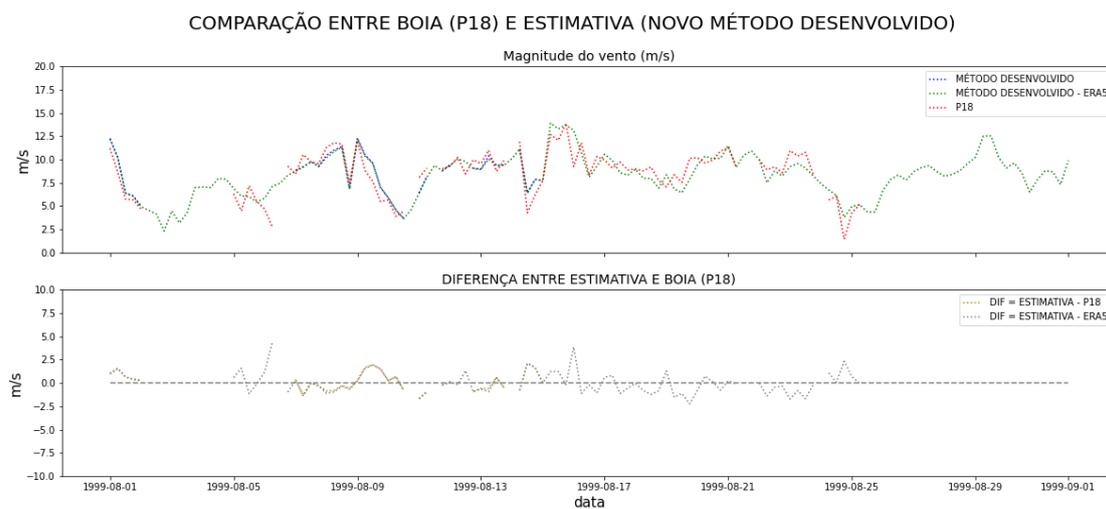


Figura 4.18 – magnitude do vento estimada pelo novo método desenvolvido e o vento da boia (P18) e a diferença entre a estimativa pelo método de novo desenvolvido (CARMO *et al.*, 2023) com os dados da P18.

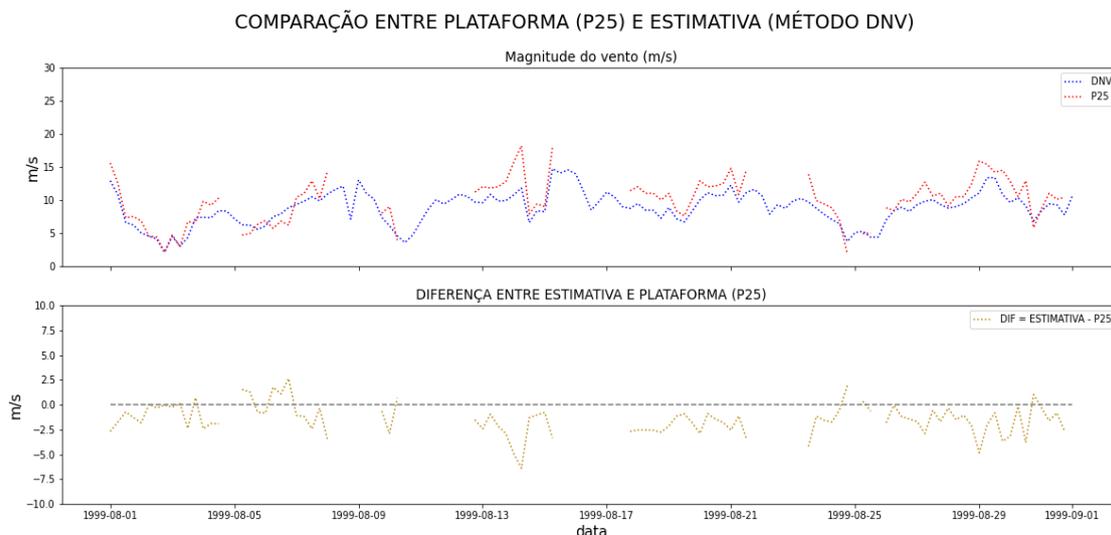


Figura 4.19 – magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da boia (P25) e a diferença entre a estimativa pelo método da DNV com os dados da P25.

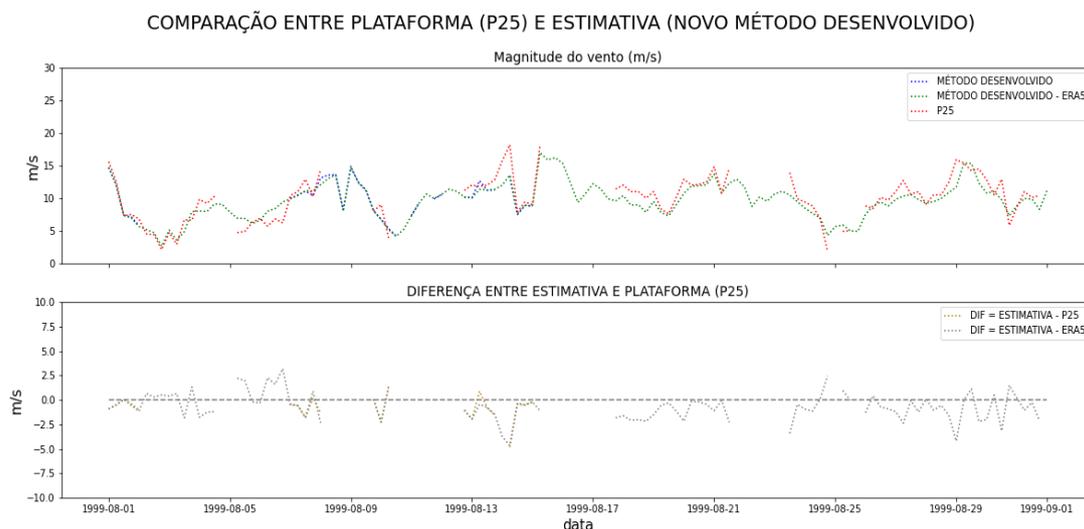


Figura 4.20 – magnitude do vento estimada pelo novo método desenvolvido e o vento da boia (P18) e a diferença entre a estimativa pelo método de novo desenvolvido (CARMO *et al.*, 2023) com os dados da P25.

Essa maior acurácia pode ser confirmada nas Tabelas 4.1 e 4.2, mostrando que o modelo teve melhores resultados para o BIAS, NSE e SS. Mais especificamente no caso do NSE e SS, os valores foram mais próximos de 1, logo o novo modelo desenvolvido foi mais representativo do que os outros. As correlações foram parecidas e o método desenvolvido teve apenas um ligeiro aumento no desvio padrão, o que não influencia na sua performance, já que essa diferença (nos dois casos) não excede o valor de 0,3. Outro fator interessante a

ressaltar é que, no estudo de Carmo *et al.* 2022, essa diferença entre o método da DNV e novos métodos sugeridos por ele foram maiores e o modelo teve uma performance ainda melhor, isso porque, na região estudada pelos autores, o regime atmosférico característico da região se mostrou estável (ao contrário das regiões da P18 e P25, que mostraram um regime caracteristicamente neutro, o que se aproxima mais dos métodos propostos pela DNV).

Tabela 4.1 – Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P18

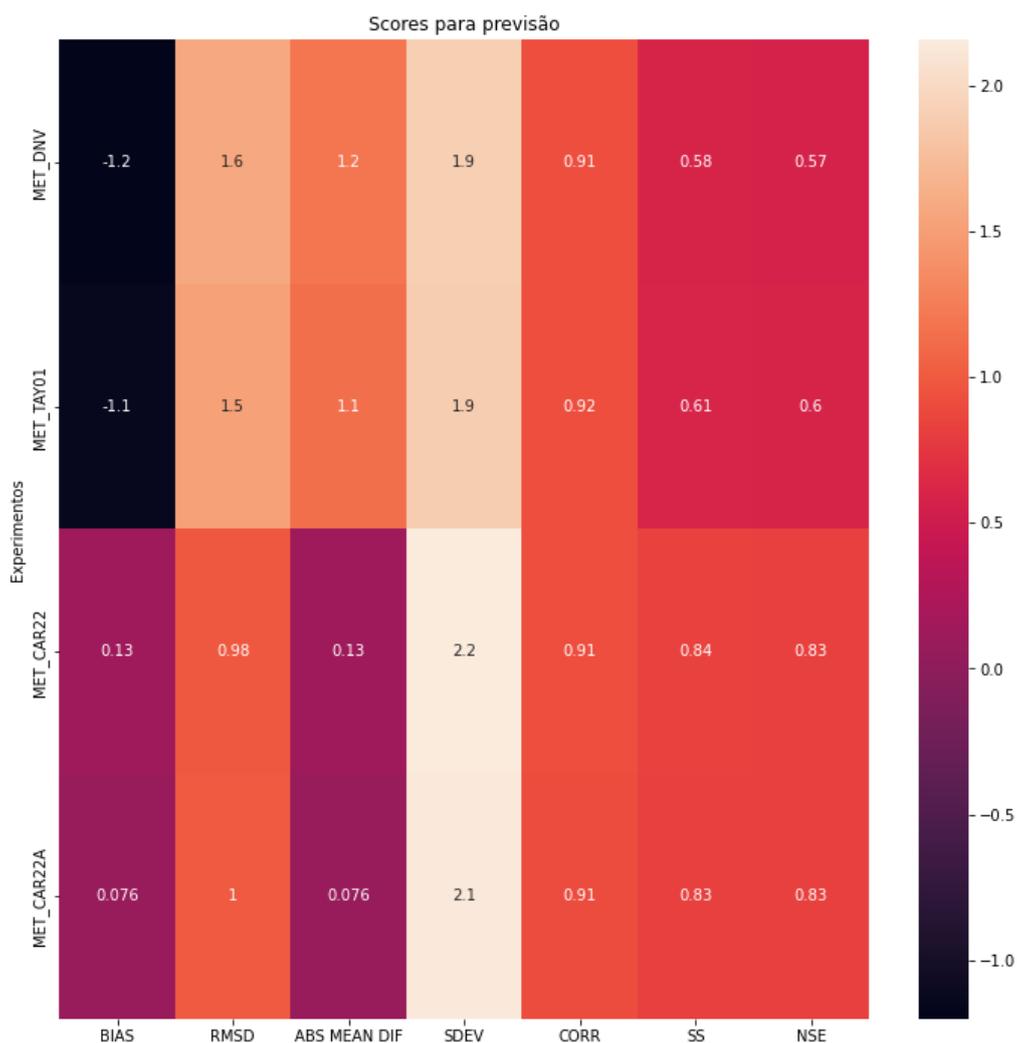
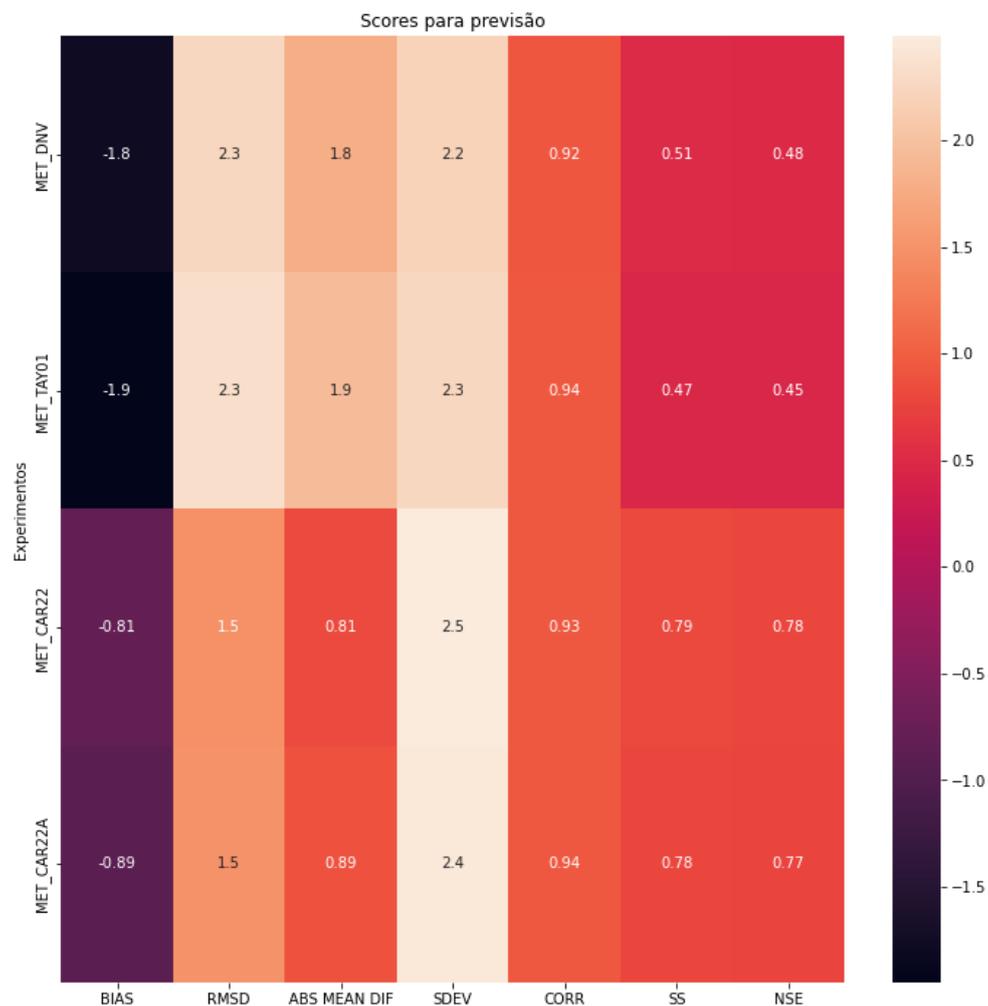


Tabela 4.2 – Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P25



Já na Figura 4.21 encontram-se os perfis médios de agosto de 1999 estimados por cada um dos métodos, onde nota-se alguns fatores relevantes. Apesar dos métodos de Donelan (1990) e Donelan *et al.* (1993) estarem bem próximos (em média) aos valores observados na plataforma P25, nota-se que a curva dos perfis de ventos desses métodos está bem diferente do que seria considerado “ideal”. Ou seja, em superfície, os valores estimados estão bem distantes dos valores observados na boia localizada na P18. Já no novo método desenvolvido em Carmo *et al.* (2023), os valores estão próximos tanto na P18 quanto na P25, confirmando que o perfil está mais próximo ao característico da região. Esse resultado possui grande relevância e confirma o que foi mostrado nas tabelas anteriores; ou seja, que a inserção da Temperatura do ar e da TSM ajudaram a ajustar os perfis a apresentarem resultados mais precisos.

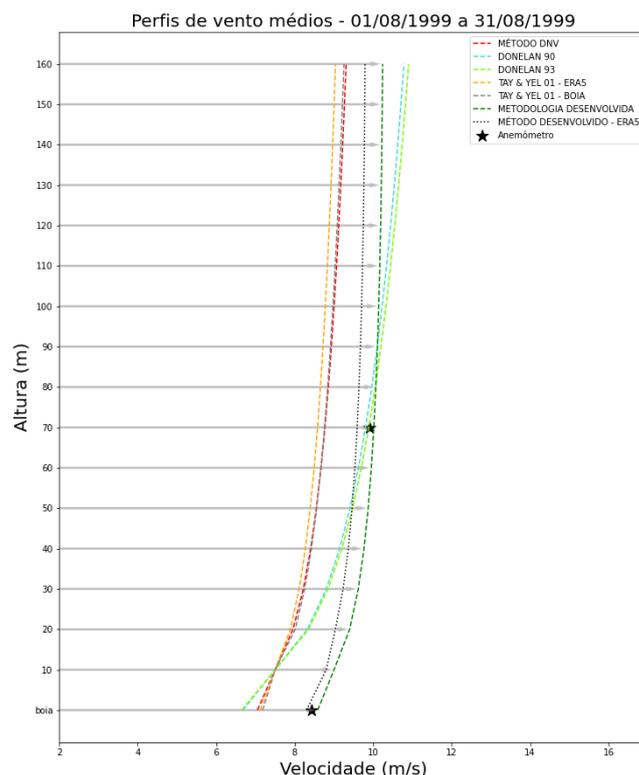


Figura 4.21 – Perfis de vento estimados para os métodos da DNV, Donelan (1990), Donelan et al. (1993), Taylor & Yelland (2001) – adaptado por Carmo et al. 2022 – e o novo método desenvolvido

Nas Figuras 4.22 e 4.23 encontram-se exemplos das estimativas da rugosidade média pelos métodos de Donelan (1990) e para o novo método desenvolvido para o período de agosto de 1999. Nota-se que com a inserção da TSM e T (CARMO *et al.*, 2023), a rugosidade calculada apresenta variações desse parâmetro em localidades que não apareciam no método de Donelan (1990), por exemplo. Ou seja, esse método pode vir a trazer maior assertividade se for utilizado em outras localidades. Indo mais a fundo, se for utilizado um valor de rugosidade tabelado, ou seja, sem variar o seu valor no espaço e no tempo, isso pode vir a implicar em erros maiores ainda, que foram mostrados tanto neste estudo, como no estudo de Carmo *et al.* (2022) e He *et al.* (2019).

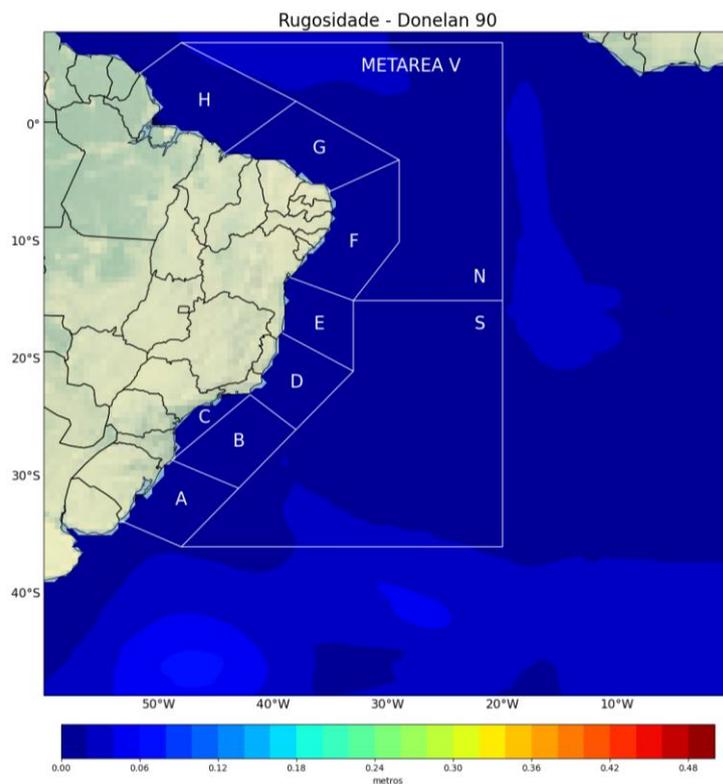


Figura 4.22 – Rugosidade calculada pelo método de Donelan 90 para o período de agosto de 1999.

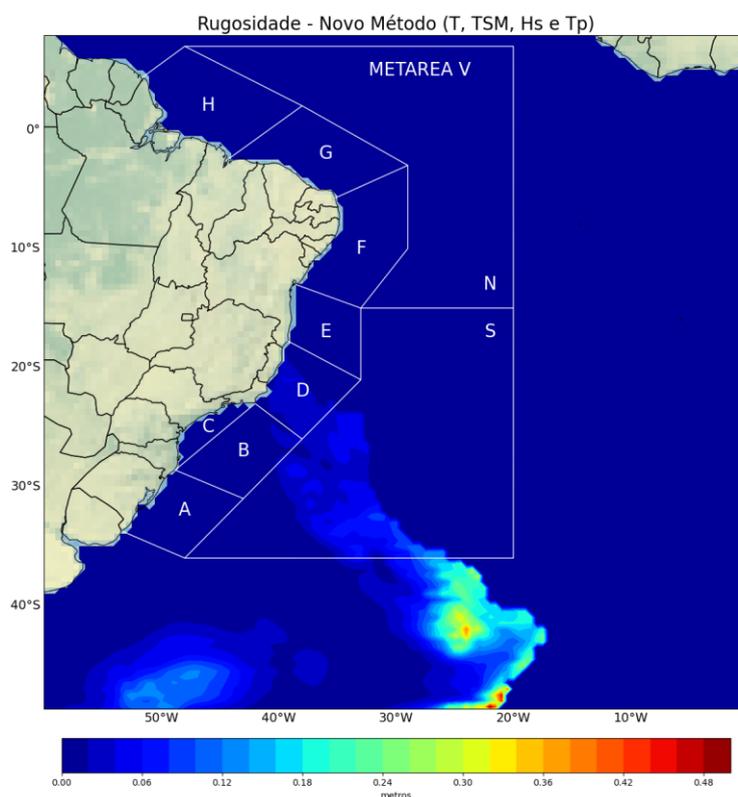


Figura 4.23 – Rugosidade calculada pelo método desenvolvido (CARMO et al., 2023) para o período de agosto de 1999.

Na Figura 4.24, encontra-se o potencial eólico estimado utilizando o aerogerador E-82 E4 da *Wobben Windpower*, com potência nominal de 3000 KW (3 MW) para a o método da DNV, Taylor & Yelland e para os novos métodos utilizados (um com dados de boia e outro com o ERA5). Nota-se que há diferenças que chegam a 0,5 MW de uma metodologia para outra. Essa diferença foi um pouco menor que a diferença encontrada na Figura 4.18 para a costa Nordeste (aproximadamente 1 MW). Isso ocorreu porque essa região é diferente e, como visto, ela possui um perfil neutro. Logo, como as classes de estabilidade são as mesmas para todos os métodos, as diferenças tendem a ser menores, porém ainda são relativamente significativas. Logo, mesmo que a região possua classe de estabilidade neutra, é necessário fazer o cálculo do parâmetro de correção de estabilidade, de modo a tentar alcançar os melhores resultados.

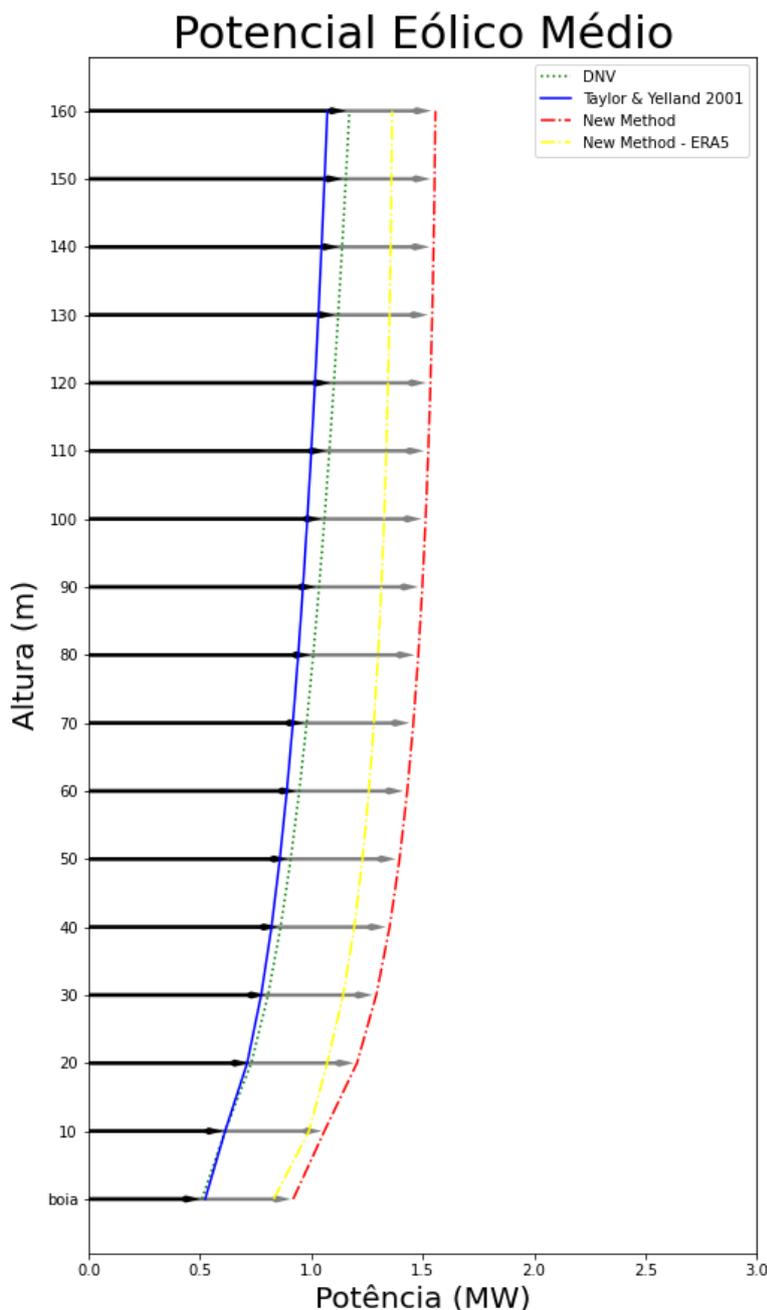


Figura 4.24 - Potencial eólico estimado utilizando o aerogerador E-82 E4 da Wobben Windpower, com potência nominal de 3000 KW (3 MW) para o método da DNV, Taylor & Yelland e para os novos métodos utilizados (um com dados de boia e outro com o ERA5).

Nas Figuras 4.25 e 4.26 encontram-se a imagem de satélite do canal do Infravermelho do GOES-8 do dia 13/08/1999 e os perfis de vento calculados a partir das rodadas do BRAMS dos dias 10/08/1999 às 00Z (72h), 11/08/1999 às 00Z (48h) e 12/08/1999 às 00Z (24h). Como pode se observar pela Figura 4.25, à princípio, não houve nenhum fenômeno meteorológico gerador de instabilidade atmosférica atuando na região de interesse e, pela imagem, a região onde se

encontram os dados da boia e plataforma não apresentavam nebulosidade significativa e, justamente por conta disso, esse dia foi selecionado para essa comparação, de modo a tentar se aproximar de um perfil neutro ou estável. Por conseguinte, na Figura 4.26, os perfis de vento calculados mostraram qualitativamente que as curvas seguiram uma tendência bem parecida com o que pode ser observado na região. Entretanto, a magnitude do vento prevista pelo BRAMS acabou subestimando o vento na região, assim como pode ser observado em Rodrigues *et al.* (2022). Logo, isso sugere que o modelo pode ser um grande aliado na determinação do vento na altura de interesse, porém, antes de ser aplicado, é necessário melhorar a previsibilidade da magnitude do vento no modelo BRAMS v5. Uma saída pode ser modificar a forçante do modelo (que é o GFS) para uma forçante de maior resolução, que ajude a parametrizar melhor os resultados.

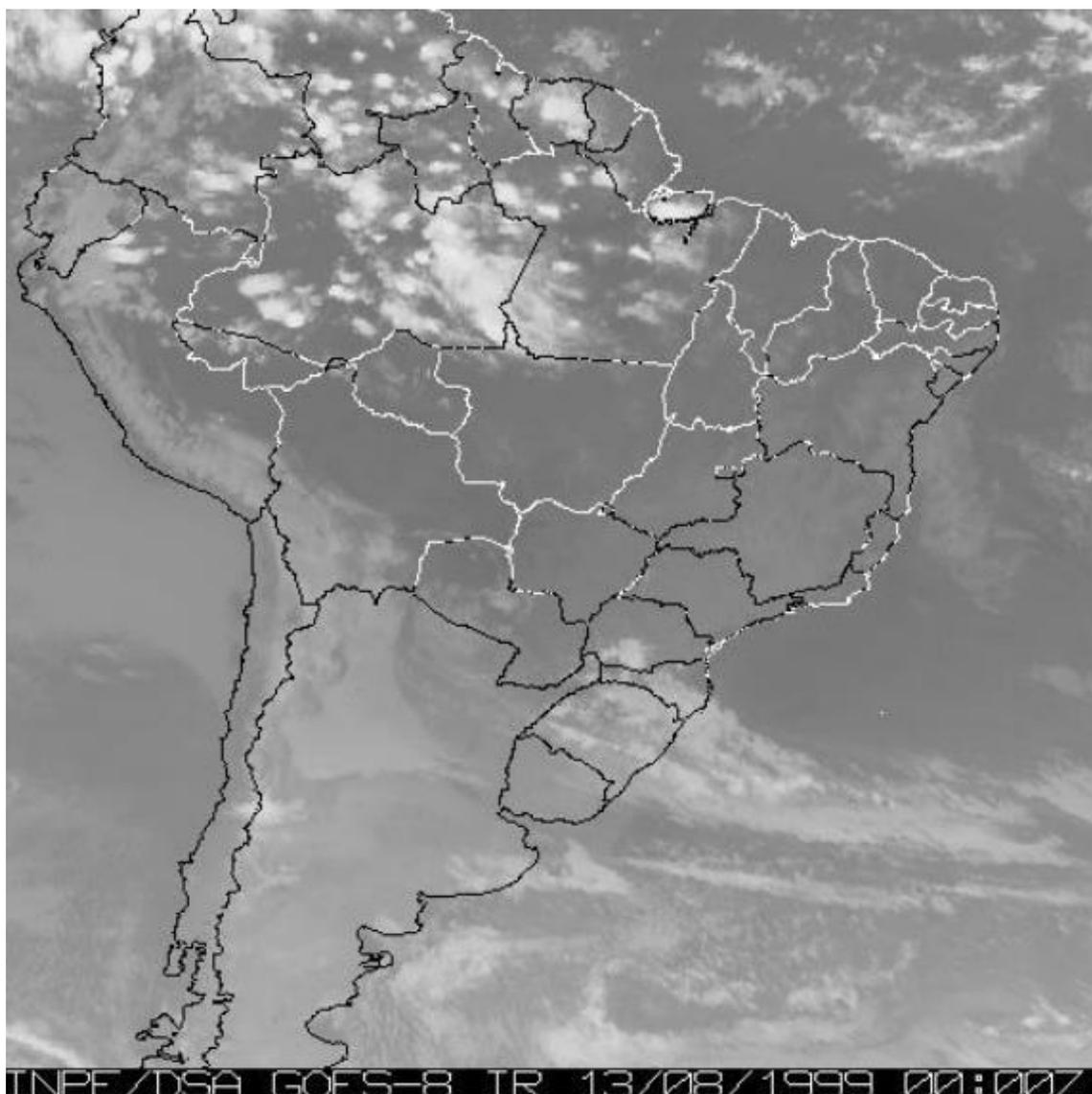


Figura 4.25 – Imagem de satélite do canal infravermelho GOES-8 do dia
13/08/1999 às 00Z

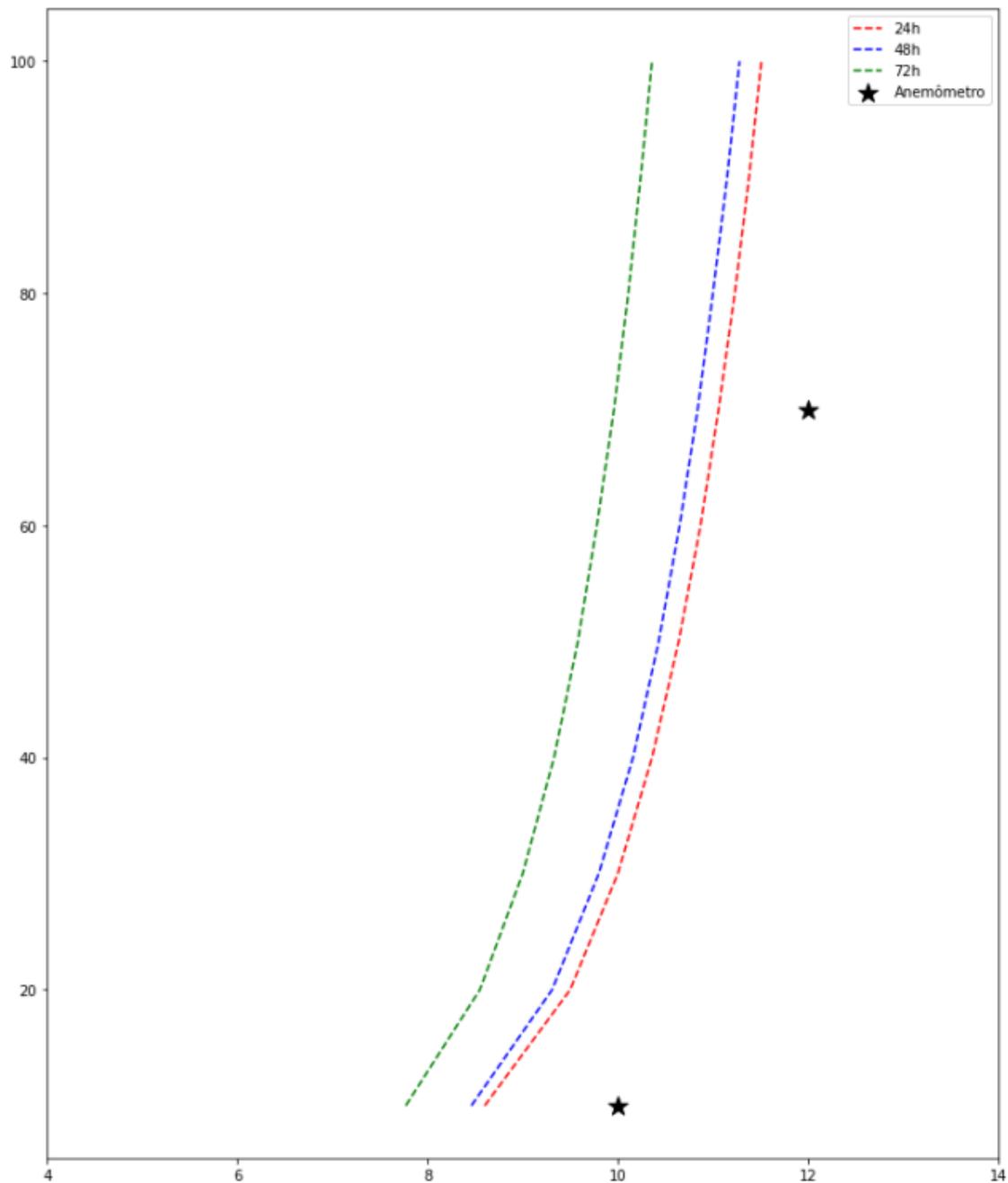


Figura 4.26 – Perfis de vento realizados a partir das simulações do modelo BRAMS v5 e os dados da plataforma e boia

Para finalizar esse tópico 4.3, há um importante ente a ser analisado na questão do vento: a CLO. Pois, conforme foi descrito no Capítulo 2, quando os valores de H_s forem elevados, a altura da CLO, conseqüentemente, também será maior e, portanto, os perfis de vento deverão, em uma análise mais minuciosa, ser alterados.

De modo a evidenciar isso com mais clareza, na Figura 4.27, encontra-se a CLO média calculada a partir da Reanálise ERA5 para o período entre 1990 e 2019. Nota-se que, nesse caso, a CLO não ultrapassa o valor de 10 metros. Logo, desprezá-la (apenas em situações médias) não acarretará grandes problemas nas estimativas dos perfis de vento, isso porque os perfis são estimados levando em consideração o vento a 10 metros. Já em regiões em que sua altura da CLO ultrapasse esse valor, é necessário considerar a mesma e, conseqüentemente, reavaliar a metodologia de estimativa dos perfis.

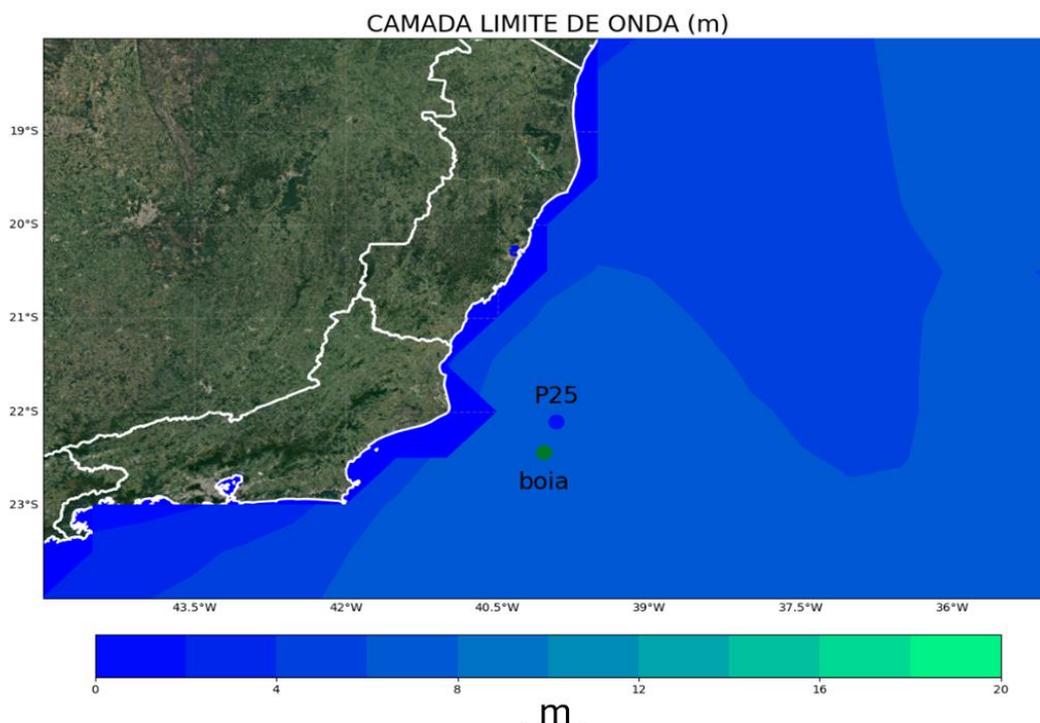


Figura 4.27 – Altura da Camada Limite de Onda (CLO) média próximo a costa do estado do Rio de Janeiro e Espírito Santo

Encontra-se um exemplo disso nas Figuras 4.28, 4.29 e 4.30. Nelas são apresentadas a imagem de satélite do canal 16 (13.3 microns) do GOES-16 (Figura 4.28), altura da CLO e barbela do vento do ERA5 (Figura 4.29) e perfis de vento para uma localidade estável com um valor baixo de CLO e uma localidade instável na região de atuação do ciclone subtropical Jaguar (Figura 4.30), respectivamente.

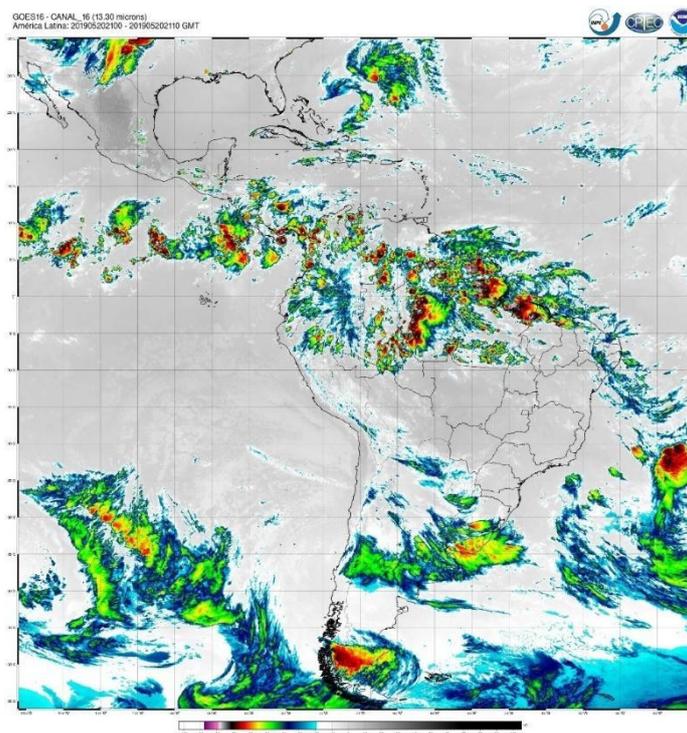


Figura 4.28 – imagem de satélite do canal 16 (13.3 microns) do GOES-16 do dia 20/05/2019 às 21h (UTC).

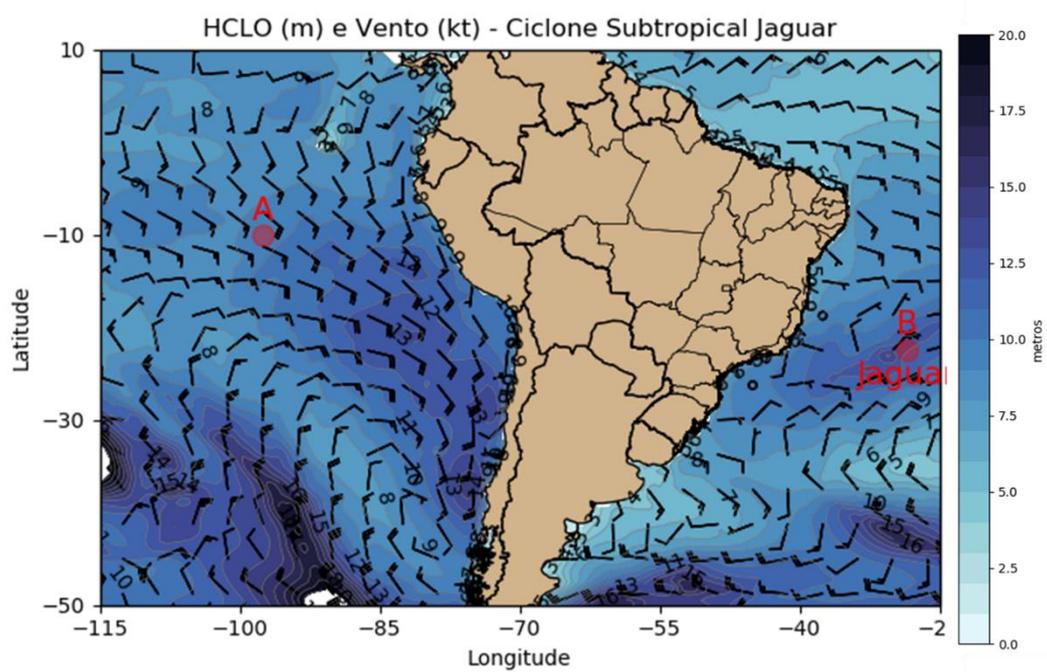


Figura 4.29 – Média diária da altura da CLO e vento em barbela para o dia 20/05/2019

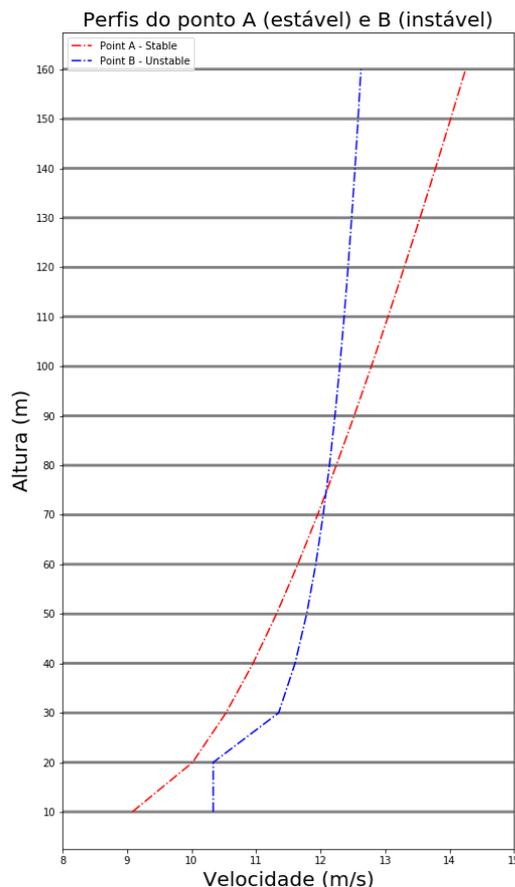


Figura 4.30 – Perfis de vento calculados do ponto A da Figura 14 (estável - ponto vermelho) e ponto B da Figura 14 (instável - azul) para o dia 20/05/2019.

É importante ressaltar que no ponto B (instável) da Figura 4.29 (ponto onde há atuação do ciclone subtropical “Jaguar”), foram encontrados valores de altura da CLO de aproximadamente 16 metros, enquanto no ponto A (estável) os valores da altura da CLO não ultrapassaram os 10 metros. Logo, para calcular os perfis na região de atuação do ciclone, foi necessário modificar a forma de cálculo dos perfis de vento, inserindo, primeiramente, a CLO (Figura 4.30).

Nota-se, qualitativamente, uma grande diferença nos perfis, principalmente na inclinação das curvas. Na curva azul, nota-se na região da CLO, um cisalhamento vertical próximo de zero e, acima dela, os perfis classicamente logarítmicos.

Isso evidencia a importância maior ainda no estabelecimento das classes de estabilidade da atmosfera, principalmente para casos isolados, como aqueles que se enquadram em eventos mais extremos. Isso porque, estes fogem à normalidade e muitas vezes apresentam perfis que fogem do padrão

convencional logaritmo. Portanto, nesses casos, são ainda mais imprescindíveis a correta parametrização da função de correção de estabilidade

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

Em relação ao estudo para o ponto do PNBOIA de Cabo Frio-RJ, conclui-se que apesar do ERA5 ser uma reanálise, em termos direcionais das rosas dos ventos, a região de implantação do parque eólico não teria diferença significativa, bem como na direção de instalação do aerogerador. Entretanto, quando se olha do ponto de vista da magnitude, a subestimativa do ERA5 poderia alterar a determinação da altura de instalação do aerogerador. Isso é um fator importante, uma vez que sobre o oceano a logística para instalação e operação dessas estruturas é muito mais complexa e cara.

Pôde-se constatar que a região de Cabo Frio-RJ parece propícia tanto para instalação de aerogeradores de eixo vertical, quanto horizontal (que possuem hélices com rotação paralela ao solo e, por conta disso, não suporta grandes variações na direção do vento), uma vez que a direção do vento não sofre variação tão grande e a sua magnitude é elevada, atingindo a potência máxima dos aerogeradores simulados. Entretanto, apesar dos resultados promissores, é necessário que outros estudos sejam realizados com um conjunto maior de dados e com novas metodologias de estimativa dos perfis especificamente para essa região.

Para a costa Nordeste, o método de Taylor & Yelland (2001) se mostrou mais satisfatório do que outros métodos como Donelan (1990) e Donelan *et al.* (1993). Já o método de rugosidade de Taylor & Yelland (2001) adaptado com a T e TSM mostrou resultados ainda mais satisfatórios, o que mostra que avanços significativos foram feitos, trazendo uma nova luz às estimativas.

Em relação aos perfis de vento, apesar de algumas metodologias como Donelan (1990) e Donelan *et al.* (1993) terem apresentado diferenças relativamente pequenas em relação ao SODAR, estes foram calculados para perfis neutros e, portanto, as curvas não apresentam comportamentos iguais. Logo, o perfil de Taylor & Yelland (2001) para uma atmosfera estável é o mais indicado para região, pois além das curvas possuírem a mesma característica (*semilog*), a diferença entre os valores do SODAR e dos perfis estimados através do ERA5 foram muito pequenas, sendo menores que 0,5 m/s.

Em relação à rugosidade para a região Nordeste, ao considerar um valor “tabelado”, estas não representam adequadamente a região e as curvas não acompanharam o comportamento encontrado pelo SODAR. Além do mais, vale ressaltar que esse valor de z_0 pode funcionar bem para esse ponto específico próximo à costa, uma vez que os valores de H_s são menores nessa região, podendo ser desprezadas. Entretanto, para pontos mais afastados da costa, os valores de z_0 , em teoria, tendem a ser mais elevados e sofrem maiores variações. Portanto, um valor único de z_0 nunca é indicado para cálculos de perfis de vento e, por conseguinte, como solução para a região *offshore*, estimativas calculadas em função de T_p , H_s , T e TSM são as mais recomendadas.

Lange *et al.* (2004) mostraram em seu estudo que os modelos para a estimativa da rugosidade da superfície do mar conduziram apenas a pequenas diferenças. Contudo, nesse trabalho mostrou-se que apesar dessas diferenças serem pequenas em alguns casos, quando calcula-se a magnitude do vento para níveis mais altos, a diferença absoluta entre os métodos estimados pode ultrapassar o valor de 1 m/s. Consequentemente, pôde-se perceber que para fins de avaliação dos recursos eólicos *offshore*, essas diferentes estimativas apresentaram impactos na energia disponível para algumas regiões, principalmente na definição da classe de estabilidade atmosférica a ser utilizada. Em suma, imprecisões nos cálculos podem gerar impactos econômicos significativos, tanto no projeto de implantação de uma usina eólica, uma vez que estes projetos custam milhões de dólares de investimento, como na energia gerada após a instalação.

Já no caso do parâmetro de correção de estabilidade, esse estudo concluiu que é necessário que se calcule o mesmo, independente se a região é neutra, estável ou instável. Para o Nordeste, foi mostrado que a região de interesse era uma região estável e, portanto, acabava modificando significativamente os resultados. Já para a costa Sudeste, apesar da região ser classicamente neutra, adotar um valor de estabilidade zero, não é o ideal, uma vez que o valor não é zero, mas sim, próximo a zero. Isso vai produzir erros nas estimativas dos perfis e mudar o perfil logaritmo dos ventos estimados. Esses

erros acabam se propagando significativamente para outros cálculos importantes, como, por exemplo, nos estudos de potencial eólico.

Em relação ao potencial eólico, para o Nordeste, algumas considerações importantes devem ser feitas. Como a potência é proporcional ao vento ao cubo, qualquer erro, mesmo que mínimo na estimativa desse vento pontual, pode significar um erro maior ainda na estimativa do potencial. Logo, é de suma importância escolher o método adequado para o cálculo. Na comparação dos perfis potenciais de Taylor & Yelland (2001) utilizando condições neutras e estáveis, notou-se que houve uma significativa mudança nos potenciais, tanto na estimativa do perfil de potencial eólico (chegando a uma diferença de aproximadamente 1MW em 160 metros para cada classe de estabilidade) quanto nas localidades de maior potencial na costa Nordeste. Por conseguinte, com o cálculo do potencial para região Nordeste utilizando uma atmosfera estável, pôde-se verificar a existência de regiões favoráveis com disponibilidade energética na costa do Maranhão, Piauí, Ceará e, principalmente, no Rio Grande do Norte.

Em relação à Camada Limite de Onda (CLO), concluiu-se que para casos de altura significativa de onda elevada (acima de 3 metros), ela não pode ser desprezada. Logo, é necessário inferir o valor da sua altura, bem como as parametrizações dos perfis de vento nas estimativas. Essa consideração será possível guiar o estado da arte em relação aos perfis de vento. Entretanto, outra complexidade se remonta na validação desse produto, já que há pouquíssima ou quase nenhuma disponibilidade de dados observados em diversos níveis próximos à superfície marítima para essa validação.

Indo nessa linha, conclui-se ainda que quando há erros concomitantes entre a rugosidade e a determinação de estabilidade, o problema é ainda maior. Logo, deve-se tomar muito cuidado ao estimar esses perfis no oceano, uma vez que ele possui rugosidade “viva”. Ou seja, isso significa que esta é diretamente influenciada pela altura significativa de ondas na região e não é um valor fixo e estático, como já dito. Aumentando ainda mais a complexidade, quanto maior forem os valores de altura significativa de onda, maior será a altura da CLO. Isso implica numa mudança nos paradigmas de estimativa dos perfis de vento, isso

porque, dentro da CLO, os ventos terão comportamentos diferentes daqueles estimados para a CLS.

Em relação ao modelo numérico BRAMS, como mostrado, os novos métodos de Carmo *et al.* (2022) e de Carmo *et al.* (2023), desenvolvidos nessa Tese, podem ser um grande aliado na determinação do vento na altura de interesse. Porém, antes de ser aplicado, é necessário melhorar a previsibilidade da magnitude do vento no modelo BRAMS v5. Uma saída para isso é mudar as forçantes do modelo, ou então as parametrizações micrometeorológicas do modelo numérico BRAMS v5.

Em suma, esse trabalho traz uma ampliação da discussão sobre os perfis de vento e potencial eólico *offshore*. Logo, com os novos métodos aqui propostos, podem ser economizados milhões de reais (ou dólares) quando as estimativas dos perfis e o potencial são calculados de forma adequada. Portanto, esse trabalho proporcionará resultados mais precisos no futuro, bem como ajudará a ordenar planejamentos energéticos de acordo com os resultados encontrados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). Localização dos Parques Eólicos do Brasil, 2020. Disponível em: <https://sigel.aneel.gov.br/portal/home/webmap/>. Acesso em: 18/10/2022.

AHN, S. Modeling mean relation between peak period and energy period of ocean surface wave systems, 228, 2021.

ALI, M.; PRASAD, R.; XIANG, Y.; DEO, C. R. Near real-time significant wave height forecasting with hybridized multiple linear regression algorithms, Renewable and Sustainable Energy Reviews, 132, 2020.

ARYA, P.S.: Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer. J. Appl. Meteor., 20, 1192-1202, 1981.

ARYA, P.S.: Introduction to Micrometeorology. Second Edition, 1988.

BANTA, R.; COTTON, W. R. An analysis of the structure of local wind systems in a broad mountain basin. J. Appl. Meteor., v. 20, p. 1255-1266. 1981.

BARCELLOS, S. N.: Avaliação de Potencial Eólico Para Aerogeradores de Pequeno Porte - Região de Estudo: Espírito Santo. Projeto de Graduação, Departamento de Engenharia Mecânica, UFES, Espírito Santo, Brazil, 2014.

BENOIT, R.: On the Integral of the Surface Layer Profile-Gradient Functions, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Volume 16, Issue 8, Pages: 859-860, 1977.

BOGO, H.; GÓMEZ, D. R.; REICH, S. L.; NEGRI, R. M.; SAN ROMÁN, E. Traffic pollution in a downtown site of Buenos Aires City. Atmos. Environment, v. 35, p. 1717-1727. 2001.

BUSINGER, J.A., J.C. WYNGAARD, Y. IZUMI; E.F. BRADLEY. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189, 1971.

ÇALIŞIR, E.; SORAN, M.B.; AKPINAR, A. Quality of the ERA5 and CFSR winds and their contribution to wave modelling performance in a semi-closed sea. *J. Oper. Oceanogr.*, 1–25, 2021.

CAMPOS, R.M., D'AGOSTINI, A., FRANÇA, B.R.L., DAMIÃO, A.L.A., GUEDES SOARES, C. Implementation of a multi-grid operational wave forecast in the south atlantic ocean. *Ocean Engineering*, 243, 2022.

CARMO, L. F. R. Modelagem, climatologia e caracterização termodinâmica e dinâmica dos nevoeiros no aeroporto de Guarulhos-SP. Dissertação de monografia em Meteorologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 2016.

CARMO, L. F. R. Aplicação do desenvolvimento sustentável na agricultura através de sistema de informação e monitoramento agrometeorológico, Dissertação de mestrado em Meteorologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 2019.

CARMO, L.F.R., PALMEIRA, A.C.P.A., ANTONIO, C.F.J.L.: Estimativa do perfil de vento e potencial eólico offshore para costa de Cabo Frio, *Revista S&G* 15, No. 1, 46-52, 2020.

CARMO, L. F. R.; PALMEIRA, A. C. P. A.; ANTONIO, C. F. J. L.; PALMEIRA, R. M. J. Comparison of wind profile estimation methods for calculating offshore wind potential for the Northeast region of Brazil. *INTERNATIONAL JOURNAL OF ENERGY AND ENVIRONMENTAL ENGINEERING*, v. 13, p. 365-375, 2022.

CARMO, L. F. R.; PALMEIRA, A. C. P. A.; BELO, W. C.; NUNES, L. M. P. Development and application of a new methodology for offshore wind profiles, *Revista: Sistema & Gestão/UFF*, a ser publicado em: dezembro de 2023

CEPEL, 2001. Atlas do Potencial Eólico Brasileiro. Ed. CEPEL, Rio de Janeiro, RJ.

CHALIKOV, D. Numerical simulation of the boundary layer above waves. *Bound. Layer Met*, 34, 63–98, 1986.

CHALIKOV, D. The parameterization of the wave boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1335–1349, 1995.

CHALIKOV, D.; BABANIN, A. V. Parameterization of Wave Boundary Layer, *Atmosphere*, vol. 10, 686, 2019.

CHARNOCK, H: "Wind stress on a water surface." *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 81, 639, 1955.

COLI, A. B.; MATA, M. M. Caracterização das Alturas de Onda no Atlântico Sul Ocidental Através da Altimetria TOPEX/POSEIDON, VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 755-760, 1996.

CRUM, T. D.; STULL, R. B. Field measurements of the amount of surface layer air versus height in the entrainment zone. *J. Atmos. Sci.*, v. 44, p. 2743-2753. 1987.

DEARDORFF, J. W. Convective Velocity and Temperature Scales for the Unstable Planetary Boundary Layer and for Rayleigh Convection. *J. Atmos. Sci.*, v. 27, pg. 1211-1213. 1970.

DEARDORFF, J. W. Prediction of convective mixed-layer entrainment for realistic capping inversion structure. *J. Atmos. Sci.*, v. 36, p. 424-436. 1979.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from threedimensional model. *Bound.-Layer Meteor.*, v. 18, p. 495-527. 1980.

DNV-RP-C205 - Recommended Practice - : Environmental Conditions and Environmental Loads, 2014. (de: www.dnv.com).

DONELAN, M. A.: Air-Sea Interaction, from *The Sea: Ocean Engineering Science*, Volume 9 (two volume set), John Wiley & Sons, 1990.

DONELAN, M. A.; F. W. Dobson; S. D. Smith; and R. J. Anderson: On the dependence of sea surface roughness on wave development. *J.Phys. Oceanogr.*, 23, 2143–2149, 1993.

DONG, S.; WANG, N.; LIU, W.; GUEDES SOARES, C. Bivariate maximum entropy distribution of significant wave height and peak period, *Ocean Engineering*, 59, 86-99, 2013.

DUTRA, R.: *Energia Eólica: Princípios e Tecnologias*, Centro de Referência de Energia Solar e Eólica Sérgio de Salvo Brito (CRESESB), 2008.

DYER, A.J.: A review of flux-profile relations. *Bound. Layer Meteor.*, 1, 363-372, 1974.

Empresa de Pesquisa Energética (EPE): *Perspectivas e caminhos para a energia eólica marítima, ROADMAP Eólica Offshore - Brasil*, 2020.

EMEIS, S. Review: Current issues in wind energy meteorology, *Meteorol. Appl.* Vol 21: 803–819, 2014.

ESSERY, R., M. BEST, R. BETTS, P. M. COX, and C. M. TAYLOR: Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme. *J. Hydrometeor.*, 4, 530–543, 2003.

FARIAS, W. C. M. *Estudo da Ocorrência de Nevoeiro no Rio de Janeiro*. Dissertação de monografia em Meteorologia, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 2009.

GARRAT, J. R. Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon. Wea. Rev.* 105, 915-929, 1977.

GEERNAERT, G. L., LARSEN, S. E.; HANSEN, F. Measurements of wind stress, heat flux and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. *J. Geophys. Res.*, 92, 13, 127-139, 1987.

Global Ocean High Resolution Sea Surface Temperature – Pilot Project (GHRSSST-PP). The GHRSSST-PP Product User Guide, GHRSSST-PP International Project Office, 86 p., 2005.

GRACHEV, A. A. & FAIRALL, C. W. Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the bulk Richardson number over the ocean. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 406-414, 1995.

GRELL, G. A. AND DEVENYI, D.: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 38-1–38-4, 2002.

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 5233, 2014.

GUALTIERI, G. Reliability of ERA5 Reanalysis Data for Wind Resource Assessment: A Comparison against Tall Towers. *Energies* 14, 4169, 2021.

HANSEN, K. S., BARTHELMIE, R. J., JENSEN, L. E., & SOMMER, A.: The impact of turbulence intensity and atmospheric stability on power deficits due to wind turbine wakes at Horns Rev wind farm. *Wind Energy*, 15(1), 2012.

HASAGER C, A PEÑA, T MIKKELSEN, S-E GRYNING, M COURTNEY, PB SØRENSEN, 12MW: Final report, Report number Risø-R-1690(EN), June, 2009.

HE, Y. C., J.Y. FU, Z.R. SHU, P.W. CHAN, J.R. WUA, Q.S. LI. A comparison of micrometeorological methods for marine roughness estimation at a coastal area, *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, 195-104010, 2019.

HOGSTRON, U.: review of some basic characteristics of the Atmospheric surface layer. *Boundary Layer Meteorology* 78, pgs. 215-246, 1996.

HOLT, T.; RAMAN, S. A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for first-order and turbulent kinetic energy closure schemes, Volume 26, Issue4, Pages 761-780, 1988.

HOLTON, J. R. *Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed. San Diego: Academic Press, 1992.

HSU, S. A. The relationship between the Monin-Obukhov stability parameter and the bulk Richardson number at sea. *Journal of Geophysical Research*, 94(C6), 8053-8054, 1989.

IACONO, M. J., J. S. DELAMERE, E. J. MLAWER, M. W. SHEPHARD, S. A. CLOUGH, AND W. D. COLLINS. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, D13103, 2008.

JACOBSON, M. Z. *Fundamentals of Atmospheric Modeling* 2 ed. [S.I.]: Cambridge University Press, 2005.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. New York: Oxford University Press, 304p, 1994.

KANTHA, L. H., CLAYSON, C. A. *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows*, Academic Press, San Diego, 883 pp, 2000.

KITAIGORIDSKII, S. A. Application of the theory of similitude to the analysis of wind generated motion as a stochastic process. *Bull. Acad. Sci., USSR Geophys. Serv.* 1, 105-117., 1962.

KITAIGORIDSKII, S. A.; VOLKOV, A. Y. "On the Roughness Parameter of the Sea Surface and the Calculation of Momentum Flux in the Near-Water Layer of the Atmosphere", *Izv. Acad. Sci. USSR, Atmos. Oceanic Phys.* 1, 566–574, 1965.

LANGE, B., LARSEN, S., HØJSTRUP, J., BARTHELMIE, R.: Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* 92(11), 959–988, 2004.

LARGE, W. G. & POND, S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12 464-482, 1982.

LIU, M.K. DURRAN, D., MUNDKUR, P. YOCKE, M. AMES. J.: The Chemistry, Dispersion, and Transport of Air Pollutants Emitted from Fossil Fuel Power Plants in California: Data Analysis and Emission Impact Model Final Report on Contract No. ARB 4-258, Systems Applications Inc, San Rafael, 1976.

LYONS, W. A.; COLE, H. S. Fumigation and plume trapping on the shores of Lake Michigan during stable onshore flow. *J. Appl. Meteor.*, v. 12, p. 494-510, 1973.

MAHRT, L.; HELD, R. C. Comments on "Determining height of the nocturnal boundary layer". *J. Appl. Meteor.*, v. 18, p. 383-383, 1979.

MARQUES, M. T. A. Obtenção da altura da camada limite planetária através da análise espectral do campo de vento do Lidar Doppler, Dissertação de mestrado aplicada ao Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, 2017.

MELLOR, G. L.; J. YAMADA. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, 20, p.851–875, 1982.

MOENG, C. H.; SCHUMANN, U. Composite structure of plumes in stratus-topped boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, v.48, p. 2280-2291, 1991.

MOLINA, M.O.; GUTIÉRREZ, C.; SÁNCHEZ, E. Comparison of ERA5 surface wind speed climatologies over Europe with observations from the HadISD dataset. *Int. J. Climatol. R. Meteorol. Soc.*, 41, 4864–4878, 2020.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A.M.: Basic Laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Akad. Nauk., SSSR Geophys. Inst.*, No. 24 (151), 1954.

MONIN, A. S.: Smoke Propagation in the Surface Layer of the Atmosphere. Volume 6, Pages 331-336, 336a, 336b, 337-343, 1959.

MONTEZANO, B.E.M. Modelo Dinâmico de Visualização de um Aerogerador com Velocidade de Rotação Variável e Controle de Passo em VRML. Projeto de Graduação, Departamento de Engenharia Elétrica, UFRJ, Rio de Janeiro, Brazil, 2007.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; ROSÁRIO, N. M. É.; LONGO, K. M.; MILLER, J. B.; GLOOR, M.; GATTI, L. V. Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America. *Geos. Model Devel.*, 6, p.1243-1259, 2013.

MOSTAFAEIPOUR, A.; SEDAGHAT, A. DEGHAN-NIRI, A. A.; KALANTAR, V. Wind energy feasibility study for city of Shahrabak in Iran, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 15, 2545–255, 2011.

NASCIMENTO, M. M. S., SHADMAN, M., SILVA, C., ASSAD, L. P. F., ESTEFEN, S. F., LANDAU, L. Offshore wind and solar complementarity in Brazil: A theoretical and technical potential assessment, *Energy Conversion and Management*, Volume 270, 2022.

NICKERSON, E.C.; SMILEY, V. E. Surface layer and energy budget parametrizations for mesoscale models. *J. Appl. Meteor.*, 14, 297-300, 1975.

NUNES, A. B. Crescimento da Camada Limite Convectiva: Estudo Analítico e Numérico, Tese de doutorado, CPTEC/INPE, 2008.

OBUKHOV, A.M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk. SSSR. 1: 95–115, 1946.

OHLENFORST, K.; SAWYER, S.; DUTTON, A.; BACKWELL, B.; FIESTAS, R.; LEE, J.; QIAO, L.; ZHAO, F.; BALACHANDRAN, N.: Global Wind Report. Global Wind Energy Council, 2018.

OMM - Guia de Análise e Previsão de Ondas da Organização Meteorológico Mundial (Guide to Wave Analysis and Forecasting from the World Meteorological Organization), 2018.

OOST, W.A.; KOMEN, G.J., JACOBS, C.M.J., VAN OORT, C. New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorol.* 103 (3), 409–438, 2002.

PALMEIRA, R. M. J. A Influência das ondas de gravidade superficiais na rugosidade oceânica e seu impacto na modelagem numérica dos sistemas atmosféricos no Atlântico Sul, Dissertação de mestrado em Meteorologia, USP, 2006.

PAULSON, C. A.: The mathematical representation of wind speed and temperature in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, 9, 857-861, 1970.

PAVINATTO, E. F. Ferramenta para auxílio à análise de viabilidade técnica da conexão de parques eólicos à rede elétrica. Master Thesis., Programa de Engenharia Elétrica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2005.

PERRY, R.H., C.H. CHILTON and S.D. KIRKPATRICK, (Eds.), *Perry's Chemical Engineer's Handbook*, 4th Ed. McGraw Hill, NY. 2-87 to 2-90, 1963.

PICHUGINA, Y. L.; BANTA, R. M.; BREWER, W. A.; SANDBERG, S. P.; HARDESTY, R. M.: Doppler Lidar–Based Wind-Profile Measurement System for Offshore Wind-Energy and Other Marine Boundary Layer Applications, *American Meteorological Society*, vol. 51, 327-349, 2012.

RAIMBALI, K., CHELLAMUTH, C. Modeling and Simulation of Grid Connected Wind Electric Generating System, In: *Proceedings of IEEE TENCON'02*, pp.1847-1852, 2002.

RODRIGUES, J. C. Análise do comportamento do modelo AERMOD utilizando perfil de vento teórico versus perfil de vento observado no Distrito Industrial de Santa Cruz, *Dissertação de monografia em Meteorologia, IGEO-UFRJ*, 2018.

RODRIGUES, K. S., CARMO, L. F. R., PALMEIRA, A. C. P. A. BRAMS model performance for significant event involving Brazilian platform ship. *Nat Hazards* 110, 2277–2302, 2022.

RODRIGUES, K. S. Uso do modelo BRAMS v5.3 para o evento da tempestade na plataforma p-70: análise da temperatura da superfície do mar (TSM) e da microfísica de nuvens. *Dissertação de monografia aplicada a graduação de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)*, 2021.

SAHA S.; MOORTHY, S.; PAN, H., et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull American Meteorological Society*, 91, p.1015–1057, 2010.

SILVA, F. B. Análise dos Efeitos Combinados da Ilha de Calor e da Poluição do Ar Urbanas. *Tese de Doutorado em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)*, São José dos Campos, 2016.

SORBJAN, Z.: On Similarity in the atmospheric boundary layer. *Bound. Layer Meteor.*, 43, 377-397, 1986.

SOUZA, E. P.: Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica, Ph.D. thesis, DCA/IAG, São Paulo University (USP), São Paulo, SP, Brazil, 1999.

SOUZA, R. C.: O impacto da correção do viés nos dados dos satélites METOP-A e NOAA-19 na geração de campos de TSM, Dissertação de mestrado em Meteorologia, IGEO-UFRJ, 2015.

STEENEVELD, G. J.; VAN DE WIEL, B. J. H.; HOLTSLAG, A. A. M. Diagnostic equations for the stable boundary layer height: evaluation and dimensional analysis. *J. Appl. Meteor.*, v. 46. p. 212-225, 2007.

STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 667p, 1988.

TAVARES, L. F. A., SHADMAN, M., ASSAD, L. P. F., SILVA, C., LANDAU, L., STEFEN, S. F. Assessment of the offshore wind technical potential for the Brazilian Southeast and South regions, *Energy*, Volume 196, 2020.

TAYLOR, P.K., YELLAND, M.J.: The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J. Phys. Oceanogr.* 31 (2), 572–590, 2001.

THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T. A Study of Aerosol Impacts on Clouds and Precipitation Development in a Large Winter Cyclone. *American Meteorological Society*, vol. 71, p. 3636-3658, 2014.

TOBA, Y; KOGA, M. A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production, and wind stress". *Oceanic Whitecaps*, E. C. Monahan and G. Mac Niocaill, Eds., D. Reidel, 37–47, 1986.

TOON, O. B., TURCO, R. P., WESTPHAL, D., MALONE, R., AND LIU, M.: A multidimensional model for aerosols: description of computational analogs, *J. Atmos. Sci.*, 45, 2123–2144, 1988.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric Science, an Introductory Survey, 2 ed. New York: Academic Press, v.7, 2006.

WU, J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions. - A revisit, J. Phys. Oceanogr. 10 727-740, 1980.

WYNGAARD, J. C. On Surface Layer Turbulence. Workshop on Micrometeorology. (Ed. D.A. Haugen). Am. Meteor. Soc. 101-148, 1973.

ZOUMAKIS, NIKOLAOS & KELESSIS, A.. The dependence of the bulk Richardson number on stability in the surface layer. Boundary-Layer Meteorology. 57., 1991.