

DESENVOLVIMENTO E APLICAÇÃO DE NOVA METODOLOGIA DE PERFIS DE VENTO *OFFSHORE*

Luiz Felipe Rodrigues do Carmo

l.docarmo.meteoroufrj@gmail.com
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

anapalmeira@igeo.ufrj.br
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Wellington Ceccopieri Belo

wceccopieri@petrobras.com.br
Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello - CENPES/PETROBRAS, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Luis Manoel Paiva Nunes

luismanoelpaiva@gmail.com
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

RESUMO

O vento é uma importante variável de estudo. Isso porque é utilizado para muitas finalidades, além de, em casos extremos, provocar desastres naturais. Pelo ponto de vista energético, ele é um importante ente na geração de energia eólica e, portanto, sua correta estimativa torna-se essencial. Ainda sobre essa temática, a estimativa do perfil vertical de vento torna-se importante, já que os aerogeradores não se encontram em superfície, mas em níveis mais altos. Dessa forma, o objetivo deste trabalho foi estudar os perfis de vento *offshore* utilizando as metodologias de estimativas calculadas no trabalho de Carmo *et al.* (2021) e compará-las a uma nova metodologia desenvolvida em função da temperatura da superfície do mar (TSM) e temperatura do ar (T). Para tal, foram utilizados os dados da Reanálise ERA5, dados da plataforma P25 e dados da boia localizada na plataforma P18 no período entre 1° de agosto de 1999 e 31 de agosto de 1999. Os resultados mostraram que o método desenvolvido apresentou bons resultados para a região de estudo e que a atmosfera apresentou classe de estabilidade neutra, com valores de *Skill Score* (SS) e *Nash–Sutcliffe Efficiency* (NSE) relativamente mais representativos do que o dos outros métodos estudados. Comparativamente, a inserção da TSM e de T na estimativa dos perfis apresentou um ganho significativo na interpretação e precisão dos resultados.

Palavras-chave: Perfil de Vento; Energia; Temperatura.

INTRODUÇÃO

O Brasil, país localizado no continente da América do Sul, concentra grande parte de sua fronteira com o Oceano Atlântico, segundo o Censo Agro de 2017 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2017), aproximadamente 10900 km ou, percentualmente, 39,2% de sua fronteira marítima. Isso é uma questão a ser ressaltada, uma vez que tanto as regiões costeiras brasileiras como as regiões *offshore* do Oceano Atlântico Sul mais distantes são importantes regiões, do ponto de vista social e econômico, para o país.

Por conta da sua extensão e de ventos favoráveis à exploração energética, o aumento da energia eólica vem tendo grande destaque. Na região *onshore*, a energia eólica já é uma realidade com grande parte dos parques eólicos localizados na região Nordeste do Brasil.

Especificamente na região *offshore*, a partir de 2019, com a perspectiva eminente de futuras explorações de energia eólica *offshore* no Brasil, o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) realizou um *workshop* com diversos especialistas europeus e com diversas instituições brasileiras para determinar as regras de licenciamento ambiental para empresas que quiserem explorar essa região.

Desse ponto em diante, o número de pedidos de licenciamento vem aumentando constantemente, tendo grande parte localizada na costa dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Rio de Janeiro e região Sul. (IBAMA, 2022)

Por essas razões, cada vez mais o conhecimento e a estimativa dos ventos são imprescindíveis a todas as operações marítimas. Uma vez que as plataformas e as usinas eólicas apresentam diferentes estruturas e alturas, é importante ressaltar que as estimativas dos ventos são importantes não apenas próximo à superfície oceânica, mas em níveis superiores também. Mais especificamente para energia eólica, é imprescindível conhecer com grande precisão o perfil de vento em diferentes níveis atmosféricos, a fim de que não se instale um parque eólico em uma região desfavorável, ou para que o aerogerador não fique em uma altura que não seja a mais indicada. Quando isso acontece, podem ocorrer prejuízos e/ou minimização de lucros.

Camada limite atmosférica

Os processos de transporte na superfície terrestre neste limite modificam os níveis mais baixos de 100 m a 3000 m da atmosfera, criando o que é chamado de Camada Limite Atmosférica (CLA). Sabendo disso, a CLA pode ser definida como a parte da troposfera que é diretamente influenciada

pela presença da superfície da Terra e responde às forçantes da superfície com uma escala de tempo de cerca de algumas horas ou menos. Essas forças incluem arrasto por atrito, evaporação e transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes e modificação do fluxo induzido pelo terreno (Stull, 1988).

Classicamente, a camada limite atmosférica pode ser subdividida em várias subcamadas, como a Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Limite Superficial (CLS), Camada Limite Residual (CLR), Camada Limite Estável ou Noturna (CLE ou CLN), Camada de Mistura (CM) e Zona de Entranhamento (ZE). Mais especificamente, a CLS, que é a região de interesse dos estudos voltados à energia eólica, é a região na parte inferior da CLA onde fluxos turbulentos e tensões variam em menos de 10% de sua magnitude (Arya, 1981).

Ao longo dos oceanos, a profundidade da camada limite varia de forma relativamente lenta no espaço e no tempo. A temperatura da superfície do mar muda pouco ao longo do ciclo diurno por causa da tremenda mistura no topo do oceano. Além disso, a água tem uma grande capacidade de calor, o que significa que pode absorver grandes quantidades de calor do sol com relativamente pouca mudança de temperatura. Assim, uma variação lenta da temperatura da superfície do mar significa uma variação lenta da força para o fundo da camada limite (Stull, 1988).

A maioria das mudanças na profundidade da camada limite sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e de mesoescala de movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar. Uma massa de ar com temperatura diferente da do oceano sofrerá uma modificação à medida que sua temperatura se equilibra com a da superfície do mar. Uma vez que o equilíbrio é alcançado, a profundidade da camada limite resultante pode variar em apenas 10% ao longo de uma distância horizontal de 1000 km. Exceções a essa variação suave podem ocorrer perto das fronteiras entre duas correntes oceânicas de temperaturas diferentes (Stage e Weller, 1986).

Outro fator relevante é que no oceano há presença de ondas, o que aumenta ainda mais a complexidade de estimativa de perfis de vento. Isso porque a rugosidade é variável e vai se modificar conforme a altura significativa e período das ondas. Logo, considerar a rugosidade estática na região (como é feito em muitas regiões do continente) pode também levar a erros significativos (Donelan, 1990; Donelan *et al.*, 1993; Carmo *et al.*, 2021).

Nos oceanos ainda há uma outra complexidade na região da CLA. Sob condições de valores elevados de altura significativa de onda (H_s) há formação da chamada Camada Limite de Onda (CLO). Segundo Chalikov e 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 1** (Chalikov, 1986) se encontra um exemplo de cálculo da estimativa da altura da CLO, estabelecido através da modelagem numérica de movimentos produzidos por ondas baseada nas equações bidimensionais de Reynolds, nas quais ξ é o coeficiente de ajuste. As alturas típicas de CLO podem ir de poucos metros, em casos mais extremos com Hs elevados, até quase 30 metros.

$$H_{CLO} = \xi_{aj} H_s \quad (1)$$

Medidas nos oceanos perto da costa e parâmetros micrometeorológicos

No oceano, a forma de medição mais comum é pela coleta *in situ* (principalmente por boias meteoceanográficas) e sensores remotos. Os satélites são excelentes alternativas e podem ser aplicados a diversos outros parâmetros além dos ventos, tendo como vantagem a alta resolução espacial e temporal. Entretanto, os dados *in situ* podem proporcionar uma maior acurácia nas medidas.

Com a escassez de dados medidos verticalmente, se torna necessário estimar o perfil de vento de uma determinada região através de algum método alternativo ou em regiões alternativas. Contudo, nem sempre os conhecidos métodos de cálculo dos perfis são adequados à aplicação direta sobre os oceanos e, em grande parte das vezes, podem gerar resultados imprecisos.

Sabendo da escassez de sensores remotos, como LIDARs, por exemplo, para medição de vento em níveis mais altos, foi necessário investigar alguns métodos alternativos para a determinação desses perfis. O mais utilizado e mais conhecido é o método de perfil logaritmo de vento. Através das medidas *in situ*, pôde ser observado que os perfis de vento foram aproximadamente logaritmos e, portanto, seria possível determinar uma equação que representasse esse perfil. Logo, através do teorema de Pi-Buckingham (Kantha e Clayson, 2000) e da teoria da similaridade de Monin e Obukhov (Monin e Obukhov, 1954; Wyngaard, 1973; Sorbjan, 1986; Stull, 1988) integra-se a **Equação 2**, obtém-se a **Equação 3**, na Camada Limite de Superfície (CLS), para chegar na velocidade do vento para uma determinada altura z :

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \psi_M \quad (2)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (3)$$

na qual u é a velocidade do vento, u_* é a velocidade de fricção, k é a constante de Von-Karman, Z_0 é a rugosidade e L é o comprimento de Monin-Obukhov.

Na **Equação 3**, o termo da função de correção da estabilidade é convencionalmente separado em três classes de estabilidade: estável, instável ou neutro. É importante estabelecer de forma adequada a classe a ser utilizada, uma vez que nas condições não neutras, os parâmetros de fluabilidade e de fluxo de calor serão considerados nos cálculos das equações.

Carmo *et al.* (2021) mostram que, utilizando os mesmos métodos de estimativa de velocidade de fricção e rugosidade, mas com classes de estabilidade diferentes, os perfis de vento apresentavam diferenças significativas em níveis mais elevados da atmosfera, bem como, conseqüentemente, o potencial eólico diferia muito nos cenários neutro e de estabilidade. Logo, os autores mostraram a importância do cálculo correto do termo de correção de estabilidade e, conseqüentemente, a correta estimativa do comprimento de Monin-Obukhov (L).

Além do parâmetro de estabilidade e do L , a rugosidade (z_0) e velocidade de fricção (u_*) possuem grande relevância nos cálculos dos perfis de vento. Especificamente a rugosidade possui inúmeras soluções. Para a região *offshore*, por exemplo, as soluções mais utilizadas são de Charnock (1955), Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Chalikov (1995) e Taylor e Yelland (2001). Além disso, Simiu and Scanlan (1978), Panofsky e Dutton (1984), Dyrbye e Hansen (1997) e JCSS (2001) também apresentaram valores de rugosidade ou gama (termo da lei da potência) para diferentes superfícies, o que facilitou muito os cálculos computacionais (Carmo *et al.*, 2021).

Alguns autores como Lange *et al.* (2004) mostraram que os modelos de estimativa de rugosidade conduziram apenas a pequenas diferenças. Já He *et al.* (2019) encontraram resultados de z_0 com um viés sistemático nos modelos de estimativa, e propuseram uma mudança no expoente de potência de z_0 .

Conforme Carmo *et al.* (2021) mostraram, apesar de alguns modelos apresentarem bons resultados, as pesquisas na temática dos perfis de vento ainda precisam avançar muito, uma vez que os métodos ainda são ineficientes em muitas situações e, portanto, um método mais abrangente deve ser composto de modo a melhorar os resultados e apresentar valores de vento e potencial eólico mais próximos da realidade, minimizando os prejuízos.

Sabendo disso, o objetivo desse trabalho foi estimar uma nova metodologia de perfis de vento, comparando às metodologias usadas no trabalho de Carmo *et al.* (2021) para a

região *offshore* perto da costa Sudeste do Brasil. Aqui, utilizando-se os dados da reanálise ERA5, da boia localizada na região da plataforma P18 e de um anemômetro localizado na plataforma P25.

MÉTODOS E DADOS

Dados

Foram utilizados os dados de Altura Significativa de Onda (Hs), período de pico (Tp), temperatura do ar (T), temperatura da superfície do mar (TSM) e magnitude e direção do vento através das reanálises do ERA5 (com resolução espacial de 0.25°x0.25° para os dados meteorológicos e 0.5°x0.5° para os dados oceanográficos), dados da boia localizada na região da plataforma P18, dados de vento localizados na plataforma P25 no período entre 01/08/1999 e 31/08/1999, com resolução temporal de 1 hora para o ERA5 e resolução temporal de 15 minutos para os dados da boia e plataforma. Na **Figura 1** estão os pontos estudados.



Figura 1. Área de estudo da região Sudeste do Brasil com o ponto da plataforma P25 e da boia meteoceanográfica localizada na região da plataforma (P18)

Metodologia

Em relação à metodologia utilizada para os cálculos dos perfis de vento, foram utilizadas as mesmas metodologias dos perfis utilizados, testados e comparados no artigo de Carmo *et al.* (2021) (metodologias 1, 2, 3 e 4) e uma nova metodologia (método 5) desenvolvida utilizando a T e TSM.

Inicialmente, para todos os métodos, serão utilizados o teorema de Pi-Buckingham (Kantha e Clayson, 2000) e a teoria da similaridade de Monin e Obukhov (Monin e Obukhov, 1954; Wyngaard, 1973; Sorbjan, 1986; Stull, 1988) para sua determinação. Como visto no tópico anterior, ao integrar

a **Equação 2** é obtida a **Equação 3**, de velocidade do vento para uma altura z qualquer da região. Logo, em um primeiro momento, foi considerada a aproximação para um perfil da classe de estabilidade neutra ($\zeta = 0$), assim como é proposto no manual da DNV-RP-C205 de 2014 (**Equação 4** – adaptada da equação 3).

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right] \quad (4)$$

Posteriormente, serão considerados perfis médios estáveis, já que algumas regiões podem apresentar esse regime atmosférico característico, como foi o caso próximo à costa do Maranhão, visto no trabalho de Carmo *et al.* (2021).

Para ficar mais claro, abaixo, segue cada uma das metodologias aplicadas para cada situação simulada.

Método 1: Valores típicos de z_0 para diferentes localizações (DNV-RP-C205, 2014; Simiu e Scanlan, 1978; Panofsky e Dutton, 1984; Dyrbye e 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 1**, baseada em função do manual da DNV-RP-C205 (2014) para os valores encontrados por Simiu e Scanlan (1978), Panofsky e Dutton (1984), Dyrbye e Hansen (1997) e JCSS (2001).

Tabela 1. Valores de rugosidade e γ (constante de ajuste utilizada no método de estimativa pela lei da potência)

Terrain	z_0 (m) minimum value	z_0 (m) maximum value	
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

Esses valores máximos (0.01) e mínimos (0.0001) foram escolhidos por estarem dentro dos intervalos das três classes da **Tabela 1** e também por estas classes serem as utilizadas em estudos *offshore*. 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 pela velocidade média do vento a uma determinada altura H (u_H) acima da superfície do mar (método indireto). Por conseguinte, u_* foi obtido pela **Equação 5**, na qual o ω é considerado o coeficiente de arrasto (*surface friction coefficient* ou *surface drag coefficient*), definido pela **Equação 6**, e β é o logaritmo da altura pela rugosidade ao quadrado.

$$u_* = \sqrt{\omega} u_H \quad (5)$$

$$\omega = \frac{k^2}{\beta^2} \quad (6)$$

Com as **Equações 5 e 6** resolvidas e considerando as rugosidades mínima e máxima estabelecidas, calcula-se as velocidades do vento máxima e mínima para uma altura z pelas **Equações 7 e 8** (adaptadas da **Equação 4**), considerando, neste caso, uma atmosfera neutra.

$$u_{min}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0min}} \right) \right] \quad (7)$$

$$u_{max}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0max}} \right) \right] \quad (8)$$

Método 2 – Perfil de vento calculado a partir de z_0 de Donelan (1990)

Nesse método, o valor da rugosidade foi calculado pelo método de Donelan (1990), que obteve, por meio de experimentos de campo, valores z_0 provenientes de uma função direta da altura significativa de ondas, dada pela **Equação 9**.

$$z_{0Don90} = \xi \left(\frac{H_s}{4} \right) \quad (9)$$

onde: H_s é a altura significativa da onda e ξ constante.

Utilizando novamente as **Equações 5 e 6** para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z pela **Equação 10** para uma atmosfera neutra.

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0Don90}} \right) \right] \quad (10)$$

Método 3 – 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 por meio 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 11** se encontra a solução utilizada para o cálculo da rugosidade.

$$z_{0Don93} = \varphi \left(\frac{H_s}{4} \right) \left(\frac{u_{10}}{c_p} \right)^\mu \quad (11)$$

Utilizando novamente as **Equações 7 e 8** para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z através da **Equação 12** para uma atmosfera neutra.

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0Don93}} \right) \right] \quad (12)$$

Método 4 - Perfil de vento calculado a partir de z_0 de Taylor e Yelland (2001), para diferentes classes de estabilidade atmosféricas

Tendo em vista que o método de Taylor e Yelland (2001) é o principal na estimativa de rugosidade oceânica e vem sendo utilizado em trabalhos constantemente, com diversas aplicações nas correções e mudanças nos seus parâmetros de ajuste, também será aplicado nesse estudo. Além dele, agora será também inserido o cálculo das classes de estabilidade da atmosfera: instável, neutra e estável. Logo, o termo L precisará ser calculado. Para tal, estes foram calculados utilizando as relações e solução de Businger et al. (1971), Dyer (1974), Nickerson e Smiley (1975), Benoit (1977), Arya (1988), Hansen et al. (2012) e Carmo et al. (2021).

Por conseguinte, foi utilizada a **Equação 13**, que representa o método de Taylor e Yelland (2001). Como já dito, este método geralmente leva aos melhores resultados, isso porque utiliza a altura significativa de onda (H_s) e período de pico (T_p) nos seus cálculos. Portanto, z_0 irá representar grande parte dos processos envolvidos nessa região.

$$z_{0TY01} = \mu H_s \left(\frac{H_s}{L_p} \right)^\alpha, \quad \text{and} \quad L_p = \left(\frac{g T_p^2}{2\pi} \right) \quad (13)$$

Utilizando novamente as **Equações 7 e 8** para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, a velocidade do vento para uma altura z pelas **Equações 14 (atmosfera estável)**, **15 (atmosfera neutra)** e **16 (atmosfera instável)**, sendo ζ função de z/L .

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0TY01}} \right) + \psi_M(\zeta)_{EST} \right] \quad (14)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0TY01}} \right) \right] \quad (15)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0TY01}} \right) - \psi_M(\zeta)_{INS} \right] \quad (16)$$

Método 5 – Novo método desenvolvido – Cálculo de z_0 e em função de T, TSM, Hs e Tp

De modo a aumentar mais ainda a precisão dos resultados para os perfis de vento, nesse trabalho será desenvolvido um novo método que será adaptado dos métodos de Taylor e Yelland (2001) e Carmo *et al.* (2021) para rugosidade. Esse método será inovador, pois além de utilizar as variáveis de Hs e Tp, já incluídas em Taylor e Yelland (2001) e Carmo *et al.* (2021), também irá utilizar 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, será representado o fluxo de calor na região e dará uma melhor ideia de sua direção e intensidade. Na **Figura 2** está um exemplo do processo comentado.

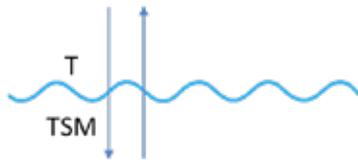


Figura 2. Representação do processo de interação entre a temperatura do ar (T) e a temperatura da superfície do mar (TSM)

De modo mais claro, nesse novo método, os parâmetros de ajuste do método da rugosidade de Taylor e Yelland (2001) serão calculados empiricamente em função da razão de T e TSM, obtendo-se valores mais representativos para a região de interesse. Já para os cálculos do parâmetro de instabilidade, serão utilizados como novos parâmetros de correção para o comprimento de Monin-Obukhov e, conseqüentemente, para o número de Richardson. Utilizando novamente as **Equações 7 e 8** para determinação da velocidade de fricção, obtém-se, portanto, as **Equações 17 e 18** para rugosidade e perfil.

$$z'_0 = \vartheta'(T, TSM) H_s \left(\frac{H_s}{L_p} \right)^{\gamma(T, TSM)}, \text{ and } L_p = \left(\frac{g T_p^2}{2\pi} \right) \quad (17)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z'_0} \right) + \psi'_M(\zeta'_{[z, L(T, TSM)]}) \right] \quad (18)$$

RESULTADOS

Na **Figura 3** está a camada limite de onda (CLO) média para o período estudado na região dos pontos de interesse. Nota-se que, nesse caso, a CLO não ultrapassa o valor de 10 metros. Logo, desprezará (apenas nessa situação específica) não acarretará grandes problemas nas estimativas dos perfis de vento, isso porque os perfis são estimados levando em consideração o vento a 10 metros. Em casos em que a sua altura ultrapasse esse valor, é necessário considerá-la e, conseqüentemente, reavaliar a metodologia de estimativa dos perfis, incluindo nestas a altura da CLO parametrizada.

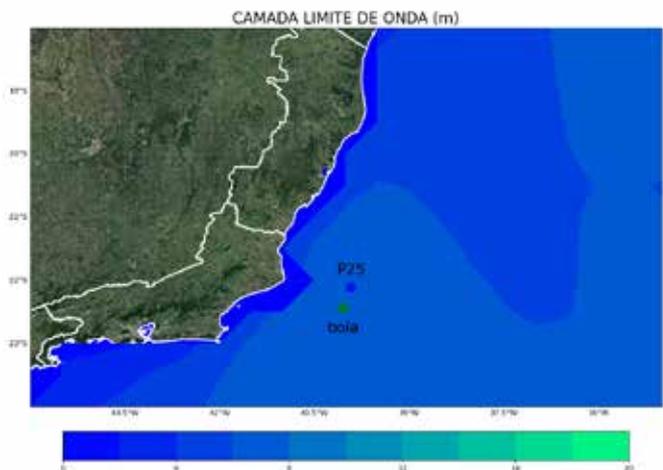


Figura 3. Altura da Camada Limite de Onda (CLO) média para o período de agosto de 1999

Nas **Figuras 4a, 4b e 4c** estão as rosas dos ventos (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 4a**) com a boia P18 (**Figura 4b**), nota-se que houve pouca diferença na direção do vento, exceto no quadrante sudeste (entre 90° e 135°), no qual 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 4c**) aos dados da boia P18 (**Figura 4b**), nota-se que também não houve variação significativa na direção do vento e, nesse caso, isso pode ser uma importante consideração, pois significa que a direção do vento pode não estar variando significativamente com a altura. Logo, isso pode ser um indicativo de 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.

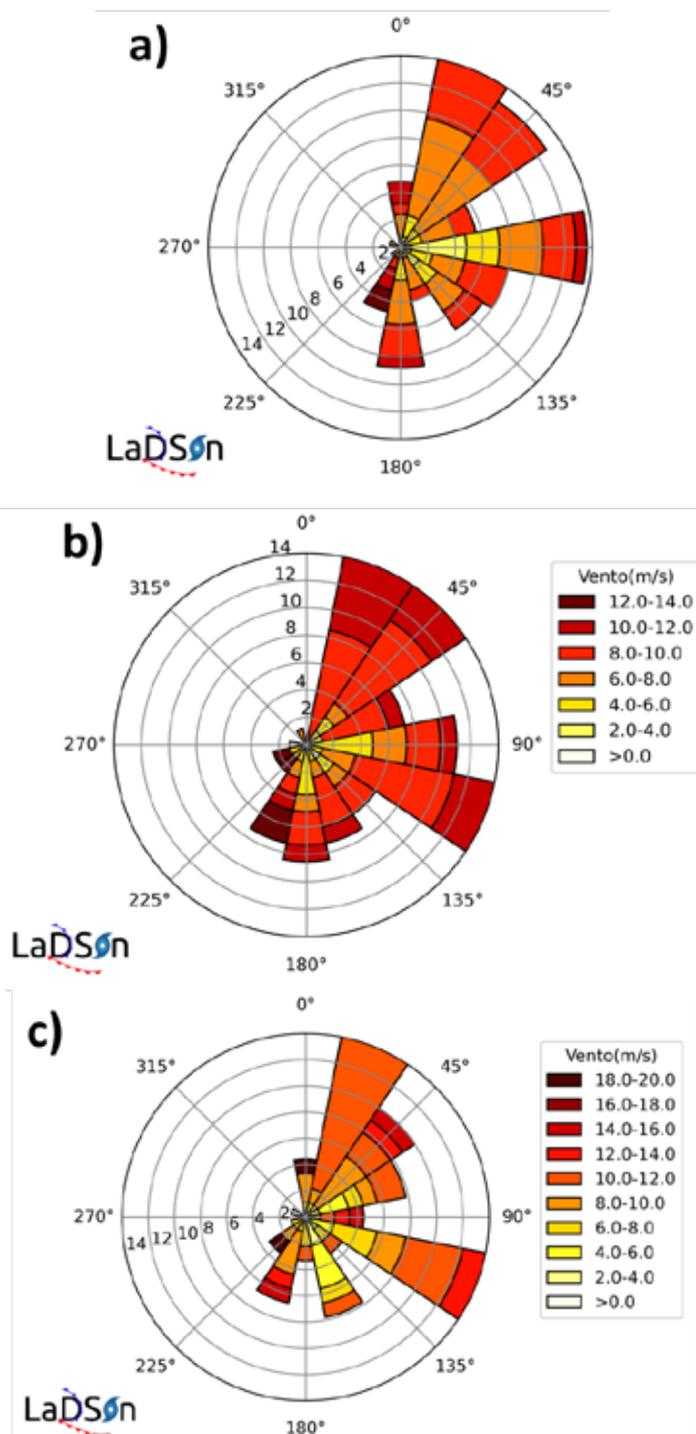


Figura 4. Rosa dos ventos da reanálise ERA5 (a) para a boia P18 (b) e para a plataforma P25 (c) para o período de agosto de 1999.

Na Figura 5 estão a comparação e a diferença entre a altura significativa de onda de ERA5 com o da boia localizada na região da plataforma P18. Nota-se que o ERA5 apresentou maiores diferenças em relação à boia nos valores mais elevados de Hs. Essas diferenças muitas vezes são espera-

das, uma vez que alguns trabalhos como, por exemplo, o estudo de Carmo *et al.* (2020), que mostra que são justamente nos valores extremos que a reanálise ERA5 acaba destoando dos valores observados de Hs. Isso evidencia ainda mais a importância da utilização das boias meteorológicas nas estimativas dos perfis, já que alguns dos métodos utilizam a altura significativa como dado de entrada. Logo, utilizar o ERA5 pode ajudar ainda mais na propagação de erro.

Nas Figuras 6, 7, 8 e 9 estão a comparação e a diferença entre a magnitude do vento estimada pelo método da DNV, o novo método desenvolvido para a boia P18 (Figuras 6 e 7) e dos dados na plataforma P25 (Figuras 8 e 9). 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 caso do método desenvolvido parece haver uma maior assertividade em relação ao método da DNV.

Essa maior assertividade pode ser confirmada nas Tabelas 2 e 3, mostrando que o modelo teve melhores resultados para o BIAS, NSE e SS. AS correlações foram parecidas e o método desenvolvido teve um ligeiro aumento no desvio padrão, o que não influencia a 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.* 2021, essa diferença, entre o método da DNV e novos métodos sugeridos por ele, foi maior 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.

Já na Figura 10 estão os perfis médios de agosto de 1999 estimados por cada um dos métodos. Nessa figura 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 método desenvolvido, os valores estão próximos tanto na P18 quanto na P25, o que confirma que o perfil está mais próximo ao característico da região. Esse resultado possui grande relevância e confirma o que foi mostrado nas tabelas anteriores, já que ele mostra que a inserção da Temperatura e da TSM ajudaram a ajustar os perfis a apresentarem resultados mais precisos.



Figura 5. Altura significativa de onda da boia (P18) e do ERA5 e a diferença entre as alturas significativas entre os dois.



Figura 6. Magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da boia (P18) e a diferença entre as alturas significativas entre os dois.



Figura 7. Magnitude do vento estimada pelo novo método desenvolvido e o vento da boia (P18) e a diferença entre as alturas significativas entre os dois.



Figura 8. Magnitude do vento estimada pelo método da DNV e o vento da plataforma (P25) e a diferença entre as alturas significativas entre os dois.

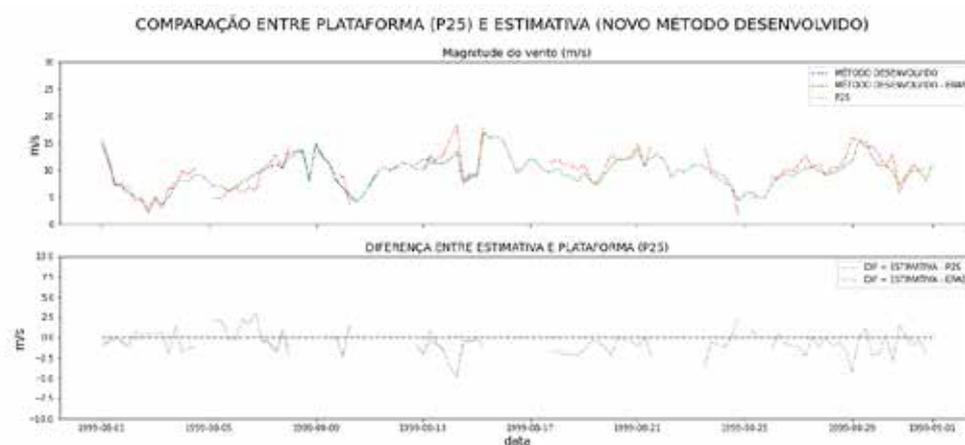


Figura 9. Magnitude do vento estimada pelo método desenvolvido e o vento da plataforma P25 e a diferença entre as alturas significativas entre os dois.

Por último, nas **Figuras 11 e 12** estão exemplos das estimativas de rugosidade média pelos métodos de Donelan (1990) e para o método desenvolvido para o período de agosto de 1999. Nota-se que, com a inserção da TSM e T (no novo método), 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 utilizado em outras localidades, por exemplo. Indo mais a fundo, utilizar um valor de rugosidade tabelado, ou seja, sem variar o seu valor no espaço e no tempo, pode implicar em erros maiores ainda, que foram mostrados, por exemplo, nesse estudo e no estudo de Carmo *et al.* (2021) e He *et al.* (2019).

Tabela 2. Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P18

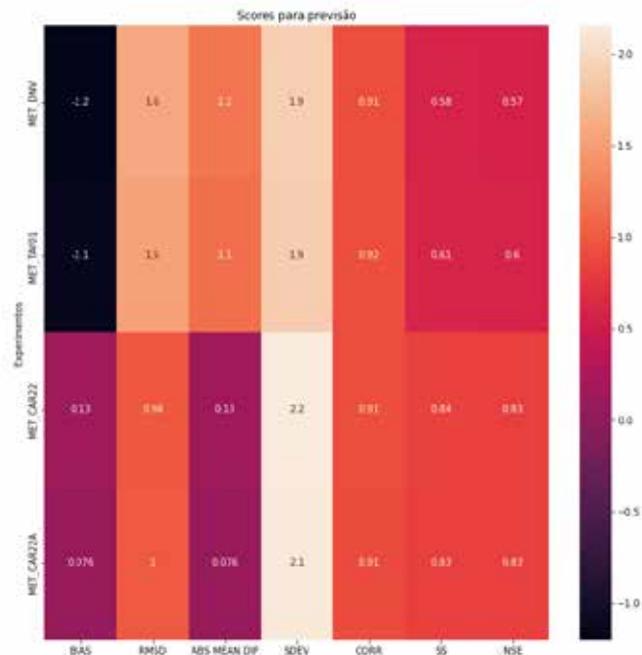


Tabela 3. Comparação entre as métricas estatísticas calculadas para o ponto da P25

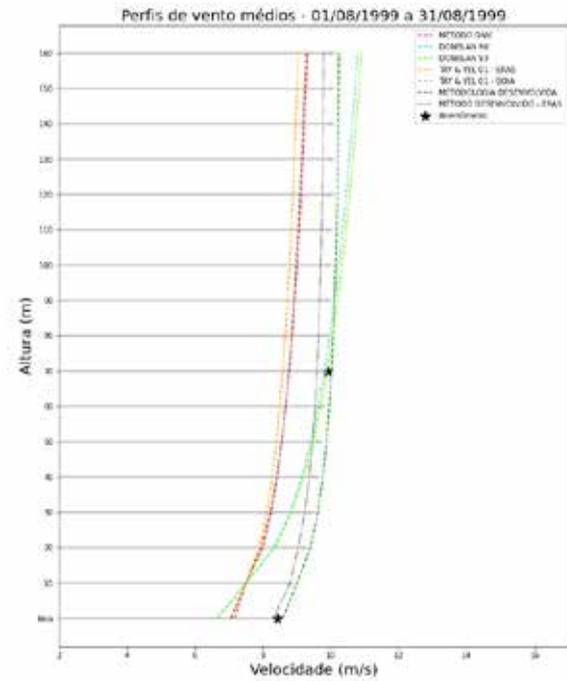
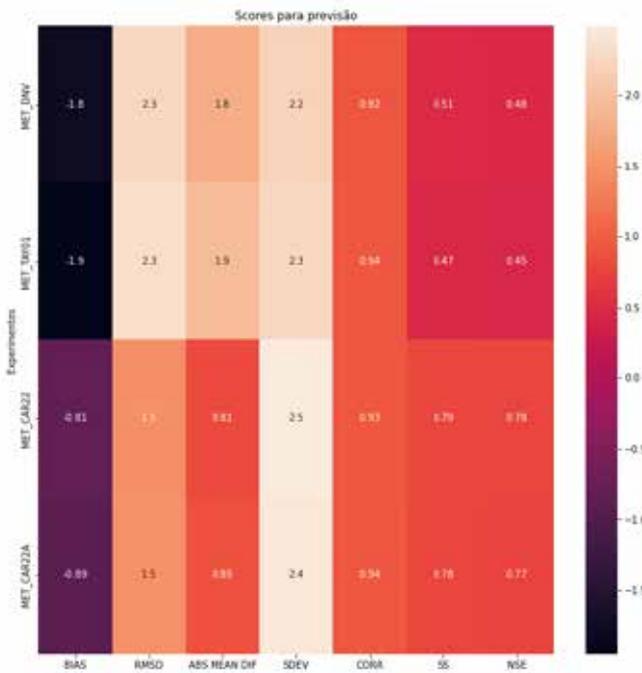


Figura 10. Perfis de vento estimados para os métodos da DNV, Donelan (1990), Donelan *et al.* (1993), Taylor e Yelland (2001) – adaptado por Carmo *et al.* 2021 – e o método desenvolvido

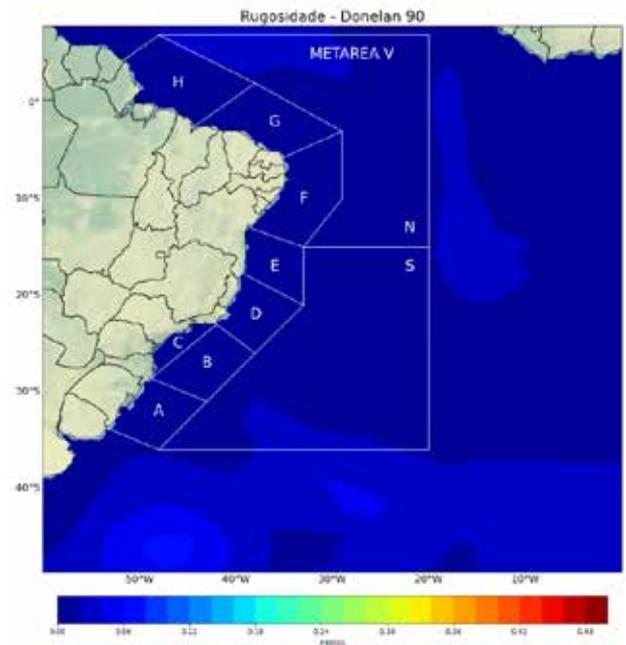


Figura 11. Rugosidade calculada pelo método de Donelan 90 para o período de agosto de 1999.

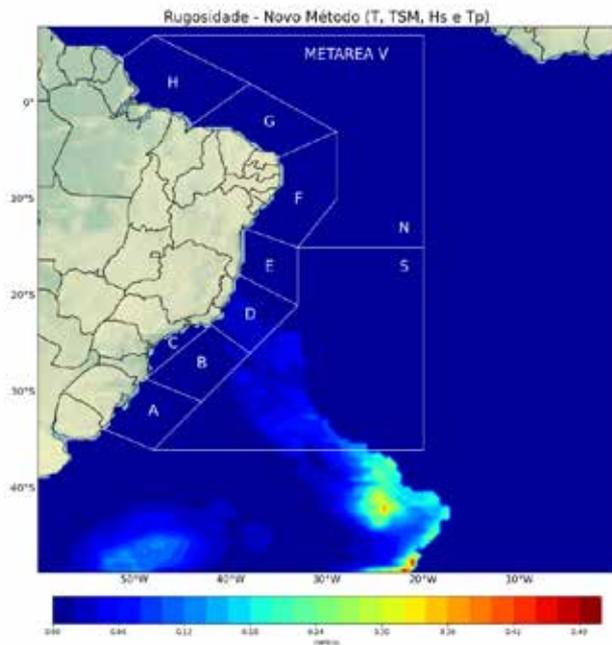


Figura 12. Rugosidade calculada pelo novo método desenvolvido para o período de agosto de 1999.

CONCLUSÕES

Dentre as conclusões, pode-se ressaltar que novas metodologias de estimativas de perfis de vento são bem-vindas, e que o assunto ainda não está esgotado. Por conseguinte, em relação à rugosidade, foi visto que diferentes métodos provocaram resultados significativamente distintos. Logo, para a região de interesse de cada estudo deverão ser testados cada um desses métodos a fim de ver qual apresenta melhores resultados.

No trabalho de Carmo *et al.* (2021), por exemplo, o método de Taylor e Yelland se mostrou mais satisfatório do que os outros, como o de Donelan (1990) e Donelan *et al.* (1993). Já nesse estudo, o método de rugosidade de Taylor e Yelland (2001) adaptado a T e TSM mostrou resultados ainda mais satisfatórios, o que mostra que ainda há avanços a serem feitos.

Lange *et al.* (2004) mostraram em seu estudo que os modelos para a estimativa da rugosidade conduziram apenas a pequenas diferenças. Contudo, nesse trabalho mostrou-se que essa diferença modificou totalmente os resultados.

Já no caso do parâmetro de correção de estabilidade, esse estudo concluiu que é necessário calculá-lo, independente se a região é neutra, estável ou instável. Carmo *et al.* (2021) mostraram que a região de interesse do estudo dos autores era estável e, portanto, acabava modificando significativamente os resultados. Já nesse estudo, apesar de a região ser

classicamente neutra, adotar um valor de estabilidade zero não é o ideal, uma vez que o valor não é zero, mas 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 em outros cálculos importantes, como, por exemplo, nos estudos de potencial eólico (já que o potencial é função do vento ao cubo).

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 Camada Limite de Onda (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 Camada Limite de Superfície.

Em suma, esse trabalho mostra a importância dos cálculos dos parâmetros micrometeorológicos de forma correta para sua região, bem como a importância de determinar a sua classe de estabilidade. Sem essas, os resultados dos modelos podem mostrar uma estimativa equivocada e produzir estudos inadequados e que não representarão a fiel realidade da região de interesse.

REFERÊNCIAS

- Arya, P.S. (1981), “Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer”, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, pp. 1192-1202.
- Arya, P.S. (1988), *Introduction to Micrometeorology*, 2th ed., Academic Press, San Diego.
- Benoit, R. (1977), “On the integral of the surface layer profile-gradient functions”, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 16, No. 8, pp. 859-860.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Bradley, E.F. (1971), «Flux profile relationships in the atmospheric surface layer”, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 28, pp. 181-189.
- Carmo, L.F.R., Palmeira, A.C.P.A., Antonio, C.F.J.L. (2020), “Estimativa do perfil de vento e potencial eólico offshore para costa de Cabo Frio”, *Revista Sistemas & Gestão*, Vol. 15, No. 1, pp. 46-52.
- Carmo, L.F.R., Palmeira, A.C.P.A., Antonio, C.F.J.L., Palmeira, R.M.J. (2021), “Comparison of wind profile estimation methods for calculating offshore wind potential for the Northeast region of Brazil”, *International Journal of Energy and Environmental Engineering*, Vol. 13, pp. 365-375.

- Chalikov, D., Babanin, A.V. (2019), "Parameterization of wave boundary layer", *Atmosphere*, Vol. 10, p. 686.
- Chalikov, D.V. (1995), "The parametrization of the wave boundary layer", *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 25, pp. 1333–1349.
- Charnock, H. (1995), "Wind stress on a water surface", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 81, pp. 639–640.
- DNV (2014), *Recommended Practice - DNV-RP-C205 on Environmental Conditions and Environmental Loads*, DNV, disponível em: www.dnv.com
- Donelan, M.A. (1990), *Air-Sea interaction, from the sea: ocean engineering science*, Vol. 9 (two volume set), John Wiley & Sons.
- Donelan, M.A., Dobson, F.W., Smith, S.D., Anderson, R.J. (1993), "On the dependence of sea surface roughness on wave development", *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 23, pp. 2143–2149.
- Dyer, A.J. (1974), "A review of flux-profile relations", *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 1, pp. 363–372.
- Dyrbye, C., Hansen, S.O. (1997), *Wind loads on structures*, John Wiley & Sons, Chichester, England.
- Hansen, K.S., Barthelmie, R.J., Jensen, L.E., Sommer, A. (2012), "The impact of turbulence intensity and atmospheric stability on power deficits due to wind turbine wakes at Horns Rev wind farm", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol. 15, No. 1.
- He, Y.C., Fu J.Y., Shu Z.R., Chan P.W., Wua J.R., Li Q.S. (2019), "A comparison of micrometeorological methods for marine roughness estimation at a coastal area", *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, pp. 195-104010.
- IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (2022), *Licenciamento ambiental federal*, IBAMA, disponível em: <http://www.ibama.gov.br/laf/consultas/mapas-de-projetos-em-licenciamento-complexos-eolicos-offshore> (acesso em: 17 nov. 2022)
- JCSS - Joint Committee on Structural Safety (2001), *JCSS Probabilistic Model Code Part 2: load models*.
- Kantha, L.H., Clayson, C.A. (2000), *Small scale processes in geophysical fluid flows*, Academic Press, San Diego, 883 p.
- Lange, B., Larsen, S., Højstrup, J., Barthelmie, R. (2004), "Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment", *Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics*, Vol. 92, No. 11, pp. 959–988.
- Monin, A.S., Obukhov, A.M. (1954), "Basic Laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground", *Trudy Instituta Geologiceskogo Akademii Nauk SSSR*, Vol. 24, No. 151.
- Nickerson, E.C., Smiley, V.E. (1975), "Surface layer and energy budget parametrizations for mesoscale models", *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 14, pp. 297–300.
- Panofsky, H.A., Dutton, J.A. (1984), *Atmospheric turbulence, models and methods for engineering applications*, John Wiley & Sons, New York, NY.
- Simiu, E., Scanlan, R.U. (1978), *Wind effects on structures: an introduction to wind engineering*, John Wiley & Sons, New York, NY.
- Sorbjan, Z. (1986), "On similarity in the atmospheric boundary layer", *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 43, pp. 377–397.
- Stage, S.A., Weller, R.A. (1986), "The frontal air-sea interaction experimente (FASINEX) part II: experimental plan", *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 67, pp. 16–20.
- Stull, R.B. (1988), *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 667 p.
- Taylor, P.K., Yelland, M.J., (2001), "The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves", *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 31, No. 2, pp. 572–590.
- Wyngaard, J.C. (1973), "On surface layer turbulence", in Haugen, D.A. (ed.), *Workshop on micrometeorology*, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 101–148.

Recebido: 1 dez. 2022

Aprovado: 4 dez. 2023

DOI: 10.20985/1980-5160.2023.v18n3.1911

Como citar: Carmo, L.F.R., Palmeira, A.C.P.A., Belo, W.C., Nunes, L.M.P. (2023). Desenvolvimento e aplicação de nova metodologia de perfis de vento *offshore*. *Revista S&G* 18, 3. <https://revistasg.emnuvens.com.br/sg/article/view/1911>