

SENSORIAMENTO REMOTO E MODELAGEM DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA EM REGIÕES COSTEIRAS DO NORDESTE DO BRASIL.

REMOTE SENSING AND MODELING OF THE INTERNAL BOUNDARY LAYER ON THE NEAR-SHORE AREA OF NORTHEAST BRAZIL

Arcilan T. Assireu¹, Natália C. Fonseca¹, Felipe M. Pimenta², Ramon M. de Freitas³, Audálio R. Torres Júnior⁵, Francisco L. A. Neto⁴, Denisson Q. Oliveira⁵, Osvaldo R. Saavedra⁵

¹Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá,, MG, Brasil; (arcilan@unifei.edu.br; d2020027856@unifei.edu.br); ²Universidade Federal de Santa Catarina, SC, Brasil (felipepimenta@gmail.com); ³Camargo Schubert Engenharia Eólica, PR, Brasil (aeroramom@gmail.com) ⁴ Applied Meteorology Laboratory, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro 21941-916, RJ, Brazil; falburquerque@gmail.com

⁵ Instituto de Energia Elétrica, Universidade Federal do Maranhão, MA, Brasil; (osvaldo.saavedra@ufma.br; audalio.torres@ufma.br; denisson.oliveira@ecp.ufma.br)

RESUMO

Este artigo é uma contribuição do Projeto “EOSOLAR: Prospecção dos recursos eólicos em uma região equatorial brasileira”, que consiste num esforço multi-instrumental e multi-institucional, baseado em perfilamento remoto do vento a partir do LIDAR e SODAR e torres micrometeorológicas, para estudar a camada limite atmosférica influenciada pela transição terra-água e mudanças abruptas de rugosidade, típicas de regiões costeiras. A determinação da estrutura da camada limite interna planetária (CLI) é um importante aspecto ambiental para o desenvolvimento de atividades industriais e operação de usinas termelétricas, nucleares e eólicas. Um experimento baseado em sensoriamento remoto da atmosfera a partir de um LIDAR e medidas em superfície a partir de torres micrometeorológicas foi conduzido na costa maranhense, tendo em vista subsidiar o entendimento de processos atmosféricos nessa região. As medidas foram cotejadas com os dois modelos mais usuais de perfil de vento. A primeira formulação leva em consideração somente o parâmetro de rugosidade da superfície, o modelo logarítmico. O segundo modelo é baseado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (SMO) e considera a estabilidade atmosférica, além da rugosidade da superfície. Os resultados demonstraram que o SMO estima o perfil de vento mais acuradamente, quando comparado ao perfil logarítmico, em condição de atmosfera instável.

Palavras-chave: Estabilidade atmosférica, perfil do vento, camada limite planetária, sensoriamento remoto, LIDAR

Palavras-chave — Estabilidade atmosférica, perfil do vento, camada limite planetária, sensoriamento remoto, LIDAR

ABSTRACT

This paper represents a contribution of the Project “EOSOLAR: Assessment of Wind Resources of a Coastal Equatorial Region of Brazil”, a multi-institutional and multi-instrumented experiment carried out to measure, from ground-based remote sensing instruments and micrometeorological towers, the characteristics of winds in an equatorial coast zone and how the flow is modulated by the sea-land transition meteorology and abrupt roughness changes. The determination of the spatial extent of the internal boundary layer (IBL) across a step change in surface roughness and surface heat flux is an important environmental aspect to the operation of industries, fossil-fuel, nuclear and wind power plants. The IBL of the land-water transition zone, such as in coastal regions, is strongly influenced by surface properties, as the roughness and stability change considerably within this zone. To provide an as comprehensive as possible dataset on equatorial coastal zone, an intensive experimental campaign was carried out at a near-shore region of northeast Brazil, using optical (LIDAR) ground-based remote sensing and micrometeorological towers under different weather characteristics and stability conditions. Comparisons of the log profile model with the Monin-Obukhov similarity theory (MOS) and the observed wind profiles, shown that the MOS estimated the wind profile more accurately, as compared to logarithmic profile.

Key words — Atmospheric stability, wind profile, planetary boundary layer, remote sensing, LIDAR.

1. INTRODUÇÃO

A camada limite atmosférica é um problema importante a ser considerado no estudo da dispersão de poluentes, operação de usinas nucleares, térmicas e eólicas. A configuração desta camada depende de vários fatores como a velocidade do vento em altos níveis, o parâmetro de rugosidade em superfície e os fluxos de calor e umidade superficiais[1]. Sua configuração é particularmente complexa em regiões fronteiriças, como na transição de corpos aquáticos para regiões continentais. Nestes locais, variações bruscas das propriedades superficiais levam ao ajuste da circulação atmosférica adjacente, formando uma região denominada de camada limite interna (CLI)[2]. A modelagem do perfil vertical do vento pode ser realizada a partir de estações meteorológicas convencionais que medem ventos próximos à superfície ($z \sim 3$ m ou 10 m). No modelo logarítmico, a estrutura vertical de velocidade é estimada assumindo condições de uma atmosfera neutra[3]. Por se tratar de um modelo que não leva em conta os efeitos da estabilidade atmosférica, este não pode, a rigor, ser aplicado para estimativas do perfil vertical do vento em regiões costeiras ou offshore [4]. Nestas regiões é necessária a utilização do modelo baseado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (SMO), o que adiciona um termo de correção para ao modelo clássico do perfil logarítmico [5]. No presente trabalho serão apresentados os resultados do comportamento do perfil do vento até 200m medido a partir do lidar, e do perfil teórico a partir de parâmetros obtidos por uma torre micrometeorológica, tendo em vista a descrição e modelagem dos ventos na região de transição terra-mar.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Estratégia amostral e área de estudo

A área de estudo do Projeto EOSOLAR é localizado na costa leste do Maranhão, numa região onde já existem parques eólicos (Fig. 1a). As marcas vermelhas indicam as localizações dos pontos amostrais, os quais foram instrumentados com LIDAR, SODAR, estação solarimétrica e torres micrometeorológicas (Fig. 1b), distribuídos ao longo de um transecto alinhado com o vento predominantemente de nordeste. O ponto P1 é a referência (continuamente amostrado) enquanto os demais receberam, cada um, o sistema amostral itinerante por um mês. Note que os pontos vão se distanciando gradativamente da costa em direção ao interior do continente, o que permitirá também estudos acerca da variabilidade e valores médios do vento influenciados pela continentalidade.

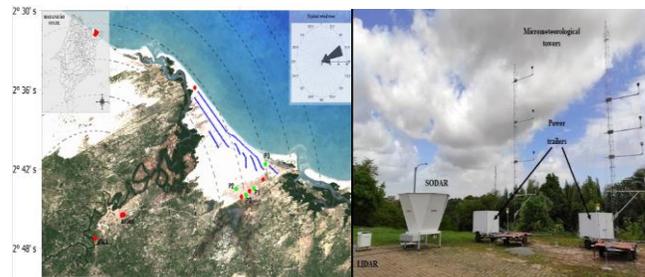


Figura 1. Imagem Landsat da área de estudo do Projeto EOSOLAR (a) e instrumentação empregada (b). Pontos azuis representam as localizações dos aerogeradores; pontos verdes indicam as posições que serão analisadas neste trabalho enquanto as em vermelho as demais regiões a serem estudadas. FONTE: Assireu et al. (2022).

2.2 Modelagem do perfil vertical do vento

A instalação de torres anemométricas instrumentadas até 100 m (alturas típicas dos aerogeradores) ou de instrumentos baseados em perfilamento remoto da atmosfera, como LIDAR, ainda é raro. Por outro lado, estações meteorológicas convencionais ($z = 3$ m ou 10 m) são relativamente comuns e podem ser utilizadas para uma melhor compreensão do perfil dos ventos. Modelos teóricos da camada limite são, portanto, importantes ferramentas para o entendimento do escoamento destas regiões. Um modelo amplamente utilizado é o perfil logarítmico dado por:

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \cdot \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (1)$$

Onde a velocidade do vento u na altura z é estimada a partir da velocidade de atrito u^* , pelo comprimento de rugosidade aerodinâmico z_0 e comprimento de Monin-Obukhov L . Neste caso, κ denota a constante de von Karman (assumido como 0,4) e Ψ_m é uma função empírica da estabilidade. A velocidade de atrito ou fricção u^* pode ser obtida a partir de medidas obtidas em alta frequência por anemômetros sônicos 3D aplicados como em Weber (1999)[7].

Assim, se a velocidade do vento é conhecida a uma altura, o perfil vertical de velocidade do vento é determinado por dois parâmetros: z_0 e L , que descrevem os efeitos do atrito e flutuabilidade dos escoamentos turbulentos. Como para as estimativas de L e Ψ_m são necessários dados medidos em 20 Hz (que são dados muito raros) para a aplicação do método “Eddy covariance”, via de regra o perfil vertical de velocidade tem sido obtido a partir da desconsideração do segundo termo na Equação 1 (não incorporação dos efeitos da estabilidade nas estimativas do perfil vertical do vento). Porém, a estabilidade atmosférica está associada a mistura de momentum vertical, o qual exerce uma função importante na determinação do perfil do vento sobre sistemas aquáticos extensos e em regiões de transição água-terra. Assim, um modelo teórico para o perfil vertical do vento nestas regiões deve levar em conta os efeitos da estabilidade atmosférica, o

qual é representado pela função $\psi(z/L)$ na Equação 1. O parâmetro L, que é conhecido como comprimento de Monin-Obukhov, pode ser obtido a partir das medidas do anemômetro 3D [4] a partir da formulação que segue:

$$L = -\frac{u_*^3 \theta v}{kg(w'\theta v')_s} \quad (2)$$

Em que diferentes intervalos de L são usados para classificar a atmosfera segundo o padrão de estabilidade, como na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação da estabilidade atmosférica de acordo com o comprimento de Monin-Obukhov (L), a partir de dados de um anemômetro sônico a 3 m. FONTE: Floors et al. (2013) [7].

Classes de estabilidade	Intervalos de L (m)
Instável	$-1000 \leq L \leq -50$
Neutra	$ L \geq 1000$
Estável	$1000 \leq L \leq 50$
Muito Estável	$50 \leq L \leq 10$

Quanto à função da estabilidade universal (último termo da Eq. 1 - $\Psi_m(z/L)$), é obtida a partir de [4]:

$$\Psi = \begin{cases} -5 \frac{z}{L} & \frac{z}{L} > 0 \text{ (estável)} \\ 0 & \frac{z}{L} = 0 \text{ (neutro)} \\ 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} & \\ x = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{\frac{1}{4}} & \frac{z}{L} < 0 \text{ (instável)} \end{cases}$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Observações

A Figura 2 traz a distribuição temporal da condição de estabilidade, inferida a partir da Tabela 1, onde se constata o esperado: condição estável preferencialmente a noite (Fig. 2a) e instável durante o dia (Fig. 2c) com surpreendente destaque para os horários centrado em 08:00h e 15:00h. Perfis medidos pelo LIDAR em horários representativos de ambas as condições de estabilidade confirma que o perfil em condição de estabilidade apresenta variações mais contínuas com a altura e apresenta ventos menos intensos (Fig. 2b)

quando comparado ao período instável (Fig. 2d). Percebe-se também que durante a condição instável o cisalhamento (variação vertical do vento) se concentra nos primeiros 40 m de altura, após isso o perfil torna-se homogêneo, devido ao processo de mistura vertical típico da condição de atmosfera instável.

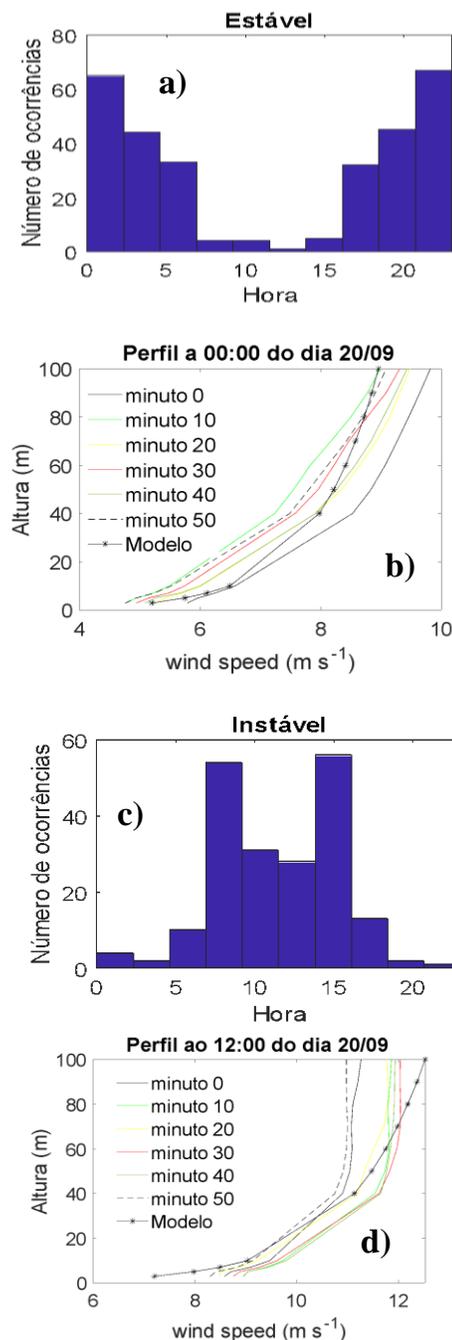


Figura 2 – Evolução diurna da condição de estabilidade (a) e instabilidade (c) e respectivos perfis (a cada 10 min.) de velocidade medidos durante tais condições pelo LIDAR e modelados a partir da Lei Logarítmica (b) e (d).

3.2 Comparação do modelo vs observações

Aqui verificamos se o método de extrapolação vertical reproduz os perfis verticais de vento observados na região da costa maranhense. Portanto, como primeiro passo, a acurácia do modelo teórico unidimensional baseado no perfil logarítmico foi investigado. Perfis medidos pelo LIDAR em horários representativos de ambas as condições de estabilidade mostram que o modelo Logarítmico (Equação 1 desconsiderando o último termo do lado direito) apresenta um bom ajuste com os valores medidos em condição de atmosfera estável (Fig. 2b) mas que, durante o período instável, o ajuste é deficiente (Fig. 2d). A fim de verificar o desempenho do modelo baseado em Monin-Obukhov (combinação das Eqs. 2 e 3), escolheu-se um horário no qual foi verificado ambas as condições, tanto estável quanto instável. A escolha de um mesmo horário, foi para reduzir o número de variáveis na análise. A comparação entre perfil medido pelo LIDAR, modelo logarítmico e modelo baseado em Monin-Obukhov (Fig. 3) melhora significativamente o ajuste, especialmente para a condição instável, enquanto para a condição estável o modelo logarítmico mostrou melhor desempenho.

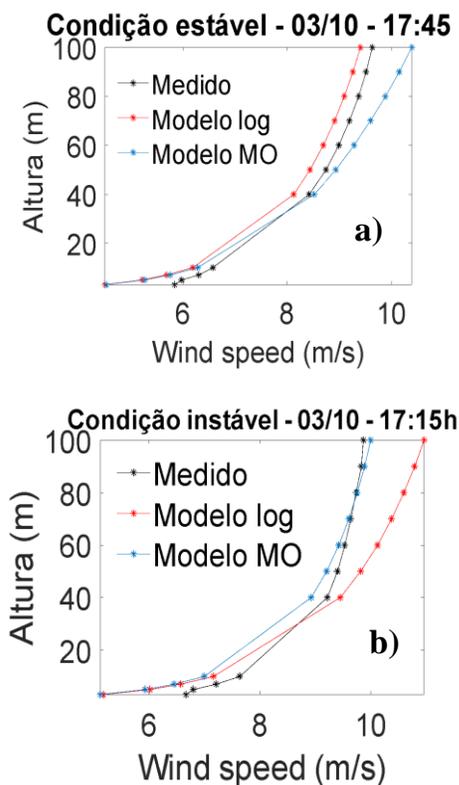


Figura 3 – Perfil vertical do vento medido pelo LIDAR e estimado pelos modelos logarítmico (ML) e Monin-Obukhov (MO) durante período de atmosfera estável (a) e instável (b).

Estudos estão em andamento no sentido de entender o porque do melhor desempenho de MO somente sobre a condição instável. A análise do período de estabilidade/instabilidade

para duas regiões estudadas (Fig. 1), P0 (mais próximo a praia) e P1 (mais continental) mostra que em P1 há um predomínio de períodos estáveis (Fig. 4) indicando, baseado nestes resultados preliminares, que a lei logarítmica pode, em grande parte do tempo, ser aplicada para estimativas do perfil vertical do vento nesta região de estudo.

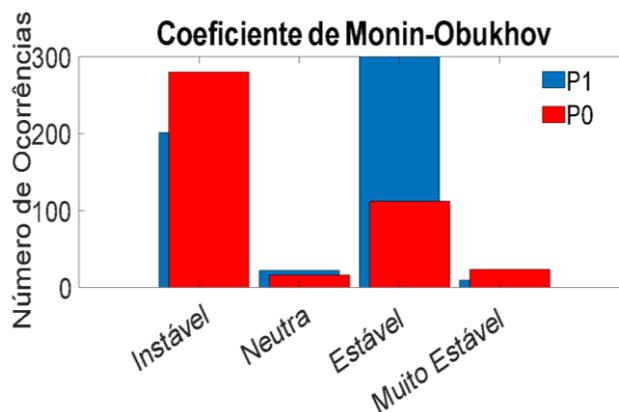


Figura 4 – Distribuição de ocorrências da condição atmosférica para os pontos P1 e P0.

4. CONCLUSÕES

Medidas de perfil do vento obtidas a partir do LIDAR foram cotejadas com dois modelos amplamente empregados para estimativas do perfil vertical do vento: modelo logarítmico (ML) e Monin-Obukhov (MO). Os resultados indicaram que o MO é fundamental para as condições de atmosfera instável, mas o ML apresentou um bom desempenho para as condições estáveis. Análise da predominância quanto ao regime de estabilidade para dois setores da área de interesse mostraram que, para o setor mais próximo ao oceano (P0) houve uma predominância de condições instáveis ao passo que o setor mais continental (P1) apresentou condição predominante de condição estável. A proximidade com a influência oceânica do ponto P0 e a maior cobertura vegetal no ponto P1, em detrimento a P0, cuja superfície é composta por areia, parece explicar tal diferença. Esta maior predominância de condição estável em P1 indica que, baseado nos resultados preliminares deste trabalho, que a lei logarítmica pode, em grande parte do tempo, ser aplicada para estimativas do perfil vertical do vento em setores com as características de P1, enquanto para P0 o formalismo de Monin-Obukhov é essencial. A aplicação das análises realizadas aqui, para uma base de dados mais ampla e envolvendo pontos representativos de outras condições de cobertura de solo e distância da costa, está em andamento e os resultados serão comunicados em breve.

5. AGRADECIMENTOS

Agradecimentos a ANEEL, Gera Maranhão S.A. e Equatorial Energia S.A. (PD-00037-0042/2020), pelo financiamento ao

Projeto EOSOLAR. Os autores são gratos ao CNPq e ao Instituto Nacional em Energias Oceânicas e Fluviais (INEOF) pelo apoio.

6. REFERÊNCIAS

[1] Arya, S.P. (2001). Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, 287p.

[2] Garratt, J.R. The Atmospheric Boundary Layer; Cambridge Atmospheric and Space Science Series; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1992; p. 316.

[3] Manwell JF, McGowan JG, Rogers AL (2002) Wind energy explained: theory, design and application. West Sussex, UK, 297p.
Peña, A., Gryning, S.E., Hasager, C.B. (2009). Measurements and modeling of the wind speed profile in the Marine Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 129(3), 479-495.

[4] Lange, B., Larsen, S., Hojstrup, J., Barthelmie, R. (2004). Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assessment. *Journal of Wind Engineering*, 92, 959-988.

[5] Sathe, A., Gryning, S.E., Peña, A. (2011). Comparison of the atmospheric stability and wind profiles at two wind farm sites over a long marine fetch in the North Sea. *Wind Energy*, 14(6), 767-780.

[6] Assireu, A. T.; Pimenta, F. M.; de Freitas, R.M.; Saavedra, O. R.; Neto, Francisco L. A.; Júnior, A. R. T; Oliveira, C. B. M.; Lopes, D. C. P.; de Lima, S. L.; Veras, R. B. S.; Saraiva, N. P.; Marcondes, L. G. P.; Oliveira, D. Q. EOSOLAR Project: Assessment of Wind Resources of a Coastal Equatorial Region of Brazil-Overview and Preliminary Results. *Energies*, v. 15, p. 2319, 2022.

[7] Floors, R.; Gryning, S-E.; Vincent, C.; Batchvarova, E. The wind profile in the coastal Boundary-Layer: Wind Lidar Measurements and Numerical Modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, p. 1-13, 2013.