



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

William Corrêa Radünz

**Influência da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos no desempenho de
parques eólicos em terrenos complexos**

Florianópolis
2022

William Corrêa Radünz

Influência da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos no desempenho de parques eólicos em terrenos complexos

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do título de doutor em engenharia mecânica.

Orientador: Prof. Júlio César Passos, Dr.

Coorientadora: Prof^a. Adriane Prisco Petry, Dra.

Coorientador: Prof. Yoshiaki Sakagami, Dr.

Florianópolis

2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Radünz, William Corrêa

Influência da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos no desempenho de parques eólicos em terrenos complexos / William Corrêa Radünz ; orientador, Júlio César Passos, coorientadora, Adriane Prisco Petry, coorientador, Yoshiaki Sakagami, 2022.

119 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Engenharia Mecânica. 2. energia eólica. 3. terrenos complexos. 4. estabilidade atmosférica. 5. jatos noturnos. I. Passos, Júlio César. II. Petry, Adriane Prisco. III. Sakagami, Yoshiaki IV. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica. V. Título.

William Corrêa Radünz

Influência da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos no desempenho de parques eólicos em terrenos complexos

O presente trabalho em nível de doutorado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Bruno Carmo, Dr. (Relator)
Universidade de São Paulo (USP)

Prof. Otávio Costa Acevedo, Dr.
Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)

Prof. César José Deschamps, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de doutor em engenharia mecânica.

Prof. Paulo de Tarso Rocha de Mendonça,
Dr.
Coordenador do Programa

Prof. Júlio César Passos, Dr.
Orientador

Florianópolis, 11 de abril de 2022.

Dedico este trabalho aos meus futuros alunos e alunas.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Carlos e Ana Rita, por transmitirem um curioso interesse pela meteorologia,

À minha parceira de jornada, Marina, sobretudo durante os tempos atípicos pelos quais passamos,

Ao meu orientador Prof. Júlio César Passos e aos meus coorientadores Prof.^a Adriane Prisco Petry e Prof. Yoshiaki Sakagami (que se tornou um grande amigo), pelo apoio e confiança no trabalho,

À Eng.^a Mayara Miqueletti e ao Eng.^o Eduardo Dias, parceiros do importante P&D com a antiga Atlantic Energias Renováveis S.A.,

Ao Prof. Alejandro Gutiérrez e à Everton de Almeida, pela importante colaboração nas simulações de mesoescala,

Aos Professores Otávio Acevedo e Franciano Puhales, pelas discussões teóricas e sobre simulações,

Aos promotores da ciência aberta e comunitária,

Ao CNPq, pelo financiamento da bolsa de pesquisa,

Ao *ClusterUY*, pela infraestrutura computacional para realização das simulações.

*“Quem tem por que viver
aguenta quase todo como.”
(Friedrich Nietzsche)*

RESUMO

O papel central das eólicas na transição energética global têm-se desdobrado em grandes esforços coletivos de pesquisa para compreender ventos estratificados em terrenos complexos através de experimentos em campo de uma gama de escalas espaço-temporais inédita. Estes esforços visam à redução do custo de implantação de parques eólicos pelo melhoramento de modelos numéricos devido a um melhor entendimento da interação entre as múltiplas escalas do vento e da turbulência. A estabilidade atmosférica tem papel central à medida que permite a ocorrência de fenômenos peculiares como os jatos noturnos e ondas de montanha. Existe uma lacuna de pesquisa sobre os efeitos da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos, observados nesses experimentos de campo e há muito estudados em laboratório, no desempenho de parques eólicos em terrenos complexos. Esta Tese explora esta lacuna combinando-se dados de geração de energia e de torres anemométricas de dois parques do Complexo Eólico de Morrinhos com simulações numéricas de alta resolução utilizando o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF). Os dois parques são compostos por duas fileiras de aerogeradores orientadas ortogonalmente ao vento predominante e separadas por 1–2 km na direção deste. As fileiras de barlavento e sotavento situam-se próximas aos aclives e declives do platô, respectivamente, e os últimos conectam-se a um vale a sotavento. A primeira parte dos resultados desta Tese descreve a relação entre os ventos, o desempenho dos parques e a estabilidade atmosférica somente do ponto de vista das observações coletadas ao longo de meses (longo-prazo). Quantifica-se desempenho como a diferença percentual entre as potências médias dos aerogeradores de sotavento e barlavento, em que valores positivos estão associados a um desempenho superior de aerogeradores de sotavento. Durante o dia, sob condições convectivas, as fileiras a barlavento tem desempenho levemente superior (0 a –10%). Durante a noite, sob condições estáveis, fileiras a sotavento têm desempenho leve e notavelmente superior antes ($\approx 10\%$) e depois ($>30\%$) da meia-noite, respectivamente. A segunda parte responde inconsistências conceituais da primeira parte, como a insuficiência da estabilidade na descrição das diferenças de desempenho antes e depois da meia-noite através de simulações de mesoescala de uma única semana (curto-prazo) com notáveis padrões de desempenho. Estuda-se também o papel do detalhamento topográfico e do uso de Simulação de Grandes Escalas (LES) em um único ciclo diurno. Neste esforço, descobre-se que jatos noturnos causados pela passagem de uma corrente de gravidade próximo à meia-noite interage com a topografia e geram fortes ventos descendentes entre platô e vale, próximo aos aerogeradores de sotavento. A camada limite atmosférica antes da meia-noite é mais estável, embora rasa, comparativamente à do jato, inibindo padrões extremos de vento. Assim, esta tese ilustra a pertinência da estabilidade atmosférica e da profundidade da camada limite atmosférica, associadas aos jatos noturnos recentemente observados em campanhas de medição, no desempenho de parques eólicos construídos em terrenos complexos.

Palavras-chave: Parques eólicos. Desempenho. Terrenos complexos. Estabilidade atmosférica. Jatos noturnos.

ABSTRACT

The central role of wind energy in the global energy transition unfolds in major collective research efforts to understand stratified winds in complex terrains in field experiments of unprecedented spatiotemporal scales. These efforts seek the reduction of the cost of implantation of wind farms by the improvement of numerical models through a better understanding of the interaction between the multiple scales of wind flow and turbulence. Atmospheric stability plays a central role since it allows the occurrence of peculiar phenomena such as nocturnal jets and mountain waves. There is a research gap on the influence of atmospheric stability and nocturnal jets, observed in these field experiments and long studied in the laboratory, on the performance of wind farms in complex terrain. This Thesis explores this gap combining energy production data and mast observations of two wind farms of the Morrinhos complex with high-resolution numerical simulations using the mesoscale model *Weather Research and Forecasting* (WRF). The two farms are composed of two rows of turbines oriented orthogonally to the prevailing wind and separated by 1–2 km in the streamwise direction. The upstream and downstream rows are located close to the slopes of the plateau, and the latter connects to a valley downstream. The first part of the results reported in the Thesis describes the relationship between winds, farm performance and atmospheric stability solely from the point of view of observations collected over months (long-term). Performance is quantified as the percentual difference between the mean power of upstream and downstream turbines, where positive values are associated with the superior performance of the downstream turbines. During the daytime under unstable conditions, upstream turbines perform slightly better (0 to –10%). During the nighttime under stable conditions, downstream turbines perform slightly and notably better before ($\approx 10\%$) and after ($>30\%$) midnight, respectively. The second part tries to answer conceptual inconsistencies of the first part, such as the insufficiency of stability in describing performance differences before and after midnight through mesoscale simulations of a single week (short-term) with remarkable performance patterns. The role of topographic detail and usage of large-eddy simulation (LES) is also studied in a single diurnal cycle. In this effort, it is discovered that nocturnal jets caused by the passage of a gravity current close to midnight interact with the topography and generate strong downslope winds between the plateau and the valley, close to the downstream turbines. The atmospheric boundary layer before midnight is more stable, although shallow, compared to the jet's, which inhibits extreme wind patterns. Thus, this thesis illustrates the relevance of atmospheric stability and boundary-layer depth, associated with the nocturnal jets recently observed in field campaigns, in the performance of operational wind farms built over complex terrain.

Keywords: Wind farms. Performance. Complex terrain. Atmospheric stability. Nocturnal jets.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Ilustração conceitual da interação entre processos de escala sinótica e/ou de grande escala, mesoescala e microescala em uma região de topografia complexa que conta com um parque eólico instalado sobre um pequeno platô e um vale a sotavento. No caso do presente trabalho, os ventos de grande escala (alísios) interagem com processos de mesoescala (ar frio de uma corrente de gravidade com um jato noturno) e são modificados pela topografia na microescala. Desta interação, surge um forte vento descendente no declive do platô seguido por ondas gravitacionais (ou de montanha). Simultaneamente, o efeito da esteira turbulenta de aerogeradores de barlavento é transportado pelo vento médio e atinge aerogeradores de barlavento. 22
- Figura 2 – Ilustração da diferença conceitual entre (a) ventos descendentes, mais gerais, cuja fonte de ar frio pode advir de fontes externas, e (b) catabáticos, mais específicos, cuja fonte de ar frio advém do próprio resfriamento local da superfície terrestre. Todo vento catabático é, também, um vento descendente. 23
- Figura 3 – Ilustração de ventos descendentes entre um platô e um vale idealizados e da possível ocorrência de (a) ondas gravitacionais (ou de montanha) e (b) saltos hidráulicos a sotavento do declive. No caso das ondas de montanha, as parcelas de ar perturbadas oscilam verticalmente em torno de um ponto de “origem”, ao passo que no caso do salto hidráulico ocorre um repentino aumento na profundidade do escoamento e nos níveis de turbulência. 24
- Figura 4 – Escalas espaço-temporais típicas de movimentos atmosféricos. Adaptado de (STULL, R., 2015). 30
- Figura 5 – Ilustração da camada-limite atmosférica, localizada na parte inferior da troposfera. Adaptado de (STULL, R., 2015). 31
- Figura 6 – Evolução da camada-limite atmosférica ao longo do ciclo diário sobre a superfície terrestre e sob condições típicas de céu limpo. Adaptado de (STULL, R., 2015). 32
- Figura 7 – Camadas limite convectiva (a) e estável (b). Adaptado de (STULL, R., 2015). 32
- Figura 8 – Evolução temporal do perfil de velocidade do vento ilustra a formação de um jato noturno pelo mecanismo de oscilação inercial. Adaptado de (STULL, R., 2015). 34

Figura 9 – Ilustração simplificada de uma corrente de gravidade bidimensional produzida pela descarga de um fluido com maior massa específica (ρ) sobre um meio fluido com menor massa específica. Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH) aparecem acima da corrente de gravidade devido efeito combinado de cisalhamento e gradiente de massa específica. Adaptada de (SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003).	35
Figura 10 – Terminologia adotada para descrição do vento e da topografia.	36
Figura 11 – Ilustração dos diferentes padrões de vento estratificado sobre topografia em relação ao número de Froude (F). Adaptado de (STULL, R., 2015).	37
Figura 12 – Classes de modelos aplicados para diferentes faixas de escalas espaço-temporais. Estes incluem GCM, NWP de mesoescala (utilizando as tradicionais parametrizações de CLA), NWP multiescala (parametrizações de CLA na mesoescala e LES na microescala), MMC (NWP na mesoescala e CFD, RANS ou LES, na microescala), CFD e modelos lineares para aplicações na microescala. A faixa de escalas entre a mesoescala e a microescala, conhecida como <i>terra incognita</i> , foi colorida em cinza.	40
Figura 13 – Ilustração conceitual da malha computacional adotada pelo modelo WRF-ARW nas direções (a) horizontal e (b) vertical. Na (a) direção horizontal, estão representados uma porção do domínio “pai” que conta com um domínio “filho” aninhado com uma razão de aspecto de 3:1. A malha desencontrada do tipo Arakawa C avalia a componente no eixo y da velocidade (V) nas faces norte e sul de cada elemento, ao passo que avalia a componente no eixo x da velocidade (U) nas faces leste e oeste de cada elemento. Variáveis termodinâmicas, como a temperatura potencial (θ), são avaliadas no centro do elemento. Na (b) direção vertical, estão representados os níveis de pressão hidrostática normalizada (η) que seguem a curvatura do terreno. Adaptado de (SKAMAROCK, 2008).	42
Figura 14 – Processos físicos de mesoescala normalmente modelados ou parametrizados por modelos de NWP. Adaptado de (ZHANG, 2015).	43
Figura 15 – Localização e <i>layout</i> do Complexo Eólico de Morrinhos em que os parques CF1 e MO aparecem coloridos de azul e vermelho, respectivamente (a). São mostradas imagens de CF1 (b) e MO (c) pertencentes à <i>CGN Brasil Energia</i> (CGN BRASIL ENERGIA, s.d.).	51

Figura 16 – <i>Layout</i> dos parques eólicos CF1 e MO mostra o arranjo de duas fileiras sobreposto ao mapa de elevação da área. O espaçamento entre aerogeradores na direção preferencial do vento é mostrado. As torres anemométricas das quais foram obtidas as rosas de direção do vento estão instaladas cerca de $2D$ a barlavento das fileiras de barlavento na direção predominante do vento.	52
Figura 17 – Histogramas de frequência da velocidade do vento (U_{78} , a), IT (IT_{78} , b) e direção do vento (DV_{76} , c) para CF1 e MO com zonas acinzentadas associadas aos filtros ao fundo.	54
Figura 18 – Histogramas da frequência de ocorrência de classes de estabilidade atmosférica obtidas para a torre de CF1 (a). Uma versão alternativa do histograma de frequência em termos da variável ζ , em que o fundo foi colorido com o esquema de cores para as classes de estabilidade atmosférica (b).	57
Figura 19 – Ciclos diurnos médios de U_{78} para CF1 e MO revelam ventos mais intensos durante a noite (a). As mesmas observações processadas como ζ mostram que U_{78} é máxima para condições neutras que diminui com o aumento de $ \zeta $ (b). Ciclos diurnos de IT_{78} mostram níveis elevados de turbulência durante o dia, em comparação com o período noturno (c). As variáveis ζ e IT_{78} aumentam para condições progressivamente mais instáveis e diminui, sendo praticamente constante, para condições estáveis e muito estáveis (d).	58
Figura 20 – Ciclos diurnos da potência média das fileiras de barlavento e a sotavento de CF1 (a) e MO (b) revelam uma inversão no desempenho noturno, também evidente em ζ para CF1 (c) e MO (d).	60
Figura 21 – Mapa reverso de calor da métrica de desempenho (ϵ_P) para CF1 (a) e MO (c) calculados para combinações de classes de estabilidade atmosférica e bins de direção do vento, seguidos por seus respectivos períodos totais de observação em horas para cada célula (c e d).	63
Figura 22 – Mapa reverso de calor da métrica de desempenho (ϵ_P) para CF1 (a) e MO (c) calculados para combinações de classes de estabilidade atmosférica e horas do dia.	64

Figura 23 – Ilustração dos padrões de vento em condições (a) instáveis e (b) estáveis. Durante condições noturnas estáveis, a camada-limite tende a permanecer aderida, portanto, aumenta a indução de linhas de fluxo sobre as fileiras de sotavento. Por outro lado, uma bolha de separação ou recirculação aparece durante as condições diurnas instáveis e afasta as linhas de fluxo das fileiras a sotavento. Em ambos os casos existe o efeito da esteira produzida pelos aerogeradores de barlavento, porém a mesma se dissipa mais rapidamente em condições instáveis.	67
Figura 24 – Padrões de desempenho observados como ϵ_P (a-b) e RV (c-d) em CF1 (a, c) e MO (b, d). Ocorrências das classes de estabilidade atmosférica observadas em CF1 são mostradas na parte inferior (e).	72
Figura 25 – Localização de Morrinhos e dos domínios aninhados do modelo de mesoescala.	74
Figura 26 – Domínios aninhados do modelo de mesoescala e o mapa elevação na resolução de modelagem onde os transectos verticais a serem investigados são representados como linhas brancas.	75
Figura 27 – Comparação entre as observações da torre e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em CF1.	76
Figura 28 – Comparação entre as observações da torre e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em MO.	77
Figura 29 – Cortes verticais da magnitude da velocidade do vento através do transecto 3 no domínio mais externo para o caso 3 ilustra a marcha noturna da corrente de gravidade para o interior do país. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.	79
Figura 30 – Contornos do tipo tempo–altura das simulações da velocidade do vento (topo) e da temperatura potencial (parte inferior) em CF1 para o caso 3 revelam a ocorrência de jatos noturnos no local perto da meia-noite.	79
Figura 31 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para CF1. A U_{78} da torre anemométrica (linha cinzas) é mostrada para referência. Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos.	81

Figura 32 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para MO. A U_{78} da torre anemométrica (linha cinzas) é mostrada para referência. Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos. O período com perda de medições foi colorido em cinza.	82
Figura 33 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.	84
Figura 34 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 3. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.	85
Figura 35 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.	86
Figura 36 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 3. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.	87
Figura 37 – Perfis horários médios da velocidade do vento, temperatura potencial e frequência de Brunt-Väisälä para os casos 2 (linhas contínuas) e 3 (linhas tracejadas), em CF1 (a-c) e MO (d-f). As cores vão do azul-escuro à meia-noite para o verde perto do meio-dia, e depois para o vermelho após a transição noturna para destacar a evolução temporal dos perfis.	89
Figura 38 – Razões de velocidade médias horárias em CF1 (a) e MO (b), em que os casos 2 (linhas contínuas) e 3 (linhas tracejadas) são mostrados no domínio mais interno. Razões de velocidade baseadas nas observações são mostradas deslocadas verticalmente.	89

Figura 39 – Médias horárias dos padrões de desempenho e variáveis simuladas para CF1 (a) e MO (b). Observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas cinza), e simulações dos casos 2 (linhas azuis) e 3 (linhas vermelhas). A U_{78} da torre anemométrica (linha cinza) é mostrada para referência.	90
Figura 40 – Ilustração da influência da CLA (a) convectiva, (b) estável (antes do jato noturno) e (c) estável (durante o jato noturno) na RV ao longo dos transectos a uma altura fixa de 78 m ANS (linha pontilhada próxima ao terreno). Os pontos pretos representam a posição aproximada dos aerogeradores da fileira de barlavento (esquerda) e sotavento (direita). Os perfis típicos de velocidade do vento, temperatura potencial e frequência de Brünt-Väisälä acompanham cada caso.	93
Figura 41 – Comparação entre as observações da torre (linhas pretas) e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em CF1 para os casos 1 (linhas azuis), 2 (linhas verdes) e 3 (linhas vermelhas).	97
Figura 42 – Comparação entre as observações da torre (linhas pretas) e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em MO para os casos 1 (linhas azuis), 2 (linhas verdes) e 3 (linhas vermelhas).	98
Figura 43 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para CF1. Isso inclui observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas vermelhas), e simulações dos casos 2 (azul) e 3 (vermelho). Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos. . . .	100
Figura 44 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para MO. Isso inclui observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas vermelhas), e simulações dos casos 2 (azul) e 3 (vermelho). Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos. O período com perda de medições foi colorido em cinza.	101

Figura 45 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco.	102
Figura 46 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco.	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 4 – Descrição das diferentes fontes de observações utilizadas no estudo.	50
Tabela 5 – Classes de estabilidade atmosférica definidas com relação a L baseadas em (WHARTON; LUNDQUIST, 2012) e adaptadas para ζ	54
Tabela 6 – Sensibilidade da métrica de diferença desempenho em potência ($\Delta\epsilon_P$) dadas algumas variações na hora do dia, classes de estabilidade atmosférica em CF1 e MO obtidos na análise 1D.	61
Tabela 7 – Sensibilidade da métrica de diferença de desempenho em potência ($\Delta\epsilon_P$) dadas algumas variações na hora do dia, classes de estabilidade atmosférica e direção do vento em CF1 e MO obtidos na análise 2D. Descritores fixados em cada caso são mostrados entre parênteses nas colunas $\Delta\epsilon_P$	61
Tabela 8 – Classificação da estabilidade atmosférica baseada em intervalos de L (dinâmica) (RADÜNZ; SAKAGAMI <i>et al.</i> , 2021) e taxa de lapso (estática).	70
Tabela 9 – Resumo das diferenças nos esquemas numéricos e refinamento vertical da malha para os três casos.	73
Tabela 10 – Métricas MAE e viés utilizando interpolação linear para coordenadas da torre.	75
Tabela 11 – Métricas MAE e viés para variáveis relacionadas ao desempenho para o domínio D4.	81
Tabela 12 – Métricas MAE e viés para variáveis médias horárias relacionadas ao desempenho para o domínio D4.	88
Tabela 13 – Resumo das diferenças no tratamento da camada-limite e fonte de dados de relevo para o domínio D4.	96
Tabela 14 – Métricas MAE e viés utilizando interpolação linear para coordenadas da torre no domínio D4.	98
Tabela 15 – Métricas MAE e viés para variáveis relacionadas ao desempenho para o domínio D4.	99

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANS	Acima do nível do solo
CLA	Camada limite atmosférica
CLC	Camada limite convectiva
CFD	Dinâmica dos fluidos computacional
CF1	Parque eólico de Campo Formoso I
CS	Camada superficial
DNS	Simulação numérica direta
ECMWF	Centro Europeu de Previsões Meteorológicas em Médio Prazo
ERA5	Reanálise de 5ª geração do ECMWF
GCM	Modelo de circulação geral
GMTED2010	<i>Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010</i>
IT	Intensidade de turbulência
LES	Simulação de grandes escalas
MAE	Erro médio absoluto
MO	Parque eólico de Morrinhos
MOST	Teoria da similaridade de Monin-Obukhov
NEWA	<i>New European Wind Atlas</i>
NWP	Previsão numérica do tempo
RANS	<i>Reynolds-averaged Navier-Stokes</i>
SCADA	<i>Supervisory Control and Data Acquisition</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TKE	Energia cinética turbulenta
URANS	<i>Unsteady RANS</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

Alfabeto latino:

c_p	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	calor específico do ar
D	[m]	profundidade da camada limite
DV	[°]	Direção média do vento
F		número de Froude da camada limite
g	[m s ⁻²]	aceleração gravitacional
G		número $Gnhu$
h	[m]	altura do obstáculo
H_s	[W m ⁻²]	fluxo de calor sensível na superfície
IT	[%]	intensidade de turbulência
L	[m]	comprimento de Obukhov
N	[s ⁻¹]	frequência Brunt-Väisälä
P	[kW]	Potência média do aerogerador
r		razão de mistura do ar
RV		razão de velocidades
T	[K]	temperatura do ar
u, v, w	[m s ⁻¹]	três componentes da velocidade do vento
u_*	[m s ⁻¹]	velocidade de fricção
U	[m s ⁻¹]	velocidade média do vento no plano horizontal
U_b	[m s ⁻¹]	velocidade de vento equivalente dos aerogeradores de barlavento
U_s	[m s ⁻¹]	velocidade de vento equivalente dos aerogeradores de sotavento
z	[m]	altura acima do nível do solo (ANS)
z_0	[m]	rugosidade da superfície

Alfabeto grego:

α		cisalhamento vertical da velocidade do vento
ϵ_P	[%]	desempenho em potência
κ		constante de Von Kármán
ρ	[kg m ⁻³]	massa específica do ar
θ	[K]	temperatura potencial do ar
θ_v	[K]	temperatura virtual potencial do ar
ζ		comprimento de Obukhov adimensional

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
1.1	MOTIVAÇÃO	21
1.2	ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA E OS JATOS NOTURNOS EM TERRENOS COMPLEXOS: UMA LACUNA NOS ESTUDOS EM PARQUES EÓLICOS	22
1.3	OBJETIVOS	26
1.4	ORGANIZAÇÃO	27
1.5	PUBLICAÇÕES	27
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1	O VENTO	29
2.1.1	Escalas	29
2.1.2	Camada-limite atmosférica	30
2.1.3	Estabilidade na camada-limite atmosférica	31
2.1.4	Jatos noturnos	33
2.1.5	Correntes de gravidade	34
2.1.6	Terminologia para terrenos complexos	35
2.1.7	Vento estratificado em terrenos complexos	35
2.2	MODELAGEM DO VENTO EM TERRENOS COMPLEXOS	39
2.2.1	Mesoescala	41
2.2.2	Microescala	44
2.2.3	Modelagem multiescala em terrenos complexos	45
2.2.4	A terra incognita	46
2.3	RESUMO DA REVISÃO	47
3	OS PADRÕES DE DESEMPENHO DOS PARQUES EÓLICOS	49
3.1	METODOLOGIA	49
3.1.1	Características e local dos parques eólicos	49
3.1.2	Descrição dos dados	50
3.1.3	Comprimento de Obukhov	50
3.1.4	Classificação da estabilidade atmosférica	53
3.1.5	Filtragem dos dados	53
3.1.6	Métrica para desempenho dos parques eólicos	54
3.2	RESULTADOS	55
3.2.1	Regimes de vento e de estabilidade atmosférica	56
3.2.2	Padrões de desempenho	59
3.3	DISCUSSÕES	64
3.3.1	Sobre o papel das esteiras dos aerogeradores	64
3.3.2	Descrição conceitual	65

4	O JATO NOTURNO	69
4.1	METODOLOGIA	70
4.1.1	Descrição da estabilidade atmosférica	70
4.1.2	Recorte do período investigado	70
4.1.3	Configuração do modelo	72
4.2	RESULTADOS	73
4.2.1	Validação com medições das torres anemométricas	74
4.2.2	O jato noturno	78
4.2.3	Evolução temporal de padrões de desempenho e da camada-limite	80
4.2.4	Padrões de vento	83
4.2.5	Influência média dos padrões de vento no desempenho	86
4.3	DISCUSSÕES	91
4.3.1	Escoamentos estratificados sobre topografia	91
4.3.2	Descrição conceitual	92
4.3.3	Relação com padrões de desempenho de longo prazo	93
5	SIMULAÇÃO DE GRANDES ESCALAS	95
5.1	METODOLOGIA	95
5.2	RESULTADOS	96
5.2.1	Validação com medições das torres anemométricas	96
5.2.2	Evolução temporal de padrões de desempenho e da camada-limite	98
5.2.3	Padrões de vento	99
6	CONCLUSÕES	103
6.1	CONTRIBUIÇÕES	103
6.2	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	105
	REFERÊNCIAS	107

1 INTRODUÇÃO

1.1 MOTIVAÇÃO

A energia eólica desempenhará um papel central no desenvolvimento de sistemas elétricos sustentáveis e confiáveis, o que é essencial para a mitigação das mudanças climáticas. Portanto, para atender e acelerar os esforços de enfrentamento às mudanças climáticas estabelecidos pelo Acordo de Paris (UNITED NATIONS, 2015), é necessário mudar como parques eólicos são projetados e operados para reduzir custos e riscos de investimento. No entanto, a complexa interação multi-escala entre ventos, relevo e aerogeradores é considerada um dos três grandes problemas científicos da pesquisa em energia eólica (VEERS *et al.*, 2019). Algumas revisões bem apontaram que “... compreender a interação entre os escoamentos complexos gerados quando ventos sinóticos encontram topografia íngreme e extensa, e a multiplicidade de ventos da escala de vales e de declives gerados pelo aquecimento e resfriamento solar do relevo parece um problema intratável” (FINNIGAN *et al.*, 2020) e que “... a previsão do desempenho de aerogeradores e de parques eólicos em condições reais permanece um objetivo elusivo e um dos principais desafios na otimização da disposição dos aerogeradores, operação e controle de parques eólicos (PORTÉ-AGEL; BASTANKHAH; SHAMSODDIN, 2020).” Portanto, fica claro o importante papel da temática de pesquisa “ventos, terrenos complexos e parques eólicos” na transição energética global. A Figura 1 ilustra o presente problema de pesquisa, isto é, da interação entre as escalas sinóticas e/ou de grande escala, mesoescala e microescala, relevo e parques eólicos. Alguns exemplos de ventos ou processos das diversas escalas, pertinentes a este trabalho, são apresentados. Estes serão detalhados em um segundo momento. Os ventos de grande escala (alísios) somam-se a processos de mesoescala (corrente de gravidade) e são modificados pela topografia local na microescala, produzindo ventos descendentes no declive e ondas gravitacionais. Simultaneamente, aerogeradores produzem uma esteira turbulenta transportada pelo vento médio e pode atingir aerogeradores de sotavento.

Esta temática motivou recentemente a convergência de inúmeros países e instituições na elaboração da maior campanha de medição de ventos em terrenos complexos de todos os tempos, o experimento do Perdigão (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019; WITZE, 2017). Campanhas de medição em campo (FERNANDO, H. J. S.; PARDYJAK *et al.*, 2015; WILCZAK *et al.*, 2019; SHAW *et al.*, 2019; LEHNER, Manuela *et al.*, 2016; FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020) provêm observações para o desenvolvimento de uma nova geração de modelos numéricos multiescala e de alta resolução (SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017; HAUPT *et al.*, 2019), e assim reduzir custos de implantação de parques eólicos (MANN *et al.*, 2017). Um aspecto central destas campanhas de medição é o papel da

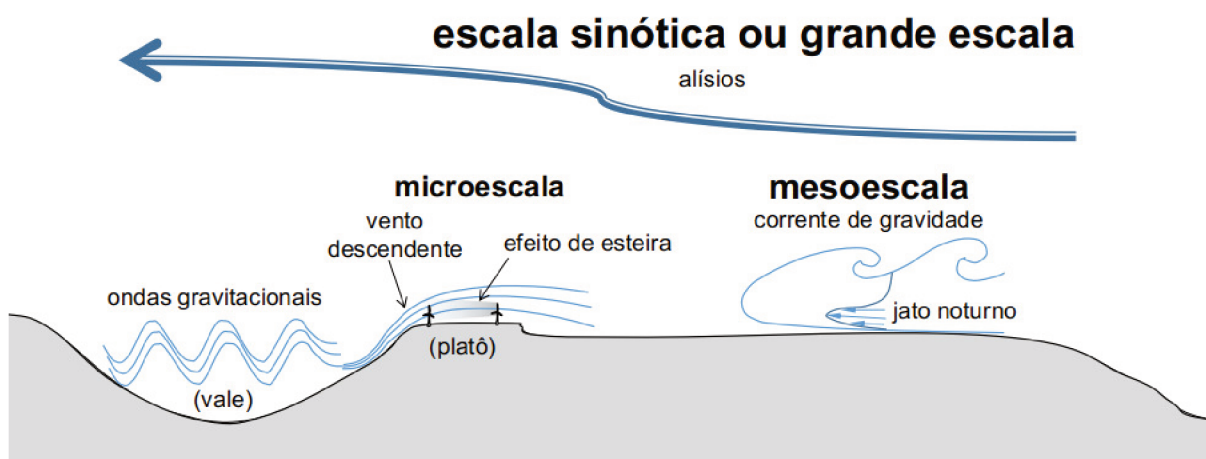


Figura 1 – Ilustração conceitual da interação entre processos de escala sinótica e/ou de grande escala, mesoescala e microescala em uma região de topografia complexa que conta com um parque eólico instalado sobre um pequeno platô e um vale a sotavento. No caso do presente trabalho, os ventos de grande escala (alísios) interagem com processos de mesoescala (ar frio de uma corrente de gravidade com um jato noturno) e são modificados pela topografia na microescala. Desta interação, surge um forte vento descendente no declive do platô seguido por ondas gravitacionais (ou de montanha). Simultaneamente, o efeito da esteira turbulenta de aerogeradores de barlavento é transportado pelo vento médio e atinge aerogeradores de barlavento.

estabilidade atmosférica na miríade de padrões de ventos que surgem em terrenos complexos.

Se uma das principais motivações para a realização de campanhas de medição em campo é embasar o desenvolvimento de modelos para o desenvolvimento de parques eólicos com o menor custo possível, então prever o desempenho de parques eólicos ao longo de sua vida útil é um importante fim. Naturalmente, outro importante fim é entender como parques eólicos de fato desempenham na prática, especialmente sob condições atmosféricas e de operação que dificilmente seriam representadas nos modelos numéricos usados em projeto. Tais condições geralmente têm relação com a estabilidade atmosférica sendo denominadas “animais estranhos no zoológico” (LANDBERG, 2021). A seguir, mostra-se um panorama que localiza a estabilidade atmosférica e seus padrões de vento peculiares na literatura científica.

1.2 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA E OS JATOS NOTURNOS EM TERRENOS COMPLEXOS: UMA LACUNA NOS ESTUDOS EM PARQUES EÓLICOS

A estabilidade estática é dada pelo gradiente vertical de temperatura potencial na camada-limite atmosférica (CLA) e tem relação com a tendência ao movimento vertical de parcelas de ar (STULL, R. B., 1988). Em condições instáveis, tipicamente

durante o dia, o movimento vertical é promovido pelo aquecimento da superfície do solo. Em condições estáveis, tipicamente durante a noite, a superfície do solo resfria as camadas mais inferiores da CLA produzindo estratificação.

Antes de prosseguir, é necessário fazer uma distinção entre diferentes ventos que surgem sobre declives quando a CLA é estável. A Figura 2 representa duas situações possíveis relacionadas à fonte de ar frio do vento que se acelera nos declives. Quando o resfriamento do ar ocorre localmente sobre a topografia e os declives desta (Figura 2b), e esse ar desce por efeito gravitacional, denomina-se “vento catabático” (*katabatic wind*). Existe ainda um termo mais geral, que além de incluir os ventos catabáticos, também é válido para situações onde a massa de ar frio não é produzida por resfriamento local, mas sim que é transportada de outro local por advecção (Figura 2a). Este caso mais geral denomina-se “vento descendente” (*downslope wind*), que também produz aceleração no declive devido ao efeito gravitacional. Além disso, os ventos descendentes e catabáticos muitas vezes são também influenciados por forçantes de grande escala.

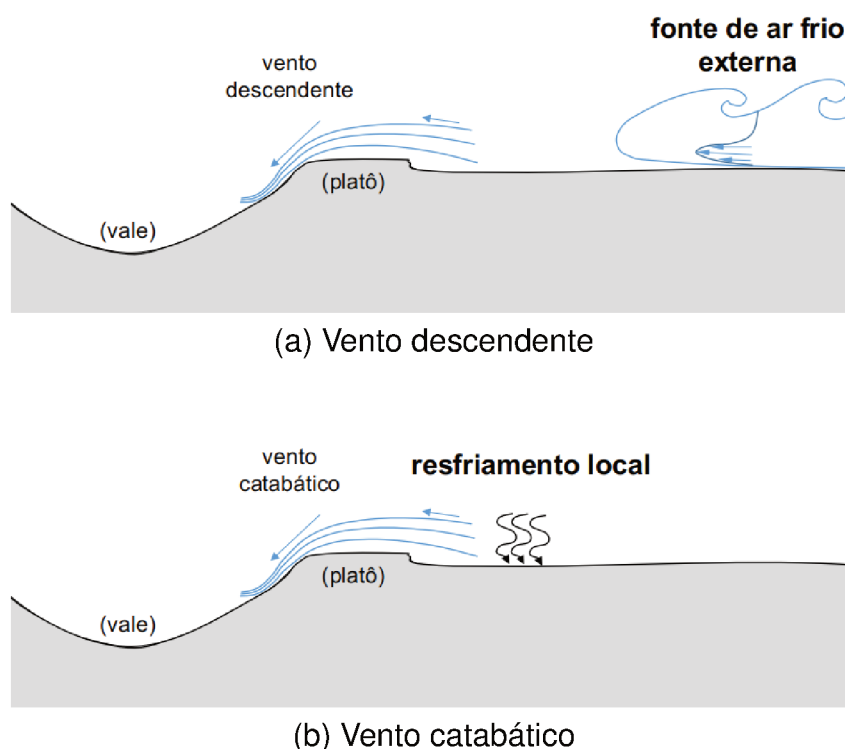


Figura 2 – Ilustração da diferença conceitual entre (a) ventos descendentes, mais gerais, cuja fonte de ar frio pode advir de fontes externas, e (b) catabáticos, mais específicos, cuja fonte de ar frio advém do próprio resfriamento local da superfície terrestre. Todo vento catabático é, também, um vento descendente.

A presença de relevo pode perturbar a CLA estável e desencadear ondas gravitacionais internas, também conhecidas como “ondas de montanha” (*lee waves*) (QUE-

NEY, 1948). O termo “internas” refere-se ao fato destas ondas gravitacionais acontecerem internamente à atmosfera terrestre, ao passo que ondas gravitacionais “de interface” ocorrem na superfície de corpos d’água. Dependendo do regime de vento, da estabilidade atmosférica e das características da topografia, a sotavento de um vento descendente ou catabático podem ocorrer ondas de montanha (Figura 3a) ou saltos hidráulicos (Figura 3b). Através do salto hidráulico, o regime do escoamento, modulado pelo número de Froude (F), passa de supercrítico ($F > 1$) a subcrítico ($F < 1$) abruptamente (BAINES, 1995). Nisto, a energia cinética turbulenta (TKE) aumenta consideravelmente, enquanto o escoamento desacelera. O salto hidráulico também pode ser interpretado como uma onda gravitacional que propagar-se a barlavento, mas é impedida pelo vento descendente (STULL, R., 2015).

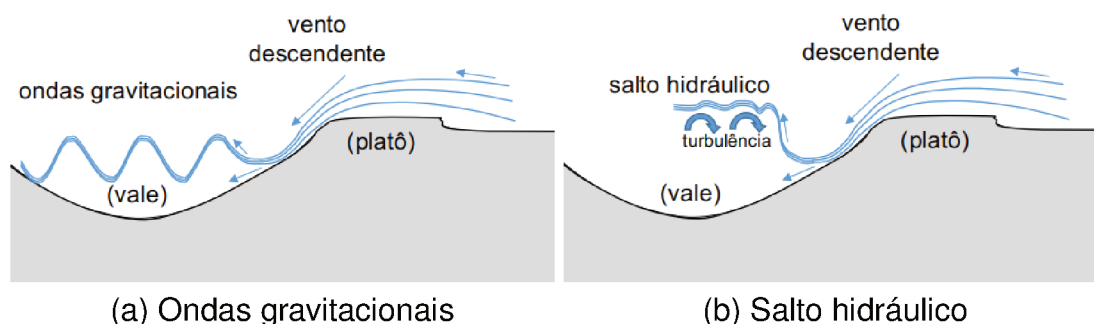


Figura 3 – Ilustração de ventos descendentes entre um platô e um vale idealizados e da possível ocorrência de (a) ondas gravitacionais (ou de montanha) e (b) saltos hidráulicos a sotavento do declive. No caso das ondas de montanha, as parcelas de ar perturbadas oscilam verticalmente em torno de um ponto de “origem”, ao passo que no caso do salto hidráulico ocorre um repentino aumento na profundidade do escoamento e nos níveis de turbulência.

Os padrões de escoamento supracitados foram extensivamente investigados em experimentos de laboratório com túneis d’água (*towing tanks*) (LONG, 1955; BAINES; HOINKA, 1985; BAINES, 1995). Os experimentos clássicos com topografias simples em tanques d’água andaram lado a lado com a teoria de ondas lineares e a hidráulica, e são em grande medida responsáveis pela nossa compreensão de como os padrões do escoamento relacionam-se com a quantidade de movimento, estabilidade e profundidade da camada-limite; bem como com comprimentos ou alturas características de obstáculos (LONG, 1955; BANTA *et al.*, 1990; BAINES, 1995). Assim, experimentos de laboratório permitiram entender muito bem o comportamento do vento estratificado em um ambiente controlado, mas a CLA é muito mais complexa devido à miríade de escalas envolvidas e à turbulência, entre outros aspectos. Esta é a principal motivação para experimentos de campo (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019).

Os experimentos de campo foram, em grande medida, viabilizados pelo amadurecimento da tecnologia *LiDAR* (*Light Detection And Ranging*), doravante denominada simplesmente “*lidar*”. Os *lidars* são dispositivos de sensoriamento remoto cujo princípio de funcionamento é a emissão de pulsos de *laser* infravermelho. Ao atingir particulados e aerossóis transportados pelo vento na atmosfera, o pulso retorna ao sensor e permite obter a velocidade do vento, para diversos níveis verticais, devido ao Efeito Doppler. Perfiladores *lidar* emitem os pulsos de laser verticalmente, o que permite medir o perfil de velocidade do vento. Nos experimentos de campo, foi utilizada uma tecnologia ainda mais avançada – o escaneamento por *lidar*. Com esta tecnologia, é possível medir a velocidade do vento em toda uma seção de área da atmosfera. No local de dupla crista do Perdigão (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), em Portugal, jatos noturnos e a camada-limite estável que produz ventos descendentes e ondas de montanha são originados de ventos catabáticos originados de montanhas localizadas a nordeste do local (WAGNER *et al.*, 2019). Em uma investigação que combinou observações de *lidar* do Perdigão com simulações de uma cadeia de modelos multi-escala (PALMA *et al.*, 2019), muitas vezes o jato mais denso contra-flui abaixo dos ventos predominantes. No experimento de campo de na montanha de Alaiz, na Espanha, relatou-se a ocorrência de saltos hidráulicos a sotavento da montanha durante eventos de fortes ventos descendentes (SANTOS *et al.*, 2020; PEÑA; SANTOS, 2021). Em Alaiz, o jato foi produzido localmente. O experimento de campo Metcrax II (LEHNER, Manuela *et al.*, 2016; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; HAIDEN, 2018; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; VOGT *et al.*, 2018) investigou o início e a evolução de jatos noturnos formados por um vento de catabático de mesoescala. Este último encontra uma cratera no meio do deserto do Arizona e produz ventos descendentes e saltos hidráulicos. As três investigações envolvem diferentes escalas espaço-temporais, condições climáticas e mecanismos para a dinâmica dos jatos e dos ventos catabáticos. No entanto, é claro que (i) o material de origem dos jatos é a camada de ar frio que pode aparecer nas próprias encostas em que os jatos são observados (SANTOS *et al.*, 2020; PEÑA; SANTOS, 2021) (localmente) ou ser transportada de outro lugar (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019; WAGNER *et al.*, 2019; PALMA *et al.*, 2019; LEHNER, Manuela *et al.*, 2016; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; HAIDEN, 2018; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; VOGT *et al.*, 2018); (ii) os jatos interagem com a topografia e produzem fortes ventos de declive, e às vezes ondas de sotavento; (iii) a velocidade do vento na camada-limite e a estabilidade modulam os padrões de vento.

Naturalmente emerge o questionamento acerca de como e em que medida os “animais exóticos” que surgem da interação de jatos noturnos com a topografia influenciaria o desempenho de parques eólicos. A influência de jatos noturnos sobre parques eólicos já foi investigada com LES em terreno plano ou *offshore*, mas com o intuito

de avaliar a modulação do efeito de esteira pelo entranhamento de quantidade de movimento (GADDE; STEVENS, 2021; DOOSTTALAB *et al.*, 2020). Em outro estudo (LIU, L.; STEVENS, 2021), simulações idealizadas com LES reportaram que um único aerogerador hipoteticamente localizado a sotavento de uma colina beneficiaria-se do entranhamento de quantidade de movimento da interação entre jato e topografia. Assim, existe uma clara lacuna em estudos em parques eólicos reais no ambiente natural. No escopo mais geral sobre os efeitos da estabilidade atmosférica no desempenho de parques eólicos, os únicos trabalhos que se têm conhecimento são os de (SARMIENTO, 2021; SARMIENTO; OLIVEIRA, J. L. G.; PASSOS, 2021) e dos desta Tese (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020, 2021; RADÜNZ; ALMEIDA *et al.*, 2022). Ambos trabalhos tratam do desempenho de aerogeradores do complexo eólico de Morrinhos, local de topografia complexa no interior da Bahia. Porém, estes têm objetivos e caminhos metodológicos distintos. Em (SARMIENTO; OLIVEIRA, J. L. G.; PASSOS, 2021), combina-se dados de geração e observações de torres anemométricas de um único parque (Campo Formoso I) durante o ano de 2017 com modelos analíticos da aceleração topográfica e do efeito de esteira para descrever o problema. Ao passo que responde a algumas questões da microescala, a interação com fenômenos de mesoescala como os jatos noturnos (conforme relatado nesta Tese) tem papel central neste problema inerentemente multiescala. E é exatamente no escopo mais restritivo do papel de jatos noturnos no desempenho de parques eólicos em terrenos complexos que se encontra a principal lacuna de pesquisa.

1.3 OBJETIVOS

A Tese tem um único objetivo que é elaborar uma descrição conceitual para os padrões de desempenho reportados nos parques de Campo Formoso I (CF1) e de Morrinhos (MO). Para tal, conta-se com dados de geração dos parques e de torres anemométricas. Que estas observações são provavelmente insuficientes para tal urge o uso combinado de modelos numéricos capazes de simular o caráter multiescala e transiente dos ventos na CLA, sobretudo incluindo os efeitos da estabilidade atmosférica. Duas formas computacionais de estado da arte seriam viáveis: acoplamento entre modelos de mesoescala e de microescala utilizando dinâmica dos fluidos computacional (CFD), ou então utilizar as capacidades de simulação multiescala de modelos numéricos de previsão do tempo do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF). Ambas foram testadas e o último, o modelo WRF, foi utilizado nesta Tese.

Neste esforço e em primeiro plano, gradualmente foram surgindo hipóteses teóricas de maior ou menor relevância para o problema. A primeira hipótese aparentemente central foi do importante papel da estabilidade atmosférica nos padrões de desempenho de longo-prazo dos parques (capítulo 3). Porém, esta hipótese era insuficiente na medida que não explicava diferenças de desempenho entre a noite e a

madrugada. Isto motivou um estudo de curto prazo utilizando simulações multiescala de alta resolução (capítulo 4), em que foi elaborada uma descrição conceitual capaz de explicar a diferença de desempenho entre noite e madrugada, e em que o papel de jatos noturnos de uma corrente de gravidade têm papel central. Em segundo plano, mas ainda assim importante, estão aspectos da simulação numérica (capítulos 4 e 5), como o tratamento da CLA por parametrizações ou de simulação de grandes escalas (LES). Assim, o objetivo geral desdobrou-se ao longo do caminho em três objetivos específicos que são os de investigar:

- o papel da estabilidade atmosférica no desempenho
- o papel de jatos noturnos e características da CLA no desempenho
- a capacidade de simulação do modelo numérico

1.4 ORGANIZAÇÃO

No capítulo 2, faz-se uma breve revisão teórica sobre os ventos atmosféricos e suas escalas, do papel da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos nos padrões de ventos em terrenos complexos. Além disso, é apresentado um breve panorama de formas de simulação numérica multiescala e de alta resolução para ventos em terrenos complexos, bem como algumas dificuldades nesta categoria de problema. Metodologias e resultados são apresentados e discutidos nos capítulos 3, 4 e 5. O capítulo 3 descreve a relação entre ventos, estabilidade atmosférica e o desempenho dos parques eólicos no longo-prazo (9 meses) utilizando somente observações (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020, 2021). O capítulo 4 “aumenta” a compreensão do problema junto às observações utilizando simulações numéricas do modelo WRF em alta resolução no curto prazo (a última semana de dezembro de 2018), as quais revelam o papel dos jatos noturnos da corrente de gravidade no desempenho dos parques (RADÜNZ; ALMEIDA *et al.*, 2022). O capítulo 5 reporta resultados de simulações de um único ciclo diário utilizando LES e dados de relevo de alta resolução. As conclusões, contribuições e sugestões para trabalhos futuros são feitas no capítulo 6.

1.5 PUBLICAÇÕES

Periódicos

- Radünz, W. C; de Almeida, E; Gutiérrez, A; Acevedo, O. C; Sakagami, Y; Petry, A. P.; Passos, J. C; **Nocturnal jets over wind farms in complex terrain**. Applied Energy, 314, 118959, 2022. 10.1016/j.apenergy.2022.118959

- Radünz, W. C; Sakagami, Y; Haas, R; Petry, A. P.; Passos, J. C; Miqueletti, M; Dias, E. **Influence of atmospheric stability on wind farm performance in complex terrain.** Applied Energy, 282, 116149, 2021. 10.1016/j.apenergy.2020.116149
- Radünz, W. C; Sakagami, Y; Haas, R; Petry, A. P.; Passos, J. C; Miqueletti, M; Dias, E. **The variability of wind resources in complex terrain and its relationship with atmospheric stability.** Energy Conversion and Management, 222, 113249, 2020. 10.1016/j.enconman.2020.113249

Conferências

- Radünz, W. C; Sakagami, S; Haas, R; Passos, J. C; Miqueletti, M; Dias, E. **Computational fluid dynamics for wind farm performance assessment in complex terrain.** 18th Brazilian Congress of Thermal Sciences and Engineering, Online, 2020.
- Radünz, W. C; Sakagami, S; Haas, R; Passos, J. C; Miqueletti, M; Dias, E. **Assessment of atmospheric stability, wind shear and turbulence over a complex terrain in Northeast Brazil.** Wind Energy Science Conference, Cork, Ireland, 2019.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo, são apresentados conceitos teóricos sobre as diferentes escalas espaço-temporais do vento, da camada-limite atmosférica e de alguns fenômenos físicos de interesse (seções 2.1.1 a 2.1.6). Em seguida, são discutidos o estado da arte dos escopos de ventos estratificados em terrenos complexos (seção 2.1.7), bem como da modelagem computacional multiescala (seção 2.2). Na seção 2.3, o entendimento do problema dos pontos de vista teórico e computacional é sintetizado, sinalizando uma vez mais a pertinência de estudos desta temática em parques eólicos em terrenos complexos.

2.1 O VENTO

2.1.1 Escalas

Nas escalas planetárias, cuja ordem de grandeza varia no intervalo de $O(\sim 10^3 - 10^4 \text{ km})$, o vento é governado pelas ondas de Rossby e tem relação direta com sistemas de pressão de grande escala e correntes de jato (*jet streams*). A Figura 4 ilustra a relação dos processos atmosféricos com as escalas espaciais, na abscissa, e temporais, na ordenada. Frentes frias e seus sistemas de alta pressão associados e ciclones extratropicais pertencem à escala sinótica $O(\sim 10^2 - 10^3 \text{ km})$. A mesoescala $O(\sim 1 - 200 \text{ km})$ possui uma ponte com a escala sinótica dado que também possui frentes, além de ciclones tropicais, brisas marítimas, tufões, complexos convectivos de mesoescala (CCMs), jatos noturnos, tempestades, entre outros fenômenos (STULL, R., 2015).

A maior resolução do movimento atmosférico está na microescala $O(\lesssim 10^{-1} \text{ km})$, que engloba em grande medida os padrões de vento em parques eólicos, como o efeito de esteira dos aerogeradores e a aceleração, desvio do vento, e separação da camada-limite em função da interação com o relevo. Portanto, a microescala inclui movimentos turbulentos das menores escalas e cujos principais forçantes são a interação com o relevo e rugosidade da superfície (SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017). Outrossim, os ventos de microescala são em grande medida consequência do desdobramento de ventos da grande escala e da mesoescala (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019). Não existe uma fronteira bem definida entre as escalas, pois a cascata de energia é um *continuum*. Isso apresenta sérios desafios para modelar as escalas situadas entre mesoescala e microescala, o que será discutido na seção 2.2. Os processos de mesoescala, microescala e das escalas intermediárias, têm grande importância no estudo dos ventos em terrenos complexos e parques eólicos (VEERS *et al.*, 2019). Certamente o objeto de estudo mais valioso neste sentido é a camada-limite atmosférica (CLA).

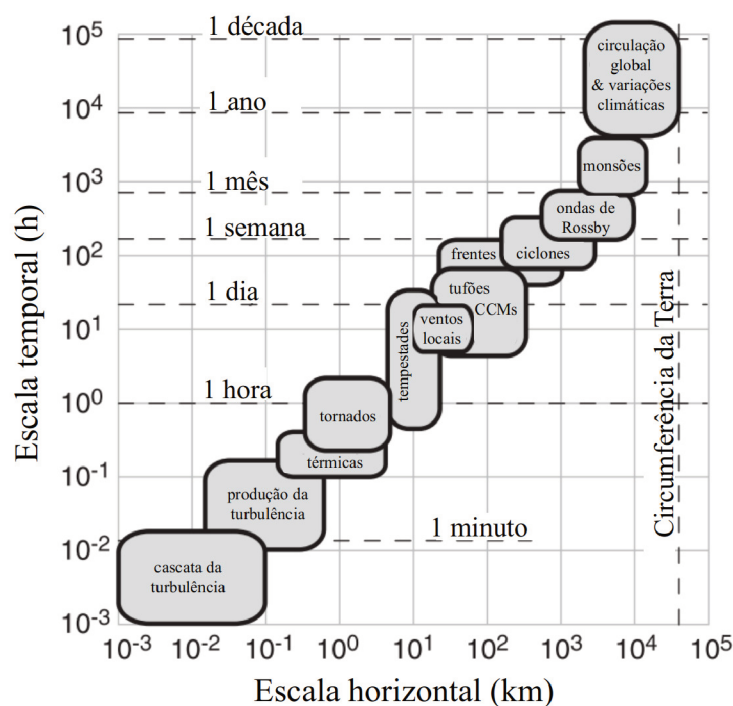


Figura 4 – Escalas espaço-temporais típicas de movimentos atmosféricos. Adaptado de (STULL, R., 2015).

2.1.2 Camada-limite atmosférica

Os processos físicos que ocorrem na atmosfera variam consideravelmente desde alguns metros acima do solo até a região mais externa. A troposfera é a camada mais baixa da atmosfera e se estende em média 11 km acima do solo, quando atinge a tropopausa. No entanto, sua altura pode mudar consideravelmente dos polos da Terra (≈ 8 km) ao Equador (≈ 18 km) (STULL, R. B., 1988). A maioria dos processos físicos que entendemos como clima ocorre nesta camada.

A CLA, ilustrada na Figura 5, consiste na porção mais baixa da troposfera, normalmente com uma profundidade de 100 m a 3 km, dependendo da localização geográfica, topografia e clima local. Divide-se em duas porções. A porção superior é conhecida como camada de Ekman e a inferior camada superficial (CS) (STULL, R. B., 1988). Na camada de Ekman, na atmosfera livre (AL), o efeito de Coriolis que surge da rotação do planeta tem um papel importante no equilíbrio de forças e, como consequência, os ventos mudam de direção com a altura. Acima da camada de Ekman, os ventos geostróficos são impulsionados pelo equilíbrio entre o efeito Coriolis e o gradiente de pressão.

Na camada superficial, o equilíbrio de forças é governado principalmente pelo atrito e o gradiente de pressão, já que o efeito Coriolis enfraquece próximo à superfície (STULL, R. B., 1988). Em condições neutras de estabilidade, fluindo sobre terreno plano e homoganeamente coberto, turbilhões podem ser considerados isotrópicos e

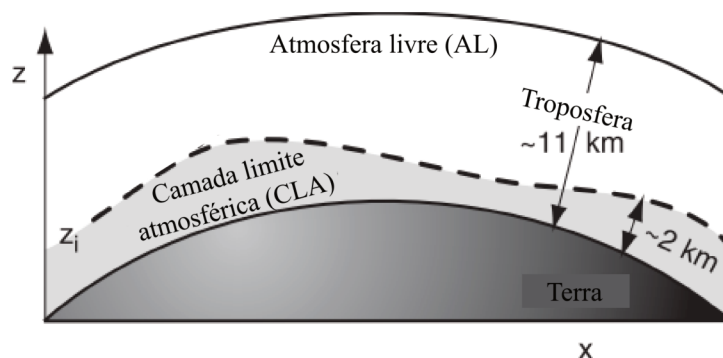


Figura 5 – Ilustração da camada-limite atmosférica, localizada na parte inferior da troposfera. Adaptado de (STULL, R., 2015).

com escala de comprimento aumentando linearmente com a altura ($l = \kappa z$), com fluxos turbulentos de quantidade de movimento e calor constantes com a altura, o perfil de velocidade média do vento assume a seguinte forma

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (1)$$

onde u_* é a velocidade de fricção, κ é a constante de Von Kármán, z é a altura acima do nível do solo (ANS) e z_0 é a rugosidade da superfície. Portanto, esta é a teoria do comprimento de mistura de Prandtl aplicada à camada superficial, que produz um perfil de velocidade do vento análogo ao empregado em problemas clássicos de engenharia de escoamentos internos ou externos sobre superfícies. Naturalmente, o perfil de velocidade média do vento pode ser muito diferente do supracitado dependendo sobretudo da topografia e da estabilidade atmosférica.

2.1.3 Estabilidade na camada-limite atmosférica

Estabilidade atmosférica refere-se à tendência ao movimento vertical de parcelas de ar devido à força de empuxo ou flutuação (*buoyancy*) (STULL, R. B., 1988; ARYA, 2001). A Figura 6 ilustra um ciclo diurno típico da CLA sobre terra firme. Ao nascer do sol, a superfície terrestre se aquece e as parcelas de ar sobrejacentes ascendem devido ao empuxo térmico. Isso produz mistura turbulenta de calor e quantidade de movimento na direção vertical, e, portanto origina o nome “camada misturada” (CM). A profundidade da camada misturada cresce ao longo do dia, atingindo seu máximo algumas horas após o meio-dia solar, e mistura-se com resquícios da camada-limite estável (CLE) ou da camada residual (CR) da noite anterior na zona de entranhamento (ZE). Após o pôr-do-sol, a superfície terrestre resfria-se, majoritariamente por irradiação de ondas longas, e também resfria o ar sobrejacente. Origina-se uma CLE noturna, que cresce lentamente sobre uma CR quase-neutra.

Perfis característicos de temperatura (T), temperatura potencial (θ), razão de

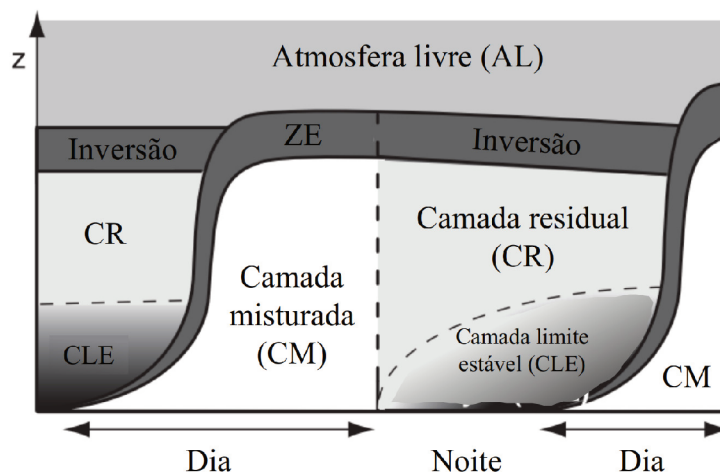


Figura 6 – Evolução da camada-limite atmosférica ao longo do ciclo diário sobre a superfície terrestre e sob condições típicas de céu limpo. Adaptado de (STULL, R., 2015).

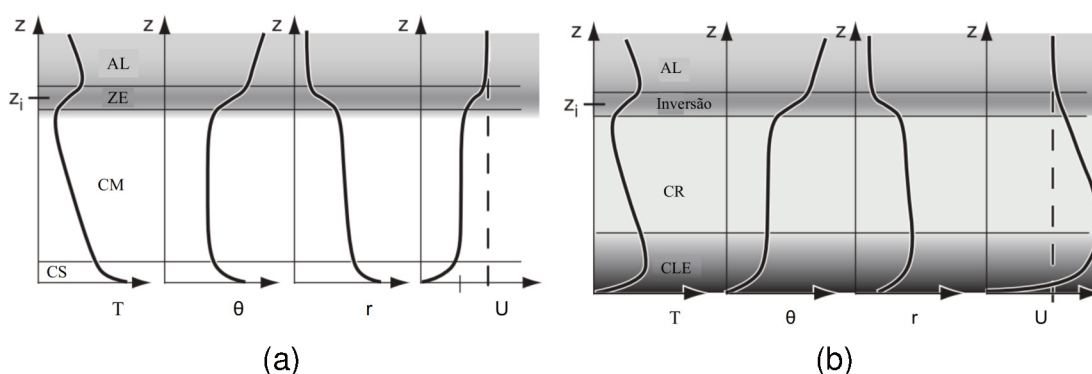


Figura 7 – Camadas limite convectiva (a) e estável (b). Adaptado de (STULL, R., 2015).

mistura do ar (r) e velocidade do vento (U) nas camadas limite convectiva e estável são mostrados na Figura 7. O perfil de temperatura potencial (θ) convenientemente mostra a temperatura que uma parcela de ar na altura z teria se trazida adiabaticamente ao nível do solo ($z = 0$). Se o gradiente vertical é zero e desloca-se verticalmente a parcela de ar, então esta encontra-se à mesma temperatura do ambiente e não há empuxo. Neste caso, a estabilidade é neutra. Em condições convectivas, a temperatura potencial diminui com a altura ($\partial\theta/\partial z < 0$) e as parcelas de ar deslocadas verticalmente tendem a continuar na mesma direção. Por outro lado, em condições estáveis, a temperatura potencial aumenta com a altura ($\partial\theta/\partial z > 0$) e as parcelas de ar deslocadas tendem a retornar ao ponto de origem.

A camada-limite convectiva (CLC) possui uma porção superficial estaticamente instável e outra bem-misturada embora quase-neutra acima (Figura 7a). A elevada mistura turbulenta promovida pela convecção produz um perfil de velocidade pouco variável com a altura. Próximo ao pôr do sol, o resfriamento radiativo na superfície ter-

restre produz uma fina camada-limite estável, embora acima desta exista uma camada residual quase-neutra que não sente os efeitos térmicos da superfície. A supressão da turbulência na camada-limite estável ou noturna faz com que esta responda mais lentamente às mudanças na superfície do que a convectiva (STULL, R. B., 1988). Além disso, o regime da turbulência na camada-limite estável pode ser ausente e/ou intermitente, regime este que denomina-se de muito estável (*very stable*); por outro lado, denomina-se pouco estável (*weakly stable*) o regime em que a turbulência é contínua (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2001). Neste último caso, o transporte vertical de quantidade de movimento é mais efetivo relativamente ao regime muito estável. Este ponto em específico tem papel importante na formação e destruição de fenômenos como jatos noturnos.

2.1.4 Jatos noturnos

Jatos noturnos de baixos níveis (*low-level jets*), ou simplesmente jatos noturnos, ocorrem em camadas limite estáveis quando a turbulência é suprimida e o atrito é reduzido, permitindo assim o desacoplamento da superfície abaixo e da atmosfera livre ou camada residual, acima. Como consequência, surge um máximo (tipicamente entre 10 e 20 m/s) no perfil de velocidade do vento relativamente próximo à superfície (tipicamente entre 100 e 300 m ANS) e há considerável cisalhamento no plano horizontal entre camadas de ar adjacentes (*wind shear*) acima e abaixo da máxima (STULL, R. B., 1988). A Figura 8 mostra a evolução temporal de perfis de velocidade média do vento, exemplificando a formação de um jato noturno às 03:00 pelo mecanismo da oscilação inercial (BLACKADAR, 1957). Não existe unanimidade quanto a faixas de valor para as máximas, altura/profundidade e formato do perfil de velocidade que caracterizariam ou não um jato noturno. Por exemplo, sugeriram-se como critérios de classificação de jatos noturnos perfis com velocidades máximas acima de certos valores (por exemplo, 12 ou 16 m/s) abaixo de certas alturas (por exemplo, 1000 ou 2500 m) (STULL, R. B., 1988). Contudo, tais critérios não distinguem jatos de baixos níveis internos e externos à camada-limite (STENSRUD, 1996). O jato estudado nesta tese é interno à camada-limite.

Jatos noturnos são produzidos por mecanismos das mais variadas naturezas, como oscilações inerciais (BLACKADAR, 1957), gradientes de temperatura que surgem sobre declives (HOLTON, 1967) ou descontinuidades térmicas na superfície (OLIVEIRA, A. P. d.; FITZJARRALD, 1993; NUNALEE; BASU, 2013) e outros mecanismos (STENSRUD, 1996). Estes não devem ser confundidos com outras categorias de jatos externos à camada-limite, como os *jet streams* mais acima na troposfera. A Figura 8 ilustra um jato noturno formado pelo mecanismo da oscilação inercial, que produz um desequilíbrio entre as forças do gradiente de pressão, Coriolis e de atrito, com a supressão deste durante o período noturno (BLACKADAR, 1957). Outro mecanismo

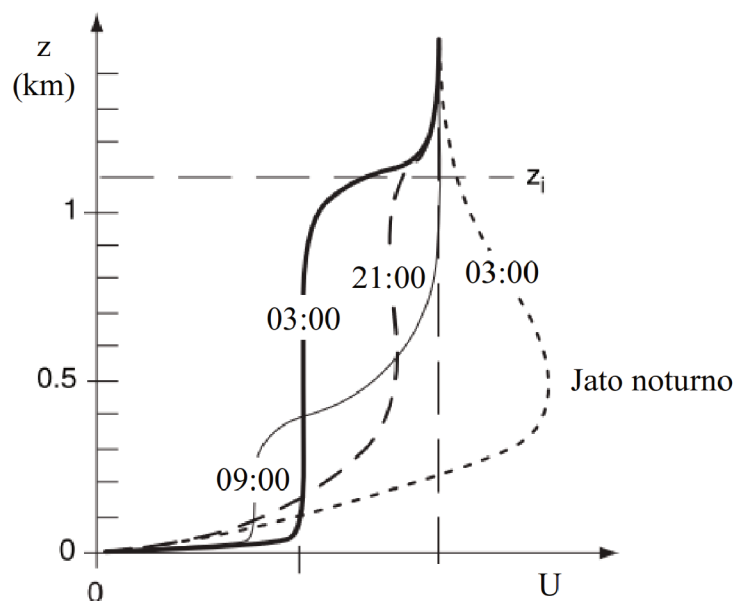


Figura 8 – Evolução temporal do perfil de velocidade do vento ilustra a formação de um jato noturno pelo mecanismo de oscilação inercial. Adaptado de (STULL, R., 2015).

que pode originar jatos noturnos são correntes de gravidade (SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003; MEDEIROS *et al.*, 2021).

2.1.5 Correntes de gravidade

Uma corrente de gravidade ocorre quando um fluido mais denso é liberado sobre um fluido menos denso e flui devido à diferença de densidade. São muito comuns na natureza, e alguns exemplos são: a parte continental de brisas marítimas, *outflow* de tempestades, avalanches e passagem de ar frio ao abrir a porta de um ambiente refrigerado (BAINES, 1995). A Figura 9 ilustra uma corrente de gravidade tipicamente produzida em laboratório com a liberação de água salgada (mais densa) sobre água doce (menos densa). Parte do fluido menos denso a barlavento flui sobre a cabeça da corrente e mistura-se, enquanto parte deste flui sob a cabeça e mistura-se com ela, produzindo turbulência pelo empuxo. São similares aos escoamentos de duas camadas (*two-layer flow*) amplamente investigados em laboratório em estudos sobre interação com a topografia (BAINES, 1995).

Embora circulações de brisa a rigor não sejam correntes de gravidade, em alguns casos a parte continental da circulação pode separar-se e fluir em direção ao interior como uma corrente de gravidade (SIMPSON; MANSFIELD; MILFORD, 1977; SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003). Um fenômeno similar produz o conhecido *Morning Glory* na Austrália (SMITH; CROOK; ROFF, 1982). Embora as brisas marítimas raramente penetrem mais que 200 km em direção ao interior (STULL, R., 2015), as correntes de gravidade que se desprendem de uma circulação de brisa

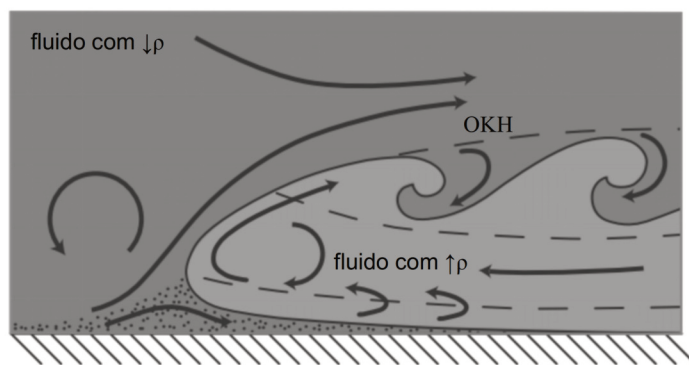


Figura 9 – Ilustração simplificada de uma corrente de gravidade bidimensional produzida pela descarga de um fluido com maior massa específica (ρ) sobre um meio fluido com menor massa específica. Ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH) aparecem acima da corrente de gravidade devido efeito combinado de cisalhamento e gradiente de massa específica. Adaptada de (SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003).

podem penetrar mais que 200 km (STULL, R., 2015; MEDEIROS *et al.*, 2021). Isto é facilitado pela formação de uma camada-limite estável após a transição noturna, sobre a qual a corrente de gravidade desliza devido ao baixo atrito. Essa situação pode propiciar o aparecimento de jatos noturnos (MEDEIROS *et al.*, 2021).

2.1.6 Terminologia para terrenos complexos

Antes de abordar os ventos em terrenos complexos, faz-se necessário esclarecer a terminologia adotada para descrever as diferentes partes da topografia. A Figura 10 ilustra um platô idealizado sobre o qual incide um vento médio. Os termos barlavento e sotavento são relativos a um referencial, neste caso o próprio platô. Seguindo a trajetória do vento incidente, há um ganho de elevação na encosta de barlavento, portanto, adota-se o termo “aclive”. De forma análoga, a sotavento há uma diminuição da elevação e, assim, adota-se o termo “declive”. Embora não exista consenso quanto ao uso desta terminologia na literatura técnica e científica, elas são consistentes com (GUERRA, 1993). Esta terminologia é importante para situar os diferentes padrões de vento que surgem nas diferentes partes de morros, montanhas e platôs.

2.1.7 Vento estratificado em terrenos complexos

A presença de relevo pode perturbar a CLA estável e desencadear ondas gravitacionais internas (QUENEY, 1948). Estudos clássicos dentro deste escopo investigaram a relação entre características da camada-limite, como perfil de velocidade, estratificação térmica e profundidade, bem como de características do obstáculo tal como altura, comprimento e formato, com os padrões do escoamento na presença

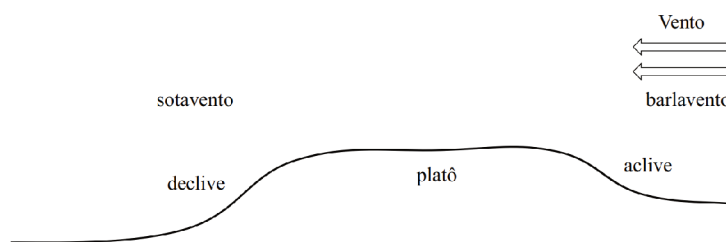


Figura 10 – Terminologia adotada para descrição do vento e da topografia.

de morros idealizados. Estes experimentos de laboratório em tanques d'água (*towing tanks*) utilizaram água salgada para emular a estratificação atmosférica (LONG, 1955; BAINES; HOINKA, 1985; BAINES, 1995). Os estudos clássicos geralmente contam com (pelo menos) dois parâmetros para caracterizar o escoamento estável sobre a topografia: um para a camada-limite não perturbada a barlavento do obstáculo, e mais um para o obstáculo imerso na primeira. O primeiro é geralmente chamado número de Froude ($F = U/ND$) (LONG, 1955; BANTA *et al.*, 1990; BAINES, 1995; DURRAN, 1986; HUNT, J C R; RICHARDS, 1984), onde U representa a velocidade escoamento, N a frequência Brunt-Väisälä e D a profundidade da camada-limite. O segundo ainda não foi batizado, mas alguns autores o chamaram $Gnhu$ ($G = Nh/U$) (BAINES; HOINKA, 1985; BAINES, 1995). Às vezes, os parâmetros relevantes são F ou G e uma razão entre a altura do obstáculo (h) e a profundidade da camada-limite (h/D).

A Figura 11 ilustra os diferentes regimes do escoamento estratificado sobre uma topografia hipotética para diferentes valores de F . Neste caso, considera-se que a camada-limite estável tem profundidade infinita. Em termos práticos, isso significa que a profundidade da CLA estável é significativamente maior do que a altura característica do obstáculo. Se esta profundidade estivesse em escala ou fosse menor que o obstáculo, surgiriam padrões de vento diferentes (BAINES, 1995). Partindo de uma condição inicialmente neutra ($F \approx \infty$ ou $G \approx 0$, Figura 11d), um aumento progressivo na estabilidade irá produzir: (i) ondas alongadas a sotavento da topografia ($F \gg 1$, Figura 11c), (ii) ondas a sotavento que correspondem ao comprimento do obstáculo com rotores (ou vórtices) subjacentes ($F \approx 1$, Figura 11b), (iii) ondas ainda mais curtas ($F < 1$) e (iv) bloqueio a barlavento com ventos em torno (e não sobre) do obstáculo ($F \ll 1$, Figura 11a). Neste último caso, decorre que sob condições extremas de estratificação, em baixos níveis o escoamento flui ao redor (ou é totalmente bloqueado no caso bidimensional) da topografia. Existe, portanto, uma linha de corrente que separa a camada de fluido bloqueada ou defletida pela topografia da camada que flui sobre esta (*dividing streamline*). Obstáculos mais elevados aumentam a amplitude das ondas e a probabilidade de bloqueio a barlavento. Portanto, um aumento na estabilidade e/ou altura do obstáculo aumenta a probabilidade de perturbação do escoamento a barlavento, bloqueio e atividade de ondas; inversamente, um aumento na velocidade

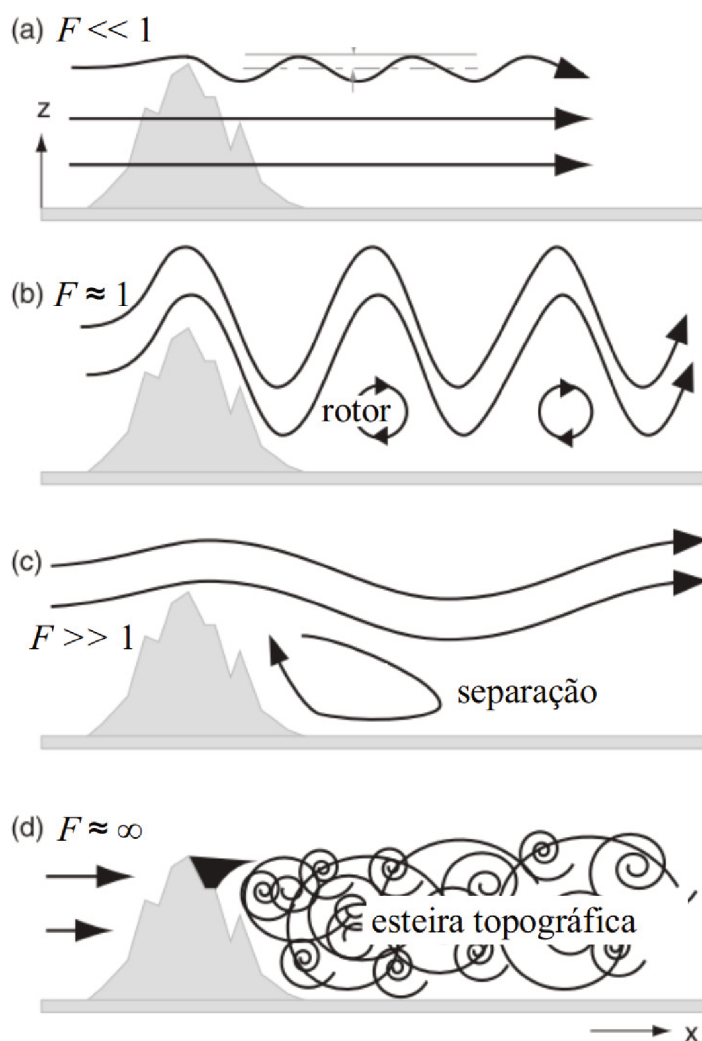


Figura 11 – Ilustração dos diferentes padrões de vento estratificado sobre topografia em relação ao número de Froude (F). Adaptado de (STULL, R., 2015).

do escoamento atua no sentido oposto (LONG, 1955; BANTA *et al.*, 1990; BAINES; HOINKA, 1985; BAINES, 1995).

Isso é válido para camadas-limite com profundidade infinita, em que a propagação vertical de ondas gravitacionais não é limitada em D . Se acima da camada estável houver uma camada neutra, ou uma camada com estabilidade significativamente menor, ela pode inibir a propagação vertical das ondas. Camadas-limite com os mesmos U e N , mas com D diferentes, podem produzir padrões de vento significativamente diferentes (DURRAN, 1986). Um aumento na altura da interface entre duas camadas, todos com $G = 0,6$, produziu uma aceleração significativa do vento a sotavento de uma única colina (DURRAN, 1986). Este corpo de conhecimento empírico possui forte relação com descrições teórico-matemáticas do problema, como a teoria hidráulica e de ondas lineares (BAINES, 1995).

Experimentos de campo em terrenos complexos (FERNANDO, H. J. S.; PARDY-JAK *et al.*, 2015; WILCZAK *et al.*, 2019; SHAW *et al.*, 2019; LEHNER, Manuela *et al.*,

2016; FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020) têm tido destaque nos últimos anos na pesquisa em energia eólica (*wind energy science*) (WITZE, 2017). Talvez um dos principais motores dessas iniciativas seja o amadurecimento da tecnologia *lidar*, hoje convenientemente capaz de escanear fatias da atmosfera em grandes distâncias (~1–10 km) e em alta resolução (1–100 m). Isto permite observar a interação de ventos estratificados e jatos noturnos com a topografia nas mais diversas escalas, bem como os diferentes padrões que emergem disso.

Dois experimentos centrais do projeto *New European Wind Atlas* (NEWA) (MANN *et al.*, 2017) foram o da serra do Perdigão (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), em Portugal, e o da montanha de Alaiz (SANTOS *et al.*, 2020), na Espanha. O experimento do Perdigão ocorreu em um morro com dupla crista ($h \approx 300$ m ANS e separadas por 1,5 km), cuja alongação é quase ortogonal ao vento predominante. Uma vasta gama de torres de medição e *lidars* permitiram boa visualização espacial e medição do vento. Muitos dias foram marcados por forte variabilidade diária no regime de ventos. Próximo ao pôr do sol, ventos de drenagem de mesoescala desciam de montanhas a nordeste do Perdigão e contra-fluíam em baixos níveis abaixo dos ventos de sudoeste da grande escala, produzindo jatos noturnos (WAGNER *et al.*, 2019). Diversos regimes de vento baseados em G foram identificados ao longo dos 45 dias de medição intensiva. Sob estabilidade extrema ($G \approx 5$) identificou-se total bloqueio do escoamento abaixo do topo da topografia, escoamento laminar e sem ondas. Regimes mais moderados de estabilidade ($G \approx 1,1$) produziram bloqueio apenas em baixos níveis e ondas de baixíssima amplitude próximo a superfície, enquanto acima da topografia o escoamento permanecia laminar similarmente ao caso anterior ($G \approx 5$). O caso com ventos mais intensos ($G \approx 0,1-1$) produziu ondas de montanha alongadas e máximas velocidades 1 km a sotavento da segunda crista, e não no topo destas. Em linhas gerais, em condições estáveis um aumento na velocidade média do vento (redução de G) produziu jatos com ondulações de maior comprimento e mais profundos. Uma dificuldade desta caracterização, bem apontada pelos autores, é a forte dependência ao método de cálculo do G (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), havendo ambiguidade mesmo no próprio trabalho. Além disso, mostrou-se que a variabilidade vertical de G dificulta a obtenção de uma métrica característica para a camada-limite, o que é relativamente simples em laboratório. Um estudo numérico baseado no experimento do Perdigão utilizou acoplamento entre modelos de microescala e mesoescala para simular jatos noturnos e padrões ondulados no escoamento utilizou o F como métrica para regimes de escoamento (PALMA *et al.*, 2019). Em Alaiz, uma montanha de escala maior ($h \approx 700-800$ m ANS) com um longo vale a sotavento, observou-se com escaneamento por *lidar* de longa distância (5 km) regimes de escoamento em camadas quase laminares contra-fluindo em condições de extrema estabilidade e vento fraco, bem como um episódio de salto hidráulico durante jatos noturnos intensos. Conforme

o vento enfraquecia e tornava-se mais estável com o decorrer da noite, a região de máxima velocidade a sotavento da montanha, no vale, move-se para o declive produzindo padrões de onda de montanha. Nesta situação o jato perde capacidade de penetrar o vale. Neste último caso, diferentemente do Perdigão (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), a camada estável com o jato origina-se localmente.

O programa MATERHORN (*Mountain Terrain Atmospheric Modeling and Observations*) (FERNANDO, H. J. S.; PARDYJAK *et al.*, 2015) envolveu campanhas de medição, validação e aprimoramento de modelos numéricos de mesoescala. Em simulações de mesoescala para aumentar a compreensão dos padrões de vento identificados nas observações na *Granite Mountain* ($h \approx 860$ m ANS), identificaram-se padrões distintos em episódios de vento forte (> 10 m/s), como ondas de montanha de baixa amplitude ($G \approx 3$), ondas de montanha de alta amplitude e jato noturno ($G \approx 2,7$) e salto hidráulico ($G \approx 2,4$) (SILVER *et al.*, 2020). Foi apontado que mesmo pequenas diferenças no G produziram padrões de vento significativamente diferentes, sobretudo pela interação entre topografia e direção do vento.

Portanto, os ventos estratificados e os jatos noturnos em terrenos complexos comportam-se em grande medida similarmente ao descrito pela teoria de ondas lineares e ao que foi observado em laboratório. Ventos fracos e forte estabilidade tendem a produzir um escoamento laminar em camadas, que podem inclusive ser contra-fluentes, com total bloqueio em baixos níveis. Ventos mais intensos e/ou menos estáveis produzem escoamento ondulado com amplitude e comprimento característicos dependentes de F e G . Dependendo destes últimos, podem ocorrer ondas de montanha, saltos hidráulicos e ventos descendentes. Isto parece aplicável em grande medida aos principais trabalhos nesta temática (FERNANDO, H. J. S.; PARDYJAK *et al.*, 2015; LEHNER, Manuela *et al.*, 2016; FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020), assim como os estudos numéricos decorrentes destes (LEO *et al.*, 2016; SILVER *et al.*, 2020; WAGNER *et al.*, 2019; PALMA *et al.*, 2019; PEÑA; SANTOS, 2021). A principal dificuldade surge da inexistência de uma metodologia consistente para a caracterização destes regimes de vento, que em grande medida decorre da dificuldade de caracterizar a topografia irregular e a camada-limite heterogênea e variável com parâmetros advindos de teorias e de experimentos em condições controladas.

2.2 MODELAGEM DO VENTO EM TERRENOS COMPLEXOS

Esta seção apresenta uma revisão da literatura sobre a simulação numérica dos ventos de mesoescala, microescala e das escalas intermediárias, bem como sua interação com a topografia. Há uma ênfase especial na estabilidade atmosférica. A Figura 12 mostra as escalas espaço-temporais do movimento atmosférico e quais faixas dessas escalas são cobertas por diferentes classes de modelos numéricos. Estão representados modelos de circulação geral ou globais (*General Circulation Mo-*

del, GCM), modelos numéricos de previsão do tempo (*Numerical Weather Prediction*, NWP) atuando na mesoescala com parametrizações de CLA, modelos de NWP atuando inclusive na microescala mediante a LES, acoplamento mesoescala-microescala (*mesoscale-microscale coupling*, MMC) entre modelos de NWP (mesoescala) e CFD (microescala), CFD e modelos lineares.

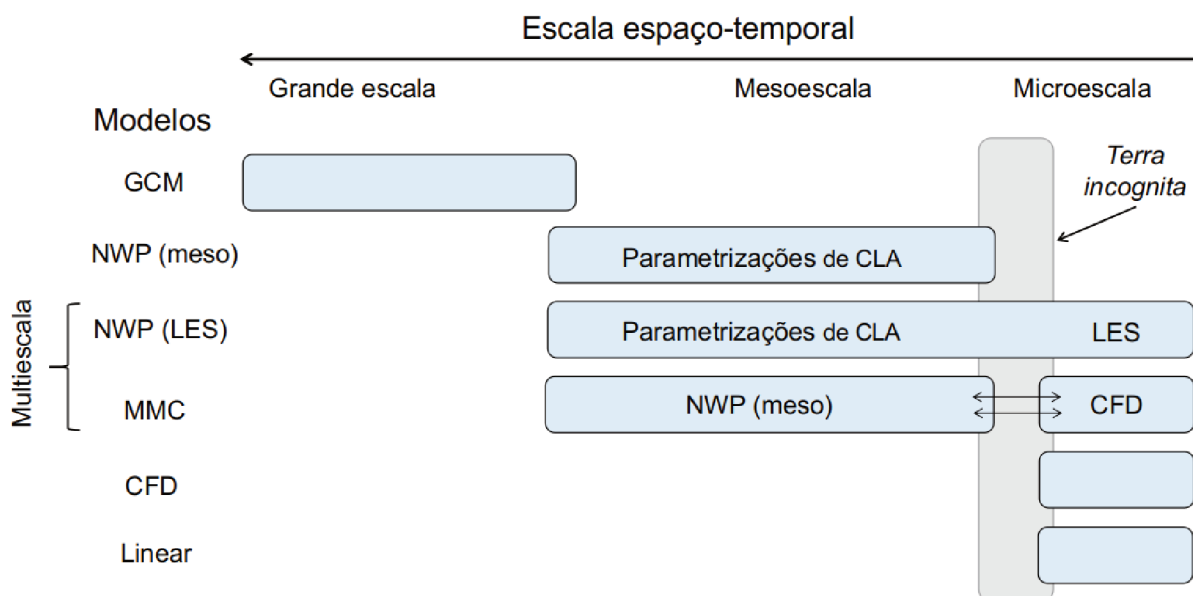


Figura 12 – Classes de modelos aplicados para diferentes faixas de escalas espaço-temporais. Estes incluem GCM, NWP de mesoescala (utilizando as tradicionais parametrizações de CLA), NWP multiescala (parametrizações de CLA na mesoescala e LES na microescala), MMC (NWP na mesoescala e CFD, RANS ou LES, na microescala), CFD e modelos lineares para aplicações na microescala. A faixa de escalas entre a mesoescala e a microescala, conhecida como *terra incognita*, foi colorida em cinza.

No que tange à modelagem de mesoescala, será visto que isso geralmente pressupõe modelos numéricos de previsão do tempo (*Numerical Weather Prediction*, NWP), que tem como principal expoente o WRF, e que estes tradicionalmente utilizam parametrizações para quantificar processos físicos de menor escala espacial, como o transporte turbulento. Contudo, o aumento da resolução espacial nas simulações viola os pressupostos sobre os quais foram concebidas muitas parametrizações de CLA e isso, portanto, favorecem o uso de Simulação de Grandes Escalas (*Large-eddy Simulation*, LES) ao invés de parametrizações. A modelagem de microescala tipicamente pressupõe modelos lineares, menos complexos, ou CFD. Neste último caso, têm-se três principais abordagens: (i) via Médias de Reynolds (*Reynolds-Averaged Navier-Stokes*, RANS), (ii) LES e (iii) Simulação Numérica Direta (*Direct Numerical Simulation*, DNS).

A revisão de literatura mostra que o uso de parametrizações de CLA e LES coexistem nas aplicações em terrenos complexos, embora o emprego de LES venha

predominando dado o aumento da resolução das simulações com modelos de NWP. Na microescala, as abordagens RANS e LES têm sido igualmente importantes por diferentes motivos. DNS ainda são demasiadamente caras para aplicações práticas em energia eólica. Finalmente, o uso de NWP em altíssima resolução via LES demonstra suas capacidades multiescala para diversas aplicações.

2.2.1 Mesoescala

Os processos físicos de mesoescala são simulados por modelos de NWP. O principal modelo deste tipo, tanto para fins operacionais quanto de pesquisa, é o *Advanced-Research Weather Research and Forecasting* (WRF-ARW) (SKAMAROCK, 2008). Este resolve numericamente as equações de Euler compressíveis e não-hidrostáticas, discretizadas no espaço tridimensional e no tempo. A Figura 13 mostra conceitualmente a malha computacional utilizada pelo modelo WRF, nas direções horizontal e vertical. Na direção horizontal (Figura 13a), foi ilustrado o aninhamento de um domínio “pai” e um domínio “filho”, com aumento de resolução espacial na razão de aspecto de 3:1. A troca de informação entre os domínios ocorre por acoplamento de via única (*one-way*) ou dupla (*two-way*). As componentes da velocidade do vento (U e V) e variáveis termodinâmicas, como a temperatura potencial (θ), são desconstruídas. Na direção vertical, as equações são discretizadas baseadas em níveis de pressão hidrostática que seguem a curvatura do terreno ($\eta = (p_h - p_{ht})/\mu$), onde p_h é a pressão hidrostática em um dado nível, p_{ht} é a pressão hidrostática no topo do domínio computacional, e $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ é a diferença entre a pressão hidrostática na superfície (p_{hs}) e no topo do domínio computacional. Portanto, η varia da superfície terrestre ($\eta = 1$) até o topo do domínio computacional ($\eta = 0$). As variáveis termodinâmicas são avaliadas nos níveis η , ao passo que a componente da velocidade é desconstruída (SKAMAROCK, 2008).

O modelo inclui processos atmosféricos como evaporação, condensação, microfísica de nuvem e radiação, ilustrados na Figura 14. Além disso, inclui também efeitos topográficos em função do relevo e da cobertura deste. Devido às múltiplas escalas envolvidas, é geralmente difícil resolver explicitamente todos esses efeitos. Assim, alguns processos são parametrizados, principalmente aqueles associados à turbulência em escala de submalha. A física não resolvida pode ser contabilizada via parametrizações de submalha (SKAMAROCK, 2008), sendo que uma das mais relevantes para as aplicações de energia eólica são as de camada-limite atmosférica e superficial. Em contrapartida, conforme será discutido na seção 2.2.3, o crescente aumento da resolução deste tipo de simulação dificultam a aplicação de parametrizações de CLA, tendo em vista que estas pressupõem escalas maiores (>1 km). Assim, para aplicações em alta resolução as parametrizações de CLA são desativadas e utiliza-se LES.

Os modelos de mesoescala são chamados modelos regionais (área limitada) porque simulam processos atmosféricos de uma região limitada do globo. Portanto,

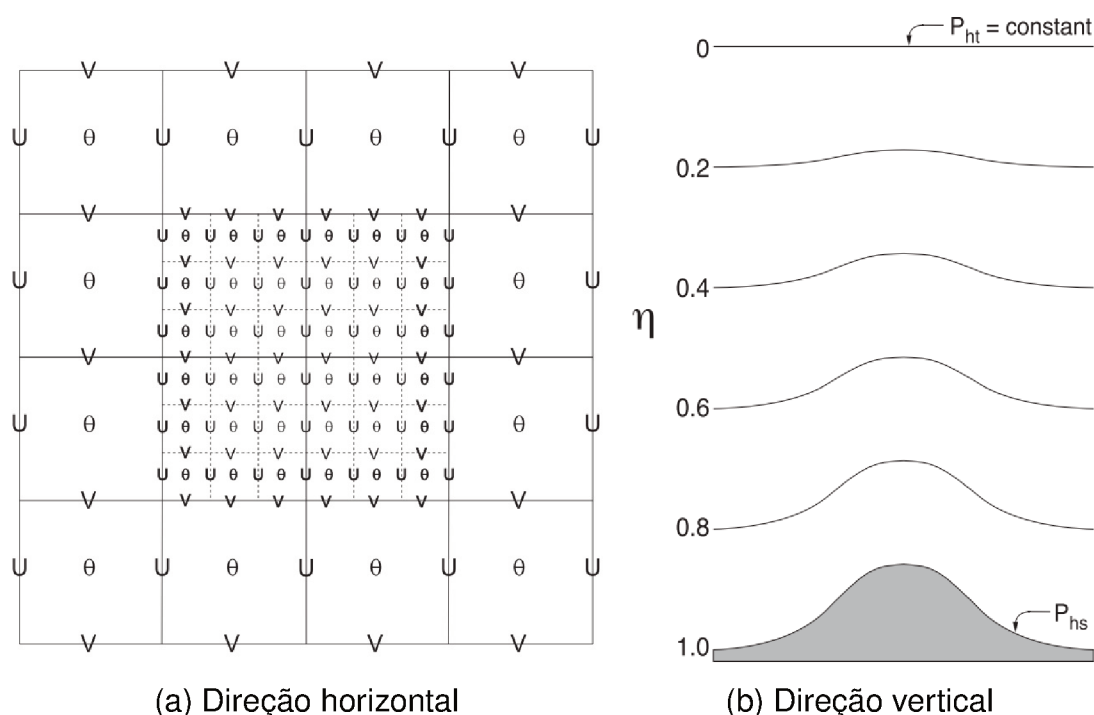


Figura 13 – Ilustração conceitual da malha computacional adotada pelo modelo WRF-ARW nas direções (a) horizontal e (b) vertical. Na (a) direção horizontal, estão representados uma porção do domínio “pai” que conta com um domínio “filho” aninhado com uma razão de aspecto de 3:1. A malha desencontrada do tipo Arakawa C avalia a componente no eixo y da velocidade (V) nas faces norte e sul de cada elemento, ao passo que avalia a componente no eixo x da velocidade (U) nas faces leste e oeste de cada elemento. Variáveis termodinâmicas, como a temperatura potencial (θ), são avaliadas no centro do elemento. Na (b) direção vertical, estão representados os níveis de pressão hidrostática normalizada (η) que seguem a curvatura do terreno. Adaptado de (SKAMAROCK, 2008).

eles normalmente requerem informações de um Modelo de Circulação Geral (*General Circulation Model*, GCM), que simula todo o globo terrestre, para serem usadas como condições iniciais e de contorno (SANZ RODRIGO; CHURCHFIELD, Matthew; KOSOVIC, 2017). Os dados de entrada podem ser a previsão do GCM mais atualizada disponível em uma tentativa de simular o futuro com a maior acurácia possível, o que é denominado análise. Os dados de entrada também podem ser de uma versão anterior e revisada das previsões do GCM, as quais incorporam observações através de uma técnica de assimilação de dados, chamada reanálise. Como os campos simulados do GCM são ajustados a essas observações, o erro é mitigado. Algumas bases de dados de reanálise têm cobertura desde 1979 até o período atual, como a reanálise global ERA5 (HERSBACH *et al.*, 2020) mantida pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas em Médio Prazo (ECMWF). Ambas as abordagens de análise e reanálise são valiosas para as pesquisas em energia eólica devido aos problemas de previsão de

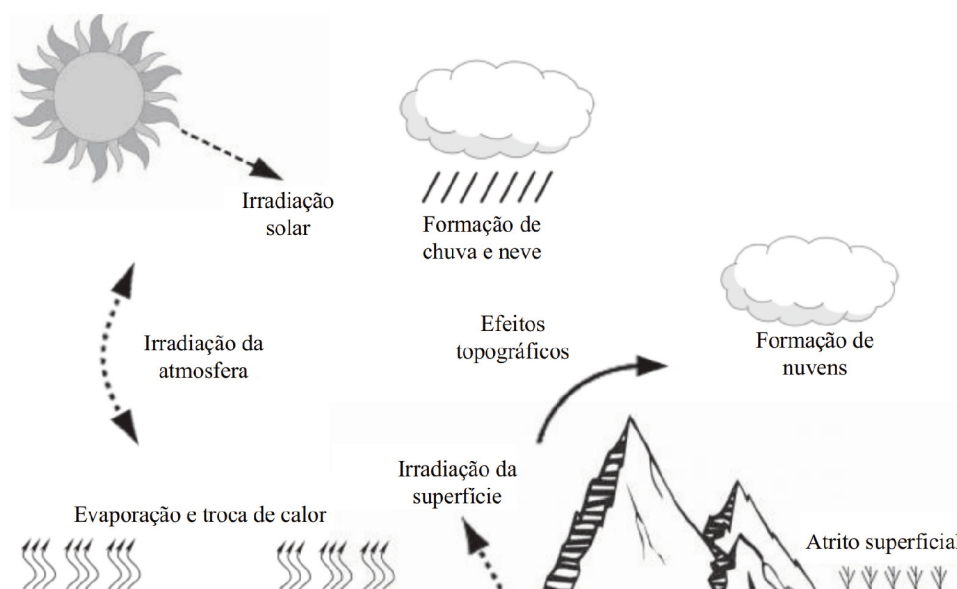


Figura 14 – Processos físicos de mesoescala normalmente modelados ou parametrizados por modelos de NWP. Adaptado de (ZHANG, 2015).

geração elétrica e avaliação de recursos eólicos.

Os modelos de mesoescala ligam o clima global ao regional, o que requer que o domínio computacional seja suficientemente extenso para incluir processos de grande escala, mas, em simultâneo, suficientemente refinado para simular com precisão os efeitos regionais e locais. Portanto, as simulações são normalmente estruturadas com vários domínios aninhados com refinamento cada vez mais alto para reduzir o custo computacional. O WRF é um dos modelos de mesoescala de código aberto mais amplamente utilizados (SKAMAROCK, 2008), inclusive para aplicações de pesquisa de energia eólica (SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017; SAKAGAMI, 2017; COIMBRA, 2018; FARIAS, 2020).

Alguns dos problemas de pesquisa que os modelos de mesoescala ainda precisam abordar incluem a simulação de camadas limite estáveis e muito estáveis (HOLTS-LAG *et al.*, 2013), esteiras de parques eólicos (SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017) e, especialmente, ventos em terrenos complexos (PRÓSPER *et al.*, 2019; SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017; SHAW *et al.*, 2019). A resolução horizontal da malha de mesoescala situa-se, geralmente, na faixa entre 1 a 12 km. Portanto, parques eólicos inteiros encontram-se dentro de algumas células da malha. A falta de resolução espacial pode tender negativamente os ventos simulados devido aos processos físicos insuficientemente resolvidos e ao achatamento da topografia (SANZ RODRIGO; CHÁVEZ ARROYO, R. A. *et al.*, 2017). A necessidade de maior resolução motiva o uso de modelos numéricos de microescala.

2.2.2 Microescala

Embora recentemente modelos tradicionalmente empregados na mesoescala tenham sido utilizados em alta resolução na microescala (Figura 12), até então somente integravam este escopo os modelos linearizados das equações RANS (JACKSON; HUNT, J., 1975) e aqueles baseados em CFD (PROBST; CÁRDENAS, 2010).

Em locais com declives suaves, os rápidos modelos lineares (que têm como principal exemplo o *WAsP*) muitas vezes são utilizados para o projeto de parques eólicos. Como suas premissas, tais como a hipótese de pequenas perturbações no escoamento em função do relevo, são violadas em terrenos de maior complexidade, eles tendem a superestimar a aceleração do vento no topo das elevações (AYOTTE, 2008). Nesse cenário, os modelos baseados em CFD têm ganhado espaço por serem teoricamente superiores aos modelos lineares (AYOTTE, 2008; PROBST; CÁRDENAS, 2010). Embora os modelos lineares representem uma forma de dinâmica de fluidos computacional, na comunidade científica, o termo CFD, tradicionalmente, denota três abordagens para simular escoamentos turbulentos: RANS, LES e DNS.

Conforme o próprio nome sugere, o emprego de uma formulação por Médias de Reynolds na equação de Navier-Stokes (*Reynolds-Averaged Navier-Stokes*, RANS) leva ao conhecido problema de fechamento das equações e ao uso de modelos de turbulência. Portanto, neste caso a turbulência é completamente modelada. A DNS resolve as equações da continuidade e de balanço de quantidade de movimento tridimensionais diretamente, sem empregar o operador de média, como na abordagem RANS. Assim, a turbulência é totalmente resolvida com DNS. Com LES, são resolvidos os turbilhões de escala superior à da malha computacional, ao passo que os menores são considerados através de modelos de submalha. Como o custo de processamento computacional aumenta consideravelmente com o número Reynolds (Re) (WILCOX, 2006), o uso de DNS é proibitivamente caro para aplicações práticas em energia eólica.

O vento em terrenos complexos foi majoritariamente simulado em regime permanente e em condições neutras utilizando a abordagem RANS (AYOTTE, 2008; PROBST; CÁRDENAS, 2010; RADÜNZ; LEITE; PETRY, 2020), embora mais recentemente as LES (CHURCHFIELD, M. J. *et al.*, 2012; SHAMSODDIN; PORTÉ-AGEL, 2018; ARCHER; VASEL-BE-HAGH, 2019; ALLAERTS; MEYERS, 2018) têm ganhado espaço em função do aumento da capacidade de processamento. O uso desta última justifica-se sobretudo quando deseja-se simular mais realisticamente a esteira turbulenta e/ou interação fluido-estrutura. Nos últimos anos, os modelos baseados em RANS e LES incorporam os efeitos da estabilidade atmosférica e de Coriolis tanto para simular a interação com a topografia quando o efeito de esteira de forma consistente (SOGACHEV; KELLY; LECLERC, 2012; KOBLITZ *et al.*, 2013; BLEEG *et al.*, 2015; CHANG *et al.*, 2018). A adição de equações para transporte de energia (na forma de campo de temperatura e de forças de flutuabilidade) levanta algumas questões

que também precisam ser abordadas, como considerar o acoplamento com a superfície (BASU *et al.*, 2008; HOLTSLAG *et al.*, 2013) e a limitação de profundidade da camada-limite (SESCU; MENEVEAU, 2014). Apesar dos avanços supracitados, o principal problema dos modelos de microescala é a ausência das forçantes de mesoescala e da variabilidade do ciclo diário para conduzir o modelo.

2.2.3 Modelagem multiescala em terrenos complexos

Se a evolução temporal do ciclo diurno e de fenômenos de mesoescala, como jatos noturnos e correntes de gravidade, for importante nas simulações de alta resolução dentro da microescala em terrenos complexos, então existem três principais caminhos metodológicos para tal (HAUPT *et al.*, 2019): (i) um único modelo com capacidades multiescala; (ii) tendências derivadas das equações do movimento da mesoescala como forçantes das equações da microescala; (iii) forçantes de mesoescala como termos fonte nas equações da microescala para inicializar uma simulação precursora com condições de contorno laterais periódicas, mapeada em uma simulação sucessora. Posto brevemente, os métodos (ii) e (iii) geralmente utilizam CFD como modelo de microescala (RANS ou LES). A Figura 12 ilustra (i) como NWP (LES) e (ii) e (iii) como MMC.

O acoplamento de modelos de mesoescala aos de microescala baseados em CFD (RANS ou LES) permite uma representação mais realista das condições do vento (SANZ RODRIGO; CHURCHFIELD, Matthew; KOSOVIC, 2017). Várias abordagens foram propostas para acoplar tais modelos, como o emprego de condições de contorno laterais (WARNER, 2011) e as tendências de mesoescala como termos fonte para forçar o modelo em microescala (RODRIGO; CHURCHFIELD, M.; KOSOVIC, 2016; OLSEN, 2018). Muitos problemas podem surgir quando se utilizam as condições de contorno laterais, como o aparecimento indesejado de ondas de gravidade nas entradas de domínio em microescala (OLSEN, 2018). O uso de tendências de mesoescala se mostrou eficaz quando acoplado a um domínio de microescala baseado em coluna única na região de Cabauw (RODRIGO; CHURCHFIELD, M.; KOSOVIC, 2016), em uma abordagem inspirada em (BAAS *et al.*, 2009; BOSVELD *et al.*, 2014). Em investigações subsequentes, vários participantes do consórcio *New European Wind Atlas* (NEWA) testaram o conceito usando seus códigos de CFD desenvolvidos internamente. Foi demonstrada a capacidade promissora da técnica utilizando desde os modelos mais simples, 1D ou de coluna única, até aqueles baseados em LES (SANZ RODRIGO; CHURCHFIELD, Matthew; KOSOVIC, 2017). Em um trabalho mais recente, atenção especial foi dada à sensibilidade das tendências de mesoescala relacionada à resolução da malha do WRF em dois locais (CHÁVEZ ARROYO, R. *et al.*, 2018). A abordagem de acoplamento meso- a microescala foi o assunto de uma Tese recente que utilizou observações do experimento do Perdigão para validação, incluindo a simulação

de episódios de jatos noturnos (OLSEN, 2018). Os jatos noturnos do Perdigão foram também simulados utilizando o modelo de microescala VENTOS (PALMA *et al.*, 2019), porém este último não se baseia no acoplamento via tendências. O acoplamento com modelos de microescala baseados em LES é geralmente empregado para simular a interação com aerogeradores (e não somente vento-terreno) (SANTONI *et al.*, 2020), devido ao alto custo.

O conjunto de modelos e parametrizações que compõem o WRF são teoricamente capazes de atender as demandas da mesoescala e da microescala. Dado que os esquemas de CLA são inapropriados em simulações de alta resolução e em terrenos complexos, é possível desativar esta opção na microescala e utilizar LES. Esta tem sido prática comum no crescente número de trabalhos de WRF-LES em terrenos complexos (MONTORNÈS *et al.*, 2016; WAGNER *et al.*, 2019; RAI *et al.*, 2019; UDINA *et al.*, 2020; BAUER *et al.*, 2020; LIU, Y. *et al.*, 2020; WISE *et al.*, 2021; PEÑA; SANTOS, 2021). Na indústria, a empresa VORTEX tem investido na ferramenta WRF-LES para mapeamento do recurso eólico (MONTORNÈS *et al.*, 2016). Foi também utilizado em simulações que incluem jatos noturnos em dois experimentos de campo que foram centrais para o NEWA, Perdigão (500 m) (WAGNER *et al.*, 2019) e Alaiz (333 e 111 m) (PEÑA; SANTOS, 2021). Outro estudo avaliou os efeitos de domínios pais dentro da *terra incognita* (200 m a 1 km) em domínios filhos de 240 a 40 m de resolução (RAI *et al.*, 2019). Outro estudo utilizou cinco domínios, sendo que os dois últimos (333 m e 111 m) utilizaram LES (UDINA *et al.*, 2020). Embora os domínios com LES tenham representado melhor o espectro da turbulência, as estatísticas gerais foram um pouco piores do que as dos domínios de mesoescala. Compararam o uso de duas fontes de dados de topografia, a USGS (de 900m, baixa resolução) e a SRTM (de 30 m, alta resolução) em simulações comparadas com observações no topo da montanha Xiaohaituo utilizando quatro domínios com resoluções de 1 km, 333 m, 111 m e 37 m (LIU, Y. *et al.*, 2020), com LES ativada nos últimos três. A principal conclusão foi que houve melhora expressiva nas simulações utilizando topografia de alta resolução, mas isso somente para os dois domínios mais internos (111 e 37 m). Outro estudo investigou os efeitos da estabilidade atmosférica sobre a esteira de um aerogerador em terreno complexo com resolução de 10 m (WISE *et al.*, 2021). Portanto, fica claro o potencial da modelagem WRF-LES para aplicações em terrenos complexos, incluindo simulações de jatos noturnos.

2.2.4 A terra incognita

Parametrizações de CLA dos modelos de mesoescala assumem que os turbilhões não são resolvidos pela malha computacional. Conforme se aumenta a resolução além desses limites (cerca de 100 a 1000 m), alguns destes são resolvidos. Essa faixa de escalas foi denominada *terra incognita* (WYNGAARD, 2004). Um dos problemas

dos modelos de mesoescala atuarem nesta faixa de escalas com parametrizações de CLA é que podem surgir artefatos numéricos como “rolos convectivos” e ruído em outras variáveis nas simulações (HAUPT *et al.*, 2019).

Alguns autores reportaram que a *terra incognita* situa-se na faixa de escalas de 100 m até a profundidade da CLA (RAI *et al.*, 2019). Neste estudo, simulações de mesoescala empregando um comprimento horizontal da malha computacional menor do que a profundidade da CLA não produziram artefatos numéricos. Por outro lado, a ocorrência desses artefatos não degrada a representação da turbulência em domínios de microescala, contanto que estes sejam maiores que de costume para permitir a apropriada inicialização da turbulência.

No caso de terrenos complexos, onde a resolução da malha é ainda mais importante, a sensibilidade aos efeitos da *terra incognita* depende de muitos fatores. No caso reportado em (HAUPT *et al.*, 2019), as ondas de montanha foram realisticamente representadas, sem problemas relacionados à *terra incognita*. Em contrapartida, artefatos numéricos surgiram nas simulações em terreno plano. Isso sugere que a forte topográfica tenha contrabalanceado os efeitos da *terra incognita* (HAUPT *et al.*, 2019).

Portanto, a forte variabilidade diária da profundidade da CLA sugere que a faixa de escalas da *terra incognita* seja distinta entre dia e noite. Isso fica claro ao considerar profundidades típicas da CLA diurna (~ 2000 m) e noturna (~ 200 m). Assim, do ponto de vista da *terra incognita* e parametrizações de CLA, uma resolução horizontal de malha de 500 m seria inapropriada durante o dia e razoável durante a noite.

2.3 RESUMO DA REVISÃO

A revisão do estado da arte revela a pertinência de um melhor entendimento científico dos ventos em terrenos complexos, sobretudo sob condições estáveis com o surgimento de jatos noturnos e de padrões de ondas gravitacionais. A literatura avançou rapidamente nos últimos cinco anos, principalmente motivada pelos experimentos de campo com *lidars*. Existe, porém, uma lacuna de pesquisa sobre os efeitos da estabilidade atmosférica e de jatos noturnos sobre parques eólicos em terrenos complexos.

Do ponto de vista da modelagem computacional, a simulação de jatos noturnos (um fenômeno de mesoescala) interagindo com a topografia da escala espacial de um parque eólico (um processo de microescala) é desafiadora, inclusive por atravessar a *terra incognita*. Nesta Tese, o caminho metodológico adotado envolve o uso das capacidades de simulação multiescala do modelo WRF, utilizando ora parametrizações de CLA, ora LES, com resolução espacial máxima próxima aos 300 m. Existem algumas ressalvas sobre os efeitos da *terra incognita* e o uso de parametrizações de CLA. Uma resolução de 300 m é razoável para o período noturno (considerando a menor profundidade da CLA), de maior interesse. Para o período diurno, pode haver ruído numérico.

Do ponto de vista de LES, nesta mesma resolução, ocorre o contrário: a resolução é insuficiente, sobretudo para o período noturno em que a escala dos turbilhões é menor que durante o dia. Originalmente havia se proposto um caminho metodológico baseado no acoplamento mesoescala-microescala por tendências, com um modelo de microescala baseado em CFD. Porém, o uso de condições de contorno periódicas nesta última poderia gerar a “reciclagem” do escoamento perturbado pela topografia na entrada no domínio, o que poderia comprometer as características do vento incidente. Isso demandaria a criação de um domínio computacional demasiadamente extenso para contornar esta dificuldade, e a medida dessa extensão haveria de ser objeto de estudo. Também seria necessário grande esforço para investigar o processamento das tendências no espaço e no tempo. O fato do modelo WRF ter capacidade de simulação multiescala, incluindo LES, um único e flexível *framework* (inclusive para aplicações fora do escopo de terrenos complexos) é evidente no crescente número de publicações em periódicos nesta temática. Assim, justifica-se o caminho metodológico adotado para o problema de pesquisa.

3 OS PADRÕES DE DESEMPENHO DOS PARQUES EÓLICOS

3.1 METODOLOGIA

3.1.1 Características e local dos parques eólicos

O complexo eólico de Morrinhos está localizado no município de Campo Formoso, Bahia, a 450 km da capital Salvador, na região do Centro Norte Baiano e está distante cerca de 360 km da costa com o Oceano Atlântico, na direção preferencial do vento local (sul-sudeste). Este é composto por seis parques eólicos nomeados Ventos de Sertão (SER), Campo Formoso II (CF2), Morrinhos (MO), Andorinha (AND), Guarás (GUA) e Campo Formoso I (CF1). A disposição dos aerogeradores é mostrada sobreposta ao modelo digital de relevo do local na Figura 15. A topografia local é basicamente composta por uma combinação entre platôs e morros, e conta com um vale a sotavento dos parques eólicos (Figura 15a). Uma vegetação típica do ecossistema semi-árido brasileiro, que inclui pequenas árvores ($< 3m$), arbustos e cactus, cobre a superfície do terreno.

Os ventos locais são governados pelos alísios na grande escala, e por gradientes de pressão de mesoescala que surgem de gradientes horizontais de temperatura entre terra e oceano (MEDEIROS *et al.*, 2021). Circulações de mesoescala locais também ocorrem devido a gradientes térmicos nos declives de vales, platôs e morros. Os ventos locais são modulados por duas estações bem definidas: uma muito quente e úmida entre dezembro e abril, e outra quente e seca entre maio e novembro (MACHUCA, 2019). Os ventos são mais intensos durante a última (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020), em que a atividade de grande escala dos alísios predomina. No período chuvoso a atividade de grande escala enfraquece e há o predomínio da atividade de mesoescala.

Um estudo de caracterização do recurso eólico e da relação entre sua variabilidade espacial e o grau de estabilidade atmosférica foi feito em (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020), em que observações de todos os parques eólicos e torres anemométricas foram utilizadas. Aqui, o foco se restringe aos parques CF1 e MO devido à conveniente topologia para fins de pesquisa. Ambos consistem de duas fileiras de aerogeradores instalados sobre platôs de microescala (Figura 16), sendo razoavelmente alinhadas ortogonalmente ao vento predominante; as linhas de declive a barlavento e a sotavento também são ortogonais ao vento predominante. Assim, as fileiras de barlavento e de sotavento devem ser especialmente sensíveis à mudança nos padrões do vento sobre a topografia que ocorre ao longo do ciclo diurno em função da estabilidade atmosférica, os quais podem ser indiretamente avaliados como diferenças de potência média entre as fileiras de barlavento e de sotavento. De certa forma, os parques eólicos servem como “sensores atmosféricos”.

Os dois parques são compostos por 15 aerogeradores com controle de passo (*pitch-controlled*) com potência nominal de 2 MW, altura de eixo (*hub-height*) de 78 m e diâmetro de rotor (D) de 97 m. Apesar de topologicamente similares (Figura 16), existe uma diferença na direção preferencial do vento entre CF1 ($DV_{76} = 108^\circ$, medida à 76 m) e MO ($DV_{76} = 122^\circ$) em função da topografia. CF1 contém oito ($CF1_{wt1}$ a $CF1_{wt8}$) e sete ($CF1_{wt9}$ a $CF1_{wt15}$) aerogeradores nas fileiras de barlavento e de sotavento, respectivamente, ao passo que MO contém sete (MO_{wt1} a MO_{wt7}) e oito (MO_{wt8} a MO_{wt15}) aerogeradores nas fileiras de barlavento e de sotavento, respectivamente. A distância média entre fileiras na direção do vento predominante varia entre $9D$ e $11D$ (diâmetros de rotor) para CF1 e entre $10D$ e $13D$ para MO; o distanciamento lateral é de $2,5D$ em ambos os parques. Dadas estas configurações, as fileiras de sotavento são naturalmente afetadas pelo efeito de esteira das fileiras de barlavento na maior parte do tempo, o que é discutido na seção 3.3.1.

3.1.2 Descrição dos dados

Neste estudo, são utilizadas medições do período entre 1º de novembro de 2018 e 31 de julho de 2019 feitas com um anemômetro ultrassônico tridimensional (somente em CF1), um anemômetro de copos tradicional, um *wind vane* e um termohigrômetro. Os dados de geração dos aerogeradores para o mesmo período foram coletados com o sistema SCADA (*supervisory control and data acquisition*). Devido a algumas falhas no SCADA durante o período entre 1º de janeiro e 15 de fevereiro, o banco de dados foi reduzido de nove para sete meses e meio. As medições das torres anemométricas associadas ao período entre 1º de janeiro e 15 de fevereiro também foram descartadas por uma questão de coerência. As fontes de medições são mostradas na Tabela 4.

Tabela 4 – Descrição das diferentes fontes de observações utilizadas no estudo.

Variável	Sensor	Localização	Resolução temporal
Velocidade do vento (U_{78})	anemômetro de copos	CF1 e MO	10 min
Velocidade do vento (u, v, w)	anemômetro ultrassônico 3D	CF1	1/20 s
Direção do vento (DV_{76})	<i>wind vane</i>	CF1 e MO	10 min
Temperatura do ar (T_{68})	termohigrômetro	CF1	10 min
Temperatura do ar (T_{10})	anemômetro ultrassônico 3D	CF1	1/20 s
Potência (P)		CF1 e MO	10 min

3.1.3 Comprimento de Obukhov

A estabilidade atmosférica é considerada, aqui, através da teoria da similaridade de Monin-Obukhov (MOST, de *Monin-Obukhov similarity theory*) (MONIN; OBUKHOV, 1954; FOKEN, 2006). A MOST emprega o comprimento de Obukhov (L) como a escala de comprimento característica para quantificar a contribuição relativa do empuxo (*buoyancy*) e do cisalhamento mecânico na produção de energia cinética turbulenta

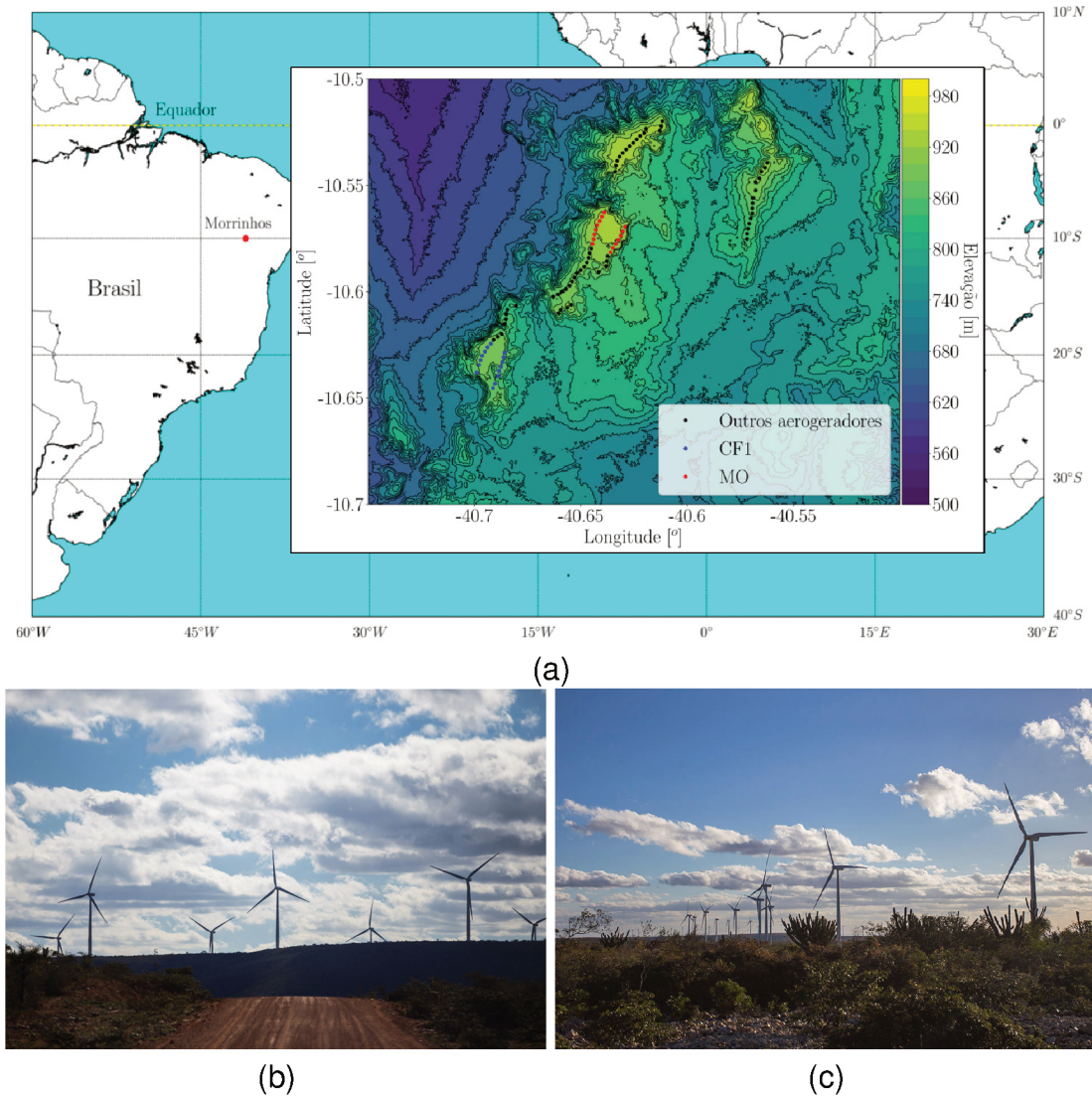


Figura 15 – Localização e *layout* do Complexo Eólico de Morrinhos em que os parques CF1 e MO aparecem coloridos de azul e vermelho, respectivamente (a). São mostradas imagens de CF1 (b) e MO (c) pertencentes à *CGN Brasil Energia* (CGN BRASIL ENERGIA, s.d.).

(TKE, de *turbulent kinetic energy*). O parâmetro L é obtido indiretamente através do cálculo dos fluxos turbulentos, os quais são necessários para obter-se a velocidade de fricção (u_*) e o fluxo de calor sensível (H_s)

$$u_* = \left[(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2 \right]^{1/4}, \quad (2)$$

$$H_s = \rho c_p \overline{\theta'_v w'}, \quad (3)$$

em que $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$ representam os fluxos turbulentos de quantidade de movimento, ρ a massa específica do ar, c_p o calor específico do ar e $\overline{\theta'_v w'}$ o fluxo de calor cinemático na superfície.

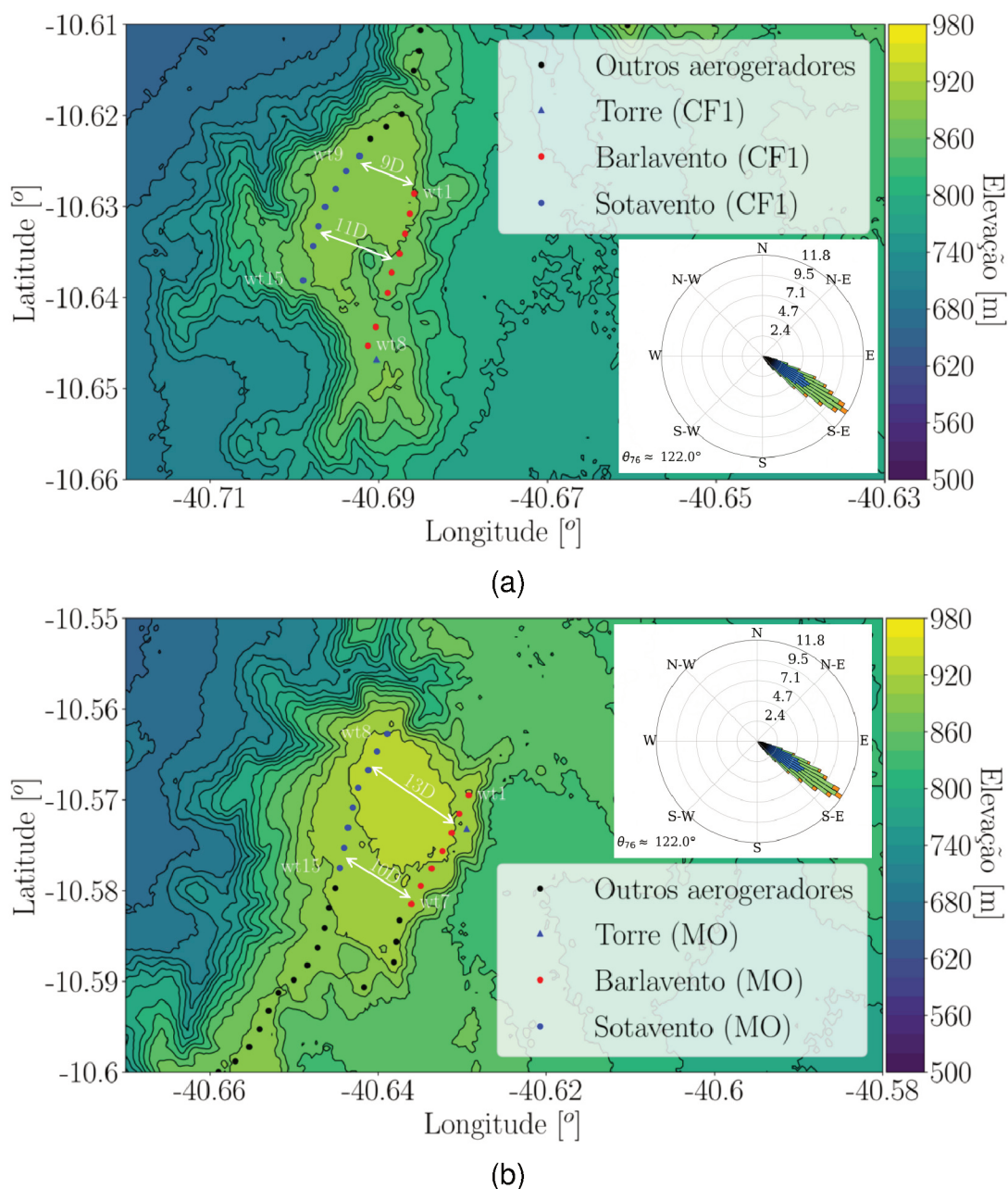


Figura 16 – *Layout* dos parques eólicos CF1 e MO mostra o arranjo de duas fileiras sobrepostas ao mapa de elevação da área. O espaçamento entre aerogeradores na direção preferencial do vento é mostrado. As torres anemométricas das quais foram obtidas as rosas de direção do vento estão instaladas cerca de $2D$ a barlavento das fileiras de barlavento na direção predominante do vento.

Das diversas técnicas existentes para se obter o parâmetro L indiretamente através do cálculo dos fluxos turbulentos, utilizamos o consolidado método de *eddy covariance* (LEE; MASSMAN; LAW, 2004). Os fluxos turbulentos supracitados ($\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$ e $\overline{\theta'w'}$) foram obtidos como médias horárias processados a partir de medições em alta frequência das três componentes da velocidade do vento e da temperatura do ar. Utilizou-se o software de código livre EddyPro v. 6.2.2 (LI-COR BIOSCIENCES,

2019). Foram utilizados procedimentos de *planar fit* e *linear detrending* (disponíveis como opções no software) para a correção de erros nos fluxos e para separar valores médios do sinal (LEE; MASSMAN; LAW, 2004), respectivamente.

Ambos os termos devido à turbulência, u_* e H_s , foram calculados como médias horárias, uma escala de tempo longa o suficiente para considerar-se a variabilidade dos maiores turbilhões da CLA (LEE; MASSMAN; LAW, 2004). Finalmente, o parâmetro L (também na base horária) é obtido por

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \left(\frac{g}{\theta_v}\right) \left(\frac{H_s}{\rho c_p}\right)}, \quad (4)$$

em que κ é a constante de von Kármán ($\approx 0,40$), g é a aceleração gravitacional ($\approx 9,81$ m/s) e θ_v é a temperatura virtual potencial na superfície. O termo “virtual” refere-se a uma temperatura hipotética onde a massa específica de uma parcela de ar seco equivale à de uma parcela de ar úmido na mesma pressão (STULL, R., 2015). O comprimento de Obukhov pode assumir tanto valores positivos como negativos em função do sinal associado ao H_s . Em condições instáveis, geralmente associadas ao aquecimento da superfície terrestre pelo sol, o fluxo de calor ocorre da superfície terrestre para as camadas de ar, acima. Neste caso, o fluxo $\overline{\theta'_v w'}$ é positivo e, portanto, também o H_s . Finalmente, o parâmetro L é negativo em condições instáveis. Em condições estáveis, ocorre o oposto. Subsequentemente, os dados são reamostrados linearmente (10 min) para sincronizar com os dados das torres e dos aerogeradores. Outra métrica bastante utilizada é o parâmetro de estabilidade

$$\zeta = \frac{z}{L}. \quad (5)$$

Aqui, ζ é calculado utilizando a altura de instalação do anemômetro sônico ($z = 10$ m). Informações sobre estabilidade atmosférica estão disponíveis para a torre de CF1, embora utilizemos isto também para MO. Os resultados apresentados nas seções 3.2.1 e 3.2.2 mostram que essa premissa é aceitável.

3.1.4 Classificação da estabilidade atmosférica

As condições de estabilidade atmosférica foram divididas em cinco classes baseadas no valor de L : muito instável, instável, neutra, estável e muito estável. Elas são mostradas na Tabela 5, incluindo uma adaptação para a forma adimensional.

3.1.5 Filtragem dos dados

Visando a avaliar o desempenho dos parques eólicos sob condições normais de operação, os dados foram filtrados para certas janelas de velocidade do vento ($4 \text{ m/s} < U_{78} < 15 \text{ m/s}$), intensidade de turbulência (IT, $1\% < IT_{78} < 30\%$) e direção

Tabela 5 – Classes de estabilidade atmosférica definidas com relação a L baseadas em (WHARTON; LUNDQUIST, 2012) e adaptadas para ζ .

Classe	L [m]	ζ
Muito instável	$-50 < L < 0$	$\zeta < -0,2$
Instável	$-600 < L < -50$	$-0,2 < \zeta < -0,017$
Neutro	$L < -600$ or $L > 600$	$-0,017 < \zeta < 0,017$
Estável	$100 < L < 600$	$0,017 < \zeta < 0,1$
Muito estável	$0 < L < 100$	$0,1 < \zeta$

($70^\circ < DV_{76} < 160^\circ$), conforme é mostrado nas Figuras 17a-c. Os histogramas de U_{78} (Figura 17a), IT_{78} (Figura 17b) and DV_{76} (Figura 17c) mostram zonas acinzentadas associadas aos filtros.

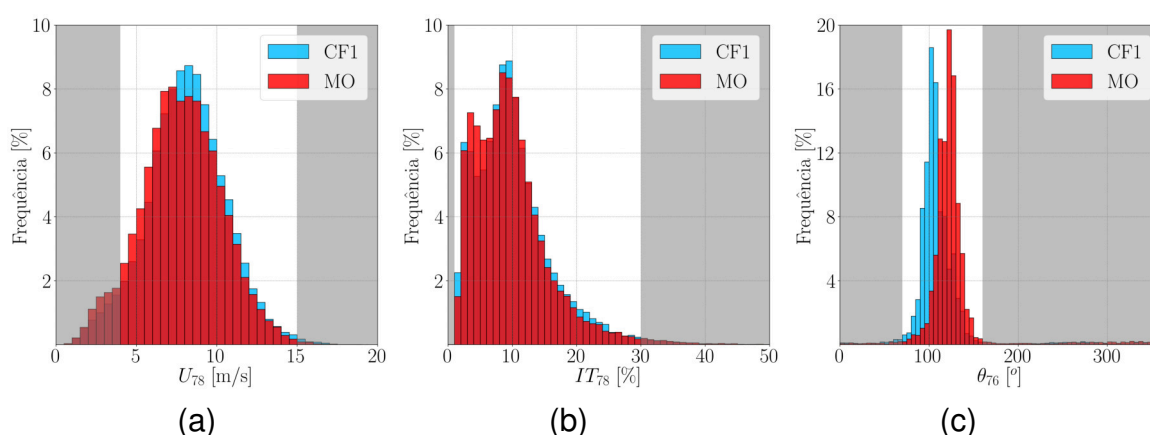


Figura 17 – Histogramas de frequência da velocidade do vento (U_{78} , a), IT (IT_{78} , b) e direção do vento (DV_{76} , c) para CF1 e MO com zonas acinzentadas associadas aos filtros ao fundo.

Esse primeiro passo do processo de filtragem garante condições típicas de vento para a análise. Em seguida, os períodos potencialmente associados à manutenção dos aerogeradores foram removidos utilizando a seguinte condição: velocidade do anemômetro da nacele superior a 3 m/s com uma potência muito baixa ($P < 10$ kW).

3.1.6 Métrica para desempenho dos parques eólicos

Existem várias definições para o termo “desempenho” em se tratando de aerogeradores individuais e parques eólicos (ASTOLFI *et al.*, 2015; GAO *et al.*, 2019). A mais comum se refere ao desempenho do aerogerador nas condições de vento específicas do parque eólico em comparação ao desempenho certificado pelo fabricante (INTERNATIONAL; COMMISSION, 2005). Certas condições de IT e de estabilidade atmosférica fazem com que aerogeradores tenham diferentes níveis de desempenho (HAN *et al.*, 2018; WHARTON; LUNDQUIST, 2012; ST. MARTIN *et al.*, 2016). Nesse caso, desconsidera-se qualquer variabilidade espacial no recurso eólico e todos os aerogeradores apresentam desempenhos similares, exceto os sob influência do efeito

de esteira, outro escopo em que surge o termo desempenho. Em um parque eólico construído em terreno plano ou *offshore*, aerogeradores a sotavento de outros podem ter perdas de potência em função do efeito de esteira para certas direções de vento. Neste trabalho, o termo desempenho não tem relação com nenhum dos dois casos supracitados, apesar de que ambos os efeitos estão presentes nos parques eólicos estudados. Desempenho se refere a uma diferença média de potência entre duas fileiras de aerogeradores em função da topografia – e da relação desta com os ventos. A topografia certamente tem papel importante no desempenho de parques eólicos dado que aqueles localizados em áreas melhor expostas ao vento incidente, tipicamente no topo de elevações, em geral, desempenham melhor que aqueles localizados a barlavento ou a sotavento da topografia (JACKSON; HUNT, J., 1975; BELCHER; HUNT, J. C. R., 1998). Devido à complexa interação entre o desempenho dos parques eólicos e a estabilidade atmosférica, é possível que aerogeradores *a priori* instalados em “bons” locais possam ter pior desempenho em certas condições de estabilidade atmosférica.

Os padrões de vento na vizinhança do declive frontal e posterior de um platô podem ser bastante diferentes, sobretudo para certas condições de estabilidade atmosférica (GOLDSHMID *et al.*, 2018). Portanto, a métrica proposta aqui quantifica diferenças de desempenho médias entre duas fileiras de turbinas localizadas próximas aos declives frontal e posterior. A métrica “diferença de desempenho em potência” (ϵ_P) é definida como a diferença relativa na potência média entre aerogeradores de barlavento (P_b) e de sotavento (P_s), expresso como uma porcentagem

$$\epsilon_P = \frac{(P_s - P_b)}{P_b} 100. \quad (6)$$

Também é possível quantificar a sensibilidade do desempenho quanto a cenários com condições atmosféricas distintas ($\Delta\epsilon_P$)

$$\Delta\epsilon_P = |\epsilon_{P_1} - \epsilon_{P_2}|, \quad (7)$$

em que ϵ_{P_1} e ϵ_{P_2} denotam duas condições atmosféricas distintas.

3.2 RESULTADOS

Nesta seção, relata-se como o desempenho dos parques eólicos é afetado pela estabilidade atmosférica baseado no comprimento de Obukhov normalizado (ζ) e na hora do dia.

Em um primeiro momento, relacionam-se os ciclos diurnos típicos da velocidade do vento e da IT com a estabilidade atmosférica. Em seguida, avalia-se o desempenho dos aerogeradores com relação à hora do dia e às condições de estabilidade atmosférica individualmente, para discutir padrões gerais de desempenho. Então, avalia-se o efeito simultâneo de (i) estabilidade atmosférica e hora do dia e de (ii) estabilidade

atmosférica e direção do vento. Para investigar causas em potencial para os padrões de desempenho, o papel da variabilidade da direção do vento é mitigado ao agrupar os dados para setores bem refinados (5°), em vez de considerar simultaneamente a contribuição de todas as direções. Isto permite argumentar que, embora o efeito de esteira certamente esteja presente, ele não é o responsável pelas diferenças de desempenho reportadas. Ainda que a campanha de medições não tenha contado com uma rede suficientemente densa de instrumentação para observar espacialmente os processos de microescala que potencialmente influenciam o desempenho, discutem-se fenômenos físicos potencialmente causadores disto.

São apresentados resultados baseados em (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021), embora tenham sido simplificados ao omitir-se o papel da IT no desempenho dos parques, dado que agrega pouco para o entendimento do problema.

3.2.1 Regimes de vento e de estabilidade atmosférica

A estabilidade atmosférica é intrinsecamente ligada ao ciclo diurno dado que o aquecimento e resfriamento do solo dita o grau de estratificação térmica da CLA (STULL, R. B., 1988). Portanto, para possibilitar uma associação hipotética entre o desempenho dos parques e estabilidade atmosférica, é antes necessário avaliar a relação entre o ciclo diurno da velocidade do vento e IT com a última.

A Figura 18a mostra o ciclo diurno do histograma da frequência de ocorrência das classes de estabilidade atmosférica descritas na Tabela 5. O local apresenta um ciclo diurno de estabilidade atmosférica continental típico, com condições instáveis ou muito instáveis predominantes logo após o nascer do sol (06:00) até a tarde (16:00). Das 00:00 às 05:00, condições neutras predominam, seguidas pelas estáveis e muito estáveis. Quase não há condições instáveis no período noturno, pois estas dependem majoritariamente do aquecimento solar (em geral, das 06:00 às 18:00). Entre as 05:00 e 07:00, fica perceptível a rápida mudança do regime de estabilidade de neutro ou estável para instável conhecida como transição matutina ou da manhã (*morning transition*). Perto do pôr-do-sol (17:00–18:00), ocorre a transição vespertina ou noturna, o que produz uma camada-limite predominantemente estaticamente estável (estratificada).

A Figura 18b mostra uma versão alternativa do histograma de frequência das classes de estabilidade atmosférica, o qual foi adaptado para bins de ζ . O fundo foi colorido com o esquema de cores para as classes de estabilidade baseado na Tabela 5, e valores extremos foram removidos ($-0.3 < \zeta < +0.3$) dada sua baixa ocorrência. Embora condições neutras ocorram dentro de limites bem estreitos ($-0.017 < \zeta < +0.017$), o pico de frequência próximo a $\zeta = 0$ revela que essas são bastante comuns. Condições instáveis e estáveis são mais comuns que as muito instáveis e muito estáveis, respectivamente.

A Figura 19 mostra a relação entre a velocidade do vento na altura de eixo (78

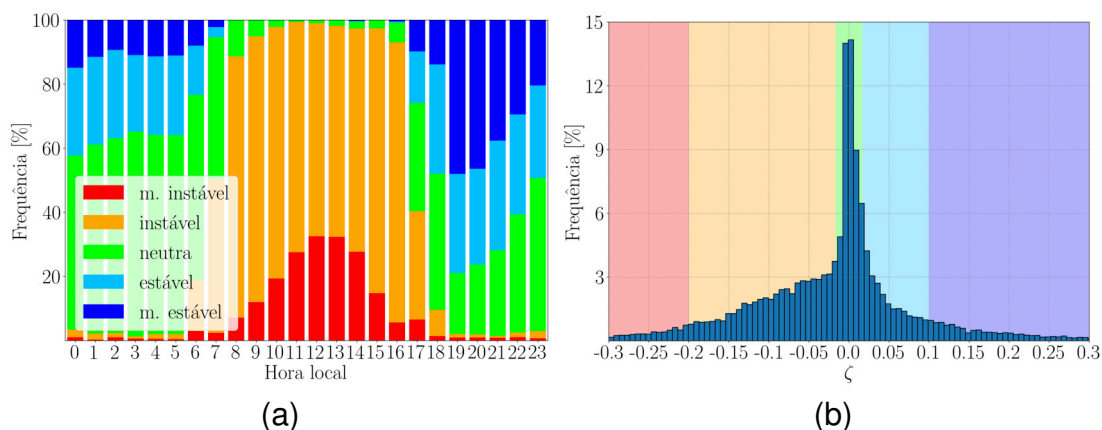


Figura 18 – Histogramas da frequência de ocorrência de classes de estabilidade atmosférica obtidas para a torre de CF1 (a). Uma versão alternativa do histograma de frequência em termos da variável ζ , em que o fundo foi colorido com o esquema de cores para as classes de estabilidade atmosférica (b).

m) (19a e 19b), IT (19c e 19d) com a hora do dia e ζ , respectivamente. Dado que os dois parques estão sujeitos aos mesmos ventos de grande escala e mesoescala, variações diurnas de U_{78} (Figura 19a) são muito similares entre ambos. Os ventos são tipicamente mais intensos durante a noite, alcançando uma média máxima de 10 m/s entre 23:00 e 00:00. Durante o dia os ventos enfraquecem (7–8.5 m/s) e atingem valores mínimos entre 13:00 e 15:00.

A velocidade do vento também foi representada em função de 13 bins de ζ ($\Delta\zeta = 0.05$), com valores centrais de bins entre -0.3 e $+0.3$, conforme mostrado na Figura 19b. Ambas velocidades variam similarmente com a estabilidade atmosférica. Ambas velocidades médias são máximas (9–9.5 m/s) para condições neutras. Condições estáveis e instáveis apresentam velocidades na faixa de 7.5–9 m/s e 5.5–9 m/s, respectivamente. O afastamento das condições neutras ($\zeta \approx 0$) está associado a ventos mais fracos, tanto para condições muito estáveis (6–8 m/s) quanto para muito instáveis (5–6 m/s). A diferença entre velocidades médias é maior para condições estáveis, o que pode ser atribuído à maior variabilidade espacial do recurso eólico nessas condições em função da topografia (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020).

É evidente o papel da estabilidade atmosférica no ciclo diurno da IT_{78} (Figura 19c). Entre às 11:00 e às 15:00, a IT_{78} é máxima ($IT_{78} \approx 15\%–16\%$) devido à ocorrência de condições instáveis e muito instáveis. Após esse horário, os níveis de IT caem rapidamente e atingem valores mínimos ($IT_{78} \approx 5\%$) próximo ao pôr-do-sol, onde predominam condições estáveis e muito estáveis. A IT então aumenta e mantém-se relativamente constante entre às 00:00 e às 05:00 ($IT_{78} \approx 7.5\%$), e o ciclo reinicia-se ao nascer do sol. Maiores IT_{78} estão, de fato, associados com condições instáveis ($IT_{78} \approx 10\%–16\%$) e muito instáveis ($IT_{78} \approx 16\%–19\%$) (Figura 19d). Condições estáveis tipicamente apresentam os menores níveis de IT ($IT_{78} \approx 4–6\%$) dentre as classes de

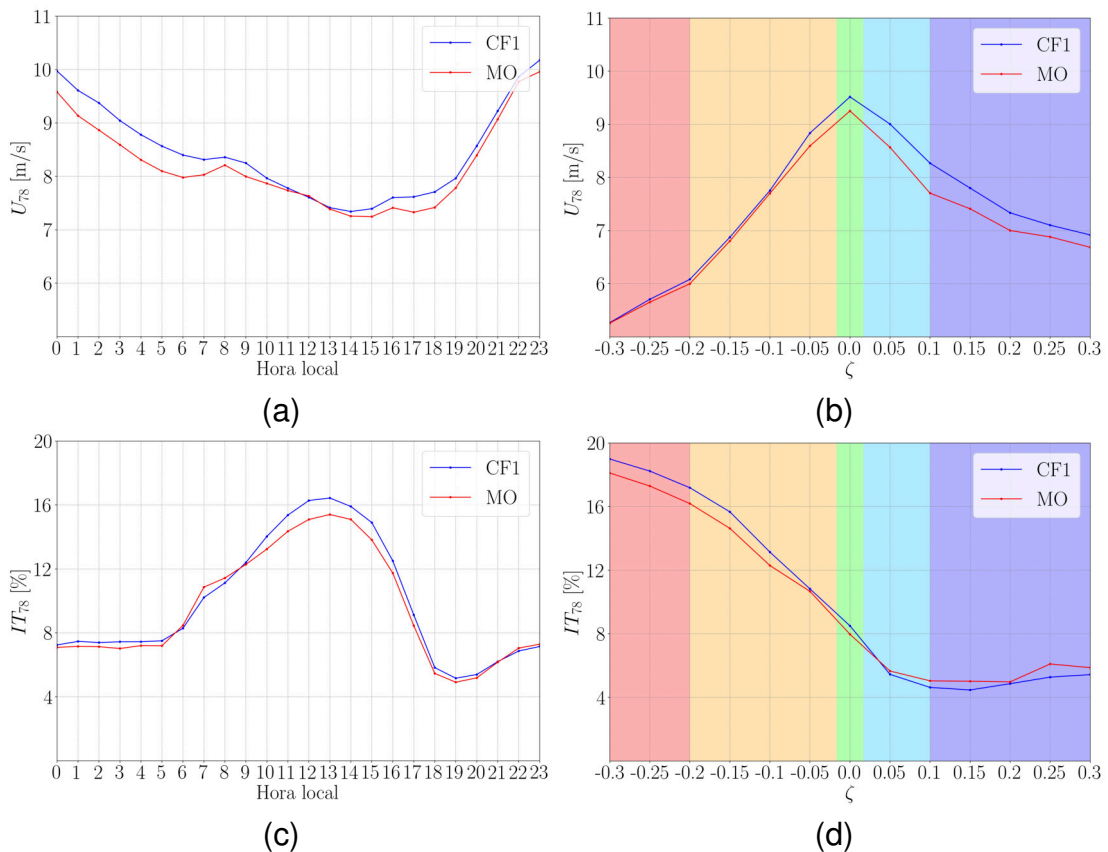


Figura 19 – Ciclos diurnos médios de U_{78} para CF1 e MO revelam ventos mais intensos durante a noite (a). As mesmas observações processadas como ζ mostram que U_{78} é máxima para condições neutras que diminui com o aumento de $|\zeta|$ (b). Ciclos diurnos de IT_{78} mostram níveis elevados de turbulência durante o dia, em comparação com o período noturno (c). As variáveis ζ e IT_{78} aumentam para condições progressivamente mais instáveis e diminui, sendo praticamente constante, para condições estáveis e muito estáveis (d).

estabilidade atmosférica.

Tais observações ilustram a forte interrelação entre estabilidade atmosférica (ζ), a hora do dia e IT_{78} . Durante o dia, quando o aquecimento solar é máximo e as condições instáveis predominam, a IT é elevada. Por outro lado, condições estáveis predominam durante o período noturno em que a IT é baixa. Apesar das pequenas diferenças entre as velocidade médias dos dois parques causadas pela topografia, estas comportaram-se de modo similar ao longo do ciclo diurno e em ζ . Isso sugere haver similaridade entre as condições de estabilidade atmosférica dos dois parques, portanto, que é razoável utilizar condições de estabilidade da torre de CF1 como um descritor das condições de estabilidade em MO.

3.2.2 Padrões de desempenho

Tendo descrito os regimes de vento e de estabilidade atmosférica, agora avalia-se como estes influenciam o desempenho dos parques. A hora do dia e o parâmetro ζ serão os descritores das condições de estabilidade atmosférica.

A Figura 20 mostra a relação entre a potência médias das fileiras de aerogeradores a barlavento e a sotavento com a hora do dia (20a-b) e ζ (20e-f) para CF1 e MO, respectivamente. Os envelopes denotam $\pm 1\sigma$ e a métrica de desempenho é representada pela linha preta. A Tabela 6 mostra a sensibilidade do desempenho perante variações em alguns descritores de estabilidade atmosférica.

A diferença máxima no desempenho entre as duas fileiras de CF1 é bastante acentuada ao longo do ciclo diurno ($\Delta\epsilon_P = 33\%$, Tabela 6), conforme mostrado na Figura 20a. Esta sensibilidade do desempenho é maior entre 04:00 ($\epsilon_P = 23\%$) e 15:00 ($\epsilon_P = -10\%$). Entre às 00:00 e às 07:00, a fileira de sotavento pode ter um desempenho melhor (10–23%) do que a de barlavento. Por outro lado, entre às 11:00 e às 16:00, o desempenho da fileira de barlavento pode superar o da de sotavento em até 10%. Em MO (Figura 20b), as turbinas de sotavento também produziram, em média, cerca de 10–23% mais potência do que as de barlavento das 00:00 às 07:00. Entre 07:00 e 10:00, ϵ_P rapidamente atinge zero e a fileira de barlavento começa a produzir mais energia do que a de sotavento. Por volta das 15:00 (hora mais instável), a fileira de barlavento gera quase 8% mais potência do que a fileira de sotavento. Conforme o vento acelera próximo ao pôr do sol, ϵ_P torna-se positivo e a fileira de sotavento supera o desempenho da primeira fileira novamente. Ao longo do ciclo diurno, o desempenho no MO é mais sensível à hora do dia ($\Delta\epsilon_P = 31\%$, Tabela 6) entre 5:00 ($\epsilon_P = 23\%$) e 15:00 ($\epsilon_P = -8\%$).

A estabilidade atmosférica foi novamente representada como 13 bins de ζ ($\Delta\zeta = 0.05$), com valores centrais entre -0.3 e $+0.3$, conforme mostram as Figuras 20e-f para CF1 e MO, respectivamente. Naturalmente, a potência média de ambas fileiras varia com ζ similarmente à velocidade média do vento (Figura 19b), com um máximo para condições neutras ($\zeta = 0$). A potência média é menor para condições estáveis, muito estáveis e instáveis, em comparação às neutras. Condições muito instáveis tem potências médias mínimas.

Nos dois parques, aerogeradores de sotavento tem desempenho melhor do que os de barlavento em condições neutras ($\epsilon_P \approx 7\%$). Para condições progressivamente mais instáveis, ϵ_P diminui até que as fileiras dianteiras desempenhem melhor que as de sotavento, para CF1 ($\zeta = -0.05$) e MO ($\zeta = -0.10$). O pior desempenho da fileira traseira para condições instáveis e muito instáveis é maior em CF1 ($\epsilon_P \approx -11\%$), em comparação à MO ($-3\% < \epsilon_P < 0\%$). Nesse último caso, pode-se dizer que as fileiras tenham desempenhos similares.

Se por um lado condições instáveis e muito instáveis são associadas a desem-

penhos piores ou similares em comparação às fileiras dianteiras, condições estáveis e muito estáveis têm um efeito contrário. O desempenho das fileiras a sotavento aumenta progressivamente com o aumento da estabilidade ($\zeta > 0$), atingindo 33% (CF1) e 37% (MO) em condições muito estáveis ($\zeta = 0.25$). Esse desempenho superior aparece consistentemente na faixa de 7% a 40% nos dois parques durante condições neutras, estáveis e muito estáveis.

O desempenho é também mais sensível às variações de ζ que à hora do dia em CF1 ($\Delta\epsilon_P \approx 44\%$) e MO ($\Delta\epsilon_P \approx 40\%$), conforme a Tabela 6. Isso não é uma surpresa, considerando que os efeitos de diferentes condições de estabilidade atmosférica são misturados no ciclo diurno médio (Figura 18a), no sentido que, por exemplo, a potência média às 05:00 combina simultaneamente as condições neutras, estáveis e muito estáveis que ocorrem tipicamente neste horário.

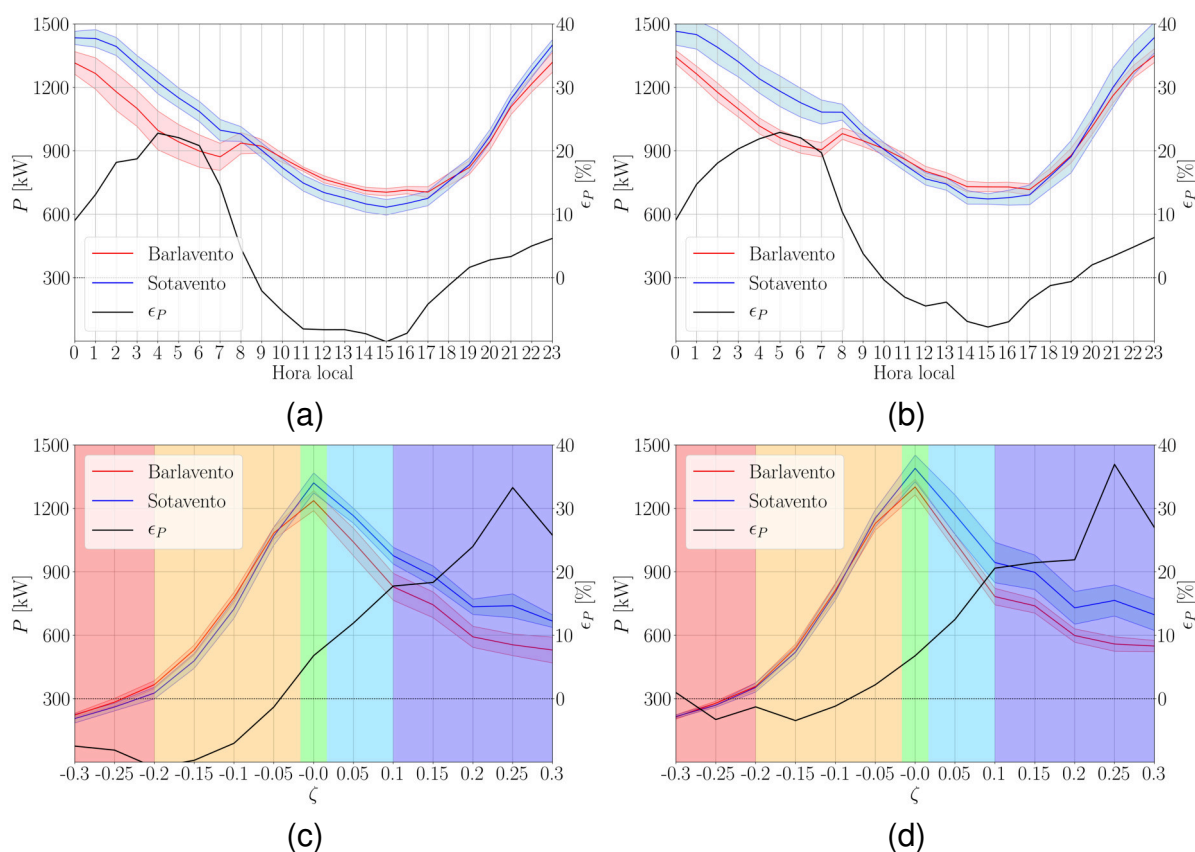


Figura 20 – Ciclos diurnos da potência média das fileiras de barlavento e a sotavento de CF1 (a) e MO (b) revelam uma inversão no desempenho noturno, também evidente em ζ para CF1 (c) e MO (d).

A Tabela 7 resume as maiores sensibilidades da métrica de desempenho obtidas para a hora do dia, classe de estabilidade e direção do vento para a análise bidimensional – o desempenho é função de duas variáveis. Na análise de sensibilidade, a variável fixada aparece entre parênteses na coluna $\Delta\epsilon_P$. Por exemplo, na primeira linha da Tabela 7 calculou-se a sensibilidade do desempenho entre 05:00 e

Tabela 6 – Sensibilidade da métrica de diferença desempenho em potência ($\Delta\epsilon_P$) dadas algumas variações na hora do dia, classes de estabilidade atmosférica em CF1 e MO obtidos na análise 1D.

Parque	Descritor	Cenário 1 (ϵ_{P1})	Cenário 2 (ϵ_{P2})	$\Delta\epsilon_P$ [%]
CF1	Hora	4:00 (23%)	15:00 (-10%)	33%
MO	Hora	5:00 (23%)	15:00 (-8%)	31%
CF1	ζ	-0.20 (-11%)	0.25 (33%)	44%
MO	ζ	-0.15 (-3%)	0.25 (37%)	40%

17:00 estritamente para condições estáveis. Quando se varia a classe de estabilidade, isto é feito para direções de vento que produzem maiores $\Delta\epsilon_P$.

Tabela 7 – Sensibilidade da métrica de diferença de desempenho em potência ($\Delta\epsilon_P$) dadas algumas variações na hora do dia, classes de estabilidade atmosférica e direção do vento em CF1 e MO obtidos na análise 2D. Descritores fixados em cada caso são mostrados entre parênteses nas colunas $\Delta\epsilon_P$.

Parque	Descritor	Cenário 1 (ϵ_{P1})	Cenário 2 (ϵ_{P2})	$\Delta\epsilon_P$ [%]
CF1	Hora	5:00 (35%)	17:00 (-4%)	39% (estável)
CF1	Hora	4:00 (14%)	17:00 (-4%)	18% (neutra)
CF1	Hora	6:00 (38%)	15:00 (-10%)	48% (instável)
CF1	Classe	muito instável (-8%)	muito estável (38%)	46% (95°-100°)
CF1	Classe	muito instável (-9%)	muito estável (28%)	37% (100°-105°)
CF1	DV_{76}	90°-95° (4%)	120°-125° (-7%)	11% (instável)
CF1	DV_{76}	85°-90° (35%)	110°-115° (-4%)	39% (neutra)
CF1	DV_{76}	90°-95° (38%)	125°-130° (4%)	34% (muito estável)
MO	Hora	5:00 (39%)	19:00 (-5%)	44% (estável)
MO	Hora	6:00 (14%)	17:00 (-4%)	18% (neutra)
MO	Hora	6:00 (47%)	15:00 (-8%)	55% (instável)
MO	Classe	muito instável (-3%)	muito estável (24%)	27% (110°-115°)
MO	Classe	muito instável (1%)	muito estável (22%)	21% (120°-125°)
MO	DV_{76}	105°-110° (2%)	115°-120° (0%)	2% (instável)
MO	DV_{76}	100°-105° (19%)	145°-150° (-7%)	26% (neutra)
MO	DV_{76}	115°-120° (25%)	135°-140° (10%)	15% (muito estável)

A Figura 21 mostra um mapa reverso de calor da métrica de desempenho para as cinco classes de estabilidade e 12 bins de direção do vento ($\Delta DV_{76} = 5^\circ$). Por ser reverso, cores mais quentes estão associadas a valores mínimos de ϵ_P , ao passo que cores mais frias estão associadas a valores máximos de ϵ_P . Cada célula do mapa mostra a U_{78} média para aquele bin entre parênteses. A duração do período (em horas) referente a esse mapa é mostrada nas Figuras 21b-d. Células com período inferior a 24 h foram descartadas. Os maiores desempenhos das fileiras a sotavento ocorrem entre os setores de 85° a 100° para condições neutras ($\epsilon_P = 35\%$), estáveis ($\epsilon_P = 36\%$) e muito estáveis ($\epsilon_P = 38\%$). A sensibilidade de ϵ_P para diferentes classes de estabilidade é maior imediatamente abaixo das direções preferenciais do vento, com $\Delta\epsilon_P$ atingindo 46% para o setor 95-100° (Tabela 7). Para a direção preferencial (100-105°, Tabela 7), a sensibilidade $\Delta\epsilon_P$ também é maior entre condições muito instáveis e muito estáveis ($\Delta\epsilon_P = 37\%$).

O desempenho em MO foi maior para as direções 100° – 105° (neutras, $\epsilon_P = 19\%$) e 115° – 120° (estáveis e muito estáveis, $\epsilon_P = 20\%$ and 25%), conforme mostra a Figura 21c. A sensibilidade do desempenho de MO com relação às classes de estabilidade (fixando-se DV_{76}) é similar à CF1, maior para a direção 110° – 115° ($\Delta\epsilon_P = 27\%$, Tabela 7), enquanto a direção preferencial (120° – 125°) produziu um valor menor ($\Delta\epsilon_P = 21\%$).

Os mapas de calor combinando hora do dia e classes de estabilidade são mostrados nas Figuras 22a e 22b, respectivamente. O período total de observações para cada célula foi omitido. A métrica de desempenho é sensível à hora do dia em CF1 e MO, o que fica claro ao avaliar como ϵ_P varia ao longo do ciclo diurno nas mesmas classes de estabilidade. Ao comparar a variação de ϵ_P entre os períodos diurnos das 04:00 às 06:00 e das 15:00 às 17:00, a sensibilidade é mais alta para condições estáveis ($\Delta\epsilon_P = 39\%$) e neutras ($\Delta\epsilon_P = 18\%$), conforme mostrado na Tabela 7. Para as classes muito instáveis e instáveis, houve pouca sensibilidade à hora do dia em comparação a condições neutras, estáveis e muito estáveis. A sensibilidade do desempenho às condições de estabilidade (fixando-se a hora do dia) é maior durante as primeiras horas do dia. Entre 02:00 e 05:00, as condições estáveis produziram valores ϵ_P consistentemente maiores ($\epsilon_P = 32\%$ – $35\%/35\%$ – 39% em CF1/MO) do que durante condições neutras ($\epsilon_P = 11\%$ – $13\%/10\%$ – 13% em CF1/MO).

O desempenho superior dos aerogeradores de sotavento durante a transição matutina (06:00–08:00) tanto em CF1 ($\epsilon_P = 38\%$) e MO ($\epsilon_P = 47\%$) ocorre durante condições instáveis, que até então haviam sido associadas a um desempenho inferior das fileiras a sotavento. No entanto, há dificuldade associada à avaliação das condições operacionais durante as horas de transição matutina e vespertina. Nessas ocasiões, a camada superficial passa por mudanças espaço-temporais abruptas devido às variações no aquecimento da superfície e nos fluxos turbulentos, que produzem efeitos heterogêneos na coluna atmosférica. Isso poderia explicar, pelo menos em parte, um desempenho muito melhor, típico de condições muito estáveis, estar associado a condições instáveis nas primeiras horas da manhã (06:00–08:00).

A sensibilidade da métrica de desempenho com relação à DV_{76} em CF1 (Figura 21a), foi maior para condições neutras ($\Delta\epsilon_P = 39\%$) e muito estáveis ($\Delta\epsilon_P = 34\%$) em comparação a condições instáveis ($\Delta\epsilon_P = 11\%$), como visto na Tabela 7. A sensibilidade máxima ainda com relação à DV_{76} foi menor em MO ($\Delta\epsilon_P = 26\%$) em comparação a CF1 ($\Delta\epsilon_P = 39\%$). Embora a sensibilidade máxima possa ser alta ao considerar todos os bins de DV_{76} , essas variações são geralmente menores para os setores mais frequentes (105° – 140°). Especificamente para MO em condições muito estáveis, ϵ_P é quase constante, exceto por uma célula (135° – 140°).

Esses resultados ilustram a dificuldade de atribuir variações de desempenho a um único fator ou variável, como classe de estabilidade atmosférica, hora do dia ou di-

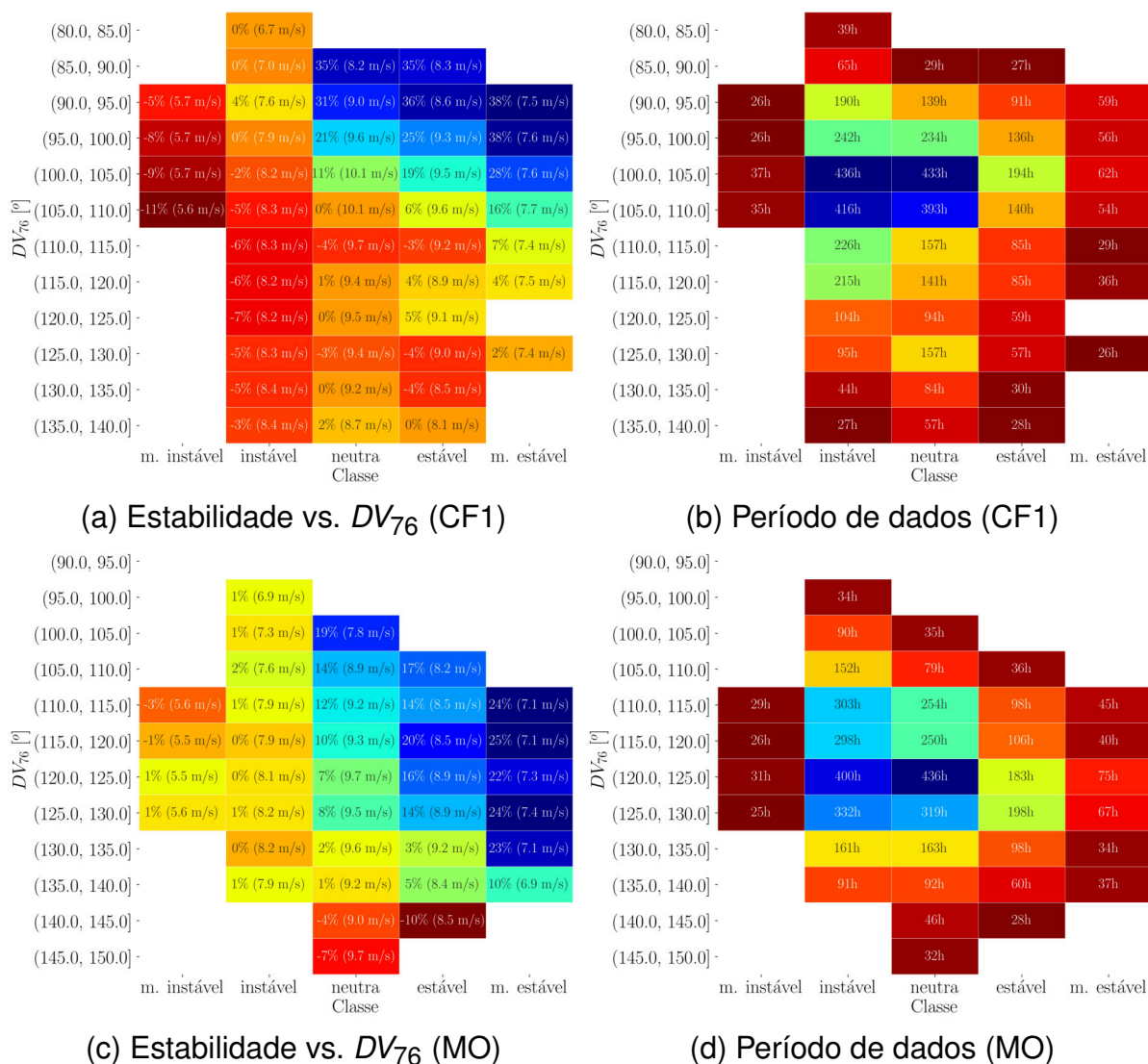


Figura 21 – Mapa reverso de calor da métrica de desempenho (ϵ_P) para CF1 (a) e MO (c) calculados para combinações de classes de estabilidade atmosférica e bins de direção do vento, seguidos por seus respectivos períodos totais de observação em horas para cada célula (c e d).

reção do vento. Esses fatores influenciam simultaneamente o desempenho operacional de parques eólicos no ambiente natural. Os efeitos de uma mesma classe de estabilidade atmosférica no desempenho não serão os mesmos ao longo do ciclo diurno. Por exemplo, condições estáveis produzem efeitos diferentes no desempenho dependendo da hora do dia. No entanto, o importante papel da estabilidade atmosférica no desempenho fica evidente para uma mesma hora do dia.

O desempenho foi mais sensível à direção do vento em CF1 (e em menor grau em MO) durante condições neutras, estáveis ou muito estáveis. Os valores máximos de ϵ_P e $\Delta\epsilon_P$ em CF1 e MO (Tabela 7) são maiores do que aqueles obtidos ao combinar observações de todos os setores de vento (Tabela 6), e estão associados a valores de direção do vento ligeiramente mais baixos do que a predominante. Isso sugere que o

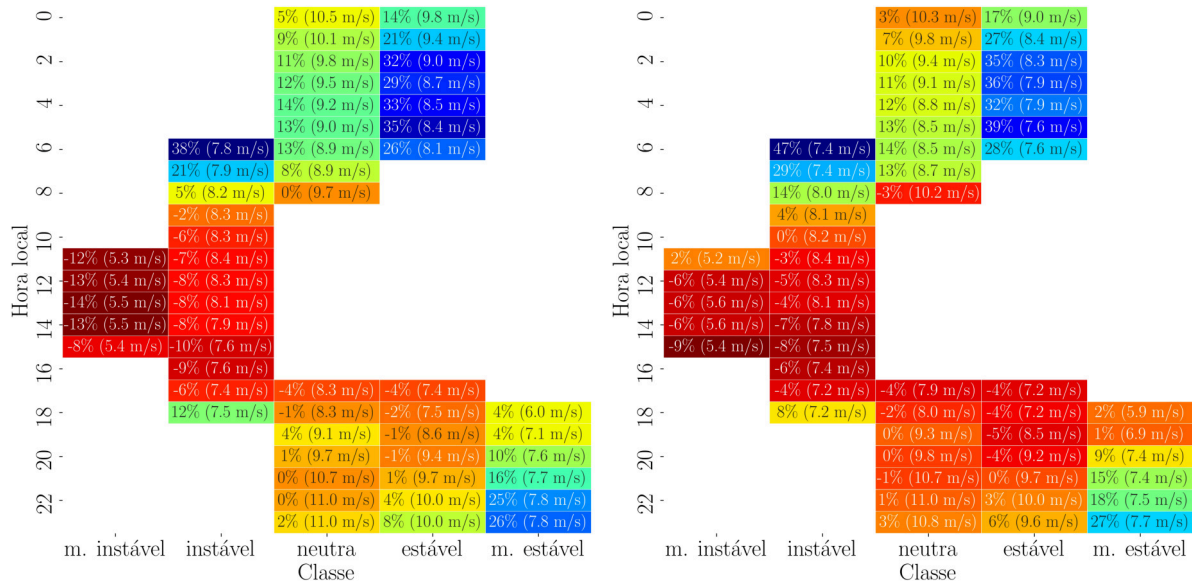


Figura 22 – Mapa reverso de calor da métrica de desempenho (ϵ_P) para CF1 (a) e MO (b) calculados para combinações de classes de estabilidade atmosférica e horas do dia.

desempenho e os padrões de vento são especialmente sensíveis a mudanças sutis na direção do vento incidente sobre o platô, possivelmente devido ao desvio topográfico do escoamento. Alternativamente, uma interação entre esteiras e a topografia poderia ser responsável por algumas dessas influências. A próxima seção apresenta uma discussão sobre o papel do efeito de esteira no desempenho.

3.3 DISCUSSÕES

3.3.1 Sobre o papel das esteiras dos aerogeradores

Embora presentes, as esteiras não são responsáveis pelos padrões de desempenho observados. Conforme será visto no parágrafo seguinte, isto fica evidente ao considerar como as esteiras são geradas e dissipadas para certas condições de estabilidade atmosférica e de velocidade do vento (U_{78}).

A intensidade da esteira de um aerogerador depende do efeito combinado do coeficiente de empuxo (C_T) e da velocidade do vento da corrente livre (U_∞). Como a última não é muito prática para terrenos complexos, a discussão envolverá a velocidade medida na torre a barlavento (U_{78}). A força de empuxo axial (T) devido à pressão dinâmica sobre o rotor de um aerogerador pode ser assumida como $T = C_T \frac{1}{2} \rho A U_\infty^2$, em que ρ é a massa específica do ar e A é a área varrida pelo rotor (GASCH; TWELE, 2012). Assumindo que a força da esteira (F_W) seja proporcional a força de empuxo ($F_W \sim T$), segue-se que $F_W \sim C_T U_\infty^2 \sim C_T U_{78}^2$. Portanto, turbinas do mesmo modelo produzem esteiras de intensidades parecidas sob condições semelhantes de veloci-

dade do vento e de estabilidade atmosférica. Em um local de terreno complexo, foi relatado que condições estáveis produziram um coeficiente de empuxo maior do que condições instáveis (HAN *et al.*, 2018). A literatura sugere que as esteiras se dissipam mais rápido durante condições instáveis, em comparação com condições neutras e estáveis (BODINI *et al.*, 2019; BARTHELMIE; PRYOR, 2019; MACHEFAUX *et al.*, 2016; PORTÉ-AGEL; BASTANKHAH; SHAMSODDIN, 2020; HAN *et al.*, 2018). Portanto, a força e a persistência da esteira (déficit de velocidade) são maiores em condições estáveis. Isso ocorre porque as condições instáveis são caracterizadas por níveis de turbulência elevados, o que permite um transporte mais eficaz de quantidade de movimento dos ventos em direção à região com um déficit de quantidade de movimento da esteira.

Primeiramente, consideram-se os setores de 90° a 105° no mapa de calor de desempenho relacionado às classes de estabilidade atmosférica em CF1 (Figura 21a). O contraste entre as classes instáveis e muito estáveis é avaliado porque seus valores U_{78} associados (entre parênteses) são semelhantes (7,6–8,2 m/s e 7,5–7,6 m/s, respectivamente). Como as velocidades do vento são semelhantes, e os níveis consideravelmente mais baixos de IT em condições muito estáveis devem perpetuar as esteiras, as perdas na fileira posterior devem ser maiores durante condições muito estáveis. O mesmo raciocínio se estende aos setores de 110° a 135° em MO (Figura 21c).

A conclusão natural é que, apesar dos efeitos supostamente maiores da esteira sobre as fileiras a sotavento durante condições muito estáveis, o desempenho é muito superior ao das fileiras dianteiras. Portanto, sem as perdas de esteira, o desempenho superior na fileira de sotavento seria ainda maior.

3.3.2 Descrição conceitual

Raramente é possível separar efeitos de vários mecanismos em escoamentos que ocorrem no ambiente natural porque eles se sobrepõem e interagem simultaneamente (PORTÉ-AGEL; BASTANKHAH; SHAMSODDIN, 2020). A topografia natural difere das encostas, planaltos e morros idealizados dos experimentos de laboratório (SILVER *et al.*, 2020), e isso obscurece a observação de quais padrões de vento predominam (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019). No entanto, apesar dessas deficiências, é possível postular quais padrões de vento podem ocorrer nas condições topográficas e de vento descritas, a fim de se avaliar qual deles terá maior impacto no desempenho. Independentemente dos fenômenos que estejam causando os efeitos observados, as evidências apresentadas anteriormente revelam que eles estão relacionados ao ciclo diurno, IT e, principalmente, à estabilidade atmosférica. Os padrões de desempenho e sua associação com a estabilidade atmosférica (instável e estável), o ciclo diurno (diurno, noturno e períodos de transição) e com a topografia (proximidade

a barlavento ou a sotavento) possuem características relacionadas a diversos estudos de laboratório e de campo na literatura científica. Devido à lacuna de pesquisa sobre a relação entre o desempenho de parques eólicos em terrenos complexos e estabilidade atmosférica, a discussão é essencialmente baseada em experimentos de laboratório e em escala real focados no estudo dos padrões de vento, e não no desempenho de parques eólicos.

Investigações recentes em um experimento de campo em um local de topografia com dupla crista (*double-ridge*) – conhecido como o experimento do Perdigão (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), em Portugal – revelaram que ventos sinóticos predominantes podem ser intensificados por forçantes térmicas no vale, produzindo assim ventos noturnos ainda mais fortes. Isso pode ocorrer várias horas após a transição vespertina até o início da manhã do outro dia, quando as características da camada-limite noturna se estendem mais alto na camada superficial. Esta resposta atrasada às mudanças nas condições de aquecimento da superfície devido à transição noturna também foi relatada em um túnel de vento e discussões teóricas (HUNT, J. C. R.; FERNANDO, H. J. S.; PRINCEVAC, 2003). Os resultados aqui discutidos relatam um desempenho superior dos aerogeradores de sotavento durante a noite, e não logo após a transição da noite (caracterizada por condições mais estáveis e muito estáveis). Além disso, devido às fortes condições sinóticas em nosso local durante a noite ($8 \text{ m/s} < U_{78} < 10 \text{ m/s}$), parece que o desempenho excessivo da fileira posterior é causado por um aumento dos ventos predominantes por forçantes térmicas de vale e supressão de movimento vertical, que causa ventos intensos e bastante aderidos à curvatura do terreno.

Se por um lado esses ventos bem-aderidos aumentam a velocidade média a sotavento, a separação e a recirculação durante condições convectivas atuam no sentido oposto. Uma investigação observacional e numérica de ventos estratificados sob condições sinóticas fracas ao longo de um vale de 200 m de profundidade e 2 km de largura relatou os padrões de recirculação distintamente diferentes que aparecem no ciclo diurno, como o aumento na separação e na recirculação em condições instáveis, enquanto as estáveis suprimem tais movimentos (MASON, 2007). O mesmo estudo também descreveu um grau aprimorado de ventilação do vale durante ventos mais intensos e em que a separação foi totalmente inibida, em comparação com um caso com velocidades de vento baixas ($< 4 \text{ m/s}$). Esses resultados geralmente sugerem que os padrões de recirculação são altamente sensíveis às condições de estabilidade e à velocidade do vento, e influenciam as condições do vento a barlavento do vale. Outro estudo focou nos padrões de recirculação no mesmo local de crista dupla (Perdigão) e sua relação com a estabilidade atmosférica (MENKE *et al.*, 2019). As características de separação ou recirculação são sensíveis aos detalhes topográficos (LANGE *et al.*, 2017), que podem produzir simultaneamente bolhas de recirculação muito diferentes

na mesma crista para diferentes transectos (MENKE *et al.*, 2019).

Dois cenários de estabilidade, instável e estável, são considerados para ilustrar os padrões de vento potencialmente vinculados a tais variações de desempenho (Figura 23). Aqui, a dissipação mais rápida da esteira durante condições instáveis foi representada pela maior transparência. À medida que o vento se aproxima da face de barlavento do platô (Figura 23a), o escoamento sobre a topografia é facilitado não apenas pelas condições instáveis, mas também pelas circulações anabáticas (MONTI *et al.*, 2002; HOCUT; LIBERZON; FERNANDO, H. J., 2015). Circulações anabáticas são produzidas mediante o aquecimento da superfície do relevo, que faz com que o ar adjacente suba os aclives pelo efeito de empuxo térmico. Assim, no aclive próximo aos aerogeradores de barlavento a circulação anabática soma-se ao vento predominante, ao passo que subtrai-se a este no declive próximo aos aerogeradores de sotavento.

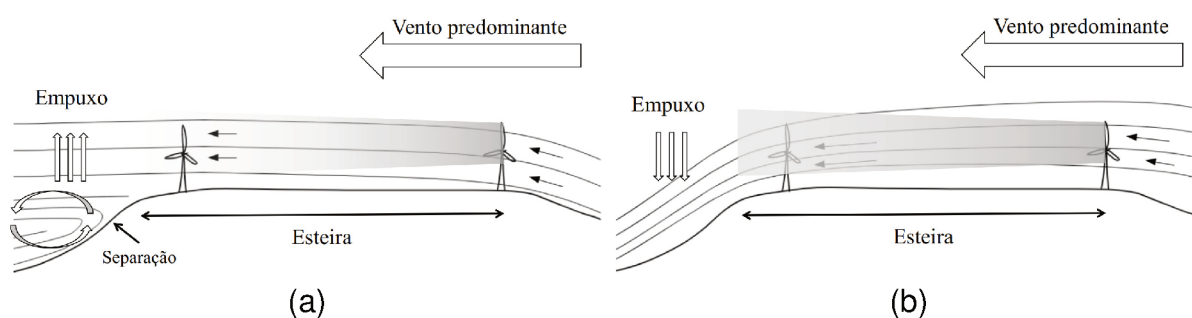


Figura 23 – Ilustração dos padrões de vento em condições (a) instáveis e (b) estáveis. Durante condições noturnas estáveis, a camada-limite tende a permanecer aderida, portanto, aumenta a indução de linhas de fluxo sobre as fileiras de sotavento. Por outro lado, uma bolha de separação ou recirculação aparece durante as condições diurnas instáveis e afasta as linhas de fluxo das fileiras a sotavento. Em ambos os casos existe o efeito da esteira produzida pelos aerogeradores de barlavento, porém a mesma se dissipa mais rapidamente em condições instáveis.

O declive de sotavento é provavelmente a região que tem o maior efeito nos padrões de vento porque a inclinação e a mudança na elevação neste são maiores. A probabilidade de separação e recirculação do escoamento é maior durante condições instáveis, enquanto as camadas-limite estáveis tendem a permanecer aderidas ao terreno. Condições neutras são um caso intermediário entre os dois (MASON, 2007; CROOK; TUCKER, 2005; MENKE *et al.*, 2019). Assim, fortes ventos noturnos descendentes surgem no declive de sotavento e são intensificados por forçantes térmicas com o vale durante condições estáveis (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019).

Essas duas situações contrastantes influenciam fortemente a convergência das linhas de fluxo sobre as fileiras de sotavento e, conseqüentemente, o desempenho. O efeito global das condições instáveis seria o afastamento das linhas de fluxo nos entornos do declive posterior, reduzindo o desempenho da fileira a sotavento (Figura

23a). Por outro lado, ventos noturnos estáveis acelerarão sobre a curvatura do terreno e produzirão uma forte convergência das linhas de fluxo sobre as fileiras a sotavento. Este é provavelmente um fator importante subjacente ao desempenho superior das fileiras a sotavento durante condições estáveis, apesar das perdas por efeito de esteira supostamente maiores (Figura 23b).

4 O JATO NOTURNO

No capítulo 3 (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021), levantou-se a hipótese de que os padrões de vento e sua relação com a estabilidade atmosférica seria a principal causa subjacente à modulação do desempenho dos parques. No entanto, a estabilidade por si é insuficiente para descrever os padrões de desempenho, dado que condições menos estáveis, após a meia-noite, causam desempenhos muito maiores nas fileiras de sotavento do que condições mais estáveis antes da meia-noite. Em algumas situações, os maiores desempenhos ocorreram para condições instáveis no início da manhã, o que estava em claro contraste com a hipótese conceitual fornecida. A evolução temporal dos ventos na camada-limite planetária é necessária para fornecer uma melhor descrição conceitual para este problema. Portanto, pretende-se fornecer uma explicação mais profunda sobre (i) quais padrões de vento produzem diferenças de desempenho a partir da perspectiva de mesoescala; (ii) diferentes interpretações das condições de estabilidade ao comparar-se uma descrição baseada somente na superfície com uma descrição baseada em toda a camada-limite; (iii) como a hora do dia influencia as características da camada-limite e o desempenho, e como isto se relaciona com o longo prazo (capítulo 3). Nesse esforço, identificou-se que o papel dos jatos noturnos parece ser relevante neste problema.

Aqui, combinam-se observações de torres anemométricas e de aerogeradores dos dois parques eólicos já estudados com simulações numéricas com o modelo WRF (SKAMAROCK, 2008) para investigar o período entre 25 a 31 de dezembro de 2018, do conjunto de dados original de nove meses (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021), devido às enormes diferenças de desempenho que ocorreram após a meia-noite. Especula-se que ventos de natureza semelhante aos mostrados aqui são em parte responsáveis pelos padrões de desempenho de longo prazo relatados em (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021), embora modulados por outros fatores. O foco do capítulo é em fornecer uma descrição conceitual para o mecanismo subjacente às diferenças de desempenho observadas (RADÜNZ; ALMEIDA *et al.*, 2022).

Na seção 4.1, caracteriza-se brevemente a região estudada e os parques eólicos, os parâmetros de estabilidade utilizados, a configuração do modelo de mesoescala, e revisitamos os padrões de desempenho relatados no capítulo 3. A seção 4.2 relata a validação das simulações de mesoescala com observações da torre, a ocorrência do jato noturno, a caracterização da camada-limite e a relação entre os padrões de ventos e o desempenho dos parques. Na seção 4.3, discute-se com a literatura científica e propõe-se uma descrição conceitual da relação entre os padrões de desempenho e o jato noturno; em seguida, discute-se como isso se relaciona com os padrões de desempenho de longo prazo.

4.1 METODOLOGIA

4.1.1 Descrição da estabilidade atmosférica

Antes de prosseguir, é importante fazer uma distinção entre as duas formas utilizadas aqui para descrever a estabilidade atmosférica. O termo estabilidade é geralmente associado à propensão ao empuxo (*buoyancy*) independentemente das condições do vento (estabilidade estática), pois depende apenas dos gradientes de temperatura potencial na CLA (STULL, R. B., 1988). A estabilidade estática é geralmente expressa por meio da frequência de Brunt-Väisälä

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (8)$$

onde g é a aceleração da gravidade ($\approx 9,81$ m/s), θ a temperatura potencial a uma dada altura z ANS, e $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ o gradiente vertical de temperatura potencial na altura z . A expressão pode ser adaptada para variáveis discretas de simulações numéricas. Por outro lado, a estabilidade também relaciona-se aos ventos, pois o cisalhamento também promove turbulência (estabilidade dinâmica), como no caso do comprimento de Obukhov (L) ou o parâmetro ζ . Neste capítulo, ζ é usado apenas para validar as simulações com observações da torre (seção 4.2.1). Como a taxa de lapso do perfil de temperatura potencial é mais apropriada para caracterizar estabilidade através da camada-limite, será a principal métrica empregada aqui. A tabela 8 resume como a estabilidade é classificada para ambas as *frameworks*.

Tabela 8 – Classificação da estabilidade atmosférica baseada em intervalos de L (dinâmica) (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021) e taxa de lapso (estática).

Classe	Intervalo de L [m]	$\partial \theta / \partial z$ [K/km]
Muito instável	$-50 \leq L < 0$	< 0
Instável	$-600 \leq L < -50$	< 0
Neutra	$L < -600$ or $L \geq 600$	≈ 0
Estável	$100 \leq L < 600$	> 0
Muito estável	$0 \leq L < 100$	> 0

4.1.2 Recorte do período investigado

O desempenho do parque é novamente descrito pela métrica de desempenho (ϵ_P), definida como a diferença relativa na potência média (P) entre duas fileiras de aerogeradores. Mas, dado que as curvas de potência dos aerogeradores são não-linearmente sensíveis às faixas de velocidade do vento, os padrões de desempenho também foram caracterizados com base na métrica “razão de velocidades” (RV)

$$RV = \frac{U_s}{U_b}, \quad (9)$$

onde U_b e U_s são as velocidades do vento equivalentes dos aerogeradores de barlavento e de sotavento, respectivamente. Elas são obtidas convertendo a potência medida da turbina na velocidade do vento que causaria àquela, relação que se dá através da curva de potência do fabricante. A métrica da razão de velocidades é mais adequada para caracterizar o grau de variabilidade espacial da velocidade do vento porque pode ser comparada com velocidades do vento simuladas.

A Figura 24 mostra os padrões de desempenho observados em CF1 (Figuras 24a, c) e MO (Figuras 24b, d) em termos da diferença de potência e das razões de velocidade, respectivamente. As observações são apresentadas para os seguintes períodos: 9 meses (primeira coluna), dezembro de 2018 (segunda coluna) e seis dias consecutivos deste último (26 a 31 de dezembro de 2018, terceira coluna). As condições diurnas médias de estabilidade baseadas no comprimento de Obukhov (Tabela 5) são mostradas na parte inferior (Figura 24e).

As duas métricas geralmente tem boa correlação. Pode-se observar o melhor desempenho noturno das fileiras de sotavento para ambas, e para ambos os parques eólicos. O desempenho aumenta consideravelmente entre os nove meses, dezembro de 2018, e os períodos de seis dias. Melhores desempenhos parecem estar associados a períodos de estabilidade atmosférica mais intensa, ou não-neutras (Figuras 24e).

Pode-se identificar três regimes de desempenho: (i) pequenas diferenças de desempenho ou talvez levemente inferior da fileira posterior durante o dia, (ii) pequeno desempenho superior das fileiras a sotavento antes da meia-noite e (iii) grande desempenho das fileiras a sotavento após a meia-noite. Depois da meia-noite (especialmente entre 01:00 e 06:00), as fileiras de sotavento podem produzir em média quase o dobro de energia que as primeiras ($\epsilon_P > 100\%$ em MO). Além de ϵ_P ser superior em MO relativo à CF1, ela permanece elevada até depois da transição matutina ($\epsilon_P \approx 60\%$ em CF1 próximo das 07:00). Há também menor variabilidade na potência média intra-fileira para MO, possivelmente devido à topografia mais regular. Vale ressaltar que esses são valores médios. Em momentos específicos, o desempenho das fileiras de sotavento pode ser quase três vezes maior do que o das fileiras de barlavento ($\epsilon_P \approx 200\%$).

Dois pontos, em particular, merecem atenção especial. Primeiro, que o maior desempenho excessivo nas fileiras de sotavento ocorre depois da meia-noite, quando, com base nas medições da superfície, a camada-limite é menos estável do que antes da meia-noite (19:00 às 00:00). Em segundo lugar, a persistência do desempenho superior após a transição matutina (06:00 às 08:00), quando a camada superficial é, com base em medições de superfície, instável. A hipótese para os padrões de desempenho proposta no capítulo anterior não explica o primeiro ponto e está em claro contraste com o segundo. Assim, pode-se estudar os mecanismos subjacentes aos padrões de desempenho de longo prazo, investigando as características da camada-limite e sua evolução temporal em um período mais curto (seis dias), em que este último

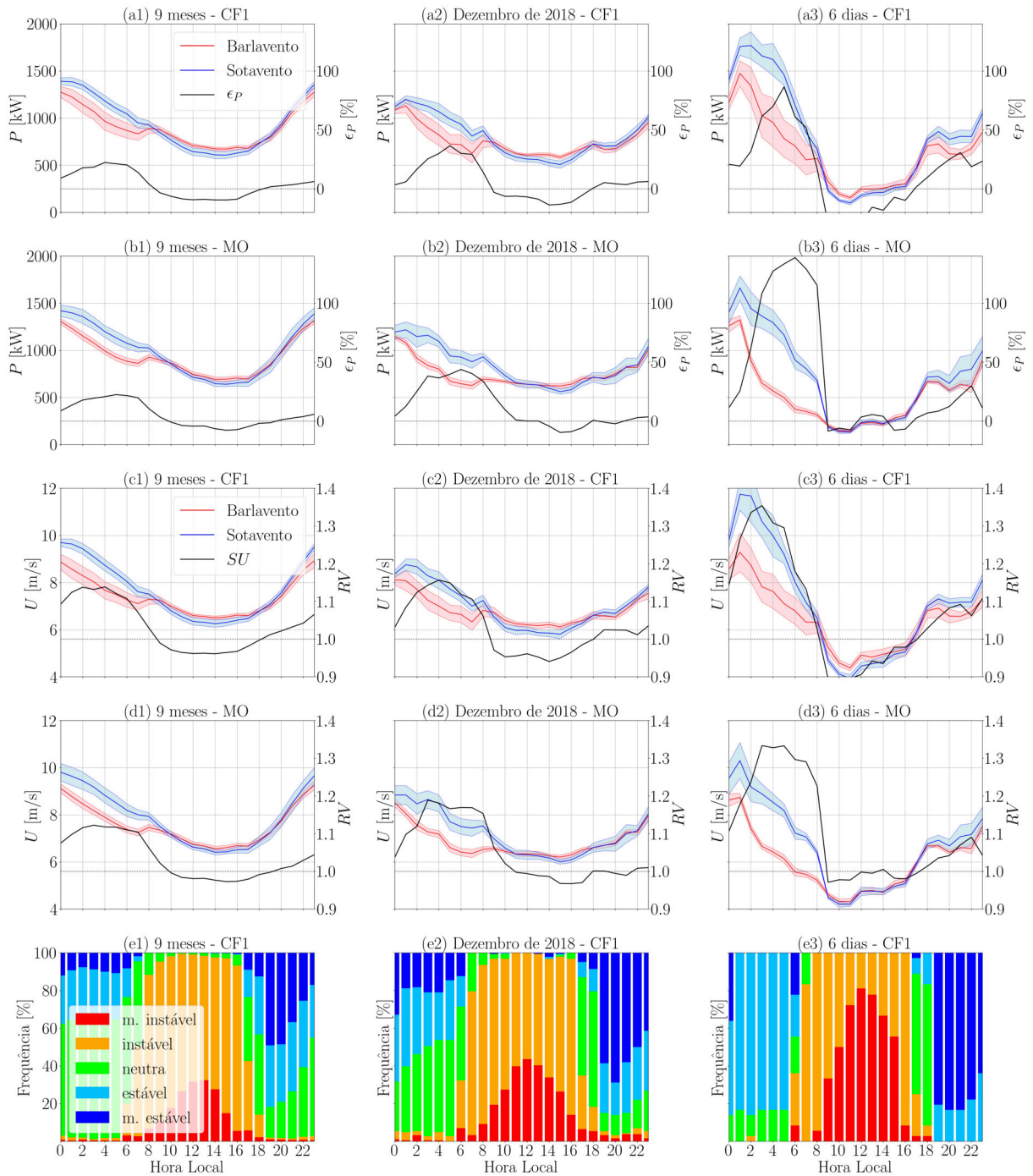


Figura 24 – Padrões de desempenho observados como ϵ_P (a-b) e RV (c-d) em CF1 (a, c) e MO (b, d). Ocorrências das classes de estabilidade atmosférica observadas em CF1 são mostradas na parte inferior (e).

conta com padrões de desempenho e variações diurnas de estabilidade notáveis.

4.1.3 Configuração do modelo

Nas simulações, utilizou-se o modelo *WRF* versão 3.8.1 (SKAMAROCK, 2008) com quatro domínios aninhados telescopicamente com resoluções horizontais variando

de 9 km (D1) a 333 m (D4). O domínio mais externo cobre uma porção significativa da região Nordeste do Brasil (Figuras 25 e 26). Também empregamos os esquemas de radiação *RRTM* de ondas longas (MLAWER *et al.*, 1997) e Dudhia de ondas curtas (LACIS; HANSEN, 1974; STEPHENS, 1978), esquema de microfísica de cinco classes de momento único do *WRF* (WSM5) (HONG; DUDHIA; CHEN, S.-H., 2004), e o modelo de superfície terrestre *Noah* (CHEN, F.; DUDHIA, 2001). A parametrização de cumulus Kain–Fritsch (KAIN, 2004; KAIN; FRITSCH, 1990) foi empregada apenas no domínio mais externo.

Como o foco não é a sensibilidade do modelo, investigou-se apenas o papel de dois esquemas de CLA e de diferentes resoluções verticais para as malhas computacionais. Dois esquemas de CLA foram avaliados: o esquema YSU (SONG-YOU HONG; DUDHIA, 2006) e o esquema TKE de nível 2.5 MYNN (NAKANISHI; NIINO, 2006). Todas as simulações utilizaram 61 níveis verticais com topo do modelo no nível de pressão de 50 hPa; nos casos 2 e 3, uma resolução vertical maior (20 níveis abaixo de 1 km) foi imposta próximo ao solo. As condições iniciais e de contorno foram derivadas da reanálise global ERA5 (HERSBACH *et al.*, 2020), usando uma técnica de *grid nudging* (similar ao conceito de assimilação de dados) para o domínio mais externo. A Tabela 9 resume as diferenças entre as três configurações.

Tabela 9 – Resumo das diferenças nos esquemas numéricos e refinamento vertical da malha para os três casos.

	Camada superficial	Camada-limite atmosférica	n_η	$n_\eta < 1$ km
Caso 1	MYNN 2.5	MYNN 2.5	61	10
Caso 2	MYNN 2.5	MYNN 2.5	61	20
Caso 3	Monin-Obukhov	YSU	61	20

Muitos processos geofísicos fundamentais na superfície da Terra são controlados, ou fortemente influenciados, pela topografia (GESCH, 1994). Empregou-se o *Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010* (GMTED2010) (DANIELSON; GESCH, 2011) como entrada para dados de relevo. O GMTED2010 possui resolução horizontal de 30 arco-segundos (cerca de 1 km), o que pode representar insuficientemente o detalhe topográfico. Portanto, no Capítulo 5 avalia-se o uso de dados de relevo de maior resolução. As informações de topografia e uso da terra foram derivadas do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (IGBP-MODIS)* de 21 categorias com resolução de 30 arco-segundos modificado para o *Noah*.

4.2 RESULTADOS

Os resultados referem-se ao período de 25 a 31 de dezembro de 2018, onde o foco é a ocorrência de jatos noturnos em seis noites consecutivas. Na seção 4.2.1, simulações de mesoescala são validadas com as observações da torre. Em seguida, descreve-se brevemente a formação e as características do jato noturno (seção 4.2.2).



Figura 25 – Localização de Morrinhos e dos domínios aninhados do modelo de meso-escala.

A relação entre a evolução temporal dos padrões de desempenho e valores médios de velocidade e estabilidade estática é discutida em 4.2.3. Por fim, as seções 4.2.4 e 4.2.5 relatam os padrões de ventos simulados e seu efeito médio no desempenho e em outras variáveis durante todo o período.

4.2.1 Validação com medições das torres anemométricas

Nesta seção, validam-se as simulações de mesoescala com observações das torres dos dois parques para avaliar se as simulações são uma representação razoável dos ventos que produziram os padrões de desempenho observados. As Figuras 27 e 28 mostram as séries temporais de observações (linhas pretas) comparadas com as simulações dos domínios mais internos (D4) em CF1 e MO, respectivamente. As variáveis simuladas foram interpoladas linearmente nas direções horizontal e vertical para coincidir com as coordenadas das torres e das alturas dos sensores, respectivamente. As interpolações horizontais para os nós mais próximos produziram resultados piores em comparação com as interpolações lineares (não mostrado). Assim, interpolações lineares foram adotadas para toda a metodologia. A Tabela 10 resume o MAE (*mean absolute error*) e o viés (*bias*) para os dois domínios mais internos (D3 e D4) e para todos os casos.

As velocidades do vento a 78 m ANS (U_{78}) são mostradas nas Figuras 27 e 28. Observam-se fortes variações diurnas nas velocidades do vento, de 5 a 15 m/s (CF1)

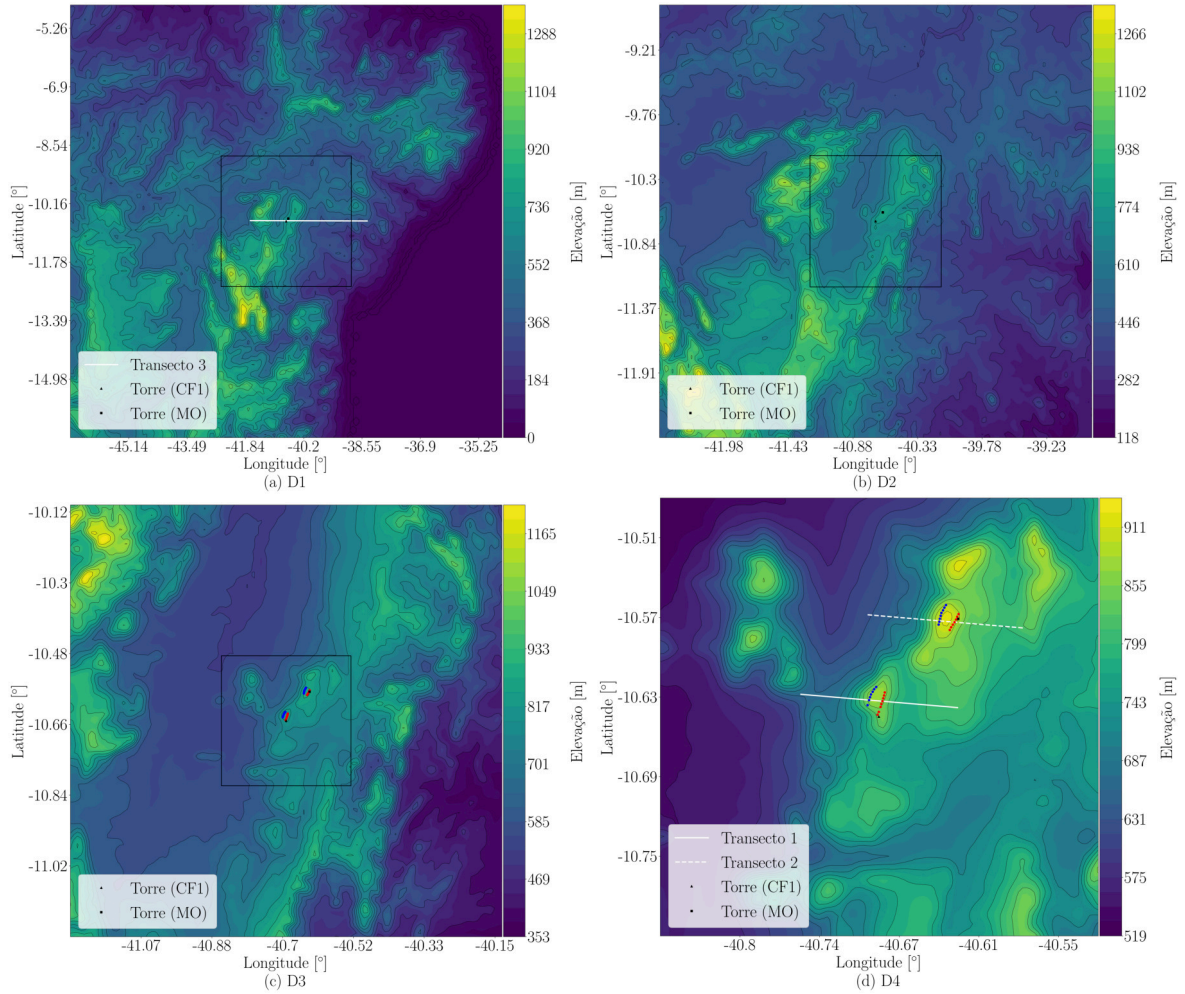


Figura 26 – Domínios aninhados do modelo de mesoescala e o mapa elevação na resolução de modelagem onde os transectos verticais a serem investigados são representados como linhas brancas.

Tabela 10 – Métricas MAE e viés utilizando interpolação linear para coordenadas da torre.

	U_{78} [m/s]	DV_{76} [°]	θ_{68} [°C]	α_{78-20}	ζ_{10}
CF1 (Caso 1, D3)	1,09/-0,54	9/4	2,02/2,0	0,18/0,17	0,19/-0,13
CF1 (Caso 1, D4)	1,09/-0,4	10/4	2,02/2,0	0,17/0,17	0,19/-0,13
CF1 (Caso 2, D3)	1,0/-0,06	10/4	2,0/1,94	0,09/-0,09	0,15/-0,12
CF1 (Caso 2, D4)	1,01/0,05	10/4	2,0/1,94	0,1/-0,09	0,15/-0,12
CF1 (Caso 3, D3)	1,07/-0,08	9/4	2,25/2,24	0,07/-0,06	0,37/-0,33
CF1 (Caso 3, D4)	1,08/0,02	9/4	2,25/2,24	0,08/-0,07	0,36/-0,32
MO (Caso 1, D3)	1,03/-0,41	13/-6	1,24/-0,23	—	—
MO (Caso 1, D4)	1,08/-0,47	14/-6	1,24/-0,23	—	—
MO (Caso 2, D3)	1,06/-0,08	12/-5	1,21/-0,24	—	—
MO (Caso 2, D4)	1,09/-0,15	13/-4	1,21/-0,23	—	—
MO (Caso 3, D3)	1,03/0,0	12/-5	1,05/0,05	—	—
MO (Caso 3, D4)	1,02/-0,04	13/-5	1,04/0,06	—	—

e 4 a 13 m/s (MO) entre o dia e a noite. Os ventos são mais fracos perto do meio-dia e tornam-se mais fortes à tarde e à noite devido à atividade de mesoescala local. Perto da meia-noite, a velocidade do vento aumenta abruptamente e a temperatura potencial

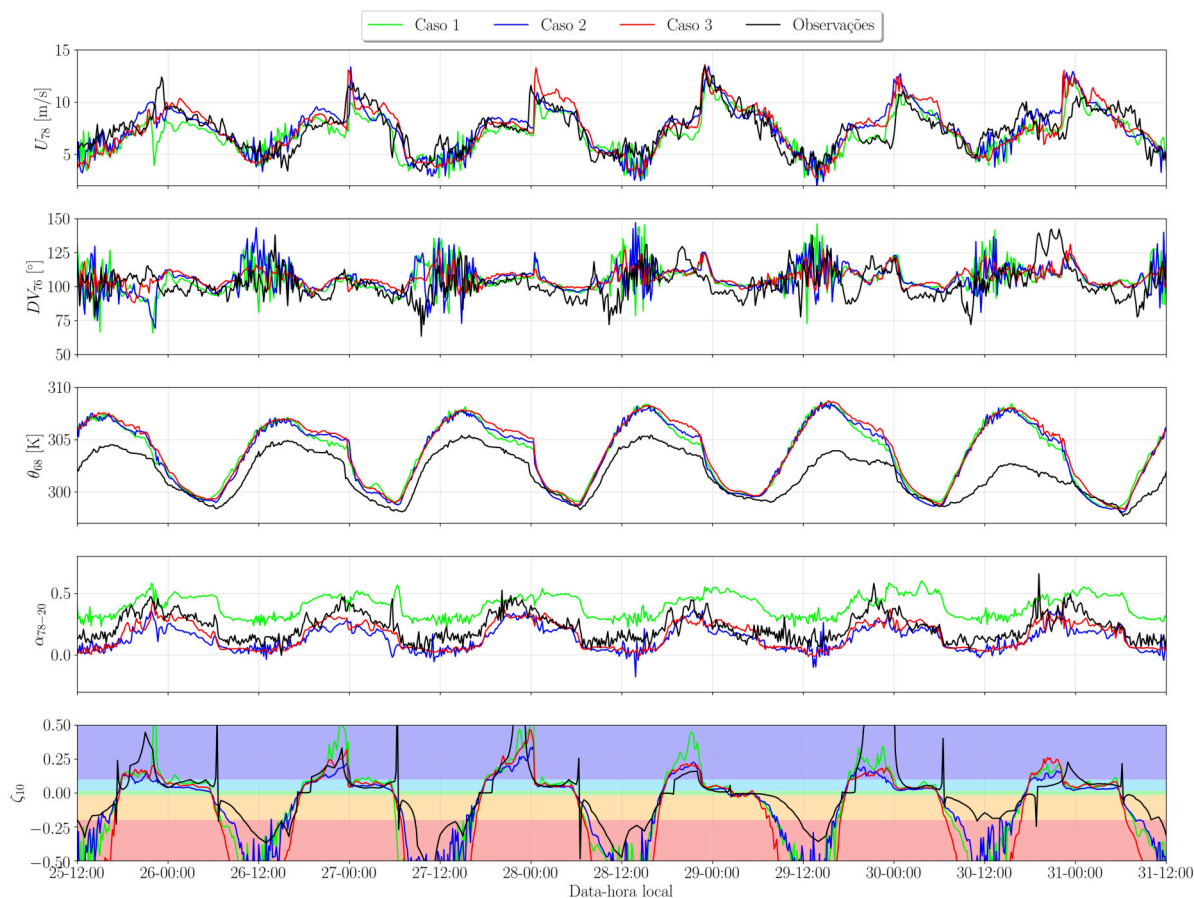


Figura 27 – Comparação entre as observações da torre e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em CF1.

(θ_{68}) cai consideravelmente porque ventos intensos e frios passam pela região. Este fenômeno está diretamente relacionado à formação de um jato noturno sendo discutido na seção 4.2.2. A direção do vento a 76 m ANS (WD_{76}) foi bem representada nas duas torres, embora um pouco melhor em CF1. Os vies positivos e negativos na direção do vento (em CF1 e MO, respectivamente) estão provavelmente associados à topografia.

A temperatura potencial a 68 m ANS (θ_{68}) é máxima perto das 15:00 e mínima antes da transição matutina às 06:00/07:00. Os padrões diurnos são simulados de forma semelhante em todos os casos para ambos os parques, embora haja um viés negativo maior para CF1. O viés é maior durante o dia e diminui consideravelmente após a meia-noite. Notavelmente, a temperatura potencial média em CF1 é 1,7 K mais fria do que em MO, e isto parece ser consistente com as medições de quatro outros mastros (não mostrados). Assim, a série temporal de temperatura potencial foi melhor representada nas simulações do que sua variabilidade horizontal. O cisalhamento do vento entre 20 e 78 m ANS (α_{78-20}) foi calculado apenas para CF1 devido ao mau funcionamento de um sensor da torre de MO em alturas mais baixas. Geralmente, α_{78-20}

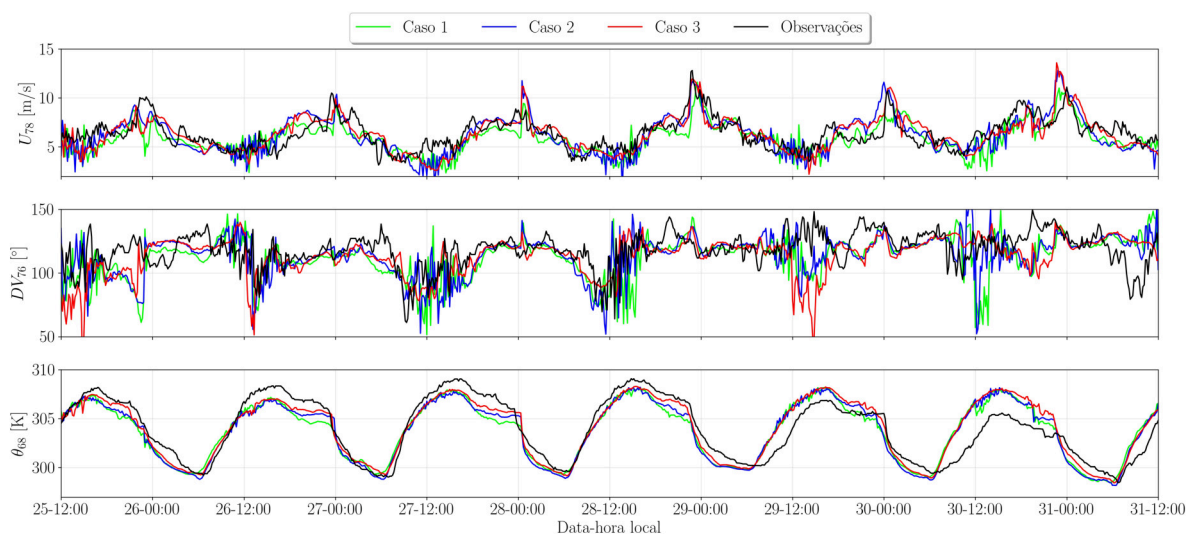


Figura 28 – Comparação entre as observações da torre e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em MO.

foi maior durante a noite e menor durante o dia (cisalhamento ligeiramente negativo em alguns casos). Há pouca diferença entre os casos 2 e 3, mas foi superestimada para o caso 1. Naturalmente, o refinamento vertical da malha desempenha um papel fundamental na representação dos ventos de superfície.

A estabilidade atmosférica é representada como o comprimento de Obukhov adimensional para uma altura característica de 10 m ANS ($\zeta_{10} = 10/L$, Figura 27) e o fundo é colorido com base na Tabela 8. Ele vai do azul-escuro (muito estável) para o verde (neutro) e vermelho (muito instável). Aproximou-se de zero no eixo vertical para uma melhor visualização. Os maiores módulos de valores negativos geralmente ocorrem após o meio-dia, quando o vento é fraco e o aquecimento da superfície é forte. Por outro lado, os maiores valores positivos geralmente ocorrem entre a transição da noite e antes da meia-noite. Depois da meia-noite, o aumento da velocidade do vento produz mistura turbulenta que enfraquece as condições estáveis (Figura 24). As simulações de mesoescala exageram as condições instáveis durante o dia, especialmente para o caso 3. Às vezes, também pode subestimar a estabilidade antes da meia-noite. Depois da meia-noite, os resultados parecem consistentes. Na seção 4.2.3, discute-se que as condições de estabilidade atmosférica próximas à superfície nem sempre são representativas de toda a camada-limite, o que impacta a interpretação dos resultados. Como os casos 2 e 3 geralmente produziram melhores métricas em comparação com o caso 1 (pois a resolução vertical parecia insuficiente para delinear os padrões de vento na seção 4.2.4), o último não será usado para discussões subsequentes.

4.2.2 O jato noturno

Como as forçantes de grande escala são fracas, o vento local é governado pela atividade de mesoescala. O foco aqui não é descrever em detalhes os ventos de mesoescala e a evolução da corrente de gravidade, mas sim como os jatos noturnos produzidos por esta influenciam o desempenho dos parques eólicos. No entanto, detalhar brevemente a evolução da corrente de gravidade é importante para contextualizar o presente caso perante jatos noturnos produzidos por outros mecanismos na literatura.

A Figura 29 mostra a magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 3 (D1) para o caso 3. As linhas representam noites específicas e as colunas representam alguns instantâneos para ilustrar a evolução temporal da atividade de mesoescala. Resultados para outros casos são semelhantes, portanto, foram omitidos. O ponto preto marca a localização de Morrinhos. Uma animação da corrente de gravidade representada na Figura 29 é fornecida como material suplementar (RADÜNZ, 2021a). Todas as noites, o ar frio escoava para terra firme como corrente de gravidade, que está localizada entre -39° e -40° de longitude às 21:00. Após algumas horas, desacoplada da superfície, a corrente desliza sobre a inversão noturna formada sobre a superfície continental e aproxima-se de Morrinhos. Especificamente em 28-23:00 parece que a corrente de gravidade chegou mais cedo do que nas outras noites (Figura 29d3). Notavelmente, parece haver circulações térmicas de mesoescala geradas localmente entre vale e outras elevações antes da chegada da frente, o que produz um aumento lento e progressivo na velocidade do vento (Figuras 27 e 28). A formação de jatos na esteira da corrente de gravidade é clara. À meia-noite, os ventos sobre os parques eólicos aceleram consideravelmente devido à interação entre o jato e a topografia. Às 03:00, o jato de mesoescala enfraquece em outros lugares, mas permanece bastante forte perto dos parques. Regiões de vento fraco próximo ao solo a barlavento do declive frontal, e no vale a sotavento, são evidentes nessas horas.

A Figura 30 mostra contornos do tipo tempo–altura (*time–heights*) da magnitude da velocidade do vento e da temperatura potencial na torre de CF1 para o caso 3 e o domínio mais interno. A evolução temporal e a forma dos jatos é semelhante na maioria das noites, mais intensos perto da meia-noite (hora da chegada da corrente de gravidade). Mais tarde, a velocidade do núcleo do jato diminui progressivamente até próximo à transição matutina, quando este é destruído pela turbulência. O desenvolvimento de uma camada-limite noturna rasa e estável é evidente após a transição vespertina no início da noite. Os perfis de temperatura potencial mudam consideravelmente em comparação com o início da noite, quando o jato é formado. Esses perfis são discutidos na seção 4.2.5.

Jatos noturnos originam-se de mecanismos de variadas naturezas, como descrito na seção 2.1.4. O jato apresentado aqui é formado por ar frio transportado de

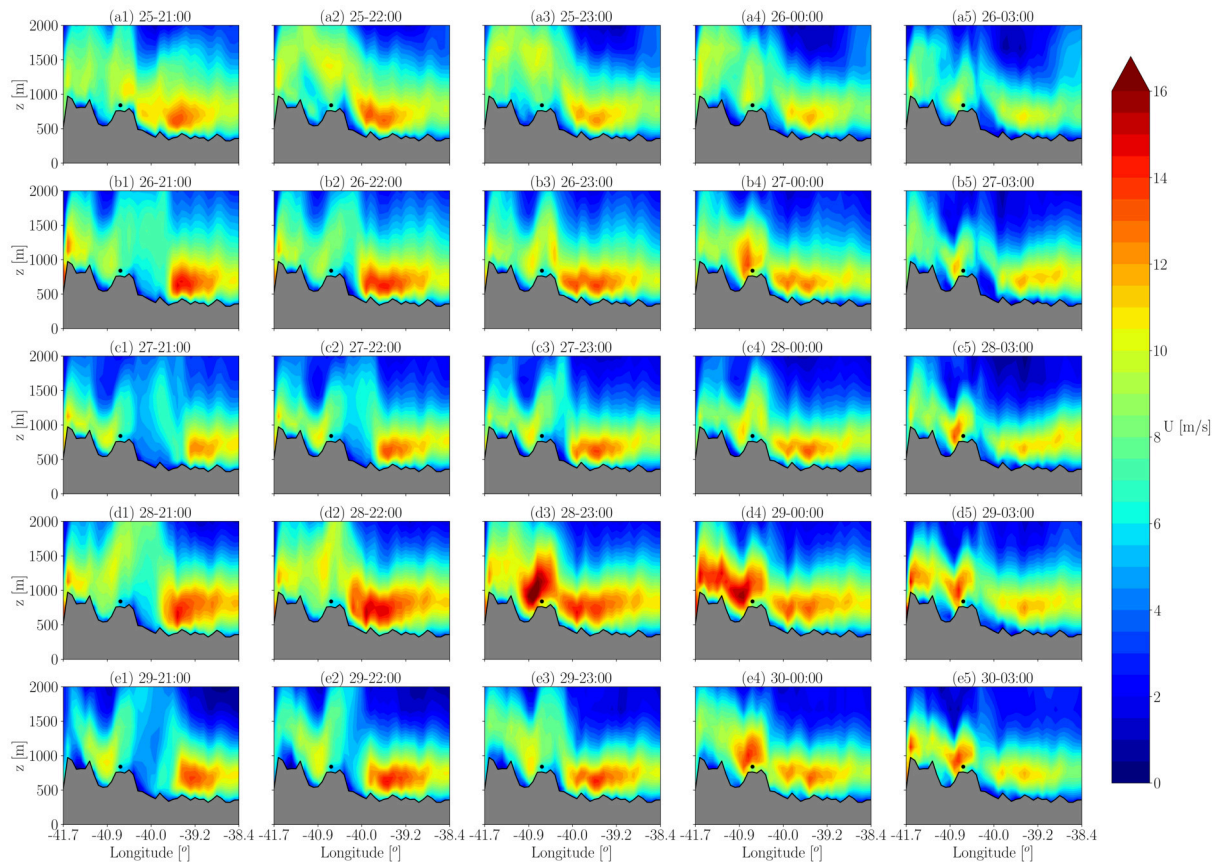


Figura 29 – Cortes verticais da magnitude da velocidade do vento através do transecto 3 no domínio mais externo para o caso 3 ilustra a marcha noturna da corrente de gravidade para o interior do país. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.

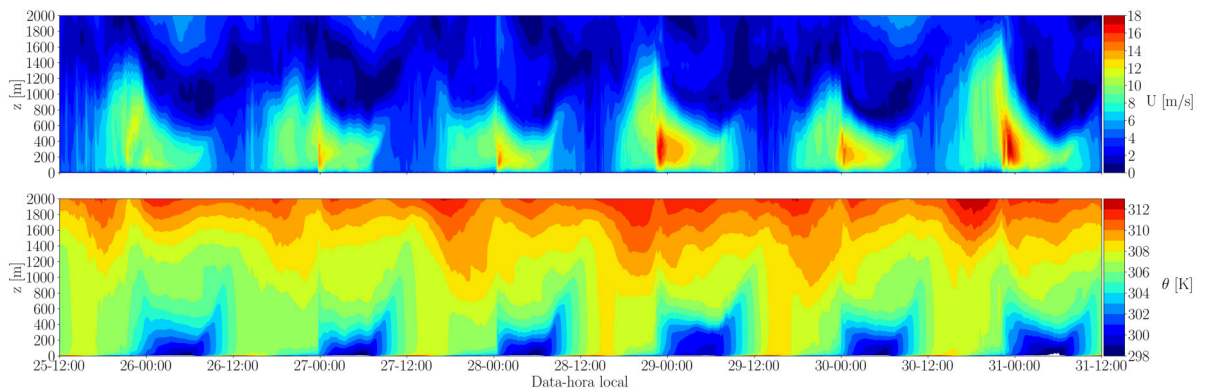


Figura 30 – Contornos do tipo tempo–altura das simulações da velocidade do vento (topo) e da temperatura potencial (parte inferior) em CF1 para o caso 3 revelam a ocorrência de jatos noturnos no local perto da meia-noite.

uma fonte não local como uma corrente de gravidade. Esta explicação conceitual foi bem descrita em (SIMPSON; MANSFIELD; MILFORD, 1977; SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003; MEDEIROS *et al.*, 2021). Embora as frentes de brisas

marítimas raramente viajem mais de 200 km em terra (STULL, R. B., 1988), em alguns casos pode se desprender e avançar para o interior como uma entidade separada da brisa (SIMPSON; MANSFIELD; MILFORD, 1977; SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM; MAO, 2003). Essa frente separada é uma corrente de gravidade que pode se comportar na mesoescala de forma semelhante às frentes frias em escala sinótica. Um fenômeno semelhante produz o conhecido *Morning Glory* na Austrália (SMITH; CROOK; ROFF, 1982). Uma investigação descreveu o mecanismo subjacente à evolução diurna da corrente de gravidade na costa centro-norte do Brasil (8° a 2° ao sul do equador) (MEDEIROS *et al.*, 2021), que fica imediatamente ao norte de Morrinhos ($\approx 10^\circ$ ao sul do equador). Eles relatam que uma força de gradiente de pressão de mesoescala que surge de gradientes de temperatura entre o mar e a terra impulsiona o ar marinho para a costa (> 200 km) após a transição noturna, quando a turbulência cessa. Desse ponto em diante até a meia-noite (ou até mais tarde), um jato noturno se forma logo acima da camada-limite estável e permanece durante a noite, apenas para ser destruído pela manhã. Esta explicação descreve os resultados aqui relatados.

4.2.3 Evolução temporal de padrões de desempenho e da camada-limite

Nesta seção, mostra-se a evolução temporal das características da camada-limite e dos padrões de desempenho. O objetivo não é reproduzir com precisão a velocidade do vento sobre fileiras de aerogeradores, mas sim avaliar se o modelo de mesoescala pode representar os mecanismos subjacentes às acelerações. As Figuras 31 e 32 representam a série temporal da velocidade média do vento nas fileiras de barlavento (U_b), de sotavento (U_s), desempenhos e razões de velocidade associadas com os dois últimos, e valores médios da velocidade do vento (\bar{U}_H) e frequência de Brunt-Väisälä (\bar{N}_H) referentes a uma altura de referência fixa ($H = 500$ m agl), embora saiba-se da variabilidade espaço-temporal da altura da camada-limite. Escolhemos essa altura fixa porque ela se adapta bem à profundidade da camada estável do jato, e para ilustrar as mudanças na profundidade da camada-limite noturna antes e depois da chegada do jato. Esta simplificação contorna a dificuldade associada à obtenção da altura da camada-limite durante a noite (SILVER *et al.*, 2020). As variáveis associadas ao desempenho (U_b , U_s , RV e ϵ_P) foram comparadas com as observações através do procedimento descrito na seção 4.1.2. A velocidade do vento medida pelas torres (U_{78}) são plotadas ao lado de U_b para avaliar a razoabilidade da velocidade equivalente enquanto métrica. Médias móveis horárias foram aplicadas a RV e ϵ_P para mitigar flutuações diurnas devido a rajadas. Faltam dados de aerogeradores de MO entre os dias 28 e 29 (área cinza na Figura 32). A Tabela 11 resume o MAE e o viés associados às variáveis de desempenho.

A velocidade do vento equivalente é consistente com as observações das torres dos parques, às vezes com um pequeno atraso temporal. Em CF1, há um viés negativo

Tabela 11 – Métricas MAE e viés para variáveis relacionadas ao desempenho para o domínio D4.

Caso	U_b [m/s]	U_s [m/s]	RV	ϵ_P [%]
CF1 (caso 2)	1,2/0,8	1,6/1,1	0,1/0,0	45/21
MO (caso 2)	1,2/0,0	1,5/0,8	0,2/0,1	94/82
CF1 (caso 3)	1,2/0,8	1,5/1,0	0,1/0,0	34/7
MO (caso 3)	1,1/0,1	1,5/0,8	0,1/0,1	58/49

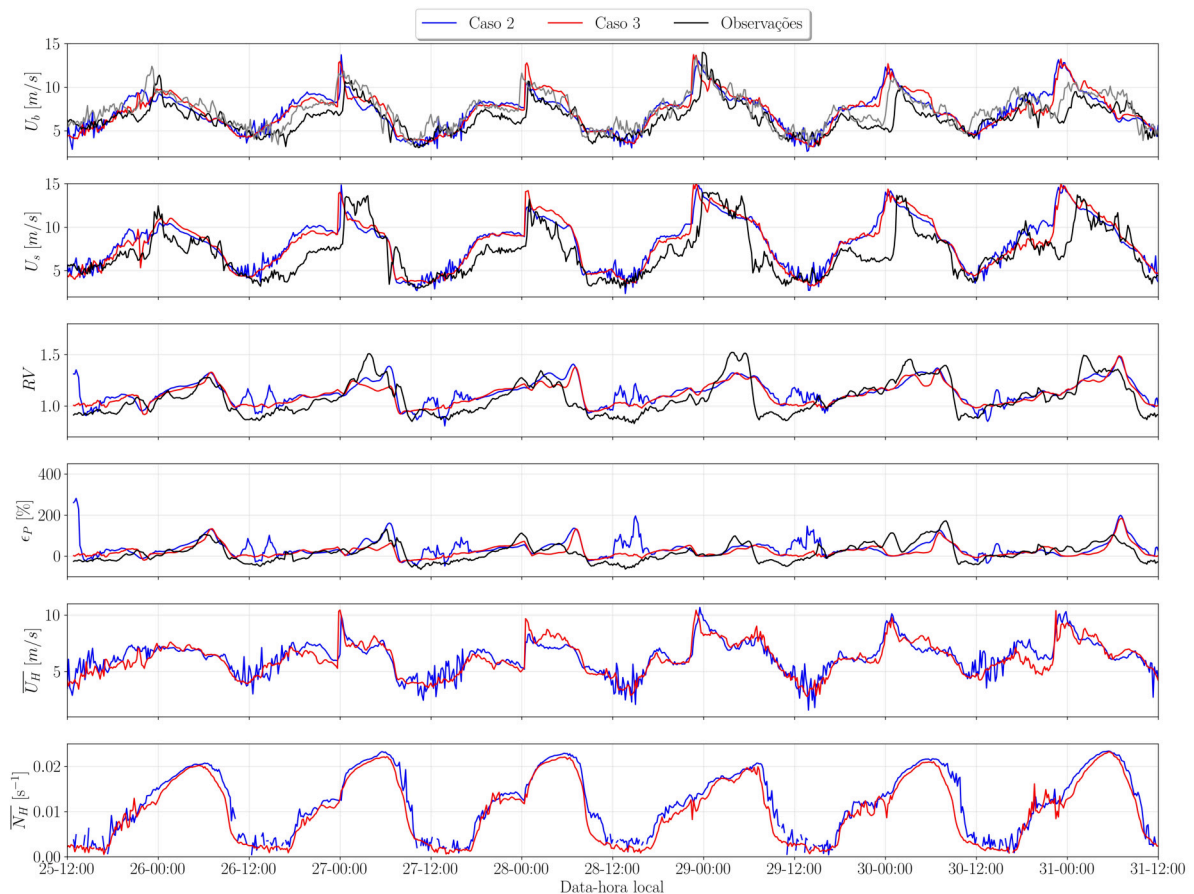


Figura 31 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para CF1. A U_{78} da torre anemométrica (linha cinzas) é mostrada para referência. Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos.

porque o vento na torre é mais forte do que o vento médio na fileira de barlavento. A velocidade do vento média da camada (\bar{U}_H) aumenta drasticamente perto da meia-noite na chegada da corrente de gravidade. Simultaneamente, a frequência Brunt-Väisälä média da camada (\bar{N}_H) diminui temporariamente por este ar ser melhor misturado (maior turbulência), o que reduz o gradiente vertical de temperatura próximo à superfície. Em seguida, \bar{N}_H aumenta porque embora a camada-limite seja menos estável do que antes da meia-noite, ela é mais profunda. Ela também torna-se progressivamente mais estável e com ventos mais fracos.

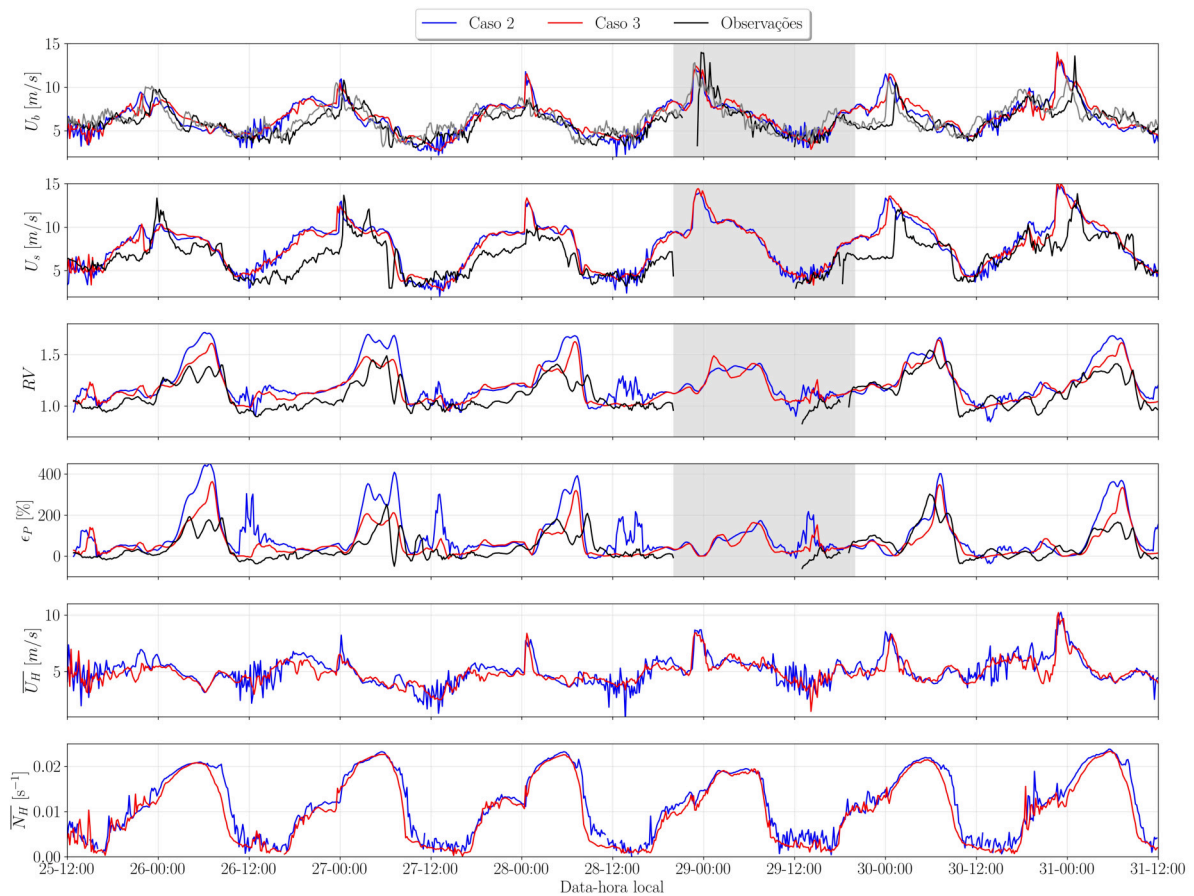


Figura 32 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para MO. A U_{78} da torre anemométrica (linha cinzas) é mostrada para referência. Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos. O período com perda de medições foi colorido em cinza.

Em geral, no caso 3 foram obtidas melhores métricas para todas as variáveis, e as razões de velocidade e desempenhos foram exagerados em MO em ambos os casos. As RV foram razoavelmente bem representadas nas simulações no sentido de que são bastante claras as RV maiores depois da meia-noite até a manhã, o que é consistente com as observações. As simulações exageram a RV durante o dia e antes da meia-noite. Depois da meia-noite, foi razoavelmente bem simulada em CF1, e superestimada em MO. As RV simuladas para MO (máx. $\approx 1,75$) são consideravelmente maiores do que para CF1 (máx. $\approx 1,50$). Como são superestimadas, especialmente em MO, o ϵ_P é similarmente exagerado. Perceb-se que o caso 2 produz fortes flutuações diurnas de RV e ϵ_P dada a sensibilidade das métricas a ventos diurnos mais fracos.

Pode-se extrair a seguinte mensagem desses resultados. Próximo da meia-noite, a mistura turbulenta associada à intensificação do vento reduz a estabilidade. Essa

combinação de elevada velocidade do vento e menor estabilidade tende a aumentar o número de Froude ($F = U/ND$), implicando menor variabilidade horizontal do vento médio. Portanto, a RV ou ϵ_P são moderados no início da ocorrência do jato. Algum tempo depois da passagem da frente turbulenta da corrente de gravidade a turbulência diminui, forma-se uma camada-limite cada vez mais estável. O maior desempenho após a meia-noite está associado a esta última. Antes da meia-noite, a camada-limite é mais estável, mas também mais rasa, o que produz um baixo \overline{N}_H . Assim, parece que a profundidade da camada-limite tem papel central na modulação dos desempenhos.

Embora as métricas de desempenho tenham sido superestimadas em certos períodos das séries temporais, elas são geralmente consistentes com a evolução temporal dos padrões de desempenho derivados de observações em ambos os parques eólicos e casos. Na próxima seção, investiga-se porque o notável desempenho após a meia-noite está associado a uma camada estável mais profunda e ao enfraquecimento do vento.

4.2.4 Padrões de vento

Esta seção descreve os padrões de vento nos parques eólicos com base em seções verticais da magnitude da velocidade do vento (U) através dos transectos 1 e 2 (Figura 26d) para CF1 e MO, respectivamente. O foco está nos ventos de camada-limite estável e, portanto, o período diurno foi omitido. Os casos 2 e 3 são mostrados em detalhes (instantâneos de todas as noites são ilustrados) para CF1 (Figuras 33 e 34) e MO (Figuras 35 e 36), respectivamente. Todos os gráficos exibem métricas para caracterizar os gradientes horizontais na velocidade do vento (RV) e a camada-limite (representada pela velocidade média do vento da camada e frequência de Brunt-Väisälä) obtidos das simulações (Figuras 31 e 32). Os pontos pretos representam a altura do eixo dos aerogeradores das fileiras de barlavento e sotavento mais próximos dos transectos. Uma animação dos resultados para o caso 3 (transecto 1) é fornecida como material suplementar (RADÜNZ, 2021b).

A evolução temporal dos padrões de vento é semelhante em todos os dias e casos. Os padrões de vento dividem-se entre antes e depois do jato da meia-noite. Antes da meia-noite (22:00), a atividade de mesoescala local (Figura 29) impulsiona o vento de uma camada-limite altamente estável, mas rasa. Assim, a aceleração do lado sotavento e a desaceleração do vento no declive de barlavento são fracas, portanto, isso produz pequenas RV (geralmente abaixo de 1,2).

Digno de nota é a captura da chegada da frente da corrente de gravidade perto da meia-noite (Figura 33 b2). Outros instantâneos ilustram casos em que a frente acabou de passar pelos parques (Figura 33d2 e e2). A interação do jato noturno com os platôs produz um forte vento descendente, especialmente após as 02:00. O jato é fortemente acoplado ao declive de sotavento e ao fundo do vale devido às forças de

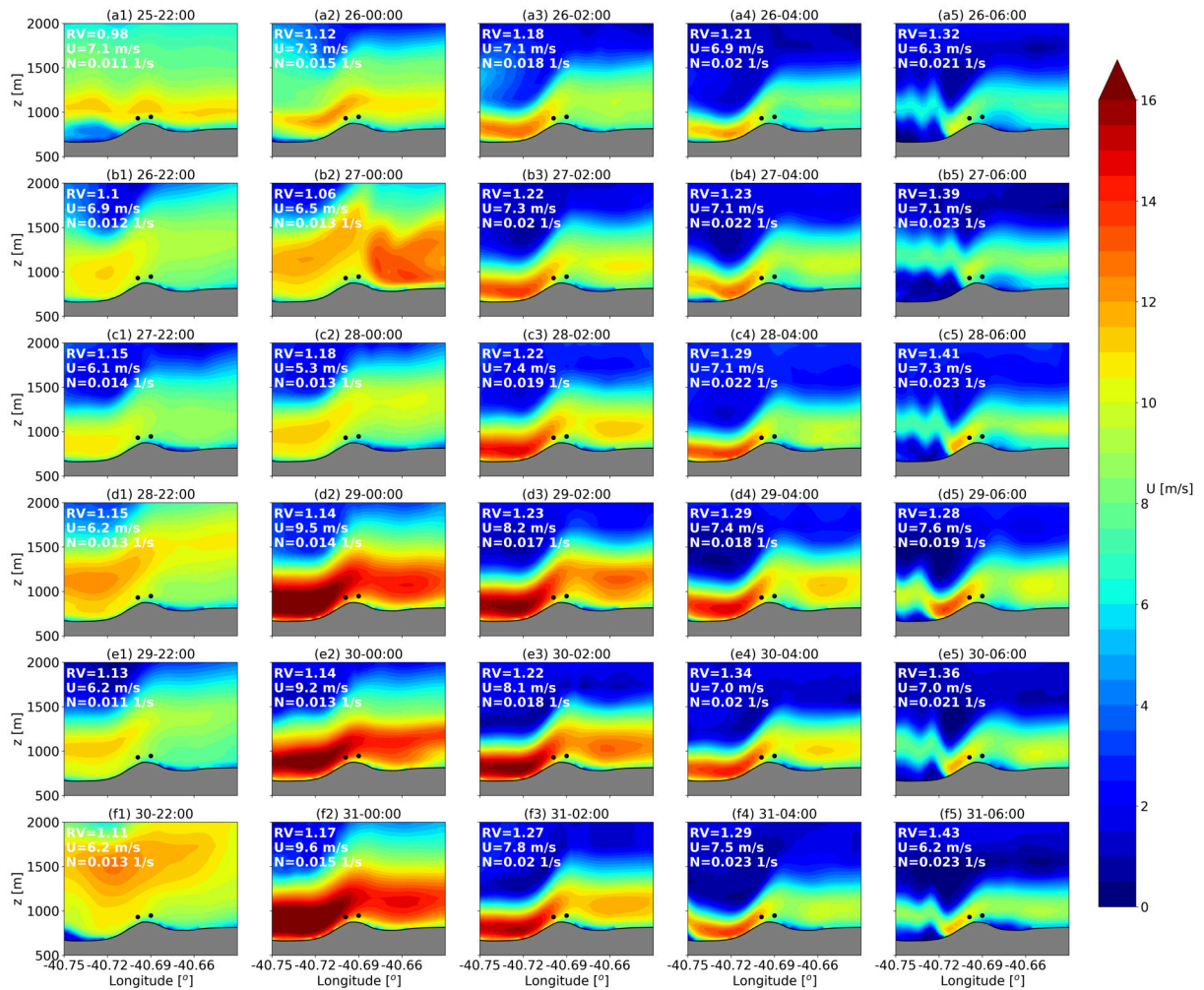


Figura 33 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.

empuxo que restringem o deslocamento vertical do ar, produzindo algo como um efeito venturi (BANTA *et al.*, 1990). Isso cria uma região de baixa pressão a sotavento e de alta pressão no acive de barlavento, o que aumenta a tendência do bloqueio topográfico do vento em baixos níveis no acive. Este parece ser o caso por volta das 06:00. Esta região de desaceleração/bloqueio dos ventos tem maior extensão horizontal e surge mais cedo em MO, possivelmente pelas menores velocidades do vento e do acive mais acentuado. Esta pode ser a causa dos desempenhos superestimados em MO, discutidos na última seção. De fato, as maiores RV (geralmente entre 1,2 e 1,6) ocorrem entre 04:00 e 06:00, quando o vento enfraquece e a camada se torna mais estável ($N \approx 0,2$) relativamente à meia-noite. Entre 04:00 e 06:00, um jato mais fino, lento e estável produz ventos que progressivamente perdem a capacidade de penetrar no vale. A posição do vento mais intenso (antes no vale) retrocede em direção ao

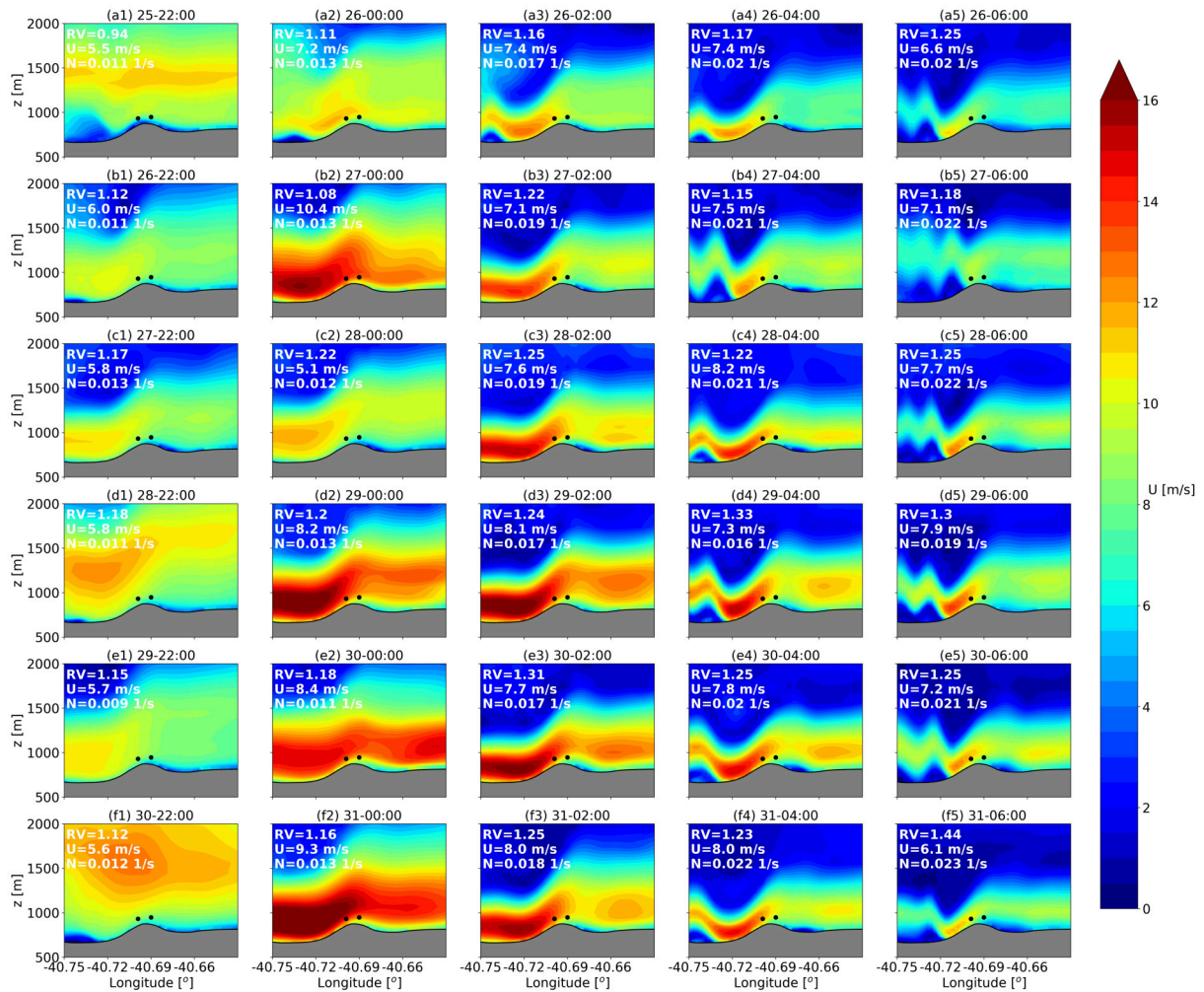


Figura 34 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 3. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.

declive, e padrões de vento ondulados aparecem (ondas de montanha ou *lee waves*). Este comportamento foi relatado em (SANTOS *et al.*, 2020; PEÑA; SANTOS, 2021), onde os ventos mais fracos e estáveis, no final da noite, produziram padrões de ondas a sotavento à medida que a posição das máximas velocidades recuava.

A evolução temporal dos padrões de vento foi razoavelmente bem representada em ambos os casos (Figuras 33, 34, 35 e 36), com algumas diferenças no comprimento característicos das ondas de montanha. Uma diferença que aparece entre as noites é a ocorrência de padrões ondulados antes da meia-noite no dia 26-22:00. Estes foram produzidos pela atividade local de mesoescala e não pelo jato e, portanto, estão associados a uma camada-limite rasa e a acelerações fracas. Padrões de natureza semelhante foram relatados posteriormente após a transição noturna em (SANTOS *et al.*, 2020), de modo que essa ocorrência antes da meia-noite é plausível. A ocorrência

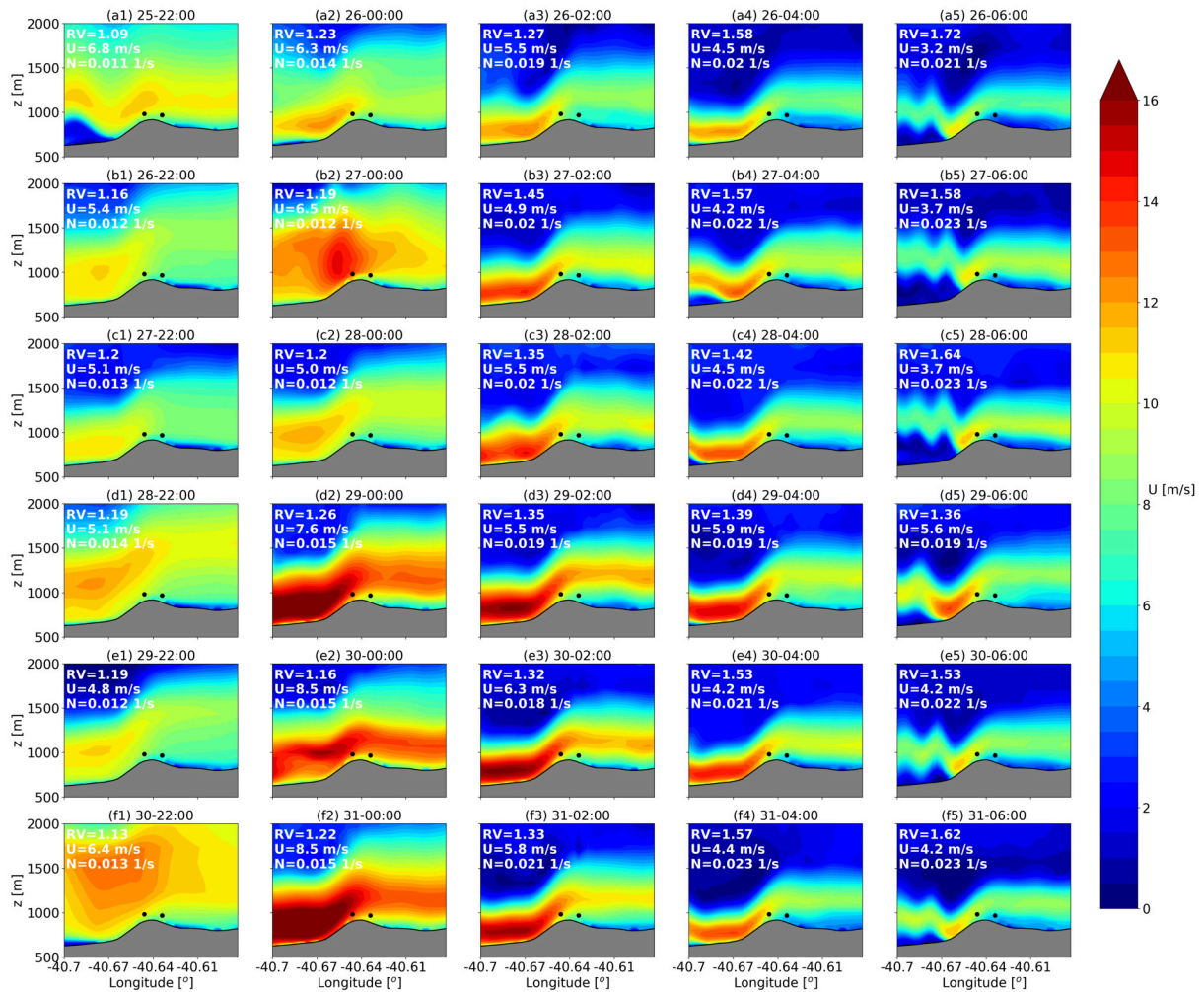


Figura 35 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.

de tal fenômeno é representada similarmente para outros casos simulados.

Assim, o jato noturno se forma após a passagem da frente da corrente de gravidade, produzindo ventos descendentes que causam notável desempenho nas fileiras de sotavento até a manhã. Em seguida, avalia-se a capacidade dos padrões de produzir influência sistemática no desempenho e acelerações. Esta informação é valiosa no contexto da disposição espacial dos aerogeradores na área de parques eólicos (*micro-siting*).

4.2.5 Influência média dos padrões de vento no desempenho

Antes de se avaliar a influência sistemática dos padrões de vento no desempenho dos parques, faz-se necessária uma análise dos perfis horários médios da velocidade do vento, temperatura potencial e frequência de Brunt-Väisälä (Figura 37).

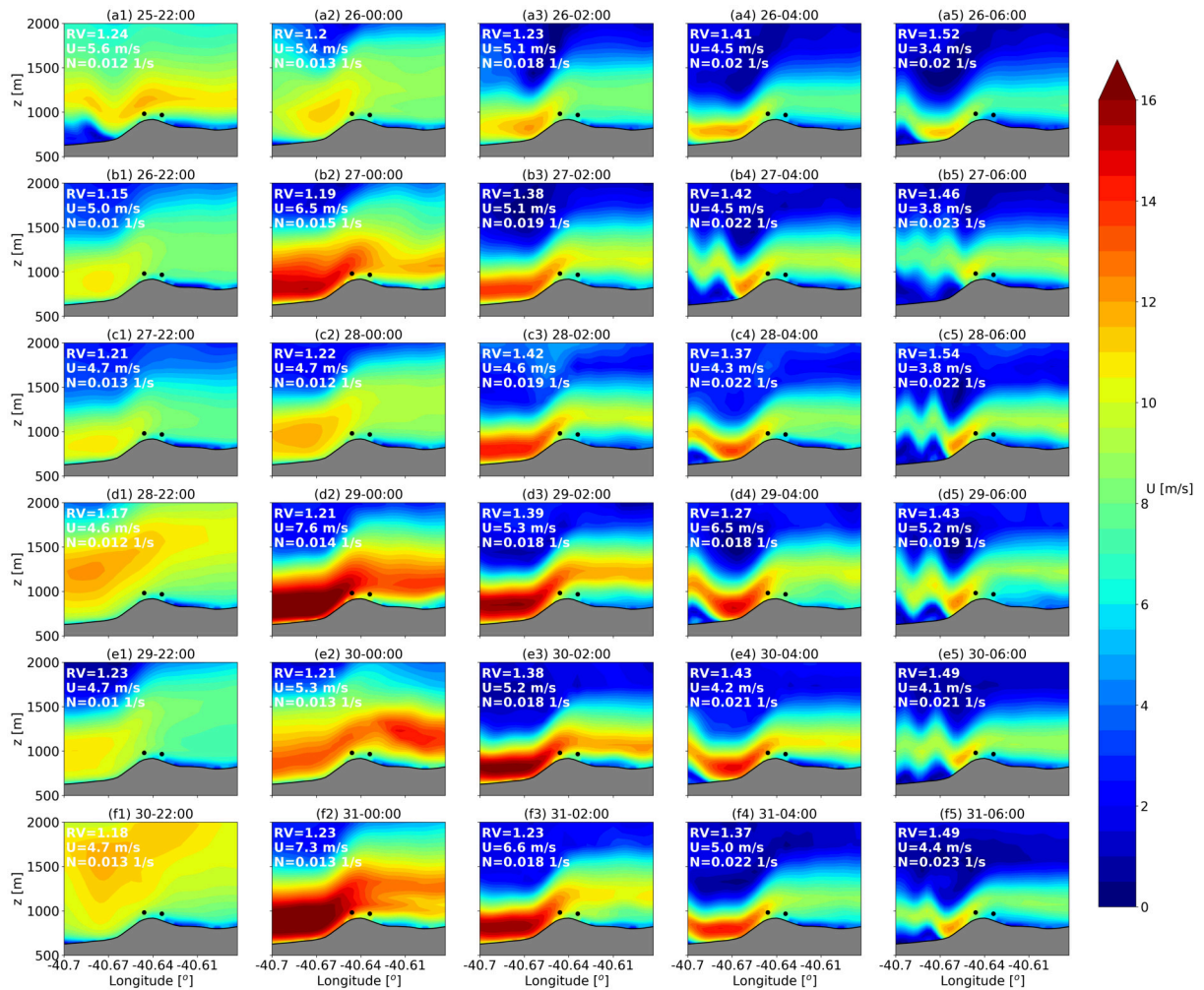


Figura 36 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 3. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco. O eixo vertical mostra a elevação acima do nível do médio do mar.

Estes são mostrados em incrementos de duas horas. Os padrões de vento médios associados a estes perfis são representados pela razão de velocidades média a 78 m ANS ao longo dos transectos 1 e 2 (Figura 38). Isso facilita a visualização da aceleração ou estagnação do vento nas proximidades dos parques eólicos. Naturalmente, a RV sobre a fileira de barlavento é igual à unidade. Razões de velocidade derivadas de observações são mostradas deslocadas verticalmente. A Tabela 12 resume o MAE e o viés para as variáveis médias.

A evolução temporal dos perfis de velocidade do vento após a transição noturna (18:00) foi bem representada (Figuras 37a, d), com a aceleração progressiva do vento na camada-limite e a formação de uma barriga. Existe grande cisalhamento somente próximo à superfície, causado por uma camada muito estável, mas rasa (Figuras 37b-c, e-f). Os perfis representam bem as características do jato noturno, com velocidades

máximas entre 200 e 250 m ANS. Durante o dia, a velocidade do vento (normalmente pouco variável em altura) às vezes diminui com a altura, possivelmente devido à aceleração topográfica perto do solo. Há um claro agrupamento de perfis semelhantes em grupos: (i) camadas-limite profundas e estáveis, características do jato entre 02:00 e 06:00; (ii) camadas-limite rasas e estáveis associadas ao período noturno entre 18h e 22h; (iii) camadas-limite convectivas associadas ao período diurno entre 10:00 e 16:00. Outros perfis estão associados aos períodos de transição matutina (06:00 - 10:00) e chegada do jato (00:00) e, portanto, podem ter características mistas. Há uma camada de ar fortemente estável fora da camada-limite acima de 300 m às 08:00, enquanto a camada-limite é convectiva próximo à superfície.

Em MO, a maior variação horizontal na RV é possivelmente causada pelas maiores inclinações e menores velocidades do vento. O vento durante a tarde (entre 12:00 e 16:00) é horizontalmente homogêneo devido à grande mistura turbulenta e do empuxo (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020). Antes da meia-noite às 20:00 ($RV \approx 1,1$) e às 22:00 ($RV \approx 1,25$), há uma ligeira aceleração dos ventos a sotavento. Depois da meia-noite (02:00 e 04:00), há uma clara aceleração dos ventos a sotavento ($1,25 < RV < 1,6$), produzindo fortes grandes gradientes horizontais na RV entre as duas fileiras. O vento a barlavento desacelera e produz um mínimo entre o aclave de barlavento e a planície. Mais tarde (06:00), quando o vento desacelera e se torna ainda mais estável (produzindo padrões ondulados em alguns casos), a região de máxima velocidade antes localizada no vale recua para o declive de sotavento. No início da manhã (08:00), os gradientes horizontais são atenuados pela transição matutina, mas ainda vemos padrões que se assemelham ao final da madrugada (06:00). Esse atraso na destruição da camada-limite estável durante a manhã pode estar relacionado ao notável desempenho já relatado no início da manhã.

O ciclo diurno médio de métricas de desempenho e de características da camada-limite são mostrados na Figura 39. Embora as RV tenham sido razoavelmente bem representadas em CF1, com uma ligeira superestimação durante o dia e antes da meia-noite, elas foram exageradas em MO depois da meia-noite. Isso poderia ser atribuído às velocidades do vento relativamente mais baixas para o mesmo grau de estratificação em MO em comparação com CF1. Esse exagero também foi maior para o caso 2.

Tabela 12 – Métricas MAE e viés para variáveis médias horárias relacionadas ao desempenho para o domínio D4.

Caso	U_b [m/s]	U_s [m/s]	RV	ϵ_P [%]
CF1 (caso 2)	0,9/0,8	1,2/1,1	0,1/0,0	29/21
MO (caso 2)	0,9/0,0	1,1/0,8	0,1/0,1	84/82
CF1 (caso 3)	0,9/0,8	1,1/1,0	0,1/0,0	22/7
MO (caso 3)	0,7/0,1	1,0/0,8	0,1/0,1	51/49

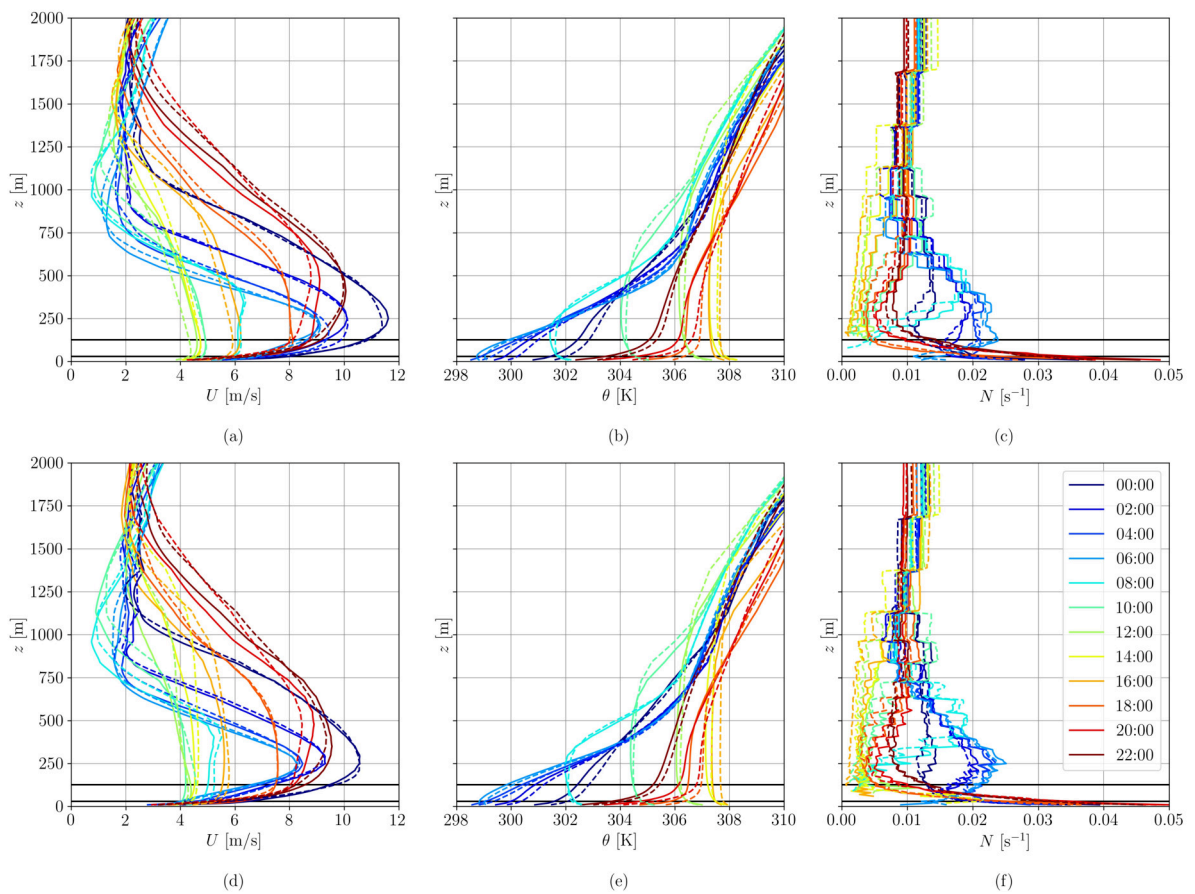


Figura 37 – Perfis horários médios da velocidade do vento, temperatura potencial e frequência de Brunt-Väisälä para os casos 2 (linhas contínuas) e 3 (linhas tracejadas), em CF1 (a-c) e MO (d-f). As cores vão do azul-escuro à meia-noite para o verde perto do meio-dia, e depois para o vermelho após a transição noturna para destacar a evolução temporal dos perfis.

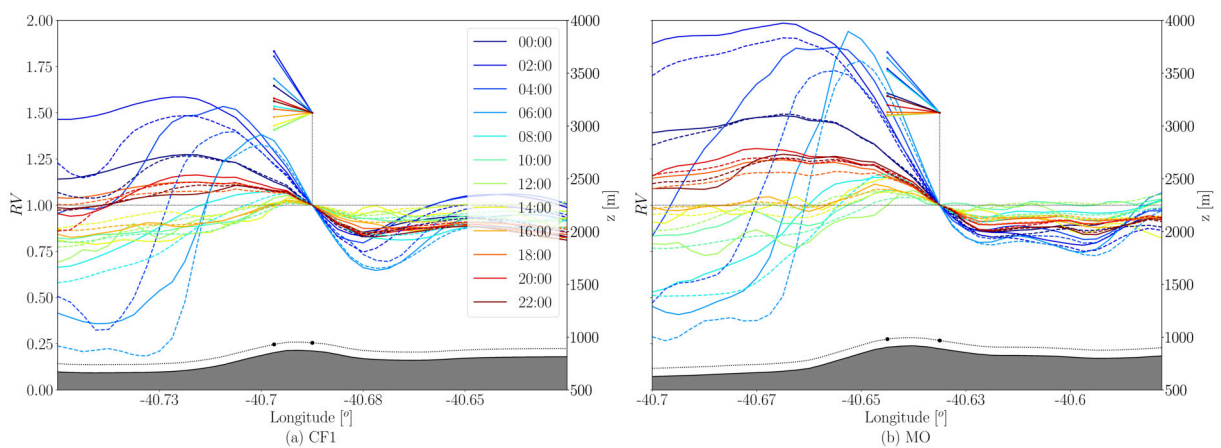


Figura 38 – Razões de velocidade médias horárias em CF1 (a) e MO (b), em que os casos 2 (linhas contínuas) e 3 (linhas tracejadas) são mostrados no domínio mais interno. Razões de velocidade baseadas nas observações são mostradas deslocadas verticalmente.

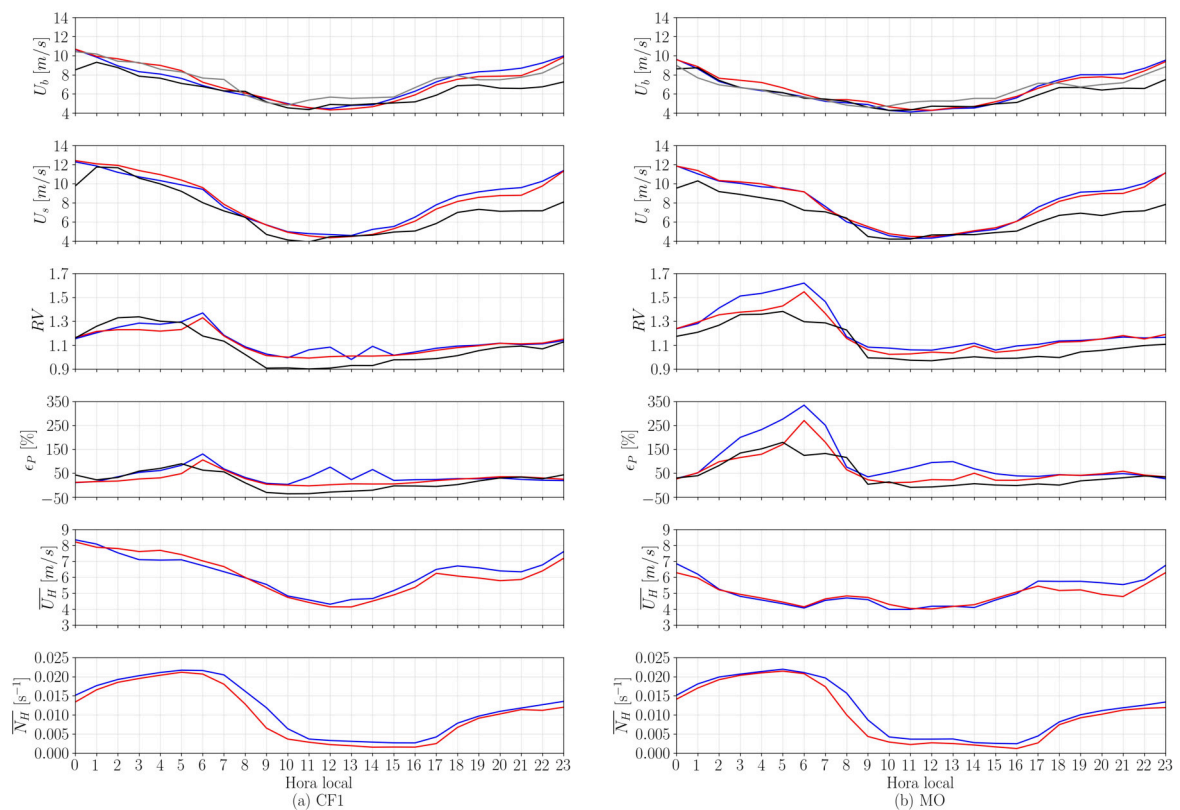


Figura 39 – Médias horárias dos padrões de desempenho e variáveis simuladas para CF1 (a) e MO (b). Observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas cinza), e simulações dos casos 2 (linhas azuis) e 3 (linhas vermelhas). A U_{78} da torre anemométrica (linha cinza) é mostrada para referência.

Algumas considerações adicionais são que as linhas de RV (Figuras 38) revelam mudanças no vento que não seriam representadas por modelos lineares nem por modelos baseados em CFD sem estratificação, os quais são tipicamente empregados no projeto de parques eólicos (RADÜNZ; LEITE; PETRY, 2020). Isto é, nesses modelos sem estratificação térmica, a linha de RV na vizinhança da topografia sempre representaria uma máxima no topo da elevação. Além disso, mesmo um modelo numérico que incorpora a influência da estabilidade atmosférica pode simular erroneamente as RV se somente observações baseadas na superfície, como as obtidas de anemômetros sônicos, forem usadas como entrada. Isto decorre do importante papel da profundidade da camada-limite.

Apesar de RV e ϵ_P às vezes coincidirem com aqueles derivados das observações, isso não significa que o modelo de mesoescala nesta resolução consiga reproduzir com precisão a magnitude dos padrões de desempenho. No entanto, fica claro que pelo menos os padrões gerais de desempenho, ou seja, o ligeiro aumento no desempenho após a transição noturna e o notável desempenho após a meia-noite são bem reproduzidos nas simulações.

4.3 DISCUSSÕES

4.3.1 Escoamentos estratificados sobre topografia

Nesta seção, discutem-se os resultados com estudos clássicos como a teoria linear e experimentos com tanque de água (*towing tank*), e com a literatura mais recente (experimentos de campo em terrenos complexos).

Estudos clássicos mostram que em condições neutras ($F \approx \infty$ ou $G \approx 0$), a distribuição horizontal das velocidades (como RV na Figura 38) é quase simétrica, com um único máximo no topo da colina. Conforme o número de Froude diminui (a estabilidade ou a profundidade da camada aumentam), uma desaceleração a barlavento e uma aceleração a sotavento do topo da colina produzem assimetria, e surge um máximo na velocidade do escoamento a sotavento do declive posterior (HUNT, J C R; RICHARDS, 1984). Este último aumenta em magnitude e aproxima-se do topo a barlavento conforme o número de Froude diminui até, eventualmente, ofuscar o máximo do topo da colina. Esta modulação dos padrões do escoamento pela profundidade da camada-limite, estabilidade e velocidades médias do escoamento são consistentes com a evolução temporal das RV e ϵ_P nos parques eólicos (Figura 38). Sobretudo, o principal ponto refere-se à profundidade da camada-limite. Um aumento na altura da interface entre duas camadas, todos com $G = 0,6$, produziu uma aceleração significativa do vento a sotavento de uma única colina (DURRAN, 1986). Portanto, a maior profundidade da camada-limite com o jato noturno pode intensificar o vento no declive do platô.

Algumas das semelhanças com experimentos de campo em terrenos complexos reside nas transições para um padrão de onda a sotavento à medida que o vento enfraquece e se torna mais estável, sendo incapaz de penetrar no vale (SANTOS *et al.*, 2020; PEÑA; SANTOS, 2021). Também na maior aceleração do vento a sotavento com o aumento da estabilidade ou redução na velocidade (PALMA *et al.*, 2019). Jatos mais rápidos tendem a ser mais profundos, longos e acoplados às superfícies do declive e vale, ao passo que jatos mais lentos tendem a ser mais rasos, curtos e incapazes de escoar adequadamente sobre declives. No Perdigão, sob ventos moderados com estratificação estável ($U \approx 7,5$ m/s, $N \approx 0,03$ s⁻¹ e $h \approx 300$ m), as velocidades máximas do vento perto da superfície estavam localizadas à cerca de 1 km a sotavento do segundo topo do cume (FERNANDO, H. J. S.; MANN *et al.*, 2019), de forma semelhante ao que foi relatado aqui. Assim, à luz desses experimentos (e dos estudos derivados deles), as características da camada-limite, os padrões de vento e sua influência no desempenho relatados aqui são plausíveis.

Nos resultados reportados aqui, o ar frio de uma corrente de gravidade e o jato chegam ao local e produzem ventos descendentes próximo ao declive, o que aumenta o desempenho das fileiras de sotavento. Isso é semelhante ao que ocorre

em Perdigão, com a diferença do jato ser produzido por ventos catabáticos que descem de montanhas (WAGNER *et al.*, 2019; PALMA *et al.*, 2019). Este raciocínio se estende a (LEHNER, Manuela *et al.*, 2016; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; HAIDEN, 2018; WHITEMAN; LEHNER, M.; HOCH; ADLER; KALTHOFF; VOGT *et al.*, 2018), em que jatos são produzidos por ventos catabáticos de uma escala maior (o deserto em declive), produzindo ventos descendentes sobre os declives da cratera. Dado que os jatos se originam de mecanismos de natureza distinta e são – mesmo para aqueles que pertencem ao mesmo tipo – modulados pelos campos de temperatura, de velocidade do vento, e topografia, isso produz uma miríade de formas e magnitudes de jatos. A interação com a topografia, no entanto, produz padrões de vento semelhantes.

4.3.2 Descrição conceitual

Os padrões de desempenho observados são modulados por ventos produzidos por três CLAs diferentes: convectiva, estável (antes do jato noturno) e estável (durante o jato noturno). A Figura 40 representa, conceitualmente, a relação entre a *RV* ao longo de um dos transectos a uma altura fixa de 78 m ANS para cada uma dessas CLAs. Portanto, a *RV* na coordenada dos aerogeradores de barlavento é igual à unidade, e na coordenada dos aerogeradores de sotavento é igual à métrica analisada anteriormente. A CLA convectiva contém ventos fracos, é bem misturada e inclui uma camada instável rasa perto do solo. Esta tende a produzir ventos horizontalmente homogêneos, portanto, a linha de *RV* apresenta baixa variabilidade horizontal e as diferenças de desempenho são pequenas. A CLA estável que se desenvolve após a transição noturna é altamente estratificada, mas rasa. Isso é perceptível pela elevada *N* próximo à superfície, que decresce rapidamente com a altura. Existe uma grande gradiente de temperatura potencial próximo à superfície, mas a camada residual acima é quase neutra. Os ventos são mais fortes do que durante o dia e formam uma barriga com um máximo relativamente longe do solo. Os padrões de vento mudam, os valores da linha de *RV* aumentam sutilmente próximo aos aerogeradores de sotavento, indicando uma melhora no desempenho destes.

A passagem de uma corrente de gravidade pelo local inicialmente aumenta os níveis de turbulência, porém estes diminuem progressivamente e a estabilidade aumenta. O jato noturno sobre os parques eólicos tem ventos fortes com um máximo próximo à superfície (200 m a 500 m). O perfil de temperatura potencial revela uma CLA mais profunda, embora com estratificação mais fraca, em comparação com antes da meia-noite. Isso fica evidente na medida que o perfil de *N* apresenta valores maiores acima da superfície (Figura 40c), em comparação com a CLA estável antes do jato noturno (Figura 40b). Aqui ocorrem padrões de vento descendente, os quais produzem um considerável aumento na linha de *RV* próximo aos aerogeradores de sotavento e,

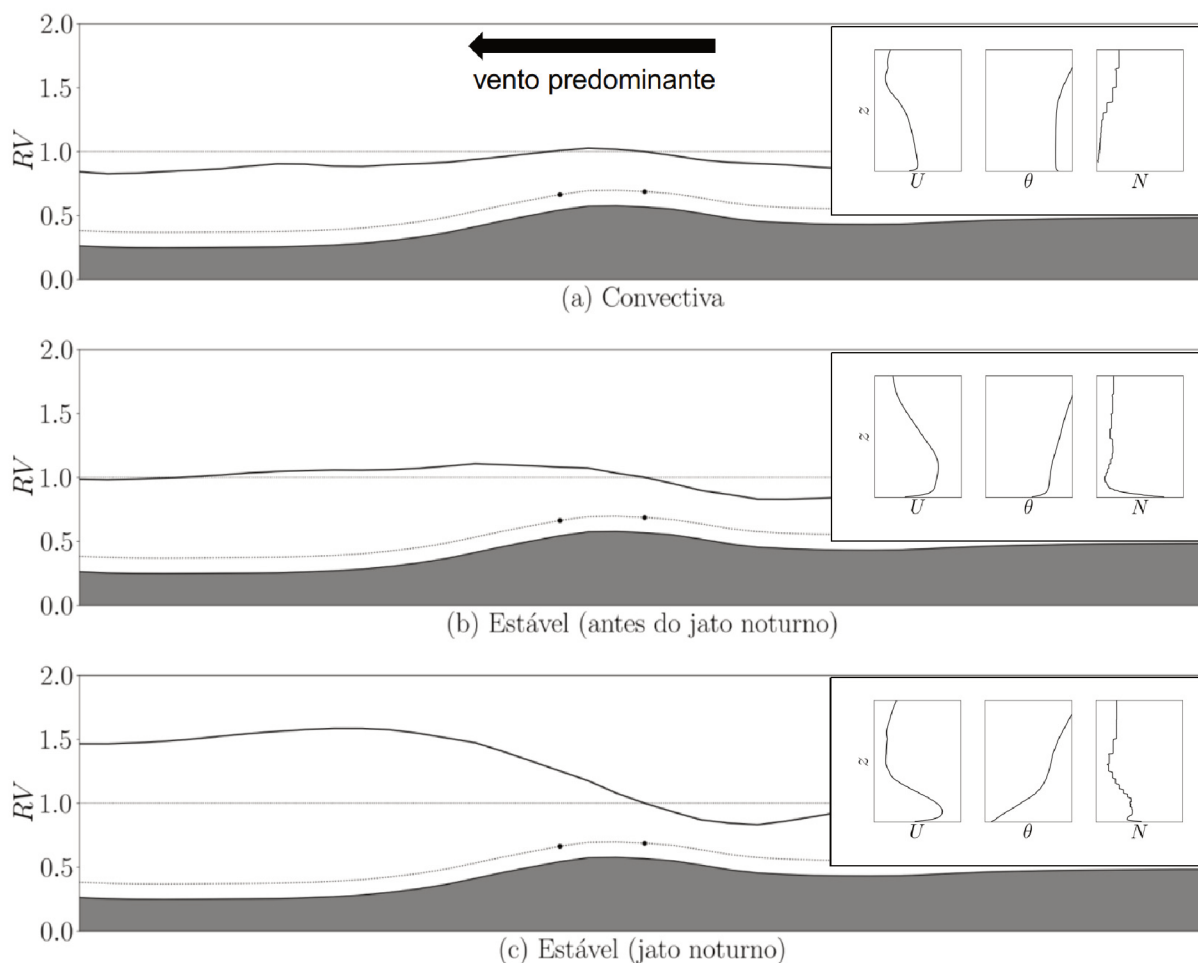


Figura 40 – Ilustração da influência da CLA (a) convectiva, (b) estável (antes do jato noturno) e (c) estável (durante o jato noturno) na RV ao longo dos transectos a uma altura fixa de 78 m ANS (linha pontilhada próxima ao terreno). Os pontos pretos representam a posição aproximada dos aerogeradores da fileira de barlavento (esquerda) e sotavento (direita). Os perfis típicos de velocidade do vento, temperatura potencial e frequência de Brünt-Väisälä acompanham cada caso.

sobretudo, no vale; este vento é fortemente aderido a sotavento e apresenta algum grau de desaceleração a barlavento. Embora as fileiras de sotavento não estejam posicionadas exatamente onde as velocidades do vento são máximas (alguns quilômetros a sotavento do declive), elas estão próximas da região de vento descendente. Assim, observa-se um notável desempenho nas fileiras de sotavento.

4.3.3 Relação com padrões de desempenho de longo prazo

Não foram investigados padrões de vento que ocorrem em todos os outros dias, exceto de 26 a 31 de dezembro de 2018. Embora haja pouca informação sobre o longo prazo, algumas considerações podem ser feitas. Em primeiro lugar, nos meses com ventos fortes há uma menor variabilidade diurna, e as condições de estabilidade

tendem à neutralidade (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020). Assim, a formação de jatos noturnos com estratificação estável poderia ser menos frequente. Em segundo lugar, existe um progressivo aumento no desempenho dos aerogeradores a sotavento no início da noite em função da atividade de mesoescala local. Não se estudou o que acontece nas noites sem jato, mas julgando a situação pelos padrões anteriores à meia-noite, o desempenho possivelmente continuaria aumentando (embora não tanto quanto no caso do jato). Assim, o desempenho superior sistemático no longo prazo poderia decorrer da combinação de padrões de desempenho notáveis e moderados das noites com e sem jatos, respectivamente. Alguns meses como novembro (não mostrado aqui) e dezembro de 2018 são especialmente propensos a notáveis desempenhos noturnos; nos meses com fortes ventos de grande escala há diferenças de desempenho menores, pois os ventos são mais turbulentos (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2020). Dadas as semelhanças entre os padrões de desempenho de longo prazo relatados em (RADÜNZ; SAKAGAMI *et al.*, 2021) para 2018–2019 e aqueles relatados para o ano mais ventoso de 2017 (SARMIENTO; OLIVEIRA, J. L. G.; PASSOS, 2021), parece que o mecanismo subjacente aos padrões de vento relatado aqui poderia ser uma característica geral do clima local.

Finalmente, pelo menos em alguns dias, pode-se ver que os padrões de vento e de desempenho decorrentes destes persistem até o amanhecer. O notável desempenho dos aerogeradores a sotavento em condições convectivas, discutido no capítulo 3 (Figuras 22), parece contraintuitivo. Uma explicação, agora possível, é que isso decorre meramente de um atraso na destruição de resquícios da camada-limite noturna, mais acima, e não que condições convectivas sejam a causa.

5 SIMULAÇÃO DE GRANDES ESCALAS

O objetivo deste capítulo é explorar duas limitações metodológicas do anterior, sendo (1) o uso de dados de relevo (GMTED2010) com baixa resolução horizontal (1 km) e (2) o uso de esquemas de CLA com resolução horizontal demasiadamente alta (333 m). Embora (2) não seja uma prática incomum (OLSEN, 2018), a rigor pode violar algumas hipóteses teóricas sob as quais foram elaborados os esquemas.

Para tal, alguns casos utilizaram dados de relevo de maior resolução horizontal (90 m) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (JARVIS *et al.*, 2008). Outros casos utilizaram Simulação de Grandes Escalas (*Large-eddy simulation*, LES) e a parametrização de CLA foi desativada. Para fins comparativos, utilizou-se dados de relevo de menor resolução (GMTED2010) e esquema de CLA em dois casos.

5.1 METODOLOGIA

A configuração das simulações utilizadas neste capítulo deriva em grande medida daquelas do anterior, de modo que se subentende que informações omitidas significam configurações idênticas às daquele. Uma diferença metodológica está no curto período analisado para economia computacional, das 18:00 do dia 26 às 08:00 do dia 27. No entanto, as simulações iniciam-se antes (às 09:00 do dia 25) para permitir uma inicialização (*spin-up*) adequada.

Foram utilizados os mesmos quatro domínios aninhados mostrados na Figura 25. As condições iniciais e de contorno laterais do domínio D1 foram especificadas baseadas nos dados horários de reanálise global do ERA5, contando com uma zona de suavização (SKAMAROCK, 2008). Ainda para o domínio D1, foi utilizada a técnica de *grid nudging* para os dados do ERA5. As dos demais domínios foram especificadas baseadas nos resultados dos seus respectivos domínios pais, também com uma zona de suavização. Todos os domínios empregaram acoplamento de duas vias (*two-way*), sendo que a informação do domínio pai entra no domínio filho via condições de contorno laterais, e a informação do domínio filho é espacialmente/volumetricamente inserida no domínio pai suavizadamente (SKAMAROCK, 2008). No topo do domínio, foram adotadas condições de absorção de ondas gravitacionais e pressão constante. As condições de contorno na superfície do terreno advêm dos modelos de *land-surface* (LSM). Foram utilizados 61 níveis verticais, com 20 desses abaixo de 1 km de altura. Uma diferença com relação à metodologia de simulação utilizada anteriormente está na ativação sequencial de domínios para economia computacional e para melhor inicialização de domínios filhos. Estes últimos só são ativados dado que o domínio pai tenha tido tempo suficiente de inicialização. Assim, o domínio D1 inicia sozinho às 09:00 do dia 25 e, após 6 h, liga-se o domínio D2. O último domínio (D4) ativa-se às 09:00 do dia 26, tempo aparentemente suficiente para uma inicialização apropriada

até o período de análise (18:00 do dia 26 às 08:00 do dia 27). Portanto, os domínios filhos utilizam somente dados estáticos de superfície da reanálise (ERA5). Os dados dinâmicos advêm do domínio pai, sendo melhores que os da reanálise.

Foram simulados 4 casos com configuração idêntica para todos os domínios, exceto para o último (D4), o mostrado na Tabela 9. Neste, desativou-se a parametrização de CLA nos casos 1 e 2 para simular as grandes escalas (LES). Foi utilizado o modelo de escala de submalha de Deardorff (DEARDORFF, 1980). Nos casos 3 e 4, manteve-se ativado a parametrização de CLA YSU. Além disso, para o domínio D4, os casos 1 e 3 utilizam dados de relevo SRTM (90 m de resolução horizontal), enquanto os casos 2 e 4 utilizam dados de menor resolução horizontal do GMTED2010 (1 km). O último foi utilizado no capítulo 4, utilizado aqui para todos os casos nos domínios D1–D3. Todos utilizaram 61 níveis verticais com 20 destes abaixo de 1 km, configuração idêntica aos casos 2 e 3 do capítulo anterior.

Tabela 13 – Resumo das diferenças no tratamento da camada-limite e fonte de dados de relevo para o domínio D4.

	Camada superficial	Camada-limite atmosférica	Topografia
Caso 1	Monin-Obukhov	LES	SRTM
Caso 2	Monin-Obukhov	LES	GMTED
Caso 3	Monin-Obukhov	YSU	SRTM
Caso 4	Monin-Obukhov	YSU	GMTED

Ao contrário do capítulo anterior que utilizou passo temporal adaptativo, utilizou-se um passo temporal fixo de 30 s para o domínio D1, que equivale a cerca de 1 s para o domínio D4. Isto dá maior estabilidade numérica e reduz a variabilidade entre os casos simulados.

5.2 RESULTADOS

5.2.1 Validação com medições das torres anemométricas

As Figuras 41 e 42 mostram séries temporais de observações e simulação da velocidade do vento a 78 m ANS (U_{78}), direção do vento a 76 m ANS (DV_{76}) e temperatura potencial a 68 m ANS (θ_{68}) para as torres de CF1 e MO, respectivamente. Para CF1, mostra-se adicionalmente o cisalhamento vertical entre 20 e 78 m ANS (α_{78-20}) e o parâmetro de estabilidade a 10 m ANS (ζ_{10}). As métricas MAE e viés referentes à comparação com observações são mostradas na Tabela 14. As simulações e observações têm resolução temporal de 1 e 10 min, respectivamente, e dada a relativa suavidade das primeiras, não se calcularam médias equivalentes de 10 min. Em geral, todos os casos representam razoavelmente a evolução temporal de todas as variáveis, com maior ou menor qualidade dependendo da variável e da torre. Percebe-se que em todos os casos as simulações representam a chegada da corrente de gravidade mais

abruptamente que as observações da U_{78} . Isso fica mais evidente para U_{78} do que para θ_{68} .

Houve pouca diferença nos resultados em função do tratamento do relevo com dados do SRTM (casos 1 e 3) e do GMTED2010 (casos 2 e 4). Algumas variáveis, como a DV_{76} , apresentaram menor viés em CF1, mas relativamente pouca diferença entre casos para MO. De forma geral, os casos 1 e 2 (LES) simularam ventos mais fracos (menor viés) nas duas torres, embora com maior e menor MAE em CF1 e MO, respectivamente. Os picos de velocidade na chegada da corrente de gravidade foram relativamente amortecidos com LES. Também houve leve melhora na simulação da DV_{76} para ambas as torres utilizando LES. O α_{78-20} foi subestimado em boa parte do período noturno em todos os casos, especialmente com LES. Similarmente ao capítulo anterior, a θ_{68} foi superestimada em CF1; os casos 1 e 2 produziram θ_{68} ligeiramente menores que os casos 3 e 4.

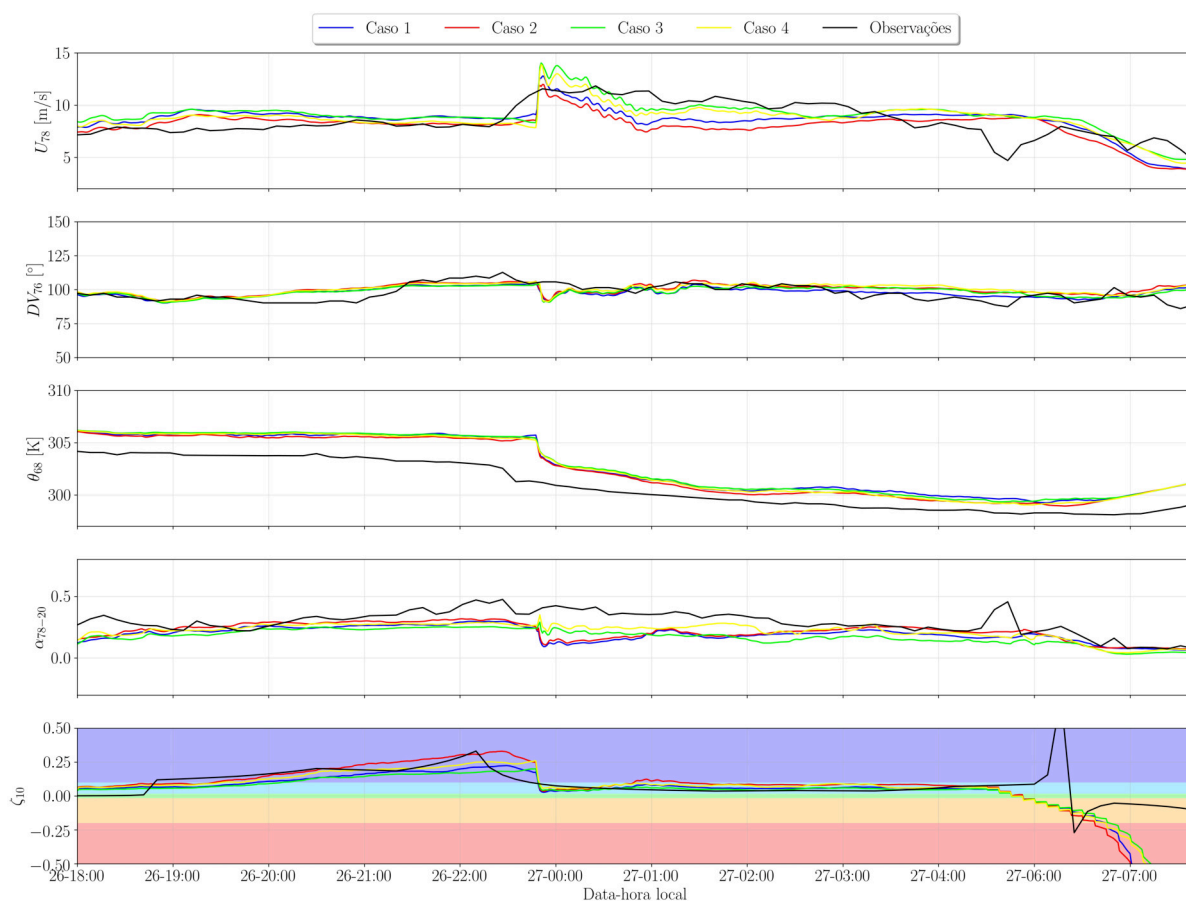


Figura 41 – Comparação entre as observações da torre (linhas pretas) e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em CF1 para os casos 1 (linhas azuis), 2 (linhas verdes) e 3 (linhas vermelhas).

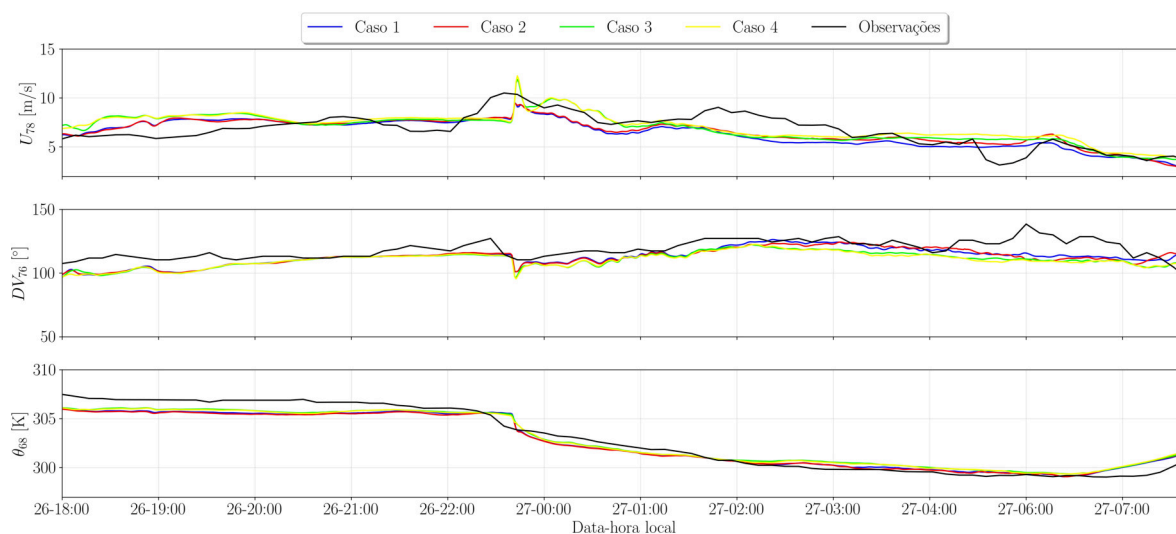


Figura 42 – Comparação entre as observações da torre (linhas pretas) e simulações da velocidade do vento (U_{78}), direção (DV_{76}), temperatura potencial (θ_{68}), cisalhamento α_{78-20} e o parâmetro de estabilidade (ζ_{10}) para o domínio mais interno em MO para os casos 1 (linhas azuis), 2 (linhas verdes) e 3 (linhas vermelhas).

Tabela 14 – Métricas MAE e viés utilizando interpolação linear para coordenadas da torre no domínio D4.

	U_{78} [m/s]	DV_{76} [°]	θ_{68} [°C]	α_{78-20}	ζ_{10}
CF1 (Caso 1)	1,23/0,07	4/0	1,82/1,82	0,11/0,06	0,11/-0,08
CF1 (Caso 2)	1,22/-0,47	4/3	1,57/1,57	0,13/0,1	0,12/-0,06
CF1 (Caso 3)	1,14/0,57	4/1	1,87/1,87	0,11/-0,05	0,09/-0,07
CF1 (Caso 4)	1,04/0,22	5/3	1,72/1,72	0,09/0,0	0,1/-0,06
MO (Caso 1)	0,98/-0,34	7/-6	0,68/-0,32	–	–
MO (Caso 2)	0,88/-0,14	7/-6	0,71/-0,36	–	–
MO (Caso 3)	1,01/0,18	8/-8	0,67/-0,13	–	–
MO (Caso 4)	1,03/0,37	9/-8	0,68/-0,15	–	–

5.2.2 Evolução temporal de padrões de desempenho e da camada-limite

As Figuras 43 e 44 mostram séries temporais de observações e simulação da velocidade equivalente dos aerogeradores a barlavento (U_b) e sotavento (U_s), a razão de velocidade (RV) e o desempenho de potência (ϵ_P); a velocidade da torre anemométrica é mostrada em vermelho para comparação qualitativa; mostra-se também a velocidade (\bar{U}_H) e a frequência de Brunt-Väisälä (\bar{N}_H) médias dos primeiros 500 m ANS para CF1 e MO, respectivamente. A Tabela 15 mostra as métricas MAE e viés das variáveis associadas ao desempenho.

De forma geral, simulações com relevo oriundo do SRTM (casos 1 e 3) produziram certo exagero nas variáveis RV e ϵ_P em comparação com casos 2 e 4 (relevo GMTED2010), sobretudo para MO (MAE e viés maiores). Isto ocorre devido a um menor e maior viés na U_b e na U_s , respectivamente. O maior exagero em MO talvez seja explicado pela propensão da topografia mais íngreme em gerar desaceleração

a barlavento e aceleração a sotavento. O tratamento da CLA com LES ou parametrizações produziu um efeito ainda mais forte que o do dado de relevo; LES (casos 1 e 3) exageraram as métricas RV e, principalmente o ϵ_P . A combinação entre relevo de maior resolução e LES (caso 1) produziu o maior exagero de RV e ϵ_P entre todos os casos.

Tabela 15 – Métricas MAE e viés para variáveis relacionadas ao desempenho para o domínio D4.

	U_b [m/s]	U_s [m/s]	RV	ϵ_P [%]
CF1 (Caso 1)	1,77/0,27	2,44/0,51	0,12/0,04	50/25
CF1 (Caso 2)	1,69/0,38	2,37/0,44	0,12/0,01	47/13
CF1 (Caso 3)	1,61/0,94	2,43/0,82	0,12/-0,02	31/-1
CF1 (Caso 4)	1,63/1,06	2,35/0,8	0,13/-0,04	33/-8
MO (Caso 1)	1,72/-0,5	2,43/0,58	0,22/0,22	141/139
MO (Caso 2)	1,6/-0,4	2,44/0,57	0,2/0,18	108/105
MO (Caso 3)	1,73/-0,04	2,47/0,63	0,14/0,13	86/83
MO (Caso 4)	1,62/0,06	2,41/0,67	0,12/0,11	68/65

5.2.3 Padrões de vento

As Figuras 45 e 46 mostram os padrões da magnitude da velocidade do vento (U) nos parques eólicos ao longo dos transectos 1 e 2 (Figura 26d) para CF1 e MO, respectivamente. Similarmente ao capítulo anterior, todos os gráficos exibem as RV , \bar{U}_H e \bar{N}_H simuladas naquele instante. Os pontos pretos representam a altura do eixo dos aerogeradores a barlavento e a sotavento mais próximos dos transectos. Os diferentes casos são representados nas linhas, e os cinco instantes são representados nas colunas.

Uma primeira constatação é que existe pouca diferença na evolução temporal dos padrões de vento entre diferentes casos, o que pode ter relação com o passo temporal fixo (em contraste com o passo temporal adaptativo do capítulo anterior). Todos os casos representam o exato instante que o “nariz” da corrente de gravidade encontra-se imediatamente a barlavento (Figuras 45a2-d2) e a sotavento (Figuras 46a2-d2) de CF1 e MO, respectivamente. Por outro lado, os casos 1 e 2 (LES) representaram ondas a sotavento com maior amplitude e dissipação. Além disso, apesar da menor velocidade do vento, a posição da máxima velocidade a sotavento retrocede em direção ao declive mais tarde. Esta modulação dos padrões de vento tem efeito na simulação do desempenho, ligeiramente maiores nos casos 1 e 2 durante o jato noturno (Figuras 45a3,b3-a5,b5 e 46a3,b3-a5,b5).

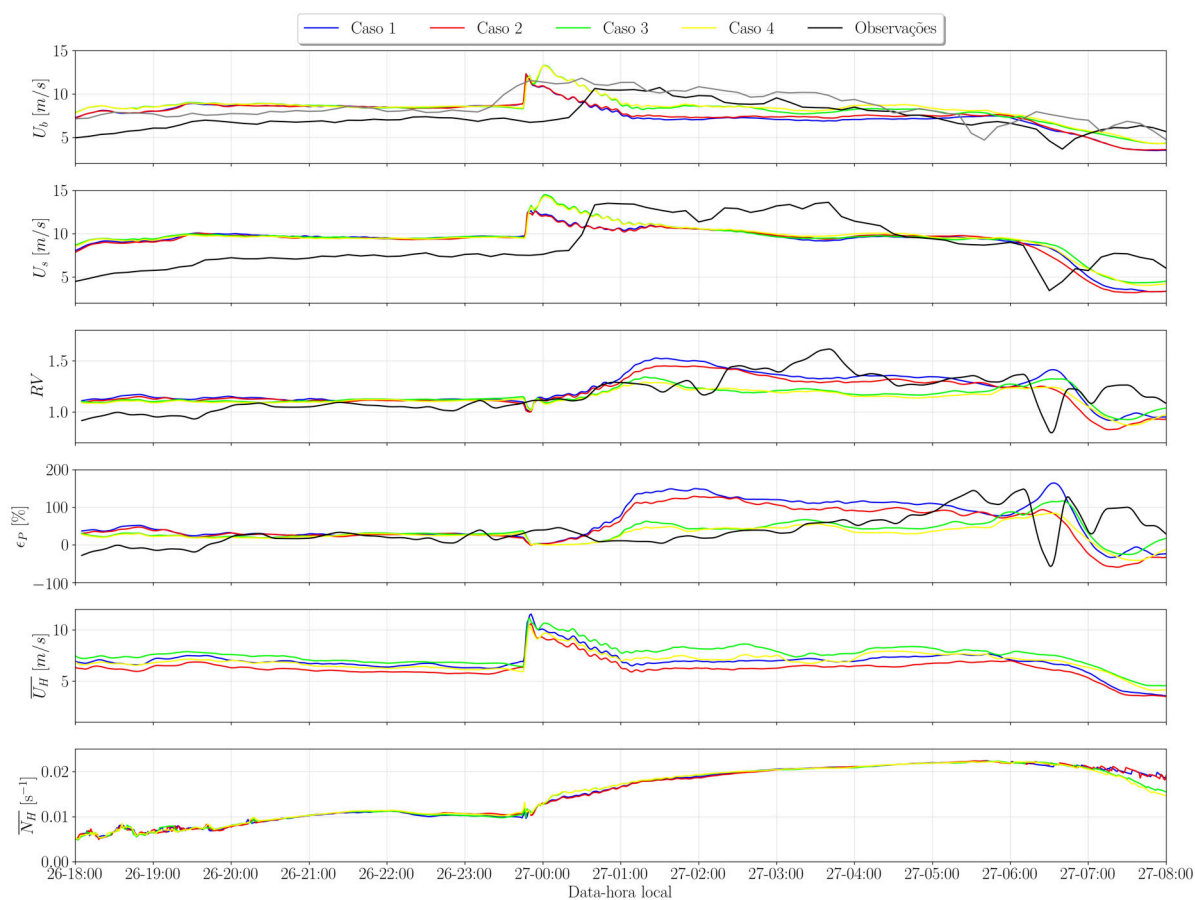


Figura 43 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\bar{U}_H e \bar{N}_H) para CF1. Isso inclui observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas vermelhas), e simulações dos casos 2 (azul) e 3 (vermelho). Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos.

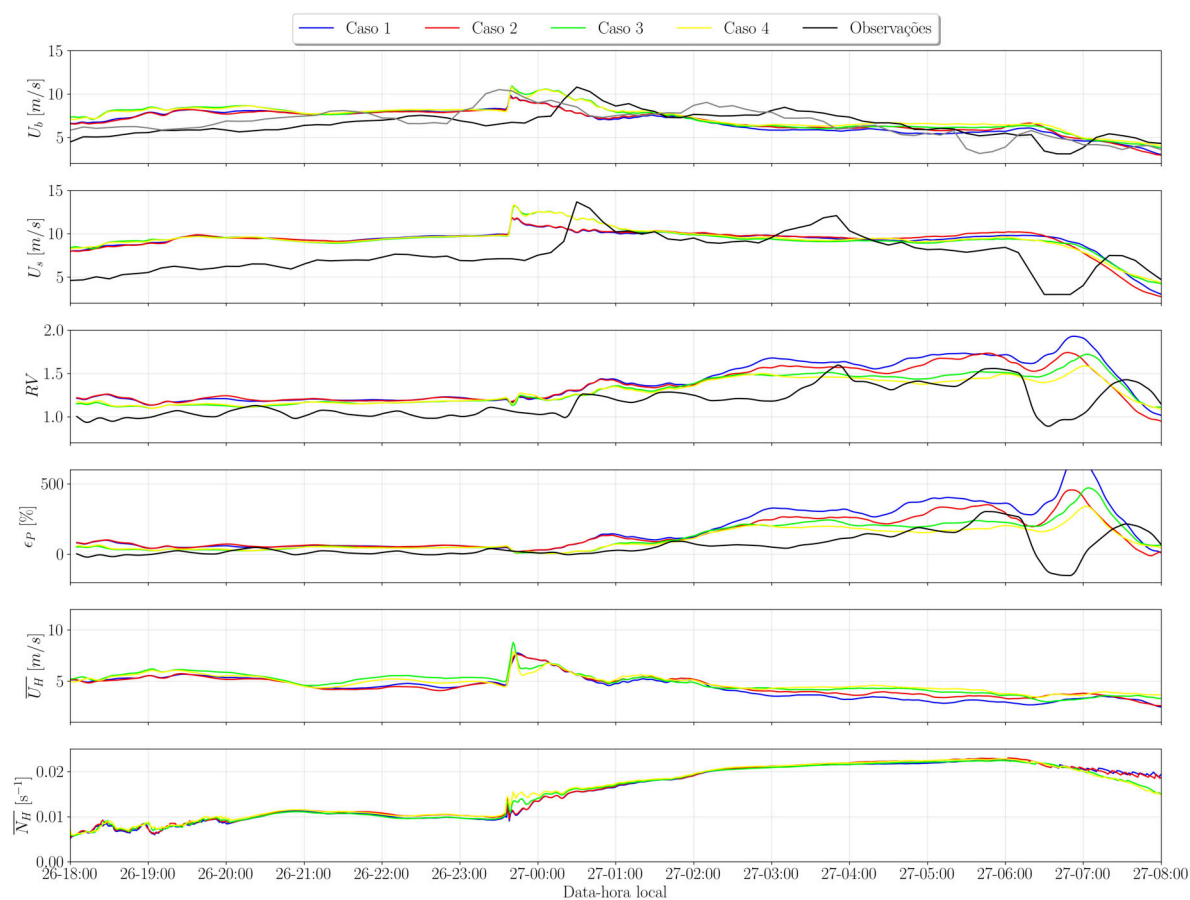


Figura 44 – Séries temporais de padrões de desempenho (U_b , U_s , RV , ϵ_P) e variáveis simuladas que descrevem características da camada-limite (\overline{U}_H e \overline{N}_H) para MO. Isso inclui observações derivadas dos aerogeradores (linhas pretas) das torres (linhas vermelhas), e simulações dos casos 2 (azul) e 3 (vermelho). Médias móveis horárias foram usadas para as métricas RV e ϵ_P para mitigar os picos diurnos. O período com perda de medições foi colorido em cinza.

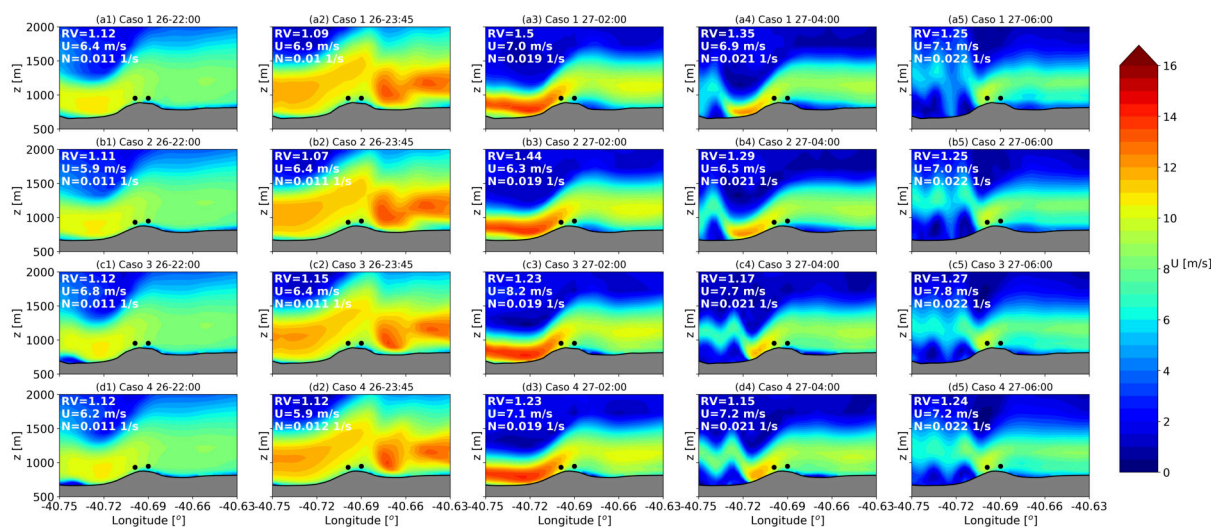


Figura 45 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 1 (CF1) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco.

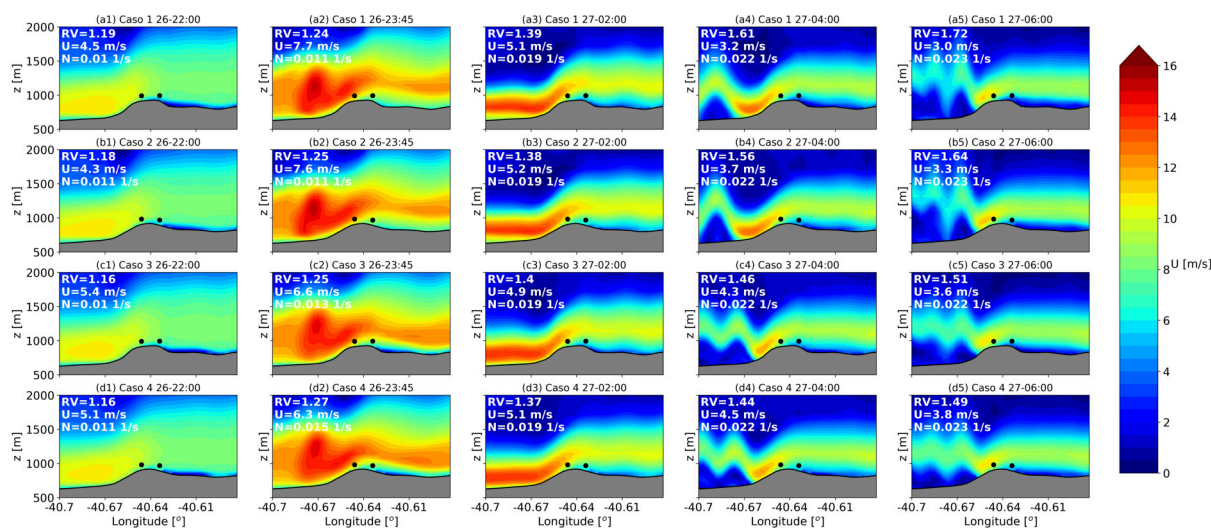


Figura 46 – Seções verticais da magnitude da velocidade do vento ao longo do transecto 2 (MO) para o caso 2. A razão de velocidade, velocidade média do vento e frequência de Brunt-Väisälä médias para a camada foram impressas em branco.

6 CONCLUSÕES

6.1 CONTRIBUIÇÕES

Compreender os ventos em parques eólicos é um dos maiores desafios de pesquisa em energia eólica na era moderna. Esta Tese iluminou uma das facetas e abordou uma lacuna de pesquisa associada a esse desafio, ou seja, como a estabilidade atmosférica e jatos noturnos influenciam o desempenho de parques eólicos em terrenos complexos. A abordagem proposta envolveu expressar a diferença de potência média entre aerogeradores de barlavento e de sotavento de dois parques eólicos através das métricas de desempenho ϵ_P e RV , ambas positivas para desempenho superior dos aerogeradores de sotavento. O ponto de partida para o estudo era a nítida diferença de desempenho entre dia, noite e madrugada. Durante o dia, aerogeradores de barlavento apresentavam desempenho ligeiramente superior ou equivalente aos de sotavento. Durante a noite, o padrão invertia-se e aerogeradores de sotavento apresentavam desempenho superior. Porém, durante a madrugada aerogeradores de sotavento apresentavam desempenho ainda maior do que no início da noite. A Tese divide-se em duas partes. Na primeira parte, foi elaborada uma descrição conceitual para os padrões de desempenho baseado somente em observações de longo prazo (nove meses) das torres anemométricas e dados de geração dos aerogeradores dos parques de Campo Formoso I (CF1) e Morrinhos (MO). Na segunda parte, aumentou-se a compreensão do problema utilizando as capacidades de simulação multiescala do modelo WRF para um período de curto prazo. O período de 25 a 31 de dezembro de 2018 foi selecionado em função dos notáveis padrões de desempenho apresentados pelos aerogeradores de sotavento. Também avaliaram-se metodologias para representação do relevo e da CLA nas simulações. Os objetivos da pesquisa foram alcançados mediante as seguintes contribuições:

- A estabilidade atmosférica tem importante papel nos padrões de desempenho, apesar de ser insuficiente enquanto métrica devido ao papel da hora do dia
- A ocorrência de jatos noturnos modula consideravelmente os padrões de desempenho, sendo que a combinação de (i) maior profundidade da camada-limite, (ii) menor velocidade do vento e (iii) maior estabilidade aumenta o desempenho dos aerogeradores a sotavento
- O modelo WRF representa bem a evolução temporal dos padrões de vento, embora atenua ou exagere magnitudes das variáveis dependendo das circunstâncias; há diferença considerável entre (i) o uso de parametrizações de CLA e LES e (ii) dados de relevo com diferentes resoluções espaciais

A estabilidade atmosférica e os descritores associados tiveram um forte impacto no desempenho dos dois parques eólicos, especialmente ao comparar as condições noturnas, de IT baixa e estáveis ($\epsilon_P = 33\%$ e 37%) com as diurnas, de IT alto e instáveis ($\epsilon_P = -11\%$ e -3%). Observou-se que as fileiras de barlavento superaram as de sotavento durante o dia ($\epsilon_P = -10\%$ a -8%), enquanto as de sotavento superaram amplamente as de barlavento ($\epsilon_P = 23\%$ e 23%) durante a noite. Em uma investigação mais detalhada, foi avaliado o efeito combinado da hora do dia e classes de estabilidade sobre o desempenho. O principal resultado foi a observação de que uma mesma classe de estabilidade pode afetar o desempenho de forma diferente dependendo da hora do dia. Assim, avaliar o desempenho usando um único descritor pode potencialmente mascarar os efeitos subjacentes de outras variáveis. Não obstante, o papel da estabilidade atmosférica no desempenho ficou claro quando se restringiu a análise para horas específicas.

As influências do efeito de esteira e da variabilidade da direção do vento provavelmente não são os principais fatores subjacentes às variações de desempenho supracitadas. O consenso científico afirma que para ventos de velocidades similares as esteiras se recuperam mais lentamente durante baixa IT e em condições estáveis, em comparação com elevada IT e em condições instáveis. Portanto, mesmo com perdas de esteira teoricamente mais altas sobre as fileiras de sotavento em condições estáveis, essas turbinas, ainda assim, podem apresentar um desempenho superior. Sem perdas por esteira, o desempenho seria ainda maior. Assim, levantou-se uma hipótese para as diferenças de desempenho entre dia e noite: a camada-limite tende a permanecer acoplada durante a noite em condições estáveis, o que causa uma zona de indução sobre a fileira de sotavento. Por outro lado, as condições instáveis durante o dia tendem a produzir separação e recirculação do escoamento, as quais podem afastar as linhas de fluxo e reduzir a indução de ventos sobre as fileiras de sotavento, reduzindo assim o desempenho.

Visto que essa hipótese descrevia insuficientemente as diferenças de desempenho entre noite e madrugada, formulou-se uma nova descrição conceitual baseada em observações e simulações de mesoescala. Esta descrição é consistente com a teoria clássica de ondas lineares e hidráulica, bem como experimentos de campo recentes que investigaram ventos estratificados em terrenos complexos: o notável desempenho dos aerogeradores de sotavento durante a madrugada decorre da interação entre o jato noturno de uma corrente de gravidade que chega ao local por volta da meia-noite e a topografia. Durante a noite, antes da meia-noite, a camada-limite é muito estável porém rasa, portanto, as diferenças de desempenho são menores. Durante a madrugada, a camada-limite com o jato noturno, embora relativamente menos estável, é mais profunda, e isso produz fortes ventos descendentes entre declive e vale, melhorando notavelmente o desempenho dos aerogeradores de sotavento. Algum grau de desace-

leração do vento ocorre simultaneamente na face de barlavento, e a combinação de ambos culmina em desempenho superior da fileira posterior. Conforme a noite avança, os ventos enfraquecem e se tornam progressivamente mais estáveis, formando padrões de ondas de montanha a sotavento. Esta descrição conceitual é plausível do ponto de vista das observações, simulações numéricas e da literatura científica.

Embora tenha havido pouca diferença nas variáveis simuladas nas torres e nos padrões de vento, as variáveis de desempenho foram afetadas mais significativamente, posto que dependem dos ventos em áreas mais sensíveis do platô. Tanto o uso de relevo de maior resolução espacial quanto de LES (sobretudo este) produziram exagero nas variáveis de desempenho. O parque de MO foi mais influenciado possivelmente devido à combinação de ventos mais fracos e topografia mais íngreme. A representação da chegada da corrente de gravidade foi representada similarmente nos casos simulados, dado que topografia e tratamento da CLA no último domínio têm pouca relação com isso.

Assim, parece que apesar da miríade de condições ambientais que levam a diferentes mecanismos para a gênese dos jatos noturnos estratificados, os ventos comportam-se semelhantemente. Fenômenos de natureza semelhante podem ocorrer em parques eólicos construídos na borda de escarpas, planaltos, montanhas e outras topografias. Dependendo da frequência e intensidade desses eventos (a intensidade aqui é modulada pelo grau de estabilidade e profundidade da camada-limite, velocidade média e direção do vento, e características topográficas), deve ser importante para o projeto adequado do parque eólico considerar a incapacidade de modelos lineares ou baseados em CFD, com estabilidade neutra, de representá-los.

Uma das principais implicações desta investigação é que o melhor local para instalar uma turbina pode depender muito da estabilidade atmosférica. A maioria dos parques eólicos é atualmente projetada e otimizada através de modelos numéricos baseados em paradigmas de longo prazo, portanto, pode não considerar variações diurnas adequadas na estabilidade atmosférica. Além disso, a profundidade da camada-limite estável influencia fortemente o desempenho dos parques eólicos, embora não seja medida ou sequer considerada em projeto. Outra contribuição é que a influência da interação entre os ventos, o terreno, estabilidade e profundidade da camada-limite no desempenho dos parques eólicos pode ser tão importante quanto a das esteiras. Este estudo fornece informações relevantes para adicionar ao corpo de conhecimento em que se baseiam os novos modelos numéricos para projeto de parques eólicos e as melhores práticas de *micro-siting*.

6.2 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Duas possibilidades para pesquisas futuras naturalmente emergem desta Tese:

- A investigação dos efeitos de longo prazo da climatologia de jatos noturnos sobre o desempenho de parques eólicos em terrenos complexos
- Simulações multiescala de altíssima resolução (~10–100 m) incluindo o efeito de esteira utilizando WRF-LES

Um importante objetivo da primeira sugestão seria compreender se e como a corrente de gravidade se forma em outras condições atmosféricas, bem como o papel disso na ocorrência de jatos noturnos no complexo eólico. Por fim, relacionar essa climatologia de jatos noturnos associada ao período de, pelo menos, um ano com os padrões de desempenho dos parques eólicos. A segunda sugestão é muito próxima do atual estado da arte da simulação computacional neste escopo. A complexa interação entre o jato noturno da corrente de gravidade, topografia e esteira de aerogeradores, atravessando de fato a *terra incognita*, possui forte interesse científico. Além disso, a modelagem multiescala nessa resolução, incluindo efeito de esteira, tem o potencial de proporcionar uma resposta quantitativa para o problema do *micro-siting* que vai além do propósito conceitual desta Tese.

REFERÊNCIAS

- ACEVEDO, Otavio C.; FITZJARRALD, David R. The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal and Spatial Variability. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 2650–2667, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<2650:TEESLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<2650:TEESLT>2.0.CO;2).
- ALLAERTS, Dries; MEYERS, Johan. Gravity Waves and Wind-Farm Efficiency in Neutral and Stable Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer Netherlands, v. 166, n. 2, p. 269–299, 2018. ISSN 15731472. DOI: 10.1007/s10546-017-0307-5.
- ARCHER, Cristina L.; VASEL-BE-HAGH, Ahmad. Wake steering via yaw control in multi-turbine wind farms: Recommendations based on large-eddy simulation. **Sustainable Energy Technologies and Assessments**, Elsevier, v. 33, December 2018, p. 34–43, 2019. ISSN 22131388. DOI: 10.1016/j.seta.2019.03.002. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.seta.2019.03.002>.
- ARYA, S P. **Introduction to Micrometeorology**. [S.l.]: Academic Press, 2001. (International geophysics series).
- ASTOLFI, Davide *et al.* Data mining techniques for performance analysis of onshore wind farms. **Applied Energy**, Elsevier Ltd, v. 148, p. 220–233, 2015. ISSN 03062619. DOI: 10.1016/j.apenergy.2015.03.075.
- AYOTTE, K.W. Computational modelling for wind energy assessment. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 96, p. 1571–1590, 2008. DOI: 10.1016/j.jweia.2008.02.002.
- BAAS, Peter *et al.* A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627–1642, 2009. ISSN 15588424. DOI: 10.1175/2009JAMC1965.1.
- BAINES, Peter G. **Topographic effects in stratified flows**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1995. ISBN 9780521629232.
- BAINES, Peter G.; HOINKA, Klaus P. **Stratified Flow Over Two-Dimensional Topography in Fluid of Infinite Depth: a Laboratory Simulation**. v. 42. [S.l.: s.n.], 1985. p. 1614–1630. DOI: 10.1175/1520-0469(1985)042<1614:SFOTDT>2.0.CO;2.
- BANTA, Robert M. *et al.* **Atmospheric Processes over Complex Terrain**. [S.l.]: American Meteorological Society, 1990. ISBN 9781935704256. DOI: 10.1007/978-1-935704-25-6.
- BARTHELMIE, Rebecca J.; PRYOR, Sara C. Automated Wind Turbine Wake Characterization in Complex Terrain. **Atmospheric Measurement Techniques Discussions**, January, p. 1–31, 2019. DOI: 10.5194/amt-2018-461.

- BASU, Sukanta *et al.* An inconvenient "truth" about using sensible heat flux as a surface boundary condition in models under stably stratified regimes. **Acta Geophysica**, v. 56, n. 1, p. 88–99, 2008. ISSN 18956572. DOI: 10.2478/s11600-007-0038-y.
- BAUER, Hans Stefan *et al.* Multi-nested WRF simulations for studying planetary boundary layer processes on the turbulence-permitting scale in a realistic mesoscale environment. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 72, n. 1, p. 1–28, 2020. ISSN 16000870. DOI: 10.1080/16000870.2020.1761740.
- BELCHER, S. E.; HUNT, J. C. R. Turbulent Flow Over Hills and Waves. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 30, n. 1, p. 507–538, 1998. ISSN 0066-4189. DOI: 10.1146/annurev.fluid.30.1.507.
- BLACKADAR, Alfred K. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 38, n. 5, p. 283–290, 1957. ISSN 0003-0007. DOI: 10.1175/1520-0477-38.5.283.
- BLEEG, James *et al.* Modeling stable thermal stratification and its impact on wind flow over topography. *In: WIND Energy*. [S.l.: s.n.], 2015. DOI: 10.1002/we.1692. arXiv: arXiv:1006.4405v1.
- BODINI, Nicola *et al.* Spatial and temporal variability of turbulence dissipation rate in complex terrain. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 7, p. 4367–4382, abr. 2019. ISSN 1680-7324. DOI: 10.5194/acp-19-4367-2019.
- BOSVELD, Fred C. *et al.* The Third GABLS Intercomparison Case for Evaluation Studies of Boundary-Layer Models. Part A: Case Selection and Set-Up. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 152, n. 2, p. 133–156, 2014. ISSN 00068314. DOI: 10.1007/s10546-014-9917-3.
- CGN BRASIL ENERGIA. **Morrinhos wind farm complex images**. [S.l.: s.n.]. ([Online; accessed in May 13, 2020]). Disponível em: <http://www.atlanticenergias.com.br/parques-eolicos/complexo-eolico-morrinhos/>.
- CHANG, Chi Yao *et al.* A consistent steady state CFD simulation method for stratified atmospheric boundary layer flows. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 172, October 2017, p. 55–67, 2018. ISSN 01676105. DOI: 10.1016/j.jweia.2017.10.003.
- CHÁVEZ ARROYO, R. *et al.* Analysis and validation of Weather Research and Forecasting model tendencies for meso-to-microscale modelling of the atmospheric boundary layer. **Journal of Physics: Conference Series**, v. 1037, n. 7, 2018. ISSN 17426596. DOI: 10.1088/1742-6596/1037/7/072012.

CHEN, Fei; DUDHIA, Jimy. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 1, p. 569–585, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2).

CHURCHFIELD, Matthew J. *et al.* A numerical study of the effects of atmospheric and wake turbulence on wind turbine dynamics. **Journal of Turbulence**, v. 13, June, p. 1–32, 2012. ISSN 14685248. DOI: 10.1080/14685248.2012.668191.

COIMBRA, I. L. **Investigation of a coastal wind farm at northeast Brazil using the WRF model**. 2018. Dissertação de mestrado – Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/205386>.

LI-COR BIOSCIENCES. EddyPro Instruction Manual, 2019. Disponível em: <https://www.licor.com/documents/1ium2zmwm6h136yz9bu4>.

CROOK, N. Andrew; TUCKER, Donna F. Flow over heated terrain. Part I: Linear theory and idealized numerical simulations. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 9, p. 2552–2564, 2005. ISSN 00270644. DOI: 10.1175/MWR2964.1.

DANIELSON, Jeffrey J.; GESCH, Dean B. **Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010)**. [S./], 2011. p. 26.

DEARDORFF, James W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 18, n. 4, p. 495–527, jun. 1980. ISSN 0006-8314. DOI: 10.1007/BF00119502.

DOOSTTALAB, Ali *et al.* Interaction of low-level jets with wind turbines: On the basic mechanisms for enhanced performance. **Journal of Renewable and Sustainable Energy**, AIP Publishing LLC, v. 12, n. 5, 2020. ISSN 19417012. DOI: 10.1063/5.0017230.

DURRAN, Dale R. Another Look at Downslope Windstorms. Part I: The Development of Analogs to Supercritical Flow in an Infinitely Deep, Continuously Stratified Fluid. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 21, p. 2527–2543, nov. 1986. ISSN 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(1986)043<2527:ALADWP>2.0.CO;2. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(1986\)043%3C2527:ALADWP%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(1986)043%3C2527:ALADWP%3E2.0.CO;2).

FARIAS, J. G. **Machine learning aplicado à previsão de geração de energia eólica com diferentes modelos de previsão numérica do tempo**. 2020. Dissertação de mestrado – Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/220412>.

FERNANDO, H. J. S.; MANN, J. *et al.* The Perdigão: Peering into Microscale Details of Mountain Winds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 5,

p. 799–819, mai. 2019. ISSN 0003-0007. DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0227.1. Disponível em:

<https://journals.ametsoc.org/bams/article/100/5/799/344800/The-Perdig%7B%5C~%7Ba%7D%7Do-Peering-into-Microscale-Details-of>.

FERNANDO, H. J. S.; PARDYJAK, E. R. *et al.* The materhorn : Unraveling the intricacies of mountain weather. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 11, p. 1945–1968, 2015. ISSN 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-D-13-00131.1.

FINNIGAN, John *et al.* Boundary-Layer Flow Over Complex Topography. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer Netherlands, v. 177, n. 2-3, p. 247–313, 2020. ISSN 15731472. DOI: 10.1007/s10546-020-00564-3. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00564-3>.

FOKEN, Thomas. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 3, p. 431–447, 2006. ISSN 00068314. DOI: 10.1007/s10546-006-9048-6.

GADDE, Srinidhi N.; STEVENS, Richard J.A.M. Interaction between low-level jets and wind farms in a stable atmospheric boundary layer. **Physical Review Fluids**, v. 6, n. 1, 2021. ISSN 2469990X. DOI: 10.1103/PhysRevFluids.6.014603. arXiv: 2001.11919.

GAO, Xiaoxia *et al.* Investigation of wind turbine performance coupling wake and topography effects based on LiDAR measurements and SCADA data. **Applied Energy**, Elsevier, v. 255, August, p. 113816, 2019. ISSN 03062619. DOI: 10.1016/j.apenergy.2019.113816.

GASCH, Robert; TWELE, Jochen. **Wind Power Plants: Fundamentals, Design, Construction and Operation**. [S.l.]: Springer, 2012. p. 567. ISBN 978-3-642-22937-4. DOI: 10.1007/978-3-642-2938-1.

GESCH, Dean B. **Topographic data requirements for EOS global change research**. [S.l.], 1994. p. 60.

GOLDSHMID, R. H. *et al.* Separation of Upslope Flow over a Plateau. **Atmosphere**, v. 9, n. 5, p. 165, abr. 2018. ISSN 2073-4433. DOI: 10.3390/atmos9050165.

GUERRA, Antonio Teixeira. **Dicionário Geológico Geomorfológico**. 8a. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. p. 446. ISBN 8524004584. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/index.php/biblioteca-catalogo?view=detalhes&id=295523>.

HAN, Xingxing *et al.* Atmospheric stability and topography effects on wind turbine performance and wake properties in complex terrain. **Renewable Energy**, v. 126, p. 640–651, out. 2018. ISSN 09601481. DOI: 10.1016/j.renene.2018.03.048.

HAUPT, Sue Ellen *et al.* On Bridging A Modeling Scale Gap: Mesoscale to Microscale Coupling for Wind Energy. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 12, p. 2533–2550, 2019. ISSN 0003-0007. DOI: 10.1175/bams-d-18-0033.1.

HERSBACH, Hans *et al.* The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020. ISSN 1477870X. DOI: 10.1002/qj.3803.

HOCUT, C. M.; LIBERZON, D.; FERNANDO, H. J.S. Separation of upslope flow over a uniform slope. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 775, p. 266–287, 2015. ISSN 14697645. DOI: 10.1017/jfm.2015.298.

HOLTON, James R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, n. 2, p. 200–205, 1967. ISSN 0040-2826. DOI: 10.3402/tellusa.v19i2.9766.

HOLTSLAG, A. A. M. *et al.* Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 11, p. 1691–1706, 2013. ISSN 0003-0007. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00187.1. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>.

HONG, Song-You; DUDHIA, Jimy; CHEN, Shu-Hua. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 1, p. 103–120, 2004. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2).

HUNT, J C R; RICHARDS, K J. Stratified airflow over one or two hills. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 30, n. 1-4, p. 223–259, 1984. ISSN 0006-8314. DOI: 10.1007/BF00121956. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/BF00121956>.

HUNT, J. C. R.; FERNANDO, H. J. S.; PRINCEVAC, M. Unsteady Thermally Driven Flows on Gentle Slopes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 17, p. 2169–2182, set. 2003. ISSN 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(2003)060<2169:UTDFOG>2.0.CO;2.

INTERNATIONAL, Copyright; COMMISSION, Electrotechnical. IEC: 61400-12-1: Wind turbines – Part 12-1: power performance measurements of electricity producing wind turbines. v. 2005, 2005.

JACKSON, P.S; HUNT, J.C.R. Turbulent windflow over a low hill. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 101, p. 929–955, 1975. DOI: 10.1002/qj.49710143015.

JARVIS, A. *et al.* **Hole-filled SRTM for the globe Version 4**. [S.l.], 2008. DOI: availablefromtheCGIAR-CSISRTM90mDatabase(<http://srtm.csi.cgiar.org>).

KAIN, John S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2).

KAIN, John S.; FRITSCH, J. Michael. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, 1990.

KOBLITZ, T. *et al.* Computational Fluid Dynamics model of stratified atmospheric boundary-layer flow. **Wind Energy**, November 2013, n/a–n/a, nov. 2013. ISSN 10954244. DOI: 10.1002/we.1684. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/we.1684>.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118–133, 1974.

LANDBERG, Lars. **Meteorology for wind energy**. [S.l.: s.n.], 2021. ([Online; accessed in November, 2021]). Disponível em: <https://www.dnv.com.br/training/meteorology-for-wind-energy-11109%7D>.

LANGE, Julia *et al.* For wind turbines in complex terrain, the devil is in the detail. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 9, 2017. ISSN 17489326. DOI: 10.1088/1748-9326/aa81db.

LEE, X; MASSMAN, W; LAW, B. **Handbook of Micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis**. [S.l.]: Springer Science + Business Media, Inc., 2004. p. 250. ISBN 1-4020-2265-4.

LEHNER, Manuela *et al.* The METCRAX II Field Experiment: A Study of Downslope Windstorm-Type Flows in Arizona's Meteor Crater. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 2, p. 217–235, 2016. ISSN 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00238.1.

LEO, Laura S. *et al.* Stratified Flow Past a Hill: Dividing Streamline Concept Revisited. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer Netherlands, v. 159, n. 3, p. 611–634, 2016. ISSN 15731472. DOI: 10.1007/s10546-015-0101-1.

LIU, Luoqin; STEVENS, Richard J.A.M. Effects of atmospheric stability on the performance of a wind turbine located behind a three-dimensional hill. **Renewable Energy**, Elsevier Ltd, v. 175, p. 926–935, 2021. ISSN 09601481. DOI: 10.1016/j.renene.2021.05.035. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2021.05.035>.

LIU, Yujue *et al.* Simulation of flow fields in complex terrain with WRF-LES: Sensitivity assessment of different PBL treatments. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 9, p. 1481–1501, 2020. ISSN 15588432. DOI: 10.1175/JAMC-D-19-0304.1.

LONG, Robert R. Some Aspects of the Flow of Stratified Fluids. **Tellus**, v. 7, n. 3, p. 341–357, 1955. ISSN 0040-2826. DOI: 10.3402/tellusa.v7i3.8900.

MACHEFAUX, Ewan *et al.* An experimental and numerical study of the atmospheric stability impact on wind turbine wakes. **Wind Energy**, v. 19, n. 10, p. 1785–1805, out. 2016. ISSN 10954244. DOI: 10.1002/we.1950.

MACHUCA, M. N. **Influence of large-scale atmospheric systems on morrinhos wind farm, Bahia-Brazil**. 2019. Dissertação de mestrado – Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/215548>.

MANN, J. *et al.* Complex terrain experiments in the New European Wind Atlas. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 375, n. 2091, p. 20160101, abr. 2017. ISSN 1364503X. DOI: 10.1098/rsta.2016.0101. Disponível em: <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rsta.2016.0101>.

MASON, P. J. Diurnal Variations In Flow Over A Succession of Ridges and Valleys. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, n. 478, p. 1117–1140, jul. 2007. ISSN 00359009. DOI: 10.1002/qj.49711347804.

MEDEIROS, Luiz E. *et al.* Low-Level Atmospheric Flow at the Central North Coast of Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer Netherlands, 2021. ISSN 0006-8314. DOI: 10.1007/s10546-021-00625-1. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10546-021-00625-1>.

MENKE, R. *et al.* Characterization of flow recirculation zones at the Perdigão site using multi-lidar measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 4, p. 2713–2723, mar. 2019. ISSN 1680-7324. DOI: 10.5194/acp-19-2713-2019. Disponível em: <https://acp.copernicus.org/articles/19/2713/2019/>.

MLAWER, Eli J. *et al.* Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. d14, p. 16663–16682, 1997. DOI: <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.

MONIN, A S; OBUKHOV, A M. Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo pere-meshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere Near the Ground). **Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst**, v. 24, n. 151, p. 163–187, 1954.

MONTI, P. *et al.* Observations of Flow and Turbulence in the Nocturnal Boundary Layer over a Slope. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 17, p. 2513–2534, set. 2002. ISSN 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(2002)059<2513:00FATI>2.0.CO;2.

MONTORNÈS, Alex *et al.* WRF-LES in the real world: Towards a seamless modeling chain for wind industry applications. **17th Annual WRF Users' Workshop**, 2016.

NAKANISHI, Mikio; NIINO, Hiroshi. An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. **Boundary-Layer Meteorology**, Elsevier Ltd, v. 119, p. 397–407, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9030-8>.

NUNALEE, Christopher G.; BASU, Sukanta. Mesoscale modeling of coastal low-level jets: implications for offshore wind resource estimation. **Wind Energy**, v. 17, n. 8, p. 1199–1216, ago. 2013. ISSN 10954244. DOI: 10.1002/we.1628.

OLIVEIRA, Amauri Pereira de; FITZJARRALD, David R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1-2, p. 141–162, fev. 1993. ISSN 0006-8314. DOI: 10.1007/BF00705380.

OLSEN, Bjarke Tobias. **Mesoscale to microscale coupling for determining site conditions in complex terrain**. 2018. p. 167. Tese (Doutorado). DOI: 10.11581/00000036.

PALMA, J. M. L. M. *et al.* Unravelling the wind flow over highly complex regions through computational modeling and two-dimensional lidar scanning. **Journal of Physics: Conference Series**, v. 1222, n. 1, 2019. ISSN 17426596. DOI: 10.1088/1742-6596/1222/1/012006.

PEÑA, A.; SANTOS, P. Lidar Observations and Numerical Simulations of an Atmospheric Hydraulic Jump and Mountain Waves. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, n. 4, p. 1–16, 2021. ISSN 2169-897X. DOI: 10.1029/2020jd033744.

PORTÉ-AGEL, Fernando; BASTANKHAH, Majid; SHAMSODDIN, Sina. Wind-Turbine and Wind-Farm Flows: A Review. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer Netherlands, v. 174, n. 1, p. 1–59, jan. 2020. ISSN 00068314. DOI: 10.1007/s10546-019-00473-0.

PROBST, O; CÁRDENAS, D. State of the art and trends in wind resource assessment. **Energies**, v. 3, p. 1087–1141, 2010. DOI: 10.3390/en3061087.

PRÓSPER, Miguel A. *et al.* Wind power forecasting for a real onshore wind farm on complex terrain using WRF high resolution simulations. **Renewable Energy**, v. 135, p. 674–686, 2019. ISSN 18790682. DOI: 10.1016/j.renene.2018.12.047.

QUENEY, Paul. The Problem of Air Flow Over Mountains: A Summary of Theoretical Studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 29, n. 1, p. 16–26, 1948. ISSN 0003-0007. DOI: 10.1175/1520-0477-29.1.16.

RADÜNZ, W. C. **A gravity current flows over a wind farm in complex terrain.** [S./]: Zenodo, out. 2021. DOI: 10.5281/zenodo.5573191.

RADÜNZ, W. C. **A nocturnal jet flows over a wind farm in complex terrain.** [S./]: Zenodo, out. 2021. DOI: 10.5281/zenodo.5571070.

RADÜNZ, W. C.; ALMEIDA, E. de *et al.* Nocturnal jets over wind farms in complex terrain. **Applied Energy**, Elsevier Ltd, v. 314, p. 118959, 2022. ISSN 03062619. DOI: 10.1016/j.apenergy.2022.118959.

RADÜNZ, W. C.; LEITE, J. M.; PETRY, A. P. Wind resource mapping and energy estimation in complex terrain: A framework based on field observations and computational fluid dynamics. **Renewable Energy**, v. 152, p. 494–515, 2020. DOI: 10.1016/j.renene.2020.01.014.

RADÜNZ, W. C.; SAKAGAMI, Y. *et al.* Influence of atmospheric stability on wind farm performance in complex terrain. **Applied Energy**, Elsevier Ltd, v. 282, p. 116149, 2021. ISSN 03062619. DOI: 10.1016/j.apenergy.2020.116149.

RADÜNZ, W. C.; SAKAGAMI, Y. *et al.* The variability of wind resources in complex terrain and its relationship with atmospheric stability. **Energy Conversion and Management**, Elsevier Ltd, v. 222, p. 113249, 2020. ISSN 01968904. DOI: 10.1016/j.enconman.2020.113249.

RAI, Raj K. *et al.* Evaluation of the impact of horizontal grid spacing in terra incognita on coupled mesoscale-microscale simulations using the WRF framework. **Monthly Weather Review**, v. 147, n. 3, p. 1007–1027, 2019. ISSN 15200493. DOI: 10.1175/MWR-D-18-0282.1.

RODRIGO, J. Sanz; CHURCHFIELD, M.; KOSOVIĆ, B. A wind energy benchmark for ABL modelling of a diurnal cycle with a nocturnal low-level jet: GABLS3 revisited. **Journal of Physics: Conference Series**, v. 753, n. 3, 2016. ISSN 17426596. DOI: 10.1088/1742-6596/753/3/032024.

SAKAGAMI, Y. **Influência da turbulência e do perfil de velocidade do vento no desempenho de aerogeradores em dois parques eólicos na costa no nordeste brasileiro.** 2017. Tese de doutorado – Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/xmlui/handle/123456789/188968>.

SAMUEL T. K. MILLER BARRY D. KEIM, Robert W. Talbot; MAO, Huiting. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 3, 2003. ISSN 87551209. DOI: <https://doi.org/10.1029/2003RG000124>.

SANTONI, Christian *et al.* One-way mesoscale-microscale coupling for simulating a wind farm in North Texas: Assessment against SCADA and LiDAR data. **Wind Energy**, October 2019, p. 1–20, 2020. ISSN 10991824. DOI: 10.1002/we.2452.

SANTOS, P. *et al.* The Alaiz Experiment : untangling multi-scale stratified flows over complex terrain. **Wind Energy Science Discussions**, p. 1–24, 2020. DOI: <https://doi.org/10.5194/wes-2020-89>.

SANZ RODRIGO, Javier; CHÁVEZ ARROYO, Roberto Aurelio *et al.* Mesoscale to microscale wind farm flow modeling and evaluation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Energy and Environment**, v. 6, n. 2, e214, mar. 2017. ISSN 20418396. DOI: 10.1002/wene.214. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1002/wene.214>.

SANZ RODRIGO, Javier; CHURCHFIELD, Matthew; KOSOVIC, Branko. A methodology for the design and testing of atmospheric boundary layer models for wind energy applications. **Wind Energy Science**, v. 2, n. 1, p. 35–54, 2017. ISSN 2366-7451. DOI: 10.5194/wes-2-35-2017.

SARMIENTO, F. I. P. S. **Influência da estabilidade atmosférica, da orografia e da esteira sobre a produção de parques eólicos**. 2021. Tese de doutorado – Universidade Federal de Santa Catarina. Disponível em: <https://repositorio.ufsc.br/xmlui/handle/123456789/227139>.

SARMIENTO, F. I. P. S.; OLIVEIRA, J. L. G.; PASSOS, J. C. Impact of atmospheric stability, wake effect and topography on power production at complex-terrain wind farm. **Energy**, v. 239, p. 122211, 2021. ISSN 03605442. DOI: 10.1016/j.energy.2021.122211.

SESCU, Adrian; MENEVEAU, Charles. A control algorithm for statistically stationary large-eddy simulations of thermally stratified boundary layers. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 140, n. 683, p. 2017–2022, 2014. ISSN 1477870X. DOI: 10.1002/qj.2266.

SHAMSODDIN, Sina; PORTÉ-AGEL, Fernando. Wind turbine wakes over hills. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 855, p. 671–702, 2018. ISSN 0022-1120. DOI: 10.1017/jfm.2018.653.

SHAW, William J. *et al.* The Second Wind Forecast Improvement Project (WFIP2): General Overview. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1–42, 2019. DOI: 10.1175/BAMS-D-18-0036.1..

SILVER, Z. *et al.* Simulation of stably stratified flow in complex terrain: flow structures and dividing streamline. **Environmental Fluid Mechanics**, Springer Netherlands, v. 20, n. 5, p. 1281–1311, out. 2020. ISSN 1567-7419. DOI: 10.1007/s10652-018-9648-y. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10652-018-9648-y> <http://link.springer.com/10.1007/s10652-018-9648-y>.

- SIMPSON, J. E.; MANSFIELD, D. A.; MILFORD, J. R. Inland penetration of sea-breeze fronts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 47–76, 1977. ISSN 1477870X. DOI: 10.1002/qj.49710343504.
- SKAMAROCK, W. C. **Description of the Advanced Research WRF Version 3 (No. NCAR/TN-475+STR)**. [S.], 2008. p. 26. DOI: <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>.
- SMITH, ROGER K; CROOK, NORMAN; ROFF, GREG. The Morning Glory: an extraordinary atmospheric undular bore. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 458, p. 937–956, 1982. ISSN 00359009. DOI: 10.1256/smsqj.45812.
- SOGACHEV, Andrey; KELLY, Mark; LECLERC, Monique Y. Consistent two-equation closure modelling for atmospheric research: Buoyancy and vegetation implementations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 145, n. 2, p. 307–327, 2012. ISSN 15731472. DOI: 10.1007/s10546-012-9726-5.
- SONG-YOU HONG, Yign Noh; DUDHIA, Jimy. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>.
- ST. MARTIN, Clara M. *et al.* Wind turbine power production and annual energy production depend on atmospheric stability and turbulence. **Wind Energy Science**, v. 1, n. 2, p. 221–236, nov. 2016. ISSN 23667451. DOI: 10.5194/wes-1-221-2016.
- STENSRUD, David J. **Importance of low-level jets to climate: A review**. v. 9. [S.l.: s.n.], 1996. p. 1698–1711. DOI: 10.1175/1520-0442(1996)009<1698:IOLLJT>2.0.CO;2.
- STEPHENS, G. L. Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 1, p. 2123–2132, 1978. ISSN 1520-0469. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2).
- STULL, R B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988.
- STULL, Roland. **Practical Meteorology - An Algebra-based Survey of Atmospheric Science**. [S.l.]: University of British Columbia, 2015. p. 938. ISBN 978-0-88865-176-1. DOI: 10.14288/1.0300441.
- UDINA, Mireia *et al.* Wrf-les simulation of the boundary layer turbulent processes during the blast campaign. **Atmosphere**, v. 11, n. 11, 2020. ISSN 20734433. DOI: 10.3390/atmos11111149.

UNITED NATIONS. **Paris Agreement: Framework Convention on Climate Change**. [S.l.]: United Nations Treaty Collection, Chapter XXVII 7. d, 2015. (International geophysics series). Disponível em:

<https://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/109r01.pdf>.

VEERS, Paul *et al.* Grand challenges in the science of wind energy. **Science**, v. 366, n. 6464, eaau2027, out. 2019. ISSN 0036-8075. DOI: 10.1126/science.aau2027.

WAGNER, J. *et al.* Long-term simulation of the boundary layer flow over the double-ridge site during the Perdigão 2017 field campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 2, p. 1129–1146, 2019. ISSN 16807324. DOI: 10.5194/acp-19-1129-2019.

WARNER, Thomas T. Quality assurance in atmospheric modeling. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 12, p. 1601–1610, 2011. ISSN 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00054.1.

WHARTON, S.; LUNDQUIST, Julie K. Assessing atmospheric stability and its impacts on rotor-disk wind characteristics at an onshore wind farm. **Wind Energy**, n. 15, p. 525–546, 2012. DOI: 10.1002/we.

WHITEMAN, C. D.; LEHNER, M.; HOCH, S. W.; ADLER, B.; KALTHOFF, N.; HAIDEN, T. Katabatically driven cold air intrusions into a basin atmosphere. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 2, p. 435–455, 2018. ISSN 15588432. DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0131.1.

WHITEMAN, C. D.; LEHNER, M.; HOCH, S. W.; ADLER, B.; KALTHOFF, N.; VOGT, R. *et al.* The nocturnal evolution of atmospheric structure in a basin as a larger-scale katabatic flow is lifted over its rim. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 4, p. 969–989, 2018. ISSN 15588432. DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0156.1.

WILCOX, D.C. **Turbulence Modeling for CFD**. Terceira. [S.l.]: DCW Industries, Inc., 2006.

WILCZAK, James M *et al.* The Second Wind Forecast Improvement Project (WFIP2): Observational Field Campaign. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 5, p. 1–60, 2019. DOI: 10.1175/BAMS-D-18-0035.1..

WISE, Adam *et al.* Meso- to micro-scale modeling of atmospheric stability effects on wind turbine wake behavior in complex terrain. **Wind Energy Science Discussions**, May, p. 1–36, 2021. ISSN 2366-7443. DOI: 10.5194/wes-2021-36.

WITZE, Alexandra. World's largest wind-mapping project spins up in Portugal. **Nature**, v. 542, n. 7641, p. 282–283, fev. 2017. ISSN 0028-0836. DOI: 10.1038/542282a. Disponível em: <http://www.nature.com/articles/542282a>.

WYNGAARD, John C. Toward numerical modeling in the "Terra Incognita". **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 14, p. 1816–1826, 2004. ISSN 00224928. DOI: 10.1175/1520-0469(2004)061<1816:TNMITT>2.0.CO;2.

ZHANG, M.H. **Wind resource assessment and micro-siting: science and engineering**. Primeira. Singapore: Wiley, 2015.