

MODELAGEM DO ESCOAMENTO TERMICAMENTE ESTRATIFICADO NA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Leonardo Calil Barriatto – leocalil@gmail.com

Adriane Prisco Petry – adrianep@mecanica.ufrgs.br

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Engenharia Mecânica

Resumo. O tema deste estudo é a simulação numérica do escoamento livre dentro da camada limite atmosférica quando esta se encontra termicamente estratificada. Este tema é relevante para o setor eólico no Brasil, em especial para previsões de produção de energia em parques eólicos, pois a avaliação do escoamento atmosférico sob condições de estratificação térmica (ou estabilidade) é fundamental para realização de estimativas precisas de produção de energia. Neste estudo é apresentado detalhadamente um modelo de escoamento adaptado (ou customizado) para a simulação do escoamento dentro da camada limite atmosférica estável, chamado de “CFD RANS estável”. A validação da aplicação deste modelo é feita utilizando um local de topografia complexa situado no Brasil onde existem cinco torres anemométricas instaladas. São apresentados os erros calculados através da comparação das simulações numéricas com os dados anemométricos medidos. Os resultados obtidos com o modelo “CFD RANS estável” são comparados com outros modelos que também foram testados. O erro global médio de previsão cruzada entre as cinco torres anemométricas foi de 3,8% para as simulações com modelo “CFD RANS estável”. Para os outros modelos considerados na comparação este erro foi superior à 5,2%. O conjunto dos resultados descritos ao longo do estudo sugere que a modelagem “CFD RANS estável” é viável para o setor eólico e tem potencial para reduzir a incerteza nas estimativas de produção de energia em parques eólicos no Brasil.

Palavras-chave: Energia Eólica, Camada Limite Atmosférica, Dinâmica dos Fluidos Computacional

1 INTRODUÇÃO

1.1 Energia eólica no Brasil

Um dos primeiros complexos eólicos de escala industrial do Brasil foi inaugurado em meados de 2007, em Osório no Rio Grande do Sul. Desde o início de sua operação comercial, o setor eólico esteve em franco desenvolvimento. Após uma década desde o nascimento desta indústria, o Brasil já figura na seleta lista dos dez países com maior capacidade instalada (GWEC, 2017). Durante o ano de 2016 a capacidade eólica instalada no país ultrapassou a barreira dos 10 GW. Segundo dados da Associação Brasileira de Energia Eólica (Abeeólica, 2017) entre os meses de janeiro e julho de 2017 a geração líquida de energia eólica apresentou 25% de crescimento em relação ao mesmo período do ano anterior. A qualidade do recurso eólico brasileiro também se destaca no cenário internacional. Segundo comparativo realizado pela Abeeólica (2017), o fator de capacidade líquido médio para todos os parques eólicos operacionais no Brasil, durante o ano de 2016, foi de 40,7%. No mês de setembro o conjunto dos parques eólicos brasileiros atingiu um fator de capacidade líquido médio de 52,0%. Esses níveis de desempenho excedem consideravelmente os patamares médios mundiais. Segundo o Ministério de Minas e Energia, em 2015 o fator de capacidade líquido médio para todos os parques eólicos em operação no planeta não ultrapassou a marca dos 23,8%.

1.2 Avaliação de produção de energia e modelagem do escoamento

A principal finalidade de um estudo de avaliação de produção de energia é obter estimativas confiáveis sobre os níveis de energia que um parque eólico (ainda não construído) deverá produzir. Para que um parque eólico saia do âmbito dos projetos e venha a ser concretizado no mundo real é fundamental que existam estudos prévios de produção de energia. São nas estimativas e previsões contidas nestes estudos que desenvolvedores e investidores baseiam suas decisões sobre a viabilidade de cada projeto eólico. São estes estudos também que delimitam o nível de risco (ou incerteza) associado às expectativas de produção de energia de cada parque eólico.

Uma parte fundamental de um estudo (pré-construtivo) de produção de energia para o setor eólico é a modelagem do escoamento atmosférico livre. Em outras palavras, o recurso eólico medido na posição das torres anemométricas precisa ser transposto e quantificado na posição desejada para cada aerogerador. No âmbito deste estudo o termo “recurso eólico” se refere principalmente à velocidade do vento, direção do escoamento e intensidade de turbulência. Na seção 3 são descritos os modelos de escoamento atmosférico de microescala mais utilizados no setor eólico.

2 ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO

Embora a atmosfera terrestre possua centenas de quilômetros de espessura, subcamadas ou subdivisões internas podem ser bem definidas. Para o setor eólico em geral, a parcela do escoamento atmosférico de maior interesse é aquela que ocorre dentro da camada mais baixa da atmosfera conhecida como troposfera. Segundo Cushman e Beckers (2012) esta camada se estende em média desde o nível do solo até cerca de 10km de altitude. Sistemas meteorológicos como ciclones e tempestades concentram-se dentro desta região, e os autores caracterizam o escoamento dentro da troposfera como essencialmente turbulento.

Dentro da troposfera, na região mais próxima do solo, forma-se a Camada Limite Atmosférica (CLA). Em sua obra, Garrat (1994) apresenta a fundamentação teórica que traduz os complexos processos físicos atmosféricos associados à CLA. A espessura total da CLA é transiente e também varia relevantemente com a latitude geográfica. Em médias essa espessura se aproxima de 1km. Dentro da CLA ocorrem as principais interações entre o fluido (vento) e as superfícies sólidas (solo e demais obstáculos). Estas interações se dão através de dois mecanismos principais: transferência de energia mecânica (atrito) e transferência de energia térmica. A presença ou ausência de efeitos térmicos relevantes dentro da CLA altera as características do escoamento do vento nas altitudes relevantes para o setor eólico. Holtslag *et al.* (2013) descrevem estas situações de maneira detalhada. Elas são apresentadas resumidamente nas seções 2.1 e 2.2.

2.1 Camada limite convectiva

As trocas térmicas entre as camadas mais baixas da atmosfera e a superfície terrestre tem sua origem na radiação solar. A atmosfera terrestre é altamente permeável à boa parte do espectro de radiação eletromagnética emitida pelo Sol e o solo dos continentes é majoritariamente opaco. Como consequência, parcelas relevantes de radiação solar que penetram a atmosfera são “absorvidas” diretamente pela superfície terrestre, que é aquecida e emite radiação térmica de volta para as camadas mais baixas da atmosfera.

As interações térmicas entre o escoamento atmosférico e as superfícies adjacentes são cíclicas e periódicas, e na grande maioria dos casos correlacionam-se com ciclos diários. A intensidade destas trocas térmicas depende das condições meteorológicas, e em especial, da quantidade de nuvens no céu. Em um dia nublado com densa cobertura de nuvens, a superfície do solo recebe menos irradiação solar do que em um dia de céu aberto.

Durante estes períodos de aquecimento direto do solo, a convecção natural dentro da CLA é intensa, e a mistura vertical entre as camadas de escoamento é potencializada. As forças de empuxo resultantes são positivas junto à superfície, e contribuem para amplificação de instabilidades térmicas e para o consequente aumento na intensidade de turbulência das correntes de escoamento de vento. Armenio e Sarkar (2005) apresentam a fundamentação teórica para os processos físicos característicos desta configuração da CLA, que no âmbito deste estudo será chamada de Camada Limite Convectiva (CLC), e será considerada representativa tanto do escoamento atmosférico neutro e como instável.

2.2 Camada limite estável (ou estratificada)

Na ausência de convecção natural relevante, tipicamente durante os períodos noturnos, ocorre estratificação térmica vertical dentro da CLA. Durante estes períodos observa-se uma configuração estável do escoamento atmosférico superficial, onde uma camada de ar frio (mais densa) situa-se mais próxima do solo e uma cama de ar quente (menos densa) situa-se acima, sem contato com a superfície. O perfil vertical de temperatura potencial é estratificado e as forças de empuxo resultantes amortecem (ou reduzem) a intensidade de turbulência das correntes livres. Nessas condições, a camada limite é frequentemente denominada de Camada Limite Estável (CLE) ou ainda Camada Limite Termicamente Estratificada.

O escoamento dentro da CLE é então caracterizado por baixa intensidade de turbulência e pouca mistura entre as camadas de fluido escoando em diferentes altitudes. Como consequência, verifica-se coeficientes de extrapolação vertical da lei de potências (" α ") mais elevados do que aqueles característicos dos períodos diurnos. Perfis para variação diária de intensidade de turbulência e para o coeficiente (" α ") derivados a partir das medições realizadas por uma torre anemométrica instalada na área de interesse do presente estudos são apresentados na seção 4. Segundo Cushman e Beckers (2012), esta configuração estratificada (ou estável) da CLA não é exclusiva dos períodos noturnos, ocorrendo também em localidades onde a superfície terrestre é substancialmente mais fria que o escoamento atmosférico. A CLE pode perdurar por períodos longos nas regiões com latitudes elevadas, onde os invernos são longos e os dias têm poucas horas de sol, o que possibilita que o ar atinja temperaturas muito baixas.

3 MODELAGEM DO ESCOAMENTO NO SETOR EÓLICO

O estudo comparativo realizado por Bechmann *et al.* (2011) avaliou resultados de simulações do escoamento atmosférico submetidos por 57 participantes diferentes para o mesmo problema: o escoamento do vento ao longo da ilha “Bolund” localizada na costa da Dinamarca, cerca de 5 km ao norte da cidade de Roskilde. Nesta pequena ilha, cuja área não ultrapassa 2,2 hectares, dez torres anemométricas foram instaladas pelos pesquisadores, das quais duas foram posicionadas sobre o oceano, imediatamente à montante e à jusante da ilha (considerando a direção principal do escoamento do vento no local). As oito torres restantes foram espalhadas pelo interior da ilha.

Dentre os 57 participantes, aproximadamente 40% eram empresas do setor eólico (incluindo desenvolvedores, consultores e fabricantes), 35% eram universidades e centros de pesquisa e 25% eram empresas desenvolvedoras de CFD (*Computer Fluid Dynamics*). Dentre todos os resultados enviados havia modelos lineares, simulações CFD tipo LES (*Large Eddy Simulations*), simulações CFD tipo RANS (*Reynolds Averaged Navier-Stokes*) com modelo de fechamento a 1 e 2 equações e ainda resultados experimentais de medições com túnel de vento e canal de água.

A precisão dos resultados enviados pelos diferentes participantes foi avaliada majoritariamente através das medições anemométricas realizadas pelas dez torres instaladas no local. A partir dessas medições foram calculados erros de previsão cruzada (modelo vs. medições) para velocidade média do escoamento, perfil vertical de velocidade e energia cinética turbulenta. A Tab. 1 apresenta os erros globais e os melhores resultados obtidos, setorizados por tipo modelo de escoamento.

Tabela 1 – Erros médios de previsão cruzada entre modelo e medições para o experimento de Bechmann *et al.* (2011)

Tipo de modelo	Número de participantes	Erro global para velocidade média [%]	Mínimo erro para velocidade média [%]	Erro global para energia cinética turbulenta [%]	Mínimo erro para energia cinética turbulenta [%]
CFD LES	6	16,0	13,5	35,9	34,6
CFD RANS 2eq.	27	13,6	10,2	36,9	21,6
CFD RANS 1eq.	8	16,3	12,2	36,4	32,4
Modelos lineares	10	21,0	18,5	58,8	54,6
Exp. Canal de água	1	16,1	16,1	63,4	63,4
Exp. Túnel de vento	1	13,3	13,3	59,4	59,4
Não informado	4	NA	NA	NA	NA
Média		15,7	12,6	41,8	32,4

Dentre os 10 primeiros colocados no teste (aqueles com os menores erros), todos utilizaram simulações CFD RANS com modelo de turbulência tipo “ $k-\varepsilon$ ”. Entretanto, mesmo os menores erros obtidos apresentavam magnitudes elevadas, da ordem de 10% para velocidade e 22% para energia cinética turbulenta, o que sugere que ainda há muito espaço para melhoria nas metodologias aplicadas para modelagem numérica do escoamento da CLA.

Diversos estudos publicados nos últimos anos abordam as deficiências dos modelos RANS tipo “ $k-\varepsilon$ ” tradicionalmente utilizados no setor eólico. Muitos destes estudos apontam para a estratificação térmica da camada limite atmosférica como uma das principais causas para imprecisão dos modelos tradicionais. Dentre estes estudos destacam-se experimentos com túnel de vento realizados por Ross *et al.* (2004) e as extensivas validações de simulações numéricas conduzidas por Corbett *et al.* (2014).

Em um experimento utilizando túnel de vento, Ross *et al.* (2004) simularam o efeito da estabilidade no escoamento do vento sobre terreno complexo. Foram realizadas medições com várias condições de escoamento sobre uma colina 2D com elementos de rugosidade. As diferentes condições testadas incluíram escoamentos afetados por estratificação térmica, que foi induzida através do aquecimento controlado do fluxo de ar na entrada do túnel. Através do uso de elementos de rugosidade e de sistemas de resfriamento nas paredes, os autores buscaram reproduzir realisticamente as condições de escoamento dentro da CLA, incluindo perfis realistas de velocidade, temperatura e turbulência, de forma que os resultados do experimento pudessem ser representativos (em escala) do escoamento na superfície da Terra. As medições realizadas foram comparadas com simulações numéricas RANS considerando modelos de fechamento a uma-e-meia equações e também modelos de fechamento a duas equações. Os resultados do trabalho realizado por Ross *et al.* (2004) sugerem que as simulações numéricas produziram resultados em concordância com as medições do túnel de vento para os casos onde o escoamento não apresentava estratificação térmica. Para as simulações onde havia estratificação térmica os resultados experimentais e numéricos divergiram mais significativamente.

A partir dos estudos mencionados (que são corroborados por diversas outras publicações) é possível levantar a suspeita de que a maioria modelos RANS tipo “ $k-\varepsilon$ ” atualmente difundidos pelo setor eólico reproduzem razoavelmente bem as condições meteorológicas características da camada limite convectiva. Entretanto, eles não têm capacidade para fornecer previsões precisas e confiáveis em relação ao escoamento atmosférico característico da camada limite estável (ou estratificada).

3.1 Modelagem da camada limite (atmosférica) estável

Bleeg *et al.* (2014) revisaram a abordagem do equacionamento RANS “ $k-\varepsilon$ ” tradicionalmente utilizada para simulações com CFD no setor eólico. Foram testadas modificações que buscavam capacitar os modelos a simular com maior precisão o escoamento atmosférico típico da CLE. Os pesquisadores nomearam este modelo modificado de “RANS estável”. Esta terminologia também será empregada no presente estudo.

A principal diferença no equacionamento utilizado para o modelo proposto (RANS estável) se dá pela inclusão de forças de campo representando o efeito da gravidade e o efeito das forças de Coriolis (resultantes da rotação do planeta). O equacionamento foi formulado utilizando a aproximação de Boussinesq, ou seja, o escoamento foi considerado

incompressível e os efeitos das variações de densidade na equação de balanço da quantidade de movimento são desprezados, exceto nos termos ligados as forças de campo. A aproximação de Boussinesq é aplicável quando a escala vertical de comprimento do escoamento é muito menor e a escala de variação de densidade, que no caso do escoamento atmosférico é da ordem de 8 km. Este critério é verificável na modelagem do escoamento dentro da camada limite estável.

A forma integral da equação para balanço da quantidade de movimento utilizada no modelo RANS estável é exibida na Eq. (1). Pressupõe-se escoamento incompressível, com viscosidade constante e em regime permanente.

$$\oint \rho \mathbf{v} \otimes \mathbf{v} \cdot d\mathbf{a} = - \oint p \mathbf{I}_m \cdot d\mathbf{a} + \oint \boldsymbol{\tau} \cdot d\mathbf{a} + \int (\mathbf{F}_g + \mathbf{F}_c) dV \quad (1)$$

Onde " ρ " representa a massa específica do fluido [kg/m^3]; " \mathbf{v} " é o campo vetorial de velocidade [m/s]; " $d\mathbf{a}$ " é o elemento vetorial de área [m^2]; " p " é a pressão aparente do fluido [Pa]; " \mathbf{I}_m " é a matriz identidade adimensional; " $\boldsymbol{\tau}$ " é o tensor de tensões viscosas [N/m^2]; " \mathbf{F}_g " é o vetor para força de campo gravitacional [N/m^3]; " \mathbf{F}_c " é o vetor para força de campo referente ao efeito Coriolis [N/m^3]. A força de campo gravitacional (" \mathbf{F}_g ") é definida na Eq. (2).

$$\mathbf{F}_g = \rho \beta \mathbf{g} (\theta_{ref} - \theta) \quad (2)$$

Onde " β " é o coeficiente de expansão térmica [K^{-1}]; " \mathbf{g} " é o campo vetorial gravitacional [m/s^2]; " θ " é a temperatura potencial [K]. A temperatura potencial é definida na equação na Eq. (3). Trata-se da temperatura que uma parcela de fluido ("ar") teria se fosse expandida ou comprimida de forma adiabática desde seu estado real de pressão e temperatura até uma pressão padrão, tipicamente definida como 100 kPa.

$$\theta = T \cdot (P_0/P)^{\frac{R}{C_p}} \quad (3)$$

Onde " P " é a pressão absoluta do fluido [Pa]; " P_0 " é a pressão de referência, tipicamente definida como $10^5 Pa$; " R " é a constante específica dos gases específica [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$]; " C_p " é a capacidade térmica a pressão constante [$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$].

O vetor força de campo relativo ao efeito Coriolis (\mathbf{F}_c) é definido na Eq. (4). Segundo Bleeg *et al.* (2014), sem o termo de Coriolis, um escoamento homogêneo não poderia ser mantido sobre terreno plano e uniforme desde o solo até o topo da camada limite atmosférica. Adicionalmente, em alinhamento com o estudo realizado por Zilitinkevich (1972), a inclusão do termo de Coriolis permite que se capture a formação de um jato por cisalhamento na interface da camada limite e a formação de uma espiral de Ekman pronunciada, ambos efeitos tipicamente associados com a Camada Limite Estável (CLE).

$$\mathbf{F}_c = \rho f \mathbf{v} (\hat{i}) - \rho f u (\hat{j}) + 0 (\hat{k}) \quad (4)$$

Onde " f " é a frequência de Coriolis associada à rotação do planeta [s^{-1}]; " u " é a componente do vetor velocidade na direção \hat{i} [m/s]; " v " é a componente do vetor velocidade na direção \hat{j} [m/s].

Conforme mencionado na seção 2.2, a estratificação térmica que ocorre dentro da CLE reduz a intensidade de turbulência do escoamento livre e aumenta o gradiente das componentes horizontais de velocidade com a altitude. Estes efeitos podem ser capturados através da adição de termos de produção associados ao empuxo (ou forças hidrostáticas) nas equações de balanço para " k " (energia cinética turbulenta, Eq.5) e para " ε " (taxa de dissipação turbulenta, Eq.6).

$$\oint \rho k \mathbf{v} \cdot d\mathbf{a} = \oint \left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_k} \right) \nabla k \cdot d\mathbf{a} + \int (P_k + P_b - \rho \varepsilon + S_k) dV \quad (5)$$

Onde " k " representa a energia cinética turbulenta [$J \cdot kg^{-1}$]; " μ " é a viscosidade dinâmica [$Pa \cdot s$]; " μ_t " é a viscosidade aparente ou "turbulenta" [$Pa \cdot s$]; " σ_k " é o número de Prandtl- k que informa a razão entre difusão de quantidade de movimento turbulenta e difusão de " k "; " P_k " é o termo associado à produção de " k " por cisalhamento/atrito [$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-3}$]; " P_b " é o termo associado à produção de " k " por empuxo [$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-3}$]; " ε " é a taxa de dissipação turbulenta [$J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$]; " S_k " é o termo de "fonte" [$J \cdot s^{-1} \cdot m^{-3}$].

$$\oint \rho \varepsilon \mathbf{v} \cdot d\mathbf{a} = \oint \left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon} \right) \nabla \varepsilon \cdot d\mathbf{a} + \int \left(\frac{\varepsilon}{k} [C_{\varepsilon 1} P_k + C_{\varepsilon 3} P_b] - C_{\varepsilon 2} \rho \varepsilon + S_\varepsilon \right) dV \quad (6)$$

Onde " σ_ε " é o número de Prandtl- ε que informa a razão entre difusão de quantidade de movimento turbulenta e difusão de " ε "; " C_ε " representa os coeficientes da equação de " ε " (valores adotados são apresentados na Tab. 2); " S_ε " é o termo de "fonte" [$J \cdot s^{-2} \cdot m^{-3}$]. O termo de produção associado às forças de empuxo é definido na Eq. (7).

$$P_b = \beta \frac{\mu_t}{\sigma_t} (\nabla \theta \cdot \mathbf{g}) \quad (7)$$

Onde " σ_t " é o número de Prandtl turbulento, que informa a razão entre difusão da quantidade de movimento turbulenta e difusão térmica. A equação para viscosidade turbulenta (ou "aparente") conforme o modelo "k-ε" é apresentada na Eq. (8).

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (8)$$

Onde " C_μ " é o coeficiente da equação para viscosidade aparente (o valor adotado é apresentado na Tab. 2).

A temperatura potencial é uma variável adicional que aparece nos termos associados à gravidade e ao empuxo nas equações para o balanço de quantidade de movimento e para o balanço de "k" e "ε". Desta forma, torna-se necessário que a equação para o balanço de energia seja simultaneamente resolvida pelo modelo. A forma integral para a equação de balanço de energia, conforme foi implementada no modelo, é apresentada na Eq. (9).

$$\oint \rho \left(h + \frac{|v|^2}{2} \right) v \cdot da = \oint \dot{q} \cdot da + \oint \tau \cdot v da + \int (F_g + F_c) \cdot v dV \quad (9)$$

Onde "h" representa a entalpia específica [J/kg]; " \dot{q} " é o vetor fluxo de energia térmica (ou "fluxo de calor") [$J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$].

Finalmente, para fechamento do problema, Bleeg *et al.* (2014), utilizaram uma equação de transporte para temperatura potencial, apresentada na forma da Eq. (10). Através de uma derivação análoga à aproximação de Boussinesq, os autores demonstraram que para escoamento incompressível e com dissipação "irrisória", a Eq. (10) é automaticamente satisfeita quando a Eq. (9) é resolvida. Para escoamentos atmosféricos, a ordem de grandeza do termo dissipativo é de magnitude muito inferior aos outros termos do balanço de energia, de forma que este possa ser considerado "irrisório".

$$\oint \rho \theta v \cdot da = \oint \left(\frac{\lambda}{C_p} + \frac{\mu_t}{\sigma_t} \right) \nabla \theta \cdot da \quad (10)$$

Onde " λ " é a condutividade térmica [$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$].

Não há consenso entre pesquisadores sobre as constantes a serem utilizadas no modelo "k-ε" quando o assunto é simulação do escoamento atmosférico. As tradicionais constantes propostas por Launder e Spalding (1974) ainda são utilizadas para muitas aplicações de "RANS k-ε", porém vários estudos recentes têm proposto constantes modificadas para a simulação da camada limite atmosférica. Cabezon *et al.* (2007) investigaram o uso de diversos conjuntos de constantes para simulações do escoamento atmosférico sobre terreno complexo. Os valores utilizados no presente estudo são os mesmos que foram utilizados por Mandas *et al.* (2004) e por Bleeg *et al.* (2014). Esses valores são apresentados na Tab. 2, juntamente com as constantes propostas por Launder e Spalding (1974).

Tabela 2 – Constantes para o modelo de turbulência "k-ε"

Estudo	σ_k	σ_ε	C_μ	$C_{\varepsilon 1}$	$C_{\varepsilon 2}$
Launder e Spalding (1974).	1,0	1,3	0,09	1,44	1,920
Mandas <i>et al.</i> (2004) e Bleeg <i>et al.</i> (2014)	1,0	1,3	0,03	1,44	2,223

As constantes " $C_{\varepsilon 3}$ " e " σ_t " são exclusivas do equacionamento modificado que resultou no modelo "RANS estável", pois aparecem junto ao termo de produção de empuxo " P_b " definido na Eq. (7). Elas não estão presentes no modelo RANS "k-ε" tradicional. Não há consenso na literatura para os valores apropriados para essas constantes.

Sumner e Masson (2012) sugerem que " $C_{\varepsilon 3}$ " não deve ser considerado constante, mas sim variar de acordo com condições locais. Bleeg *et al.* (2014) adotaram " $C_{\varepsilon 3}$ " constante e utilizaram simulações de escoamento atmosférico sobre terreno plano e com rugosidade constante para otimizar iterativamente valores para " $C_{\varepsilon 3}$ " que mantivessem as condições de entrada homogêneas sobre todo o domínio. Esta otimização mostrou que os valores ideais de " $C_{\varepsilon 3}$ " variam de -0,6 até -1,5, dependendo das condições de entrada. Processos de otimização similares foram empregados no presente estudo, chegando no valor de -0,71 para o estudo de caso que é apresentado na seção 4.

Na literatura frequentemente se assume que o número de Prandtl turbulento " σ_t " seja igual a 1,0 em simulações da camada limite atmosférica, no entanto trabalhos recentes, como o de Venayagamoorthy e Stretch (2010), têm demonstrado que " σ_t " pode assumir valores mais elevados quando o campo de escoamento é termicamente estratificado. Segundo Bleeg *et al.* (2014), o principal efeito decorrente do acréscimo de " σ_t " na modelagem do escoamento atmosférico seria um acréscimo no gradiente vertical de temperatura potencial enquanto o gradiente de velocidade permanece aproximadamente constante. No presente estudo se manteve $\sigma_t = 1,0$.

4 VALIDAÇÃO / ESTUDO DE CASO

O local selecionado para o estudo de caso situa-se no Brasil. A topografia pode ser considerada complexa, com diversas zonas com declives de terrenos superiores à 17 graus. O local conta com 5 torres anemométricas bem

instrumentadas, conforme indicado na Fig. 1. Em média cada uma das torres possui cerca de 3 anos de registros anemométricos válidos.

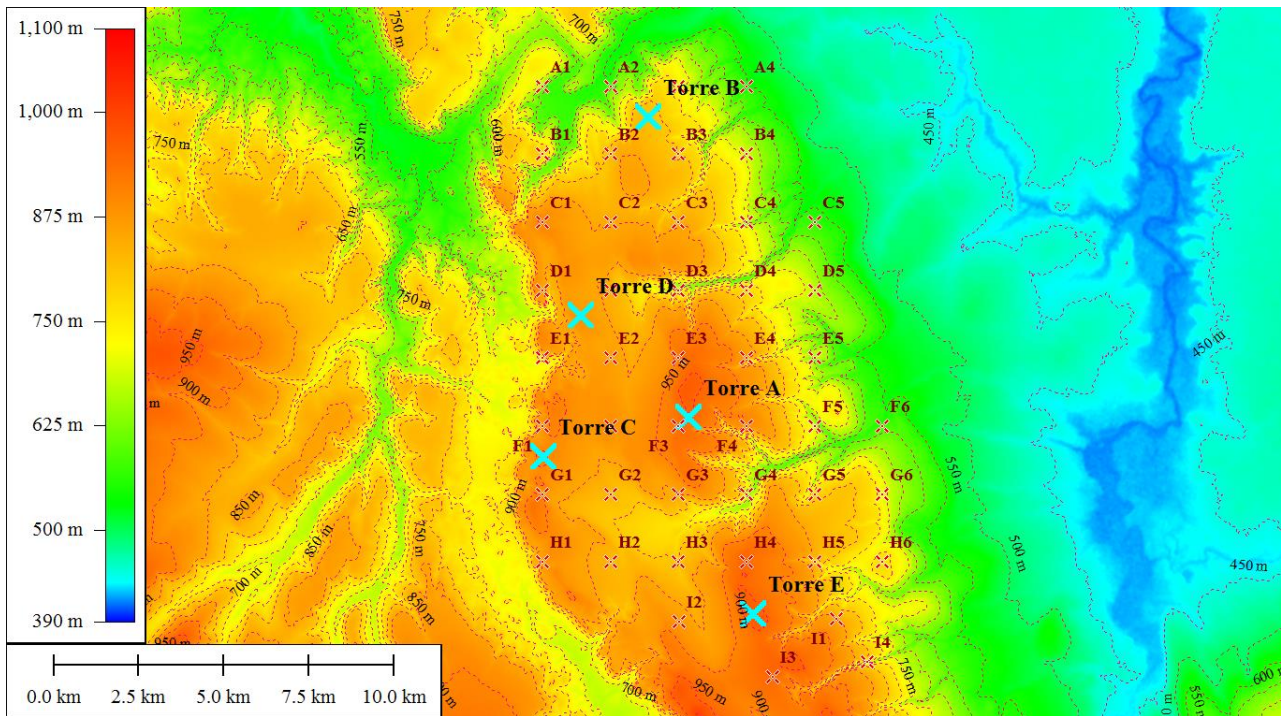


Figura 1 – Topografia do local, posição relativa das torres anemométricas e 45 posições de interesse espaçadas de 2 km

4.1 Condições de contorno e domínio dos modelos CFD

Nas fronteiras de entrada do escoamento do domínio são determinados perfis verticais de velocidade, temperatura, energia cinética turbulenta (“ k ”) e taxa de dissipação turbulenta (“ ϵ ”). No presente estudo estes perfis foram construídos a partir das teorias existentes para o equilíbrio da Camada Limite Estável (CLE).

A espessura máxima da CLE é determinada a partir da formulação postulada por Zilitinkevich (1972). A teoria de Monin e Obukhov (1954) foi utilizada para definir os perfis de entrada dentro da subcamada superficial. Fora desta subcamada a referida teoria não é válida. A teoria proposta por Nieuwstadt (1984) foi considerada para a região entre a subcamada limite superficial e o topo da Camada Limite Estável. Foram adicionadas regiões de transição entre a subcamada superficial, a região de Nieuwstadt, o topo da camada limite e a camada residual uniforme externa. Esta configuração é exemplificada pelo perfil da componente de velocidade horizontal (“ u_i ”) na Fig. 2. Nesta mesma figura são apresentados o perfil de velocidade na entrada do domínio e no centro do domínio. Conforme mencionado na seção 3.1, antes da simulação em terreno “real” e com rugosidade e topografia variáveis (estudo de validação), foram realizadas simulações em terreno plano com rugosidade constante visando derivar um valor para a constante “ $C_{\epsilon 3}$ ” que melhor preservasse a homogeneidade dos perfis de entrada quando reavaliados no centro do domínio. A solução exibida na Fig. 2 corresponde a um comprimento de Monin-Obukhov (“ L_{MO} ”) de 170 m e $C_{\epsilon 3} = -0,71$. O parâmetro “ L_{MO} ” é utilizado tanto na teoria de similaridade de Monin e Obukhov (1954) como na teoria de Nieuwstadt (1984). A Fig. 2 demonstra ainda as grandes diferenças que existem entre o perfil construído segundo as teorias de equilíbrio para a CLE e o perfil logarítmico de velocidade do vento, tradicionalmente utilizado em modelagens RANS no setor eólico.

Foi utilizado um domínio retangular, com dimensões de 46 km por 55 km. As fronteiras laterais foram posicionadas a 15 km das torres anemométricas. As condições nas fronteiras de entrada foram mencionadas no início desta seção. As fronteiras de saída do domínio possuem pressão definida. A fronteira superior (“tampa”) é deslizante, e se situa aproximadamente 10 km acima nível do terreno. A fronteira inferior (“solo”) possui condição de não deslizamento com rugosidade. As “funções de parede” tradicionais disponíveis no código CFD foram modificadas para considerar rugosidade variável partir de um “mapa de rugosidades”. A vegetação local e cobertura do terreno foram categorizadas em diferentes comprimentos aerodinâmicos de rugosidade (“ z_0 ”).

Tendo em vista a extensão avantajada do domínio computacional, foram realizados estudos de qualidade de malha considerando apenas a direção predominante do escoamento do vento na região. Cerca de 80% do tempo o escoamento é oriundo dos setores leste e sudeste (entre 90 graus e 120 graus), de forma que as análises de qualidade de malha aqui descritas foram realizadas considerando o setor de direção de 110 graus para o escoamento de entrada no domínio. Foram testados três domínios computacionais com as mesmas proporções geográficas (46 km x 56 km x 10 km) porém com diferentes resoluções de malha. O tamanho computacional de cada um dos domínios é resumindo na Tab. 3.

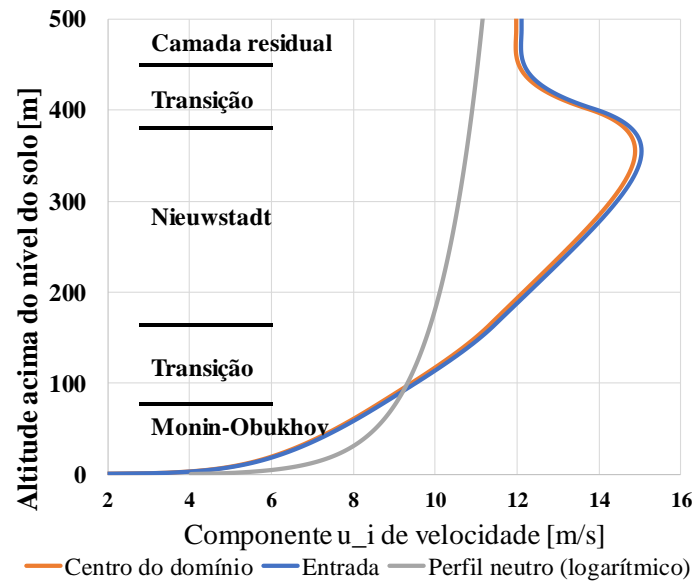


Figura 2 – Perfil da componente de velocidade horizontal (“ u_i ”) utilizado para modelagem RANS estável e perfil logarítmico

Tabela 3 – Diferentes domínios computacionais analisados

Domínio computacional	Proporções da Malha Computacional	
	Células [$\times 10^6$]	Faces [$\times 10^6$]
I	16,0	74,0
II	20,5	97,6
III	28,1	126,0

A componente horizontal da velocidade média do escoamento (V_{xy}) foi selecionada como parâmetro para avaliação da qualidade de malha. Para tanto, esta variável foi avaliada a 100 m do solo para 45 posições selecionadas dentro da área de interesse do estudo. Essas posições são apresentadas na Fig. 1. Os valores obtidos para os três domínios testados são apresentados na Fig. 3. O coeficiente de correlação (R^2) obtido para a variável " V_{xy} " entre os domínios computacionais “I” e “II” foi de 0,89. O coeficiente calculado através da correlação entre os resultados para " V_{xy} " obtidos pelos domínios “II” e “III” foi de 0,98. Tendo em vista o custo computacional e o tempo necessário para cada simulação direcional, o domínio computacional “II” (com 20,5 milhões de células) foi selecionado como adequado para uso no presente estudo. Os resultados apresentados ao longo da seção 4 consideram este domínio.

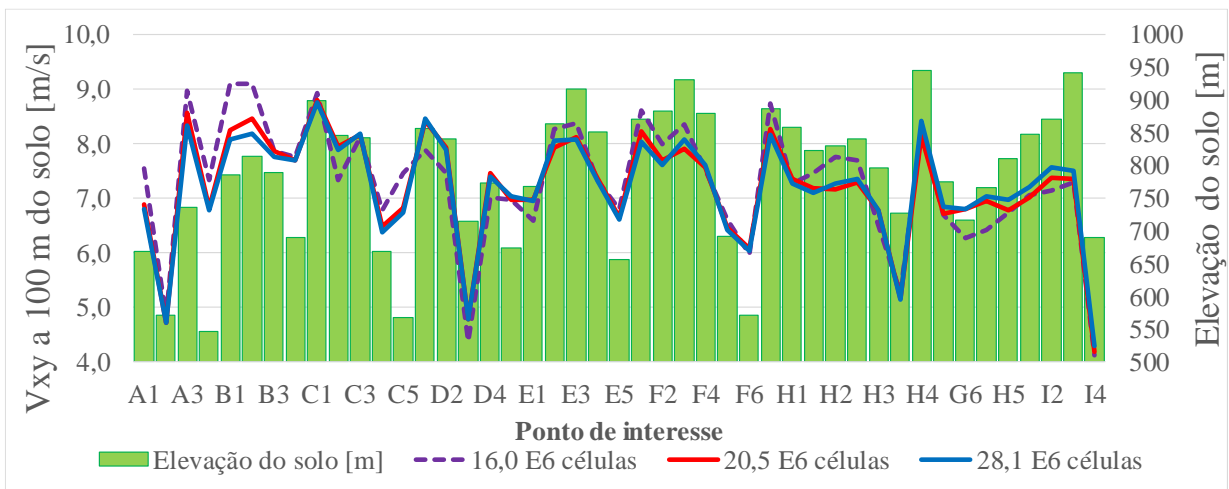


Figura 3 – V_{xy} a 100 m do solo avaliada em 45 posições para os três domínios considerados

Para todos os domínios computacionais testados foi utilizada malha não estruturada baseada em elementos poliédricos com resolução horizontal variando conforme a proximidade aos pontos de interesse (torres anemométricas).

Na região da camada limite atmosférica foi utilizada uma camada prismática com prismas de tamanho crescente (desde a parede inferior), estendendo-se até cerca de 2000 m de altitude. Para o domínio computacional escolhido (com 20,5 milhões de células) a resolução horizontal dos elementos poliédricos varia de 25 m até 200 m, dependendo da proximidade aos pontos de interesse. A Fig. 4 ilustra uma vista superior ampliada de uma região do domínio onde é possível perceber o refinamento progressivo dos elementos poliédricos. A região situada a leste da escarpa (onde estão posicionadas as torres anemométricas) possui resolução horizontal progressivamente mais refinada do que a região situada a oeste da escarpa.

Como critérios de convergência para o modelo considerou-se erro mínimo da ordem de $5E - 04$ para os resíduos avaliados nas posições das torres. Todos os casos convergiram em menos de 1600 iterações.

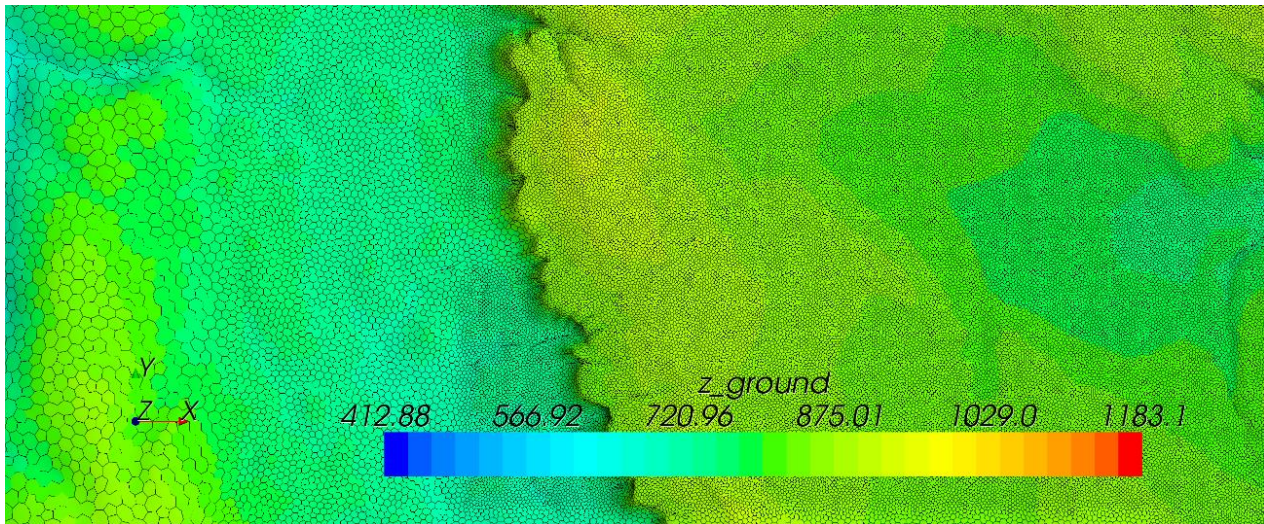


Figura 4 – Vista superior ampliada da malha para uma região do domínio

4.2 Resultados

Para a simulação do escoamento na CLC foram utilizados o modelo linear WAsP (*Wind Atlas Analysis and Application Program*) e um modelo CFD neutro RANS “k-ε” neutro (isto é, sem considerar perfil estratificado de temperatura potencial e efeitos de gravidade e empuxo). Para simulação do escoamento característico da CLE utilizou-se a metodologia “RANS estável” aqui proposta. Ambos os modelos CFD foram aplicados através do *software* Star CCM+, licenciado para UFRGS. Foram utilizadas 36 simulações para cada modelo, cada uma correspondente a incrementos de 10 graus no fluxo de entrada do escoamento. Para a etapa de pós processamento e análise dos dados, os resultados destas simulações foram ponderados para 12 setores de 30 graus, utilizando as frequências de distribuição de velocidade direcionais medidas nas torres anemométricas.

Os dois grupos de resultados para 12 setores direcionais (“RANS neutro” e “RANS estável”) foram então combinados para produzir um único conjunto de 12 “fatores de aceleração” direcionais entre cada par possível de torres anemométricas. “Fatores de aceleração” são um dos resultados mais importantes provenientes dos modelos de escoamento de microescala para uso no setor eólico, pois são eles que transpõe o recurso eólico medido na posição das torres para as posições desejadas dos aerogeradores.

A combinação supracitada entre os resultados para os dois modelos foi realizada através de ponderação utilizando “pesos para estabilidade do escoamento”. No presente estudos estes “pesos” representam a parcela média de tempo durante a qual o escoamento atmosférico apresentou características que permitam categorizá-lo como termicamente estratificado. Diversos autores já investigaram métodos para determinar estes “pesos” a partir de medições do escoamento atmosférico. Idealmente essas métricas poderiam ser obtidas através das variações cíclicas no gradiente vertical de temperatura potencial. Contudo, tendo em vista a instrumentação tipicamente disponível em torres anemométricas e a precisão destes instrumentos, Bleeg *et al.* (2014) concluíram que os ciclos diários de intensidade de turbulência e do coeficiente da lei de potências são parâmetros razoáveis para quantificar as “métricas para estabilidade”, principalmente por estarem disponíveis na maioria das torres anemométricas. A Fig. 5 ilustra esses perfis para a torre D.

Na Fig. 6 são apresentados os fatores de aceleração obtidos através dos modelos de escoamento testados para um dos pares de torres anemométricas disponíveis (Torres C e E). Os fatores de aceleração foram divididos em 12 setores médios de direção do escoamento. Para comparação são apresentados também os fatores de aceleração derivados a partir dos dados medidos por ambas as torres.

A composição dos modelos CFD RANS “estável + neutro” proposta neste estudo é a que mais se aproxima dos dados medidos, em especial para os setores direção que vão de 90 graus até 150 graus. Estes setores relevantes, pois segundo os dados anemométricos medidos eles concentram juntos 85% da frequência do escoamento. Este par de torres foi escolhido para este exemplo, mas o mesmo comportamento dos erros é observável em qualquer outro par de torres.

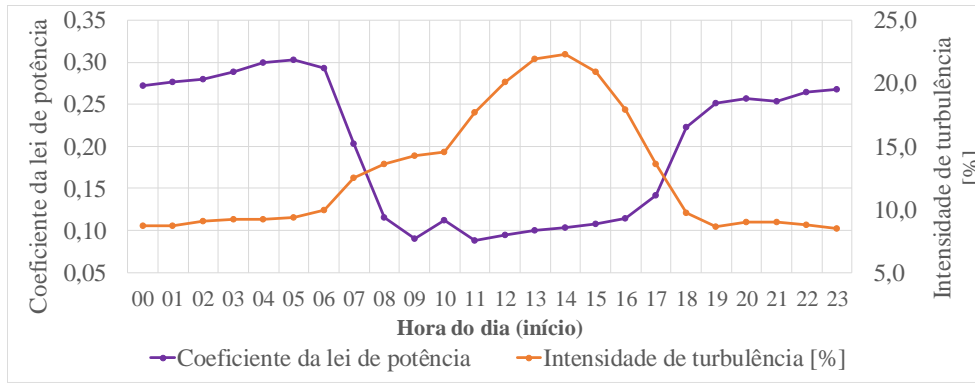


Figura 5 – Variação de intensidade de turbulência e coeficiente da lei de potências (" α ") para a Torre "D"

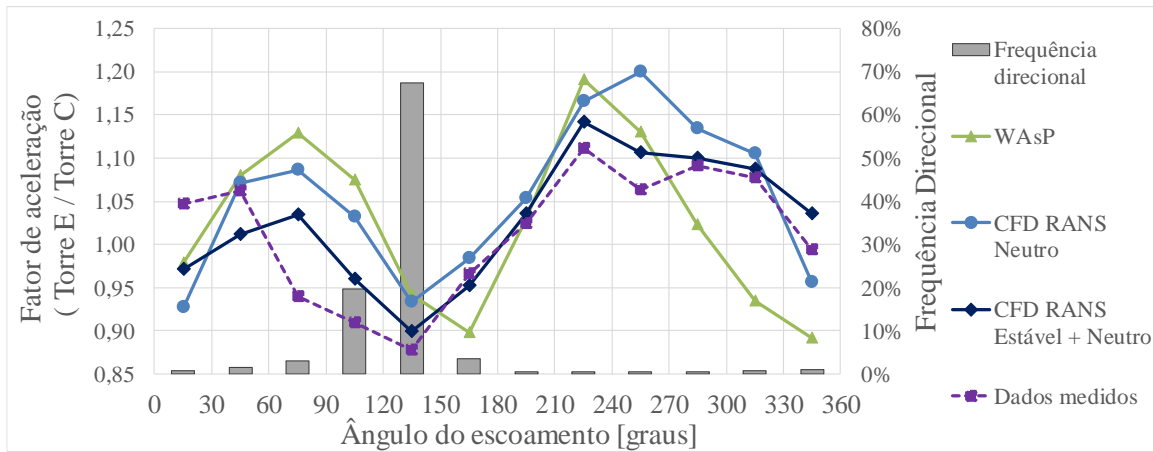


Figura 6 – Fatores de aceleração direcional entre as Torres "C" e "E"

Na Tab. 4 são apresentados os erros médios globais obtidos pela previsão cruzada a partir de uma torre anemométrica, tendo como alvo as quatro outras torres anemométricas adjacentes.

Tabela 4 – Erros médios globais de previsão cruzada a partir de cada torre

Modelo	Torre de inicialização					Média
	Torre A	Torre B	Torre C	Torre D	Torre E	
WAsP	7,2%	7,8%	6,7%	6,6%	7,4%	7,1%
CFD RANS $k-\epsilon$ "neutro"	5,6%	6,7%	3,2%	7,2%	3,4%	5,2%
CFD RANS $k-\epsilon$ "estável + neutro"	2,8%	5,7%	2,5%	5,1%	3,0%	3,8%

A composição dos modelos "CFD RANS estável+ neutro" é a alternativa testada que apresenta o menor erro médio para o conjunto das cinco torres anemométricas. Esta composição apresentou redução no erro médio de 3,3% em relação ao WAsP e de 1,4% em relação ao modelo "CFD RANS neutro". A redução de erro foi verificável para inicializações a partir de todas as cinco torres, e no caso da torre A, por exemplo, a redução no erro médio foi de 4,4% em relação ao WAsP e 2,8% em relação ao modelo "CFD RANS neutro".

5 CONCLUSÕES

A partir da pesquisa realizada para este trabalho e também a partir da literatura disponível é possível afirmar que ainda existem muitos desafios no uso de modelos CFD RANS para simulações do escoamento atmosférico em terro complexo. Conforme os dados exibidos na Tab. 1, Bechmann *et al.* (2011) demonstraram com seu estudo comparativo que entre 27 participantes diferentes com modelos CFD RANS usando fechamento a 2 equações, o menor erro médio global obtido em relação aos dados anemométricos medidos foi da ordem de 10%. Ross *et al.* (2004) afirmam que uma das maiores incertezas e dificuldades no uso de CFD RANS (2 eq.) para simulação do escoamento atmosférico são os valores adotados para as a parametrização das equações de fechamento.

Os trabalhos analisados também sugerem que o uso de CFD LES para escoamentos atmosféricos ainda não é viável para aplicações comerciais no setor eólico. Segundo Ross *et al.* (2004) a alta resolução de malha necessária e o tempo necessário para coleta de resultados estatisticamente relevantes tornam modelos LES ainda inviáveis para o escoamento

atmosférico. Segundo Bechmann *et al.* (2011), o maior desafio no uso de CFD LES está associado à determinação e controle de condições de contorno transientes que reproduzam realisticamente o escoamento livre dentro da CLA. Os resultados apresentados pelos autores para o teste de “Bolund” sugerem que modelos CFD RANS (2 eq.) são ainda o estado da arte para a modelagem em microescala do escoamento do vento com foco no setor eólico.

O modelo “CFD RANS estável” requer consideravelmente menos recursos computacionais se comparado com modelos CFD LES. Embora tenha um equacionamento ligeiramente mais robusto do que modelos “CFD RANS $k-\varepsilon$ ” tradicionais, o estudo de validação descrito na seção 4 demonstrou que a aplicação do modelo “CFD RANS estável” é uma alternativa viável para o setor eólico. Os erros apresentados na seção 4.2 sugerem que para modelagem do escoamento atmosférico sobre terreno complexo, o modelo “CFD RANS estável” é mais preciso que modelos como WASP e CFD RANS tipo “ $k-\varepsilon$ ” tradicional, amplamente utilizados no setor eólico. Blegg *et al.* (2014) realizaram testes de validação com cerca de 40 torres anemométricas distribuídas por 8 parques eólicos distintos, e verificaram que o modelo “CFD RANS estável” apresentou reduções significantes de erros (da ordem de 3%) para cerca de 90% dos pares de torres anemométricas investigados.

No presente estudo as condições de entrada do escoamento foram definidas utilizando teorias existentes para o equilíbrio da CLE. Alternativamente estas condições poderiam ter sido derivadas a partir de simulações meteorológicas de grandes escalas. Diversos autores, incluindo Blegg *et al.* (2014), apontam o acoplamento entre simulações de grandes escalas e as simulações com “CFD RANS estável” como um campo de estudo futuro com potencial para trazer melhorias adicionais à precisão dos modelos de escoamento.

REFERÊNCIAS

- Abeeólica, 2017. Associação Brasileira de Energia Eólica: Boletim anual de geração eólica 2016.
- Armenio, V., Sarkar, S., 2005. “The Atmospheric Boundary Layer.” Environmental Stratified Flows, Springer, pp. 179–232.
- Bechmann, A., Sørensen, N., Berg, J., Mann, J., Rethore, P. E., Mann, J., 2011. The Bolund Experiment, Part II: Blind Comparison of Microscale Flow Models. Boundary Layer Meteorology; vol. 141: pp. 245-271.
- Blegg, J., Digraskar, D., Woodcock, J., Corbett, J. F., 2014. Modeling stable thermal stratification and its impact on wind flow over topography. Wind Energy, DOI:10.1002/we.1692.
- Cabezón, D., Sanz, J., Van Beeck, J., 2007. Sensitivity analysis on turbulence models for the ABL in complex terrain. Scientific. Proceedings of EWEC, Milan, Italy.
- Corbett, J. F., Horn, U., Blegg, J., Dnyanesh, D., Whiting, R., 2014. A systematic validation of CFD flow modelling for commercial wind farms sites. Proceedings from EWEC, Barcelona, Spain.
- Cushman-Roisin, B.; Beckers, J. M., 2012. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. Waltham, MA: Academic. Print.
- Garratt, J R., 1994. Review: The Atmospheric Boundary Layer. Earth-Science Reviews, vol. 37, no. 1-2, 1994, pp. 89–134.
- Gwec, 2017. Global Wind Energy Council: Global Wind Statistics 2016. Publicado em 10 de fevereiro de 2017.
- Holtsglag, A. A. M., et al., 2013. Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 94, no. 11, 2013, pp. 1691–1706.
- Lauder, B.E., Spalding, D.B., 1974. The numerical computation of turbulent flows. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering; vol. 3: pp. 269–289.
- Mandas, N., Cambuli, F., Crasto, G., Cau, G., 2004. Numerical simulation of the Atmospheric Boundary Layer (ABL) over complex terrains. Proceedings from EWEC, London, UK.
- Monin, A.S., Obukhov. A.M., 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.; vol. 24: pp. 163–187.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1984. Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer. Journal of Atmospheric Sciences; vol. 41.
- Ross, A., Arnold, S., Vosper, S., Mobbs, S., Dixon, N., Robins, A., 2004. A Comparison of Wind-Tunnel Experiments and Numerical Simulations of Neutral and Stratified Flow over a Hill. Boundary-Layer Meteorology; vol. 113 : pp 427-459
- STAR-CCM+, 2014. User Guide and Theory Manual. CD-adapco.
- Sumner, J., Masson, C., 2012. The Apsley and Castro Limited-Length-Scale $k - \varepsilon$ model revisited for improved performance in the atmospheric surface layer. Boundary Layer Meteorology. DOI: 10.1007/s10546-012-9724-7
- Venayagamoorthy, S. K., Stretch, D. D., 2010. On the turbulent Prandtl number in homogeneous stably stratified turbulence. The Journal of Fluid Mechanics; vol. 644: pp. 359–369.
- Zilitinkevich, S., 1972. On the Determination of the Height of the Ekman Boundary Layer. Boundary-Layer Meteorology; vol. 3.

WIND FLOW MODELLING WITHIN THE STABLE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Abstract. *The focus of this study is the numerical simulation of wind flow within the atmospheric boundary layer when effects of thermal stratification are present. This area of study is of major importance for energy production assessments of proposed wind farms in Brazil because the uncertainties associated with wind flow modelling techniques are often large and translate into even higher wind energy production uncertainty levels. A flow model tailored for the stable atmospheric boundary layer is described in detail throughout this study. This model is named “CFD stable RANS”. The application of the proposed model is validated on a site with complex topography in Brazil where five meteorological masts have recorded wind data. The cross-prediction errors yielded by this model (against real measurements) are compared with errors calculated with other flow models. The global average cross-prediction error observed for the five meteorological masts using “CFD stable RANS” was 3.8%. For the other models investigated this error was always above 5.2%. The results described along this study suggest that “CFD stable RANS” modelling is commercially viable for the wind sector and could potentially help in lowering overall uncertainty levels associated with energy production forecasts for new proposed wind farms in Brazil.*

Key words: Wind Energy, Atmospheric Boundary Layer, Computer Fluid Dynamics